



T.C.
İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ



YÜKSEK LİSANS TEZİ

KÜÇÜKÇEKMECE VE BÜYÜKÇEKMECE
LAGÜNLERİNİN SİSMİK VE BATİMETRİK
YÖNTEMLERLE İNCELENMESİ

Cansu Elif İCİK

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeofizik Mühendisliği Programı

Danışman

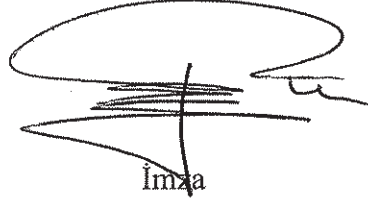
Doç. Dr. Hüseyin TUR

Mayıs, 2014

İSTANBUL

Bu çalışma 13/06./2014 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı Jeofizik programında Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilmiştir.

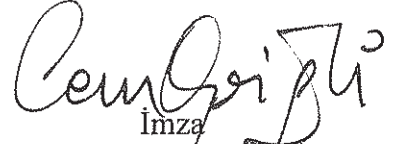
Tez Jürisi:



Doç. Dr. Hüseyin TUR (Danışman)
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi



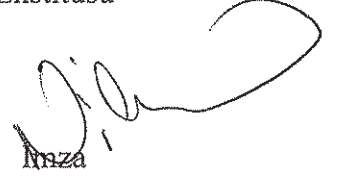
Prof. Dr. İbrahim KARA
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi



Prof. Dr. Cem GAZIOĞLU
İstanbul Üniversitesi
Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği
Enstitüsü



Doç. Dr. Ferhat ÖZÇEP
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi



Yrd. Doç. Dr. Nihan HOŞKAN
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi

ÖNSÖZ

Bu çalışmada,şelf alanındakitekanallı analog sığ sismik veriler Dz.K.K. Seyir, Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı (SHOD) gemileritarafından toplanmıştır. Lagunlerin içerisinde toplanan sığ sismik veriler ise İstanbul Üniversitesi BAP birimince desteklenen 5783 No’lu proje kapsamında çeşitli deniz vasıtaları ile alınmış verilerdir.

Çok kanallı sismik veriler ise İstanbul Büyükşehir Belediyesi Deprem ve Zemin İnceleme Müdürlüğü tarafından desteklenen,TÜBİTAK-MAM Yer Ve Deniz Bilimleri Enstitüsü tarafından yürütülen “Marmara Bölgesinin Deprem Aktivitesinin Çok Disiplinli Yöntemlerle İzlenmesi ve İstanbul Kıyı Şeridi/Kıta Sahanalığı Zeminine Olası Etkilerinin Araştırılması” isimli, 5077101numaralı projesi kapsamında Dokuz Eylül Üniversitesi, R/V K.Piri Reis Araştırma Gemisi ve “HydroScience NTRS–2 Sismik Sistem” ile toplanmıştır.

Ayrıca Multibeam mikrobatimetrik veriler, yineİstanbul Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimi tarafından desteklenen 5783 No’lu ve “Küçükçekmece ve Büyükçekmece Lagünlerinin (Marmara Denizi Kuzeyi) Jeolojik Evriminin Yüksek Çözünürlüklü Sığ Sismik Veriler Yardımıyla İncelenmesi” isimli proje çalışması kapsamında Dz. K.K Seyir, Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı (SHOD)araştırma gemilerince ve Lagünlerin içerisindeki single beam batimetrik veriler ise yine aynı proje kapsamında çeşitli deniz vasıtalarıyla toplanmıştır. Lagünler arasında yer alan kara alanında kullanılan veriler ise TÜBİTAK-MAM Yer Ve Deniz Bilimleri Enstitüsü tarafından yürütülen “Marmara Bölgesinin Deprem Aktivitesinin Çok Disiplinli Yöntemlerle İzlenmesi ve İstanbul Kıyı Şeridi/Kıta Sahanalığı Zeminine Olası Etkilerinin Araştırılması” isimli, 5077101numaralı projesi kapsamında toplanmıştır.

Bu çalışmayı yapmamı sağlayan, bilgi ve desteğini esirgemeyen; vermiş olduğu kaynaklar ve yol gösterdiği için tez danışmanım sayın Doç. Dr. Hüseyin TUR’a teşekkürlerimi sunarım.

Öğrenim hayatım boyunca üzerimde emeği olan tüm hocalarıma vmodern, çağdaş, laik devletimizin kurucusu olan ulu önder Mustafa Kemal ATATÜRK’e sonsuz saygı ve teşekkürü bir borç bilirim.

Ayrıca beni büyüten, yetiştiren ve daima yanımda olan annem sayın Asuman İCİK ve merhum babam sayın Hasan İCİK’e, ayrıca tüm çalışmalarım boyunca desteklerini ve, katkılarını esirgemeyen sevgili teyzem sayın Aysun ARAŞTIRAN’a ve tüm ailemesonsuz teşekkür ederim. Kızınız olmak bana gurur veriyor.

Mayıs, 2014

Cansu Elif İCİK

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

ÖNSÖZ.....	i
İÇİNDEKİLER	ii
ŞEKİL LİSTESİ.....	v
TABLO LİSTESİ	xvii
SİMGE VE KISALTMA LİSTESİ	xviii
ÖZET.....	xix
SUMMARY	xxi
1. GİRİŞ.....	1
2. GENEL KISIMLAR	8
3. MALZEME VE YÖNTEM	36
3.1. JEOFİZİK ÇALIŞMALAR	36
3.1.1. Kara Jeofiziği Çalışmaları.....	36
3.1.1.1. Mikrotremor Spektral Oran Ölçümleri	36
3.1.1.2. Sismik Kırılma Ölçümleri.....	41
3.1.1.3. Mikrotremor Dizin Ölçümleri	44
3.1.1.4. Küçükçekmece ile Büyükçekmece Arasındaki Kıyı Alanında Bulunan Heyelanlı Bölgelerdeki Deformasyonların Boyutunun Tanımlanması ve Şelf Alanındaki Etki Alanlarının Belirlenmesi	48
3.1.2. Deniz Jeofiziği Çalışmaları.....	50
3.1.2.1. Denizde Sismik Yansıma Yöntemi, Cihazları ve Veri Toplanması	50
3.1.2.2. Denizde Sonar Görüntüleme Teknikleri, Cihazı ve Veri Toplanması	58
3.2. JEOMORFOLOJİK ÇALIŞMALAR	73
3.2.1. Yeryüzü Şekillerinin Oluşumunda Aşınma, Depolanma ve Tektonizmanın Etkisi ve Döngüler.....	73
3.2.2. Yüzey Şekillerinin Gelişmesini Kontrol Eden Yapısal Unsurlar: Faylar	75
3.2.3. Yüzey Şekillerinin Gelişmesini Kontrol Eden Aşınım/Birikim Unsurları: Akarsuyun Aşındırma-Taşıma-Biriktirme Etkisi ve Denge Profili Kavramı.....	76
3.2.4. Akarsu Drenaj Sistemleri	78
3.2.5. Vadi Şekilleri	80

3.2.6. Tektonik ve Östatik (Küresel Deniz Düzeyi Değişimleri) Faktörlerin Akarsu Vadisi Gelişimi Üzerindeki Etkileri	83
3.2.7. Yüzey Şekillerinin Gelişmesini Kontrol Eden Aşınım/Birikim Unsurları: Kıyı ve Deniz Alanlarında Dalga Aşındırma-Taşıma-Biriktirme Etkisi.....	89
3.2.7.1. <i>Dalga Dinamiği ve Kıyı Alanlarındaki Yeryüzü Şekillenmelerine Olan Etkisi</i>	89
3.2.8. Açık Denizlerdeki Yüzey Şekillenmeleri : Şelfler, Kanyonlar ve Yamaçlar	94
3.2.9. Marmara Bölgesinin Morfolojisi	96
3.2.9.1. <i>Deniz Alanları Batimetrik Oluşumları</i>	97
3.3. MARMARA DENİZİ ÇEVRESİNİN GENEL JEOLJİSİ	102
3.3.1. Tektonik Konum	103
3.3.2. Marmara Denizi ve Kıyılarının Neojen ve Sonrası jeolojisi.....	104
3.3. ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİSİ	117
4. BULGULAR	120
4.1. JEOFİZİK ÇALIŞMALARIN DEĞERLENDİRİLMESİ.....	120
4.1.1. Kara Jeofiziği Çalışmalarının Değerlendirmeleri	120
4.1.1.1. <i>Mikrotremor Spektral Oran Ölçümlerinin Değerlendirmeleri</i>	120
4.1.1.2. <i>Sismik Kırılma ve Mikrotremor Dizin Ölçümlerinin Ters Çözüm Sonuçları</i>	122
4.1.1.3. <i>Küçükçekmece ile Büyükçekmece Arasındaki Alanda Statik Olarak Gerçekleştirilen Ölçümlerin Değerlendirilmesi</i>	132
4.1.2. Deniz Jeofiziği Verilerinin Değerlendirilmesi ve Yorumu.....	143
4.1.2.1. <i>Marmara Denizi Kuzey Şelf Alanı Multibeam Batimetrik ve Lagünlerde Toplanan Singlebeam Batimetrik Verilerinin Yorumu</i>	143
4.1.2.2. <i>Marmara Denizi Kuzey Şelf Alanında Büyükçekmece Körfezi ve Lagünler Arasında Kalan Alanda Toplanan Yanal Taramalı Sonar Verilerinin Yorumu</i>	153
4.1.2.3. <i>Marmara Denizi Kuzey Şelf Alanında Lagünlerin Önünde Toplanan Sığ Sismik Verilerin Stratigrafik Yorumu</i>	156
4.1.2.4. <i>Marmara Denizi Kuzey Şelf Alanı İstanbul Boğazı-Büyükçekmece Arasında Toplanmış Sığ Sismik Verilerden Elde Edilen Havza Dolgusu Kalınlık Ve Paleotopoğrafik Temel Üst Yüzey Haritalarının Yorumu</i>	162
4.1.2.5. <i>İstanbul Boğazı-Büyükçekmece Körfezi Arasında Kalan Şelf Alanındaki Sığ Sismik Verilerin Yorumu</i>	167
4.1.2.6. <i>Çok Kanallı Sismik Yansıma Verilerinin Yapısal Yorumu</i>	181
4.1.2.7. <i>Büyükçekmece ve Küçükçekmece Lagünlerinde Toplanan Sığ sismik Verilerin Yorumu</i>	186
5. TARTIŞMA VE SONUÇ	195

KAYNAKLAR	214
ÖZGEÇMİŞ.....	230

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa No

- Şekil 1.1:**Marmara Denizi batimetri haritası ve çalışma alanını oluşturan Küçükçekmece-Büyükçekmece lagünleri (Yanmaz, 2004).....1
- Şekil 1.2 :**Küçükçekmece ve Büyükçekmece lagünleri çevresi sayısal arazi modeli ve lagünlere katılan ana akarsular. KL=Küçükçekmece Lagünü, BL=Büyükçekmece Lagünü.2
- Şekil 1.3 :**Küçükçekmece Lagünü ile Silivri arasındaki alanın jeolojik haritası (Emre vd., 2004).....4
- Şekil 2.1 :**Çalışma Alanı. Anadolu Sayısal Yükseklik modeli üzerinde Kuzey ve Doğu Anadolu Fay Zonları ve KK-KAF=Kuzey Anadolu Fayı Zonu’nun Kuzey Kolu.8
- Şekil 2.2 :**Yapılan GPS incelemeleri sonucunda Anadolu’nun günümüzdeki hareket vektörü (Mc Clusky vd., 2000).10
- Şekil 2.3 :**Marmara Denizi içindeki bazı fay modelleri.....18
- Şekil 2.4:** Marmara Denizi’nde kara topografya verisi ile birleştirilerek elde edilen sayısal arazi modeli(T.H.: Tekirdağ Havzası, B.M.S.: Batı Marmara Sırtı, M.H. :Marmara Havzası, O.M.S.: Orta Marmara Sırtı, Ç.H.: Çınarcık Havzası).....19
- Şekil 2.5 :**Ganos Dağ Sistemi ile Büyükçekmece Lagünü arasında Marmara Denizi tabanında izlenen çizgisellik (Gazioğlu vd., 2002). Tekirdağ, Merkez ve Silivri Havzaları’na üstten (a-c) ve doğudan (d) bakışlar.....20
- Şekil 2.6 :**B.Ü. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Sismoloji Laboratuvarı tarafından 1900-2013 yılları arasında kaydedilmiş olan 2.5’in üzerindeki depremlerin episantr dağılımları.21
- Şekil 2.7:**Sismik ve Batimetrik verinin birlikte kullanılması sonucu Tekirdağ Havzası ve Batı Sırtı için üretilmiş olan 3D model ve bu alanda yer alan fay (Gökaşan vd., 2003). ..21
- Şekil 2.8:**Ayrıntılı batimetrik verinin kullanılması sonucu Marmara Denizi aktif fay modellerinden bazıları (İmren vd., 2001(a); Armijo vd., 2002(b); Le Pichon vd., 2001(c); Yaltırak 2002(d); Gökaşan vd., 2002 (e); Gökaşan vd., 2003(f)).24
- Şekil 2.9:**Marmara Denizi doğusu (Emre ve Awata, 2003; a) ile İzmit Körfezi ve kıyılarında (Awata vd., 2003; Dolu vd. 2007; b-c) KAFZ’nun kuzey kolunun uzanımı.25
- Şekil 2.10:** İstanbul ve Kocaeli yarımadaalarında topoğrafyadaki çizgisellikler.26
- Şekil 2.11:**Marmara Denizi Çanağı, güney (A) ve kuzey (B) yamaçları ve şelf alanları (Gazioğlu vd., 2002’den değiştirilerek).....27

Şekil 2.12: İstanbul Yarımadası'nın sayısal arazi modelleri ve yorumları (Gökaşan vd., 2002).....	27
Şekil 2.13: Avcılar açıklarında toplanan sismik kesitler üzerinde izlenen genç faylar (Gökaşan vd., 2002).....	29
Şekil 2.14: Çınarcık Havzası kuzey yamacı ve kuzey şelf için önerilen fay modeli (Gökaşan vd., 2002).....	29
Şekil 2.15: Çınarcık Havzası kuzey yamacında izlenen sağ yanal yırtılmalar (Le Pichon vd., 2001'den, Gökaşan vd., 2003 tarafından yeniden yorumlanarak).	30
Şekil 2.16: a) Dz. K.K. SHODB tarafından İstanbul Boğazı'nda toplanmış olan sismik kesitler yardımıyla boğaz boyunca oluşturulan projeksiyon (Oktay vd., 2002); b-c) Dibblee (1977) tarafından geliştirilmiş olan blok dönme modelinin Oktay vd. (2002) tarafından İstanbulBoğazı evrimini açıklamak için boğaza uygulanmış hali.	30
Şekil 2.17: Dz. K.K. SHODB tarafından İstanbul Boğazı'nda toplanan sismik ve batimetrik verinin birlikte değerlendirilmesi sonucu boğaz tabanını etkileyen faylara bir örnek (Gökaşan vd., 2006). Sismik kesit Defterdar (solda) ile Çengelköy (sağda) arasından geçmektedir.Batimetrik veri ise, boğazın Defterdar-Çengelköy ile Bebek-Kandilli arasında kalan bölümüne güneyden bir bakışı göstermektedir.	31
Şekil 2.18: Marmara Denizi Kuzeydoğu Şelf Alanı üzerinde belirlenen faylar (Tur, 2007).....	32
Şekil 3.1 : 2007 yılı zemin sınıflaması jeofizik ölçümlerinin yapıldığı noktaların haritası (TÜBİTAK-MAM, 2008).....	36
Şekil 3.2: Reftek 130 (siyah renkli) ve L4-3C sismometre kayıtçı sistemi.	38
Şekil 3.3: I20 noktasında alınan örnek mikrotremor kayıtları; üç bileşen (yukardan aşağıya Düşey, Kuzey-Güney ve Doğu-Batı) kayıtlar 80-200 sn uzunlukta pencerelenerek, geçici gürültülerin olduğu kısımlar pencerelenmemiştir.	39
Şekil 3.4: a) Sol taraftaki üç grafik yukarıdan aşağıya, Düşey, Kuzey-Güney (KG) ve Doğu-Batı (DB) bileşenlerinin spektrumlarını göstermektedir. Renkli olan eğriler Şekil 3.3'deki aynı renkteki zaman pencerelerinden elde edilen spektrumları, siyah eğri ortalamalarını, kesikli eğriler iseortalama eğrinin standart sapmasını göstermektedir. b) Sağ taraftaki üç grafik ise, yukarıdanaşağıya ortalama yatay-düşey, KG-düşey, ve DB-düşey spektral oran eğrilerini göstermektedir. Eğrilerin üzerindeki kalın gri çizgiler yatay-düşey genlik oranının en büyük değerine karşı gelenzemin hakim titreşim frekansını göstermektedir.	40
Şekil 3.5: Kalın siyah çizgi ile gösterilen eğri I20 noktasında kaydedilen üç bileşen veriden elde edilen yatay-düşey genlik büyütme eğrisini, kesikli gri çizgiler ise standart sapmaları göstermektedir. Sağ üst köşede nokta için belirlenmiş zemin hakim titreşim frekansı değeri 0.23 Hz ve kullanılanzaman penceresi toplamı 10 olarak verilmiştir.	41
Şekil 3.6: Sismik Kırılma Yöntemi uygulanmasında kullanılan sismik atış ve hat geometrisi....	41
Şekil 3.7: Sismik Kırılma etütlerinde kullanılan kayıtçı ve jeofon sistemi.	42
Şekil 3.8: Sismik Kırılma etütlerinde kullanılan sismik enerji kaynağı, Buffalo Gun ve yerleştirilen cihazların bir görüntüsü.	43

Şekil 3.9: Sismik Kırılma kayıt örnekleri. Soldan sağa sırasıyla 0, 75 ve 150 metreaçılımlarında elde edilen ortak atış kayıtları görülmektedir.	43
Şekil 3.10: Doğrusal FK analizi ile hesaplanan yüzey dalgası faz hızı dispersiyon eğrisi.	44
Şekil 3.11: Mikrotremor dizin yöntemi uygulamasının şematik gösterimi.	45
Şekil 3.12: Mikrotremor dizin ölçümlerinde kullanılan alıcı geometrisi.	46
Şekil 3.13: Mikrotremor dizin verilerinden hesaplanan yüzey dalgası faz hızı dispersiyon eğrisi (siyah eğri) ve SPAC katsayıları (sağda, gri eğriler).	47
Şekil 3.14: Mikrotremor dizin verilerinden hesaplanan yüzey dalgası faz hızı dispersiyon eğrisi (içi boş noktalar solda) ve bu eğriye en iyi uyum sağlayan S-dalga hız profili (sağda) ile hızprofilinden hesaplanan teorik dispersiyon eğrisi (solda). Üstte ise elde edilen hız profilinden hesaplanan Rayleigh dalgası elliptisite eğrisinin I20 noktasında kaydedilen yatay/düşey genlik oranı eğrisi ile uyumu verilmektedir.	47
Şekil 3.15: Ölçümlerde kullanılan yer noktasına ve pilyeye ait örnek görüntü.	48
Şekil 3.16: TUBITAK MAM YDBE tarafından sürekli ve periyodik olarak ölçülen GPS noktalarının dağılımı.	50
Şekil 3.17: a) Denizde sismik yansımanın uygulanışı; b) Yönteminin temel aşamaları (Dondurur, 2009).	51
Şekil 3.18: Sismik yansıma yöntemi ile 2 ve 3 boyutlu veri toplama teknikleri	52
Şekil 3.19: Yüksek Rezolüsyonlu Sparker-Boomer Sığ Sismik Sistemi.	53
Şekil 3.20: 230 Uniboom Sığ Sismik Sistem (SHODB).	54
Şekil 3.21: Sparkarray yansıma sistemi (SHODB).	54
Şekil 3.22: Çok Kanallı Sismik Sistem ve bileşenlerinin teknik özellikleri (DEÜ).	55
Şekil 3.23: SeaBed 3010 Mp Mühendislik Sismiği” ve “Bathy2010 CHIRP Mühendislik Sismiği Sistemi	56
Şekil 3.24: Boomer ve Sparker enerji kaynakları kullanarak çalışma kapsamında satın alınan sismik sistem, 230 Uniboom ve Sparkarray sığ sismik yansıma cihazları kullanılarak toplanmış sismik profillerin yerbulduru haritaları.	57
Şekil 3.25: Dokuz Eylül Üniversitesi Piri Reis Araştırma Gemisi tarafından HydroScience NTRS-2 Çok Kanallı Sismik Sistem kullanılarak toplanmış çok kanallı derinsismik sismik profillerin yerbulduru haritası (TÜBİTAK, 2008).	57
Şekil 3.26: SeaBed 3010 Mp Mühendislik Sismiği” ve “Bathy2010 CHIRP Mühendislik Sismiği Sistemi” kullanılarak toplanmış sığ sismik profillerin yerbulduru haritası (TÜBİTAK, 2008).	58
Şekil 3.27: Akustik Dalga İletimi Prensibi (Elac,1998).	60
Şekil 3.28: Sistem ile elde edilen kavramsal ışın geometrisi (Diaz, 2000).	61

Şekil 3.29: Gemi Hareket Algılayıcısı.....	62
Şekil 3.30: Ses Hızı Profili ile Ölçülen Derinlik Arasındaki İlişki (Elac, 1998).....	62
Şekil 3.31: Diferansiyel GPS Sistemi (Elac, 1998).	63
Şekil 3.32: Sistemin Fonksiyonel Bileşenleri (Elac,1998).	64
Şekil 3.33: Elac-Nautik, Sea Beam 1050D- Multibeam Sonar Sistemi ve teknik özellikleri.....	65
Şekil 3.34: a) Marmara Denizi kuzey şelf alanı ve civarının sayısal arazi modeli; b) Büyükçekmece ve Küçükçekmece Lagünleri’ni önündeki şelf alanında sayısal yükselti ve batimetri haritasının birleştirilmesinden elde edilen detaylı sayısal arazi modeli.	66
Şekil 3.35: Küçükçekmece Lagünü’nün 3B batimetrisi.	67
Şekil 3.36: Marmara Denizi Kuzey Şelf alanında 0-20 m arasındaki derinliğe kadar olan alanda elde edilmiş batimetri haritası (İBB).	67
Şekil 3.37: (a) Büyükçekmece Körfezi’nde toplanan verilere ait hat geometrisi; (b) YELLOWFIN Model sığ yanal tarama sonarı (TÜBİTAK, 2008).....	70
Şekil 3.38: Büyükçekmece Körfezi’ne ait bir YTS hattının navigasyon bilgisi ve gürültü bazlı ayıklama işlemini gösterir grafik. Fish ünitesinin hatta oturması ve dengelenmesi öncesindeki veriler (1000 iz sayısı) ayıklanmıştır (TÜBİTAK, 2008).	71
Şekil 3.39: LEG-2’de toplanan YTS verilerine ait mozaik görüntünün, batimetri üzerine giydirilmiş şekli (TÜBİTAK, 2008).	72
Şekil 3.40: Büyükçekmece-Küçükçekmece arasında toplanan verilere ait hat geometrisi (TÜBİTAK, 2008).	73
Şekil 3.41: Geoacoustic DT 2000 Derin Yanal Tarama Sonarı ve Chirp Sistemi (TÜBİTAK, 2008).	73
Şekil 3.42: Sedimenter (çökel) ortamlar (McGeary vd., 2004’den Yıldırım ve Gökaşan 2007 tarafından değiştirilerek).....	75
Şekil 3.43: Cisimler üzerine uygulanan değişik kuvvetler ve bunlara göre oluşan fay türleri (Press vd., 2004’den Yıldırım ve Gökaşan 2007 tarafından değiştirilerek).....	76
Şekil 3.44: Bir akarsu içerisindeki sediment yükü ve hareket mekanizması (Press vd., 2004’den Yıldırım ve Gökaşan 2007 tarafından değiştirilerek).	77
Şekil 3.45: Akarsuyun denge profili kazandığı durumlarda sahip olduğu boyuna ve enine profilleri (McGeary vd., 2004’den Yıldırım ve Gökaşan 2007 tarafından değiştirilerek).....	77
Şekil 3.46: Akarsu denge profilinin, kaide seviyesine (deniz düzeyine) göre olan değişimi (Yıldırım ve Gökaşan 2007).	78
Şekil 3.47: Jeolojik yapı (süreksizlikler, kıvrımlar ve yatay tabakalanma) ve morfolojiye (Konik şekilli volkanik dağlar) bağlı olarak gelişen değişik drenaj tipleri (Press vd., 2004’den Yıldırım ve Gökaşan 2007 tarafından değiştirilerek).	79

Şekil 3.48: Tipik bir vadi kesiti ve elemanları (Press vd., 2004'den Yıldırım ve Gökaşan 2007 tarafından değiştirilerek).....	80
Şekil 3.49: Örgülü tip akarsu gelişimi (Press vd., 2004'den Yıldırım ve Gökaşan 2007 tarafından değiştirilerek).....	82
Şekil 3.50: Menderesli vadi oluşum mekanizması (Press vd., 2004'den Yıldırım ve Gökaşan 2007 tarafından değiştirilerek).....	82
Şekil 3.51: Akarsularda gençleşme ve taraça oluşumu (Press vd., 2004'den Yıldırım ve Gökaşan 2007 tarafından değiştirilerek).....	84
Şekil 3.52: Akarsu vadilerinde; kayaç sertliği veya tektonik yükselim ve çökmelere bağlı olarak gelişen vadilerde akış hızındaki değişim ve aşınım-birikim işlemi (McGeary vd., 2004).....	85
Şekil 3.53: Lokal bir kıvrımın akarsu vadisi tarafından kesilmesi ve antesedant vadi (boğaz) oluşumu (Erinç, 2000).	85
Şekil 3.54: Aktif bir kıvrımı aşındırarak bir antesedant vadi oluşturan akarsu.	86
Şekil 3.55: Akarsu vadisini kesen bir fay tarafından oluşturulan havzanın, akarsu tarafından doldurularak denge profilinin yeniden kazanılması (Press vd., 2004'den Yıldırım ve Gökaşan 2007 tarafından değiştirilerek).....	86
Şekil 3.56: Bir akarsu vadisini kesen fay tarafından derinleştirilen bölgede oluşan birikinti yelpazesi (Press vd., 2004'den Yıldırım ve Gökaşan 2007 tarafından değiştirilerek).....	88
Şekil 3.57: Bir tektonik çöküntü alanı çevresindeki drenaj evrimi (Summerfield, 1999).	88
Şekil 3.58: Dalganın açıktan kıyıya doğru olan hareketi sırasında, dalga açısı, kıyıyı oluşturan litolojik değişimler vb. farklılıklara bağlı olarak gelişen unsurlar (Press vd., 2004'den Yıldırım ve Gökaşan 2007 tarafından değiştirilerek).	90
Şekil 3.59: Kıyıya açılı gelen dalga ile sürüklenen ince kırıntılı sedimentlerin, sahil çizgisi geriye büküldüğü yerlerde oluşturduğu kıyı oku (Hamblin ve Christiansen, 2004'den Yıldırım ve Gökaşan 2007 tarafından değiştirilerek).	92
Şekil 3.60: Kıyı boyu akıntıları ile sürüklenen kırıntılı sedimentlerin, kıyıda oluşturdıkları yapılara örnekler (Google Earth'den Yıldırım ve Gökaşan 2007 tarafından alınmıştır). a)Küçükçekmece Lagünü önünde yer alan kıyı kordonu, b) Tombolo ile ana karaya bağlanan Kapıdağ Yarımadası.....	92
Şekil 3.61: Kırılan dalgaların zaman içerisinde kıyıdaki burunları aşındırıp, koylarda biriktirmeleri sonucu kıyıda gelişen aşınım-birikim işlemi ve kıyı gerilemesi (McGeary vd., 2004'den Yıldırım ve Gökaşan 2007 tarafından değiştirilerek).....	93
Şekil 3.62: Kıyıda meydana gelen sediment getirim ve kayıpları (Hamblin ve Christiansen, 2004'den Yıldırım ve Gökaşan 2007 tarafından değiştirilerek).	94
Şekil 3.63: Kıta kenarının şematik kesiti (Boggs, 2001'den Yıldırım ve Gökaşan 2007 tarafından değiştirilerek).....	95
Şekil 3.64: Marmara Denizi batimetri haritası üzerinde yer alan kanyonlar.....	96

Şekil 3.65: Marmara Denizi batimetrisi ve civarının sayısal topoğrafya haritası.....	97
Şekil 3.66: Marmara Denizi ve civarının jeoloji haritası (MTA, 2002)	102
Şekil 3.67: Kuzeybatı Anadolu'nun tektonik birlikleri (Okay, 1989 ve Emre vd., 1998'den düzenlenerek alınmıştır).	103
Şekil 3.68: Türkiye'nin neo-tektonik birlikleri (Okay vd., 1999 dan alınmıştır).	104
Şekil 3.69: Avrasya levhası referans alınarak elde edilen GPS hız vektörleri ve belirgin tektonik hatları (McClusky vd., 2000).....	104
Şekil 3.70: Trakya Havzasının Miyosen-Pliyosen paleocoğrafya haritası (Sakıncı vd., 1999)...110	
Şekil 3.71: Marmara Denizi kıyılarındaki Pleistosen taraçaları (Yaltırak vd., 2002).	111
Şekil 3.72: Lale Dere deltasının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Tüysüz ve Genç, 2000). ...	112
Şekil 3.73: Çalışma alanının jeolojisi.	119
Şekil 4.1: Ölçüm noktalarının tamamı için elde edilen spektral oran eğrileri.	120
Şekil 4.2: Toplam 10 noktada yapılan Mikrotremor ölçümlerinden belirlenen Zemin Hakim Titreşim Periyot dağılım haritası.	121
Şekil 4.3: Mikrotremor Dizin verilerinden hesaplanan yüzey dalgası faz hızı dispersiyon eğrisi (içi boş noktalar solda) ve bu eğriye en iyi uyum sağlayan S-dalga hız profili (sağda) ile hız profilinden hesaplanan teorik dispersiyon eğrisi (solda). Üstte ise elde edilen hız profilinden hesaplanan Rayleigh dalgası eliptisite eğrisinin I08 noktasında kaydedilen yatay/düşey genlik oranı eğrisi ile uyumu verilmektedir.	122
Şekil 4.4: Mikrotremor Dizin verilerinden hesaplanan yüzey dalgası faz hızı dispersiyon eğrisi (içi boş noktalar solda) ve bu eğriye en iyi uyum sağlayan S-dalga hız profili (sağda) ile hız profilinden hesaplanan teorik dispersiyon eğrisi (solda). Üstte ise elde edilen hız profilinden hesaplanan Rayleigh dalgası eliptisite eğrisinin I09 noktasında kaydedilen yatay/düşey genlik oranı eğrisi ile uyumu verilmektedir.	123
Şekil 4.5: Mikrotremor Dizin verilerinden hesaplanan yüzey dalgası faz hızı dispersiyon eğrisi (içi boş noktalar solda) ve bu eğriye en iyi uyum sağlayan S-dalga hız profili (sağda) ile hız profilinden hesaplanan teorik dispersiyon eğrisi (solda). Üstte ise elde edilen hız profilinden hesaplanan Rayleigh dalgası eliptisite eğrisinin I10 noktasında kaydedilen yatay/düşey genlik oranı eğrisi ile uyumu verilmektedir.	123
Şekil 4.6: Mikrotremor Dizin verilerinden hesaplanan yüzey dalgası faz hızı dispersiyon eğrisi (içi boş noktalar solda) ve bu eğriye en iyi uyum sağlayan S-dalga hız profili (sağda) ile hız profilinden hesaplanan teorik dispersiyon eğrisi (solda). Üstte ise elde edilen hız profilinden hesaplanan Rayleigh dalgası eliptisite eğrisinin I13 noktasında kaydedilen yatay/düşey genlik oranı eğrisi ile uyumu verilmektedir.	124
Şekil 4.7: Mikrotremor Dizin verilerinden hesaplanan yüzey dalgası faz hızı dispersiyon eğrisi (içi boş noktalar solda) ve bu eğriye en iyi uyum sağlayan S-dalga hız profili (sağda) ile hız profilinden hesaplanan teorik dispersiyon eğrisi (solda). Üstte ise elde edilen hız profilinden hesaplanan Rayleigh dalgası eliptisite eğrisinin I14 noktasında kaydedilen yatay/düşey genlik oranı eğrisi ile uyumu verilmektedir.	124

- Şekil 4.8:**Mikrotremor Dizin verilerinden hesaplanan yüzey dalgası faz hızı dispersiyon eğrisi (içi boş noktalar solda) ve bu eğriye en iyi uyum sağlayan S-dalga hız profili (sağda) ile hız profilinden hesaplanan teorik dispersiyon eğrisi (solda). Üstte ise elde edilen hız profilinden hesaplanan Rayleigh dalgası eliptisite eğrisinin I15 noktasında kaydedilen yatay/düşey genlik oranı eğrisi ile uyumu verilmektedir.125
- Şekil 4.9:**Mikrotremor Dizin verilerinden hesaplanan yüzey dalgası faz hızı dispersiyon eğrisi (içi boş noktalar solda) ve bu eğriye en iyi uyum sağlayan S-dalga hız profili (sağda) ile hız profilinden hesaplanan teorik dispersiyon eğrisi (solda). Üstte ise elde edilen hız profilinden hesaplanan Rayleigh dalgası eliptisite eğrisinin I17 noktasında kaydedilen yatay/düşey genlik oranı eğrisi ile uyumu verilmektedir.125
- Şekil 4.10:**Mikrotremor Dizin verilerinden hesaplanan yüzey dalgası faz hızı dispersiyon eğrisi (içi boş noktalar solda) ve bu eğriye en iyi uyum sağlayan S-dalga hız profili (sağda) ile hız profilinden hesaplanan teorik dispersiyon eğrisi (solda). Üstte ise elde edilen hız profilinden hesaplanan Rayleigh dalgası eliptisite eğrisinin I18 noktasında kaydedilen yatay/düşey genlik oranı eğrisi ile uyumu verilmektedir.126
- Şekil 4.11:**Mikrotremor Dizin verilerinden hesaplanan yüzey dalgası faz hızı dispersiyon eğrisi (içi boş noktalar solda) ve bu eğriye en iyi uyum sağlayan S-dalga hız profili (sağda) ile hız profilinden hesaplanan teorik dispersiyon eğrisi (solda). Üstte ise elde edilen hız profilinden hesaplanan Rayleigh dalgası eliptisite eğrisinin I19 noktasında kaydedilen yatay/düşey genlik oranı eğrisi ile uyumu verilmektedir.126
- Şekil 4.12:**Mikrotremor Dizin verilerinden hesaplanan yüzey dalgası faz hızı dispersiyon eğrisi (içi boş noktalar solda) ve bu eğriye en iyi uyum sağlayan S-dalga hız profili (sağda) ile hız profilinden hesaplanan teorik dispersiyon eğrisi (solda). Üstte ise elde edilen hız profilinden hesaplanan Rayleigh dalgası eliptisite eğrisinin I20 noktasında kaydedilen yatay/düşey genlik oranı eğrisi ile uyumu verilmektedir.127
- Şekil 4.13:**10 noktada toplanan Mikrotremor Dizin verilerinden hesaplanan yüzey dalgası faz hızı dispersiyon eğrileri ve 160 m derinliğe kadar ters çözüm sonuçları.....128
- Şekil 4.14:**Büyükçekmece-Haramidere arasındaki bölge için 1500 m derinliğe kadar A-A' hattı boyunca oluşturulan kesit. Yeşil renk S dalga hızının ~1500 m/sn, mavi renk ise 2000 m/sn hıza ulaştığı ve geçtiği sınırı gösterir. Derinlik eksen 2 katı abartılmış olarak gösterilmektedir.131
- Şekil 4.15:**Şekil 4.14' deki kesitin ilk 300 m derinliğe kadar olan kısmı için oluşturulan kesit. Renk skalası Şekil 4.14' den farklı olarak 0-1200 m/sn arasında oluşturulmuştur. Yeşil renk S dalga hızının ~750 m/sn' ye ulaştığı ve geçtiği sınırı gösterir. Derinlik eksen 2 kereabartılmış olarak gösterilmektedir.132
- Şekil 4.16:**Avrasya referans sisteminde, ölçüm noktalarına göre bir yıllık hız değişimleri.134
- Şekil 4.17:**N108 (kırmızı ile gösterilmiştir) noktasına göre, ölçüm noktalarına göre bir yıllık hız değişimleri.135
- Şekil 4.18:**Hızlı statik ölçümler için oluşturulan deformasyon ağı ve alınan ölçüm için hata elipsleri ile gösterilen baz doğrulukları.137
- Şekil 4.19:**FS6 noktasının yer değiştirme-zaman grafiği.139

Şekil 4.20: Kıyı alanındaki noktalara ait deformasyon değişimi. İstasyonlar batıdan, doğuya doğru sıralanmıştır.	141
Şekil 4.21: Deformasyon değişim oranlarına göre yapılmış bölgesel sınıflama. Koyu siyah kutu içindeki değerler, deformasyon değişim yüzdelerini, açık renkli kutular ise ait oldukları ölçüm noktasına ait kuzey-güney ve doğu-batı yöndeki değişim aralığını göstermektedir.	142
Şekil 4.22: Marmara Denizi Kuzey Şelf Alanı batimetrisi.	143
Şekil 4.23: Marmara Denizi Kuzey Şelf Alanı ve civarının 3B mikrobatimetrisi.....	145
Şekil 4.24: Şelf alanında Büyükçekmece-Avcılar önlerinde görülen heyelan alanı.....	146
Şekil 4.25: Batimetri verisi kullanılarak, kıyıya paralel ve dik olmak üzere alınan derinlik profillerinin lokasyonları (TÜBİTAK-MAM,2008).	147
Şekil 4.26: Batimetri verisi kullanılarak, kıyıya paralel ve dik olmak üzere alınan derinlik profilleri (TÜBİTAK-MAM, 2008).	148
Şekil 4.27: İstanbul Boğazı ile Büyükçekmece Körfezi'nin batısına kadar olan şelf alanının batimetrisi ve önemli bazı çizgisellikler (Tur, 2007'den değiştirilerek).	149
Şekil 4.28: İstanbul Boğazı batı (a) yamacı ile Büyükçekmece açıkları (b) ayrıntılı multibeam batimetri haritaları. Beyaz oklar KB-GD, sarı oklar ise KKD-GGB ve K-G yönlü çizgisellikleri işaret ederler (Tur, 2007'den değiştirilerek).	150
Şekil 4.29: a) İstanbul Boğazı ile Büyükçekmece arası sayısal arazi modeli ve 0-20 m. arasında izlenen çizgisellikler (İBB), b) 20-130 m. arası şelf alanında görülen çizgisellikler.....	152
Şekil 4.30: Küçükçekmece Lagünü'nün batimetrisi ve çizgisellikler.	153
Şekil 4.31: Büyükçekmece Körfezi'nde elde edilen yanal tramalı sonar görüntüsü (TÜBİTAK, 2008).	154
Şekil 4.32: Büyükçekmece ile Küçükçekmece Körfezleri arasında kalan şelf alanında toplanan yanal taramalı sonar görüntüsü (TÜBİTAK, 2008).	156
Şekil 4.33: İstanbul Boğazı ile Büyükçekmece Körfezi'nin batısı arasındaki şelf alanında, Dz. K.K. SHODB'na bağlı araştırma gemileri ve İstanbul Üniversitesi Arar Araştırma Gemisi tarafından toplanmış olan sığ sismik verilerin lokasyon haritası.	157
Şekil 4.34: Çalışma alanında Florya önlerinde alınan bir sismik kesit (Aktaş, 2013).	160
Şekil 4.35: Alt Ünitede kaotik ve paralel iç yansıma şekillenmeleri (Göktaş vd., 2002).	161
Şekil 4.36: Şelf alanında Büyükçekmece'nin doğusundan bir sismik kesit(Aktaş, 2013)..	161
Şekil 4.37: Büyükçekmece ve Küçükçekmece Gölleri arasındaki şelf alanında kıyıya paralel bir sismik kesit(Aktaş, 2013).	162
Şekil 4.38: Şelf alanında Büyükçekmece'nin batısında kıyıya dik uzanan bir sismik kesit(Aktaş, 2013).	162

Şekil 4.39: Çalışma alanı Paleozoyik ve Üst Miyosen yaşlı birleştirilmiş temel kaya üst yüzey paleo-topografya haritası (Tur, 2007).	163
Şekil 4.40: Çalışma alanı birleştirilmiş havza dolgusu sediment kalınlık haritası (Tur, 2007).	164
Şekil 4.41: İstanbul Boğazı-Büyükçekmece Lagünü arası şelf alanının Üst Miyosen(?) temel üst yüzey paleo-topografyası üzerinde gözlenen çizgisellikler (Tur, 2007'den değiştirilerek).....	166
Şekil 4.42: İstanbul Boğazı ile Büyükçekmece arasında ki şelf alanında batimetri ve kara alanındaki topoğrafik verilerden elde edilen sayısal arazi modeli ve çizgisellikler (Tur, 2007'den değiştirilerek).....	166
Şekil 4.43: Çalışma alanının İstanbul Boğazı ile Büyükçekmece arasındaki şelf alanında yorumlanan sismik profillerin konumları(Aktaş, 2013)..	168
Şekil 4.44: İstanbul Boğazı-Büyükçekmece arası şelf alanında gözlenen genç fay haritası.	168
Şekil 4.45: 437-449 numaralı sismik kesit. Büyükçekmece Lagünü yamaçlarını kontrol eden 4 No'lu normal fay grubu ve bu fay grubunun oluşturduğu havzalar(Aktaş, 2013). (Yerbulduru için Şekil 4.43'e bakınız).	169
Şekil 4.46: 195- 200 numaralı sismik kesit. 1 ve 2 No'lu fay gruplarına ait kırıklar (Aktaş, 2013). (Yerbulduru için Şekil 4.43'e bakınız).	171
Şekil 4.47: 82-91 numaralı sismik kesit.1,2, 3 ve 7 No'lu fay grubuna ait kırıklar (Aktaş, 2013)(Yerbulduru için Şekil 4.43'e bakınız).	171
Şekil 4.48: 201-206 numaralı sismik kesit. 1, 2, 3 No'lu fay grubuna ait kırıklar(Aktaş, 2013)(Yerbulduru için Şekil 4.43'e bakınız).	172
Şekil 4.49: 3 ve 7 No'lu fay grubuna ait kırıklar (Aktaş, 2013)(Yerbulduru için Şekil 4.43'e bakınız).	172
Şekil 4.50: 73-81 numaralı sismik kesit. 1, 2, 3 ve 7 No'lu fay grubuna ait kırık(Aktaş, 2013) (Yerbulduru için Şekil 4.43'e bakınız).	173
Şekil 4.51: 171-182 numaralı sismik kesit. 1 ve 3 No'lu fay gruplarına ait kırıklar (Aktaş, 2013) (Yerbulduru için Şekil 4.43'e bakınız).	173
Şekil 4.52: 159-170 numaralı sismik kesit. 3 No'lu fay grubuna ait kırıkların deniz tabanında yaratmış olduğu deformasyon (Aktaş, 2013) (Yerbulduru için Şekil 4.43'e bakınız).	174
Şekil 4.53: 3 ve 7 No'lu fay grubuna ait kırıkların deniz tabanında yaratmış olduğu deformasyon(Aktaş, 2013) (Yerbulduru için Şekil 4.43'e bakınız).	175
Şekil 4.54: 1 ve 2 No'lu fay gruplarına ait kırıklar (Aktaş, 2013) (Yerbulduru için Şekil 4.43'e bakınız).	175
Şekil 4.55: 1, 2 ve 5 No'lu fay gruplarına ait kırıklar(Aktaş, 2013) (Yerbulduru için Şekil 4.43'e bakınız).	175
Şekil 4.56: 2,5 ve 6 No'lu fay gruplarına ait kırıklar (Aktaş, 2013) (Yerbulduru için Şekil 4.43'e bakınız).	176

Şekil 4.57: 4 ve 6 No'lu fay gruplarına ait kırıklar(Aktaş, 2013) (Yerbulduru için Şekil 4.43'e bakınız).	176
Şekil 4.58: Şelfin dış kenarında yer alan denizaltı kitle hareketleri sonucu oluşan kayma düzlemi ve şelf üzerindeki doğrultu atımlı faylar(Aktaş, 2013) (Yerbulduru için Şekil 4.43'e bakınız).	177
Şekil 4.59: Şelfin dış kenarında yer alan denizaltı kitle hareketleri sonucu oluşan kayma düzlemi. Söz konusu bölgedeki temel ve havza dolgusuna ait tabakalarda izlenen aşırı ve düzensiz deformasyon, bu alanda kitle hareketi dışında 2 No'lu doğrultu atımlı fayın da etkisinin olabileceğini düşündürmektedir.(Aktaş, 2013)	178
Şekil 4.60: 213-217 No'lu sismik kesit(Aktaş, 2013) (Yerbulduru için Şekil 4.43'e bakınız). 179	
Şekil 4.61: 218-223 numaralı kesit(Aktaş, 2013) (Yerbulduru için Şekil 4.43'e bakınız).	179
Şekil 4.62: 240-245 numaralı kesit(Aktaş, 2013) (Yerbulduru için Şekil 4.43'e bakınız).	180
Şekil 4.63: 236-240 numaralı kesit(Aktaş, 2013) (Yerbulduru için Şekil 4.43'e bakınız).	180
Şekil 4.64: Çok kanallı sismik profillerin konumları	181
Şekil 4.65: Selimpaşa önlerinden Büyükçekmece Körfezi çıkışının doğusuna doğru uzanan (KB-GD), kıyıya paralel toplanmış profile ait sismik kesit ve yorumlanmış hali (Aktaş, 2013)(Yerbulduru için Şekil 4.64'e bakınız).	182
Şekil 4.66: Gümüşyaka önlerinden Celaliye önlerine doğru uzanan (D-B), kıyıya paralel toplanmış profile ait sismik kesit ve yorumlanmış hali(Aktaş, 2013)(Yerbulduru için Şekil 4.64'e bakınız).	182
Şekil 4.67: Celaliye önlerinden Büyükçekmece Körfezi Çıkışı önlerine doğru uzanan (KB-GD), kıyıya paralel toplanmış profile ait sismik kesit ve yorumlanmış hali(Aktaş, 2013)(Yerbulduru için Şekil 4.64'e bakınız).	183
Şekil 4.68: Büyükçekmece Körfezi Çıkışı önlerinden Florya önlerine doğru uzanan (D-B), kıyıya paralel toplanmış profile ait sismik kesit ve yorumlanmış hali(Aktaş, 2013)(Yerbulduru için Şekil 4.64'e bakınız).	183
Şekil 4.69: Gümüşyaka açıklarından Celaliye önlerine doğru uzanan (D-B), kıyıya paralel toplanmış profile ait sismik kesit ve yorumlanmış hali(Aktaş, 2013)(Yerbulduru için Şekil 4.64'e bakınız).	183
Şekil 4.70: Celaliye açıklarından Büyükçekmece Körfezi açıklarına doğru uzanan (KB-GD), kıyıya paralel toplanmış profile ait sismik kesit ve yorumlanmış hali(Aktaş, 2013) (Yerbulduru için Şekil 4.64'e bakınız).	184
Şekil 4.71: Küçükçekmece Lagünü önlerinde (D-B) toplanmış profile ait sismik kesit ve yorumlanmış hali(Aktaş, 2013)(Yerbulduru için Şekil 4.64'e bakınız).	184
Şekil 4.72: Gürpınar açıklarından Küçükçekmece Lagünü önlerine doğru (GB-KD) toplanmış profile ait sismik kesit ve yorumlanmış hali(Aktaş, 2013)(Yerbulduru için Şekil 4.64'e bakınız).	185

Şekil 4.73: Büyükçekmece Körfezi açıklarından körfez içerisinde Büyükçekmece Lagünü önlerin doğru (GB-KD) toplanmış profile ait sismik kesit ve yorumlanmış hali(Aktaş, 2013)(Yerbulduru için Şekil 4.64'e bakınız).....	185
Şekil 4.74: Lagünleri içerisinde toplanan sığ sismik verilerin lokasyon haritası.	186
Şekil 4.75: Küçükçekmece Lagünü içinden alınan sismik kesitin yorumu.	187
Şekil 4.76: Küçükçekmece Lagünü içinden alınan sismik kesitin yorumu.	187
Şekil 4.77: Küçükçekmece Lagünü içinden alınan sismik kesitin yorumu.	187
Şekil 4.78: Küçükçekmece Lagünü içinden alınan sismik kesitin yorumu.	187
Şekil 4.79: Küçükçekmece Lagünü içinden alınan sismik kesitin yorumu.	188
Şekil 4.80: Küçükçekmece Lagünü içinden alınan sismik kesitin yorumu.	188
Şekil 4.81: Küçükçekmece Lagünü içinden alınan sismik kesitin yorumu.	188
Şekil 4.82: Küçükçekmece Lagünü içinden alınan sismik kesitin yorumu.	189
Şekil 4.83: Küçükçekmece Lagünü içinden alınan sismik kesitin yorumu.	189
Şekil 4.84: Küçükçekmece Lagünü içinden alınan sismik kesitin yorumu.	190
Şekil 4.85: Küçükçekmece Lagünü içinden alınan sismik kesitin yorumu.	190
Şekil 4.86: Küçükçekmece Lagünü içinden alınan sismik kesitin yorumu.	190
Şekil 4.87: Küçükçekmece Lagünü içinden alınan sismik kesitin yorumu.	190
Şekil 4.88: Büyükçekmece Lagünü içinden alınan örnek sismik kesit.....	191
Şekil 4.89: Büyükçekmece Lagünü içinden alınan örnek sismik kesit.....	191
Şekil 4.90: Büyükçekmece Lagünü içinden alınan örnek sismik kesit.....	192
Şekil 4.91: Büyükçekmece Lagünü içinden alınan örnek sismik kesit.....	192
Şekil 4.92: Büyükçekmece Lagünü içinden alınan örnek sismik kesit.....	193
Şekil 4.93: Büyükçekmece Lagünü içinden alınan örnek sismik kesit.....	193
Şekil 4.94: Büyükçekmece Lagünü içinden alınan örnek sismik kesit.....	194
Şekil 5.1: Marmara'dan Ege'ye kadar uzanan peneplen	196
Şekil 5.2 : İstanbul Horst'unun üzerindeki Trakya-Kocaeli Peneplen (Yılmaz ve diğ., 2010)..	198
Şekil 5.3: Çalışma alanının Orta-Geç Miyosenden günümüze kadar olan evrimi (TÜBİTAK-MAM, 2008).....	199
Şekil 5.4: Büyükçekmece Körfezi Çıkışı önlerinden Florya önlerine doğru uzanan (D-B), kıyıya paralel toplanmış profile ait sismik kesit ve yorumlanmış hali(Aktaş, 2013).	201

Şekil 5.5a) Büyükçekmece Körfezi'nin önünde toplanan Chirp sığ sismik verisi ve çok kanallı sismik kesit ; b) Büyükçekmece Körfezi'nin önünde Boomer enerji kaynağı toplanan sismik verilerin lokasyon haritası ve c'de sismik verinin lokasyonunun gösterimi; c) Büyükçekmece Körfezi'nde Boomer enerji kaynağı toplanan K-G yönlü sismik kesit.	202
Şekil 5.6: Avcılar- Küçükçekmece önlerindeki şelf alanında toplanan Chirp sığ sismik verisi ve çok kanallı sismik kesit.....	204

TABLO LİSTESİ

Sayfa No

Tablo 3.1 Jeofizik ölçüm yerlerinin koordinatları.....	37
Tablo 4.1 Toplam 10 noktada yapılan Mikrotremor ölçümlerinden belirlenen Zemin Hakim Titreşim Frekansı, Zemin Titreşim Periyodu, ve yatay-düşey H/V genlik büyütme oran değerleri.	121
Tablo 4.2 : NEHRP’e göre zemin sınıflama kriterleri.	129
Tablo 4.3: Eurocode 8’e göre zemin sınıflama kriterleri.	129
Tablo 4.4: Türk Deprem Koduna göre yerel zemin sınıfları.....	129
Tablo 4.5: Türk Deprem Koduna göre zemin grupları.....	130
Tablo 4.6: Avrasya referans sisteminde ölçüm noktalarına ait hızlar.	134
Tablo 4.7: Hızlı statik noktalarının 4 no’lu statik noktasına göre konumları.....	137
Tablo 4.8: Kıyı alanındaki alanların deformasyon değişim miktarları.	140
Tablo 4.9: Kıyı alanındaki alanların deformasyon değişim yüzdeleri.	140

SİMGE VE KISALTMA LİSTESİ

Simgeler	Açıklama
$c(\omega)$	:Faz Hızı
r	:Çapraz-İlişki Fonksiyonlarının Hesaplandığı Yarı Çap Uzaklığı
$\rho(\omega r)$	:Faz Hızına Bağlı SPAC Katsayısı
J_0	:Jo Bessel Fonksiyonu

ÖZET

YÜKSEK LİSANS TEZİ

KÜÇÜKÇEKMECE VE BÜYÜKÇEKMECE LAGÜNLERİNİN SİSMİK VE BATİMETRİK YÖNTEMLERLE İNCELENMESİ

Cansu Elif İCİK

İstanbul Üniversitesi

Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Doç. Dr. Hüseyin TUR

Küçükçekmece ve Büyükçekmece Lagünleri İstanbul (Trakya) Yarımadası'nın Marmara Denizi kıyısında yer alan ve bu deniz ile olan bağlantıları birer kıyı kordonu ile sınırlandırılmış olan iki lagündür. Her iki lagün de, kara taraflarında yer alan akarsuların Marmara Denizi'ne kavuştuğu alanlarda yer alır ve söz konusu akarsuların deniz/tatlı su tarafından kaplanmış olan bölümleridir. Büyükçekmece Lagünü Karasu Deresi'nin devamında yer almakta olup; Küçükçekmece Lagünü'ne ise, Sazlıdere bağlanmaktadır. Büyükçekmece Lagünü, kıyı kordonu gerisinde yakın dönemde inşa edilen baraj nedeniyle günümüzde tatlı su ile dolu bir gölet haline gelmiştir. Bu lagün, baraj gölünün doluluk oranına bağlı olarak değişmekle birlikte, ortalama 12 km²'lik yüzölçümüyle, 16 km²'ye yakın yüzölçümüne sahip olan Küçükçekmece Gölü'nden daha küçük bir alanı kaplar. Lagünlerin Marmara Denizi ile olan bağlantılarını doğal olarak sınırlayan kıyı kordonları ise, Küçükçekmece Lagünü'nde kıyı hattının devamında izlerken, Büyükçekmece Lagünü'nü Marmara Denizi'nden ayıran sediment birikintisi ise lagünü oluşturan depresyonun yaklaşık ortasında yer alır. Bu açıdan bakıldığında Büyükçekmece Lagünü, lagünden oluşan bir iç bölüm ile Marmara Denizi çıkışında gözlenen bir dış koydan oluşur.

Bu tez çalışmasında, Marmara Denizi kuzey kıyısında yer alan iki lagünün (Küçükçekmece ve Büyükçekmece Lagünleri) jeolojik evrimleri araştırılmıştır. Söz konusu lagünlerin jeolojik evrimleri hakkında, lagünlerin içinden ve yakın civarından

elde edilen veriler kullanılarak daha önce bir çalışma gerçekleştirilmemiştir. Lagünlerin evrimlerinin anlaşılması İstanbul Şehri'nin üzerinde yer aldığı kara alanının jeolojik evriminin öğrenilmesine ve bu bölgede şehirleşme açısından risk oluşturan yer bilimsel kaynaklı problemlerin çözülmesine de önemli bir veri katkısı sağlamaktadır. Projede Küçükçekmece ve Büyükçekmece lagünlerinin evrimleri, lagünlerin içinden ve Marmara Denizi şelfi üzerindeki çıkışlarından toplanacak yüksek çözünürlüklü sismik ve batimetrik veriler kullanılarak incelenmiştir. Bunun dışında ayrıca lagünlerin içinin ve çevre alanlarının karşılaştırılması amacıyla jeofizik, jeolojik ve jeomorfolojik incelemeler de gerçekleştirilmiştir.

Mayıs 2014, 254 Sayfa.

Anahtar kelimeler: Sismik, Batimetrik, Lagün, Jeolojik Evrim.

SUMMARY

M. Sc. THESIS

INVESTIGATION OF KÜÇÜKÇEKMECE AND BÜYÜKÇEKMECE LAGOONS BY USING SEISMIC AND BATHYMETRIC METHODS

Cansu Elif İCİK

İstanbul University

Graduate School of Science and Engineering

Department of Geophysical Engineering

Supervisor : Ass. Prof Dr. Hüseyin TUR

Büyükçekmece and Küçükçekmece Lagoons which are located on the shore of İstanbul (Trace) Peninsula of Marmara Sea, have bordered one each sandbar connection with this sea. Both of these lagoons, that exist in the area where Marmara Sea conjugates to the streams which place on the landside, are the parts of these streams which were covered by sea/freshwater.

Büyükçekmece Lagoon places afterwards of KarasuValen and Küçükçekmece lagoon joins to Sazlıdere. Büyükçekmece Lagoon became a pond full of fresh water at the present time because of the dam which was constructed behind the sandbar recently (or at the recent period). This lagoon changes according to the fill rate of the dam reservoir. It has approximately 12 km² area and has smaller area than Küçükçekmece Lagoon that has nearly 16 km² area. Sandbars which border channels between the Lagoons and Marmara Sea naturally, are seen afterwards of the coastline at the Küçükçekmece Lagoon. Sediment deposits which separates Büyükçekmece Lagoon from Marmara Sea, located nearly in the middle of the depression which creates the lagoon. Viewed from this angle, Büyükçekmece Lagoon consists of two parts; the first part is internal part that is formed by Lagoon, and the second part is the external bay which is seen at the exit of Marmara Sea.

In this thesis survey, geological evolution consist of two parts (Küçükçekmece and Büyükçekmece Lagoons) which are located in the North share of Marmara Sea is analyzed. Concerned about the evolution of these lagoons, using data obtained from

inside of the lagoons and nearby their vicinity, a study has not been conducted previously.

Comprehending geological evolution of lagoons contributes to learning geological evolution of this land side which İstanbul city exists on and solving geological problems which provides risk for urbanization at that location.

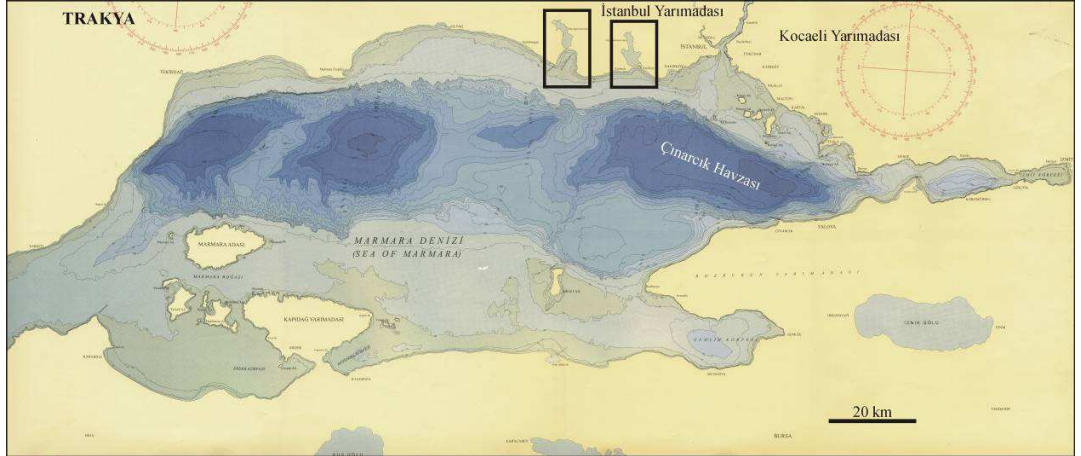
In this Project, evolution of Büyükçekmece and Küçükçekmece Lagoons is analysed by using high resolution seismic and bathymetric data gathered from inside of lagoons and the self of Marmara Sea. Beside these, for comparing inside of the lagoons and nearby its vicinity, geophysical, geological and geomorphological surveys are carried out.

May 2014, 254 Pages.

Keywords: Seismic, Bathymetric, Lagoon, Geological Evolution.

1. GİRİŞ

Küçükçekmece ve Büyükçekmece lagünleri İstanbul (Trakya) Yarımadası'nın Marmara Denizi kıyısında yer alan ve bu deniz ile olan bağlantıları birer kıyı kordonu ile sınırlandırılmış olan iki lagündür (Şekil 1.1). Her iki lagün de, kara taraflarında yer alan akarsuların Marmara Denizi'ne kavuştuğu alanlarda yer alır ve söz konusu akarsuların deniz tarafından kaplanmış olan bölümleridir. Büyükçekmece Lagünü Karasu Deresi'nin devamında yer alırken, Küçükçekmece Lagünü ise, Sazlıdere'ye bağlanmaktadır (Şekil 1.2). Büyükçekmece Lagünü, kıyı kordonu gerisinde yakın dönemde inşa edilen baraj nedeniyle günümüzde tatlı su ile dolu bir gölet haline gelmiştir. Bu lagün, baraj gölünün doluluk oranına bağlı olarak değişmekle birlikte, ortalama 12 km²'lik yüzölçümüyle, 16 km²'ye yakın yüzölçümüne sahip olan Küçükçekmece Lagünü'nden daha küçük bir alanı kaplar.

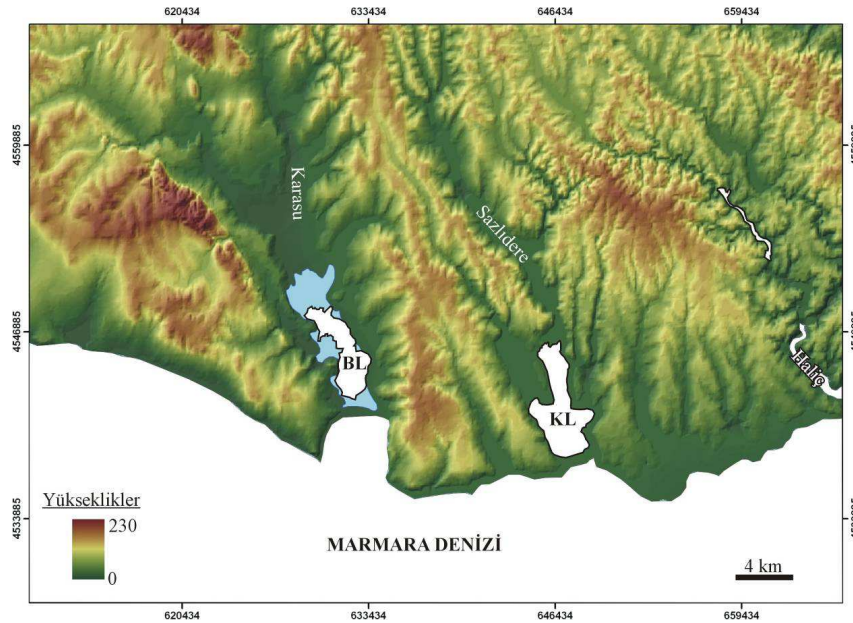


Şekil 1.1: Marmara Denizi batimetri haritası ve çalışma alanını oluşturan Küçükçekmece-Büyükçekmece lagünleri (Yanmaz, 2004).

Lagünlerin Marmara Denizi ile olan bağlantılarını doğal olarak sınırlayan kıyı kordonları ise, Küçükçekmece Lagünü'nde kıyı hattının devamını izlerken, Büyükçekmece Lagünü'nü Marmara Denizi'nden ayıran sediment birikintisi ise lagünü oluşturan depresyonun yaklaşık ortasında yer alır (Şekil 1.2). Bu açıdan bakıldığında

Büyükçekmece Lagünü, lagünden oluşan bir iç bölüm ile Marmara Denizi çıkışında gözlenen bir dış koydan oluşur (Şekil 1.2).

Küçükçekmece ve Büyükçekmece lagünleri İstanbul Yarımadası'nın Marmara Denizi kıyısı boyunca yer alan en önemli morfolojik unsurlarının başında yer alırlar. Lagünler dışında bu hat boyunca yer alan diğer önemli morfolojik unsuru ise İstanbul Boğazı güney çıkışına açılan Haliç oluşturur (Şekil 1.1, Şekil 1.2). İnceleme konusu lagünler, bağlı bulundukları akarsuların deniz suyu ile kaplanması sonucu bir dönem birer ria haline gelmeleri açısından günümüz Haliç'i ile benzerlikler gösterebilirler de, daha sonra önlerinde gelişen kıyı kordonları nedeniyle birer lagün halini almışlardır. Duman vd. (2004), Küçükçekmece ile Çatalca arasında yaptıkları çalışmada kıyı zone boyunca, Holosen içerisinde gelişen ve sonrasında kıyı kordonlarının gelişimi ve akarsular boyunca meydana gelen sediment getirimleri sonucu tamamen dolarak alçak düzlükler haline gelmiş olan bazı eski lagün oluşumlarının varlığını belirlemiştir. Bu açıdan Küçükçekmece ve Büyükçekmece lagünleri, günümüzde evrimlerini halen sürdürmekte olmalarından dolayı, söz konusu eski lagünlerden de farklılık arz ederler.

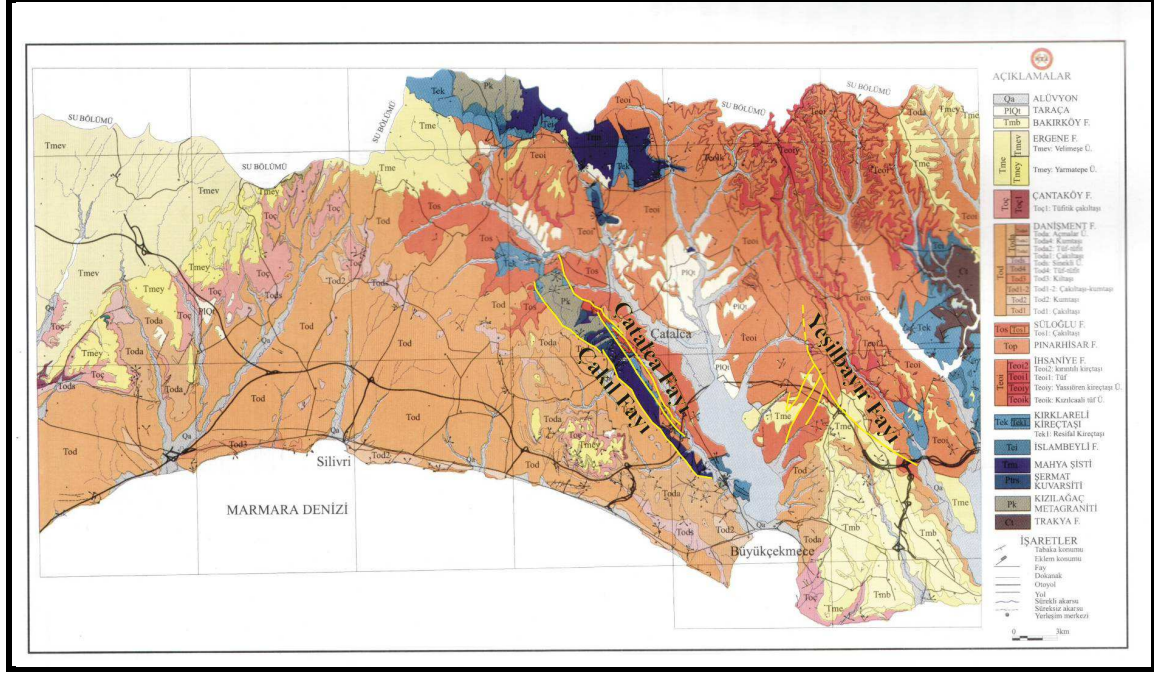


Şekil 1.2 : Küçükçekmece ve Büyükçekmece lagünleri çevresi sayısal arazi modeli ve lagünlere katılan ana akarsular. KL=Küçükçekmece Lagünü, BL=Büyükçekmece Lagünü.

Küçükçekmece ve Büyükçekmece lagünleri, yukarıda anlatılan benzerlik ve farklılıkları dikkate alındığında, bölgede etkili olan jeolojik olayların izlerini taşıyan ve halen aktif olarak evrimleşen bir sedimenter depolanma alanı niteliğini taşır. Genel anlamda bakıldığında Küçükçekmece ve Büyükçekmece benzeri ria kökenli lagünler, hem parçası oldukları akarsularca taşınan sedimentler için ve hem de denizle sınırlı bağlantısı olan düşük enerjili ortama ait sedimentler için bir depolanma alanı durumundadır. Bu durumda, söz konusu lagünler, güney kıyısında yer aldıkları İstanbul Yarımadası'nın yakın dönem jeolojik evriminin anlaşılması açısından önemli bir veri arşivi niteliğindeki sediment depolanma alanıdır. Bunun yanı sıra Küçükçekmece ve Büyükçekmece lagünleri, kıyı ortamı içerisinde yer aldıklarından dolayı, deniz düzeyi değişimlerine de derin alanlara oranla çok daha yüksek düzeyde duyarlı olan bölgelerdir. Buzul dönemleri sırasında alçalan deniz düzeyine bağlı olarak lagünlerin içerisinde gelişebilecek aşınım yüzeyleri ve akarsu tarafından lagüne taşınan sedimentlerin, lagün içerisinde geliştirmesi muhtemel delta oluşumlarının geometrileri ve delta loblarındaki göreceli yer değişimleri, ortamsal salınımların belirlenmesindeki en önemli ipuçlarını oluştururlar. Bu bakımdan lagünlerin morfolojik evrimlerinin ve içerisinde biriken sedimentlerin stratigrafik özelliklerinin anlaşılması aynı zamanda Marmara Denizi'nin son buzul ve buzul arası dönemi başta olmak üzere, gözlenebileceği ölçüde geriye doğru, deniz düzeyindeki değişimlerin belirlenmesi açısından da önemli bir bilgi kaynağı durumundadır.

Küçükçekmece ve Büyükçekmece Lagünleri çevre kara alanlarında yapılan ilk önemli jeolojik araştırma ise 1955 yılında Cazibe (Sayar) Arıç tarafından, yazarın doktora tezi bünyesinde, Haliç-Küçükçekmece Lagünü arasındagerçekleştirilmiştir (Arıç, 1955). Bu öncü çalışmanın ardından 2004 yılında MTA tarafından bu bölgede yapılan çalışmaya (Şekil 1.3, Duman vd.,2004) kadar, lagünlerin çevre kara alanlarında bölgesel ölçekte bir jeolojik temel araştırma çalışması gerçekleştirilmemiştir. Söz konusu zaman dönemi içerisinde İstanbul Yarımadası üzerinde, Marmara Denizi kıyıları boyunca hızlı ve plansız bir yerleşim gelişmeye başlamış ve başta heyelan oluşumları olmak üzere bu bölgedeki önemli zemin problemlerinin söz konusu yapılaşmayı tehdit etmesine bağlı

olarak, yapılan çalışmalar daha çok lokal alanlarda ve geoteknik amaçlı gerçekleştirilmiştir.



Şekil 1.3 :Küçükçekmece Lagünü ile Silivri arasındaki alanın jeolojik haritası (Emre vd., 2004).

17 Ağustos 1999 Doğu Marmara Depremi sırasında İzmit Körfezi çevresi ve doğusundaki alanlar dışında meydana gelen en büyük yıkım, lagünler arasında yer alan Avcılar Semti'nde gerçekleşmiş ve bu alandaki yapı stokunda yüksek düzeyde bir maddi hasarın oluşmasının yanı sıra önemli oranda da can kaybının da meydana gelmesine neden olmuştur. Bunun ardından söz konusu bölge, yerbilimsel araştırmalar açısından ilgi odağı haline gelmiştir (örn. Gökaşan vd.,2002; Atakan vd., 2002; Boztepe-Güney ve Horasan, 2002; Duman vd., 2004; Ergin vd., 2004; Şen, 2007; Horasan vd., 2009). İnceleme alanında, 17 Ağustos 1999 depremi sonrası yapılan çalışmaların önemli bir bölümünü sismolojik araştırmalar oluşturmaktadır(örn. Atakan vd., 2002; Boztepe-Güney ve Horasan, 2002; Ergin vd., 2004; Horasan ve Boztepe-Güney, 2004; Horasan vd., 2009). Söz konusu çalışmalarda genelde İzmit Körfezi içerisinde meydana gelen depremin şok dalgaları ile bölgedeki zemin büyütmesi etkisi üzerinde durulmuştur. Bu çalışmaların dışında bölgede halen İstanbul Belediyesi tarafından sürdürülmekte olan araştırmalardan ayrı olarak, karada MTA tarafından bölgede yapılan kapsamlı jeolojik inceleme (Duman vd., 2004),denizde ise İ.Ü

tarafından *R/V Arar* gemisi (Gökaşan vd., 2002), Türk-İtalyan-Amerikan bilimsel koordinasyonu bünyesinde farklı ülkelere ait araştırma gemileri (Çağatay vd., 2009) ve Dz. K.K. Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı'nca (SHODB) *TCG Çubuklu* araştırma gemisi (Tur, 2007; Gökçeoğlu vd.,2009) tarafından yapılmış olan çalışmalar gerçekleştirilmiştir.

MTA tarafından 2004 yılında inceleme alanı yakın çevresinde yapılan çalışma, Küçükçekmece Lagünü batısından itibaren yaklaşık Çatalca'ya kadar olan alanda, Marmara Denizi'ne boşalan drenaj sistemine ait su bölüm hattı sınır kabul edilmek kaydıyla, kıyı ve gerisinde yapılan ayrıntılı jeolojik/jeomorfolojik incelemelerden oluşur (Duman vd., 2004). Bu çalışma sonucunda lagünler arasındaki ve batısındaki kara alanı ile ilgili önemli bir yerbilimsel veri tabanı oluşturulması mümkün olmuştur. Küçükçekmece ve Büyükçekmece lagünleri arasında kalan kara alanında gerçekleştirilen bir başka çalışmada ise, bu alandaki heyelan oluşumları incelenmiş ve bu heyelan oluşumlarının litolojik özellikler yanında yamaç eğimleri tarafından da birinci derecede kontrol ediliyor olduğu sonucuna varılmıştır (Duman vd., 2006). Karada yapılan çalışmalar günümüzde İstanbul Büyükşehir Belediyesi'nin desteği ile İstanbul bütününde gerçekleştirilen mikro-bölgelendirme çalışmaları ile detaylandırılmaktadır.

Bölgesel jeolojiye bu denli yüksek katkı sunma potansiyeli olmasına karşın, Küçükçekmece ve Büyükçekmece lagünlerinin jeolojik evrimleri ile ilgili yapılmış olan çalışmalar oldukça sınırlıdır ve bu çalışmaların hemen tamamı lagünleri çevreleyen kara alanlarında veya Marmara Denizi kuzey şelfinde gerçekleştirilmiştir. Bu açıdan söz konusu çalışmaların lagünlerle olan ilişkisi, daha çok yapılan araştırmaların sonuçlarının lagünlere uyarlanması şeklinde gerçekleştirilmiştir. Lagünlerin içerisinden toplanan veriler yardımıyla evrimlerinin çözülmesine yönelik olarak literatürde belirlenebilen ilk çalışma, Marmara Denizi içerisinde gerçekleştiği öne sürülen tsunamilere ait izlerin, Küçükçekmece Lagünü sedimentleri içerisinde aranması ile ilgili araştırmadır (Altınok vd.,2009). Bu çalışmada Küçükçekmece Lagünü içerisinden

alınan 463 cm uzunluğundaki bir kor örneği sedimentolojik olarak incelenmiş ve buna göre kil/silt ağırlıklı istif içerisinde 1000-950 yıl önce çökelmiş olan kaba taneli bir kırıntılı çökel bandı, Marmara Denizi içerisinde gerçekleştiği iddia edilen tsunami oluşumları ile ilişkilendirilmiştir (Altınok vd., 2009). Küçükçekmece Lagünü içerisinde yapılan diğer bir jeolojik çalışmada (Akçer Ön, 2011) Küçükçekmece Lagünü çökellerinden alınan kor numunelerinin incelenmesi ile Günümüzden Önce (GÖ) 1300 yıldaki iklim değişimleri ile Avrupa’da soğuk dönem olan Küçük Buz Çağı (GÖ 600-100) ve öncesinde yaşanan Orta Çağ Ilık Dönemi’in (GÖ 1000-600) İstanbul’daki koşulların karşılaştırmasının yapıldığı çalışmadır.

Bu tez çalışmasının “Giriş” bölümünde öncelikle çalışma alanı tanıtılmış ve çalışma alanı civarının genel morfolojik ve tektonik özellikleri verilmiştir. Çalışmanın önemini kavramak amacıyla: Çalışma alanında gerek karadaki, gerekse denizaltındaki genç ve aktif fayları doğrudan veya dolaylı, ancak araştırmasının temel konularından birisi olarak ele alan çalışmaları yapmış olan araştırmacılar, bu çalışmalarında kullandıkları verilerin çok güvenilir sonuçlara varmak için çok yeterli olmadığı konusunda birleşmektedirler.

Bu tez çalışmasında sözü edilen eksikliklerin önemli bir bölümünü gidermek ilk amaç olmuştur. İkinci olarak kara alanında yapılan jeofizik ve jeomorfolojik çalışmalar sayesinde lagünlerin evrimine ışık tutması amacıyla, zeminlerin özellikleri irdelenerek heyelan çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Marmara Denizi Kuzey Şelf alanında yer alan genç ve aktif faylar, deniz tabanı morfolojisi, genç çökel istifinin özellikleri, mikrobatimetrik (multibeam) ve sismik yansıma verileri temel alınarak ortaya koyulmaya çalışılmıştır. Böylelikle KAFZ’nun kuzey kolu ile ilişkili olabilecek fayların belirlenmesi ve detaylarının ortaya koyulması sağlanmaya çalışılmıştır. Ayrıca şelf alanındaki ikincil yapılar ve yapısal unsurlar belirlenerek Marmara Denizi’nde beklenen büyük magnitüdlü depremde İstanbul ve yakın çevresinin karşılaşılabileceği tehlikenin ve olumsuz etkinin saf dışı edilebilmesi için bilinmesi gereken detay bulgular elde edilmiş

olacaktır. Bu bölümün son paragraflarında bu tezde yapılması düşünülen çalışmanın detayları verilmiştir.

“Genel Kısımlar” bölümünde tez konusu ile ilgili bu güne kadar yapılmış çalışmalar genel ve basit bir şekilde sıralanmıştır.

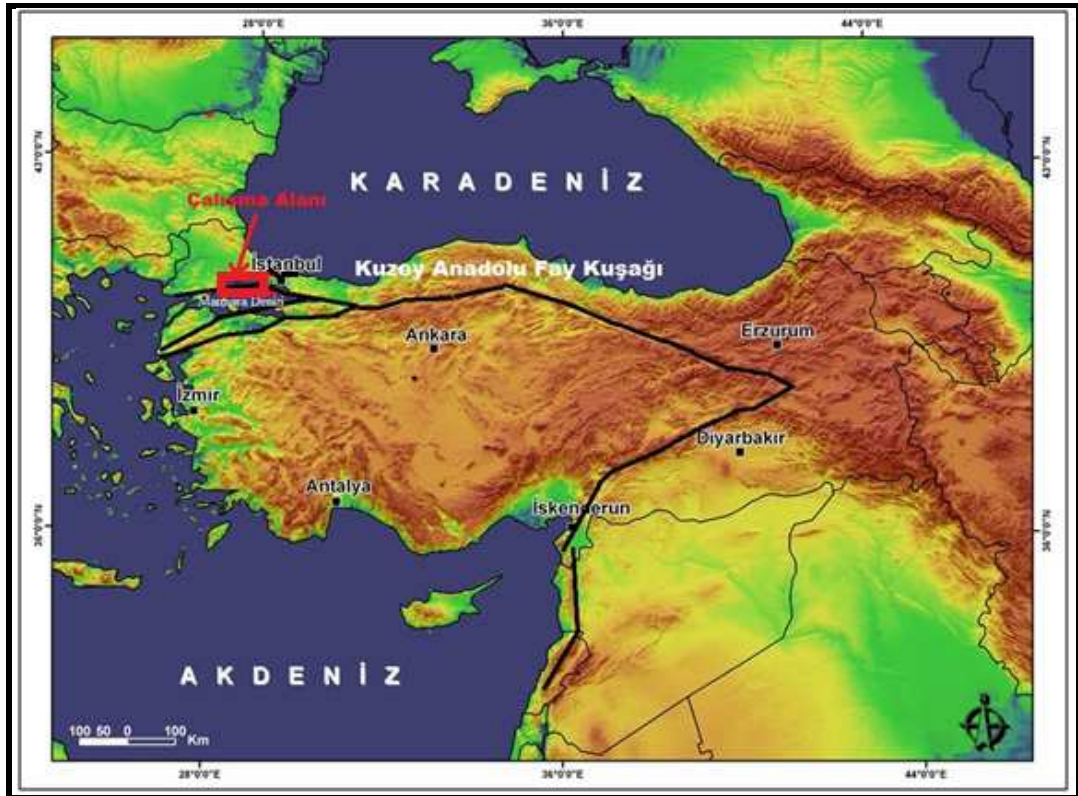
“Malzeme ve Yöntem” bölümü araştırmanın metodolojisinin anlatıldığı bölümdür. Bu bölümde çalışmada kullanılan her türlü ölçüm aleti, araç, malzeme, teori vb. verilmektedir. Çalışma alanında kara ve deniz kısmında yapılan tüm jeofizik, jeomorfolojik ve jeolojik çalışmalar anlatılmıştır.

“Bulgular” bölümünde çalışma alanında toplanan tüm kara ve deniz verilerinin değerlendirilmesi ve yorumlanması sonucunda elde edilen bulgular sunulmaktadır. Öncelikle kara alanında jeofizik verilerin değerlendirilmesi ile zemin sınıflaması yapılarak çalışma alanının zemin özellikleri belirlenmiş ve heyelan bölgeleri tespit edilmiştir. Deniz tarafında öncelikle batimetrik verilerin değerlendirilmesi ile deniz dibi topoğrafya haritaları üretilmiş ve elde edilen bu haritaların yorumları yapılmıştır. İkinci olarak toplanmış sismik verilerin işlenmesi ve değerlendirmeleri sonucunda elde edilen tek ve çok kanallı sismik kesitlerin stratigrafik ve yapısal yorumları yapılmıştır. Bunun haricinde sığ sismik verilerden daha önceki araştırmacıların yaptıkları çalışmalarda bulunmuş sismik hız değerleri kullanılarak derinlik kesitleri oluşturulmuş ve bunlardan havza dolgusu sediman kalınlık ve paleotopoğrafya haritaları elde edilmiş ve yorumlanmıştır. Lagünlerin içinde yapılan sığ sismik ve batimetrik veriler kullanılarak stratigrafik ve yapısal unsurlar belirlenmeye çalışılmıştır.

“Tartışma ve Sonuç” bölümünde bulgularının değerlendirilmesi ile varılan sonuçlar mevcut literatür bilgisi ile birlikte yorumlanmıştır. Sonuçlar maddeler halinde sıralanarak çalışmanın geliştirilebilmesi için ileride yapılacak araştırmalara yönelik önerilerde bulunulmuştur.

2. GENEL KISIMLAR

Kuzeybatı Türkiye’de bulunan Marmara Denizi, Alp-Himalaya sıkışma rejimi altında, Arap, Afrika ve Avrasya levhalarının tektonik hareketleri etkisi ile kompleks bir yapı ve hızlı bir deformasyona maruz kalmaktadır. Coğrafik konumu itibariyle Anadolu Bloğu, Gondwanaland (Afrika-Arabistan) ve Laurasia (Asya-Avrupa) kıtaları arasındaki Tetis Okyanusu’nun jeolojik zamanlar içerisinde dalma-batma hareketleri neticesinde, yaklaşp çarpışmaları ile meydana getirdikleri Alp-Himalaya Dağ Kuşağı üzerinde bulunmaktadır. Şengör ve Yılmaz (1981)’e göre, bu oluşum mekanizması içerisinde Anadolu, çarpışma zonu içerisinde evrimleşmiş ve bugünkü halini almıştır.



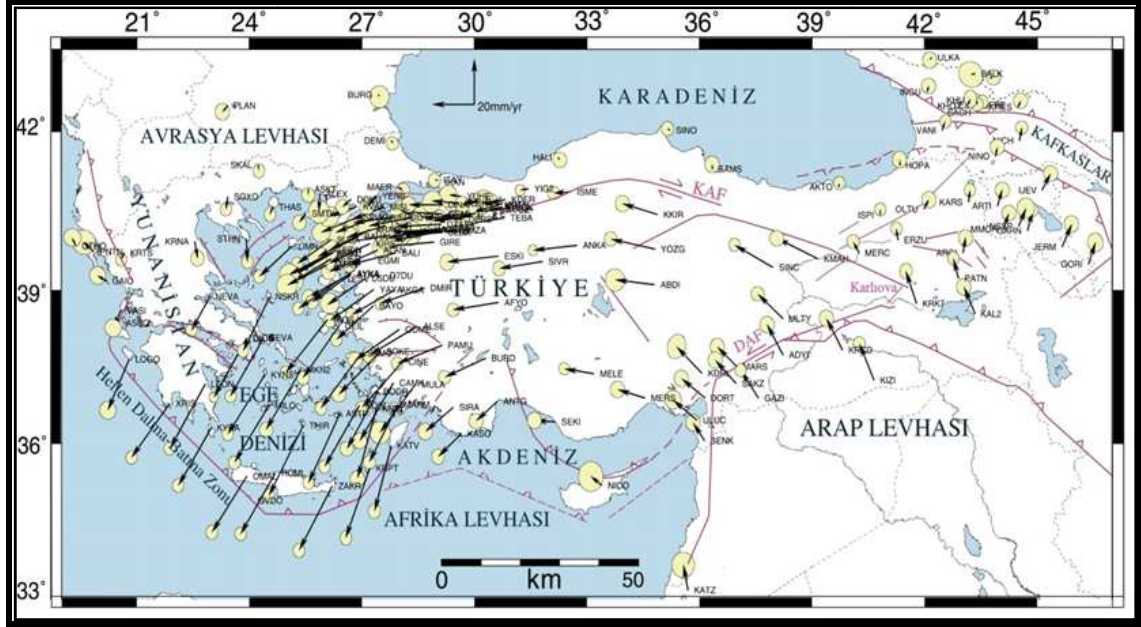
Şekil 2.1 : Çalışma Alanı. Anadolu Sayısal Yükseklik modeli üzerinde Kuzey ve Doğu Anadolu Fay Zonları ve KAF-KK=Kuzey Anadolu Fayı Zonu’nun Kuzey Kolu.

Coğrafi konumu açısından Marmara denizi Kuzeybatı Anadolu’da yer alan, Ege ve Karadeniz havzaları arasında bulunan; İstanbul Boğazı ile Karadeniz’e, Çanakkale Boğazı ile de Akdeniz’e bağlanan bir iç denizdir. Bu nedenle Marmara Denizi üstte ve altta iki tabakalı su ve akıntı sistemine sahip olup, üstte az tuzlu (18-22 ppt) Karadeniz suyu ile altta daha tuzlu (37,5-38,5 ppt) Akdeniz kökenli suları bünyesinde barındırır bir niteliktedir (Ünlüata vd., 1990; Beşiktepe vd., 1994). Farklı tuzluluk oranları iki yönlü bir akıntı sisteminin oluşmasının sebebidir. Bundan ötürü Marmara Denizi yalnızca kendi değişimlerini değil, kendisinde komşu deniz ve bu denizlere komşu olan kara parçalarına ait tektonik ve iklimsel farklılıkların da kayıtlarını barındırmaktadır.

Marmara Denizi içerisinde geçen Kuzey Anadolu Fay Zonu’nun batısındaki kuzey kolu, bu bölgenin önemini daha da arttırmaktadır. Fakat KAF’ının kuzeyindeki Marmara Denizi kuzey şelf alanını konu alan jeofiziksel ve jeolojik araştırmalar bu öneme rağmen oldukça az sayıdadır. İstanbul ve Tekirdağ gibi nüfus açısından oldukça yoğun yerleşim bölgelerine ve kıyılarına yakınlığı bulunan inceleme alanındaki bu veri azlığı gelecekte olabilecek depremlerin etkilerinin tahmin edilmesinde önemli bir eksikliği gündeme getirmektedir. Kuzey Anadolu Fay Zonu’nun kuzey kolunun, bahsedilen yerleşim birimlerine yakınlığı ve KAFZ’nun aktifliği nedeniyle bu alandaki genç tektonik yapıların belirlenmesi önem arz etmektedir.

Uzun ve dar görünüme sahip bir geçit şeklinde olan Marmara Denizi, İstanbul ve Çanakkale Boğazları ile birlikte “Türk Boğazlar Sistemi” olarak isimlendirilmektedir. İstanbul Boğazı’nda olan eşik derinliği 35 m iken, Çanakkale Boğazı’nda bu derinlik 65m’dir. Şekil 2.1’de gösterildiği gibi batıda Marmara Denizi, Çanakkale Boğazı’nın Ege Denizi çıkışında (Seddülbahir-Kumkale arası) $27^{\circ} 18^{\circ}$ Doğu meridyeninde başlamaktadır. Doğusundaki uç noktası ise İzmit Körfezi sonu olup, $29^{\circ} 57^{\circ}$ Doğu meridyenidir. Afrika-Arabistan ve Avrasya Levhalarının çarpışmalarıyla Anadolu’nun Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve Doğu Anadolu Fay Zonu boyunca günümüzde de batıya doğru kaçış hareketi sergilemesi bu evrimin son aşamasını teşkil etmektedir (Şekil 2.1; Ketin, 1948; Şengör, 1979). Mc Clusky vd. (2000)’de Anadolu Bloğu’nun bu

iki fay zonu arasındaki batı yönlü yıllık ortalama 20mm’lik göçü, yapılan GPS ölçümleri ile gösterilmektedir (Şekil 2.2)



Şekil 2.2 :Yapılan GPS incelemeleri sonucunda Anadolu’nun günümüzdeki hareket vektörü (Mc Clusky vd., 2000).

Kuzeybatı Anadolu’da bir iç deniz olarak yer alan Marmara Denizi, coğrafik olarak Ege ve Karadeniz havzaları arasındadır. Morfolojik olarak farklılıklar gösterdiğinden, çevresindeki diğer alanlar içinde fark edilebilir özelliğe sahiptir. Günümüzdeki hal ve konumuna birçok işlem ve süreçler sonucunda gelmiştir. Birçok araştırmacı Marmara Bölgesi’nde bulunan Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ)’nun karasal alandaki bölümünü araştırmıştır. Fakat KAFZ’nun Marmara Denizi içerisindeki konumu ve davranışı karada olduğu kadar açık değildir. Başka bir deyişle; batıya doğru hareket içerisinde olan Anadolu plakası, Marmara Denizi içerisinde bulunan kırık sistemleri boyunca kompleks bir mekanizma ile Kuzey Ege’ye kadar uzanmaktadır.

19. yüzyıldan günümüze kadar birçok yerli ve yabancı bilim adamı tarafından Marmara havzasının oluşumu, havzanın Akdeniz ve Karadeniz su bağlantısı ile olan ilişkisi merak konusu haline gelmiş ve iş bu nedenle çok sayıda araştırmaya konu olmuştur.

Karadeniz, Akdeniz ve Marmara Denizi arasındaki bağlantı ile iki yönlü akış sistemi, tektonik yapıların ve jeolojik oluşumların belirlenmesinde önemli bir yer tutmaktadır.

Birçok araştırmacıya göre, oluşum zamanı açısından Marmara Denizi jeolojik zamanlara içerisinde genç bir zaman dilimi olan erken-geç Miyosen ($15-11 \times 10^6$ yıl) içerisinde yer almaktadır. Günümüzdeki bazı araştırmalara göre, oluşum süreci açısından Marmara Denizi'nin Oligosen dönemindeki peneplenleşme süreci ile oluşumunun başladığı öne sürülmüştür (Yıldırım ve Gökaşan, 2007). Bu öngörülerden en günceli Yılmaz vd., (2010) 'da olan çalışmadır. Oldukça tartışmalı olan Peneplenleşme konusu hakkında Ardel ve İnandık (1957), Marmara Denizi'nin Pleistosen-Alt Kuvaterner zamanında Karadeniz'in bir alt uzantısı olduğunu savunmuşlardır.

Marmara Havzası'nın gelişimi ile alakalı Görür vd. (1997), bu havzanın KAFZ ile Ege graben sisteminin ortak olarak etkilediği alanda olduğunu, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nca Orta Miyosen sonunda dar bir zon olarak geliştirilmeye başladığını ve bu dar zon boyunca Akdeniz kökenli ilksel suların ilerleyip Marmara Denizi'ne ulaştığından söz etmişlerdir. Ayrıca farklı jeolojik zamanlarda Karadeniz-Akdeniz veya her iki denizin de etkisi altındaki Marmara Havzası'nın, Akdeniz ile havza arasındaki son bağlantısının havza sınırları içerisinde bulunan Çanakkale Boğazı vasıtası ile gerçekleştiği yine bu çalışmada öne sürülmüştür.

Erken Miyosen-Pliyosen döneminde aktif olan ve bölgede oldukça etkili olan Trakya-Eskişehir Fayı tarafından Trakya Neojen havzasının geliştirildiği Sakınc vd. (1999) tarafından iddia edilmiş ve ayrıca bu fayın, Kuzey Anadolu Fayı'nın bölgedeki aktifliğinin artması ile aktifliğini yitirdiği, bu sebeple Marmara Havzası'nın gelişmiş olduğundan söz edilmiştir.

Birçok araştırmacı tarafından (Şengör vd., 1985; Görür vd., 1997; Okay vd., 1999) Sakarya ve İstanbul zonunu oluşturan karmaşık yapıları temel üzerindeki Eosen-Miyosen yaşlı Trakya Havzası ve Marmara Denizi bölgesindeki açılımın başlaması ile Akdeniz sularının geç Miyosen-Pliyosen dönemlerinde Marmara Denizi'ni KAF'a ait kesme zonu boyunca istila ettiğinden söz edilmiştir. Tüm bunlardan başka Görür vd., 1997; Çağatay vd., 2000; Çağatay vd., 2006'a göre erken Kuvaterner'de Paratetis olan

Karadeniz ve Akdeniz arasındaki su yolunun oluşumu, paleocoğrafyası ve paleooşinografisi, farklı su kimyalarıyla iki bitişik havzanın Marmara Denizi vasıtasıyla bağlanması veya izole olması yolu ile belirlendiği görüşü savunulmuştur.

Görür vd., 1997 ve Sakınc vd., 1999 çalışmalarında Marmara Denizi'nin Miyosen sonlarına doğru hem Akdeniz'in (Tetis) hem de Karadeniz'in (Paratetis) koşullarının etkin olduğu bir iç deniz olduğu ve Erken Pliyosen'de Marmara'nın tamamen Akdeniz ve Karadeniz'in etkilerinden izole olup, ayrıldığı söylenmiştir. Akdeniz su girdisi ile Marmara Denizi geç Pliyosen ve interglasiyal (buzul arası) dönemlerde denizel durumuna geçmiştir. Bu dönem de tam olarak Tirheniyen-Karangat dönemleridir. Marmara, Würm (son buzul) dönemindeki deniz suyu seviyesinin düşmesi ile günümüzden önce 12000 (14C) yıl öncesine kadar yeniden göl koşullarının hakim olduğu bir duruma gelmiştir (Çağatay vd., 2000). Bölge bu dönemden itibaren denizel koşulların etkisi altına girmiştir. Bu süreçlerde Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun da oldukça etkileri mevcuttur. Günümüz öncesi 7000-9000 yılları arasında Akdeniz-Karadeniz-Marmara bağlantısı Akdeniz'in sularının İstanbul Boğazı vasıtası ile Karadeniz'e geçmesi ile olmuştur (Göksu vd., 1990; Ryan vd.,1997; Görür vd., 2001; Oktay vd., 2002; Stanley ve Blanpied, 1980; Meriç ve Sakınc, 1990; Meriç vd., 1998). Akdeniz-Karadeniz arası su akışının tam tersi yönde ve sürekli olduğunu savunan, ayrıca öncelikle Karadeniz'in yükselip sularının yaklaşık 10500 yıl önce İstanbul Boğazı'ndan Marmara Denizi'ne dolduğunu öne süren görüşler de mevcuttur (Aksu vd., 2002). Bu çalışmaya göre Karadeniz'in suları yükselerek 10.500 yıl önce İstanbul Boğazından Marmara Denizi'ne dolmuştur. Akdeniz-Karadeniz bağlantısıuzun yıllardan beri incelenen bir araştırma konusudur (Stanley ve Blanpied, 1980; Gökaşan ve diğ., 1997; Ryan ve diğ., 1997; Gökaşan 1998; Demirbağ ve diğ., 1999; Gökaşan ve diğ. (2005). Marmara Denizi'nde Akdeniz ve Karadeniz kökenli suların etkilerinin incelendiği bir başka çalışmada, Üst Pleistosen-Holosen geçişinde (11.000 yıl önce) Marmara Denizi'nin son defa Akdeniz kökenli sular tarafından doldurulmuş olduğu, sondaj numunelerinden elde edilen paleontolojik ve palinolojik sonuçlar ile (Çağatay ve diğ., 2000; Caner, 2000) belirlenmiştir. Ayrıca, bu bağlantının İzmit veya Gemlik Körfezleri yolu ile gerçekleşmiş olması gerektiği konusu da tartışılmıştır (Tanoğlu ve Erinç, 1956).Son Akdeniz-Karadeniz bağlantısının güneydeki su yoluolan Çanakale Boğazı'nın gelişimini inceleyen bir çalışmada, Ganos Fayı'ndaki sıkışmaya bağlı olarak

bölgedeki yükselmeyi takiben Çanakkale Boğazı boyunca akan akarsuların, boğazın güneyinde gelişmiş olan bazı fayların da yardımı ile bu kanalı geliştirmiş olduğu düşünülmüştür (Yaltırak vd. (2000). Başka bir çalışmada ise Çanakkale Boğazı gelişiminde Kuzey Anadolu Fayı'nın birinci derecede rol oynadığı söylenmiştir (Elmas ve Meriç, 1998). Bağlantının kuzey kolunu oluşturan İstanbul Boğazı' nın gelişimi için ise son dönemde yapılmış olan çalışmalar bu kanalın faylar tarafından geliştirilmiş olduğunu belirlerken (Gökaşan vd., 1997; Gökaşan, 1998; Demirbağ vd., 1999; Gökaşan vd. 2005a,b), bu konuda yapılan bir başka çalışmada ise bu fayların gelişiminde Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun oldukça önemli bir görev üstlendiği iddia edilmiştir (Oktay vd., 2002). Marmara Denizi' nin oluşumu ve gelişimi ile Kuzey Anadolu Fay Zonu' nun (KAFZ) bu alandaki gelişimi arasında çok önemli bir ilişki bulunmaktadır. Bu yüzden Marmara Havzası'nın oluşumu ile ilgili olan hemen bütün çalışmalarda KAFZ yakından incelenmiştir. Ayrıca, Marmara Denizi için yapılmış olan çalışmaların önemli bir bölümünde, bu alanda yer alan yoğun yerleşimin varlığından dolayı KAFZ'nun yaratabileceği depremlerin araştırılması konusunda da çalışmaların hızla arttığı dikkati çekmektedir. Doğuda, Karlıova'dan başlayıp, Bolu yakınlarında önce iki, daha batıda ise, bir başka üçüncü kolun birleşmesiyle toplam üç ana kola ayrılan KAFZ, Marmara Denizi içerisi ve çevresinde bu üç ana kolu ile batıya doğru devam ederek, Ege Denizi'ne uzanmaktadır. 19. yüzyılın ortasından beri bir jeolojik hat veya Anadolu'daki bir deprem kuşağı olarak bilinen bu fay, önceleri jeosenklinal kavramı içerisinde değerlendirilmiştir. Bu fayı arazide ilk belirleyen Ernst Nowack (1928) başta olmak üzere konu ile ilgilenen başka bilim adamları tarafından da, Ketin'in (1948) yayınlamış olduğu makaleye kadar, bu fay aynı görüşte yorumlanmıştır (Mallet, 1862; Mihailovic,1923; 1927; 1933; Salomon-Calvi, 1937, Akyol, 1940; Leuchs, 1940; Blumenthal, 1943; Pamir, 1944). Yine bu dönemler içerisinde Pamir (1944), 1939'dan sonra gelişmiş olan depremlerin, bir büyük ve yanında da küçük fayları ortaya çıkardığını belirtmiştir. Taşman (1938), "Trakya jeolojisi hülasası" adlı çalışmasında, Çorlu güneyinden ve Ganos'tan geçen fayları haritalamış ve KAFZ hakkında önemli çıkarımlarda bulunarak katkı sağlamıştır. Marmara Denizi'nden yaklaşık D-B doğrultulu bir fayın geçmesi gerektiği ilk kez Pınar (1942) tarafından önerilmiştir. Ketin (1948) ise, Anadolu'nun kuzey kıyısını yaklaşık olarak takip eden fayın, sağ yönlü doğrultu atımlı bir davranışa sahip olduğunu ve Anadolu'nun bu fay boyunca batıya doğru hareket ettiğini söylemiştir. Ariç (1955) Haliç-Küçükçekmece Lagünü bölgesinin

jeolojisini incelemiş ve bölgenin 1:25.000 ölçekli haritasını yapmıştır. Bu çalışmada, Kuvaterner dönemine ait üç deniz taraçasının bulunduğu ve bu dönemde epirojenik hareketlerin devam ettiği ve arazinin 50-60 m. yükseldiği söylenmiştir. Ardel (1956), Marmara Bölgesi'nde ve Trakya'da fiziki ve beşeri coğrafya bakımından gözlemler yapmış, inceleme alanımızdaki Silivri ve Marmara Ereğlisi'nde değişik yüksekliklerdeki kavkılı düzeylerin denizel taraça olabileceğini söylemiştir. Sonraki dönemlerde Marmara Denizi oluşumu problemini aydınlatmayı amaçlayan jeolojik-jeomorfolojik çalışmalar devam etmiştir. Ardel ve Kurter (1973), Marmara Denizi'nin ayrıntılı derinlik haritasını hazırlamış ve bu haritayı morfolojik açıdan yorumlamışlardır. Crampin ve Üçer (1973) yaptıkları sismik çalışmaların ardından, Marmara Denizi'nin deprem dış merkezlerinin Marmara Denizi ortasını takip eden bir hat, 1953 Yenice-Gönen depreminin yüzey kırığını takip eden bir ikinci hat ve Ketin (1966) tarafından belirlenen Pontid-Anatolid sınırını takip eden üçüncü bir hattı takip ettiğini söylemişlerdir. İlkışık (1981), manyetotellurik yöntemle Trakya'da yer kabuğunu incelediği çalışmasında, Trakya'da kabuk kalınlığının kuzeyde, 40-44 km, ortada, 28-32, güneyde ise, 32-35 km olduğunu ve ayrıca kuzeydekiler dışında tüm istasyonlarda 12-14 km derinlikte ince bir düşük öz dirençli tabakanın varlığını belirlemiştir.

Kuzey Anadolu Fayı'nın Marmara Denizi içerisindeki konumu ve modeli konusunda birçok varsayımlar olmuş ve birçok araştırmacı farklı görüşler önermiştir. Şengör, (1979) ve Şengör vd., (1985) 'e göre, Kuzey Anadolu Fayı'nın Marmara Denizi içerisinde tek bir zon halinde geçtiği öne sürülmüştür (Crampin ve Evans, 1986; Adatepe, 1988; Smith vd., 1995). Kuzey Anadolu Fayı'nın Marmara Denizi içerisindeki geometrisinin en-echelon (kiremit dizilimi) formunda olduğu ve bu geometrinin de Marmara Denizi'ni bir çek-ayır (pull-apart) havza olarak geliştirmiş olduğu; deniz tabanı morfolojisi ve Marmara Denizi güneyindeki havzalarda yapılmış olan kara çalışmaları neticesinde öne sürülmüştür (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Wong vd., 1995).

İznik Gölü ve İzmit Körfezi arasının incelendiği çalışmaları Bargu ve Sakıncı (1990), bazı KD-GB yönlü kıvrımlardan bahsetmişlerdir. Kuzey Anadolu Fayı için ise Gaziköy'den batı doğrultusunda hareketle karaya geçip oradan Saroz Körfezi'ne, doğuya doğru ise Marmara Denizi içerisinde geçtiği söylenmiştir (Bargu, 1990).

Bakırköy batısındaki Ayamama Havzasının ise ilgili bölgede Geç Kuvaterner'den bugüne kadar hakim tansiyonel rejim içerisinde KB-GD yönlü gelişen normal bir fayın çökmesi ile oluştuğunu ayrıca süre içerisinde tek bir çökme devresi halinde kırıntılarla doldurulduğu gösterilmiştir (Meriç vd., 1991a). İlgili havza içi istiflerde foraminifer, ostrakod, pelesipod ve gastropod tür ve cinslere rastlanmıştır. Bu tür istiflerin de gösterdiği üzere ekolojik olarak lagün-bataklık ortamının hakim olduğu faunal ortam işaret edilmektedir. Sismik yansıma manyetik kayıtları ile zemin örneklemeleri Marmara Denizi'nin oluşumu ve neotektonik yapısını araştırmak amacıyla Özel ve Uluğ (1991) tarafından alınmıştır. Sismik kayıtlarda, Marmara Denizi çökelleri dört değişik sınıfa ayrılmış ve iki ana fay sistemi belirlenmiştir. Ergin vd. (1991)'deki sedimanlar üzerindeki çalışmasına göre, çökellerdeki organik karbon miktarının Karadeniz'den Marmara Denizi'ne doğru artış eğiliminde olduğu gösterilmiştir. Marmara Denizi kıyılarındaki denizel Üst Pleistosen-Holosen devri çökellerinin stratigrafik ve yapısal konumları incelendiğinde, bu kıyılardaki Kuvaterner yaşlı denizel taraçaların ve Holosen yaşlı aktif tektonik hareketler sebebiyle yükselime uğramış çökellerin yaygınlığından bahsedilmiştir (Sakıncı, 1993). Büyükçekmece-Küçükçekmece arasındaki ana isale tüneli göçüğü onarımı esnasında jeolojik birimlerin Miyosen yaşlı, yer yer kum ve silt mercekleri içeren gri-yeşil renkli kilit ve Pliyosen yaşlı marnlı, kum, çakıl mercekli ince kum ve siltli kilden oluştuğu gözlemlenmiştir (Şekercioğlu, 1998). İznik-Mekece arasındaki alanda yapılan paleomanyetik çalışmadan kaynakla, Kuzey Anadolu Fayı'nın 29 km'lik bir atımı olması gerektiği saptanmıştır (Orbay vd.,1997). Şen vd. (1998), çalışmasında ise Bakırköy formasyonu, Üst Miyosen, kireçtaşlarının faylanmış olduğundan bahsetmiştir.

Batı İstanbul'da tektonik bir aktivitenin varlığı, ilgili bölgedeki depremlerin sığ ve üst kabuk civarlarında gerçekleştiği ayrıca, Marmara Denizi içerisindeki depremlere ait odak mekanizma çözümlerine göre eğim atım mekanizmasına sahip fay çözümleri sonucuna ulaşıldığı Marmara Denizi ve civarındaki mikrodremler incelendiğinde varılmıştır (Eyidoğan vd., 1998). İstanbul Boğazı'na ait Kuvaterner evrimi sismik stratigrafik yöntemler aracılığıyla incelendiğinde Marmara Deniz yolu ile en son Akdeniz-Karadeniz bağlantısını sağlayan İstanbul Boğazı'nın oluşumu ve bağlantı nedenlerini bulmak esas alınmıştır (Göktaşan, 1998). Göksu deltasına ait Kuvaterner jeolojisi incelendiğinde, deniz tabanı topografyasının, dalga, akıntı, paleotopografya ve

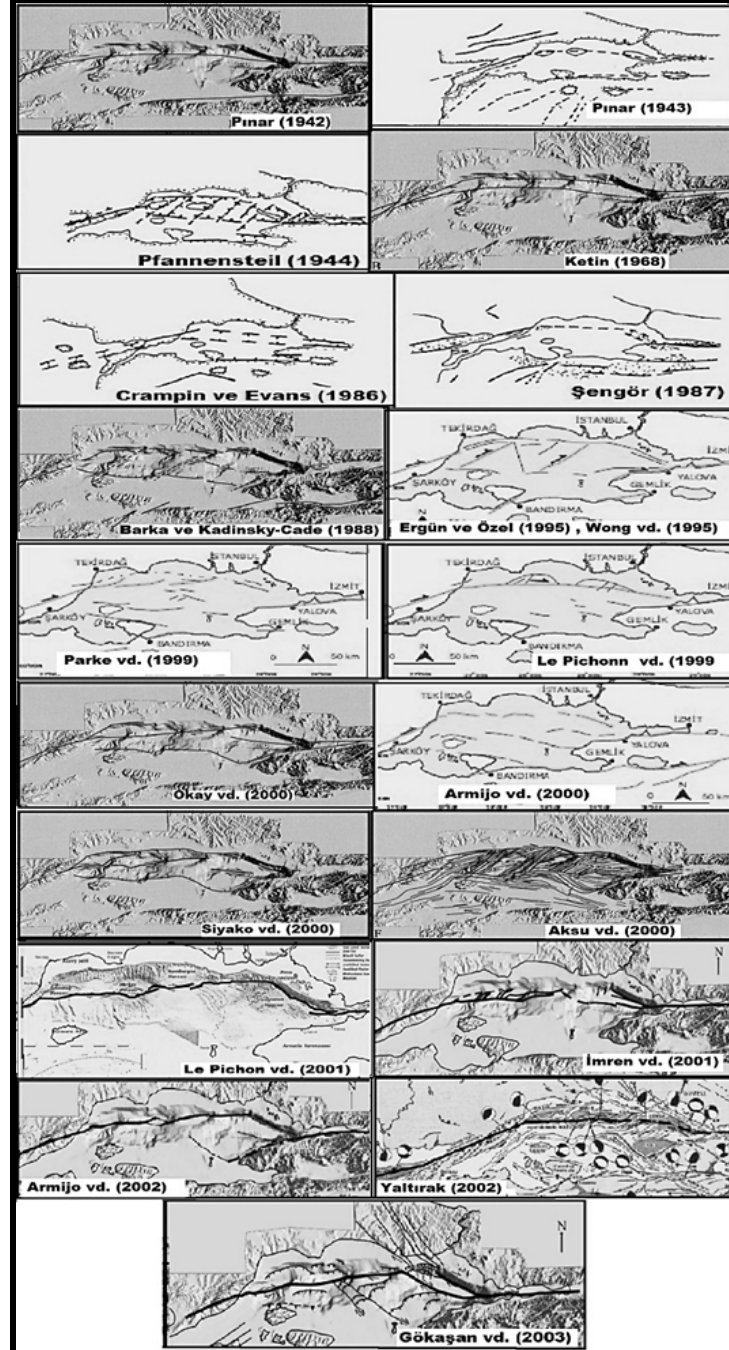
tektonik nedenler etkisine bağılı olarak sedimantasyon dinamiğı ile bağılantılı olduğı sonucuna varılmıştır (Okay ve Ediger, 1998). Batı Marmara’da yapılan bir çalışmada, bu bölgedeki havzayı doğrultu atımlı faylar ile açılan negatif bir çiçek yapısı olduğundan söz edilmektedir (Okay vd., 1999). Ayrıca günümüzde ikisi aktif olmayan, üç transform fayın kesişim yerinde bulunan Doğı Marmara çukurluğunun açıldığından ve an itibariyle burada Batı Marmara benzeri bir yapının gelişmekte olduğuna da aynı çalışmada değinilmiştir (Okay vd., 1999). Bazı çalışmalarda ise, Kuzey Anadolu Fayı’nın tek segment halinde kesintisiz olarak yaklaşık D-B yönlü olarak kat ettiğinden söz edilmiştir (Le Pichon vd., 1999).

17 Ağustos 1999 İzmit depremi sonrası Kuzey Anadolu Fay Zonu’nun Marmara Denizi içerisindeki konumu için birçok model önerilmiş fakat bu modellerin bu bölgedeki aktiviteyi tam olarak aktaramadığı düşünülmüş ve yeni modeller öne sürülmüştür (Parke vd., 1999; Le Pichon vd., 1999; Siyako vd., 2000; Yaltırak vd., 2002; Okay vd., 2000; Alpar ve Yaltırak, 2000; Gökaşan vd., 2003). Şekil 2.1’de gösterildiğı üzere, tüm model yaklaşımlarında doğrultusu yaklaşık D-B olan Marmara Havzası’nı kat eden Kuzey Anadolu Fay Zonu’na bağılı olan faylar yahut deniz içindeki hemen hemen tüm havza ve sırtları kesen yine KAFZ’nuna bağılı oluşan yeni bir faydan söz edilmektedir. 17 Ağustos 1999 Depremi ardından ve 2000 yılı başlarında TC Dz. K.K. SHODB gemileri tarafından derin Marmara Çukurluğı’nun uzun eksenini boyunca örtecek şekilde çok ışınlı derinlik araştırması gerçekleştirilmiştir (Tur ve Ecevitoglu, 2000). Marmara Denizi’nin iyi bir sismik çalışması ise Gürbüz vd.(2000) tarafından yapılmıştır. Marmara Denizi çevresine dağılmış 48 istasyonlu mikrosismik çalışması, 2,5 km’den daha düşük bir standart sapma ile 137 adet mikrodprem tespit etmiştir. Doğrusal olan bu mikrosismik faaliyet bahsi geçen sürekli fay ile yakın ilişkilidir. Marmara Denizi’nin kuzey kısmında fay düzlemi çözümleri ya doğrultu-atımlı ya da sıkışmalıdır; ayrıca gerilme tensörü yaklaşık D-B fay sisteminde net doğrultu-atım ile uyumludur (Gürbüz vd., 2000). Mikrosismik çalışmadan elde edilen hız modeli ve istasyon düzeltmelerini kullanarak, 1986 ile 1996 yılları arasında 929 mikrodpremin lokasyonlarını yeniden bulmuşlardır (Gürbüz vd., 2000). Bu depremlerin dağılımı mikrosismik çalışmanın sonuçlarını doğrulamaktadır. 2000 Eylül’ünde Fransız araştırma gemisi Le Suroit ile oldukça önemli bir veri grubu (çok ışınlı derinlik, tek-kanallı sismik yansıma, saçılma, yandan tarayıcı sonar, dipten çekmeli sismik yansıma ve yüksek frekanslı chirp verisi)

oluşturulmuştur. Bu verilerin ve çok kanallı araştırmaların sonuçlarının birleştirilmesi ile Marmara Denizi havzalarını boylu boyunca kesen bir fayın varlığı gözler önüne serilmektedir (İmren vd., 2001; Rangin vd., 2001). Birçok araştırmacı, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun etkisi altındaki gerilme rejimi etkisiyle Marmara Denizi'nin gelişmekte olduğunu düşünmektedir. Ayrıca bazı çalışmalar da Marmara Denizi kıyılarında sıkışmalı yapılara ait izler de belirlenmiştir. Gelibolu Yarımadası batısının KD-GB yönlü fayların etkisi ile yükseldiği, buna karşın Saros Körfezi'nin çöktüğü, Çanakkale Boğazı'nın ise bu tektonizma ile alakalı olarak açılmış olduğu öne sürülmüştür (Ardos, 1979). Şile bölgesinde yüksekliği 2.5 metreye varan Kuvaterner taraçalarına rastlanmıştır (Baykal ve Önal, 1979). Çanakkale dolaylarındaki jeomorfolojik araştırmalarda ise yüksekliği 50 ile 110 metre arasında olan akarsu taraçaları bulunmuştur (Erol ve İnal, 1980). Gelibolu bölgesinde Mollusk içeren Pliyosen tortulları üzerinde diskordans olarak bulunan birimin günümüzde 25-35 metre yüksekte bulunduğu gözlemlenmiştir (Taner, 1981). Güney Marmara Bölgesi sismotektonik özelliklerinin incelendiği bir araştırmada, odak mekanizma çözümleri doğrultu atımlı ters fay bileşenli olan 18 Mart 1953 depremlerinin ve odak mekanizma çözümleri KD doğrultulu KB eğimli ters fay bileşenli 3 Mart 1969 depreminin ayrıca Landsat uydu görüntülerinde KD-GB ve D-B sıkışmalı şekiller ile bu şekilleri kesen KB yönlü yaş olarak daha genç faylar belirtilmiştir (Kocafe, 1983).

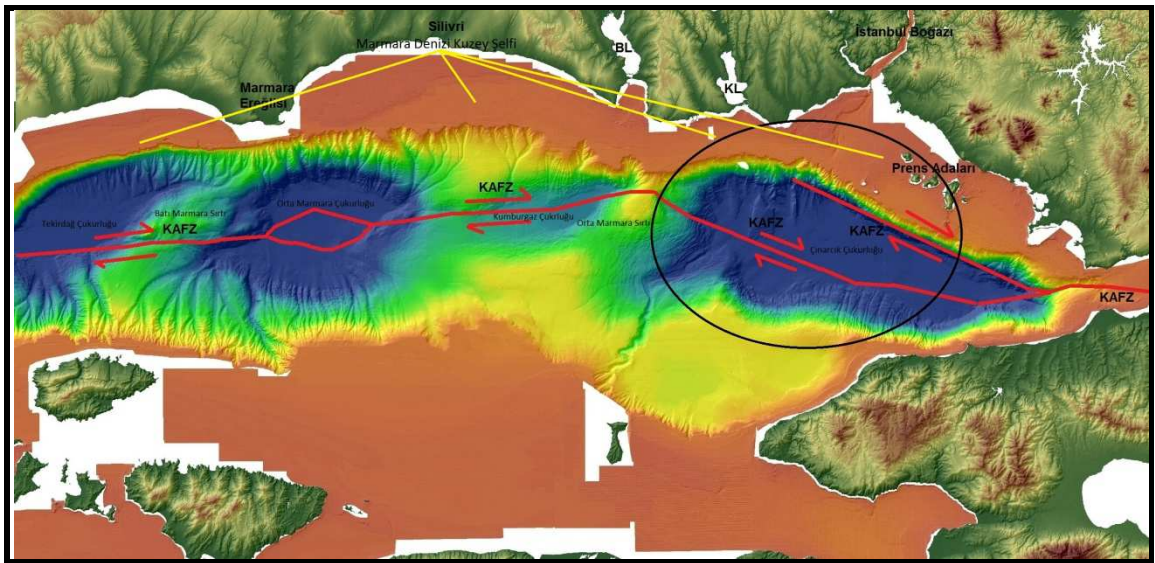
KB Marmara kıyılarındaki denizel taraçaların araştırılması maksadıyla yapılmış olan çalışmalar kapsamında bu alandaki Üst Pleistosen yaşlı karada da izlenebilen denizel taraçaların, Üst Plesitosen'den bu yana gelişen bir sıkışma sonucu geliştiğinden bahsedilmiştir (Sakıncı, 1993; Sakıncı ve Yaltırak, 1995; Sakıncı ve Yaltırak, 1997). Tapırdamaz ve Yaltırak (1996; 1997) çalışmaları paleomanyetik verilerle bu iddiaları destekler nitelik taşımaktadır. İzmit Körfezi'nin jeolojik olarak gençlik dönemlerinde olduğu, kıyılarının ise 180 m'ye varan Plesitosen yaşlı taraçaların ve en fazla 6 metre olan Holosen yaşlı taraçaların varlığı tespit edilip yine bu alanda KB-GD yönlü sıkışmalar sonucunda oluşan doğrultu atımlı fayların varlığına dikkat çekilmiştir (Bargu, 1997). Hakim tektonik yapı Saros Körfezi ve Çanakkale Boğazı'nda sıkışmalı bir tektonik rejimdir (Yaltırak vd., 1998; Yaltırak vd., 2000). Yapılan sismik çalışmalarda da bu rejimin sıkışmalı olduğu sonuçlarına ulaşılmıştır (Göktaşan vd., 1997; Göktaşan, 1998; Demirbağ vd., 1999; Oktay vd., 1999; Göktaşan vd., 2003).

Günümüze değin uzun süreler boyunca bir çok araştırma yapılsa da, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Marmara Denizi içerisindeki güncel geometrisi ve aktivitesi ile Marmara Denizi'ne ait güncel jeolojik ve oşinografik gelişime olan katkısı tamamen bir netlik kazanamamıştır (Şekil 2.3).



Şekil 2.3 :Marmara Denizi içindeki bazı fay modelleri.

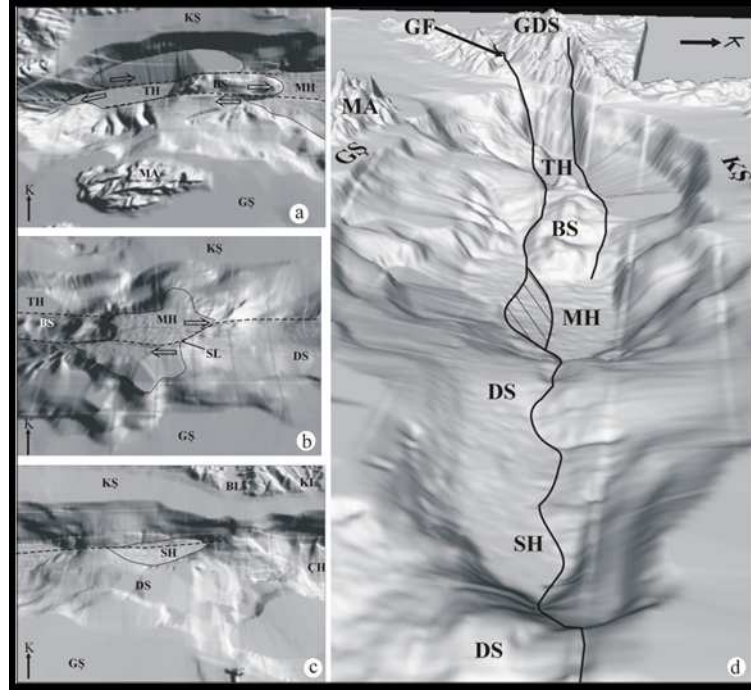
Marmara Denizi'ndeki yapılan çalışmalar 17 Ağustos 1999 Marmara Depremi ile oldukça artış göstermiştir. Bu sayede veri yoğunluğu ve kalitesinde kayda değer bir artış olmuştur. Deprem sonrası Marmara Denizi'nde Dz. K. K. Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi (SHOD) gemilerince toplanan multibeam batimetri verisi, önceden varsayılan ve öne sürülen modellerin değişmesini ve netlik kazanmasını sağlamıştır (Şekil 2.4). Bu veriler neticesinde elde edilen kayda değer en önemli sonuç Ganos Dağ Sistemi'nden başlayarak Büyükçekmece açıklarına kadar devam eden, derin havza ve vadileri aralarındaki sırtlar ile birlikte uyumsuzca kesen DKD-BGB uzanımlı bir çizgiselliğin belirlenmiş olmasıdır.



Şekil 2.4: Marmara Denizi'nde kara topografya verisi ile birleştirilerek elde edilen sayısal arazi modeli(T.H.: Tekirdağ Havzası, B.M.S.: Batı Marmara Sırtı, M.H. :Marmara Havzası, O.M.S.: Orta Marmara Sırtı, Ç.H.: Çınarçık Havzası).

Marmara Denizi içerisindeki deprem episantr dağılımları (Şekil 2.6) ve sismik kesitlerde havzanın ortasında izlenen bir fayla büyük ölçüde örtüşen bu çizgiselliğin (Şekil 2.7), KAFZ'nun Marmara Denizi içerisinde geliştirmiş olduğu en genç kırığı olduğu ve günümüzde Marmara Denizi aktif tektonizmasının büyük ölçüde bu fay tarafından kontrol edildiği sonucuna varılmıştır (İmren vd., 2001; Gökaşan vd., 2001; 2002; 2003; Gazioğlu vd., 2002; Armijo vd., 2002; Demirbağ vd., 2003; Rangin vd., 2004; Şengör vd., 2005). Yapılan sismik araştırmalarda ayrıca, Marmara Denizi içerisindeki çukurlukları sınırlayan fayların günümüzde inaktif veya düşük miktarda aktiviteye sahip olduğunun da belirlenmesi ile, Marmara Denizi batı parçası boyunca

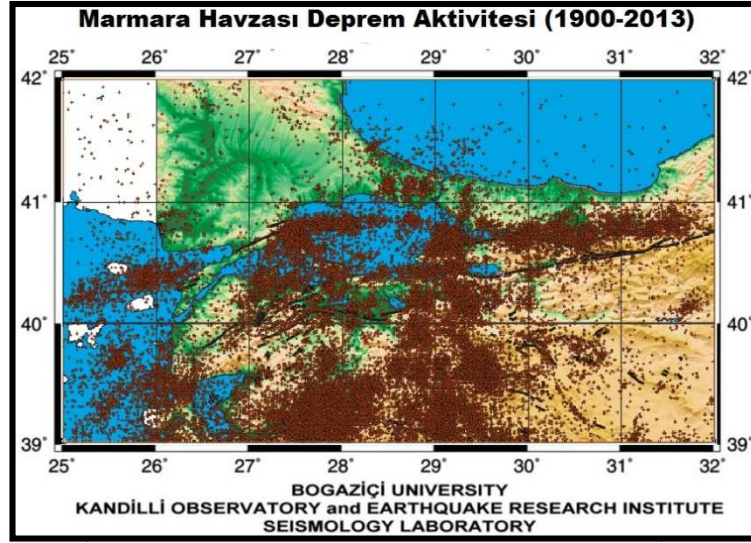
izlenen fayın Marmara Havzası'nı geliştirmek yerine onu kesmiş olduğu ve havzanın oluşumu ile KAFZ'nun kuzey kolunun günümüzdeki aktivitesinin farklı tektonik işlemler olduğu ilk kez ortaya çıkarılmıştır (İmren vd., 2001; Gökaşan vd., 2003; Şengör vd., 2005).



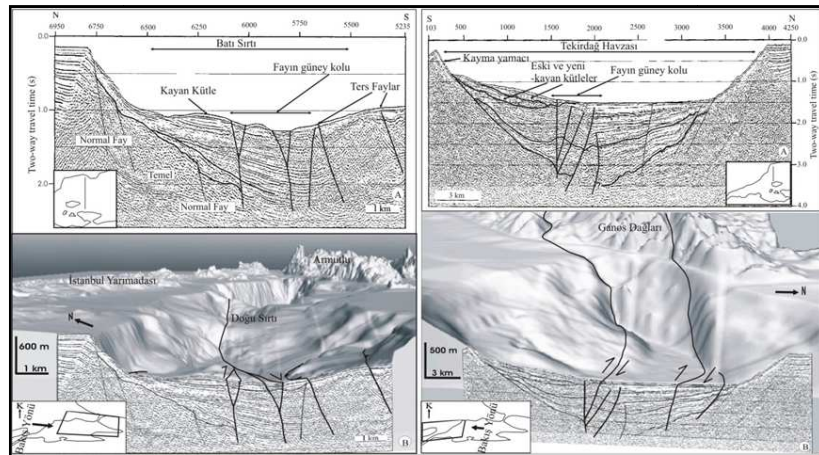
Şekil 2.5 : Ganos Dağ Sistemi ile Büyükçekmece Lagünü arasında Marmara Denizi tabanında izlenen çizgisellik (Gazioğlu vd., 2002). Tekirdağ, Merkez ve Silivri Havzaları'na üstten (a-c) ve doğudan (d) bakışlar

Ulaşılan bu yeni sonuçlar ile Marmara Denizi içerisindeki aktif fay modelleri değiştirilmiş (Şekil 2.8a, b, d, e, f) veya revize edilmiştir (Şekil 2.8c). Tüm bu çalışmalar sonucu, daha önceki modellerde Marmara Denizi için çoğunlukla normal faylar tarafından üretilecek olan ve göreceli olarak daha düşük magnetüdlü depremler öngörülürken (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988). Marmara Denizi'ni büyük ölçüde tek parça olarak kateden bu yeni fayın daha büyük magnetüdlü depremler üretebilecek bir potansiyele sahip olduğu sonucu da ortaya konmuştur. Fayın doğudaki parçasının en belirgin olarak izlendiği alanı ise, hiç kuşkusuz 17 Ağustos ile 12 Kasım 1999 tarihlerinde meydana gelen iki deprem sırasında hareket eden Adapazarı ile İzmit Körfezi doğusu arasında kalan bölge oluşturmaktadır (Şekil 2.9a). Karada yapılmış olan çalışmalarda deprem sırasında oluşan fay kırığı ayrıntılı olarak haritalanmış ve

tanımlanmıştır (Emre ve Awata, 2003; Awata vd., 2003; Şekil 2.9a-b). Fayın İzmit Körfezi içerisindeki devamının araştırılması amacıyla yapılan çalışmalarda ise, KAFZ'nun İzmit körfezi içerisinde de, batı Marmara'daki gibi, körfezdeki havza ve sırtları Çınarcık Havzası'na kadar ortalarından uyumsuzca kesmiş yeni bir kırıkla temsil ediliyor olduğu (İzmit Fayı) belirlenmiştir (Gökaşan vd., 2001; Kuşçu vd., 2002; Dolu vd., 2007; Şekil 2.9c).



Şekil 2.6 :B.Ü. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Sismoloji Laboratuvarı tarafından 1900-2013 yılları arasında kaydedilmiş olan 2.5'in üzerindeki depremlerin episantır dağılımları.



Şekil 2.7:Sismik ve Batimetrik verinin birlikte kullanılması sonucu Tekirdağ Havzası ve Batı Sırtı için üretilmiş olan 3D model ve bu alanda yer alan fay (Gökaşan vd., 2003).

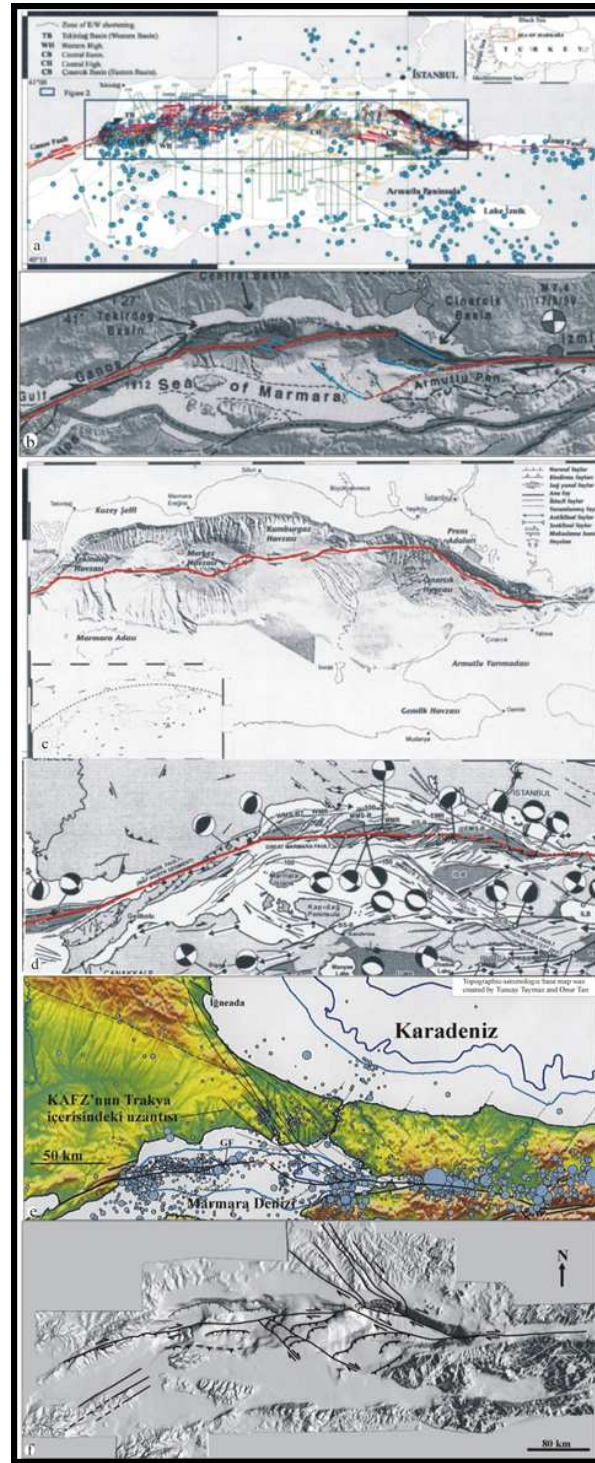
Marmara Denizi boyunca KAFZ'nun bu yeni kolu ile ilgili olarak yapılan çalışmalara genel olarak bakıldığında; bu alanda elde edilen sismik, morfolojik ve sismolojik veriler, Marmara Denizi batı parçası boyunca fayın, Ganos fayı olarak bilinen tek bir ana kırıktan oluştuğunu işaret etmektedir (Şekil 2.5-2.7). Bu sonuç günümüzde hemen tüm bilim adamları tarafından da kabul görmektedir. Benzer veriler KAFZ'nun İzmit Körfezi içerisinde de körfezi yaklaşık orta eksenini boyunca kesen İzmit Fayı olarak adlandırılan tek bir fay zonu olarak Çınarcık Havzası'na kadar devam ediyor olduğunu göstermekte ve bu fay ile ilgili yine hemen tüm araştırmacılar benzer görüşler öne sürmektedir (Gülbüz vd., 2000; Okay vd., 2000; İmren vd., 2001; Gökaşan vd., 2001; 2003; Gazioğlu vd., 2002; Kuşçu vd., 2002; Şekil 2.6, 2.8). Ancak fayın Çınarcık Havzası içerisindeki geometrisi, bu havza boyunca kaç kola ayrıldığı, ana fayın havzanın yamaçları boyunca izlenen çizgiselliklerden hangisini izlediği ve hangi kolun Ganos ile Büyükçekmece arasında uzanan fayın batıdaki uzantısı ile birleştiği soruları ise, bilim adamları tarafından halen tartışılmakta olan ve birbirleri ile önemli derecede farklılığa sahip çözümlerin önerildiği problemlerdir (Şekil 2.10).

Marmara Denizi tabanının, SHODB tarafından toplanan multibeam batimetrik verinin morfolojik açıdan ayrıntılı değerlendirilmesi sonucunda, derin çanağın kuzey ve güney yamaçları arasındaki önemli farklılıklar belirlenmiştir (Gazioğlu vd. 2002). Yamaçlar arasında morfolojik açıdan ilk göze çarpan farklılık, kuzey yamacın güneye göre çok daha yüksek eğim değerlerine sahip oluşudur (Şekil 2.11a-b).

Kuzey yamacın da kendi içerisinde yüksek eğimli ve doğrusal yamaçlar ve göreceli daha düşük eğimli ve içbükey yamaçlar olmak üzere iki farklı morfolojik guruba ayrıldığı yine bu inceleme ile ortaya çıkarılmıştır. Bu durumda morfolojik açıdan daha genç şekillenmelere sahip olduğundan dolayı, Çınarcık Havzası'nın kuzeyindeki dik ve doğrusal yamacın diğer içbükey yamaçlara oranla yeniden işlenmiş bir yüzeye sahip olduğu sonucuna varılmıştır. Söz konusu doğrusal morfoloji bu yamacın bir doğrultu atımlı fay tarafından kontrol ediliyor olmasının gerektiğini düşündürmektedir. Bu yamaç üzerinde 17 Ağustos Depremi ardından oluşan üç artçı depremin doğrultu atımlı fay çözümü vermesi bu morfolojik yorumu desteklemektedir (Örgülü ve Aktar, 2001).

Yapılan çalışmaların bir bölümünde İzmit Körfezi içerisinde geçen (Şekil 2.9) KAFZ'nun Çınarcık Havzası'nın güney yamacını veya kabaca orta eksenini izleyerek batıdaki faya bağlandığı iddia edilirken (İmren vd., 2001; Gökaşan vd., 2002; 2003; Yaltırak, 2002; Şekil 2.8a, 2.8d, 2.8e-f), bazı çalışmalarda ise fayın Çınarcık Havzası'nın kuzey yamacını izlediği iddia edilmiştir (Okay vd., 2000; Rangin vd., 2004; Şengör vd., 2005; Şekil 2.8b). İmren vd. (2001) ve Gökaşan vd. (2002; 2003) farklı şekillerde yorumluyor olsalar da Çınarcık Havzası kuzey yamacının bir doğrultu atımlı fay tarafından kontrol ediliyor olduğunu iddia etmekten (Şekil 2.8a-b, 2.8e-f), aynı yamaç Yaltırak (2002) ve Armijo vd (2002) tarafından bir normal fay olarak yorumlanmaktadır (Şekil 2.8c-d). Le Pichon vd. (1999; Şekil 2.8b), Demirbağ vd. (2003) ve Rangin vd. (2004) ise Çınarcık Havzası'nın güney yamacını izleyen bir kolun var olmadığını iddia etmektedirler. Yukarıdaki tanımlamalardan da anlaşılacağı gibi Marmara Denizi içerisinde KAFZ'nun yeni kırığının belirlenmesi çalışmaları ile ilgili üretilen modellerdeki yorumsal farklılık, günümüzde fayın Çınarcık Havzası içerisindeki kinematiğine indirgenmiş durumdadır. Bu durum, bir açıdan çalışmaların önemli bir aşamaya gelmiş olması şeklinde kabul edilebilecek olsa da, tartışmalı alanın İstanbul Şehri'nin hemen güneyinde yer alması, bu önemli şehrin karşı karşıya olduğu tehlikelerin bilinmezliğini maalesef azaltmamıştır.

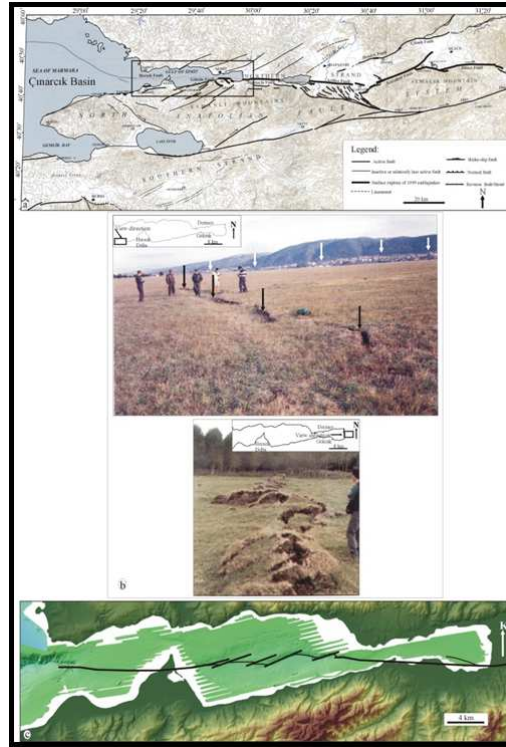
Çınarcık Havzası ile ilgili yerbilimi sorunlarının çözümü Marmara Denizi içerisindeki diğer bölgelere nazaran önem önceliğini halen korumaktadır. İlgili lokasyona en yakın kara parçası olan, İstanbul şehrinin üzerinde bulunduğu Çatalca ve Kocaeli Yarımada'nın Kuvaterner zamanındaki jeolojik aktivitelerinin çok az olarak bilinmesi, Çınarcık Havzası ve çevresinin oldukça karmaşık bir jeolojik yapıya sahip olması nedeniyle ayrıca İstanbul Şehrine ait güncel jeolojik çalışmaların azlığı ve bölge veri tabanının da sınırlı olması bu bölgedeki aktif tektonik yapı yeterince aydınlatılamamıştır. Yapılan az sayıdaki yeni çalışmalarda, yeni verilerin kullanılanlar dışında, ağırlıklı olarak 19. yüzyılda yapılan çalışmalardan faydalanılıp, dayanak veri olarak kullanılması da güncel durumun belirlenmesi hususunda net bir ilerleme kaydına neden olamamıştır. İstanbul Boğazı'na ait yapılan tüm çalışmalara ait geniş özet Gökaşan vd. (2004) çalışmasında kapsamlıca bulunmaktadır.



Şekil 2.8: Ayrıntılı batimetrik verinin kullanılması sonucu Marmara Denizi aktif fay modellerinden bazıları (İmren vd., 2001(a); Armijo vd., 2002(b); Le Pichon vd., 2001(c); Yaltrak 2002(d); Gökaşan vd., 2002 (e); Gökaşan vd., 2003(f)).

Şekil 2.8'deki önceki çalışmalardan alınan Marmara Denizi içerisindeki Kuzey Anadolu Fayı modellerinde (İmren vd., 2001; Armijo vd., 2002; Le Pichon vd., 2001; Yaltrak,

2002; Gökaşan vd., 2002; Gökaşan vd., 2003) önemli bir eksiklik dikkat çekmektedir. Bu lokasyonda herhangi bir genç fayın olmadığı varsayımı, Türkiye nüfusunun büyük bir kısmının yaşadığı bir bölgeye denk geldiği halde ve kuzey şelf alanının yerleşim bölgelerine çok yakın bir konumda bulunmasına rağmen, bu bölge üzerindeki çalışma sayısının azalmasına yol açmıştır. Son zamanlarda yapılan sismik, morfolojik ve jeolojik araştırmalar İstanbul Boğazı içerisinde (Gökaşan vd., 1997; Gökaşan vd., 2005), boğazın Karadeniz çıkışı (Demirbağ vd., 1999) ve Marmara Denizi çıkışı (Oktay vd., 2002) deniz tabanları ve kıyı morfolojilerinde etkin genç fayların bulunduğunu göstermiştir.

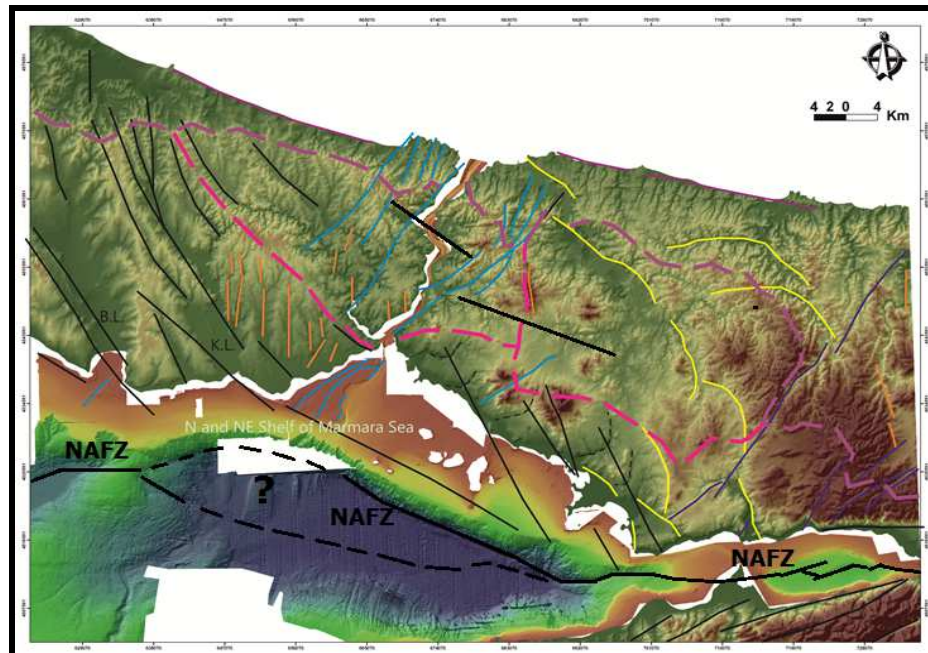


Şekil 2.9:Marmara Denizi doğusu (Emre ve Awata, 2003; a) ile İzmit Körfezi ve kıyılarında (Awata vd., 2003; Dolu vd. 2007; b-c) KAFZ'nun kuzey kolunun uzanımı.

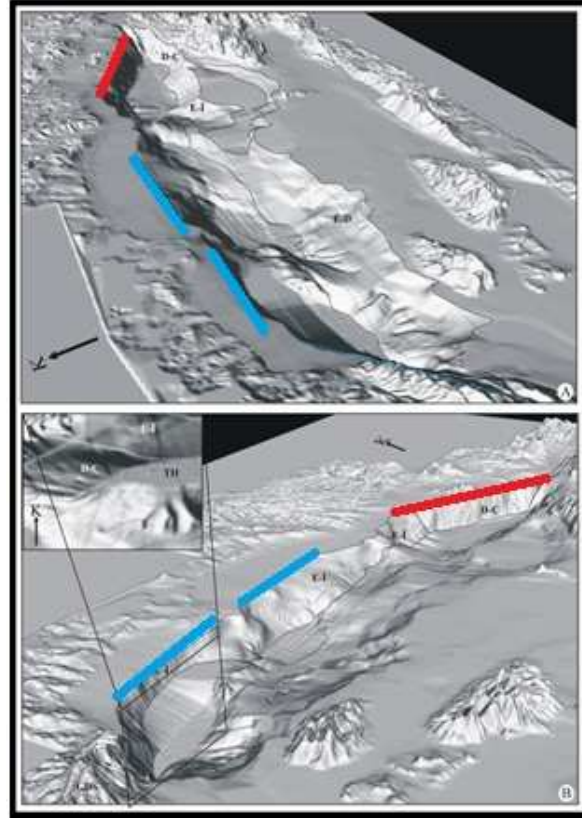
Yine çalışma alanı ve yakın çevresi içerisinde karada yapılmış çalışmalar da bu alanda genç fayların varlığını destekler yöndedir (Meriç vd., 1991a; 1991b). Parke vd. (1999) Kuzey Marmara şelfinde Prens Adaları'nın güney kıyıları boyunca KB-GD uzanımlı bir fayın varlığından bahsetmiştir. Gökaşan vd. (2002) ise Çınarcık Havzası'nın kuzey

yamacını kontrol eden fayın boğazın Marmara çıkışında sırasıyla önce yamacın kendisini, şelfi ve Küçükçekmece-Büyükçekmece göllerini keserek Trakya içerisine doğru KB-GD yönünde devam ettiğini iddia etmiştir. Ayrıca aynı makalede kıyı morfolojisi dikkate alınarak Tuzla Körfezi ile İstanbul Boğazı arasındaki kıyı hattının da fay kontrollü olması gerektiği iddia edilmiştir. Söz konusu kıyı hattının, KAFZ tarafından kontrol edilen Çınarcık Havzası'nın kuzey yamacı ve Parke (1999) tarafından önerilmiş olan fay ile paralellik arz ediyor olması kıyı boyunca Gökaşan vd. (2002) tarafından önerilmiş olduğu gibi bir fayın olduğu fikrini desteklemektedir.

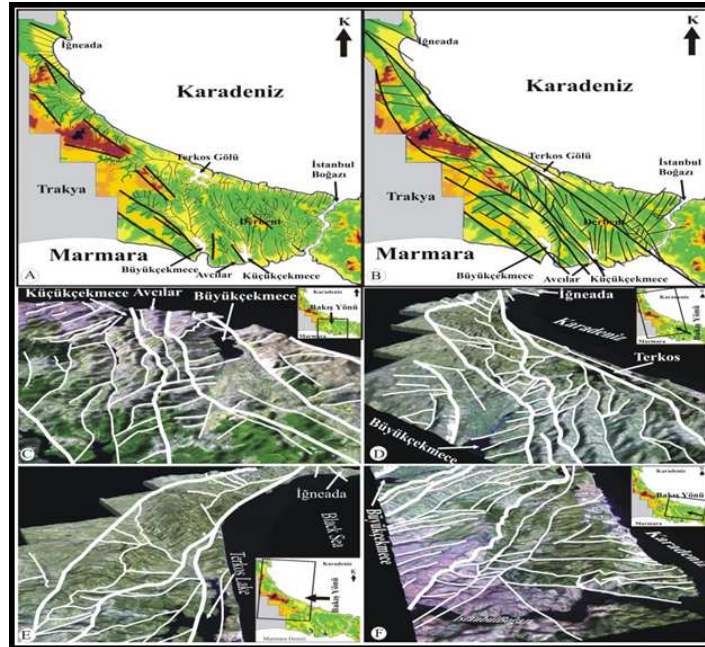
Şekil 2.10'a dikkatlice bakıldığında İstanbul ve Kocaeli Yarımadaı üzerinde bulunan ve morfolojik açıdan fay olarak belirlenmiş bazı çizgiselliklerin, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Çınarcık Havzası içerisindeki KB-GD yönlü uzanımı ile uyum içerisinde olduğu gözlemlenmektedir. 17 Ağustos 1999 depreminin İstanbul-Avcılar'daki etkisinin araştırılmasında bu benzerlik göz önünde bulundurulmuştur. İstanbul Yarımadaı'nın morfolojisinde ayrıca, Çınarcık Havzası'nın kuzey yamacında bulunan fay ile aynı doğrultuda yer alan birçok morfolojik unsurun varlığına işaret edilmiştir (Gökaşan vd., 2002; Şekil 2.1a-f).



Şekil 2.10: İstanbul ve Kocaeli yarımadaındaki topoğrafyadaki çizgisellikler.



Şekil 2.11: Marmara Denizi Çanağı, güney (A) ve kuzey (B) yamaçları ve şelf alanları (Gazioğlu vd., 2002’den değiştirilerek).



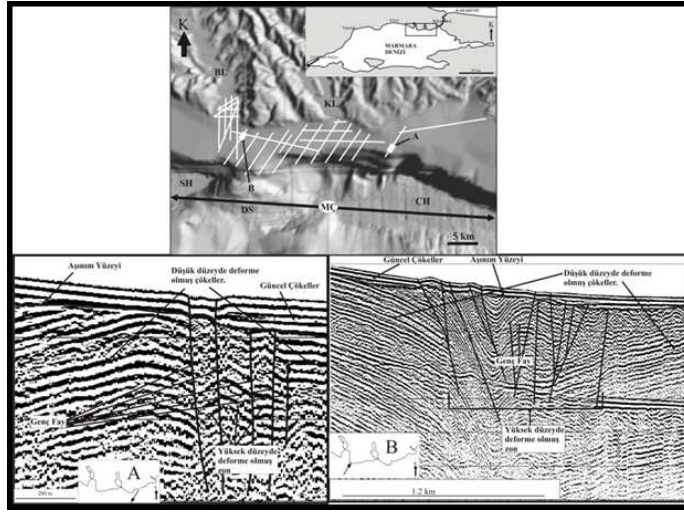
Şekil 2.12: İstanbul Yarımadası’nın sayısal arazi modelleri ve yorumları (Gökaşan vd., 2002).

Avcılar açıklarında İstanbul Üniversitesi'ne bağlı R/V Arar araştırma Gemisi ile toplanan sismik verinin yorumlanması sonucu karadaki çizgiselliklerin denizdeki devamlarında deniz tabanını dahi etkileyebilecek kadar genç fayların belirlenmesi (Şekil 2.13), söz konusu çizgiselliklerin bir bölümünün, fayların karadaki izleri olması gerektiği sonucunu doğurmuştur (Gökaşan vd., 2002; Şekil 2.14). Bu fayların GD yönündeki devamlarında, R/V Le Suroit Araştırma Gemisi tarafından toplanan batimetrik veri üzerinde Çınarcık Havzası kuzey yamacında izlenen KB-GD doğrultulu sağ yanal yırtılmalar arasında bir ilişki olabilir (Şekil 2.15). Bu durumda, Çınarcık Havzası kuzey yamacını izleyen fayın, batıdaki ana kol ile birleşmeyip, Trakya Fayı'nın (Perinçek vd., 1991) KAFZ tarafından reaktifte edilmiş olan ikincil bir kolu olarak karaya doğru devam etmesi gerektiğini, KAFZ'nun ana kırığının ise Çınarcık Havzası güney yamacını izlediği sonucuna ulaşılmasına neden olmuştur (Gökaşan vd., 2002; Şekil 2.8e). Yazarlar benzer bir fayın da İstanbul Boğazı-Tuzla arasındaki KB-GD uzantılı kıyı hattını kontrol etmesi gerektiğini de morfolojik yoruma dayanarak iddia etmişlerdir.

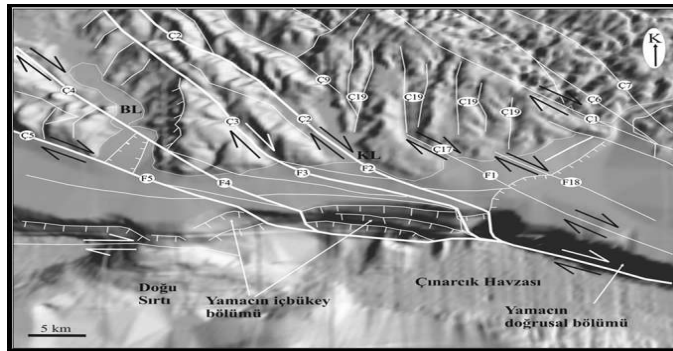
Günümüzde yapılan sismik, morfolojik ve sedimentolojik çalışmalar İstanbul Boğazı çıkışları boyunca ve Çınarcık Havzası kuzeyinde, deniz tabanı ile kıyı morfolojisi üzerinde etkili olan bazı genç fayların varlığını göstermektedir (Alavi vd., 1989; Yılmaz ve Sakıncı, 1990; Yıldırım vd., 1992; Gökaşan vd., 1997; Demirbağ vd., 1999; Gökaşan vd., 2000; Oktay vd., 2002). Kara çalışmalarında bu fayların kara uzantılarında yine genç fayların varlıkları tespit edilmiştir (Meriç vd., 1991a; 1991b; Koral ve Şen, 1994). Demirbağ vd. (1999) Karadeniz kıyısında olduğu iddia edilen faylar arası bölgenin, saat tersi yönünde dönmesi sebebiyle gelişen faylar hakimiyetinde oluştuğunu savunurken, Oktay vd. (2002) boğazı oluşturan fayları, KAFZ'nun Marmara Denizi içerisinden geçen fayların kontrolünde oluştuğunu iddia etmiştir (Oktay vd., 2002; Şekil 2.16).

Dz. K.K. SHODB gemilerin tarafından İstanbul Boğazı'nda gerçekleştirilen multibeam batimetrik ve sismik verilerin toplandığı, İstanbul Üniversitesi Rektörlüğü Bilimsel

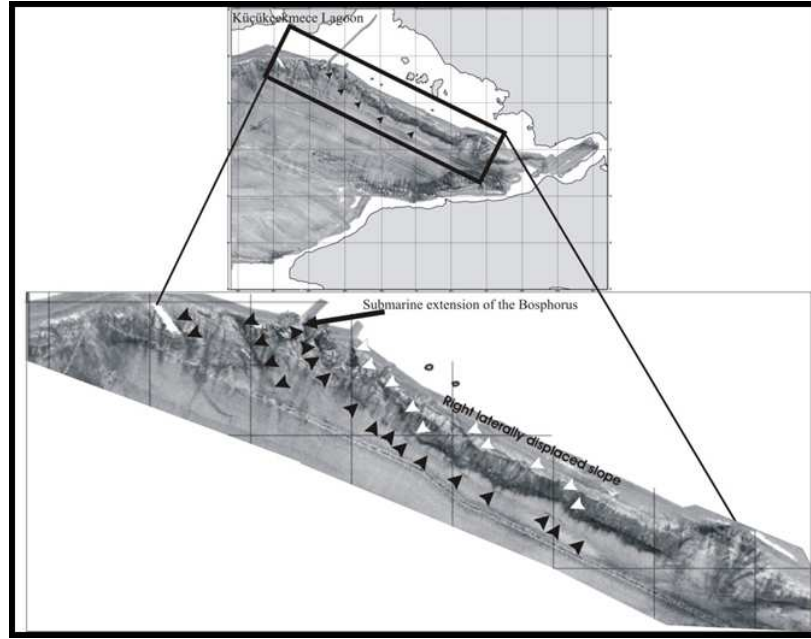
Araştırma Projeleri Yürütücü Sekterliğince desteklenen bir araştırma projesinde (Gökaşan vd., 2004), bu iki veri grubu birlikte yorumlanmış ve değerlendirilmiştir. Bu karşılıklı değerlendirme sonucunda etkisi deniz tabanına kadar ulaşan bazı faylar tarafından kesilmekte olan ve ağırlıklı olarak erozyonel kuvvetlerce kontrol edilen bir boğaz tabanının varlığına rastlanmıştır (Gökaşan vd., 2005; Gökaşan vd., 2006; Şekil 2.17). Bu değerlendirmeler sonucunda, İstanbul Boğazı ve çevresinde bulunan fayların ikincil faylar olarak, muhtemelen eski fayların günümüz tektonik koşulları altında gelişen gerilmeye bağlı olarak, yeniden aktivite kazanmalarının olası olduğu yorumu yapılabilmektedir.



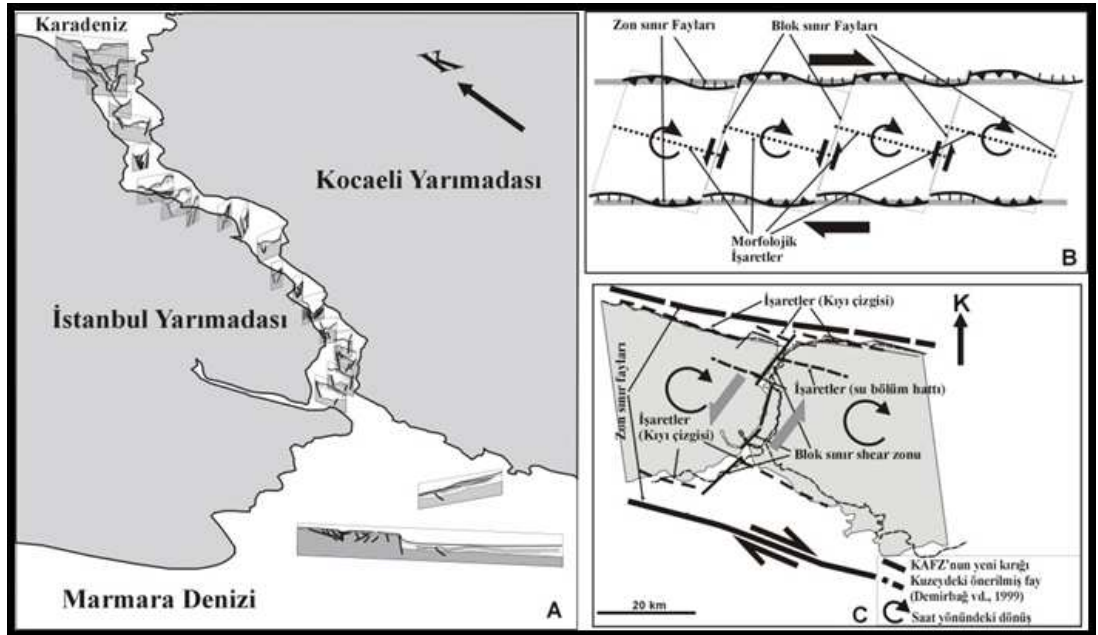
Şekil 2.13: Avcılar açıklarında toplanan sismik kesitler üzerinde izlenen genç faylar (Gökaşan vd., 2002).



Şekil 2.14: Çınarcık Havzası kuzey yamacı ve kuzey şelf için önerilen fay modeli (Gökaşan vd., 2002).

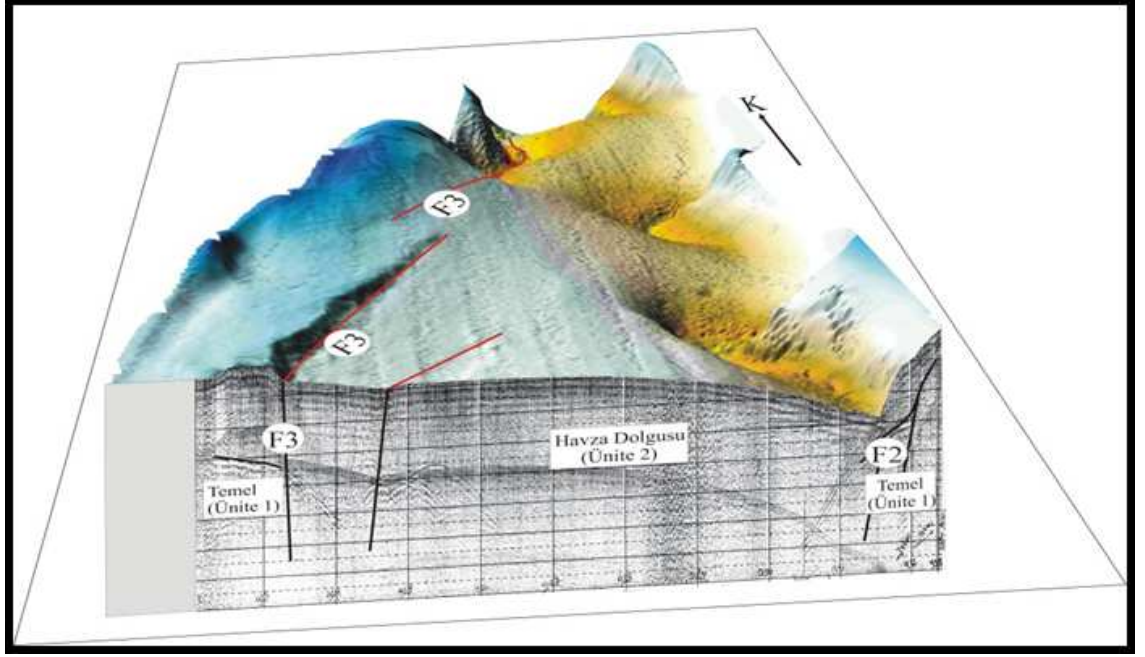


Şekil 2.15: Çınarcık Havzası kuzey yamacında izlenen sağ yanal yırtılmalar (Le Pichon vd., 2001'den, Gökaşan vd., 2003 tarafından yeniden yorumlanarak).



Şekil 2.16:a) Dz. K.K. SHODB tarafından İstanbul Boğazı'nda toplanmış olan sismik kesitler yardımıyla boğaz boyunca oluşturulan projeksiyon (Oktay vd., 2002); b-c) Dibblee (1977) tarafından geliştirilmiş olan blok dönme modelinin Oktay vd. (2002) tarafından İstanbulBoğazı evrimini açıklamak için boğaza uygulanmış hali.

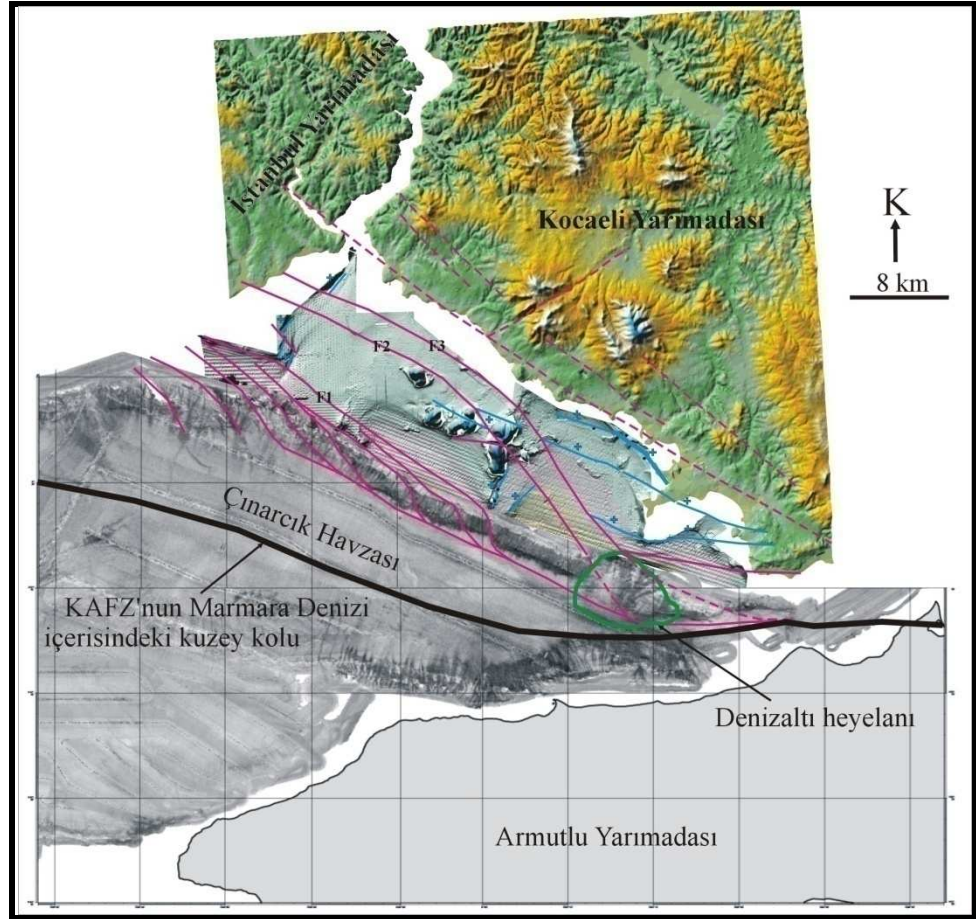
Son olarak, 17 Ağustos Depremi ardından Marmara Denizi ve yakın çevresinde gerçekleşen orta büyüklükteki depremlerden ikisinin Tuzla açıklarında yer alması (Pınar vd., 2003), bu alanda bazı aktif fay hareketlerinin olması ile ilgili iddiaların daha da kuvvetlenmesine neden olmuştur.



Şekil 2.17:Dz. K.K. SHODB tarafından İstanbul Boğazı'nda toplanan sismik ve batimetrik verinin birlikte değerlendirilmesi sonucu boğaz tabanını etkileyen faylara bir örnek (Göktaşan vd., 2006). Sismik kesit Defterdar (solda) ile Çengelköy (sağda) arasındandır. Batimetrik veri ise, boğazın Defterdar-Çengelköy ile Bebek-Kandilli arasında kalan bölümüne güneyden bir bakışı göstermektedir.

Tur (2007) koordinatörlüğünde, Dz. K.K. SHODB gemilerin tarafından İstanbul Boğazı'nda gerçekleştirilen multibeam batimetrik ve sismik verilerin toplandığı İstanbul Üniversitesi Rektörlüğü Bilimsel Araştırma Projeleri Yürütücü Sekterliğince desteklenen bir araştırma projesinde, bu iki veri grubu birlikte yorumlanmış ve değerlendirilmiştir. Bu çalışmada, ilgili lokasyonda Şekil 2.18'de gösterilmiş olan iki grup faydan ilk olanı KKD-GGB uzanımlı ve düşey atım bileşeni yüksek olan oblik faylar olup, KKD-GGB yönlü derin havzaları sınırlandırmaktadırlar. İstanbul Boğazı'nın batı kanyonunu kontrol eden ve çalışma alanının genellikle doğu bölümünde gözlemlenen bu faylar, yamacın batısında etkinliklerini azaltırlar. Bu bölgede belirlenen ikinci fay grubu ise yine Şekil 2.18'de gösterilmiş olan KB-GD yönlü doğrultu atım

bileşeni baskın olan oblik faylardır. Havza sınırlarını oluşturmak yerine havzaları kestiği gözlemlenen bu faylar, deniz tabanında da kendileriyle aynı yönde olan çizgisellikleri meydana getirmişlerdir. Her iki fay grubu arasında bulunan ilişki gözlemlendiğinde birinci fay grubunda yer alan KKD-GGB uzanımlı fayların ikinci grupta yer alan KB-GD yönlü faylardan daha önce aktif olması gerektiği sonucuna varılmıştır. İkinci gruptaki KB-GD yönlü fayların Kuzey Anadolu Fay Zonu ile karşılaştırılması neticesinde, bu fay grubunun KAFZ ile bir alakası olmasının muhtemel olacağına değinilmiştir (Tur, 2007). Bu bölgedeki belirtilen fayların KAFZ'nun bölgede yaratmış olduğu gerilme ile yeniden aktif olan faylar olabileceği öngörülmüştür.



Şekil 2.18: Marmara Denizi Kuzeydoğu Şelf Alanı üzerinde belirlenen faylar (Tur, 2007).

Küçükçekmece ve Büyükçekmece lagünleri pek çok bilimsel araştırmaya konu edilmiş olmasına karşın, lagünlerin jeolojik evrimleri ile ilgili yapılmış olan çalışmalar oldukça sınırlıdır. Söz konusu çalışmaların hemen tamamı ise lagünleri çevreleyen kara

alanlarında veya Marmara Denizi kuzey şelfinde gerçekleştirilmiştir. Bu açıdan söz konusu çalışmaların lagünlerle olan ilişkisi daha çok yapılan araştırmaların sonuçlarının lagünlere uyarlanması şeklinde gerçekleştirilmiştir. Lagünlerin içerisinde toplanan veriler yardımıyla evrimlerinin çözülmesine yönelik olarak literatürde belirlenen ilk çalışma, Marmara Denizi içerisinde gerçekleştiği öne sürülen tsunamilere ait izlerin, Küçükçekmece Lagünü sedimentleri içerisinde aranması ile ilgili araştırmadır (Altınok vd., 2009). Bu çalışmada Küçükçekmece Lagünü içerisinde alınan 463 cm uzunluğundaki bir kor örneği sedimentolojik olarak incelenmiş ve buna göre kil/silt ağırlıklı istif içerisinde 1000-950 yıl önce çökelmiş olan kaba taneli bir sediment bant, Marmara Denizi içerisinde gerçekleştiği iddia edilen tsunami oluşumları ile ilişkilendirilmiştir (Altınok vd., 2009).

Küçükçekmece Lagünü içerisinde yapılan bir jeolojik çalışma (Akçer Ön, 2011) Küçükçekmece Lagünü çökellerinde Günümüzden Önce (GÖ) 1300 yıldaki iklim değişimleri ile Avrupa’da soğuk dönem olan Küçük Buz Çağı (GÖ 600-100) ve öncesinde yaşanan Orta Çağ Ilık Dönemin (GÖ 1000-600) İstanbul’daki koşullarının karşılaştırmasının yapıldığı çalışmadır. Çalışmada bu amaçla Küçükçekmece Lagünü’nden uzunlukları 0.6 ve 4.5 m olan iki çökel karotunda; 5 mm çözünürlükle Çok Sensörlü Karot Logu Alıcısı (Multi Sensor Core Logger, MSCL) ile manyetik duyarlılık, P-Dalga hızı, yoğunluk ve öz direnç; 0.2 mm çözünürlükle XRF (X -Ray Fluorescence) tarayıcısı ile 25 elementin analizi ve 50 mm çözünürlükle toplam inorganik (TIC)–organik (TOC) karbon analizleri yapılmıştır. Ayrıca 50 mm aralıkla örnekler yıkanıp elenerek elde edilen çökeller içinden belirlenen ostrakod (*Loxoconcha* sp.) ve bentik foraminifer (*Ammoniasp.*) türleri toplanarak duraylı oksijen ve karbon analizleri yapılmıştır. Karotlar AMS 14C yöntemleri ile yaşlandırılmıştır. Elde edilen sonuçlara göre Küçük Buz Çağı’nın (GÖ 600-100) GÖ 250-100 yılları arasındaki son bölümünde yağışlı; ilk bölümünde (GÖ 600-250 yılları arası) ise bölgede kurak koşulların egemen olduğu anlaşılmıştır. Buna göre bölge, Ortaçağ Ilık Dönemi (GÖ 1000-600 yılları) ve Karanlık Çağ Soğuk Dönemi’nin (GÖ 1500-1000 yılları) son evresini içeren GÖ 1200-600 yılları arasında yağışlı ve GÖ 1300-1200 yılları arasında ise kuraktır.

Yukarıda sözü edilen tüm bu çalışmaların sonuçları, genç tektonik aktivitesi yeterince iyi bilinmeyen Marmara Denizi Kuzey Şelfinde sismik ve batimetrik çalışmaların yapılarak bu alandaki veri eksikliğinin giderilmesi ve yukarıda kısaca özetlenmiş olan bu iddiaların test edilmesi gereğini doğurmuştur. “Bölgede gözlenen önemli çizgiselliklerin uzanımları ile göllerin uzanımlarının aynı yönlü olması aynı tektonik ilişki ile açıklanabilir mi?” sorusuna cevap aranmıştır. Böylece bu çalışma ile, veri tabanı açısından oldukça zayıf olan İstanbul ile KAFZ arasındaki bölgede (Küçükçekmece ve Büyükçekmece Lagünleri ile kuzey şelf alanında), yüksek çözünürlüklü veri toplanması ile bu eksiğin kısmen de olsa kapatılması hedeflenmiştir. Ayrıca deniz seviyesi değişimlerinin ve buzul dönemlerinin çalışma alanındaki lagünlerin oluşumundaki rolleri incelenmiştir.

Bu amaçla, bu çalışmada “Büyükçekmece ve Küçükçekmece Lagünlerinin Jeolojik Evriminin Araştırılması” isimli ve İstanbul Üniversitesi Rektörlüğü Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimi’nce desteklenen bir araştırma projesi (5783 no’lu proje) kapsamında toplanan verilerin önemliler kısmının değerlendirilmesi ve yorumlanması gerçekleştirilmiştir. Küçükçekmece ve Büyükçekmece Lagünleri ve Marmara Denizi Kuzey Şelf Alanı’nın İstanbul Boğazı çıkışı ile Büyükçekmece arasında kalan bölümü çalışma alanı olarak seçilmiş ve öncelikle söz konusu alanda Dz.K.K. S.H.O.D. Başkanlığı tarafından batimetrik veri toplanmıştır. Daha sonra Küçükçekmece Lagünü içerisinde batimetrik veri toplanarak çalışmalar devam ettirilmiştir. Büyükçekmece Lagünü içerisinde ise batimetrik veri toplamaya gerek duyulmamıştır. Bunun nedeni toplanan sığ sismik verilerden hemen hemen lagünün her yerinde taban derinliğinin ortalama 3-4 metre civarında olduğunun belirlenmiş olmasıdır. Toplanan bu verilerin işlenmesi sırasında, sayısal kara topografya verileri ile batimetrik veriler birleştirilerek bölgenin bir sayısal arazi modeli oluşturulmuştur. İkinci olarak yine Dz. K.K. S.H.O.D. Başkanlığı tarafından daha önceki yıllarda toplanan sismik veriler söz konusu proje kapsamında temin edilmiş ve yeniden değerlendirilmiştir. Ayrıca bu çalışma bünyesinde her iki lagünde ilk kez yüksek çözünürlüklü sığ sismik veriler de toplanmıştır. Bundan başka lagünlerin önlerindeki şelf alanında İ.B.B. tarafından desteklenen TÜBİTAK ve Dokuz Eylül Üniversitesi ortaklığı ile yapılan bir projede toplanan tek ve çok kanallı sismik veriler de temin edilerek değerlendirilmiş ve yorumlanmıştır.

Bunlardan başka her iki lagünün arasında ve yakın civarlarındaki kara ve deniz alanlarında İstanbul Büyükşehir Belediyesi, Deprem ve Zemin İnceleme tarafından desteklenen, TÜBİTAK-MAM, Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü tarafından yürütülen 5077101 numaralı ve Marmara Bölgesinin Deprem Aktivitesinin Çok Disiplinli Yöntemlerle İzlenmesi ve İstanbul Kıyı Şeridi/Kıta Sahaneliği Zeminine Olası Etkilerinin Araştırılması isimli proje kapsamında toplanmış veriler ve sonuçları da kullanılmış ve değerlendirilmiştir.

3. MALZEME VE YÖNTEM

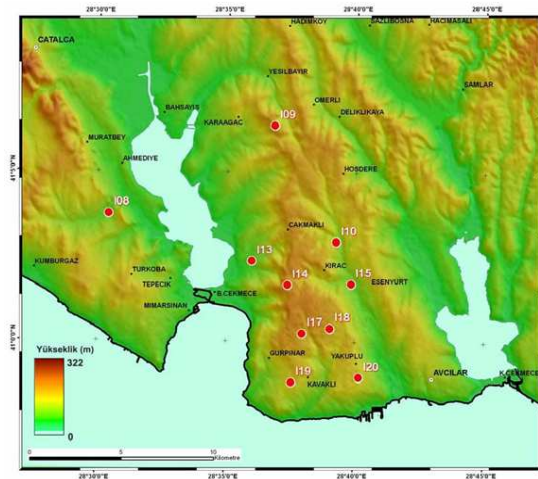
3.1. JEOFİZİK ÇALIŞMALAR

3.1.1. Kara Jeofiziği Çalışmaları

Zemin sınıflaması amaçlı etütler Sismik Kırılma, Mikrotremor Spektral Oran ve Dizin yöntemleri ile iş programına uygun olarak, 2007 yılı içinde Büyükçekmece-Haramidere arasında 10 adet noktada gerçekleştirilmiştir.

3.1.1.1. Mikrotremor Spektral Oran Ölçümleri

Zemin sınıflamasına yönelik Büyükçekmece-Haramidere arasında 10 noktada yapılan jeofizik ölçümler için Şekil 3.1’ de gösterilen yerler seçilmiştir. Bu yerlerin mevki bilgileri Tablo 3.1’de verilmiştir. Bu ölçümler 21 Kasım–2 Aralık 2007 tarihleri arasında gerçekleştirilmiştir. Her bir noktada alınan ölçümler yaklaşık 7–8 saat sürmüştür. Toplanan verilerin tümünün kalite kontrolü yapılmış olup, analiz ve değerlendirme çalışmaları tamamlanmıştır (TÜBİTAK, 2008).



Şekil 3.1 :2007 yılı zemin sınıflaması jeofizik ölçümlerinin yapıldığı noktaların haritası (TÜBİTAK-MAM, 2008).

Tablo 3.1:Jeofizik ölçüm yerlerinin koordinatları

MEVKİİ KOD	KOORDİNATLAR
I20	40.98167K 28.66933D
I19	40.97892K 28.62562D
I18	41.00572K 28.65029D
I17	41.00323K 28.63238D
I15	41.02756K 28.66383D
I14	41.02687K 28.62256D
I13	41.03870K 28.59922D
I10	41.04815K 28.65379D
I09	41.10528K 28.61319D
I08	41.06155K 28.50647D

Zemin sınıflama analiz ve değerlendirmesinde kullanılan yaklaşımı detaylı olarak verebilmek amacıyla, I20 mevkisinde alınan ölçümler örnekveri seti olarak kullanılmıştır. Diğer noktalarda alınan tüm ölçümler benzer şekilde değerlendirilmiştir.

Tek istasyon mikrotremor yöntemi ekonomik ve uygulamada hızlı bir teknik olmasınedeniyle zemin büyütme ve hakim titreşim (rezonans) frekansı belirlemeçalışmalarında yaygın olarak kullanılmaktadır. Aynı noktada 3-bileşen sismometrelerle toplanan mikrotremor verilerinin yatay-düşey spektral oran analizi ile ölçüm alınannoktadaki zeminin 1-boyutlu yatay-düşey genlik oranı eğrileri frekansın fonksiyonuolarak doğrudan belirlenmektedir. Bu analiz ile elde edilen spektral oran eğrilerininideğerlendirilmesi ile zemin hakim titreşim frekansı (veya periyodu) ve bu frekansakarşı gelen yatay-düşey genlik büyütme oranı doğrudan saptanmaktadır. Mikrotremor ölçümleri Reftek DAS 130 serisi kayıtçı sistemleri kullanılarakkaydedilmiştir. Her bir noktada yaklaşık 3 saat süreli kayıtlar alınmıştır. Reftek DAS130 serisi kayıtçılar, yüksek çözünürlüklü sayısallaştırıcılara, çok kanallı kayıtyapabilme, uydu kontrollü zaman düzeltme ve yüksek hacimli saha verileri toplamayeteneğine sahip en gelişmiş sistemlerden biridir. Algılayıcı olarak, 1 Hz doğalsalınım frekanslı 3-bileşen Mark Products L4-3C sismometreler kullanılmıştır.

ReftekDAS 130 sayısal kayıtçısı ve sismometrenin araziye yerleştirilme aşamasındaki birgörüntüsü Şekil 3.2’de verilmektedir. Bu çalışmada sayısal kayıtçı sistemi, sismometre tarafından üç bileşende (Düşey, D-B ve K-G) algılanansinyalleri, saniyede 100 örnek alarak kayıt edecek şekilde ayarlanmıştır.

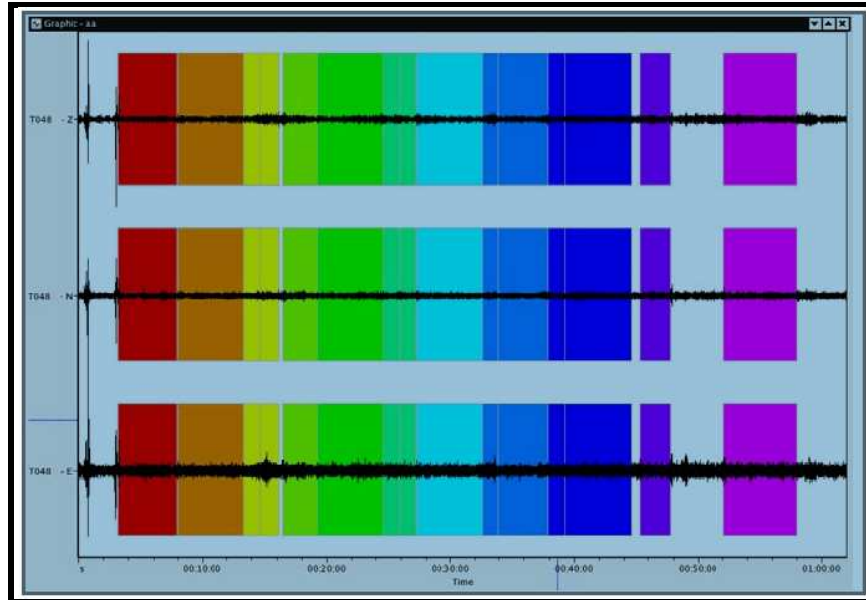


Şekil 3.2:Reftek 130 (siyah renkli) ve L4-3C sismometre kayıtçı sistemi(TÜBİTAK-MAM, 2008).

Kullanılan yöntem yatay-düşey spektral oranlamaya dayanmaktadır. Bu oranın güvenilir bir şekilde elde edilebilmesi için kayıt uzunluğunun olabildiğince uzunolmasında fayda vardır. Kayıtlar sırasında geçici gürültülerin ortamın doğal gürültülerinden baskın olduğu zaman pencereleri iyi sonuç vermeye engelolabilmektedir. Bu nedenle ölçümler sırasında her bir noktada ortalama 2 saatzaman aralığında kayıt alınmıştır. Bununla birlikte verinin dış etkenlerden(trafik, sanayi, rüzgar, sıcaklık değişimleri, vb.) etkilenmesini en aza indirmek içinsessiz ve açık alanlar bulunmaya çalışılmış ve sismometre zemine tamamengömülmüştür. Elde edilen verilerin işlenmesinde Avrupa’daki yer bilimciler tarafından, SESAME (Site Effect S Assessment using Ambient Excitation) adlı proje kapsamındageliştirilmiş ve dünyada yaygın olarak kullanılan, GEOPSY (<http://www.geopsy.org>) adlı yazılım kullanılmıştır. Yatay-düşey spektral oran eğrilerinin hesaplanması için, her bir bileşenden elde edilen veri 80sn ile 200sn arasında değişen uzunlukta pencerelenip, her bir pencereye ait verinin frekans

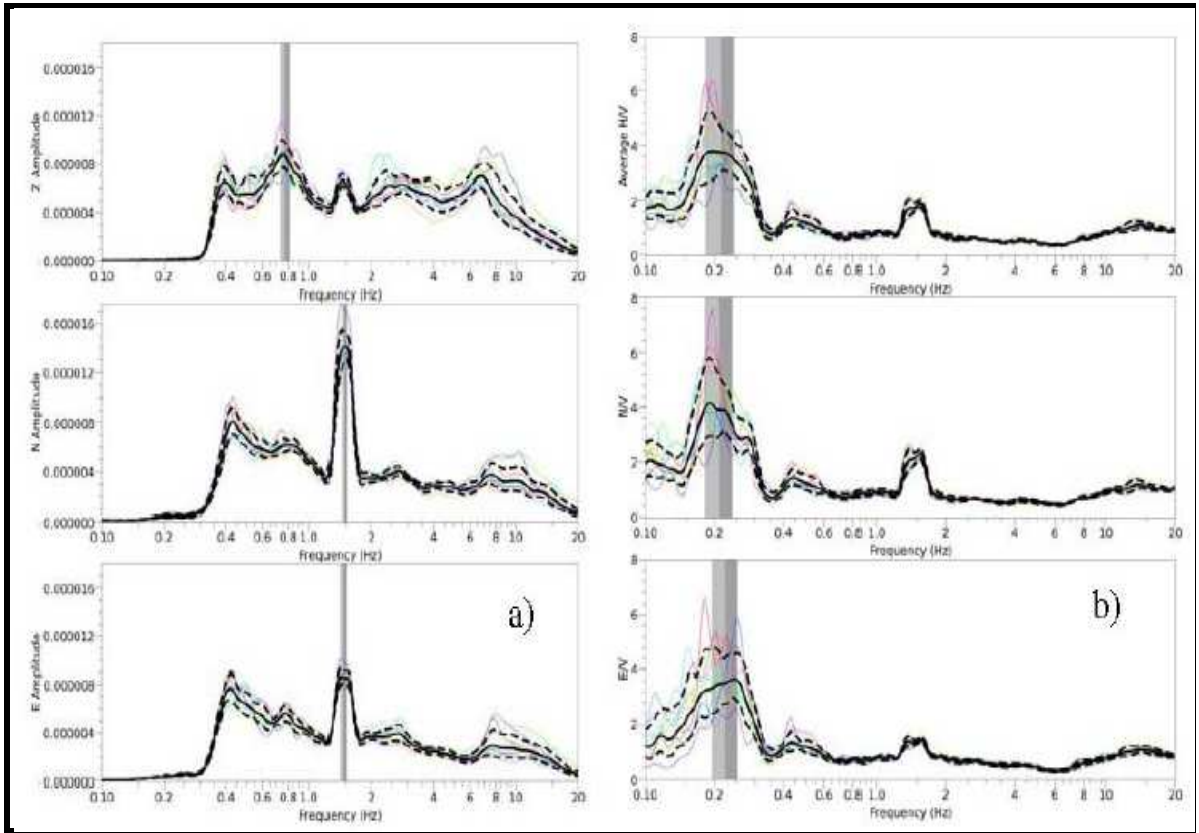
spektrumları 0,1–20 Hz frekans bandında hesaplanmıştır. Yatay-Düşey spektral oran eğrileri her bir pencere için hesaplanmış, hesaplanan eğrilerin ortalaması alınarak ölçüm noktasını temsil eden spektral oran eğrisi ve standart sapması belirlenmiştir. Geçici gürültülerin baskın olduğu zaman pencerelerinden hesaplanan spektral oran eğrileri, ortalama spektral eğri ve standart sapma hesaplama işleminin dışında bırakılmıştır. Bu işlem yinelemeli otomatik ters tetikleme algoritması kullanılarak yapılmıştır. Analizlerde her bir nokta için ortalama en az 9–10 ölçüm penceresi kullanılmasına dikkat edilmiştir. Bu kriteri sağlamayan noktalar için ölçümler arazide tekrar alınmıştır.

Bu analize örnek olarak seçilen I20 nolu noktada alınan tremör kayıtları Şekil 3.3’de gösterilmektedir. Veriden 80 ila 200 sn uzunluğunda geçici gürültüleri içermeyen herbir bileşen için 10 zaman penceresi seçilebilmiştir (Şekil 3.3). Her bir pencerenin 0.1-20Hz frekans aralığında spektrumları, ortalamaları ve standart sapmaları Şekil 3.4a’da gösterilmiştir. Benzer şekilde yatay-düşey spektral oran eğrileri her bir pencere için, ortalama yatayların düşey bileşene, kuzey-güney bileşenin düşeye ve doğu-batı bileşenin düşeye oranları şeklinde aynı frekans aralığında Şekil 3.4b’de verilmiştir.

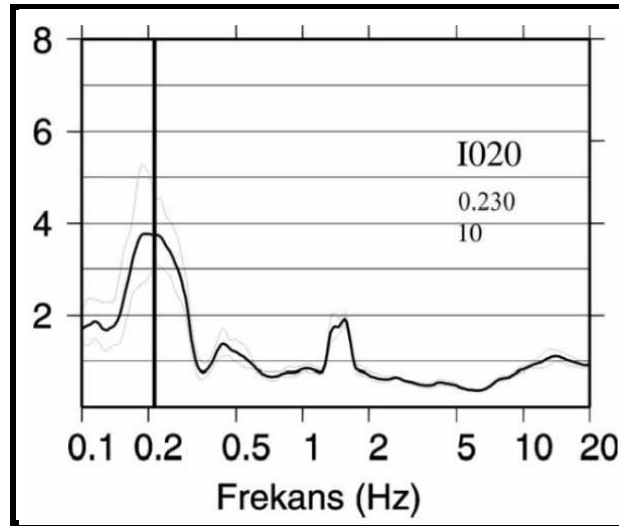


Şekil 3.3: I20 noktasında alınan örnek mikrotremör kayıtları; üç bileşen (yukardan aşağıya Düşey, Kuzey-Güney ve Doğu-Batı) kayıtlar 80-200 sn uzunlukta pencerelenerek, geçici gürültülerin olduğu kısımlar pencerelenmemiştir (TÜBİTAK-MAM, 2008).

Spektral oran eğrilerinden elde edilen en önemli parametreler, zemin hakim titreşim frekansı ve bu frekans değerine karşı gelen yatay-düşey genlik büyütme oranıdır. Şekil 3.5’de bu parametrelerin belirlenmesine örnek olarak seçilen I20 noktası için hesaplanan spektral oran eğrisi görülmektedir. Bu eğrinin hesaplanmasında toplam 10 zaman penceresi kullanılmıştır. Bu eğriden en büyük genlik oranı değerine karşılık gelen frekans değeri 0.23 Hz, zemin hakim titreşim frekansı ve yatay-düşey genlik büyütme oranı 3.92 olarak belirlenmiştir. Diğer tüm ölçüm noktalarına ait değerlendirme ve sonuçlar bulgular bölümünde verilmektedir.



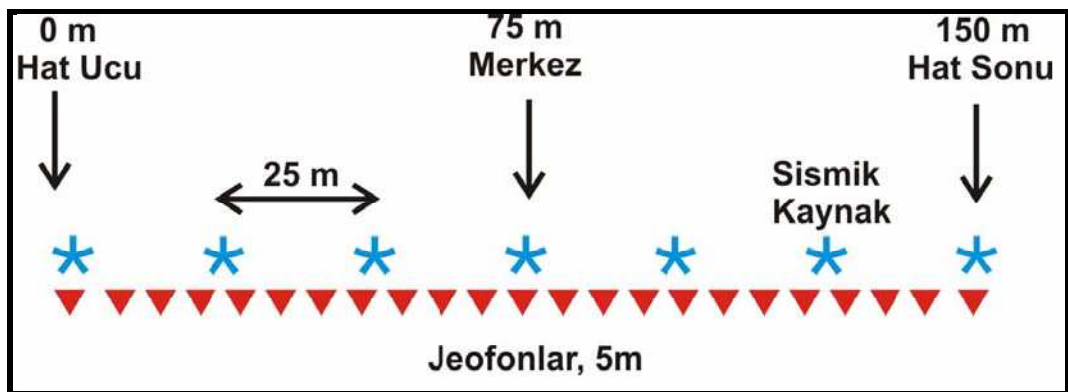
Şekil 3.4: a) Sol taraftaki üç grafik yukarıdan aşağıya, Düşey, Kuzey-Güney (KG) ve Doğu-Batı (DB) bileşenlerinin spektrumlarını göstermektedir. Renkli olan eğriler Şekil 3.3’deki aynı renkteki zaman pencerelerinden elde edilen spektrumları, siyah eğri ortalamalarını, kesikli eğriler ise ortalama eğrinin standart sapmasını göstermektedir. b) Sağ taraftaki üç grafik ise, yukarıdan aşağıya ortalama yatay-düşey, KG-düşey, ve DB-düşey spektral oran eğrilerini göstermektedir. Eğrilerin üzerindeki kalın gri çizgiler yatay-düşey genlik oranının en büyük değerine karşı gelen zemin hakim titreşim frekansını göstermektedir (TÜBİTAK-MAM, 2008).



Şekil 3.5: Kalın siyah çizgi ile gösterilen eğri I20 noktasında kaydedilen üç bileşen veriden elde edilen yatay-düşey genlik büyütme eğrisini, kesikli gri çizgiler ise standart sapmaları göstermektedir. Sağ üst köşede nokta için belirlenmiş zemin hakim titreşim frekansı değeri 0.23 Hz ve kullanılan zaman penceresi toplamı 10 olarak verilmiştir (TÜBİTAK-MAM, 2008).

3.1.1.2. Sismik Kırılma Ölçümleri

Sismik Kırılma Yönteminin uygulanmasındaki amaç her bir noktada en az 30-50 metre derinliklere kadar S-dalga hız profillerinin belirlenmesidir. Bu hedefe yönelik olarak 150 metrelik bir sismik hat uzunluğu, 5m jeofon aralığı ve 25 metre atış aralığı kullanılmıştır (Şekil 3.6).



Şekil 3.6: Sismik Kırılma Yöntemi uygulanmasında kullanılan sismik atış ve hat geometrisi (TÜBİTAK-MAM, 2008).

Sismik kayıtların alınmasında 4.5 Hz’lik Mark Products L28 jeofonları ve kayıtçılar olarak Reftek Texan-125 kayıtçıları saniyede 500 örnek alacak şekilde kullanılmıştır(Şekil 3.7).



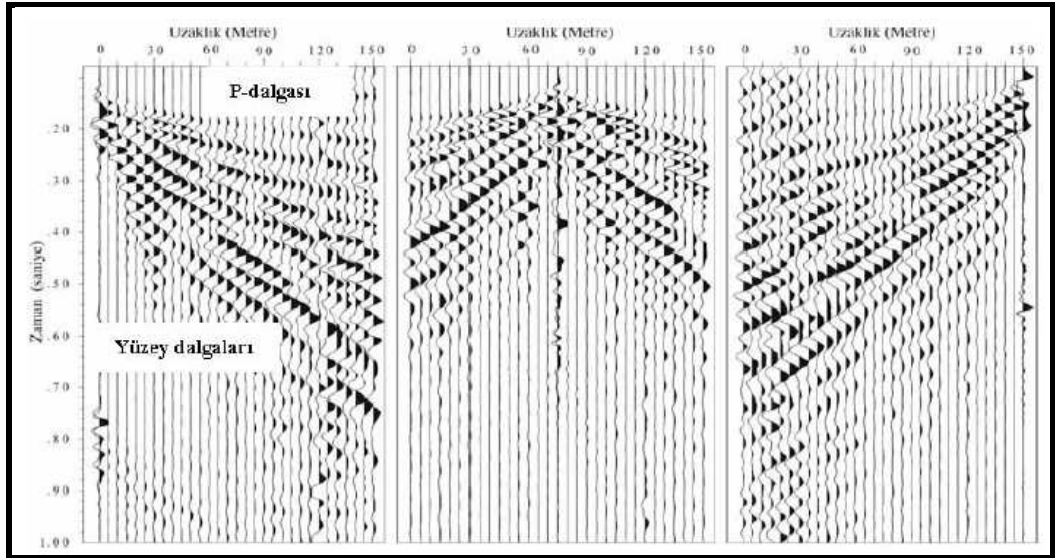
Şekil 3.7:Sismik Kırılma etütlerinde kullanılan kayıtçı ve jeofon sistemi(TÜBİTAK-MAM, 2008).

Sismik kaynak olarak 7-fişek kapasiteli bir ‘Buffalo Gun’ ve 10 kg’lık bir balyoz kullanılmıştır (Şekil 3.8). Sismik atışlar 0, 75 ve 150 metre açılımlarında Buffalo Gun ile ara atışlar ise 25, 50, 100 ve 125 metre açılımlarında balyoz ile yapılmıştır. Arazide uygun olan mevkilerde -50 ve +50m açılımlarında da atış yapılmıştır. BuffaloGun ile yapılan sismik atışlar, her biri 36 gr barut kapasiteli 7 adet Magnum marka avfişeklerinin 50 cm derinliğinde açılan çukurlara yerleştirilerek, patlatılması ile gerçekleştirilmiştir. Balyoz ile yapılan atışlarda ise 10 cm çapında dairesel çelik birplaka zemine yerleştirilerek, her noktada en az 5 vuruş gerçekleştirilmiştir. Her iki enerji kaynağından üretilen sismik sinyallerin 150-200 m uzaklıklara kadar ulaştığı gözlenmiştir. Sismik Kırılma etüt çalışmalarından örnek bir görüntü Şekil 3.8’de verilmektedir.



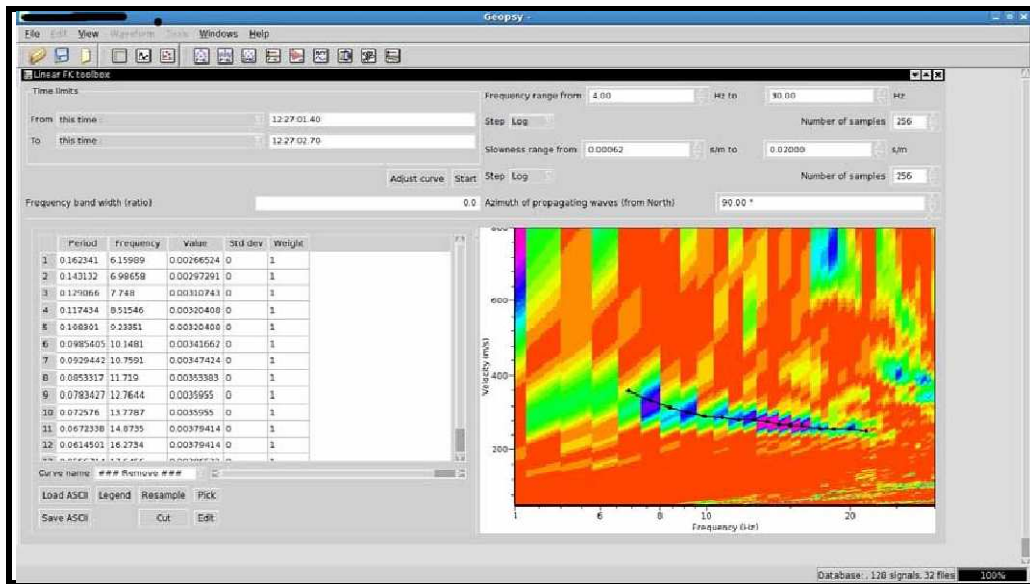
Şekil 3.8:Sismik Kırılma etütlerinde kullanılan sismik enerji kaynağı, Buffalo Gun ve yerleştirilen cihazların bir görüntüsü(TÜBİTAK-MAM, 2008).

Sismik Kırılma etüt verilerinin analizi ve değerlendirilmesi aşamaları aşağıda verilmektedir. İlk aşamada, toplanan sismik veriler kalite kontrol ve ön veri işlem aşamalarından geçirilmiş, her bir sismik atış için ortak atış kayıt grupları oluşturulmuştur. Şekil 3.9’da I20 mevkisi için oluşturulan ortak atış kayıt grupları 0–75 ve 150 m açılımları için görülmektedir.



Şekil 3.9:Sismik Kırılma kayıt örnekleri. Soldan sağa sırasıyla 0, 75 ve 150 metreaçılımlarında elde edilen ortak atış kayıtları görülmektedir.

Ortak atış kayıtlarında gözlenen aktif kaynak Rayleigh tipi yüzey dalgaları (Şekil 3.9) yüzeyden 30–50 metre derinliğe kadar S-dalga hız profili eldesi için kullanılabilmektedir. Bu amaçla, Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı (MASW) Frekans-Dalgasayısı (FK) analizi olarak bilinen yöntem kullanılmaktadır. Bu yöntemde doğrusal bir alıcı dizini üzerinde kaydedilen dalga alanının hızı frekansın fonksiyonu olarak hesaplanmaktadır. Bu analiz ile elde edilen dispersiyon eğrileri, özellikle yüksek frekanslardaki (5–20 Hz) faz hızı değişimlerini ve dolayısıyla sığ derinliklerdeki (<30–50 m) S-dalga hızlarının elde edilmesine yönelik olarak bilgi sağlamaktadır. Şekil 3.9’da görülen ve yüksek genliğe sahip olan yüzey dalgaları FK analizinde kullanılmıştır. GEOPSY yazılımının doğrusal FK analiz modülü kullanılarak 7-20 Hz frekanslarındaki faz hızları elde edilmiştir (Şekil 3.10) (TÜBİTAK-MAM, 2008).

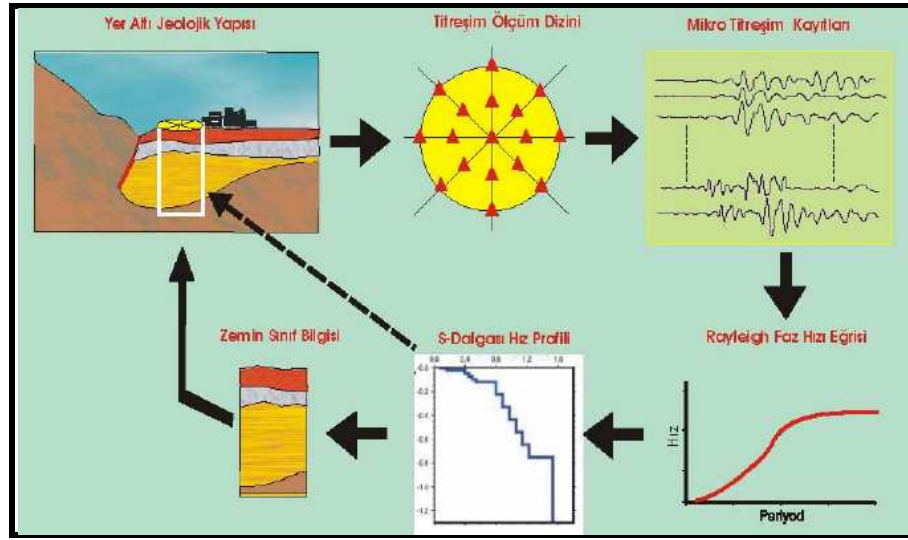


Şekil 3.10: Doğrusal FK analizi ile hesaplanan yüzey dalgası faz hızı dispersiyon eğrisi (TÜBİTAK-MAM, 2008).

3.1.1.3. Mikrotremor Dizin Ölçümleri

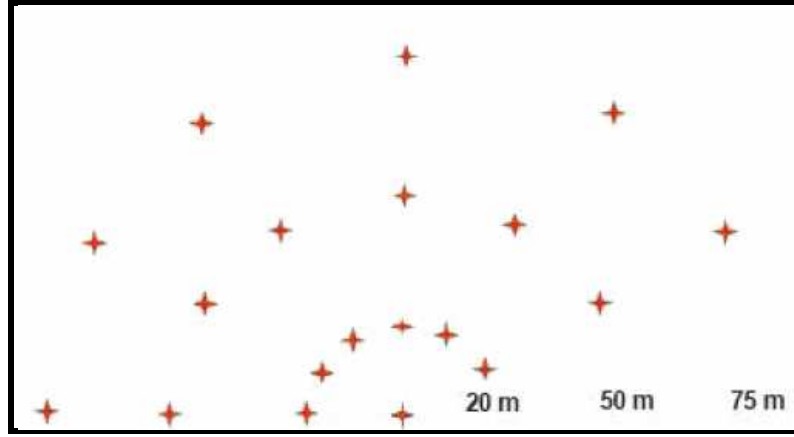
Pasif kaynaklı Mikrotremor Dizin yöntemi (Okada, 2003), ‘SPatial Auto Correlation’ (SPAC), son yıllarda zemin yapısının ortaya çıkartılması amaçlı jeofizik çalışmalarında yaygın olarak kullanılmaya başlanmıştır. Bu yöntemde en az 4 istasyon ilgilenilen alanın büyüklüğü ve yapısına bağlı olarak 75–200 metreye ulaşan çaplarda daireler

oluşturacak biçimde yerleştirilerek, ortamdaki mevcut arka plan sismik titreşimler kaydedilmektedir. Bu kayıtların analizi ve değerlendirilmesi sonucunda ilgili alana ait yüzey dalgası faz hızı eğrileri hesaplanarak, bu eğrilerden zeminin S-dalgası hız profilini elde etmek mümkün olmaktadır. Zemin S-dalgası hız profilinin elde edilmesi ise, aktif yöntemlerde olduğu gibi, zemin büyütme tepki eğrisinin, zemin hakim titreşim frekansı ve zeminin sıvılaşma potansiyeli gibi deprem sırasında zemin davranışının jeofizik ve jeoteknik davranışının modellenerek değerlendirilmesini sağlamaktadır. Mikrotremör Dizin yönteminin uygulaması şematik olarak Şekil 3.11’de verilmiştir.



Şekil 3.11: Mikrotremör Dizin yöntemi uygulamasının şematik gösterimi (TÜBİTAK-MAM, 2008).

Mikrotremör Dizin verilerinin toplanması için toplam 26 adet Reftek Texan 125 kayıtçı ve 1 Hz köşe frekansına sahip düşey bileşen L4 Mark Products sismometreler kullanılmıştır. Mikrotremör dizin kayıt geometrisi, 3 farklı yarıçapta (20 m, 50 m, 75m) yarım daireler üzerine ve her bir daire üzerine 6 adet alıcının 0, 30, 60, 90, 120 ve 150 derece azimutlarına yerleştirilerek oluşturulmuştur (Şekil 3.12). Kayıtçılar 24 bitlik sayısallaştırma ve 500 Hz örnekleme aralığı ile her bir ölçüm noktasında en az iki saat sürekli kayıt almıştır. Arazi koşullarının uygun olduğu durumlarda ek olarak 125 ve/veya 250m’lik yarım dairelik açılımlarda kullanılmıştır.



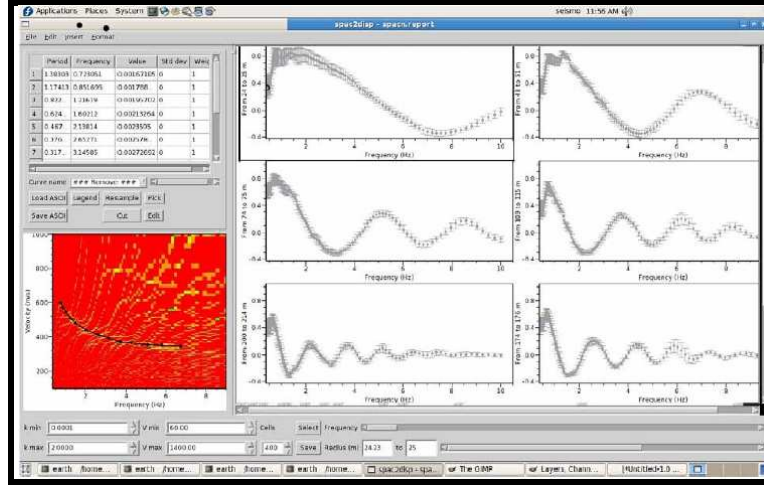
Şekil 3.12: Mikrotremor Dizin ölçümlerinde kullanılan alıcı geometrisi(TÜBİTAK-MAM, 2008)

Bu şekilde toplanan Mikrotremor Dizin verileri ön veri işlem ve kalite kontrolaşamalarından geçirildikten sonra GEOPSY yazılımı ile değerdendirilmiştir. Bu verilerin analiz ve değerdendirmesi, kayıt alınan noktayı temsil eden Rayleigh yüzeydalgası faz hızı dispersiyon eğrilerinin elde edilmesi esasına dayanır. Öncelikle, SPAC katsayıları adı verilen değerdler, frekansın fonksiyonu olarak hesaplanır. SPAC katsayılarının eldesi, her bir yarım daire üzerinde yer alan alıcılardaki tremör kayıtları ile dairenin merkezindeki kayıtlar arasındaki çapraz-ilişki fonksiyonlarının hesaplanması ve bu fonksiyonların aritmetik ortalamasının alınması işlemleri ile gerçektirilir. Hesaplanan SPAC katsayılarından ölçüm noktasını temsil eden yüzeydalgası faz hızı dispersiyon eğrisinin elde edilmesi ile analiz tamamlanır. Yüzeydalgası faz hızı dispersiyon eğrileri ile SPAC katsayıları arasındaki ilişki sıfırıncı dereceden, birinci çeşit Bessel fonksiyonu ile tanımlıdır. Bu ilişki;

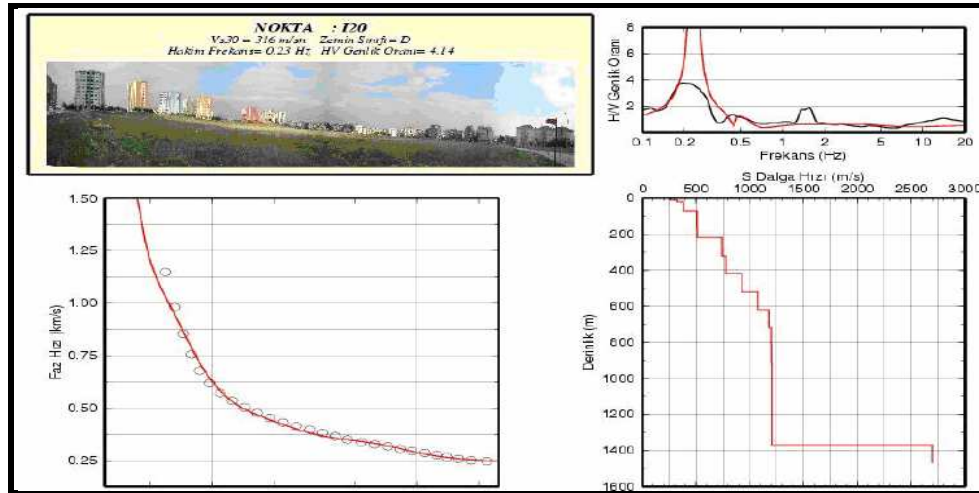
$$\rho(\omega; r) = J_0 \left(\frac{\omega r}{c(\omega)} \right) \quad (3.1)$$

şeklinde ifade edilir. Burada J_0 Bessel fonksiyonunu, $c(\omega)$ faz hızını, r çapraz-ilişki fonksiyonlarının hesaplandığı yarı çap uzaklığını ve $\rho(\omega r)$ SPAC katsayılarını gösterir. FK analizi (Şekil 3.10) ve SPAC yöntemi ile elde edilen faz hızı eğrileri (Şekil 3.13) birleştirilerek analiz edilmektedir. Bu şekilde geniş bir frekans bandında (0.6–14) Hz faz hızının değerişimleri belirlenme olanağı oluşmaktadır (Şekil 3.14). Elde edilen veriler yardımı ile zeminin 1-B S-dalga hız profiline belirlenmesi içindogrusal ters çözüm modelleme yöntemi kullanılmış ve bir başlangıç S-dalga hız modelinden hareket

edilerek, elde edilen gözlemsel Rayleigh faz hızı eğrileri ile hesaplanan eğriler arasındaki en iyi uyumu en küçük kareler anlamında veren 1-B S-dalga hız profili belirlenmiştir. Şekil 3.14’de hesaplanmış SPAC katsayıları ve bu katsayılarından elde edilmiş faz hızı $c(\omega)$ dispersiyon eğrisi görülmektedir.



Şekil 3.13: Mikrotremor Dizin verilerinden hesaplanan yüzey dalgası faz hızı dispersiyon eğrisi (siyah eğri) ve SPAC katsayıları (sağda, gri eğriler) (TÜBİTAK-MAM, 2008).



Şekil 3.14: Mikrotremor Dizin verilerinden hesaplanan yüzey dalgası faz hızı dispersiyon eğrisi (içi boş noktalar solda) ve bu eğriye en iyi uyum sağlayan S-dalga hız profili (sağda) ile hızprofilinden hesaplanan teorik dispersiyon eğrisi (solda). Üste ise elde edilen hız profilinden hesaplanan Rayleigh dalgası elliptisite eğrisinin I20 noktasında kaydedilen yatay/düsey genlik oranı eğrisi ile uyumu verilmektedir (TÜBİTAK-MAM, 2008).

3.1.1.4. Küçükçekmece ile Büyükçekmece Arasındaki Kıyı Alanında Bulunan Heyelanlı Bölgelerdeki Deformasyonların Boyutunun Tanımlanması ve Şelf Alanındaki Etki Alanlarının Belirlenmesi

İstanbul'daki (Büyükçekmece ile Küçükçekmece arası) heyelanlı bölgelerde oluşan zamanabağılı deformasyonların belirlenmesi amacıyla, 10 noktalık bir gözlem ağı oluşturulmuştur. Tüm ölçümler çiftfrekans alıcılar ile gerçekleştirilmiştir.

10 adet ölçüm noktası, referans bir gözlem ağı oluşturacak şekilde jeolojik açıdan uygun, deformasyona maruz kalmayacak veya en az şekilde maruz kalacak bölgelerde oluşturulmuştur. Ölçüm noktalarının bir kısmı, amaca uygun IGNA (İstanbul GPS Nirengi Ağı) noktalarından seçilmiştir. Diğer noktalarda, ise GPS antenlerin konacağı yerlerde zemine kalıcı noktalar yapılmıştır. Şekil 3.15'de ölçüm hatalarını düşürmek amacı ile yüksek doğruluklu, sabit yükseklikli tripodlar ile ölçülen yer noktasına ve referans ağda kullanılan bir pilyeye ait örnek görüntü verilmiştir.



Şekil 3.15: Ölçümlerde kullanılan yer noktasına ve pilyeye ait örnek görüntü (TÜBİTAK-MAM, 2008).

Heyelanlar sonucu oluşan deformasyonların Büyükçekmece ile Avcılar arası yapılaşmanın yoğun olduğu kıyı boyunca daha fazla ölçülmesi amacıyla, referans gözlem ağı ölçülürken kıyı kesimi boyunca geometriyi örneklemeye ve heyelanları tanımlamaya yeterli konumda, 44 adet FS (fast static - hızlı statik) noktası

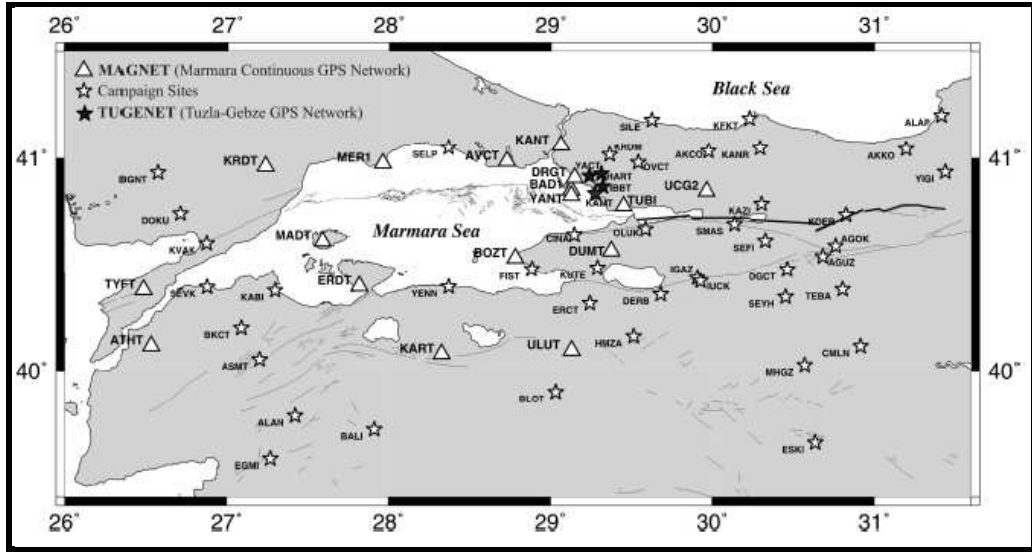
oluşturulmuştur. Amaç, referans ağda milimetre seviyesinde, FSnoktalarında ise santimetre seviyesinde kontrol oluşturmaktır.

3.2.1.4.1. Küçükçekmece ile Büyükçekmece Arasındaki Kara Alanında Statik Olarak Gerçekleştirilen Ölçümler

Statik noktalara ait her bir ölçüm periyodu yer altı su seviyesindeki değişimler sonucu oluşan farkları tanımlamak amacıyla, mümkün olduğunca mevsimsel değişimleri örnekleyecek şekilde üç aylık periyotlar halinde düzenlenmiştir. Maalesef ölçüm döneminde yağış oranı çok düşük kalmıştır. Birinci, üçüncü ve dördüncü 3 aylık ölçüm kurak havada, ikinci 3 aylık ölçüm yoğun yağışların hemen ertesinde gerçekleştirilmiştir.

Ölçüm periyotlarında her noktada en az 10 saat olmak üzere, 2 gün tekrarlamalı ölçüm alınmış olup, proje döneminin sonuna kadar 4 periyot ölçüm gerçekleştirilmiştir. İlk periyot ölçümlerin sonrasında 6 no'lu statik gözlem noktası tahrip edilmiştir. Geri kalan ölçümlere 9 nokta olarak devam edilmiştir. Ayrıca 4 periyot ölçüm sonrası yapılan veri işlemi ile N103, N107 ve N109 noktalarında, kontrol amaçlı, yaklaşık 8 saatlik ölçümler alınmıştır.

Referans ağda toplanan veriler, TÜBİTAK MAM YDBE tarafından çalıştırılan ve bölgede sürekli gözlem yapan GPS istasyonlarından (21 adet) oluşan MAGNET (Marmara Sürekli GPS Ağı) ve Marmara genelinde (İstanbul'da detaylı olmak üzere) uzun yıllardır sadece TÜBİTAK MAM YDBE tarafından farklı projeler kapsamında her yıl Mayıs ayında yapılan 50 noktalık GPS kampanyaları sonucu elde edilen verilerle bir araya getirilerek işlenmiştir (Şekil 3.16).

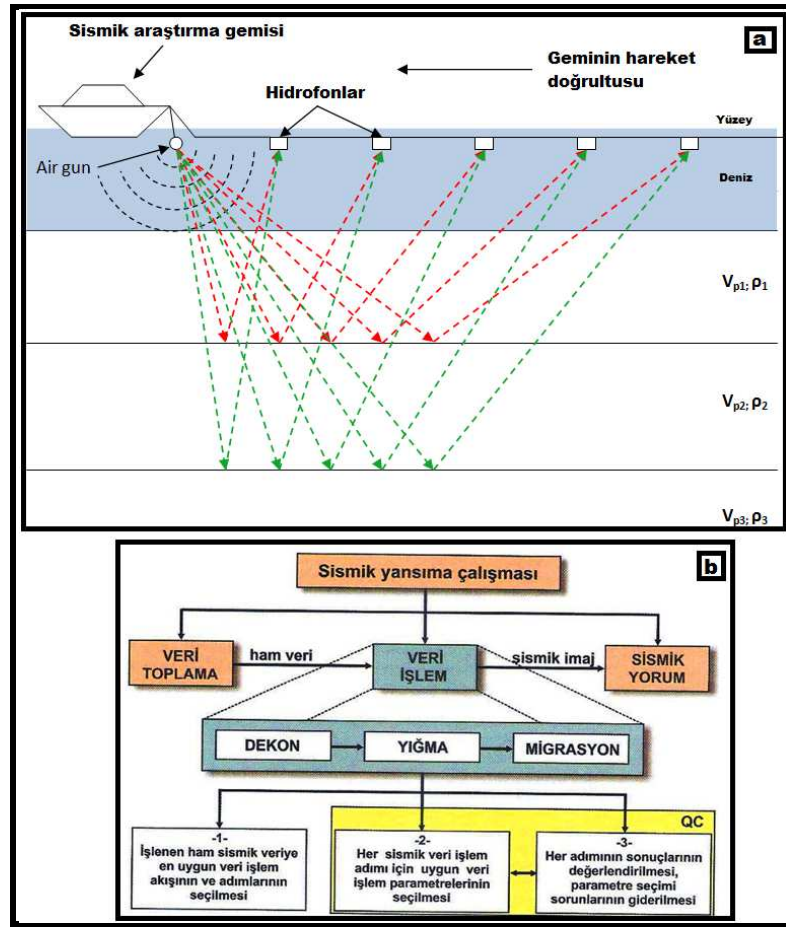


Şekil 3.16: TUBITAK MAM YDBE tarafından sürekli ve periyodik olarak ölçülen GPS noktalarının dağılımı (TÜBİTAK-MAM, 2008).

3.1.2. Deniz Jeofiziği Çalışmaları

3.1.2.1. Denizde Sismik Yansıma Yöntemi, Cihazları ve Veri Toplanması

Çeşitli enerji kaynakları tarafından üretilen düşük frekanslı ses salgılarının deniz tabanı ve tabanın altındaki ara yüzeylerin sınırlarından yansıtılarak veya kırılarak sonunda su yüzeyinde veya su tabanında olabilen ve hidrofon adı verilen alıcılar tarafından kaydedilen sinyallerin incelenmesi ile deniz tabanı ve altındaki katmanların ve jeolojik oluşumların bulunmaya çalışılması “deniz sismiği” olarak bilinir (Tur, 2013). Sismik yöntemin, yansıma ve sismik kırılma analizleri ile farklılaşan başlıca iki uygulanma şekli söz konusudur. Bu tez çalışması kapsamında denizde sismik yansıma verileri kullanılmış, veri işleme tabi tutulmuş ve yorumlanmıştır. Denizde sismik yansımanın yapılabilmesi için bir deniz taşıtına, enerji kaynağına, hidrofon adı verilen alıcılara, denize verilecek elektrik akımını oluşturacak bir jeneratöre ve denize verilen akımın voltajını dengeleyecek bir dönüştürücüye (transducer) ihtiyaç vardır.



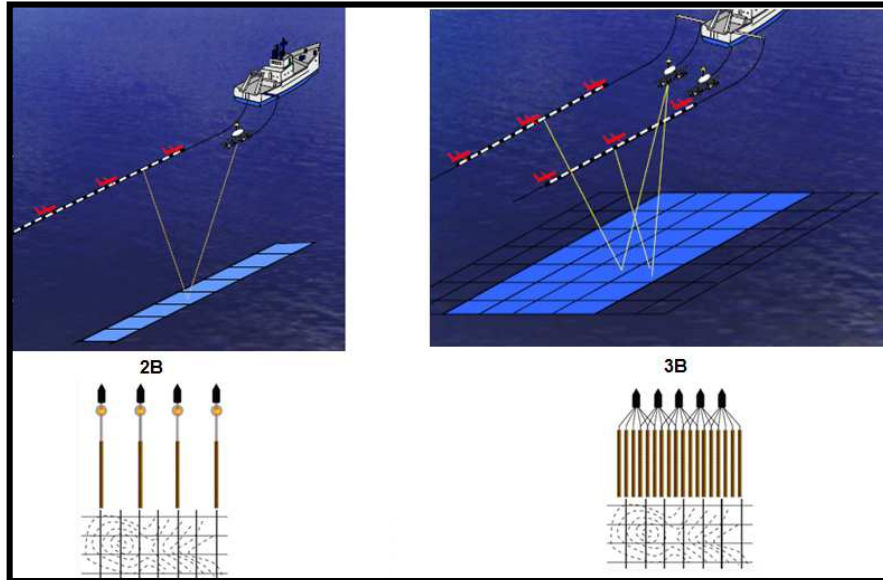
Şekil 3.17:a) Denizde sismik yansımanın uygulanışı; b) Yönteminin temel aşamaları (Dondurur, 2009).

Denizde veri toplama eş zamanlı olarak çalışan çok sayıda sistemin birlikte kullanılmasını gerektiren bir ölçüm tekniği esasına dayanır (Dondurur, 2009). Kullanılan tüm sistemler birbiriyle uyumludur ve iletişim halindedir. Deniz sismiği, kullanılan ekipmanlar ve toplandığı ortamdan dolayı kara sismiğinden farklılaşmaktadır. Her atışnoktasının yanına bir alıcı koyulması ile sismik hatlar boyunca ölçü alınması tek kanallı deniz sismiği olarak bilinir. Böylelikle sıfır ofset sismik kesitler elde edilir. Birden fazla hidrofon ihtiva eden streamer ile ofsetli olarak veri toplanması ise çok kanallı deniz sismiği olarak bilinir. Kaynak ve alıcılar arasında daima mesafe vardır. Her alıcı kanalın atış noktasına uzaklığı ofset olarak bilinir.

Tek kanallı sistemlerde; veri tek kanala sahip kısa bir alıcı kablo ve kayıtçı sistemi kullanılarak toplanır. Sismik kaynak ve alıcı kablo birbirine çok yakın tutulur. Yapılan

patlatmanın ardından alıcı kablo tek bir sismik iz verisini kayıtçıya gönderir ve bu sismik izler her patlatmanın ardından yan yana çizilerek tek kanallı sismik yansıma kesiti (sıfır ofset kesit) oluşturulur. Tek kanallı sismik veri analog veya sayısal olarak toplanabilir. Analog sistemlerde kayıt sürekli ve gerçek zamanlı olarak kağıtlara çizilir. Bu izlere sadece analog süzgeçler uygulanabilir. Sayısal ise toplanan veri disklere veya manyetik teyplere kaydedilebilir ve bunlara çeşitli sayısal veri işlem adımları uygulanabilir.

Çok kanallı sistemlerde; birden çok kanallı alıcı kablo kullanılır ve veriler sayısal toplanır. Veri toplama sırasında tek kanallı sistemlerde olduğu gibi doğrudan doğruya tabanın altının akustik görüntüsünü elde etmek mümkün değildir. Çok kanallı sistemlerde veri toplama aşamasında atış grupları elde edilir. Ve taban altının görünümünün eldesi için toplanan bu veriye uygun şekilde veri işlem basamakları uygulanır. Veri kalitesi tek kanallı sistemden çok daha iyidir. Sismik veriler genellikle 2 yada 3 boyutlu olarak toplanmaktadır (Şekil 3.18).



Şekil 3.18: Sismik Yansıma yöntemi ile 2 ve 3 boyutlu veri toplama teknikleri.

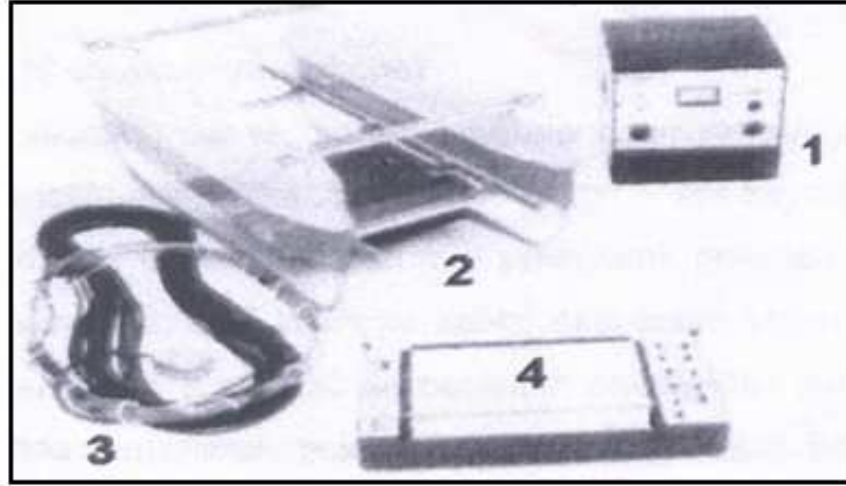
Bu tez çalışmasında ilk olarak İstanbul Üniversitesi BAP Birimi tarafından desteklenen 5783 No'lu ve “Küçükçekmece ve Büyükçekmece Lagünlerinin (Marmara Denizi Kuzeyi) Jeolojik Evriminin Yüksek Çözünürlüklü Sığ Sismik Veriler Yardımıyla İncelenmesi” isimli proje bünyesinde satın alınan tek kanallı Yüksek Rezolüsyonlu Sığ Sismik Sistem ve Sparker ve Boomer enerji kaynaklarını kullanarak sığ sismik veriler toplanmıştır. İkinci olarak DZ. K.K.'lığı Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı araştırma gemileri ve botları tarafından “230 Uniboom Sığ Sismik Sistem ” ve “Sparkarray (Sparker) Sığ Sismik Yansıma Sistemi” ile daha önceki yıllarda toplanmıştır. Derin sismik veriler Dokuz Eylül Üniversitesi Piri Reis Araştırma Gemisi tarafından “ HydroScience NTRS-2 Çok Kanallı Sismik Sistem” kullanılarak toplanmıştır. Son olarak “SeaBed 3010 Mp Mühendislik Sismiği” ve “Bathy2010 CHIRP Mühendislik Sismiği Sistemi” ile çok yüksek rezolüsyonlu sığ sismik veriler toplanmıştır. 5783 No'lu ve “Küçükçekmece ve Büyükçekmece Lagünlerinin (Marmara Denizi Kuzeyi) Jeolojik Evriminin Yüksek Çözünürlüklü Sığ Sismik Veriler Yardımıyla İncelenmesi” isimli proje bünyesinde satın alınan, tek kanallı “Yüksek Rezolüsyonlu Sparker-Boomer Sığ Sismik Sistemi” 7 bileşenden oluşmaktadır ve bunlar Şekil 3.19'da verilmektedir.



Şekil 3.19:Yüksek Rezolüsyonlu Sparker-Boomer Sığ Sismik Sistemi

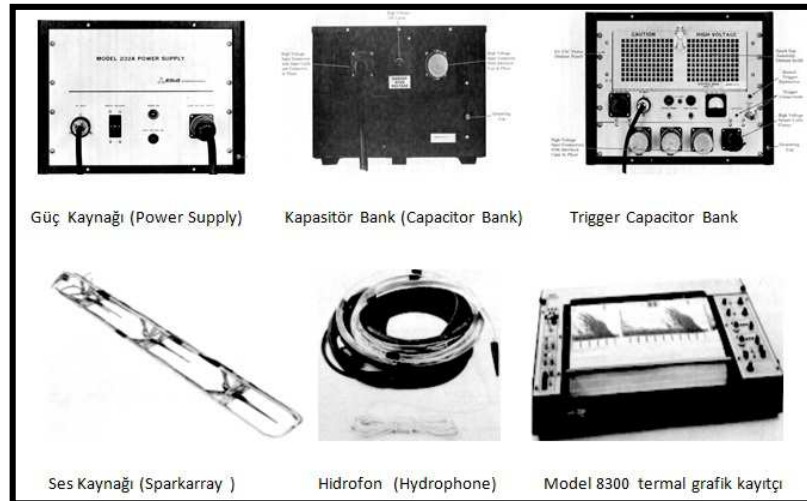
“230 Uniboom Sığ Simik Sistem” dört bölümden meydana gelmektedir(Şekil 3.20).

1. M 230- 1 Yüksek ayırmırlı EG&G Uniboom sismik kaynak
2. M 234 EG&G güç kaynağı
3. M 265 Tek kanallı ve 8 seri elemanlı EG&G hidrofon
4. M 255 Kayıt cihazı (TVG VE Low-pass filtreli)



Şekil 3.20:230 Uniboom Sığ Simik Sistem (SHODB).

“Sparkarray (Sparker) Sığ Sismik Yansıma Sistemi” aşağıda Şekil 3.21’de verilmektedir.



Şekil 3.21:Sparkarray yansıma sistemi (SHODB).

Derin sismik veriler Dokuz Eylül Üniversitesi Piri Reis Araştırma Gemisi tarafından “HydroScience NTRS-2 Çok Kanallı Sismik Sistem” ile toplanmıştır. Sistemin bileşenleri ve teknik özellikleri Şekil 3.22’de verilmektedir.

ÇOK KANALLI SİSMİK KAYITÇI		
Model	HydroScience NTRS-2 sistem	
Kanal sayısı	96	
Örneklemesi aralığı	0.25, 0.5, 1.0, 2.0, 4.0 ms	
Kayıt uzunluğu	45 sn. max.	
Birlik iz toplama	2, 1, 3, 1, 4, 1	
Max. Streamer sayısı	8 adet / NTRS-2 sistem	
Max. Kanal sayısı	1920 @ 2 ms, 960 @ 1 ms	
Tayp sürücü	2x DLT 8000, 40 Gb	
HDD	1x30 Gb, 1x120 Gb 1x1.5 Tb	
Veri formatı	SegD 8036 Rev1.0 ve SegY 32 bit IEEE	
ÇOK KANALLI DİJİTAL STREAMER		
Model	HydroScience SeaMUX Digital Streamer	
Kanal sayısı	96	
Streamer uzunluğu	600 m (6x75 m aktif bölüm)	
Streamer grup aralığı	6-25 m	
Streamer çapı	51 mm	
Aktif bölüm sayısı	6x12 kanal	
Birdi coil	1 adet / aktif bölüm	
Sayısalleştirici Modül	HydroScience SeaMUX 24 kanal	
Örneklemesi	24 bit delta-sigma	
Modül sayısı	4 (1 adet / 2 aktif bölüm)	
Hidrofon	Benthos Geopoint	
Hidrofon sayısı	6 adet / grup	
Hidrofon aralığı	78 cm	
STREAMER DERSİMLİK KONTROLÜ		
Model	100 High Res. (150)	
IO 8013 DigiBör	2 adet	
IO 8013 DigiBör	2 adet	
Çıkış aralığı	0-122 m	
Dayanım	0-15 m	
SİSMİK KAYNAK		
Kaynak tipi	Çekme / İtme / 101 grup	
Çıkış basıncı	1000-3000 psi	
Kaynak sayısı	1	
Toplam basınç (kg)	0-25.75-100 kg ve 1-25.75-120 kg	
SİSMİK HAVA KOMPRESÖR-1		
Model	100 Model 2, 4 (150)	
Kapasite	57 scfm (150 m³/hour)	
Uygulama basıncı	2000 psi	
SİSMİK HAVA KOMPRESÖR-2		
Model	100 Model 1, 100 (1)	
Kapasite	117 scfm (200 m³/hour)	
Uygulama basıncı	2000 psi	
GUN KONTROL SİSİMLİ		
Model	Marine 2000-B	
Max. gun sayısı	2 Ar gun veya 4 (2) gun	

Şekil 3.22:Çok Kanallı Sismik Sistem ve bileşenlerinin teknik özellikleri (DEÜ).

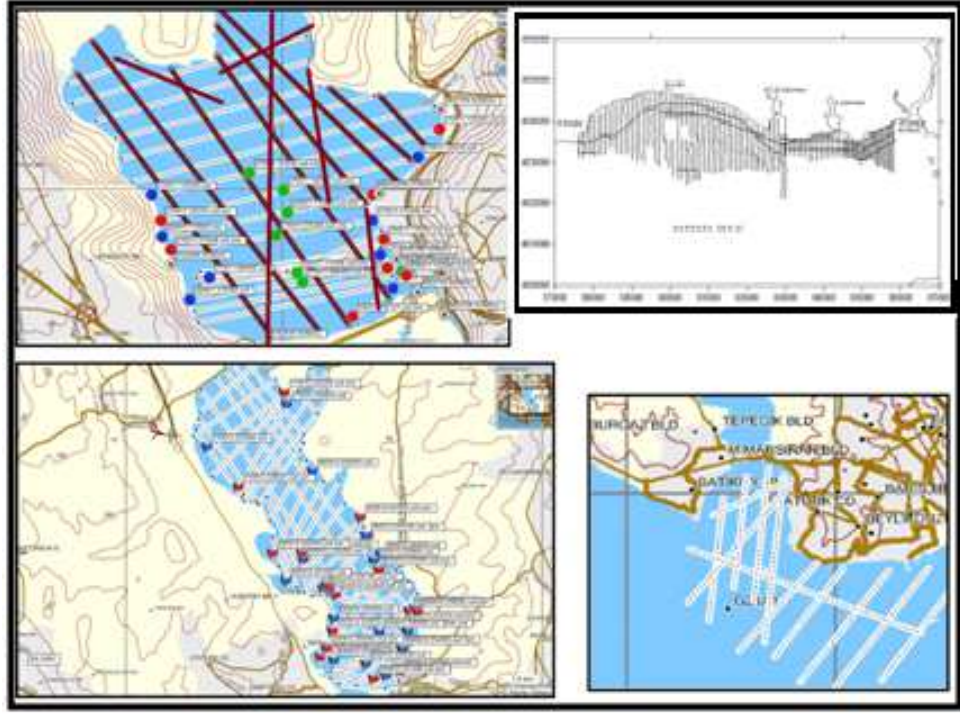
“SeaBed 3010 Mp Mühendislik Sismiği” ve “Bathy2010 CHIRP Mühendislik Sismiği Sistemi” Şekil 3.23’de verilmektedir. Bu sistem çok sığ olan şelf alanında çok yüksek rezolüsyonlu sığ sismik verilerin toplanmasında kullanılmaktadır.

CHIRP MÜHENDİSLİK SİSMİĞİ SİSTEMİ	
Model	Bathy 2010
Frekans	3.5 kHz CHIRP
Bant Genişliği	1 - 8 kHz
Transduser Sayısı	9
Transduser Gücü	600 W
SEABED MÜHENDİSLİK SİSMİĞİ SİSTEMİ	
Model	SeaBed 3010 Mp
Frekans	3 - 7 kHz
Bant Genişliği	500 Hz - 5 kHz
Transduser Sayısı	4
Çıkış Gücü	100 J max.

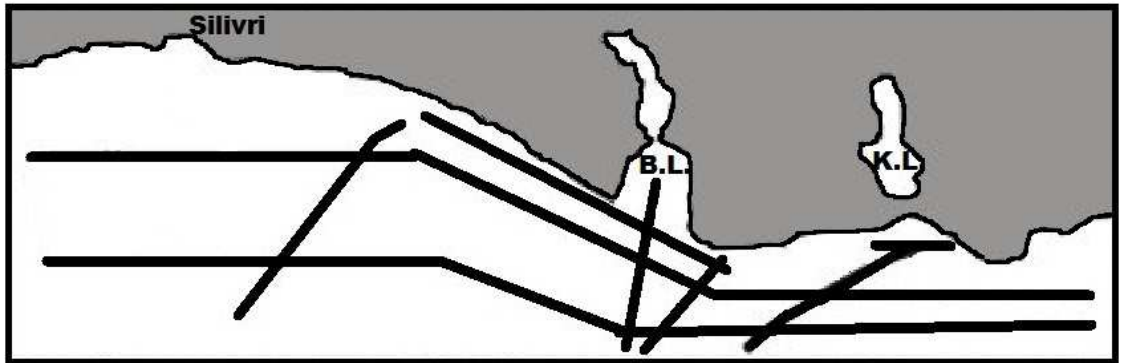
Şekil 3.23:SeaBed 3010 Mp Mühendislik Sismiği” ve “Bathy2010 CHIRP Mühendislik Sismiği Sistemi(DEÜ).

Tez çalışması kapsamında çeşitli amaçlara yönelik farklı cihazlarla farklı derinliklerde yüksek çözüm gücüne sahip sismik veriler toplanmış veya temin edilmiştir. Bunlar;

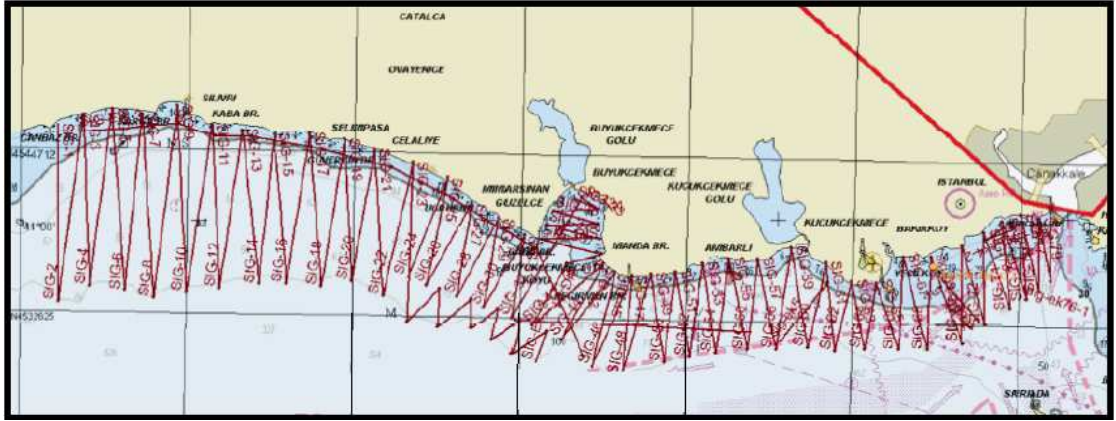
- Büyükçekmece ve Küçükçekmece Lagünlerinin içinde toplanan tek kanallı sığ sismik veriler (Şekil 3.24, Boomer enerji kaynağı kullanarak proje kapsamında satın alınan sismik sistem ile toplanmıştır),
- Marmara Denizi kuzey şelf alanında toplanan tek kanallı sığ sismik veriler (Şekil 3.24) Sparker ve Boomer enerji kaynakları kullanılarak yeni alınan cihaz ve Dz. K.K’lığı SHODB tarafından daha önceki yıllarda toplanmıştır,
- Derin sismik veriler (Şekil 3.25) Dokuz Eylül Üniversitesi Piri Reis Araştırma Gemisi tarafından HydroScience NTRS–2 Çok Kanallı Sismik Sistem kullanılarak toplanmıştır,
- Çok yüksek rezolüsyonlu sığ sismik veriler (Şekil 3.26)“SeaBed 3010 Mp Mühendislik Sismiği” ve “Bathy2010 CHIRP Mühendislik Sismiği Sistemi” kullanılarak toplanmıştır.



Şekil 3.24:Boomer ve Sparker enerji kaynakları kullanarak çalışma kapsamında satın alınan sismik sistem, 230 Uniboom ve Sparkarray sığ sismik yansıma cihazları kullanılarak toplanmış sismik profillerin yerbulduru haritaları.



Şekil 3.25:Dokuz Eylül Üniversitesi Piri Reis Araştırma Gemisi tarafından HydroScience NTRS-2 Çok Kanallı Sismik Sistem kullanılarak toplanmış çok kanallı derinsismik sismik profillerin yerbulduru haritası (TÜBİTAK, 2008).



Şekil 3.26:SeaBed 3010 Mp Mühendislik Sismiği” ve “Bathy2010 CHIRP Mühendislik Sismiği Sistemi” kullanılarak toplanmış sığ sismik profillerin yerbulduru haritası (TÜBİTAK, 2008).

3.1.2.2.Denizde Sonar Görüntüleme Teknikleri, Cihazı ve Veri Toplanması

1. Pasif Sonar Tekniği (Askeri amaçlı dinlemelerde kullanılır)
2. Aktif Sonar Teknikleri
 - a) Singlebeam echosounding (Tekli iskandil)
 - b) Multibeam echosounding (Çoklu iskandil)
 - c) Side-Scan Sonar (Yandan Taramalı Sonar)
3. Diğer teknikler
 - a) Lidar
 - b) EM Yöntemler

3.1.2.2.1. Echosounder Sistemleri

Echosounder sistemleri deniz tabanı derinliğinin (batimetri) ölçülmesinde kullanılan akustik sistemlerdir. Deniz tabanı derinliğinin deniz tabanından yansıyan ses dalgalarının varış zamanlarının ölçülmesiyle bulunabileceği ilk kez 19. yy'ın başında ortaya konmuş ancak akustik yöntemler, ucuna ağırlık bağlı halat kullanarak yapılan geleneksel derinlik ölçümlerinin yerini 1920'lerde almış ve rutin olarak kullanılmaya

başlanmıştır (De Moustier, 1998). Deniz tabanı derinliğinin belirlenmesinde kullanılan akustik yöntemler son yıllarda büyük gelişme göstermiş, deniz tabanında birkaç metreden birkaç km'ye uzanan farklı ölçeklerdeki birçok yeni yapı ve oluşumun ortaya çıkarılmasını sağlamıştır.

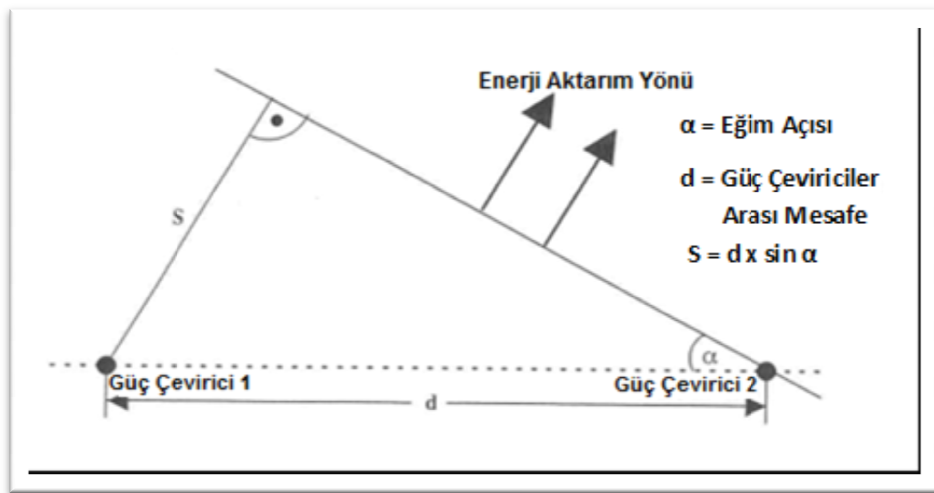
Günümüzde geniş çapta kullanılan echosounder sistemlerini tek ışınlı(single beam) ve çok ışınlı (multibeam) olmak üzere iki gruba ayırmak mümkündür. Tek ışınlı echosounderlar, tek bir ses dalgası ışını ile geminin altındaki deniz tabanı üzerinde dar bir alan tarayarak, bu alandan yansıyan ses dalgalarını kaydederler ve tek bir profil boyunca batimetrisinin elde edilmesini sağlarlar. Çok ışınlı echosounder sistemleri ise birden fazla ışın huzmesi kullanarak, sadece geminin altındaki batimetrisinin değil, aynı zamanda geminin her iki yanında uzanan deniz tabanının derinliğinin de elde edilmesine olanak sağlarlar.

3.1.2.2.1.1. MultibeamEchosounder Sistemleri

Multibeam-echosounder yardımıyla toplanan mikrobatimetrik veriler kullanılarak su tabanı yüksek çözünürlükle ve sürekli bir biçimde görüntülenebilmektedir. Deniz tabanı mikrobatimetrisi ± 5 cm gibi yüksek bir duyarlılıkla haritalanabilmektedir. “Digital Terrain Imaging” olarak da adlandırılan bu tür görüntüler, “iskandil” olarak bilinen ve nokta ölçümlerine dayanan batimetrik haritalara göre, ayrıntılardaki bilgi zenginliği bakımından son derece üstündürler. Ayrıca sinyal genliği değerlendirmesi, su tabanı yansıtma özelliklerinin (reflektivitesinin) belirlenmesinde ve jeolojik sınıflandırmanın yapılmasında, dip tabiatının belirlenebilmesinde ve tabandaki süreksizliklerin gözlenebilmesinde çok önemli rol oynamaktadır. Saniyede 5–15 adet ölçüm ile tabanda bulunan 5–10 cm büyüklüğündeki çukurların dahi görüntülenmesi mümkündür. - 15 deniz miline varan sürat ile dip derinliğinin 8 katı uzunluğunda dip tarama özelliği ile hızlı ve ekonomik çalışma ortamı sağlar. Multibeam Echosounder Tekniği'nin genel özellikleri şöyle sıralanabilir.

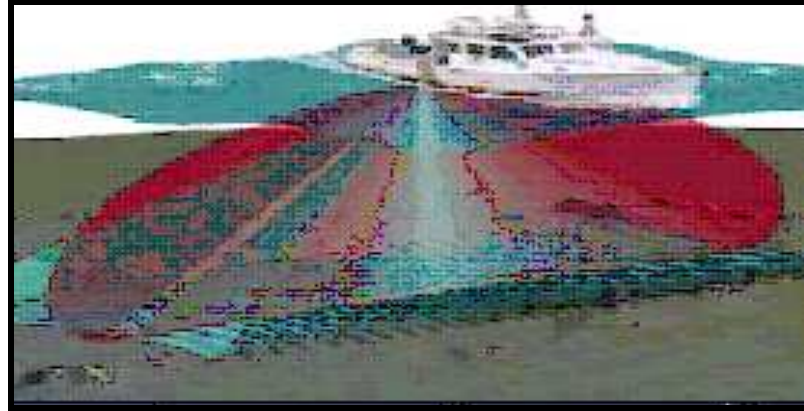
- Duyarlı sensör ve cayro sistemi ile dalga ve bot seyrinden doğan konum hatalarını engeller.
- Seyir anında haritalama imkanı sunar.
- Deniz ve göl tabanlarındaki sedimanların morfolojisi çıkarılması mümkündür.
- Akustik backscatter yoğunluk ölçümleri ile iri ve ince taneli sedimanların genel dağılımının belirlenmesinde kullanılır.
- Sidecan sonar veya sismik yansıma sistemleri kullanımı öncesi yapılacak olan jeolojik çalışmaların planlamasında yardım sağlar.

Multibeam sonar sistemlerinin çoğunda, bir transducer kafasına yerleştirilmiş geminin üzerine veya yanına monte edilebilen, iki adet piezo-elektrik seramik dizin bulunmaktadır. İki transducer dizini tarafından üretilen akustik sinyal birlikte şekillendirilmekte dönen sinyal ise ayrı ayrı algılanmaktadır. Çalışmada kullanılan Elac-Nautik 1050 D multibeam sonar sistemine ait transducerler, birbirlerine göre yatayla 30° 'lık bir açıyla geminin alt kısmına monte edilmiştir. Transducerler tarafından zaman gecikmesiyle tetiklenen iki ayrı darbenin önceden seçilmiş bir yönde nasıl iletildiği gösterilmiştir (Şekil 3.27).



Şekil 3.27: Akustik Dalga İletimi Prensipleri (Elac, 1998).

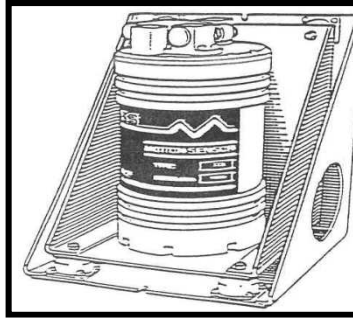
Birinci transducer tarafından oluşturulan ve S kadar yol alan akustik darbenin ardından tetiklenen ikinci akustik darbe ile dalga cepheleri istenilen yönde iletilebilmektedir. Bu işlem ışın şekillendirici alt birimi tarafından gerçekleştirilebilmektedir. Üretilen 56 adet ışın, Çubuklu gemisinde 120° , Mesaha-2 botunda ise 126 adet ışın 153° genişliğinde yelpazeler biçiminde iletilebilmektedir. Genel olarak sığ su multibeam sonar sistemlerinde iletilen akustik enerji, geminin gidiş yönü doğrultusunda 1° ile 5° , gidiş doğrultusuna dik doğrultuda ise 100° ile 180° arasındaki açılarla ışın şekilli lob olarak iletilmektedir. Yansıyan ışınları algılayan dizin, geminin ön kısmına doğru 1.5° - 3° 'lik açılarla arka kısmına doğru ise 3.3° ile 30° arasındaki açılarla dönen ışınları algılamaktadır. Kesişen ışınlar ise açıları 0.9° ile 2.5° arasında değişen dar açılara sahip ışınlar oluşturmaktadır (Diaz,2000). Sistem ile elde edilen kavramsal ışın geometrisi Şekil 3.28'de verilmektedir.



Şekil 3.28: Sistem ile elde edilen kavramsal ışın geometrisi (Diaz, 2000).

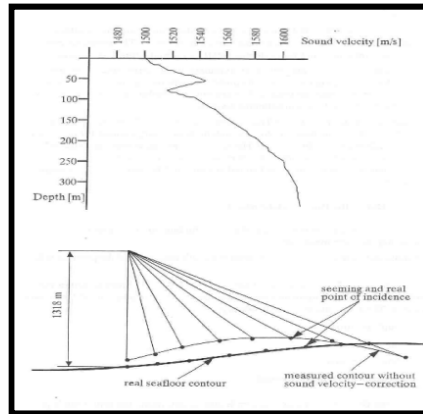
Işın sayısı, yelpaze genişliği ve darbe genişliği, yapılacak çalışma öncesinde derinliğe bağlı olarak seçilebilen parametrelerdir. Derin ve sığ multibeam sonar sistemin arasındaki temel farklılık; sığ derinliklerde yüksek frekans, düşük dalga boylu sinyal ve daha hızlı tekrarlama oranı ile veri toplanmasıdır. 50-180 kHz frekans uygulamaları geniş veri kaplama alanı ve dar darbe genişliği ile yüksek çözünürlükte veri toplamaya olanak sağlamaktadır.

Gemi hareket algılayıcısı (Şekil 3.29), deniz yüzeyindeki dalgalanmanın neden olduğu gemideki alçalma-yükselme ve yana yatma hareketlerine duyarlıdır. Bu hareketler, algılayıcının üzerinde bulunduğu kardanak platforma olan bağıl yer değiştirmesinden hesaplanmaktadır. Dalga yüksekliği platforma sabitlenmiş ivme ölçerin ölçtüğü değerlerin iki kez integralinin alınmasıyla elde edilir. Ölçülen değerler, merkezi işlem ünitesi aracılığı ile sistem kontrol ara birimine iletilir. Doğru derinliğin hesaplanabilmesi için anlık olarak ışın şekillendiriciye düzeltme bilgisi göndermektedir.



Şekil 3.29:Gemi Hareket Algılayıcısı.

Derinlik ölçümlerini etkileyen bir başka faktör derinliğe bağlı ses hızı artımıdır. Sudaki ses hızı birkaç fiziksel parametreye bağlıdır. Bunlar, sıcaklık, tuzluluk, iletkenlik ve basınçtır. Kullanılan Sea-bird aleti derinliğe bağlı hız değişimini 0.5 m aralıklarla 1 m/sn duyarlılıkta ölçmektedir. Ölçülen hız profili ile gerçekleştirilen ses hızı düzeltmesi derinliğin doğru hesaplanmasına yardımcı olmaktadır (Şekil 3.30). Ses hızı profilindeki küçük bir artımın bile ses darbesinin seyahat zamanını etkileyebileceğini dolayısıyla yanlış derinlik ve bir miktar da koordinatta hataya neden olabileceğini göstermektedir.

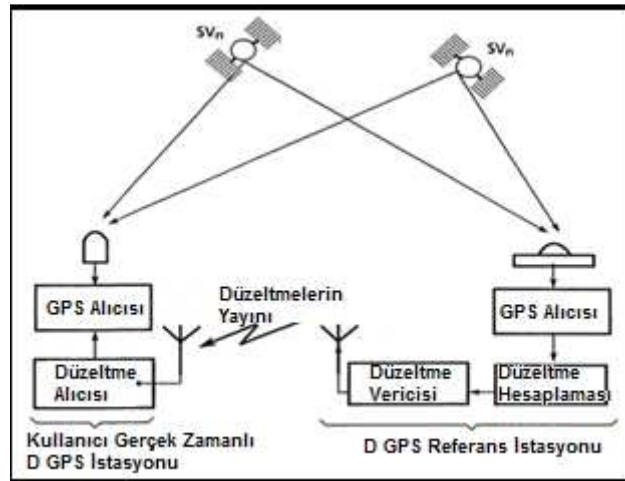


Şekil 3.30:Ses Hızı Profili ile Ölçülen Derinlik Arasındaki İlişki (Elac, 1998).

Deniz tabanı haritalama işleminde derinlik ölçümleri kadar önemli olan bir başka işlem de, ölçülen derinliklere ait koordinatların gerçek yerlerinin bulunmasıdır. Geminin gerçek lokasyonu ile geminin koordinatı bilinen bir noktaya bağlı, bağlı lokasyonu ayırt edilmelidir. Multibeam sonar sisteminde geminin koordinatlarını belirlemek için gerekli algılayıcıları bulunmamaktadır. Bunun için harici, yüksek duyarlılıkta bir koordinat belirleme sistemine ve aşağıdaki verilere ihtiyaç duyulmaktadır.

- Geminin pozisyonu
- Geminin hızı
- Hareket sırasında kuzeyle yapılan açı
- Geminin yere göre yer değiştirmesi

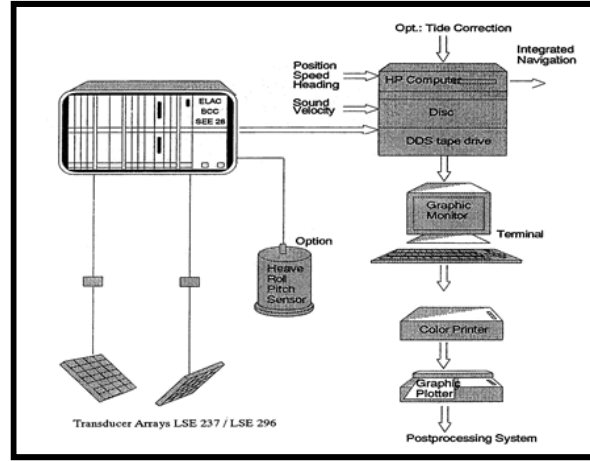
Işının geliş yönü ve ses hızı profili de dikkate alınarak, her bir ışının getirmiş olduğu derinliğe ait koordinat zamanı ile belirlenmektedir. Diferansiyel GPS sistemi (Şekil 3.31) karaya kurulmuş ve koordinatları doğru bir şekilde bilinen (WGS 84 sisteminde) bir baz istasyonunu, GPS uydularından almış olduğu düzeltme sinyallerini hareketli olan gemiye aktarması esasına dayanmaktadır. Böylece geminin navigasyonu sırasındaki lokasyonu 1 ile 5 m duyarlılıkla hesaplanmaktadır.



Şekil 3.31:Diferansiyel GPS Sistemi (Elac, 1998).

Geminin bütün seyir boyunca sabit hızla daha önceden belirlenmiş koordinatlar çerçevesinde yol alması, sistem işlemcisi aracılığı ile sağlanmaktadır. Bununla birlikte,

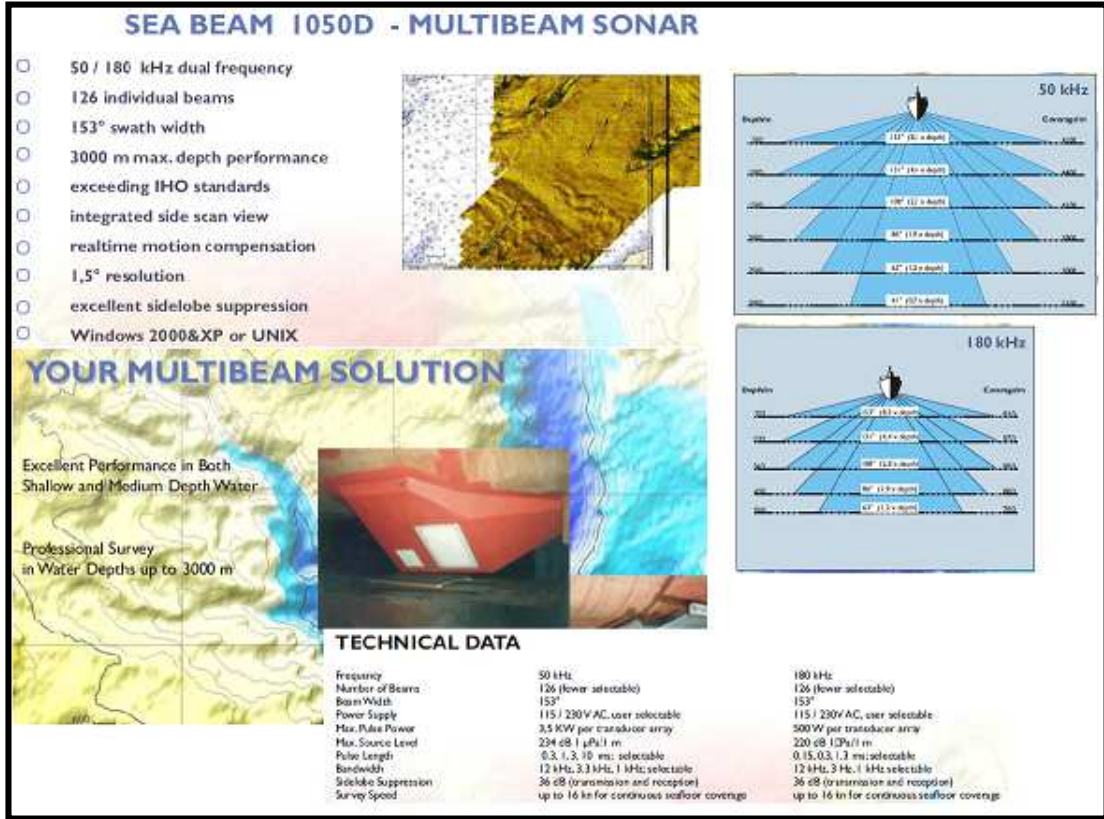
sistemin bütün algılayıcılarla ve koordinat arabirimi ile koordinasyonu sistem işlemcisi aracılığıyla gerçekleşmektedir. Veri sabit diskte veya bir teyp sürücüsünde depolanabilmektedir. Şekil 3.32 sistemin fonksiyonel bileşenlerini göstermektedir.



Şekil 3.32: Sistemin Fonksiyonel Bileşenleri (Elac, 1998).

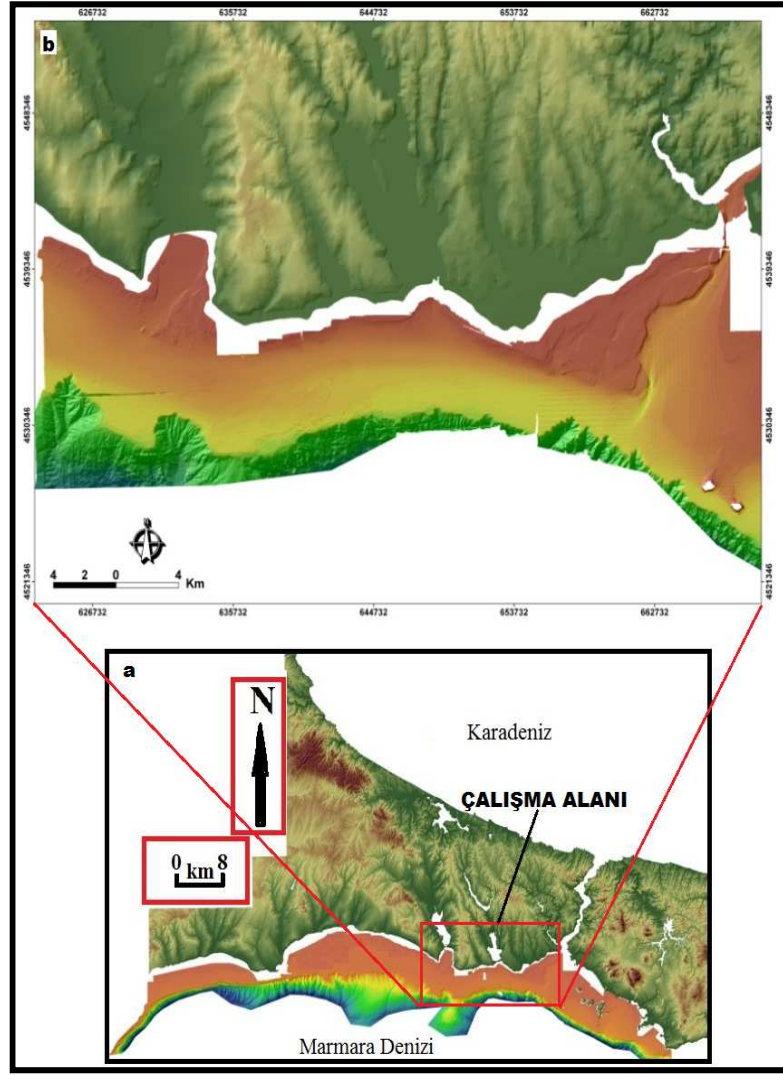
Bu tez çalışmasında yukarıda sözü edilen proje bünyesinde, Dz. K.K'lığı Seyir, Hidrografi ve Oşinografi Daire Başkanlığı'na ait TCG Çubuklu araştırma gemisi ve Mesaha-II araştırma botunun, UTM-35projeksiyonuWGS-84 koordinat sisteminde topladığı Multibeam batimetrik veriler kullanılmıştır. İstanbul Üniversitesi BAP Birimi tarafından desteklenen 5783 No'lu ve "Küçükçekmece ve Büyükçekmece Lagünlerinin (Marmara Denizi Kuzeyi) Jeolojik Evriminin Yüksek Çözünürlüklü Sığ Sismik Veriler Yardımıyla İncelenmesi" isimli proje çalışması kapsamında yüksek rezolüsyonlu mikrobatimetrik veriler (Multibeam Echosounder verileri) DZ. K.K.'lığı Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı araştırma gemileri ve botları kullanılarak, Elac-Nautik 1050 D Multibeam Echosounder Sonar Sistemi (Şekil 3.33) kullanılarak UTM-35projeksiyonu ve WGS-84 koordinat sisteminde toplanmıştır. Multibeam Batimetrik veriler, kristal hücre sayısı 56, tarama açısı ise 120 dereceye kadar ulaşabilen bir sistemle toplanmıştır. Sistem, 180 kHz sinyal frekansı ile 700 m ve 50 kHz sinyal frekansı ile 2500 m derinliğe kadar hızlı ve sürekli derinlik araştırması olanağı sağlamaktadır. Çalışmada kullanılan Elac-Nautik 1050 D multibeam sonar sistemine ait transducerler, birbirlerine göre yatayla 30°'lik bir açıyla geminin alt kısmına monte edilmiştir. Üretilen 56 adet ışın, Çubuklu gemisinde 120°, Mesaha-II botunda ise 126 adet ışın 153° genişliğinde yelpazeler biçiminde iletilebilmektedir. Cihazın çalışma şekli şöyledir: Kuvars kristalleri, uçlarına uygulanan elektrik potansiyel altında belli bir

frekansta titreşmeye ve akustik dalga üretmeye başlarlar. Akustik dalgalar su tabanına inerler ve yansyarak tekrar yüzeydeki alıcılara gelerek kaydedilirler. Değişik açılardan bilgi sağlayacak şekilde, birçok kristal hücre bir arada kullanılır. Akustik dalgaların sudaki yayılma hızı bilindiğinden, gidiş-dönüş zamanı esas alınarak işlenen verilerden, su tabanının ayrıntılı topoğrafyası ve yansıtma özellikleri elde edilir.

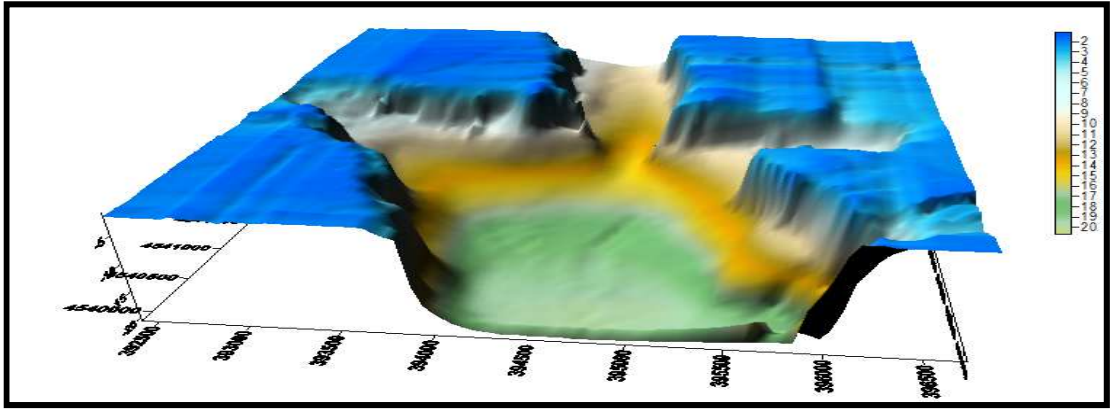


Şekil 3.33:Elac-Nautik, Sea Beam 1050D- Multibeam Sonar Sistemi ve teknik özellikleri.

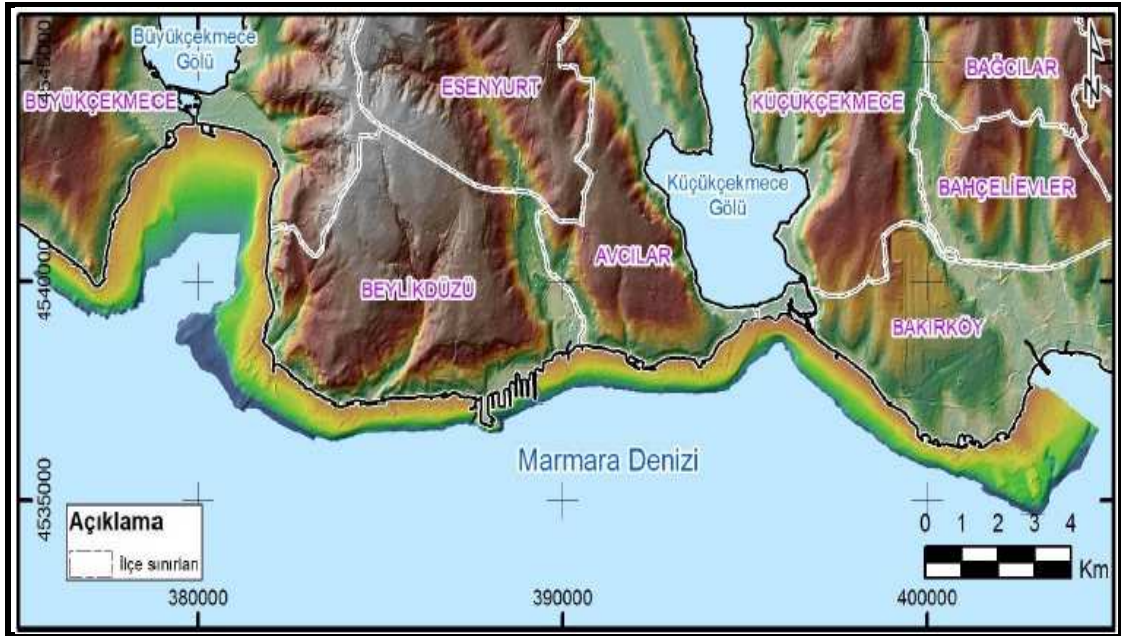
Elac-Nautik, Sea Beam 1050D- Multibeam Sonar Sistemi ile çalışma alanı olan Marmara Denizi kuzey şelfalanında projede öngörülenden daha geniş bir alana ait (tüm kuzey şelf) batimetrik veri toplanmış ve kara topoğrafya verileri ile birleştirilerek deniz ve kara alanı için sayısal arazi modeli üretilmiştir (Şekil 3.34a,b). Bundan başka Küçükçekmece Lagünü içerisinde de singlebeam batimetrik veri toplanmıştır (Şekil 3.35). Şelf alanında sığ alanlara gemi giremediği için 0–20 metre derinliklerine ait batimetri verileri İstanbul Büyükşehir Belediyesi, Deprem ve Zemin İnceleme Müdürlüğü'nden temin edilmiştir (Şekil 3.36).



Şekil 3.34: a) Marmara Denizi kuzey şelf alanı ve civarının sayısal arazi modeli;
b) Büyükçekmece ve Küçükçekmece Lagünleri'ni önündeki şelf alanındaki sayısal yükselti ve batimetri haritasının birleştirilmesinden elde edilen detaylı sayısal arazi modeli.



Şekil 3.35:Küçükçekmece Lagünü'nün 3B batimetrisi.



Şekil 3.36:Marmara Denizi Kuzey Şelf alanında 0-20 m arasındaki derinliğe kadar olan alanda elde edilmiş batimetri haritası (İBB).

3.1.2.2.1.2. Yanal Taramalı Sonar Yöntemi, Cihazı ve Veri Toplanması

Cihazın kullanım amacı ve teknik özelliklerine göre değişik frekanslarda ses sinyalleri göndererek hedefe çarpıp geri dönen sinyalleri analiz eden ve hedefin uzaklığını, büyüklüğünü, şeklini, hedefin yapıldığı malzemenin cinsini belirleyen ve bunları bir bilgisayar monitöründe gözlenebilir hale getiren ya da bir yazıcı ile kağıda basabilen

hatta basit analog göstergelerden aktarabilen veya insan kulağının duyabileceği özellikte ses haline dönüştürüp bir hoparlör veya kulaklıktan operatörlere ileten ses üretici ve ses algılayıcı sistemlerden meydana gelmiş bir cihazdır

Su altında bulunan cisimlerin aranmasında kullanılan side scan sonar, su üstündeki bir araca bağlı olarak çekilir. Şekli bir torpil gibidir ve bu şekli nedeniyle su yüzüne paralel bir doğrultuda hareket eder. Üzerindeki ağırlık dengeleme noktasına bağlı bir kol mevcut olup çekme kablosu buna bağlanmıştır. Bu torpil şeklindeki bölüme fish (balık) denilir ve sonarın göndericisi ile alıcısı bunun içindedir. İçinden çıkan bir bilgi aktarım kablosu çekme kablosu üzerine sarılı olarak yüzeye sonarı çeken tekneye çıkar ve teknedeki güç kaynağı kod çözücü monitör ve grafik yazıcıdan oluşan sistem kontrol ünitesine bağlıdır.

Dipten çekilmesi esnasında herhangi bir engele takılabileceği şüphesi olursa veya sığ bir bölgede çekilecekse kablonun takılıp kopması ve fish'in kaybolmasını önlemek için su üzerindeki bir yüzdürücü şamandıraya bağlanan fish, su yüzeyinden birkaç metre aşağıda kalacak şekilde asılı olarak ve teknenin şamandırayı çekmesi ile hareket ettirilir. Çok derin sularda yapılan aramalarda şamandıraya gerek yoktur, fish doğrudan çekilir.

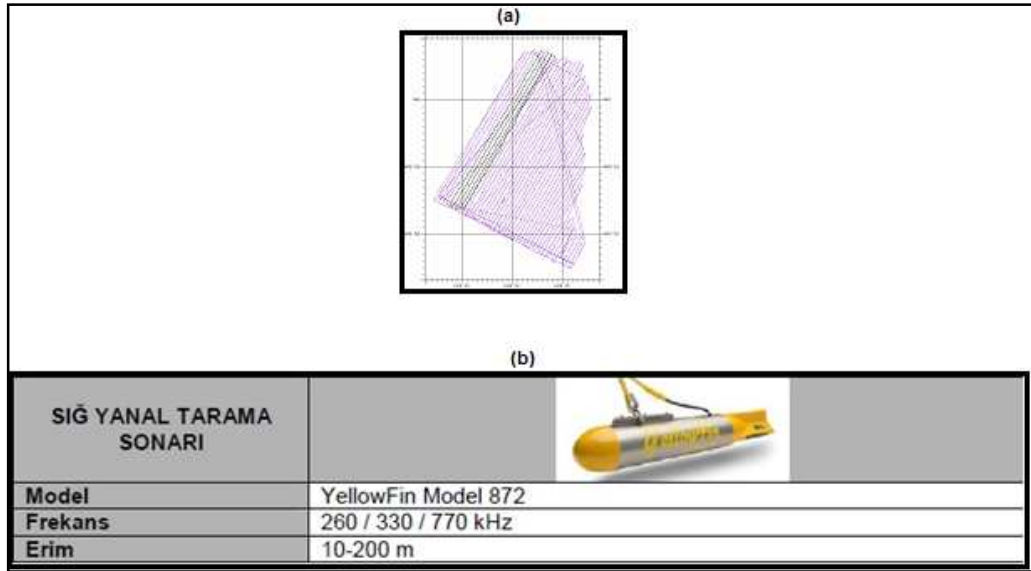
Sonarın bu tipine yan taramalı denilmesinin sebebi fish'in çekildiği yöne göre dik olarak fish'in sağından soluna doğru perde şeklinde bir alanı tarayarak arama yapmasıdır. Buna enine tarama açısı denilir. Ayrıca bu perdenin fish'in önüne doğru olan genişliğini belirleyen boyuna tarama açısı yada ön tarama açısı vardır. Fish'in dipten uzaklığına göre bu açı gittikçe genişleyeceğinden fish dipten ne kadar uzakta yada yüksekte hatta sığda olursa dipte taranan bant şeklindeki alan o kadar genişleyecektir. Taranan alanın genişlemesi kolaylık sağlayacakmış gibi düşünülse, bu aslında öyle değildir. Çünkü bu sefer hassasiyet azalacaktır. Tıpkı: fotoğrafçıda çektirilen 4,5cm x 6 cm boyutlarındaki vesikalık fotoğraf, 45cm x 60cm büyütülüp basıldığında netliğin hiçbir zaman küçük olan fotoğraftaki kadar net olmayacağı gibi.

Side Scan sonarın fish'i içerisinde belirli frekansta ses dalgalarını üretip gönderildiği ve alındığı kaynağa transducer denilmektedir. Genelde yan yana ve dibe doğru yöneltilmiş iki adet hareketli transducer, sistem çalıştırılıp fish tekne tarafından çekildiğinde ses sinyalleri göndermeye başlar. Bu sinyallerin açısı 1 derecedir. Fakat torpil şeklindeki fish'in içerisindeki elektromekanik sistem bu 1 derecelik ses sinyali (beam) gönderen transducer'lerden hareket yönüne göre sağdakini sağa doğru yarım daire şeklinde 40 derece sağa hareket ettirip tekrar dibe dik vaziyetteki eski konumuna getirirken soldaki dibe dik duran transducer'e de sola doğru aynı hareketi yaptırır. Böylece sola ve sağa 40+40 toplam 80 derecelik bir alanı taramış olur. Tekneden çekilen fish'in dipten, yüksekliğine göre bu alanın metre olarak genişliği de artıp azalır. Örnek vermek gerekirse dipten 50 m yukarıda çekilen Side Scan'ın Fish'i altındaki soldan sağa 100 m lik bir alanı tarayarak arama yaparken, fish biraz daha yukarı alınıp dipten 80 m yukarıda çekilmeye başlanırsa taranan alanın genişliği 60 metre daha genişleyerek 160 m olur. Fish dipten ne kadar yukarıda olursa o kadar genişlikte artacak diye çok yukarıdan dibi taramakta teknik açıdan taranan yüzeyin hassas bir incelemesinin yapılmasına engel olduğu için, her modelin bir en verimli tarama derinliği olduğunu akıldan çıkarmamak gerekir.

Fish'i çeken teknenin sürati de taramanın verimliliği için çok önemlidir. Vericinin frekansı, fish'in dipten mesafesi gibi pek çok faktör çekici teknenin hızını belirleyen önemli hususlardır. Saatte 1 ile 12 deniz mili hız aralığında çekilmesi gereken bir Side Scan Fish'i 20–25 deniz mili hızla çekilirse monitörde görüntü veya grafik yazıcıda kağıtüzere çıktı kaydı alabilmek de imkansızlaşır. Fish'in dip ile olan mesafesi sürekli olarak kayıtlardan kontrol edilip teknenin sürati ayarlanır. Side Scan sonarlar sahip oldukları teknik özelliklere göre 5000 m derinliği kadar kullanılma imkanına sahiptir. Transducer 250 m uzaklıkta olan bölgeyi tarayıp kayıt yapabilirler. Deniz tabanının bir tür akustik resmini çeker. Tek veya çift frekanslı olanları vardır. Deniz tabanı sediman karakterizasyonu, bitki örtüsü, tabandaki nesnelerin tesbiti, görsel kırık, deniz arkeolojisi gibi birçok alanda kullanılır. Kablo ile çekilir. Tow'un yüksekliğine bağlı olarak taranan alanın genişliği değişkendir. Yandan taramalı sonar (YTS) verileri, farklı alanlar için toplanmış olup, lagünler önlerindeki şelf alanına ait mozaik haritaların oluşturulmasında kullanılmışlardır. Büyükçekmece ve Avcılar arasında kalan şelf

alanındaki akustik tabanın yapısal unsurlarına ait mostra izlerinin, sediman çökel sınırlarının ve kütle kayma alanlarına ait sınır çizgilerinin, oluşturulacak olan mozaik haritalarda belirlenmesine çalışılmıştır.

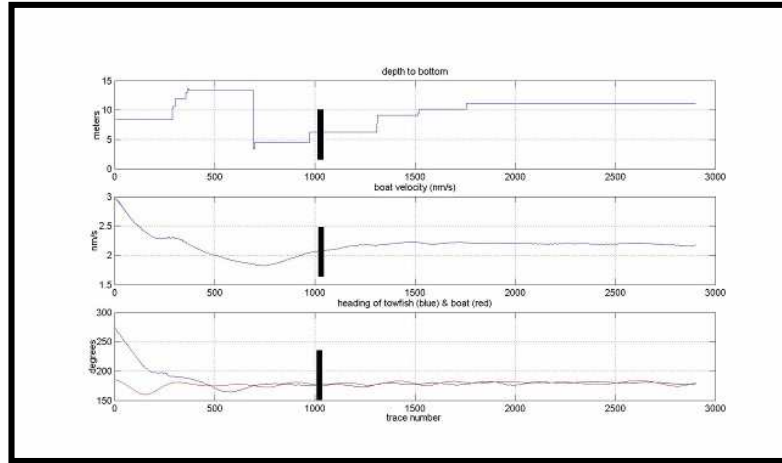
Hat geometrisi Şekil 3.37a’da gösterilen Büyükçekmece Körfezi’nde toplanan XTF formatındaki yandan taramalı sonar verileri, Şekil 3.37b’ de gösterilen YELLOWFIN MODEL 872 model cihaz (330 kHz) ile 2x100m eriminde bindirmeli olarak toplanmış ve TÜBİTAK MAM YDBE tarafından MATLAB ortamında geliştirilen yazılımlar ve Ifremer’e ait Caribes (version 3.3) yazılımı ile işlenmiştir.



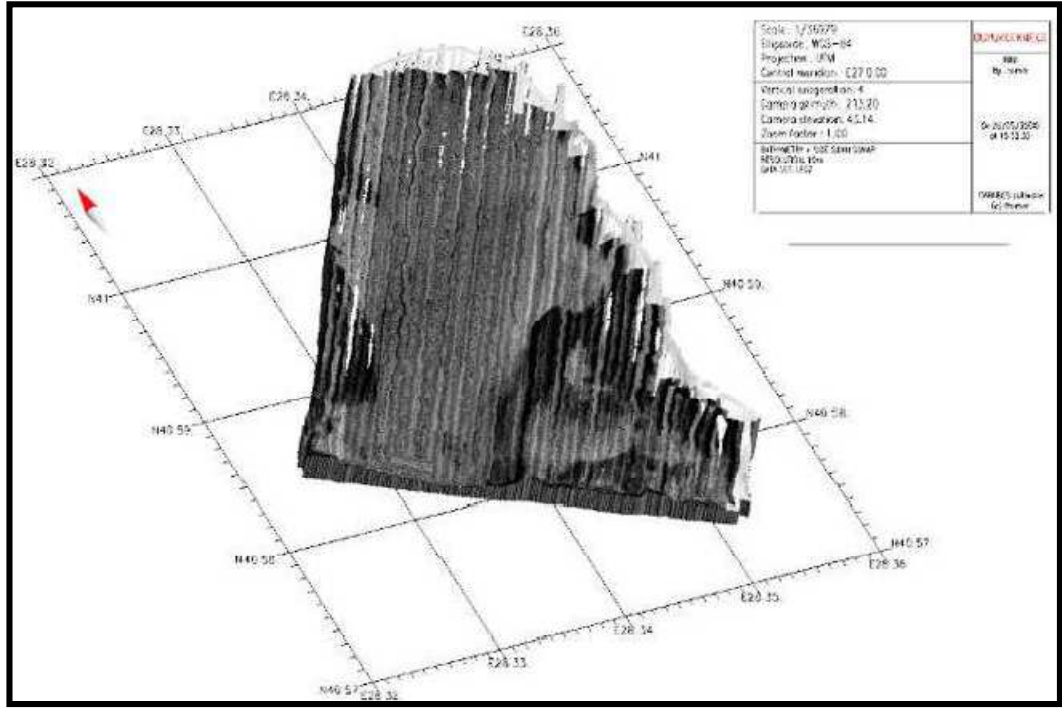
Şekil 3.37:(a) Büyükçekmece Körfezi’nde toplanan verilere ait hat geometrisi;
(b) YELLOWFIN Model sığ yanal tarama sonarı (TÜBİTAK, 2008).

Toplanan YTS verilerinin eğim-erim (slant range) düzeltmesinin yapılabilmesi ve deniz tabanı üzerindeki farklılıkların doğru koordinatlarda taşınabilmesi amacıyla gerekli olan balık ünitesi ile deniz tabanı arasında kalan su kolonu derinliği bilgisinin veri toplama aşamasında veri başlığına (header) yerleştirilmemiş olduğu gözlenmiştir. R/V K. Piri Reis araştırma gemisi bilimsel personeli tarafından bu eksikliğin giderilmesi amacıyla üretilen su derinliği verileri, veri işlem ekibimiz tarafından MATLAB ortamında geliştirilen yazılımların yardımı ile veri başlıklarına eklenmiş ve böylece veriler işlenmeye uygun hale getirilmişlerdir. Güncellenen verilerin navigasyon bilgileri

MATLAB ortamında süzgeçlenerek (Şekil 3.38) gürültülerinden ayıklanmış ve veri tüm Büyükçekmece körfezine ait bir mozaik haritanın oluşturulabilmesi amacıyla Caraibes yazılımına aktarılmıştır. Caraibes yazılımında her bir hatta ait YTS verisinin genliği uzaklığın fonksiyonu olarak dengelenmiş ve mozaik oluşturmak amacıyla diğer hatlar ile bir araya getirilmiştir. Sinyaloranına bağlı olarak, üst üste gelen kısımların ortalaması alınmış veya Sinyal oranı en iyi olan hat bilgisi diğerinin üzerine olduğu gibi aktarılmıştır. Oluşan YTS mozaiği, “Spiking” süzgeçten geçirilmiş ve verilerin üst üste binmesinden, sonar konumundaki hızlı değişimlerden oluşan kısa periyot anomaliler gibi yapay etkiler en aza indirgenmiştir. Şekil 3.39’da Büyükçekmece Körfezi’ne ait YTS mozaik görüntüsü, çalışma sahasına ait derinlik görüntüsünün üzerine giydirilerek gösterilmiştir.

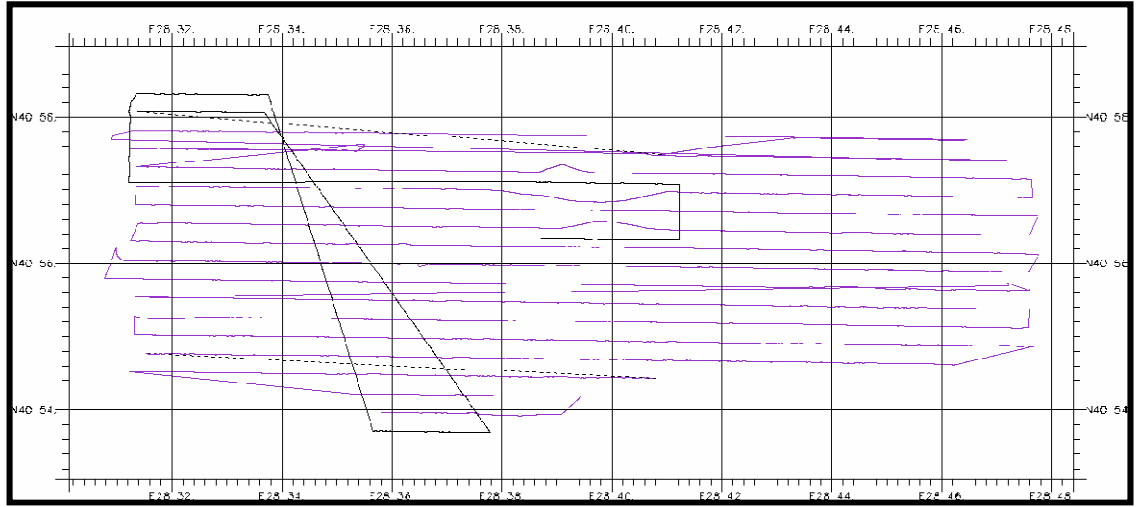


Şekil 3.38:Büyükçekmece Körfezi’ne ait bir YTS hattının navigasyon bilgisi ve gürültü bazlı ayıklama işlemini gösterir grafik. Fish ünitesinin hatta oturması ve dengelenmesi öncesindeki veriler (1000 iz sayısı) ayıklanmıştır (TÜBİTAK, 2008).



Şekil 3.39:LEG-2’de toplanan YTS verilerine ait mozaik görüntünün, batimetri üzerine giydirilmiş şekli (TÜBİTAK, 2008).

Hat geometrisi Şekil 3.40’da gösterilen Büyükçekmece-Küçükçekmece arasında toplanan veriler Şekil 3.41’de verilen GEOACOUSTIC DT2000 sistemi (114 kHz) ile toplanmış olup, erim 2x250m olarak alınmıştır. Veri formatı xtf olmasına rağmen, veriler standart xtf yazılımları ile işlenememiş, sonar firması cihaza ait özellikler içeren xtf formatını standart xtf formatına çeviren yazılımı talep üzerine hazırlayarak göndermiştir. Bu yazılım ile tüm veriler standart xtf formatına çevrilmiş ve Caraibes (versiyon 3.4) yazılımına aktarılmıştır. Caraibes yazılımında eğim-erim düzeltmesi ve genlik düzeltmesi yapıldıktan sonra her bir sonar hattı mozaik işlemine hazır hale getirilmiştir. Büyükçekmece Körfezi’nde yapıldığı gibi üst üste binen hatlar sinyal özelliklerine bağlı olarak üst üste bindirilmiş ve “Spiking” süzgeçten geçirilmiştir (Şekil 3.40).



Şekil 3.40:Büyükçekmece-Küçükçekmece arasında toplanan verilere ait hat geometrisi (TÜBİTAK, 2008).

DERİN YANAL TARAMA SONARI ve CHIRP SİSTEMİ	
Model	Geoacoustics DT2000
Sonar Frekansı	110 / 410 kHz
Sonar Çalışma Derinliği	2000 m max.
Sonar Işın Genişliği	166 μ sn / 88 μ sn
Sonar Erimi	10-10000 m
CHIRP frekansı	2-7 kHz HIGH PEN veya 1.5-12 kHz HIGH RES
CHIRP ışın genişliği	32 ms veya 16 ms
CHIRP ışın aralığı	4 ışın/sn veya 8 ışın/sn

Şekil 3.41:Geoacoustic DT 2000 Derin Yanal Tarama Sonarı ve Chirp Sistemi (TÜBİTAK, 2008).

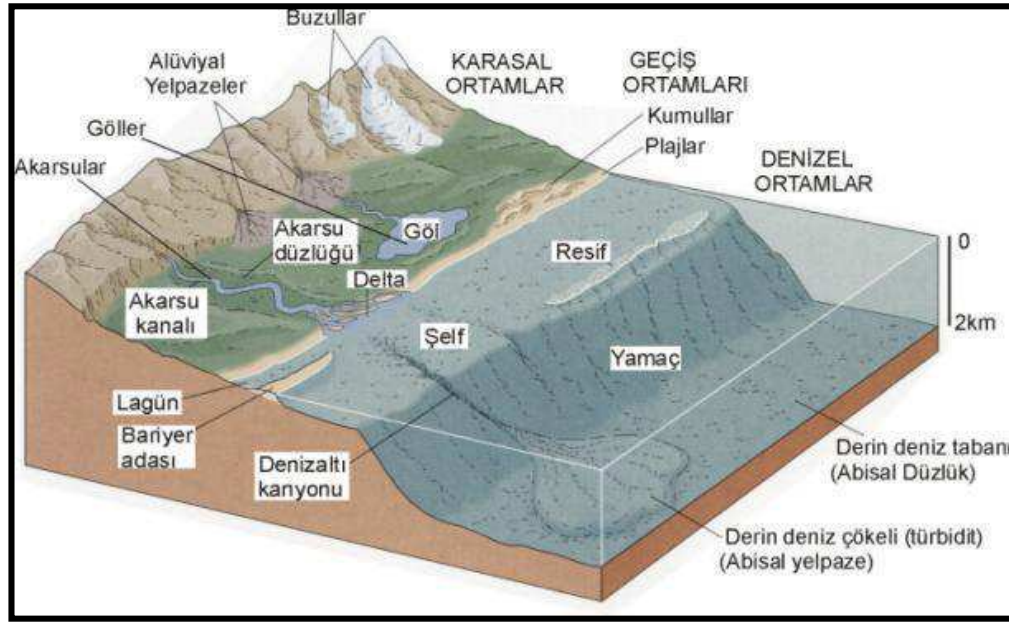
3.2. JEOMORFOLOJİK ÇALIŞMALAR

3.2.1. Yeryüzü Şekillerinin Oluşumunda Aşınma, Depolanma ve Tektonizmanın Etkisi ve Döngüler

Yeryüzü şekillenmesinde, iç süreçlerin kontrolünde gelişen sıkışmalı ve gerilmeli alanlar, dış süreçlerin etkisi altında sürekli bir değişime tabi tutulmaktadır. Bu değişim kendini sıkışmalı alanların yüzeydeki karşılığı olan dağların sürekli olarak aşınması ve

aşınan malzemenin, gerilmeli alanlarda oluşan ova, deniz, okyanus gibi alanlara depolanması şekliyle kendini gösterir. Böylece, dış süreçler yeryüzündeki yüksek alanları aşındırarak alçaltıp ve alçak alanları ise sediment depolamak suretiyle yükselterek düşük görünümlü bir denge profili oluşturmaya çalışırlar. Bu sistem, iç süreçlerle kontrol edilen faylanma, volkanik faaliyetler ve hem iç, hem de dış süreçlerce kontrol edilen kitle hareketleri gibi yeryüzü dinamikleri ile sürekli olarak bozulmaktadır.

Yeryüzünde, yüksek alanlardan aşınan malzeme, alçak alanlarda depolanır. Bu alanlar kısaca sedimenter (çökelme) ortamlar veya depolanma alanları olarak adlandırılırlar. Bir başka deyişle çökelme ortamları, yeryüzündeki kayaç parçalarının bulundukları ortamlardan değişik boyutlarda koparılıp, taşınmalarının ardından birikebilecekleri uygun bölgeler olarak tanımlanabilir. Söz konusu ortamlar ana hatları ile karasal ortamlar, kıyı (geçiş) ortamları ve denizel ortamlar olmak üzere üç ana grupta toplanır (Şekil 3.42). Karasal çökelme ortamları, deniz düzeyi üzerinde yer alan akarsu ve buzul vadileri, ovalar ve göller gibi sedimentlerin istiflenebilecekleri, göreceli alçak alanlara verilen genel addır (Şekil 3.42). Kıyı (geçiş) çökelme ortamları ise, karasal ve denizel ortamlar arasındaki geçişi sağlayan, bunları birbirinden ayıran ve kabaca kıyı hattı boyunca yer alan sedimenter ortamlardır. Bu tür alanlarda kayaç parçalarının depolanabileceği iki temel ortamın birincisi, akarsuların kıyıya kadar getirmiş oldukları sedimentleri yığdıkları delta ortamları, ikincisi ise; kıyıya ulaşan sedimentlerin dalga etkisi altında istiflendikleri plaj ortamlarıdır (Şekil 3.42). Sedimentlerin depolanabilecekleri üçüncü ortam olan denizel çökelme ortamı, deniz tabanı morfolojisindeki değişimlere bağlı olarak şelf, yamaç önü ve derin deniz havzaları olarak tanımlanan bölgelerden oluşur (Şekil 3.42). Gölsel ve denizel ortamlarda kırıntılı malzeme depolanması dışında kimyasal ve organik kökenli sediment depolanması da gerçekleşir. Yeryüzünde yukarıda tanımlanan çökel depolanma alanları tektonizmadan sürekli olarak etkilenirler. Bu etkilenme sonucunda tektonik aktivitenin ürünü olan faylar, depolanma alanlarının geometrisini denetler ve ayrıca bu alanların geometrisinde değişimlere de neden olur.

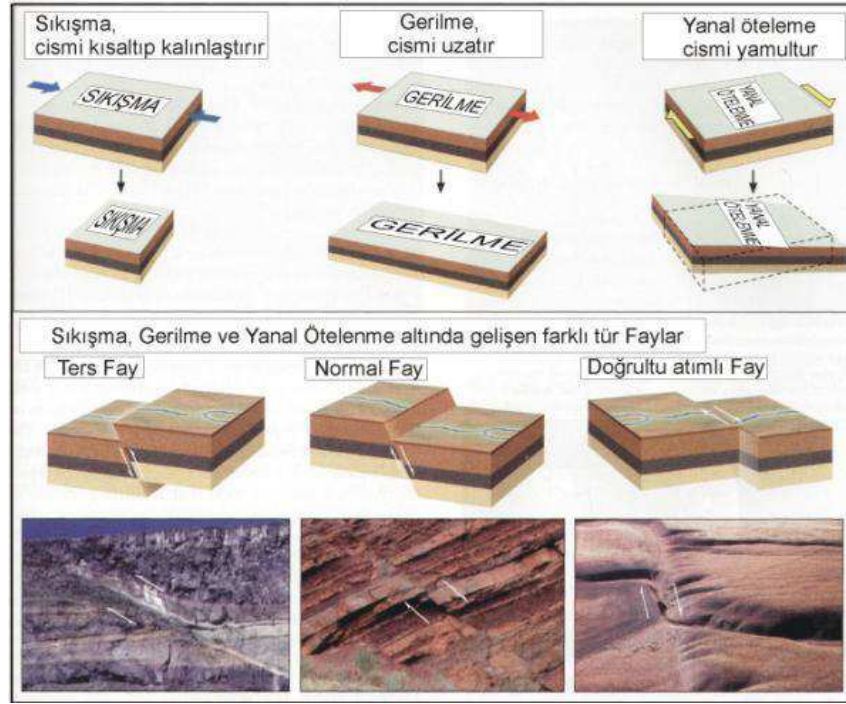


Şekil 3.42:Sedimenter (çökel) ortamlar (McGeary vd., 2004'den Yıldırım ve Gökaşan 2007 tarafından değiştirilerek).

3.2.2. Yüzey Şekillerinin Gelişmesini Kontrol Eden Yapısal Unsurlar: Faylar

Üzerlerinde gözle görülür bir yer değiştirme meydana gelen kırıklara fay adı verilir (Şekil 3.43). Faylanma sırasında, kaymanın gerçekleşmiş olduğu süresizlik yüzeyine fay düzlemi veya fay aynası denir. Bu düzlem farklı genişliklerde deforme olmuş ve ezilerek parçalanmış malzemedan oluşan bir zon olduğundan, bu zona fay zonu adı verilir. Fay zonu boyunca ezilip parçalanan kayaç malzemesi, çakıldan kuma kadar değişen boyutlarda köşeli kırıklı bir ezik zon oluşturur. Fay zonları boyunca gelişen bu kırıntılı bölge, kolay kazılabilir niteliğe sahip olduğundan dolayı bu zonlar genellikle yüzeysel akış tarafından aşındırılarak akarsu vadileri olarak kullanılır(Yıldırım ve Gökaşan, 2007).

Faylar, atım yönlerine göre eğim atımlı normal faylar, ters faylar-bindirmeler ve doğrultu atımlı faylar olarak sınıflandırılırlar (Şekil 3.43). Doğrultu atımlı faylar üzerinde ayrıca normal veya ters fay hareketleri de gözlenebilir (örneğin doğrultu atımlı fay hareketi ile birlikte gelişen normal fay hareketi). Bu türden her iki atıma da sahip olan faylara yanal atımlı oblik faylar adı verilir.



Şekil 3.43: Cisimler üzerine uygulanan değişik kuvvetler ve bunlara göre oluşan fay türleri (Press vd., 2004'den Yıldırım ve Gökaşan 2007 tarafından değiştirilerek).

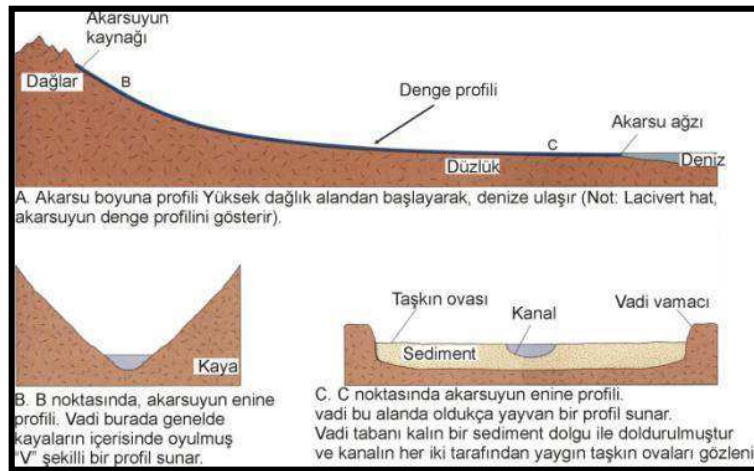
3.2.3. Yüzey Şekillerinin Gelişmesini Kontrol Eden Aşınım/Birikim Unsurları: Akarsuyun Aşındırma-Taşıma-Birikirme Etkisi ve Denge Profili Kavramı

Akarsular, sahip oldukları akış rejimine bağlı olarak tabandaki malzemeyi aşındırır ve bu malzemeyi akarsuyun içerisinde askıda, sıçratarak, akarsuyun tabanında sürükleyerek veya yuvarlayarak hareket ettirir (Şekil 3.44). Akarsuyun akış şiddetindeki değişime bağlı olarak tabanında yarattığı erozyonel etki değişir. Akarsu akış şiddeti ve buna bağlı olarak akarsuyun vadisini aşındırma miktarı temel olarak, akarsuyun vadi tabanının “kaide seviyesi” olarak adlandırılan deniz seviyesinden veya akarsuyun katıldığı göl veya daha büyük bir akarsuyun su seviyesinden olan yüksekliğine bağlı olarak artar. Bu durum, akarsuların yeryüzünün yüksek ve eğimli bölgelerinde erozyonel bir etkiye sahip olmasını, buna karşın alçak ve düzlük alanlarında ise akarsu vadilerinde düşük miktarda aşınma, aşınmama veya birikme işlemlerinin oluşmasına neden olur. Bu işlemlerin sürekli olarak devam etmesi sonucunda ise akarsu vadisinin

boyuna kesiti, karaların iç kesimlerinde yüksek açılı, kıyılara doğru ise düşük açılı ve yataya yakın eğimlere sahip bir profilin oluşmasına neden olur. Denge profili adı verilen bu boyuna akarsu şekillenmesi, bölgesel morfolojik ve kayaç yapısına bağlı olarak değişimler gösteriyor olsa da, akarsular tarafından nihai olarak kazanılan şekillenmedir (Şekil 3.45)(Yıldırım ve Gökaşan, 2007).



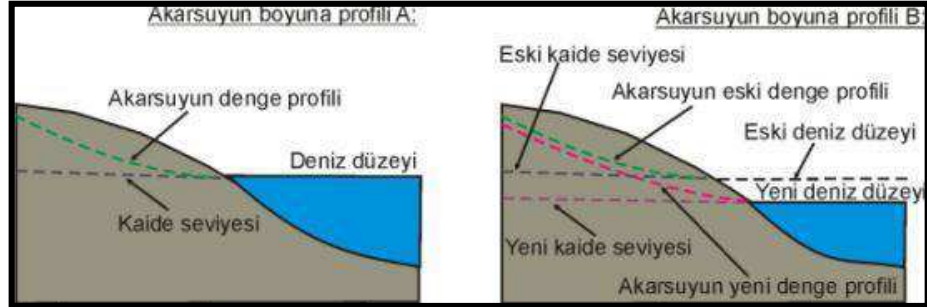
Şekil 3.44: Bir akarsu içerisindeki sediment yükü ve hareket mekanizması (Press vd., 2004'den Yıldırım ve Gökaşan 2007 tarafından değiştirilerek).



Şekil 3.45: Akarsuyun denge profili kazandığı durumlarda sahip olduğu boyuna ve enine profilleri (McGeary vd., 2004'den Yıldırım ve Gökaşan 2007 tarafından değiştirilerek).

Dünya deniz düzeyindeki global bir değişim veya tektoniğe bağlı olarak kaide seviyesinde meydana gelen herhangi bir değişim, akarsuyun oluşturduğu denge profilini de değiştireceğinden, kaide seviyesindeki değişime bağlı olarak akarsu da vadisini

aşındırarak veya tabanda sediment biriktirerek yeniden denge profilini oluşturmaya çalışır (Şekil 3.46).



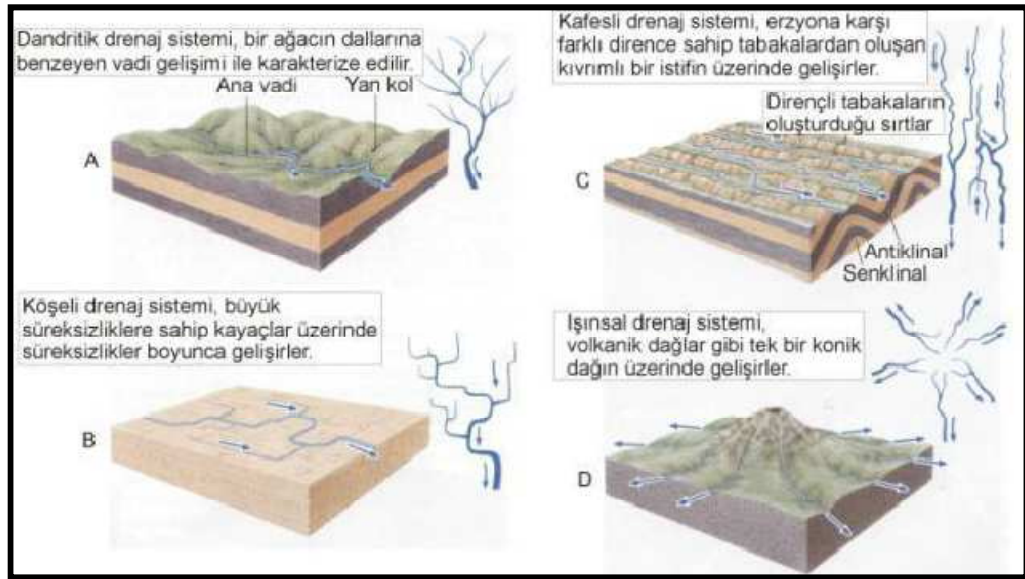
Şekil 3.46: Akarsu denge profilinin, kaide seviyesine (deniz düzeyine) göre olan değişimi (Yıldırım ve Gökaşan 2007).

Akarsu sistemi, sediment aşındırmaları yardımıyla vadi yatağını geliştirir. Bu gelişim, vadinin katıldığı daha büyük bir su sisteminden (deniz-göl vs.) geriye, yüksek alanlara doğru gerçekleşir. Vadinin, kaynağına doğru yaptığı bu geriye doğru kazma ile meydana gelen gelişime başyukarı aşınım adı verilir. Başyukarı aşınım ve akarsu vadisinin gelişimi, yumuşak ve kazınabilir nitelikteki zemin içerisinde göreceli olarak kolaylıkla gerçekleşirken, taşlaşma/soğuma-katılaşma işlemi geçirmiş olan kayalarda ise, bu işlem daha uzun zaman içerisinde meydana gelir (Yıldırım ve Gökaşan, 2007).

3.2.4. Akarsu Drenaj Sistemleri

Yüzeysel akışa geçen sular, derin alanlara doğru drene olurken (akarken) içlerinde aktıkları vadilerini derine, geriye ve yanlara doğru aşındırarak geliştirirler. Zaman içerisinde ana akarsuya yan kolların da katılmasıyla o bölgede doğal yollarla bir akarsu drenaj sistemi kurulmuş olur. Sonuçta, bir bölgeye düşen yağışın tamamını yüksek alanlardan, ana akarsu kanalına taşıyan yan kolların uzanabildiği yüksek tepelerle sınırlı havzaya, drenaj havzası adı verilir. İki drenaj havzası arasında kalan ve yeryüzüne düşen yağmur damlalarını, her iki yanındaki farklı akarsu sistemlerine yönlendiren tüm yüksek sırtlar ise, akarsu drenaj sistemindeki iki vadiyi birbirinden ayıran su bölüm hatları olarak tanımlanırlar. Bir drenaj havzası içerisinde yer alan akarsuya ait ana ve

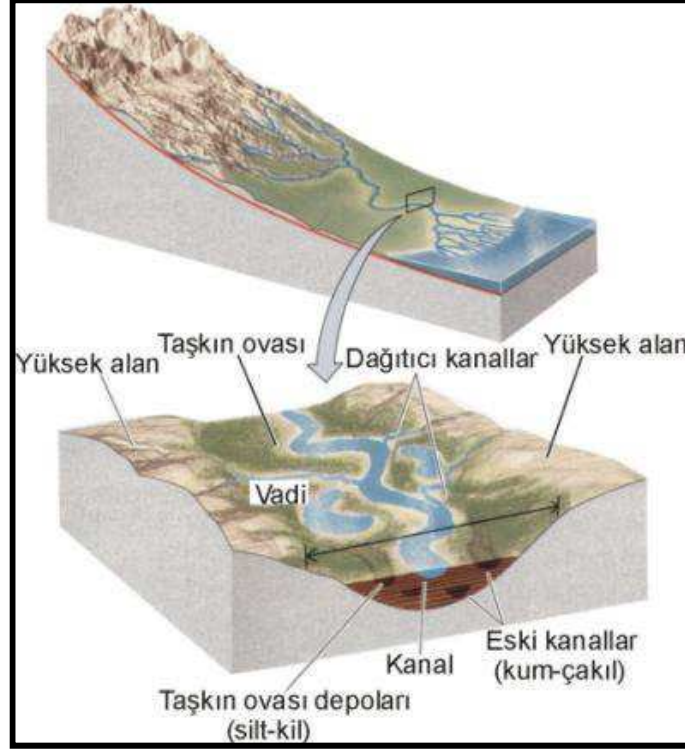
yan kollar, beraberce drenaj sistemini oluştururlar. Drenaj sistemleri, üzerlerinde geliştikleri tabandaki yapısal ve litolojik unsurlara bağlı olarak değişik geometriler geliştirebilirler. Örneğin, eğer drenaj sisteminin tabanında yer alan birimler yataya yakın bir tabakalanma gösteriyorlar ve bünyelerinde de herhangi bir süreksizlik barındırmıyorlarsa, vadi sistemi eğim aşağı yönde, yan kolların ana kola, ağaç dalları benzeri biçimde birleştiği bir geometri kazanır. Bu tür geometriye sahip drenaj sistemlerine dandritik drenaj sistemi adı verilir (Şekil 3.47A). Bununla birlikte, eğer drenaj sisteminin tabanında yer alan jeolojik birimler bünyelerinde herhangi bir süreksizlik barındırıyorlarsa, oluşacak akarsular, kayaçların zayıf ve kolay kazılabilen süreksizlik zonları üzerinde gelişecektir. Süreksizliklerin köşeli geometrisini taklit eden drenaj sistemine köşeli veya kafesli drenaj sistemi adı verilir (Şekil 3.47B-C). Konik şekilli volkanik dağların üzerinde yer alan akarsular ise dağın tepesinden aşağı doğru konik yapıya uyumlu olarak dışarı doğru açılan bir sistem oluştururlar (Şekil 3.47D). Bu tür drenaj sistemlerine ise, ışınsal drenaj sistemi adı verilir (Yıldırım ve Gökaşan, 2007).



Şekil 3.47:Jeolojik yapı (süreksizlikler, kıvrımlar ve yatay tabakalanma) ve morfolojiye (Konik şekilli volkanik dağlar) bağlı olarak gelişen değişik drenaj tipleri (Press vd., 2004'den Yıldırım ve Gökaşan 2007 tarafından değiştirilerek).

Akarsuların, tabanlarını aşındırmaları sonucunda vadiler oluşur. Vadilerin tabanında güncel olarak suyun aktığı bölümüne kanal adı verilir (Şekil 3.48). Akışın devamlı olduğu ve vadi yapısının küçük bir bölümünü oluşturan kanal bölgesinde genelde kaba

kırıntılılar (kum-çakıl-blok) çökelirler. Ayrıca, vadilerin pek çoğunda kanalların her iki yanında yataya yakın düzlükler yer alır. Bu düzlükler, taşkın dönemlerinde su ile kaplanan ve akarsuyun getirdiği genelde kil-silt gibi ince malzeme ile kaplı olan bölümleridir. (Şekil 3.48) (Yıldırım ve Gökaşan, 2007).



Şekil 3.48: Tipik bir vadi kesiti ve elemanları (Press vd., 2004'den Yıldırım ve Gökaşan 2007 tarafından değiştirilerek).

3.2.5. Vadi Şekilleri

Akarsular, yüksek dağlık alanlardan doğarak, alçak düzlük alanlara, oradan da göl, deniz ve okyanuslara ulaşırlar (Şekil 3.48). Akarsular, yüksek dağlık alanlarda çoğunlukla aşındırma faaliyetlerinde bulunurlar. Bu işlem sırasında vadi tabanını derinleştiren akarsuyun enineprofili genelde “V” şeklindedir. Akarsuların yüksek dağlık alanlardan geçtiği yerlerde taşkın ovalarına pek rastlanmaz. Buna karşın, akarsuyun geniş düzlüklere ulaştığı alçak ovalık bölgelerde ise, içerisi kalın bir sediment istifile dolu olan geniş ve yayvan kesitlere sahip oldukları ve bu alanlarda akarsu kanalının her iki yanında da geniş taşkın ovalarının geliştiği gözlenir (Yıldırım ve Gökaşan, 2007).

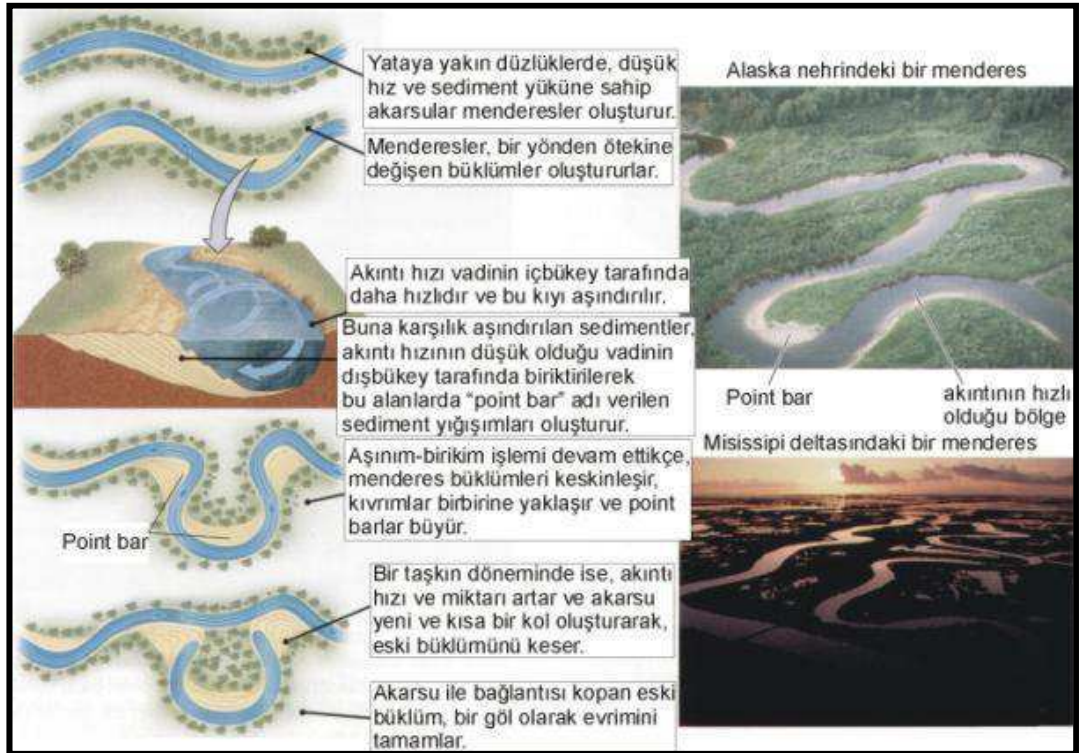
Akarsuyun dağlık alanlarda, yüksek hızlı düzensiz akış sistemi nedeniyle sahip olduğu aşındırma ve taşıma kuvveti, alçak düzlüklere ulaştığı alanlarda akış hızının düşmesi ve düzenli akış sistemine dönüşmesi nedeniyle azalır ve askıda veya sürükleyerek taşıdığı sedimentleri dağların eteklerine yığar. Bununla birlikte hızı göreceli olarak halen yüksek olan akarsu, bu alana yığıldığı sedimentlerin kenarlarını yararak, kendine pek çok yeni vadi oluşturmak suretiyle akışına devam eder.

Bunun sonucu sediment yığınları arasında akışını sürdüren pek çok küçük akarsu vadisinin birleşiminden oluşan ve saç örgüsü biçimli bir akarsu vadi şekli oluşur. Bu tür vadi sistemlerine örgülü tip vadi adı verilir (Şekil 3.49). Bu tip vadilerde kanal sayısı, mevsimsel olarak akış hızı ve miktarına göre artar. Akarsuyun düzlük alanlara ulaşması ile birlikte akış hızı giderek düşer ve vadi büklümленir. Bu büklümленme sırasında akış hızının en yüksek olduğu suyun orta kolonu, büklümün akarsu orta eksenine göre içbükey olan bölümüne yaklaşır ve vadinin içbükey kıyısında aşınmaya neden olur.

Hızlı akışın, vadinin içbükey bölümünde etkili olmasına paralel olarak vadinin dışbükey bölümünde akış hızı düşer ve söz konusu alanlarda “point bar” adı verilen sediment depolanmaları meydana gelir. Bu sayede, vadinin içbükey bölümü giderek aşınırken dışbükey bölümü de depolanma nedeniyle dışa doğru ilerler ve bu durum vadinin kıvrımlarının belirgin büklümlere dönüşmesine neden olur. Bu tür vadi şekillenmesine menderesli tip vadi adı verilir (Şekil 3.50) (Yıldırım ve Gökaşan, 2007).



Şekil 3.49: Örgülü tip akarsu gelişimi (Press vd., 2004'den Yıldırım ve Gökaşan 2007 tarafından değiştirilerek).



Şekil 3.50: Menderesli vadi oluşum mekanizması (Press vd., 2004'den Yıldırım ve Gökaşan 2007 tarafından değiştirilerek).

Menderesli sistemin ileri aşamalarında büklümlerin genliği artar ve sonunda akarsu, oluşturduğu büklümü kesip “by-pass” eder. Kesilen parça ise, evrimini bir göl olarak bir süre daha devam ettirir. Düzlük alanlarda akarsuların bu şekilde sıklıkla yatağını değiştirmesinden dolayı gelişen taşkın ovaları, akarsu kanalının her iki yanında geniş alanlar kaplayabilir. Taşkın ovaları, mevsimsel olarak akarsu debisinde meydana gelen artıştan dolayı sularla kaplanabilir.

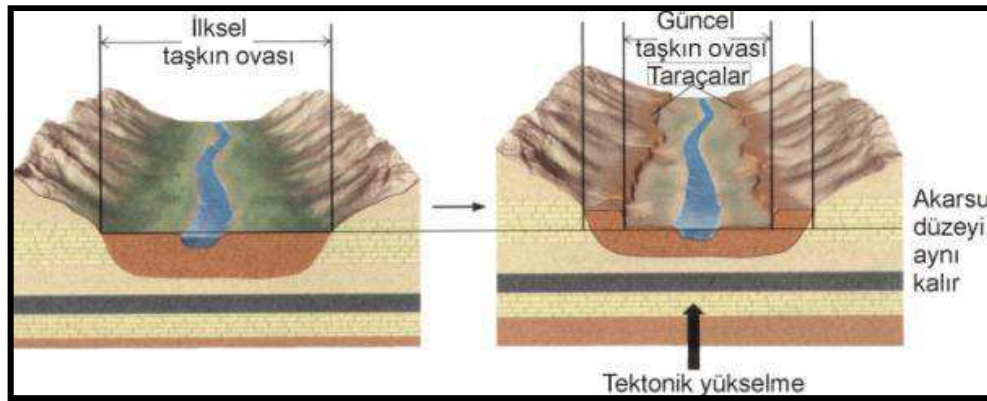
3.2.6. Tektonik ve Östatik (Küresel Deniz Düzeyi Değişimleri) Faktörlerin Akarsu Vadisi Gelişimi Üzerindeki Etkileri

Akarsular ideal denge profili elde edebilmek için vadileri boyunca yüksek olan bölgeleri aşındırır, alçak olan bölgelere ise bünyelerinde taşıdıkları sedimentleri bırakarak bu alanları doldururlar. Söz konusu denge profilinin belirteç seviyesini (kaide seviyesi) ise, akarsuyun katıldığı daha büyük su kütesinin (Okyanus-deniz-göl-daha büyük bir akarsugölet vs.) seviyesi oluşturur. Bir akarsuyun derine doğru kazabileceği en son nokta olarak da adlandırılan kaide seviyesi çoğunlukla, güncel deniz düzeyi olan 0 m seviyesidir. Akarsu bu düzeyi baz alarak, buna uygun bir denge profili oluşturmaya çalışır. Kaide seviyesinin jeolojik dönemler içerisinde değişmesi durumunda ise, oluşan yeni kaide seviyesine göre akarsu yeni bir denge profili oluşturur.

Jeolojik dönemler içerisinde temel kaide seviyesi olan deniz düzeyi, tektonik ve iklim sistemleri etkisi altında sürekli olarak değişime uğramıştır. Buna bağlı olarak, akarsular da jeolojik dönemler içerisinde denge profillerini, değişen kaide seviyesine uydurabilmek için sürekli olarak vadilerinin içerisine yeni vadiler kazmışlar veya vadi tabanlarını sediment ile doldurmuşlardır. Jeolojik dönemler boyunca tektonik etkenlerle karanın yükselmesi veya iklimsel etkenlerle deniz düzeyindeki düşüşler sonucu, akarsu vadilerinin deniz düzeyine göre yükselmeleri nedeniyle eski geniş vadileri içerisinde daha genç ve dik yamaçlı bir vadi kazmaları işlemine akarsuların gençleşmesi adı verilir (Şekil 3.51). Bu işlem sırasında akarsu kanalı, vadi tabanına gömülür ve yeni bir iç vadi

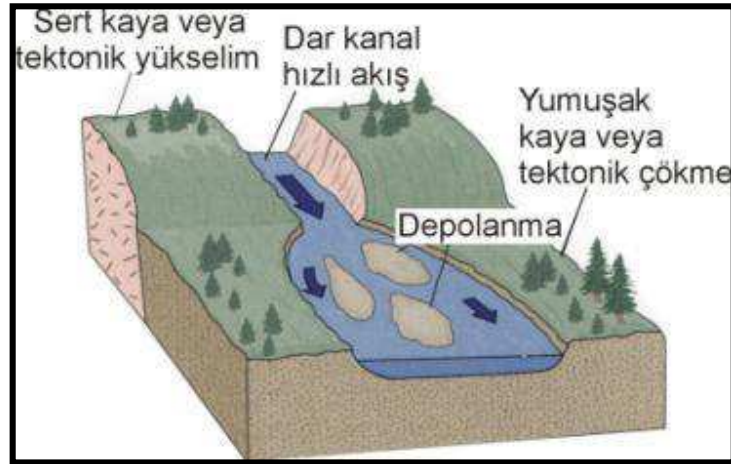
oluşturur. Bu sırada eski kanalın iki yanında duran taşkın düzlükleri, yeni iç kanala göre yüksekte kalan basamaklar haline geldiklerinden, taşkın düzlüğü vasıflarını kaybederler. Askıda kalmış bu tür düzlüklere akarsu taraçası adı verilir (Şekil 3.51)(Yıldırım ve Gökaşan, 2007).

Örneğin, günümüzden yaklaşık 10.000 yıl önce sona eren son buzul dönemi sırasında deniz düzeyi yaklaşık 100 m kadar alçalmış ve akarsular alçalan bu kaide seviyesine uygun olarak, vadilerini kazmaya başlamışlardır. Bunun ardından gerçekleşen deniz düzeyi yükselimi sonucunda deniz düzeyi yaklaşık 100 m kadar yükselerek günümüz düzeyine ulaşmıştır. Bunun sonucu olarak, akarsu vadilerinin denize yakın bölümleri su altında kalmış, karada kalan bölümleri ise, yükselen kaide seviyesine uygun olarak vadilerinin büyük bir bölümünü sediment ile doldurmuştur.



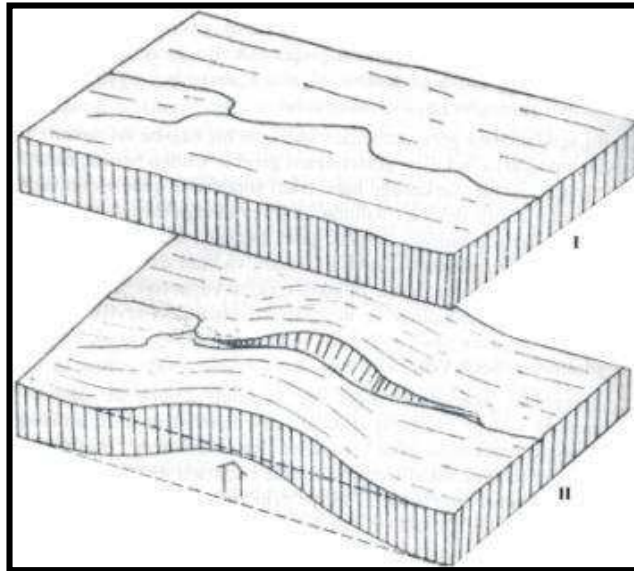
Şekil 3.51: Akarsularda gençleşme ve taraça oluşumu (Press vd., 2004'den Yıldırım ve Gökaşan 2007 tarafından değiştirilerek).

Bölgesel etkileri dışında tektonizmanın lokal etkileri de akarsu vadilerinin denge profili üzerinde olumsuz etki yaratır. Örneğin, tektonik etki ile yükselmiş veya çökmüş olan bir bölgede akış rejimi değişir ve yükselen alanlar aşındırılırken, çöküntü alanları da akarsuyun taşıdığı sedimentler tarafından doldurulur (Şekil 3.52).

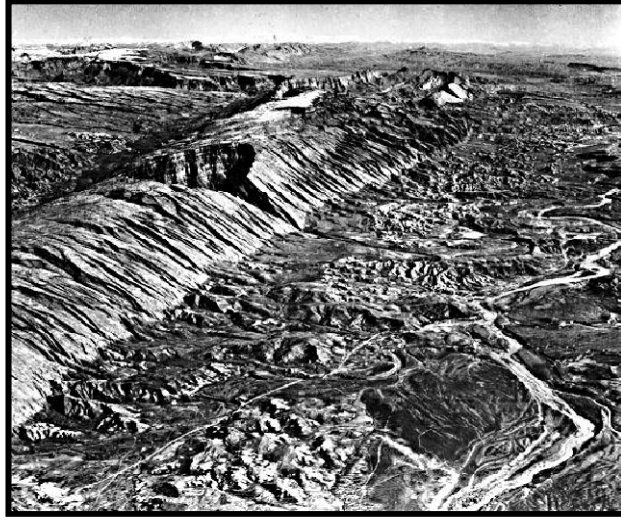


Şekil 3.52: Akarsu vadilerinde; kayaç sertliği veya tektonik yükselim ve çökmelere bağlı olarak gelişen vadilerde akış hızındaki değişim ve aşınım-birikim işlemi (McGeary vd., 2004).

Benzer şekilde, akarsu vadileri üzerinde tektonik etkiler sonucu gelişen bir başka yapı olan kıvrımların yeryüzünde oluşturdukları sırtlar, akarsuyun aşındırma hızından daha yavaş yükseliyor iseler, akarsular tarafından kesilerek antesedant vadi adı verilen dar ve derin kanyonlar oluştururlar (Şekil 3.53 ve 3.54).

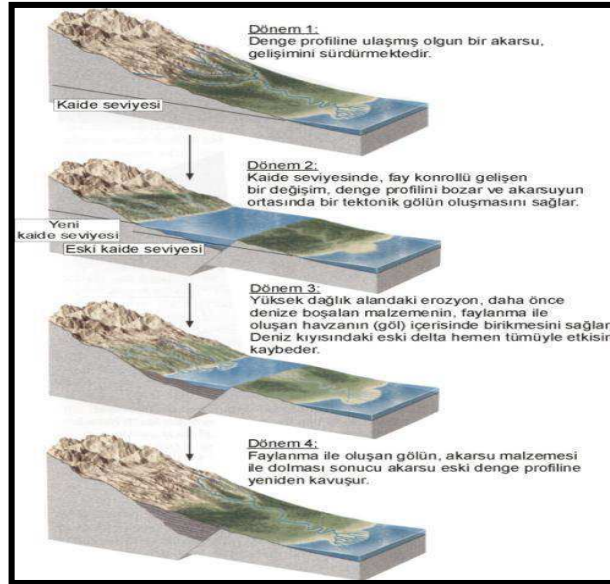


Şekil 3.53: Lokal bir kıvrımın akarsu vadisi tarafından kesilmesi ve antesedant vadi (boğaz) oluşumu (Eriç, 2000).



Şekil 3.54: Aktif bir kıvrımı aşındırarak bir antesedant vadi oluşturan akarsu.

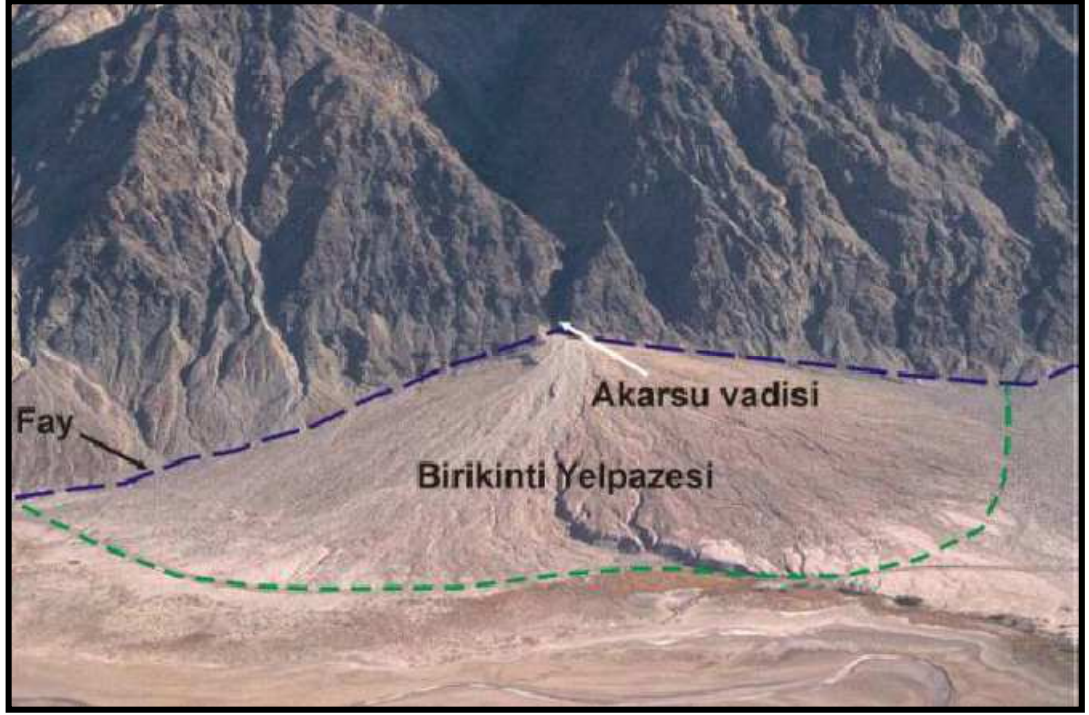
Bunun tam tersi bir tektonik etkide, akarsuların yolu üzerinde gelişen tektonik çöküntüler lokal göller oluşturabilirler (Şekil 3.54). Bu göller zamanla akarsu tarafından getirilen kırıntılı sedimentle dolar ve kara haline gelerek, akarsu denge profiline yeniden kavuşur (Şekil 3.55).



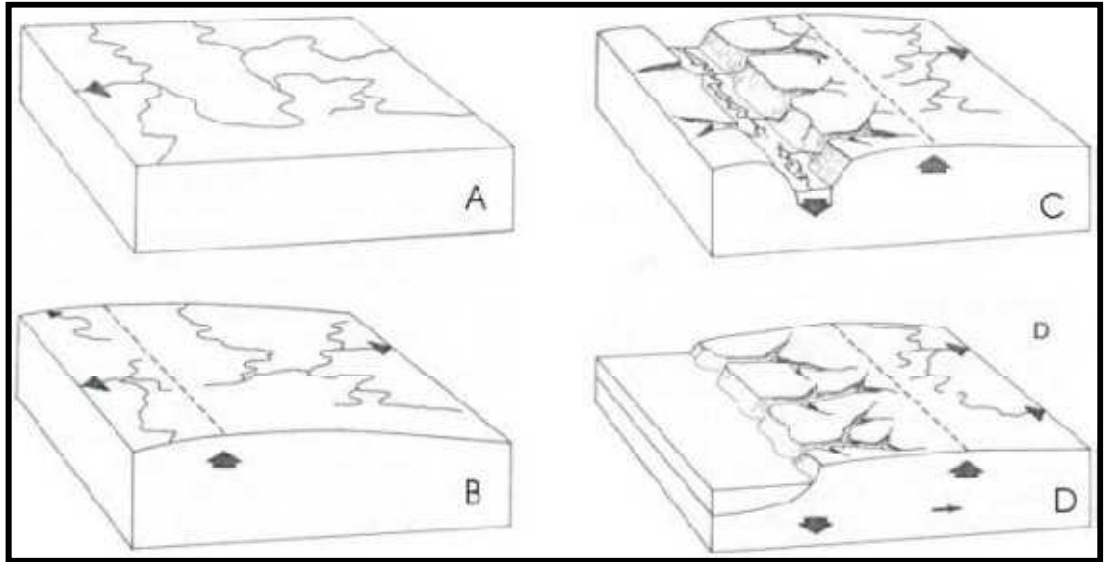
Şekil 3.55: Akarsu vadisini kesen bir fay tarafından oluşturulan havzanın, akarsu tarafından doldurularak denge profilinin yeniden kazanılması (Press vd., 2004'den Yıldırım ve Gökaşan 2007 tarafından değiştirilerek).

Lokal tektonik faktörler ayrıca, yamaçlardan inen akarsuların taşıdıkları yükü, fayların derinleştirdikleri düzlüklere bırakmaları sonucu birikinti konileri ve yelpazelerinin oluşmasına neden olur. Bu oluşumun nedeni, fayın derinleştirdiği alan boyunca eğimin ve buna bağlı olarak akarsuyun taşıma gücünün azalmasıdır. Bu suretle çökelen kum, çakıl, blok gibi değişik boyutta maddeler, tepesi akarsuyun düzlüğe indiği yerde olan bir yarım koni ya da yelpaze şeklini alırlar (Şekil 3.56).

Akarsu vadilerinin evrimi bölgesel tektonizma ve deniz düzeyi değişimlerinden çok önemli oranda etkilendiğinden, akarsu vadi şekillenmesindeki değişimlerden yararlanılarak bölgenin tektonizması ve deniz düzeyi değişimleri hakkında bilgi edinilmesi mümkün olabilir. Bu ilişki, bir örnek üzerinde irdelenebilir. Buna göre, incelenen örnek alanda ilk aşamada gerek tektonizma ve gerekse deniz düzeyinde bir değişimin olmadığı zaman döneminde bir akarsu, bölgedeki yüzey sularını drene etmektedir (Şekil 3.57A). Bir tektonik yükselim sonucu bölgede bir kabuksal yükselim meydana gelmiş ve bu yükselimin, yükselme hızı akarsuyun aşındırma hızından daha fazla olduğundan dolayı, daha önce tek yöne akan akarsu, yükselen alandan kaynaklanarak iki farklı yöne drene olan iki akarsu sistemi haline gelmiştir (Şekil 3.57B). Evrimin ileri aşamasında, yükselimin gerisinde bir graben oluşması sonucunda bu grabene boşalan akarsular, kaide seviyesi söz konusu graben tarafından derinleştirilmiş olduğundan dolayı, gençleşerek vadilerini geriye doğru başyukarı aşındırmaya başlamışlardır. Yükselimin diğer tarafında yer alan akarsular ise grabene drene olmadığından dolayı herhangi bir gençleşmeye maruz kalmamışlardır (Şekil 3.57C). Evrimin bir ileri aşamasında ise, graben deniz düzeyi altında kalır ve yükselen deniz düzeyi nedeniyle akarsuyun kaide seviyesi de yükselir (Şekil 3.57D). Kaide seviyesinin yükselmesine bağlı olarak grabene boşalan akarsular derine doğru aşındırma yapmayı keserek, geriye ve yanlara doğru vadilerini geliştirmeye devam ederler (Summerfield, 1999). Yukarıda sözü edilen örnekte uygulanan yorumlama mantığının gerçek verilere uygulanması ile bölgesel tektonizma, deniz düzeyi değişimleri ve buna bağlı olarak akarsu drenaj sistemlerinde meydana gelen değişimlerin tanımlanması mümkün olabilir.



Şekil 3.56: Bir akarsu vadisini kesen fay tarafından derinleştirilen bölgede oluşan birikinti yelpazesi (Press vd., 2004'den Yıldırım ve Gökaşan 2007 tarafından değiştirilerek).



Şekil 3.57: Bir tektonik çöküntü alanı çevresindeki drenaj evrimi (Summerfield, 1999).

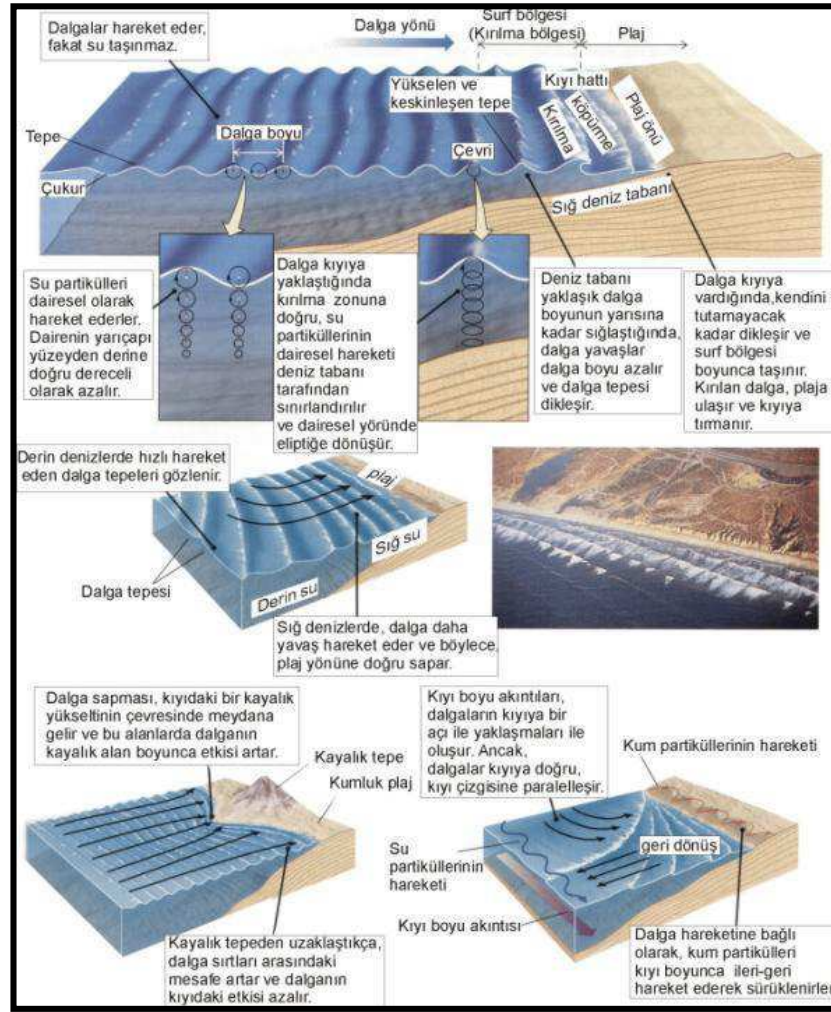
3.2.7. Yüzey Şekillerinin Gelişmesini Kontrol Eden Aşınım/Birikim Unsurları: Kıyı ve Deniz Alanlarında Dalga Aşındırma-Taşıma-Biriktirme Etkisi

3.2.7.1. Dalga Dinamiği ve Kıyı Alanlarındaki Yeryüzü Şekillenmelerine Olan Etkisi

Denizlerde, su düzeyinin üzerinde esen rüzgar, su kütlelerinin üst yüzeyinin hareketlenmesine ve dolayısıyla dalga oluşumuna neden olur. Açık denizde su partikülleri, kendi çevrelerinde dairesel bir hareket (swell) geliştirmek suretiyle deniz yüzeyinde dalganın oluşmasına neden olurlar (Şekil 3.58).

Dalğanın yükselerek oluşturduğu tepeye dalga tepesi ve iki tepe arasındaki çukura ise dalga çukuru adı verilir. İki dalga tepesi ve çukuru arasındaki uzunluğa ise dalga boyu adı verilir (Şekil 3.58). Açık denizde dalga tepesi ilerlese de, onu oluşturan su partiküllerinin yeri değişmez. Dalgayı oluşturan su partiküllerinin dairesel hareketleri derine doğru gidildikçe tedrici olarak azalır. Bu azalma partiküllerin oluşturduğu dairelerin yarıçaplarının azalması şeklinde meydana gelir ve dalga boyunun yarısı kadar bir derinliğe ulaşıldığında su partiküllerinin dairesel hareketi ve buna bağlı olarak dalga hareketi sona erer (Şekil 3.58).

Kıyıya doğru yaklaşıldığında ise deniz tabanı sığlaşır. Deniz tabanı derinliği dalga boyunun yarısına kadar olan derinliğe yani, dalğanın dairesel hareket yaptığı derinliğe kadar sığlaştığında, dairesel harekete sahip olan partiküllerin hareketi deniz tabanı tarafından sınırlanır. Bunun sonucunda, dairesel yörünge, eliptik yörüngeye dönüşür.



Şekil 3.58:Dalganın açıktan kıyıya doğru olan hareketi sırasında, dalga açısı, kıyıyı oluşturan litolojik değişimler vb. farklılıklara bağlı olarak gelişen unsurlar (Press vd., 2004'den Yıldırım ve Göktaşan 2007 tarafından değiştirilerek).

Deniz tabanının dalga üzerindeki bu etkisi dalganın yavaşlamasına, dalga boyunun azalmasına ve dalga tepesinin dikleşmesine neden olur (Şekil 3.58). Bunun sonucu olarak dalga kıyıya doğru ilerledikçe kendini tutamayacak kadar dikleşir, hızı azalır ve sonunda kırılarak kıyıya tırmanır (Şekil 3.58). Dalganın kıyının şekillenmesinden etkilenecek yükselip kırılarak kıyıya ulaştığı bölgeye surf bölgesi adı verilir (Şekil 3.58). Kıyıya ulaşan dalga, plaj boyunca yıkama zonunda oluşturduğu ileri-geri hareketi ile kıyıyı aşındırıcı veya biriktirici yönde etki eder. Dalganın deniz tabanından etkilenecek kazandığı bu yeni formu sonucu kıyıyı etkilemeye başladığı açıktaki ilk noktadan, kara yönünde ulaşabildiği en uç noktaya kadar olan bölge kıyı alanı olarak kabul edilir. Bu alanın deniz tarafı ise açık deniz olarak tanımlanır (Şekil 3.58)(Yıldırım ve Göktaşan,

2007). Kıyı alanları, kıyıda gerçekleştirilen mühendislik çalışmalarının uygulama alanı içerisinde yer alır.

Açık denizde esen rüzgar yönü ve buna bağlı olarak gelişen dalganın doğrultusu genelde kıyıya paralel olmayabilir. Bu durumda dalga, surf bölgesine (kırılma bölgesine) girene kadar kıyı hattına belli bir açı ile yaklaşır. Surf bölgesine ulaşan dalganın deniz tabanına temas eden bölümü yavaşlayıp kıyıya az-çok paralel bir doğrultu kazanırken, dalganın kıyıdan açıkta olan ve henüz deniz tabanı ile temas etmeyen bölümü ise, hızını ve yönünü değiştirmeden kıyıya yaklaşmaya devam eder. Dalga, kazandığı bu iki farklı açıdan dolayı şeklen sapar ve buna dalga sapması adı verilir (Şekil 3.58). Kıyıya belirli bir açı ile yaklaşan dalgalar sapsalar bile, kıyı hattına tam olarak paralel hale gelemeyiz. Bu durumda dalgalar kıyıya belirli bir düşük açı ile ilerleyerek, kıyı boyu akıntısı adı verilen ve kıyıyı izleyen bir akıntının oluşmasına neden olurlar (Şekil 3.58). Bu ilerleme sonucu plaj ortamındaki kum boyutlu kırıntılar dalganın sapma açısı ile aynı açıda kıyı yönünde sürüklenirler. Kıyıda belirli bir açı ile kırılan dalga, ters yönde bir açı ile geri çekilir ve bu işlem sırasında da plajdaki kum boyutlu kırıntıların da geri çeker. Bu işlemin devamlı tekrarlanması sonucunda plaj ortamlarında dalganın ilerleme yönünde olacak şekilde kum boyutlu kırıntılı materyal zig-zag şekilli bir yol izleyerek kıyı boyunca sürüklenir (Şekil 3.58).

Kıyı hattının geriye, kara yönüne bükülmesi durumunda ise, dalga yönüne bağlı olarak gerçekleşen sürüklenme, aynı yönde gelişimini denize doğru sürdüren bir ince kum şeridinin oluşmasına neden olur (Şekil 3.59). Kıyı oku adı verilen ve tamamen sürüklenmiş kırıntılardan oluşan bu plaj uzantısı, dalga enerjisine ve gelen malzemenin hacmine bağlı olarak sürekli değişim gösteren bir yapı oluşturur. Bir kıyı oku gelişimi, dar bir koyun önünde meydana geldiğinde, genelde koyun ağzı kıyı oku tarafından kapatılır ve koy, lagün adı verilen bir tür göl haline gelir. İstanbul'un Marmara Denizi kıyısındaki Küçükçekmece ve Büyükçekmece Lagünleri buna bir örnek olarak verilebilir (Şekil 3.60a). Jeomorfolojik adlandırmaya göre bu tür kıyı oku gelişimleri kıyı kordonu olarak tanımlanır. Kıyı oklarının bir başka türü, kıyı ile kıyının hemen

açığında yer alan kayalıklar veya adalar arasında gelişir. Kıyıya yakın olan bu yapılar, bu alana gelen dalganın, adanın arkasında ters yönlerde sapmalarına ve kırıntıların bu akıntılar tarafından adanın arkasında toplanarak birikmesine neden olur. Tombolo adı verilen bu tür yapılar, kıyının hemen açığındaki adalar ile kıyıyı dar bir kumsal şeridi ile bağlar. Marmara Denizi'nde Kapıdağ Yarımadası'nı ana karaya bağlayan tombolo buna bir örnektir (Şekil 3.60b).



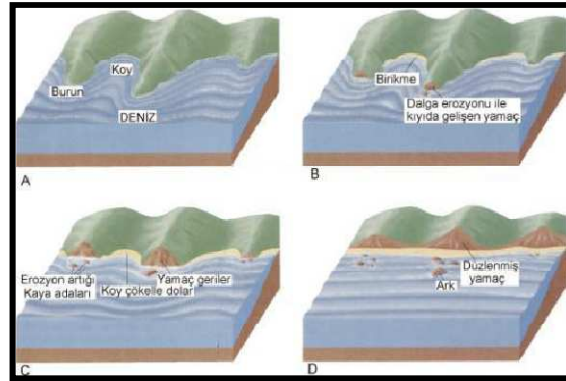
Şekil 3.59:Kıyıya açılı gelen dalga ile sürüklenen ince kırıntılı sedimentlerin, sahil çizgisi geriye büküldüğü yerlerde oluşturduğu kıyı oku (Hamblin ve Cristiansen, 2004'den Yıldırım ve Gökaşan 2007 tarafından değiştirilerek).



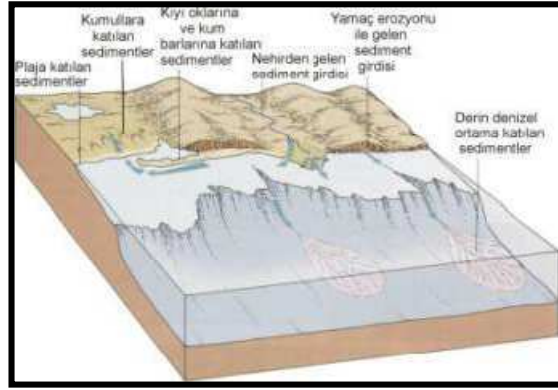
Şekil 3.60:Kıyı boyu akıntıları ile sürüklenen kırıntılı sedimentlerin, kıyıda oluşturdukları yapılar örnekler (Google-Earth'den Yıldırım ve Gökaşan 2007 tarafından alınmıştır). a)Küçükçekmece Lagünü önünde yer alan kıyı kordonu, b) Tombolo ile ana karaya bağlanan Kapıdağ Yarımadası.

Bu tanımlamalardan da anlaşılabilceği gibi plaj ortamları, atmosferik şartlara bağlı olarak doğal halinde dahi sürekli olarak değişen ve oldukça kırılgan bir yapıya sahiptirler. Bu değişim, bir fırtına sonrasında veya mevsimsel değişimlere bağlı olarak

insan tarafından gözlenebilecek sıklıkta gerçekleşebileceği gibi, jeolojik dönemler içerisinde deniz düzeyi değişimlerine veya kıyı erozyonuna bağlı olarak gelişen ve çok daha kalıcı kıyı şekillenmeleri biçiminde de olabilir (Şekil 3.61). Kıyıdaki sert kayalardan oluşan burunlar, dalga enerjisi ile aşındırılırlar. Bu kayalardan koparılan kırıntılı malzeme ise koylara depolanarak plajlar oluşturulur. Bu işlemin uzun vadede devam etmesi sonucu kıyıdaki burunlar düzlenirken, kıyı hattı boyunca kayalardan koparılıp ufalanan kırıntılı malzeme ile sahil hattı boyunca bir plaj oluşumu gerçekleşir (Şekil 3.61). Bu işlem aşamalarından da anlaşılacağı gibi kıyıda meydana gelen dalga aşındırması, bu alandaki birikimin de önemli kaynaklarından birini oluşturmaktadır (Şekil 3.61). Bununla birlikte kıyılarda meydana gelen birikimin en önemli kaynağını akarsular tarafından getirilen çökeller oluştururlar. Böylece, akarsular yoluyla ve dalga aşındırması, kıyıda biriktirilen sedimentlerin iki önemli kaynağını oluşturur. Buna karşın kıyıda biriken çökellerin bir bölümü, rüzgarın etkisi ile karanın içine doğru sürüklenirken (deflasyon) bir bölümü ise, kıta yamacı boyunca türbidik akıntılar veya denizaltı kütle hareketleri ile derin denizlere taşınarak kıyı ortamından uzaklaştırılırlar (Şekil 3.62).



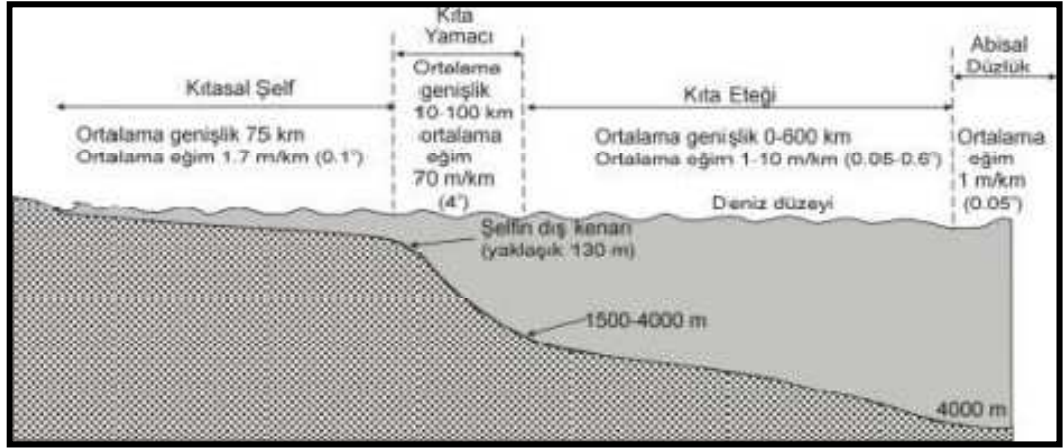
Şekil 3.61:Kırılan dalgaların zaman içerisinde kıyıdaki burunları aşındırıp, koylarda biriktirmeleri sonucu kıyıda gelişen aşınım-birikim işlemi ve kıyı gerilemesi (McGeary vd., 2004'den Yıldırım ve Gökaşan 2007 tarafından değiştirilerek).



Şekil 3.62:Kıyıda meydana gelen sediment getirim ve kayıpları (Hamblin ve Christiansen, 2004'den Yıldırım ve Gökaşan 2007 tarafından değiştirilerek).

3.2.8. Açık Denizlerdeki Yüzey Şekillenmeleri: Şelfler, Kanyonlar ve Yamaçlar

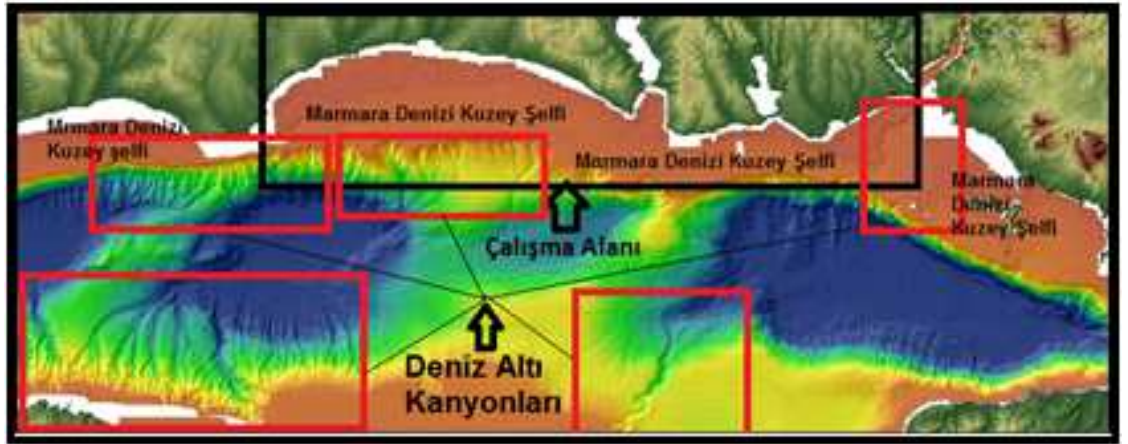
Kıyıdan açığa doğru ilerlendiğinde dalga tabanı ile deniz tabanı arasındaki temas sona erer ve deniz tabanı, dalga enerjisi dışındaki başka faktörlerin etkisi altında şekillenir. Kıyı hattı açığında yer alan ve düşük eğimlere sahip 0–200 m derinlikler arasındaki düzlüğe şelf düzlüğü veya kıtasal şelf adı verilir (Şekil 3.63). Şelf düzlüğünün eğim ve derinlik değerlerinin belirgin olarak değiştiği sınır ise şelfin dış kenarı olarak tanımlanır ve bu hattın açık denize doğru olan göreceli daha dik bölümü kıta yamacı olarak adlandırılır (Şekil 3.63). Kıta yamacı şelf alanlarını, okyanus tabanlarını oluşturan derin abisal düzlüğe bağlar. Kıta yamacının tabanında bulunan ve yamaç boyunca derine doğru kayan çökellerin oluşturduğu düşük eğime sahip bölgeye ise kıta eteği adı verilir (Şekil 3.63).



Şekil 3.63: Kıta kenarının şematik kesiti (Boggs, 2001’den Yıldırım ve Gökaşan 2007 tarafından değiştirilerek).

Şelf alanları dalga enerjisi ile bağıntılı olmadıklarından kıyı alanlarına oranla düşük enerjili bir ortama sahiptirler. Bu durum şelf alanlarının yataya yakın depolanma bölgesi olmasına neden olur. Söz konusu alanlarda bazı denizaltı akıntılarının yaratmış olduğu erozyonel etkilere de rastlanılmaktadır. Bu tür erozyonel etkiler kendilerini “contourite” adı verilen sediment sürüklenmeleri ile gösterirler (Ergin vd., 2007). Şelf alanlarında gözlenen en önemli depolanmalar, akarsuların getirmiş olduğu sedimentlerin kıyıda yığılması sonucu oluşan deltalarlardır. Karadan akarsular yoluyla getirilen tortullar, kıyıda akarsuların denizlere ulaştığı alanlarda yığılarak deltaları oluştururlar. Bu sediment depolanması sırasında sedimentlerin bir bölümü dalga ve akıntı etkisi ile self üzerinde daha derin alanlara kadar taşınarak depolanırlar. Şelfin açıktaki bölümlerinde gerçekleşen bu depolanma, akarsu hakimiyetindeki deltalarda daha belirgin ve büyük hacimlerde gerçekleşir. Özellikle jeolojik dönemler boyunca meydana gelen iklim değişikliklerine bağlı olarak değişen deniz düzeylerinin şelf üzerindeki etkileri çok belirgin olmakta ve kıyı hattı buzul dönemlerinde düşen deniz düzeyine bağlı olarak şelfin dış kenarına doğru ötelenmektedir. Bu dönemlerde yamacın hemen üzerindeki alanlarda daha büyük oranlarda sediment birikimi oluşur. Bu birikimin yamaç boyunca derin alanlara doğru kayması ve bu sırada da denizaltı heyelanları ve kanyonlar oluşturma ihtimali günümüzdeki işlemlerle şelfler üzerinde biriken sedimentlerin bu tür yapıları oluşturma ihtimaline oranla çok daha yüksektir. Şelfin dış kenarlarında meydana gelen tortul depolanması zaman içerisinde dip akıntılar, gaz çıkışları ve tektonik etkilerle tetiklenerek duraylılığını kaybeder ve yamaç boyunca derin deniz

alanlarına doğru akar. Bu akış işlemi iki ana denizaltı şekillenmesini meydana getirir. Bunlardan ilki, bir sonraki bölümde incelenecek olan denizaltı heyelanlarıdır. İkinci sediment taşınma işlemi ise sedimentin yamaç boyunca yoğun bir sıvı şeklinde akması işlemidir. Bu işlem sonucu yamaçlarda kanyon adı verilen vadi benzeri yapılar oluşurlar. Kanyonlar, sahip oldukları değişik uzunluk ve genişlikleri ile kıtasal yamaçlar üzerinde gözlenen en belirgin yapılardır. Örneğin Marmara Denizi kıtasal yamaçları üzerinde çok sayıda denizaltı kanyonu yer alır. Marmara Denizi yamaçlarında gözlenen bu denizaltı kanyonlarından, güney yamaç üzerinde yer alanları çok daha iyi gelişmiş ve belirgindirler. Bunun ana sebebi yakın jeolojik dönemlerden beri Marmara Denizi güneyinde kalan geniş karasal alanları drene ederek taşıdıkları sedimentleri güney Marmara şelfi üzerine yığmış olan akarsular olmalıdır (Şekil 3.64).



Şekil 3.64: Marmara Denizi batimetri haritası üzerinde yer alan kanyonlar.

3.2.9. Marmara Bölgesinin Morfolojisi

Marmara Bölgesinin ana morfolojik elemanları bir bütün olarak ele alındığında platolarla çevrili bir yükselim ve çukurluklar sistematüğinden oluştuğı görülür. Bu elemanlardan KAF'ın tektonik şekillendirmesinin şiddetli olduğu orta kısımda gelişen ana çukurluğa Geç Pliyosen'den itibaren Marmara Denizi yerleşmiştir. Bunun yanı sıra denizin güncel geometrisi de yine çukur ve yükselim alanların sınırlarına bağlı olarak gelişimini sürdürmüştür. Bu kısımda güncel deniz seviyesine göre Marmara Bölgesi jeomorfolojik olarak kara ve deniz alanları olarak 2 ayrı kategoride incelenmiştir. Buna

3.2.9.1.1. Boğazlar

Marmara Denizi komşu denizlerle olan ilişkisini iki adet boğaz vasıtasıyla sağlar. Bu boğazların içerisindeki eşikler Marmara Denizinin günümüzde olduğu gibi geçmişte de hidrodinamik koşullarını (deniz seviyesi ve akıntı sistemi) kontrol etmişlerdir. Bu boğazlar aynı zamanda Karadeniz'in de açık denizlere olan bağlantı yolunu oluşturmaktadır.

Marmara ile Ege arasında geçiş yolu olan Çanakkale Boğazı Eceabat ilçesinde yaptığı dirsek dışında düz olarak KD-GB doğrultuda gelişmiştir. Uzunluğu 62 km, genişliği ise 1,2–7 km arasındadır. Boğaz içerisindeki derinlik yer yer –100 m'nin üzerine çıksa da –65 m bir eşik derinliğine sahiptir. Çanakkale boğazı Marmara içerisine –75 m derinliğinde bir kanyon morfolojisiyle giriş yapar. Oluşturduğu bu yapı günümüzde Şarköy açıklarındaki 50 m'lik platform nedeniyle güney Marmara kıyılarına doğru yönelmekte ve Bayramdere deltası önlerinde sonlanmaktadır. Bu morfolojinin Würm regresyon dönemi süresince geliştiğini ve Çanakkale boğazı üzerinden Marmara gölüne akan akarsuyun Biga ve Gönen çaylarının da katılımıyla Tekirdağ basenine ulaştığı düşünülmektedir (Smith vd., 1995, Aksu vd., 1999, Kazancı vd., 1997.) Bu morfoloji detaylı batimetrik haritalarda kolaylıkla izlenmektedir. Çanakkale boğazının gelişim modellerinde tektonizma kontrollü akarsu şekillendirilmesi tartışılmaktadır.

Marmara Denizinin Karadeniz ile bağlantısını sağlayan İstanbul Boğazı'nın uzunluğu 31 km, genişliği 0,7 km ile 3,5 km arasında değişmektedir, ortalama derinliği 50 m olup en derin noktası –108 m ile Bebek-Kandilli arasındadır. Bununla birlikte boğazın Karadeniz çıkışında –35 m'lik bir eşik deniz seviyesi değişimlerini kontrol etmektedir. Boğazın genel yönelimi KD-GB'ya doğru olsa da kendi içerisinde keskin dirseklerle yönünü birkaç kez değiştirmektedir. İstanbul Boğazı'nın gelişim modellerinde (Gökaşan vd., 1997, Demirbağ vd., 1999, Oktay vd., 2002) yaygın kanı boğazın, Pliyosen'den günümüze fay kontrolünde gelişmiş vadi ve çöküntü alanlarına yerleşen akarsuların değişen kaide seviyesine göre gençleşerek ve yataklarını derinleştirerek oluşturduğudur.

3.2.9.1.2. Şelf alanı

Marmara Denizinin asimetrisi en çok şelf alanlarında belirgindir. Güney Marmara şelfi büyük bir oranda sediman getirimine ve aktif tektonizmaya bağlı olarak, Kuzey Marmara Şelf alanına göre belirgin bir derecede geniş yayılıma sahiptir. Bu asimetrisinin oluşmasında regresyon döneminlerinde güneydeki akarsuların önceki alüvyon yataklarını aşındırarak kıyı ilerisine doğru taşımalarının payı önemlidir.

Güney Marmara şelfinin sınırı olan 100 m eş derinlik eğrisi (Smith vd., 1995) batıda Armutlu burnundan başlayıp, İmralı Adası-Marmara Adası önlerinden geçerek doğuda Çanakkale boğazının kanyon morfolojisi ile birleşerek sonlanır. Burada dikkat edilmesi gereken bir husus da şelfin doğu kısmının batıya göre daha düşük bir eğimle havzaya bağlanıyor olmasıdır. Örneğin Marmara Adasının hemen önünde (2–5 km açıktaki) şelf alanı sonlanmakta ve yerini derin vadilerle yarılmış durumda olan kıta yamacına bırakmaktadır. Şelf içerisinde Gemlik ve Bandırma Körfezlerinde olmak üzere iki adet çöküntü alan bulunmaktadır. Bu alanlar da buzul çağlarında deniz seviyesindeki düşmelere bağlı olarak göl haline gelmişlerdir (Aksu vd. 1999). Şelf üzerinde detaylı sismik yansıma ve sondaj çalışmaları yapılmıştır. Bu araştırmalar şelf sedimanlarının kalınlıkları ve yayılımları korele ederek Marmara'nın kuvaternerdeki oşinografik, sedimantolojik, tektonik ve morfolojik evrimine ışık tutacak veriler elde edilmiştir (Smith vd., 1995, Aksu vd., 1999, Çağatay vd., 2000).

Kuzey Marmara şelfi ise, doğuda Tuzla tombolosu açıklarından başlayarak Prens Adalarının (Yassıada ve Sivriada) önünden geçerek Marmara Ereğlisi'ne kadar simetrik bir yay çizer. Yayın simetrisi şelfin Büyükçekmece açıklarında denize doğru bir miktar ilerlemesiyle kesintiye uğrasa da, genişliği büyük oranda kıyı geometrisine bağlıdır. Tekirdağ açıklarında ise kıyıya tamamen paralel bir gidişle Ganos dağları girişinde sonlanır. Şelf, Marmara çukurluklarına çok yüksek eğimle ve dik, dar ve derin vadi sistemleriyle bağlanır. Bu durum şelfin dış noktalarında şelf üzerinde gözlenen çökellerin birikemeyerek türbidit akıntılarla çukurluklara boşalmasına yolaçmaktadır. (Smith vd., 1995, Aksu vd., 1999).

3.2.9.1.3. Çukurluklar

Marmara Denizi içerisinde birbirinden sırtlarla ayrılan 3 adet derin çukurluk bulunmaktadır. Kuzey Anadolu Fayının Marmara içerisindeki devamının oluşturduğu bu çukurluklar doğudan batıya doğru sırasıyla GD-KB yönlü (Armutlu Burnu-Prens Adaları) Çınarcık Çukurluğu (-1270 m), KD-GB yönlü (Marmara Ereğlisi) Orta Çukurluk (~-1273 m) ve Tekirdağ Çukurluğu (-1221 m) olarak isimlendirilmişlerdir. Bunların yanısıra Silivri açıklarında D-B uzanımlı ve elips şekilli bir çukurluk da (~-700 m) bulunmaktadır. Bu havzalar birbirlerinden tektonizma kontrolünde yükselmiş KD-GB yönlü denizaltı sırtlarıyla (~-600 m) ayrılmaktadır (Şekil 2.4 ve Şekil 2.5).

Marmara Denizi çukurlukları üzerine bugüne kadar sonuçları yayınlanmış en detaylı batimetri verileri Deniz Kuvvetleri Komutanlığı Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi TCG Çubuklu-I gemisi ile Fransız Ifremer R.V. Le Suroit gemisinin yaptığı araştırmalarla üretilmiştir. Bu iki gemi tarafından üretilen verilerin yanısıra henüz yayınlanmamış olan diğer veriler de birleştiğinde yakın gelecekte Marmara Denizi'nin son derece detaylı bir batimetrisi elde edilmiş olacaktır. Yakın zamanda üretilen bu batimetri haritaları Marmara Denizi içerisinde bugüne kadar bilinen çukurluk ve sırtların detay morfolojisine ilave olarak çok sayıda yeni yapının da ortaya çıkmasına neden olmuştur. Bu yapılardan başlıcaları bilhassa dik şevler önündeki heyelanlar, çukurlukları besleyen kanallar ve Marmara Denizi içerisine gömülmüş akarsu kanallarıdır. Bu dere yataklarından en belirgin olanı İmralı Adası batısından gelerek Çınarcık Çukurluğu'na uzanan akarsu yatağıdır. Yatağın gömük menderes tipinde olması dikkat çekicidir.

Çınarcık Çukurluğu İzmit Körfezi çıkışında Yalova açıklarından başlar, KB-GD doğrultusunda genişleyerek ilerler ve Küçükçekmece açıklarında son bulur. Çukurun en derin yerini oluşturan Yalova açıklarındaki güncel sediman kalınlığı yaklaşık ~150 m civarındadır ve türbidit akıntılarla gelişmiştir. Bu kalın sedimanter istifinin kaynağının kuzey ve güney sınırlarında gelişen heyelanlar olduğu düşünülmektedir.

3.2.9.1.4. Adalar

Marmara Denizi'nin önemli bir unsuru da adalardır. Bunlar kuzeyde yeralan Prens Adaları, Bakırköy açıklarındaki Yassı Ada, Hayırsız Ada ile güneyde yeralan Marmara Denizindeki en büyük ada olan ve denize adını veren Marmara Adası, Avşa, Paşalimanı ve İmralı Adası ile Ekinlik, Koyun, Mamalı, Hasır, Pala, Fener, Asmalı adacıklarıdır. Derinliği 80 metreyi aşmayan bir şelf üzerinde yeralan bu adaların tümü kayalık kıyılara sahiptir. Bu adaların yukarıda sözü edilen son deniz transgresyonu (Flandriyen) sonucunda bugünkü yapılarını kazandıkları kabul edilmektedir (Smith vd., 1995).

3.2.9.1.5. Kara Alanının Morfolojisi

Kara alanlarında izlenen en önemli morfolojik elemanlar; Çatalca-Kocaeli penepleni, Saros, Kapıdağ, Bandırma ve Armutlu yükselimleri ile İznik Gölü, Gönen-Biga havzası ve Karacabey-Manyas depresyonudur.

Marmara'yı çevreleyen platonun yayılımı Kuzey Marmara'nın doğusunda İzmit kıyılarından batıya, Tekirdağ kıyılarına kadar kıyı gerisine de uzanacak şekilde kesintisiz olarak devam etmektedir. Çatalca-Kocaeli penepleni olarak da adlandırılan bu kesim üzerinde yükseklikler 100-400m'ler arasında yayılım gösterir. Platonun İzmit Körfezi'nin kuzey kıyıları boyunca denize kavuşan vadileri boyunca taşınan alüvyal malzeme önemli bir birikim oluşturmazken, İstanbul Boğazı'nın batısında kalan ve Marmara Ereğlisi'ne kadar uzanan alanda geniş tabanlı vadilerde biriken alüyonlar dar ve uzun ovalar oluşturmuşlardır (Sazlı, Ayamama ve Eski dereleri vadileri tabanları gibi).

3.3.1. Tektonik Konum

Marmara Denizi Türkiye'nin farklı eski ve yeni tektonik birliklerinin biraraya geldiği kritik bir bölgede yer almaktadır (Şekil 3.67). Kuzeybatıda yer alan Trakya Yarımadası kalınlığı 9 kilometreye varan Tersiyer yaşlı çökellerle dolu bir sedimenter havza şeklindedir. Bu havza kuzeyde Istranca Masifi üzerinde gelişmiştir. Güneyde ise havza temelinde Keşan-Mecidiye köyü civarında Istranca Masifi'ne benzer özellikteki metamorfik kayalar; Şarköy civarında ise ofiyolitik bloklar izlenmektedir. Güneyde yer alan bu ofiyolitik kayalar İntra-Pontid sutureunun (Şengör ve Yılmaz, 1981) artıkları olarak değerlendirilmiştir (Okay ve Tansel, 1994). Marmara Denizi'nin kuzeybatısında Çatalca'dan doğuda kalan kesim İstanbul Zonu adı ile bilinir (Şekil 4.58, Okay, 1989 ve Emre vd., 1998). Bu zonda Paleozoyik yaşlı çökel bir istif bilinen temeli oluşturur. Bu temel üzerinde Triyas'tan Kuvaterner'e kadar uzanan çökeller, kuzeyde Karadeniz kıyısında ise Üst Kretase yaşlı volkanitler vardır. Marmara Denizinin güneyinde Sakarya Zonu bulunur. Çanakkale'den Gemlik'e kadar uzanan bir kıyıya sahip olan bu tektonik birlik Triyas ve öncesi yaşta bir temel ile bunun üzerinde gelişmiş olan Jura ve daha genç çökellerden oluşmaktadır (Şekil 3.67 ve 3.68).



Şekil 3.67: Kuzeybatı Anadolu'nun tektonik birlikleri (Okay, 1989 ve Emre vd., 1998 den düzenlenerek alınmıştır).

Son dönemlerdeki çalışmalarda ise daha çok Marmara Denizi içerisindeki fayların geometrisine ağırlık verilmiştir. Marmara Denizi yukarıda da belirtildiği gibi jeolojik açıdan oldukça genç bir havzayı temsil etmektedir. Bu havzanın oluşumu hakkındaki veriler havza kenarlarından ve bizzat havza içerisinde alınan veriler olmak üzere iki kısımda ele alınabilir. Bu iki kısma ait veriler sırasıyla ele alınmaktadır:

Marmara çevresinde Neojen yaşlı kayaların en iyi çalışıldığı yerlerden biri Gelibolu-Çanakkale civarlarıdır. 19. Yüzyıl sonunda Tchiatcheff (1863–1867), Calvert ve Neumayer (1880), Andrussov (1896), Newton (1904) gibi araştırmacıların dikkatini çeken bölgede bu dönemde daha çok paleontoloji, sedimentoloji ve stratigrafi ağırlıklı çalışmalar yapılmış; 20. yüzyılın başından itibaren de bunların yanısıra jeomorfolojik ve tektonik ağırlıklı araştırmalar gerçekleştirilmiştir.

Gelibolu-Çanakkale yöresinde Neojen istifi Oligosen-Eosen çökelleri üzerinde bariz bir açıl diskordansla başlar. Bu açıl diskordans, bölgenin Neojen çökeliminden önce bir süre kara halinde kalarak aşındırıldığının işaretçisidir. Neojen istifinin tabanında yeralan Orta Miyosen yaşlı (Saltık, 1974; Sümengen vd., 1987; Şentürk vd., 1987) Gazhanedere formasyonu bir göl ve akarsu ortamı ürünü olup, bu dönemde bölgede karasal koşulların hüküm sürdüğünü göstermektedir. İstifin daha üstündeki Kirazlı formasyonu çapraz tabakalı, yer yer pelecypod ve gastropod kavkı parçaları içeren ince-orta taneli kumtaşları ile nadiren de kumlu, siltli çamurtaşı ve çakıltaşlarından oluşmuştur. Bu formasyon yer yer deniz girdileri olan bir akarsu ortamında çökelmiş olup tatlı su molluskları ve bol sayılabilecek karasal omurgalı fosilleri içerir. İçerdiği fosillere göre bu birim Orta Miyosen-erken Üst Miyosen yaşındadır (Sümengen ve. diğ., 1987). Gelibolu Yarımadası'nda istifin daha üstünde gölsel çamurtaşı ve siltli killi kumtaşları vardır. Bol ostrakod ve omurgalı fosili içeren birim omurgalı fosillere göre Geç Vallesiyen; ostrakodlara göre ise Alt-Orta Pannoniyen yaşlıdır (Sümengen vd., 1987; Şentürk vd., 1987). İstifin en üstündeki Bayraktepe üyesi altta tatlı su mollusk ve ostrakodları içeren çamurtaşı ve siltli, killi kumtaşlarından üste doğru ise denizel fosilli kumtaşları ve orta-kalın tabakalı mactra ve pelecypod'lu kireçtaşlarından oluşmuştur. Kalıcı bir deniz transgresyonunun işaretleri ilk olarak Geç Miyosen yaşlı bu üyenin üst

seviyelerinde görülür. Bayraktepe üyesinin Gelibolu Yarımadası'nda ostrakodlara göre yaşı Orta Pannoniyen; Saros Körfezi 'nin kuzey sahillerinde ise Sarmasiyen-Ponsiyen'dir (geç Orta Miyosen-Üst Miyosen), ve pelecypod ve gastropod fosillerine göre yaşı ise Üst Dasiyen'dir (Erken Pliyosen; Sümengen vd. 1987; Şentürk; 1987). Gelibolu Yarımadası'nda görülen ve daha üstte yeralan Conkbayırı formasyonu, gevşek tutturulmuş, çakıltası, kumtaşı ve çamurtaşlarından oluşmuş aluviyal yelpaze çökelleri ile temsil edilir. Birim kendisinden yaşı kayaları uyumsuzlukla örter. Gelibolu Yarımadası'nda ters faylarla denetlenen yükselimlerin önünde çökelmiş olan Conkbayırı formasyonu olasılıkla Alt Pliyosen-Alt Pleistosen yaşındadır.

Marmara Denizi'nin kuzey kıyısında Neojen çökellerinin yaygın görüldüğü bir diğer bölge İstanbul'un Avrupa yakasıdır. Burada Büyükçekmece'den başlayan Neojen yaşı birimler doğuda Haliç yakınlarına kadar uzanan bir alanda Marmara Denizi kuzey kıyılarını oluştururlar. Bu birimlerin tabanında Karbonifer yaşı kırıntılılar, Orta-Üst Eosen yaşı bol mercan ve alg fosilli resifal kireçtaşları ile yer yer de karasal ve gölsel (acısu) bir ortam ürünü olan Oligosen yaşı kumtaşı, çakıltası, fosilli mikritik kireçtaşı, ince kum ve silt araseviyeli kilaşları ve tüfitlerden oluşan Gürpınar formasyonu bulunmaktadır.

İstanbul Neojeni'nin en alt birimi olan Çukurçeşme formasyonu çimentolu veya çimentosuz kil, silt ve çakıl arakatkılı, tutturulmamış ya da kötü tutturulmuş, yer yer omurgalı kemik ve diş kalıntıları içeren bol mikalı kum ve kumtaşlarından oluşur. Bu birimin bazı seviyelerinde ince seviyeler halinde Unio ve Macra fosilleri içeren marn ve killer ile ince kömür arakatkıları da bulunur. Üst Miyosen (Panoniyen) yaşı (Sayar ve Pamir, 1933; Arıç, 1955; Sayar, 1977; Sayar, 1989) Çukurçeşme formasyonu daha alttaki birimleri uyumsuz olarak örter. Birim tabanda örgülü akarsu ortamında depolanmıştır. Unio ve Macra kapsayan düzeyleri ise acısu ortamını yansıtır.

Çukurçeşme formasyonunun üzerinde geçişli olarak duran ya da Karbonifer çökellerini uyumsuz olarak örten Güngören formasyonu altta paralel laminalı killer (İstanbul kili veya Süleymaniye kili) üstte ise ince kum mercekli marn ve kireçtaşı ara tabakalı

killerden oluşur. Göl ortamında çökelmiş olan Güngören formasyonu üste doğru sayı ve kalınlıkça artan kireçtaşı aratabakaları içermeye başlar ve böylece tedricen Bakırköy formasyonuna geçer. Güngören formasyonu içerisindeki memeli, bivalv ve balık fosilleri Orta-Üst Miyosen (Sarmasiyen-Panoniyen) dönemini ve gölsel bir ortamı belirtmektedir. Bakırköy formasyonu, egemen olarak kil ve marn arakatlı bir kireçtaşından oluşur. Kireçtaşları bol Mactra fosilli, yer yer tebeşirimsidir. Bakırköy formasyonu genel olarak acı su ortamında gelişmiştir. Ancak Melanopsis ve Unio gibi fosilleri de kapsamı, çökelim evrimi içinde zaman zaman tatlısu ortamının varlığına da işaret etmektedir. Bakırköy formasyonu Üst Miyosen (Panoniyen-Ponsiye) yaşlıdır.

Kocaeli Yarımadası'nda Neojen yaşlı çökeller Paleozoyik ya da Mesozoyik yaşlı çökeller üzerinde diskordan olarak oturan karasal kırıntılılarla temsil edilmektedir. Üzerinde detaylı bir çalışma yapılmamış ve fosil bulgusu olmayan bu karasal çökellere çeşitli araştırmacılar tarafından Alt-Orta Miyosen (Emre vd., 1998) ile Pliyo-Kuvaterner (Ketin, 1983) arasında değişen yaşlar verilmiştir.

Marmara Denizi'nin güneyinde Neojen yaşlı birimlerin geniş mostra verdiği yerlerden biri Armutlu Yarımadası'dır. Burada istif Eosen ve daha yaşlı kayalar üzerinde açılacak bir diskordansla oturan Mudanya formasyonu ile başlar. Akarsu ve alüvyal yelpaze ortamında çökelmiş olan ve başlıca çakıltı, kumtaşı ve çamurtaşlarından oluşan bu birim içerisindeki memeli fosilleri Üst Miyosen'i göstermektedir (Emre vd., 1998). Bu karasal çökelleri üste doğru Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı kum, silt, kıltaşı, kireçtaşı ve karbonatlı kumtaşlarından oluşan Yalova formasyonu izler (Sakıncı ve Bargu, 1989; Emre vd., 1998). Bu birim ılık ve sıcak bir denizel ortamı yansıtmaktadır.

Marmara Denizi'nin güneyinde Mudanya ve daha batıda kalan alanlarda Neojen çökelleri de genellikle Armutlu Yarımadası'nda tanımlanan Neojen istifi ile benzer özelliklere sahiptir.

Marmara Denizi içerisindeki Neojen çökelleri hakkındaki bilgilerimiz kıyılardaki Neojen çökellerine oranla son derece kısıtlıdır. TPAO ve Marathon Oil tarafından açılan

sondajlardan Işıklar-1, Doluca-1 ve Kuzey Marmara-1 kuyularında Çanakkale-Gelibolu Neojeni ile korele edilebilir Miyosen istifleri kesilmiştir.

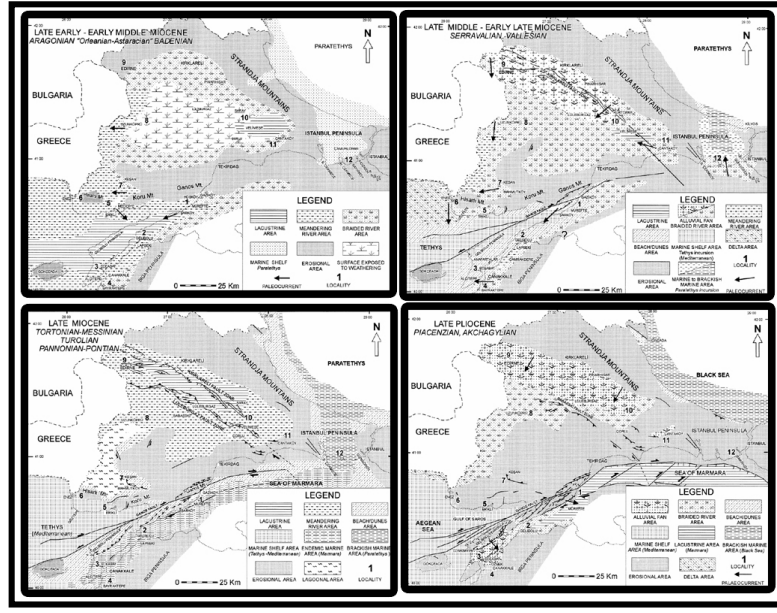
Yukarıda tanıtılan Neojen çökelleri topluca değerlendirildiğinde Marmara çevresinde erken ve orta Miyosen’de karasal bir rejimin egemen olduğu görülmektedir. Bu ortamda geniş göller ve akarsular çökelimi oluşturan ve denetleyen unsurlar olarak dikkati çekmektedirler. Ancak orta Miyosen sonundan itibaren bölgede denizel çökeller görülmeye başlar. Bu çökellerin karasal birimlerle ardalanması, genellikle kıyı tipi çökellerle temsil edilmeleri, sık ve sıcak bir ortamı işaret eden fosiller içermeleri denizin derin bir ortam haline gelmediğini göstermektedir. Diğer yandan bu fosillerin Akdeniz kökenli olması Marmara Denizi’ne ilk suların Saros Körfezi’nden geldiğini işaret etmektedir. Görür vd. (1997) bu deniz girdisinin orta Miyosen sonu-geç Miyosen başında Saros Körfezi ile İstanbul arasında dar bir koridor şeklinde uzandığını ve bu koridorun henüz başlamakta olan Kuzey Anadolu fayı tarafından oluşturulmuş olabileceğini belirtmektedirler.

Tüysüz vd. (1998) ise Kuzey Anadolu fayının erken Pliyosen’de gelişmeye başladığını ve başlangıçta kompresyonel bir etki yaratarak bölgeyi yükselttiğini bunun sonucunda da Conkbayırı formasyonunun çökeldiğini belirtmişlerdir. Yazarlara göre bugün bölgede varlığı bilinen ve Saros Körfezi’nin açılımından sorumlu olan gerilmeli rejim ise geç Pleistosen(?)-Kuvaterner’de gelişmiştir. Yaltırak vd. (1998) ise Trakya Yarımadası’nın Trakya ve Ganos fayları boyunca hareket ederek saatin tersi yönünde döndüğünü, bunun sonucunda da Gelibolu Yarımadası ve Ganos Dağı’nda sıkışmaların meydana geldiğini, Kuzey Anadolu fayının ise bundan da sonra geliştiğini ileri sürmüşlerdir.

Miyosen başında Tetis okyanusunun kapanması ile Marmara Denizi ve Karadeniz’in de içerisinde bulunduğu büyük bir kuşağın dünya denizleri ile bağlantısı kesilmiş, bu alan doğuda Hazar Denizi batıda ise Panoniyen havzasına kadar uzanan sık ve kapalı bir deniz haline gelmiştir. Paratetis adı ile bilinen bu kuşak birbirinden kara parçaları ile ayrılan, ya da birbirine dar su yolları ile bağlanan havzalara ayrılmıştır. Havza

stratigrafisini doğrudan etkileyen bu bağlantılar ise tektonik etkilerin yanısıra deniz seviyesindeki değişimlerle, dolayısı ile iklimle doğrudan ilişkilidir. Akdeniz ile Karadeniz arasında bir geçit durumunda olan Marmara Denizi bu iki büyük denize Çanakkale ve İstanbul boğazları vasıtası ile bağlanmaktadır. Marmara Denizi jeolojik geçmişte de Karadeniz vasıtası ile Paratetis ile Akdeniz vasıtasıyla da dünya denizleri ile bağlantılı hale gelmiş ve bu iki denizi birbirine bağlamıştır. Bu nedenle Marmara Denizi'nin evriminde bu iki denizin etkisi son derece önemli olmuştur.

Karadeniz güney kıyılarında erken Miyosen sonu-orta Miyosen başında (Tarkaniyen) bir transgresyon başlamıştır. Bu transgresyonun ürünü olan çökeller içerisindeki fosil toplulukları ise Karadeniz'in merkezi Paratetis havzaları ile bağlantılı olduğunu işaret etmektedir. Bu transgresyonu takiben Karadeniz kapalı bir ortam haline gelmiş ve bu ortamda Doğu Paratetis'e özgü endemik bir fauna topluluğu yaşamıştır. Aynı dönemde Marmara Denizi çevresinde yukarıda tanıtılan karasal çökellerin gelişmiş olması Karadeniz-Marmara bağlantısının mevcut olmadığını göstermektedir. Orta-geç Miyosen'de Karadeniz suları minimum seviyeye inmiş hatta yer yer tümüyle çekilmiştir. Aynı dönemde Akdeniz bütünüyle kuruyarak bir evaporit havzası haline gelmiştir (Messiniyen krizi, Hsü, 1977). Marmara çevresinde en geç Miyosen'de gelişmiş olan çökeller içerisinde bulunan Mactra fosilleri Marmara Denizi'nin bu dönemde Paratetis tarafından işgal edildiğini göstermektedir. Sakınc vd. (1999) Paratetis-Marmara bağlantısının Terkos Gölü-Küçükçekmece yoluyla tesis edilmiş olabileceğini belirtmişlerdir (Şekil 3.70).



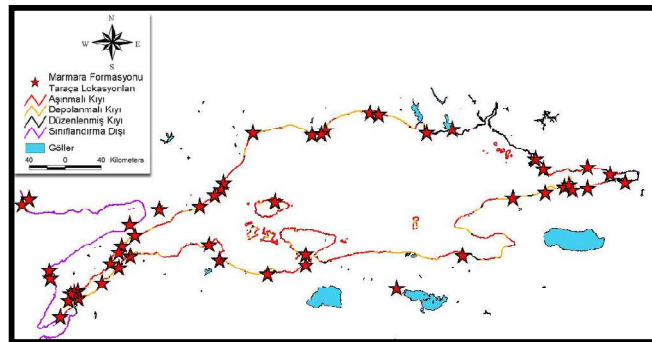
Şekil 3.70:Trakya Havzasının Miyosen-Pliyosen paleocoğrafya haritası (Sakinç vd., 1999).

Pliyosen’de Kuzey Anadolu Fayı ve kolları tarafından yaratılan kompresyonel yapı nedeniyle Kuzey Marmara’da yükselmeler gelişmiş, güneyde de Paratetis tipi denizel ortamlar yükselerek kara haline gelmiştir. Bunu takiben Akdeniz’in okyanuslarla bağlantısı kurulmuş ve yeniden derin sularla kaplanmış, bunun sonucu olarak da Marmara’ya Akdeniz suları girmeye başlamıştır. Marmara Denizi’nin doğu ve güney kısımlarındaki karasal ortamlar da yerini tedricen ılık ve sıcak bir denizel ortama bırakmaya başlamıştır. Pliyosen’de Marmara Denizi’ni kaplayan Akdeniz suları bugünkünden daha geniş bir alanı kaplamışlardır. Bugünkü kıyı çizgisinden içeride bulunan denizel çökeller bunun en açık delilidir. Ancak Kuzey Anadolu Fayı henüz yeterince etkili olmadığı ve daha çok sıkışmalı bir yapıya sahip olduğu için bugünkü derinliğine ulaşmamış olan Marmara Denizi bu dönemde Akdeniz’in uzantısı olan ılık bir deniz konumunda bulunmakta idi.

Marmara Denizi’nin bugünkü yapısını kazandığı dönem Kuvaterner (Pleistosen ve Holosen)’dir. Kuvaterner yaşlı denizel çökeller Marmara Denizi çevresinde farklı seviyelerde yer almaktadır. Bu farklılık iklime bağlı deniz seviyesi değişimlerinin yanısıra tektonik nedenlerle bölgenin yükselmesinin de doğal bir sonucudur. Marmara Denizi çevresindeki Kuvaterner çökelleri, bugünkü deniz düzeyinden yaklaşık 3 m ile

50 m yi aşan değişik yüksekliklerde duran ve birbirine yanal ve düşey geçişli denizel ve karasal taraçalardan ve genç alüvyonlardan oluşmaktadır. Denizel taraçalar bir kaç m den 50 m'ye varan kalınlıklar sergiler ve genellikle birbiri ile ardalanan bol kavkılı, çakıl ve kum matrisli litolojilerle temsil edilirler. Güney Trakya sahillerinde yaygın olan bu taraçalar, tüm Marmara kıyılarında *Ostrea edulis* işaretçi seviyeleriyle deneştirilebilen özelliklere sahiptir. Bu nedenle Sakıncı ve Yaltırak (1995) tarafından Marmara formasyonu adı altında toplanmışlardır (Şekil 3.71).

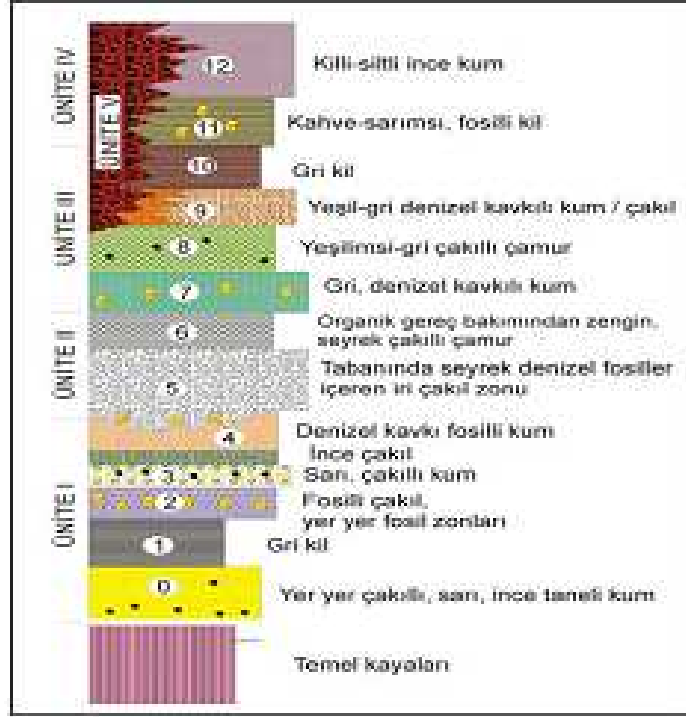
Çanakkale-Gelibolu yöresindeki denizel taraçaların yaşları değişik çalışmacılara göre Üst Pliyosen(?)– Üst Pleistosen arasında değişir (Erinç, 1956; Güney, 1964; Şentürk vd. 1987; Sakıncı ve Bargu, 1989; Erol, 1992; Sakıncı, 1993; Sakıncı ve Yaltırak, 1995; Meriç, 1995, Yaltırak, 2002). Marmara Formasyonunun en ilginç mostraları Kuzey Marmara'da Saros kıyılarının değişik lokalitelerinde ve kıydan 10 km içerde Evreşe ovasının doğu ucunda bulunur. Birim güney Trakya sahillerinde ve Enez'de Oligosen ve Üst Miyosen-Alt Pliyosen'i, Çanakkale Boğazında Üst Miyosen ve Pliyosen'i transgresif olarak örter. Marmara Denizi'nin güney kıyısında Karamürsel-Altınova arasında ve Hersek deltasında da Geç Pleistosen yaşlı taraçalar bulunmaktadır (Sakıncı ve Bargu, 1989). Bunlar da stratigrafik dizilimleri açısından sık değişim göstermekle birlikte fosil kapsamı açısından Kuzey Marmara'daki taraçalarla benzer özelliktedir (Şekil 3.71.)



Şekil 3.71:Marmara Denizi kıyılarındaki Pleistosen taraçaları (Yaltırak vd., 2002).

Marmara Denizi güney kesiminde yeralan Kuvaterner birimlerinden en geniş yayımlı olanları Armutlu Yarımadası'nın kuzeyinde Hersek ve Lale Dere deltalarında

bulunmaktadır. Lale Dere deltasını oluşturan Pleistosen ve Holosen birimlerinin genelleştirilmiş bir stratigrafi kesiti Şekil 3.72’de verilmiştir. Buna göre deltayı oluşturan formasyonlar litolojileri, çökdikleri ortamlar ve fosil içerikleri gibi özellikleri dikkate alınarak beş üniteye ayrılmıştır (Tüysüz ve Genç, 2000).



Şekil 3.72:Lale Dere deltasının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Tüysüz ve Genç, 2000).

Bölgenin görülür en alt birim olan Ünite I'in en alt birimi bivalv kavkıları içeren sarı renkli, yer yer çakıllı kötü tutturulmuş ince taneli kumlardır. İçerisinde zaman zaman yığınlar/banklar oluşturacak kadar bol denizel fosil bulunmaktadır. Bu ünite gerek litolojisi gerekse fosil içeriği açısından Tirenien taraça çökelleri ile kıyaslanabilir (Chaput, 1936; Erinc, 1956; Göney, 1964; Akartuna, 1968; Bargu ve Sakinç, 1989; Sakinç ve Bargu, 1989; Paluska vd., 1989, Sakinç vd., 1999). Akdeniz faunasını işaretleyen bu seviyelere U/Th yöntemi ile 130.000 yıl yaş verilmiştir (Paluska vd., 1989). Ünite II erozyonel bir tabanla Ünite I üzerine oturan çakıltaşları ile başlar. Tabanında denizel kavkılar içeren bu kanal yapılı çakıltaşları kötü boylanmalı, yuvarlak taneli, tane destekli bir yapıdadır. Ünite II aşınma ve taşınma işlevlerinin egemen olduğu bir dönemin ürünü olup olasılıkla denize kavuşan bir akarsu çökelişini işaret

etmektedir. Bu nedenle Ünite II nin deniz seviyesinin düştüğü bir glasiyal evreyi temsil ettiği, bir diğer deyişle 15-40.000 yıla karşılık geldiği düşünülebilir.

Ünite III gri renkli, bol denizel kavkı içeren kumlarla başlar. İyi boylanmış, ince taneli bu kumlar içerisinde bol miktarda iyi korunmuş bivalv fosilleri bulunur. Üste doğru içerisinde Pecten ve Ostrea gibi denizel kavkılarının da bulunduğu yeşilimsi gri renkli çakıllı çamurlar izlenir. Ünite III içerisindeki fosillerin de belirttiği gibi denizel bir birimdir. Bu fosillerin Akdeniz kökenli olması deniz seviyesinin bu birimin çökeldiği dönemde yükselmiş olduğunu ve Akdeniz ile Karadeniz'in bağlantılı olduğunu ifade eder. Bu dönem ise Marmara Denizi içerisi ve çevresindeki jeolojik çalışmalara göre 7.000 yıldan daha gençtir. Ünite IV çökelleri kahverengimsi, sarımsı renkli killi ve killi siltli ince kumlar ve sahil kumlarından oluşur. Killi ve siltli kumlar içerisinde karasal Gastropod fosilleri, tuğla ve kömür kırıkları bulunması bu birimlerin tarihsel dönemlerde gelişmiş karasal çökeller olduğunu işaret etmektedir. Bunların daha üstünde ise bitkisel toprak bulunmaktadır. Ünite V ise Armutlu fayının önünde yeralan yamaç molozları ile temsil edilmektedir. Kaba, çok kötü boylanmış ve köşeli çakıllardan oluşan bu birimin egemen malzemesi Triyas kumtaşlarından derlenmiştir. Bu birim içerisinde izlenen yaklaşık 30 cm kalın bir seviye ise denizel kavkılar, memeli kemik ve dişleri ile kömür ve tuğla parçaları içermektedir. Bu seviye ani bir deniz basmasının işaretçisi olarak değerlendirilmekte olup bu seviyeden alınan kemik fosilleri 2800 yıl öncesine aittir (Tüysüz ve Genç, 2000).

Marmara Denizi çevresinde yeralan denizel Kuvaterner çökelleri yukarıda da tanıtıldığı gibi farklı kalınlıkta olup bugünkü deniz seviyesine göre 40 cm ile 50 metre yukarda durmaktadırlar. Tirenien (Orta-Üst Pleistosen) yaşlı (Erinç, 1956; Akartuna, 1968; Erol ve Nuttal, 1973; Sakınç ve Bargu, 1989; Sakınç ve Yaltırak, 1997) bu denizel çökellerin farklı seviyelerde bulunması farklı araştırmacılarca çeşitli şekillerde yorumlanmıştır. Bir görüşe göre (Erinç, 1954; Erol ve Nuttal, 1973) denizel çökellerin farklı seviyelerde bulunması Kuvaterner'de buzullararası dönemlerdeki deniz seviyesi değişimleri nedeniyledir. Diğer bir görüşe göre ise Kuvaterner denizel çökellerinin farklı kalınlıkta olması ve farklı taban seviyelerinde durması genç tektoniğin eseridir (Sakınç ve Yaltırak, 1997; Tüysüz vd., 1998, Yaltırak vd., 2002). Bu dönemde Kuzey Anadolu fayının geniş bir fay zone haline geldiği, gerilmeli bir nitelik kazandığı ve

bugünkü Marmara Denizi Bölgesi'nin çek-ayır havzaların oluşumu sonunda derin çukurlukların gelişmeye başladığı kabul edilmektedir (Şekil 3.65).

Marmara formasyonunun Karadeniz'deki yaşlıları Eski Öksin, Uzunlar ve Karangat çökellerini içerir. Pliyosen başında kuzeydeki Karadeniz'de su seviyesi düşmüş, Hazar ile Karadeniz arasındaki bağlantı kopmuş, böylece Karadeniz bir tatlı su gölü haline gelmiştir. Ancak Geç Pliyosen'den itibaren Karadeniz çökellerinde önemli oranda tuzlanma görülmesi Karadeniz'in dünya denizleri ile bağlantısının yeniden kurulduğunu göstermektedir. Marmara çevresinde yeralan Çavda dönemi Özbek Formasyonu ve bu Formasyonun Marmara-1 kuyusunda kesilen eşdeğerleri altta Paratetis, üstte ise Akdeniz fosilleri içermektedir. Çavda dönemini takiben bir çökmezlik dönemi yaşanmıştır. Bunu takip eden Eski Öksin safhasında Karadeniz ve Hazar Denizi arasında Maniç çukurluğu vasıtası ile bağlantı sağlanmıştır. Mürefte'de bulunan Eski Öksin çökelleri İstanbul Boğazı vasıtası ile Karadeniz-Marmara bağlantısının da açık olduğunu göstermektedir. Sularını Akdeniz'e boşaltan ve böylece giderek tatlılaşan havzaya Eski Öksin sonunda Akdeniz suları girmiş böylece Uzunlar dönemi başlamıştır.

Eski Öksin döneminde Karadeniz'den Marmara ve Akdeniz'e boşalan sular İstanbul Boğazı'nın derin kazılmasına yol açmışlar, bu nedenle de Uzunlar transgresyonu öncekilere oranla daha etkili olmuştur (Erinç, 1953; Federov, 1988). Bu transgresyon sonucunda Hazar Denizi ile de bağlantı kurulmuş ve Akdeniz kökenli Cardium edule Maniç çukurluğu yolunu izleyerek Hazar Denizi'ne geçmiştir.

Uzunlar dönemini bir regresyon izlemiştir. Bu regresyon sonucunda Karadeniz suyu tatlılaşmıştır. Bunu izleyen Karangat döneminde ise Akdeniz suları yeniden Karadeniz'i istila etmişlerdir. Bu dönemde Karadeniz suyu bugünkünden yüksek sıcaklık ve tuzluluk oranına sahip olmuştur. Karangat dönemini izleyen Yeni Öksin regresif bir dönemdir. Bu dönemde Karadeniz suları Akdeniz'e akmış ve Karadeniz tatlılaşmış, ancak Yeni Öksin sonunda önce gölsel bir transgresyon daha sonra da bununla üstelenen yeni bir Akdeniz istilasını gerçekleştirmiştir. Bu transgresyon Federov (1998)'e göre Akdenizin 5-5,5 bin yıl önceki Flandriyen transgresyonu ile çakışmaktadır.

Böylece başlayan Eski Karadeniz döneminde Karadeniz’de tuzluluk ile birlikte yaşayan Akdeniz canlılarının oranı da artmıştır. Bu dönemde deniz seviyesi bugünkünden 2–5 m yüksektir.

Yukarıdaki tanımdan görüldüğü gibi Karadeniz-Marmara ilişkileri büyük ölçüde östatik deniz seviyesi değişimleri ile kontrol edilmiş, glasiyel dönemlerde buzullarda su tutulması sonucu regresyon gelişince Karadeniz kapalı bir ortam haline gelmiş, interglasiyel dönemlerde ise deniz seviyesi yükselince Akdeniz suları Karadeniz’e girmişler, aşırı tuzlu bu sular yoğunluk farkı nedeniyle dibe çökerek giderek yükselen anoksik bir ortamın gelişimine yol açmışlardır. Bu evrimde Marmara Denizi daha çok Akdeniz ile bağlantılı bir deniz niteliğini korumuştur.

Marmara Denizi kıyılarında Holosen çökelleri Ayamama çayı, Kuşdili-Kurbağalıdere, Marmara Ereğlisi, Haliç ve İstanbul Boğazı’nda yapılan sondajlarda belirlenmiştir. Kuşdili Formasyonu adı ile bilinen bu çökeller genellikle fosilli çamurlarla temsil edilmektedir. Bu birimler bugün deniz seviyesinden 1 ile 50 metre yükseklikte bulunur ve Marmara çevresindeki tektonik aktiviteyi işaret ederler.

Güney Marmara kıyılarında ise Holosen çökelleri Gölcük, Hersek, Kılıç, Kocasu ve Gönen deltalarının oluşumu ile karakterize edilirler. Güneyde faylarla sınırlanan bu deltaların tümü yükselen güney bloklardan aşındırılan gererin akarsularla taşınarak Marmara’ya doğru taşınması ile oluşmuşlardır. Delta morfolojisi incelendiğinde Marmara Denizi güney kıyı çizgisinin kıta içine doğru sokulmuş olduğu izlenmektedir. Emre vd. (1998) Holosen’de deniz seviyesinin bugünkünden 5 metre daha yukarda olduğunu göstermişlerdir.

Avamama Holosen havzası (Meriç vd., 1991) İstanbul’un Avrupa yakasında Ataköy ile Yeşilköy arasında bulunur. İçerisinden Halkalı-Aymama deresinin aktığı bu havzanın batı kenarı KB-GD uzanımlı bir normal fay ile sınırlanır. Havzayı dolduran çökeller genellikle siyahımsı renkli çamurlardan oluşur. Yer yer kumlu, alt kesimlerinde ise

çakıllı zonlar ve jips seviyeleri içeren bu çamurların özellikleri ile bunlar içerisindeki foraminifer, ostrakod ve mollusk kavkuları ortamın zaman zaman deniz girdileri olan, zaman zaman kuruyan bir lagün-bataklık niteliğinde olduğunu işaret etmektedir.

Ayamama havzası ile benzer koşullar sergileyen Kuşdili Holosen havzası (Meriç vd., 1991) ise Kalamış koyu ve Kurbağalı dere alanını kapsar. 30 metre kadar kalın olan havza dolgusu burada Ayamama havzasındaki tek devrenin aksine 3 devreli bir çökelim sergiler. Her üç devre de karasal başlamakta, akarsu ağzı ve giderek denizel fasiyeslere geçmektedir.

Marmara Ereğlisi Holosen çökelleri, Tireniyen çökelleri üzerinde diskordan olarak oturan 1-10 metre kalınlığa sahiptir (Barka vd., 1998). Altta 5-7 bin yıl öncesine ait (Özdoğan ve Özbaşaran-Dede, 1990) arkeolojik kalıntılar içeren killi kumlarla başlayan istif daha üstte denizel fosilli kil, kum ve çakıllarla devam eder. Benzer çökeller Silivri ve Büyük Çekmece civarlarında da 50 metreye varan yüksekliklerde bulunmaktadır. Bu durum Kuzey Marmara sahilinin son 5-7 bin yılda en azından 50 metre yükseldiğini işaret etmektedir. Holosen çökelleri İstanbul Boğazı ile Haliç önlerinde de yapılan sondajlarda kesilmektedir. Haliç çökelleri içerisinde 7,4 ve 5,7 bin yıl yaş veren fosiller bulunmuştur. Bu çökellerin alt seviyelerindeki fosiller tatlısu-deniz geçişini işaret etmekte, istif içerisinde yer yer jipsli seviyeler dikkati çekmektedir. Boğaz girişinde kesilen birimler ise altta çakıllı çamurlarla başlayan kum ve çamurlardan oluşmaktadır. Bu kesimdeki Holosen çökellerinin kalınlığı 20 metre kadardır.

Göktaşan vd. (1997)'ne göre İstanbul ve çevresinde 4 ile 5 bin yıl önce önemli tektonik olaylar yaşanmış, bunun sonucunda da Ayamama, Kuşdili ve Marmara Ereğlisi denizel havzaları Holosen'de hızla yükselmiştir. Alçalan alanlarda ise kara alanları sığ, daha önce sığ olan alanlar da derin bir deniz ile kaplanmıştır (Yılmaz ve Oktay, 1996). Bu süreçte Marmara Denizi'nin İstanbul Boğazı'na bakan kesimleri 10-15 metre derin alg düzlükleri halinde iken çökerek 30-35 metre derinliğinde anoksik havzalar haline dönüşmüştür.

Holosen deniz ilerlemesi Marmara Denizi'nin güneyindeki deltalarda da belirgin kayıtlar bırakmıştır. Güney Marmara kıyıları Kapıdağ tombolosu bir yana bırakıldığında genel olarak tektonik kontrollü doğu-batı uzanımlı bir yapı sunarlar. Bu durum bilhassa Bandırma-Gemlik şeridinde dikkat çekicidir. Bu bölgenin en büyük alüvyon birikimi Kocasu deltasıdır.

Daha batıda Gönen Çayı deltası ile Karabiga arasının alçak kıyı tipindeki morfolojisi deniz ve akarsu etkileri ile şekillendirilmiştir. Kocasu ve Gönen çayı deltalarında 4-6 metre kotlarında bulunan eski delta bölümleri Holosen Denizin yüksek seviyelerini tanımlamaktadır (Emre vd., 1998). Bu dönemdeki 5 metre seviyesi Biga çayı deltasında günümüz kıyı çizgisinden 13 km kadar kıta içerisine sokulan eski kıyı izleri ile tanınmaktadır. Biga Çayı gerisindeki Ece Gölü bataklığında tatlı su fosillerinin yanısıra denizel kavkılarının da bulunması Holosen döneminde Karabiga yöresinde denizin dar bir körfez şeklinde kara içerisine doğru ilerlediğini göstermektedir (Emre vd., 1998). Holosen deniz yükselimi Güney Marmara bölgesindeki vadilerin ve havzaların tabanlarında alüvyon boğulmaları oluşturmuştur. Pleistosen'de birer aşınım oluğu halinde olan Manyas ve Uluabat göllerinin tabanları Holosen'de Kocasu Çayı ve kollarının getirdiği alüvyon dolguları ile sedlenerek göl çanakları haline dönüşmüşlerdir (Kazancı vd., 1998).

3.3. Çalışma Alanının Jeolojisi

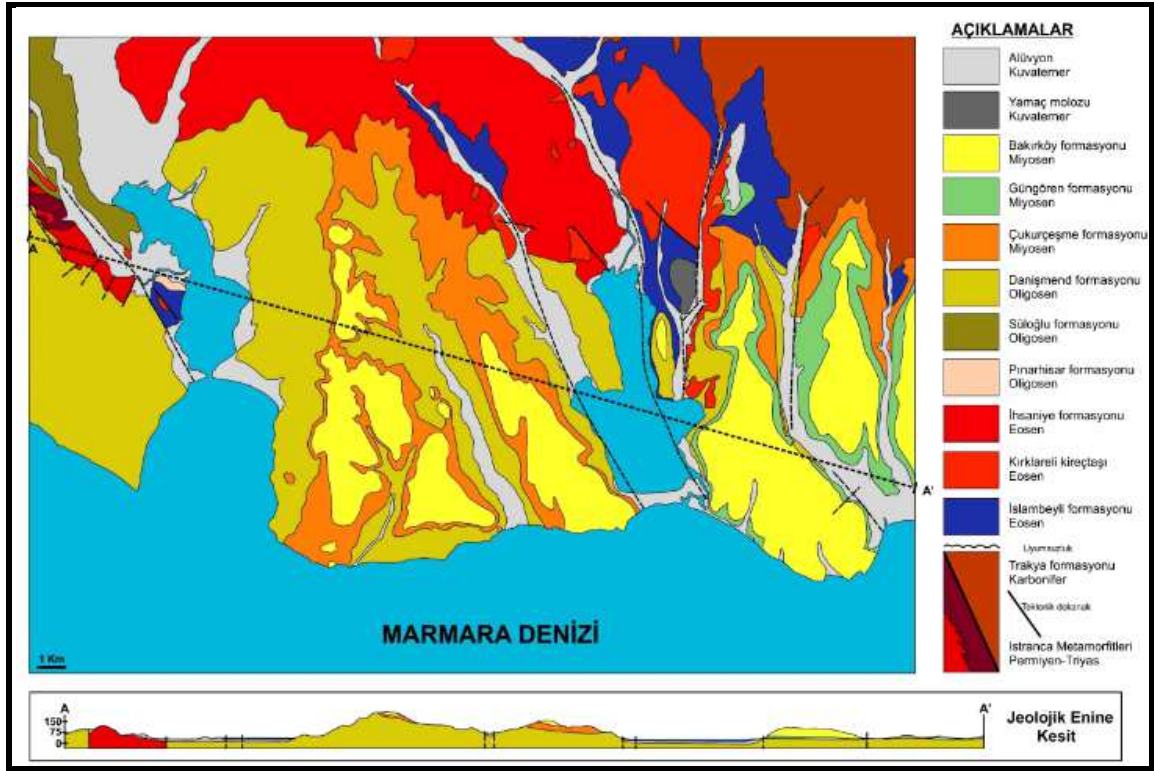
Büyükçekmece Gölü'nün batısına kadar Küçükçekmece ve Büyükçekmece arasındaki alanda ve İstanbul kuzey şelfinin jeolojisinin temelini İstanbul paleozoik istifini oluşturur. Büyükçekmece Gölü'nün batısından itibarenise metamorfik bir temel bulunur. Bunun doğusunda ise, İstanbul Boğazı'na kadar doğuya doğru İstanbul paleozoik istifini bulunur. Bu istifin üzerinde eosen yaşlı birimler uyumsuz olarak yer alır. Bunlar, İslambeyli Formasyonu, Kırklareli kireçtaşları ve İhsaniye Formasyonudur.

İslambeyli formasyonu genellikle kumlardan oluşur; sıkı plaj ortamlarını temsil eder ve çakıllı seviyeleri de vardır. Bunun üzerinde Kırklareli kireç taşları bulunur. Genellikle

resifal platform ortamlarında çökelmiş kireçtaşlarıdır. Bunların üzerinde İhsaniye formasyonu yer almaktadır. Bu formasyonda genellikle kil ve marnlardan oluşur. Bunların üzerinde de uyumsuz olarak, oligosen yaşlı,

- Pınarhisar formasyonu;
- Danişment formasyonu
- Süloğlu formasyonları gelir.

Pınarhisar formasyonu, genellikle Küçükçekmece ve Büyükçekmece göllerinin batı kenarında görülür. Kumtaşı- çakıltası istifi ile gözlemlenmektedir. Bunun üzerinde de Süloğlu formasyonu kil ve marnlardan oluşarak bulunmaktadır. Danişment formasyonu da tamamen deltaik birimlerden oluşur bu birimlerin üzerinde yine İstanbul şelfinin kuzeyinde görüldüğü gibi bir miyosen istifi yer almaktadır. Bu miyosen istif hem İstanbul paleozoik istifinin üzerinde hem de eosen birimlerin üzerinde yer alır. Bu istife bakıldığında en altta çukurçeşme formasyonu yer almaktadır. Bu formasyonu Büyükçekmece ve Küçükçekmece Gölü arasında görmekteyiz. Bu formasyonu Danişment formasyonu üzerindeki dokanağı pek belirli değildir. Genellikle konglomera ve çakıltıları ile temsil olur. Bunun üzerinde de Bakırköy kireçtaşlarına geçer. Bakırköy kireçtaşları bu bölgede genellikle killi ve marnlı seviyelerden oluşan bir istiftir. Küçükçekmece Gölü'nün batısına doğru gidildiğinde bu istifin içinde Çukurçeşme ile Bakırköy formasyonu arasında Güngören formasyonu yer alır. Güngören formasyonu da ağırlıklı olarak killerden oluşmaktadır. Bakırköy formasyonu ise Küçükçekmece'nin doğusundan Yedikule'ye kadar olan alanda hakim olarak görülmekte ve kireçtaşlarından oluşmaktadır. Zaten bu adı almasının nedeni, Bakırköy ilçesinin bu sınırlar içerisinde olmasıdır. Tüm paleozoik eosen ve miyosen istiflerin üzerinde de Kuvaterner yaşlı alüvyonlar vadilerde yer alacak şekilde bulunur. Büyükçekmece ve Küçükçekmece lagünleri İstanbul'daki bu temel istifinin üzerindeki vadiler üzerine oturmuş haliç, ria ve estuarin şeklinde gelişmiştir. Zamanla bunların ağızları tamamen veya büyük ölçüde kapanarak lagünler halini almıştır. Çalışma alanının jeolojisi Şekil 3.73'de verilmektedir



Şekil 3.73:Çalışma alanının jeolojisi.

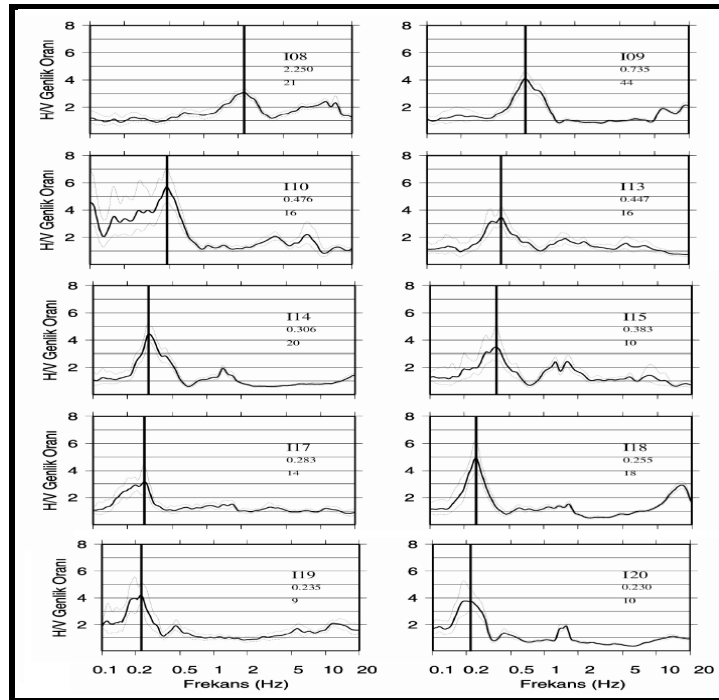
4. BULGULAR

4.1. JEOFİZİK ÇALIŞMALARIN DEĞERLENDİRİLMESİ

4.1.1. Kara Jeofiziği Çalışmalarının Değerlendirmeleri

4.1.1.1. Mikrotremor Spektral Oran Ölçümlerinin Değerlendirmeleri

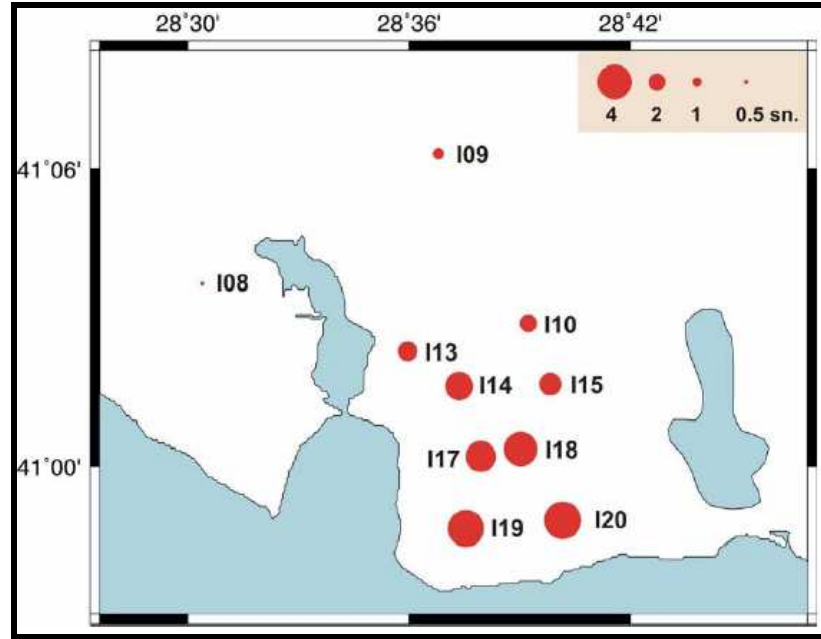
Ölçüm noktalarının tamamı için yukarda örneği verilen analizler ve değerlendirmeleryapılmış ve sonuçta elde edilen spektral oran eğrileri Şekil 4.1’de verilmiştir. Şekilde verilen her bir eğri üzerinden en büyük genlik değerlerinin karşı geldiği frekanslar zemin hakim titreşim frekans değeri ve bu frekans değerine karşı gelen yatay-düşey genlik büyütme oranı olarak belirlenmiş ve bu değerler Tablo 4.1’de listelenmiştir. Şekil 4.2’de ise çalışma alanındaki toplam 10 noktada belirlenen hakim titreşim periyotlarını gösteren bir harita hazırlanmıştır (Bu bölümde tüm değerlendirilen veriler ve değerlendirmeler TÜBİTAK-MAM, 2008’den alınmıştır.).



Şekil 4.1: Ölçüm noktalarının tamamı için elde edilen spektral oran eğrileri.

Tablo 4.1: Toplam 10 noktada yapılan Mikrotremor ölçümlerinden belirlenen Zemin Hakim Titreşim Frekansı, Zemin Titreşim Periyodu, ve yatay-düşey H/V genlik büyütme oran değerleri.

İSTASYON KODU	HAKİM FREKANS (Hz)	HAKİM PERİOD (s)	GENLİK BÜYÜTME ORANI
I08	2,250	0,44	3,087
I09	0,735	1,36	4,108
I10	0,476	2,10	5,598
I13	0,447	2,24	3,486
I14	0,306	3,27	4,464
I15	0,383	2,61	3,504
I17	0,283	3,53	3,158
I18	0,255	3,92	4,964
I19	0,235	4,26	4,114
I20	0,230	4,35	3,920

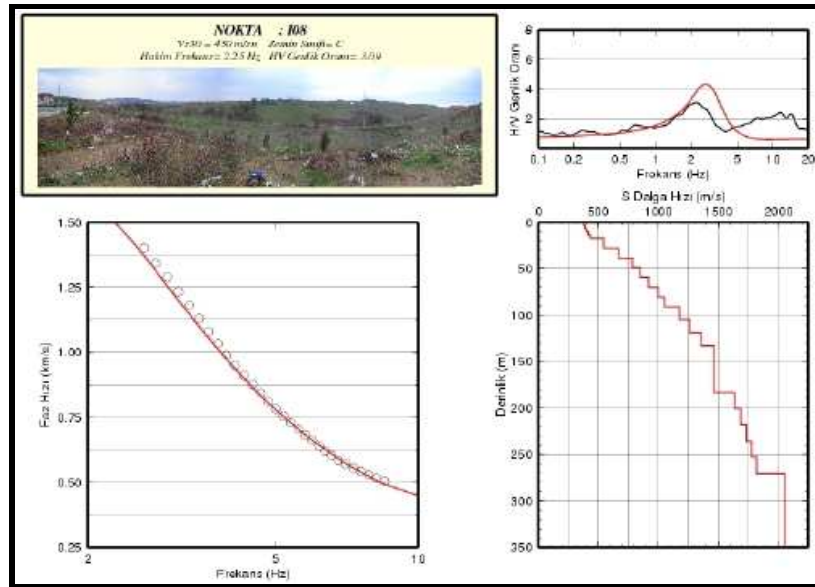


Şekil 4.2:Toplam 10 noktada yapılan Mikrotremor ölçümlerinden belirlenen Zemin Hakim Titreşim Periyot dağılım haritası.

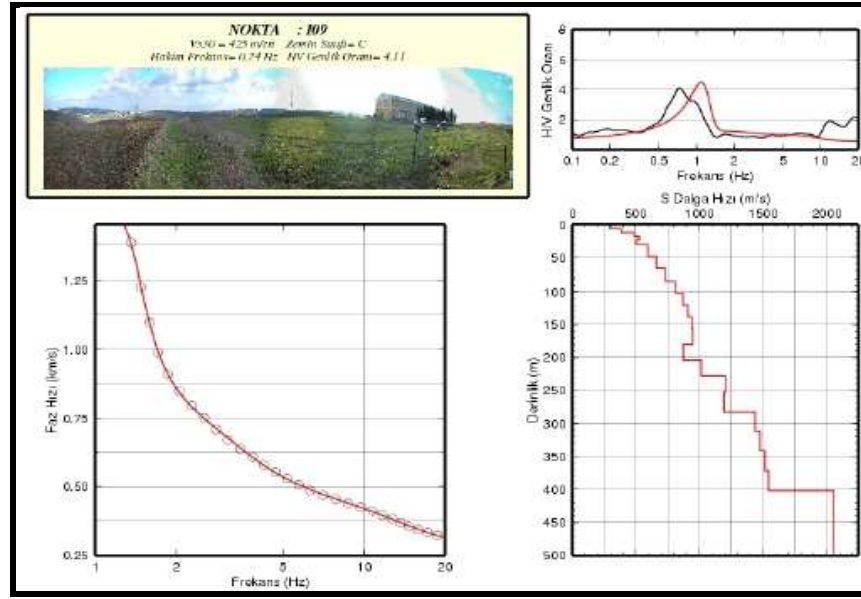
Şekil 4.2'deki harita genel olarak değerlendirildiğinde, hakim periyot değerlerinin çalışma alanının güneyinde ve denize yakın alanlarda oldukça büyük değerlerde (4.3sn) olduğu ve kuzeye doğru gidildiğinde bu değerlerin kademeli ve düzenli olarak azaldığı (0.44 sn) gözlenmektedir. Bu hakim periyot değerlerine karşı gelen yatay ve düşeygenlik büyütme oranları 3.0 ile 5.5 arasında değişmektedir.

4.1.1.2. Sismik Kırılma ve Mikrotremor Dizin Ölçümlerinin Ters Çözüm Sonuçları

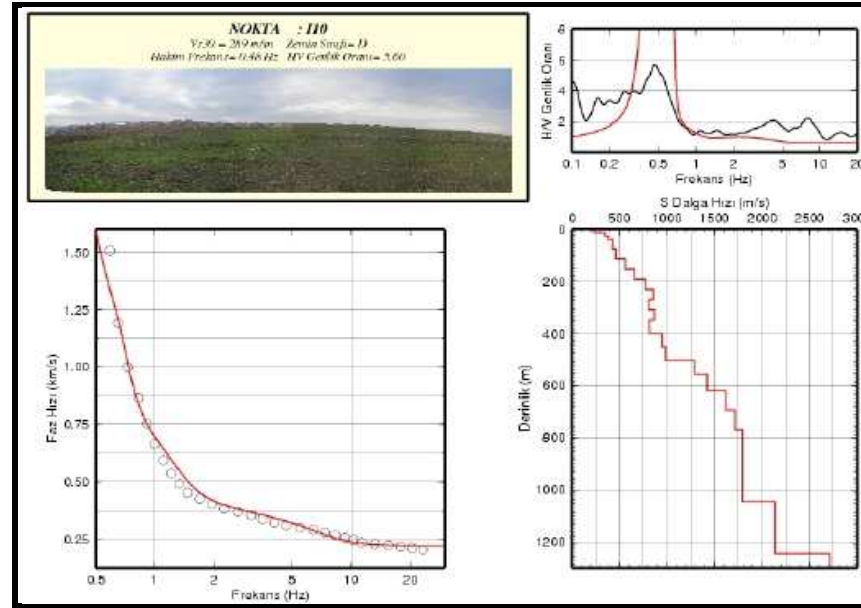
Doğrusal ters çözüm modellemesi ile I20 noktası için belirlenen 1-boyutlu S-dalga hız profili Şekil 4.12’de verilmiştir. S-dalga hız profilinde zeminin en üst seviyesinde düşük hızlı (250–300 m/sn) 10 metre kalınlığında ve yüzeyde gözlenen, kil ve örtü toprağa karşı gelen bir katmandan sonra hızları 450 – 500 m/sn olarak değişen 210 metre derinliğe ulaşan, düşük hızlı çökelleri temsil eden, diğer bir katman yer almaktadır. Bu katmanın altında ise S-dalga hızı derinlikle 800 m/sn’den 1100 m/sn’ye artmakta ve daha sonra yaklaşık 1350 m derinlikte keskin bir geçişle 2700 m/sn hızlı bir katmana ulaşılmaktadır. Bu katmanın jeolojik temeli temsil ettiğiyorumlanmıştır. Yapılan duyarlık analizlerine göre, ilk katman hızı 50 m/sn, diğer arakatmanların hızları 100 m/sn ve son katmanın hızı 400 m/sn hata ile belirlenmiştir. Benzer şekilde diğer 9 noktada toplanan veriler SPAC ve FK yöntemleri ile değerlendirilmiş ve hazırlanan şekiller Şekil 4.12’deki formata uygun olarak aşağıda verilmektedir.



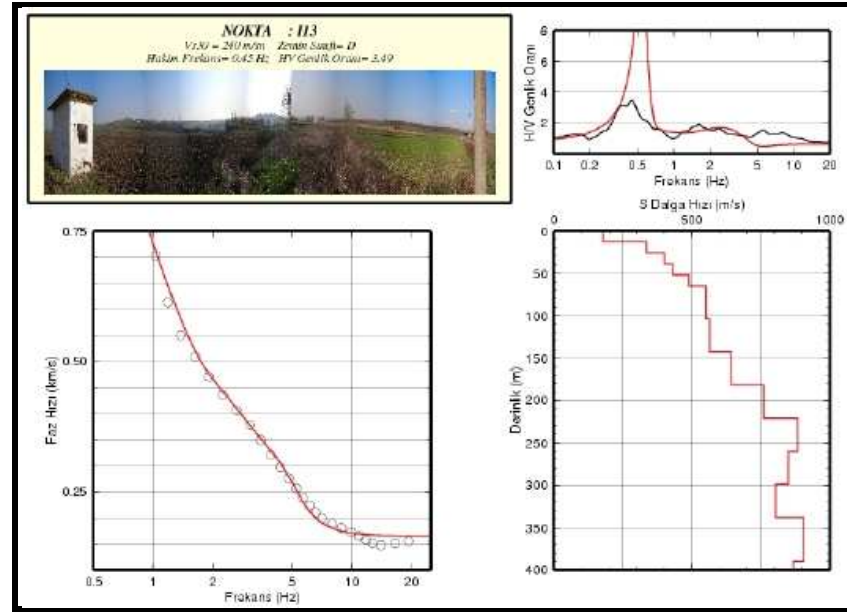
Şekil 4.3: Mikrotremor Dizin verilerinden hesaplanan yüzey dalgası faz hızı dispersiyon eğrisi (içi boş noktalar solda) ve bu eğriye en iyi uyum sağlayan S-dalga hız profili (sağda) ile hız profilinden hesaplanan teorik dispersiyon eğrisi (solda) Üstte ise elde edilen hız profilinden hesaplanan Rayleigh dalgası eliptisite eğrisinin I08 noktasında kaydedilen yatay/düşey genlik oranı eğrisi ile uyumu verilmektedir.



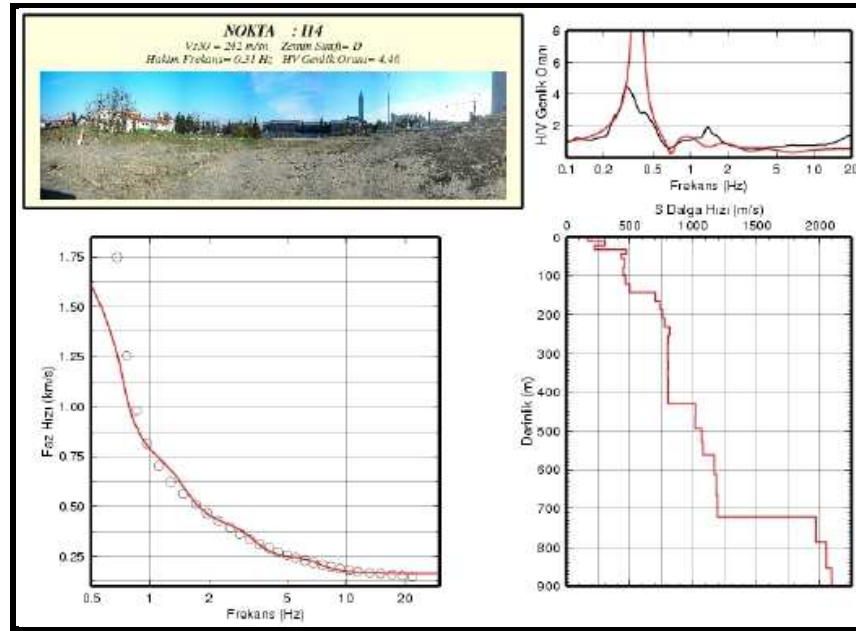
Şekil 4.4: Mikrotremor Dizin verilerinden hesaplanan yüzey dalgası faz hızı dispersiyon eğrisi (içi boş noktalar solda) ve bu eğriye en iyi uyum sağlayan S-dalga hız profili (sağda) ile hız profilinden hesaplanan teorik dispersiyon eğrisi (solda). Üstte ise elde edilen hız profilinden hesaplanan Rayleigh dalgası eliptisite eğrisinin I09 noktasında kaydedilen yatay/düşey genlik oranı eğrisi ile uyumu verilmektedir.



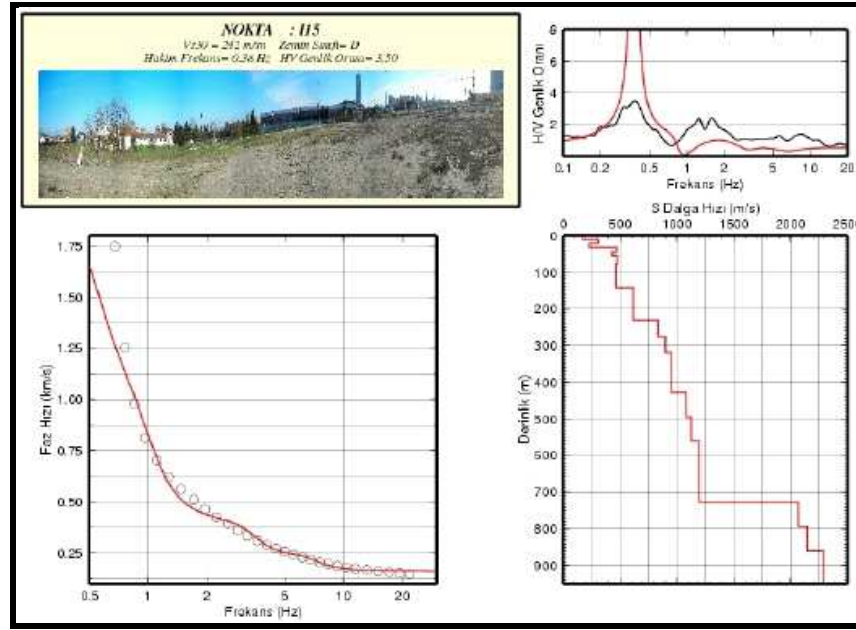
Şekil 4.5: Mikrotremor Dizin verilerinden hesaplanan yüzey dalgası faz hızı dispersiyon eğrisi (içi boş noktalar solda) ve bu eğriye en iyi uyum sağlayan S-dalga hız profili (sağda) ile hız profilinden hesaplanan teorik dispersiyon eğrisi (solda). Üstte ise elde edilen hız profilinden hesaplanan Rayleigh dalgası eliptisite eğrisinin I10 noktasında kaydedilen yatay/düşey genlik oranı eğrisi ile uyumu verilmektedir.



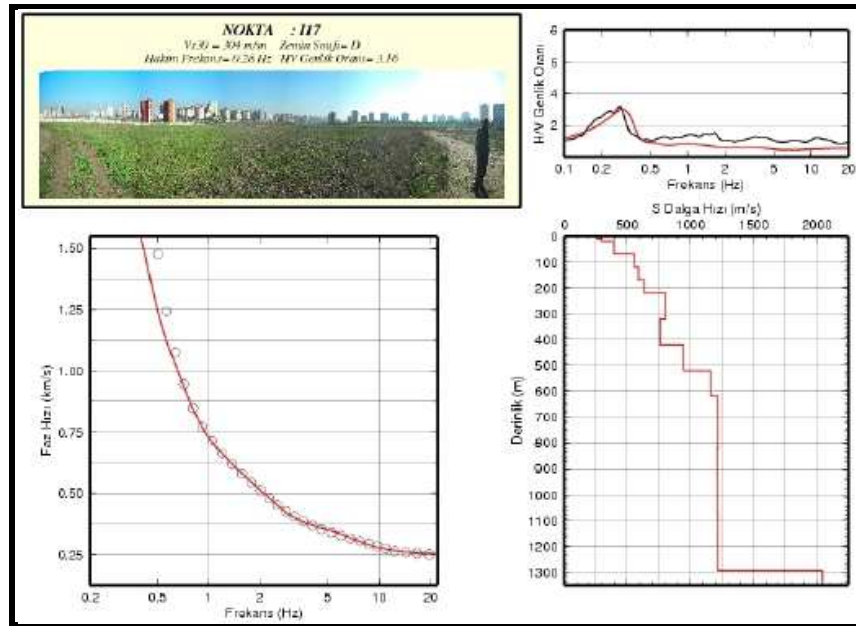
Şekil 4.6: Mikrotremor Dizin verilerinden hesaplanan yüzey dalgası faz hızı dispersiyon eğrisi (içi boş noktalar solda) ve bu eğriye en iyi uyum sağlayan S-dalgası hız profili (sağda) ile hız profilinden hesaplanan teorik dispersiyon eğrisi (solda). Üstte ise elde edilen hız profilinden hesaplanan Rayleigh dalgası eliptisite eğrisinin I13 noktasında kaydedilen yatay/düşey genlik oranı eğrisi ile uyumu verilmektedir.



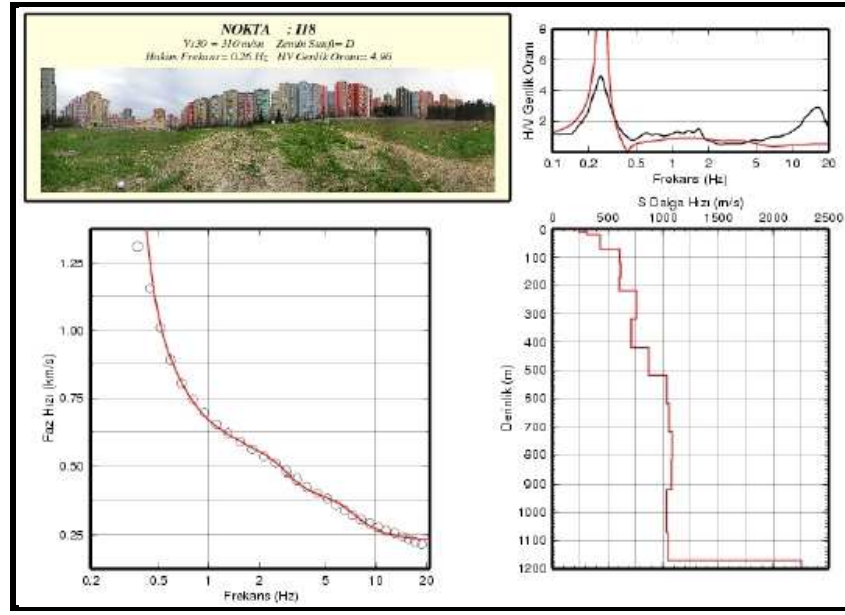
Şekil 4.7: Mikrotremor Dizin verilerinden hesaplanan yüzey dalgası faz hızı dispersiyon eğrisi (içi boş noktalar solda) ve bu eğriye en iyi uyum sağlayan S-dalgası hız profili (sağda) ile hız profilinden hesaplanan teorik dispersiyon eğrisi (solda). Üstte ise elde edilen hız profilinden hesaplanan Rayleigh dalgası eliptisite eğrisinin I14 noktasında kaydedilen yatay/düşey genlik oranı eğrisi ile uyumu verilmektedir.



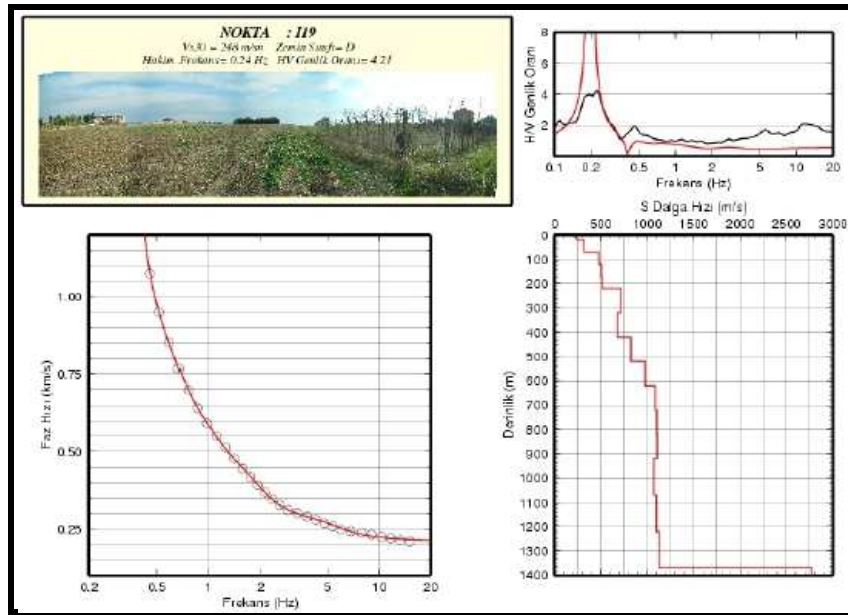
Şekil 4.8: Mikrotremor Dizin verilerinden hesaplanan yüzey dalgası faz hızı dispersiyon eğrisi (içi boş noktalar solda) ve bu eğriye en iyi uyum sağlayan S-dalgası hız profili (sağda) ile hız profilinden hesaplanan teorik dispersiyon eğrisi (solda). Üstte ise elde edilen hız profilinden hesaplanan Rayleigh dalgası eliptisite eğrisinin I15 noktasında kaydedilen yatay/düsey genlik oranı eğrisi ile uyumu verilmektedir.



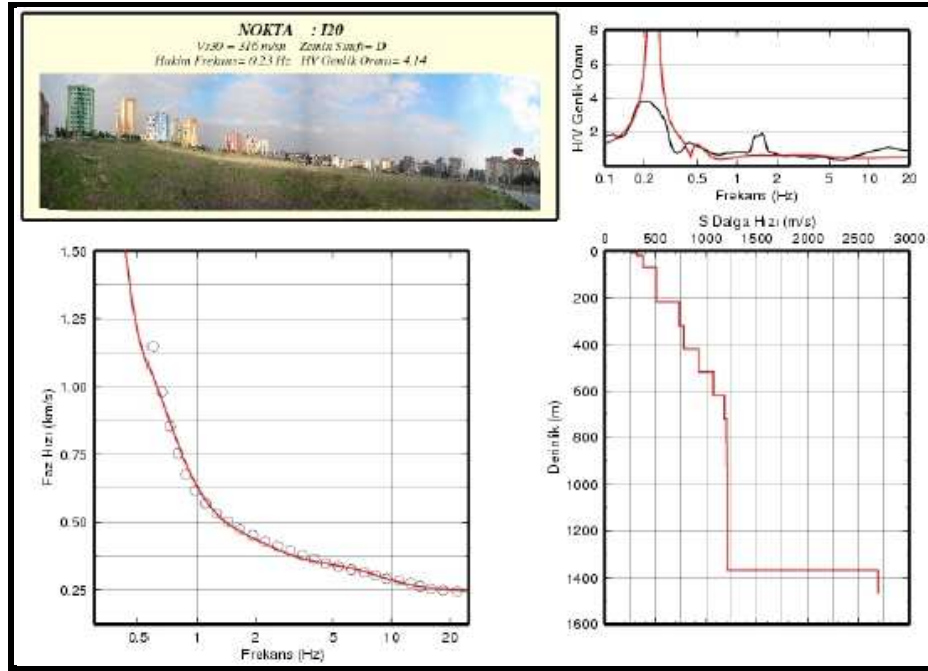
Şekil 4.9: Mikrotremor Dizin verilerinden hesaplanan yüzey dalgası faz hızı dispersiyon eğrisi (içi boş noktalar solda) ve bu eğriye en iyi uyum sağlayan S-dalgası hız profili (sağda) ile hız profilinden hesaplanan teorik dispersiyon eğrisi (solda). Üstte ise elde edilen hız profilinden hesaplanan Rayleigh dalgası eliptisite eğrisinin I17 noktasında kaydedilen yatay/düsey genlik oranı eğrisi ile uyumu verilmektedir.



Şekil 4.10: Mikrotremor Dizin verilerinden hesaplanan yüzey dalgası faz hızı dispersiyon eğrisi (içi boş noktalar solda) ve bu eğriye en iyi uyum sağlayan S-dalgası hız profili (sağda) ile hız profilinden hesaplanan teorik dispersiyon eğrisi (solda). Üstte ise elde edilen hız profilinden hesaplanan Rayleigh dalgası eliptisite eğrisinin I18 noktasında kaydedilen yatay/düşey genlik oranı eğrisi ile uyumu verilmektedir.



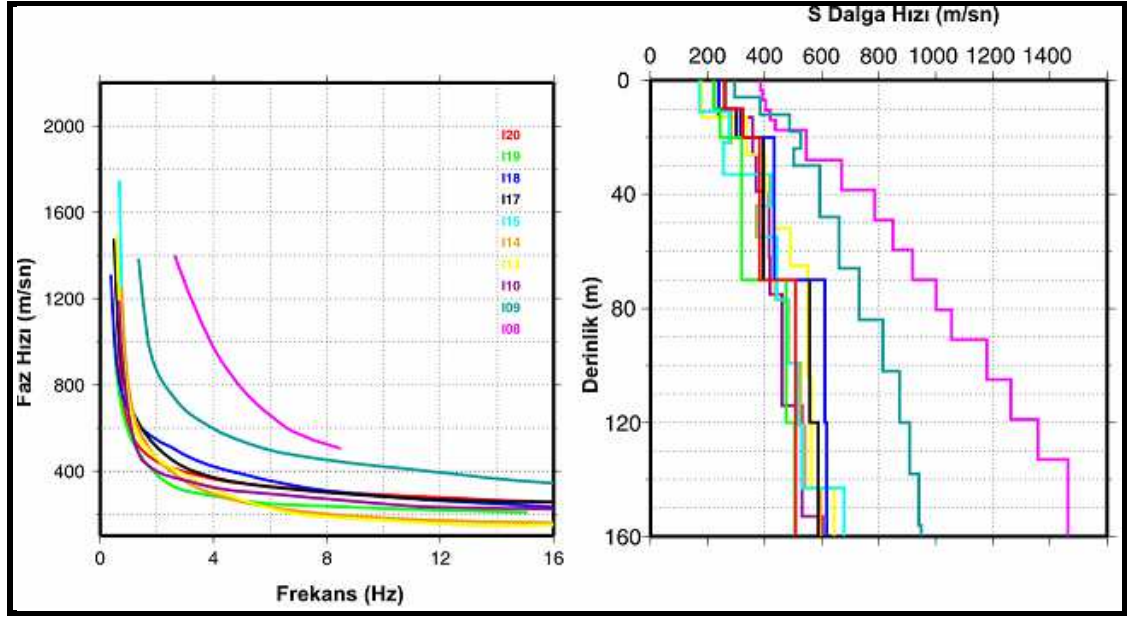
Şekil 4.11: Mikrotremor Dizin verilerinden hesaplanan yüzey dalgası faz hızı dispersiyon eğrisi (içi boş noktalar solda) ve bu eğriye en iyi uyum sağlayan S-dalgası hız profili (sağda) ile hız profilinden hesaplanan teorik dispersiyon eğrisi (solda). Üstte ise elde edilen hız profilinden hesaplanan Rayleigh dalgası eliptisite eğrisinin I19 noktasında kaydedilen yatay/düşey genlik oranı eğrisi ile uyumu verilmektedir.



Şekil 4.12: Mikrotremor Dizin verilerinden hesaplanan yüzey dalgası faz hızı dispersiyon eğrisi (içi boş noktalar solda) ve bu eğriye en iyi uyum sağlayan S-dalgası hız profili (sağda) ile hız profilinden hesaplanan teorik dispersiyon eğrisi (solda). Üstte ise elde edilen hız profilinden hesaplanan Rayleigh dalgası eliptisite eğrisinin I20 noktasında kaydedilen yatay/düşey genlik oranı eğrisi ile uyumu verilmektedir.

Elde edilen S-dalgası hız profilleri kullanılarak zemin sınıfı lamasının yapılabilmesi için çeşitli sınıflama kriterleri mevcuttur. Bu kriterler ayrıntılarında farklı olup genelde aynı özellikleri içermektedir. Bu çalışmada örnek olarak NEHRP (National Earthquake Hazard Reduction Programme) zemin sınıflama kriterleri kullanılmıştır. NEHRP, A.B.D’de jeoteknik ve inşaat mühendisliği camiasında kabul görmüş ve yeni yapılan inşaatların sismik dizaynında yaygın olarak kullanılan zemin sınıflama kriteridir. NEHRP’e göre zemin sınıfı, S-dalgası hızının 30 metre derinliğe kadar olan ortalama hızına (V_{s30}) dayanmaktadır. Bu sınıflar karşılaştırma amacıyla Tablo 4.2, Tablo 4.3, Tablo 4.4 ve Tablo 4.5’de diğer yaygın olarak kullanılan sınıflandırma kriterleri ile birlikte verilmiştir. NEHRP kriterlerine göre zeminler V_{s30} ortalama değerlerine göre, A ile F sınıfı arasında 6 sınıfa ayrılmıştır. NEHRP’e göre en yüksek kalitedeki A tipi zemin, V_{s30} hızı 1500 m/sn veya daha yüksek olan, en düşük kalitedeki E tipi zemin, V_{s30} hızı 180 m/sn veya daha düşük olan zeminler olarak tanımlanmıştır. F sınıfı zeminler ise, kalınlığı 36 metreden daha fazla ve düşük V_s (< 180 m/sn) hızlı zeminlerdir. I20 noktasına ait S-dalgası hız profili (Şekil 4.12) kullanılarak, V_{s30} değeri

312 m/sn olarak hesaplanmıştır. Bu Vs30 değeri NEHRP zemin sınıflama kriterlerine göre D tipi bir zemin sınıfına karşı gelmektedir. Benzer şekilde diğer 9 noktada toplanan veriler SPAC ve FK yöntemleri ile değerlendirilerek, yüzey dalgası faz hızı dispersiyon eğrileri elde edilmiştir (Şekil 4.13).



Şekil 4.13: 10 noktada toplanan Mikrotremor Dizin verilerinden hesaplanan yüzey dalgası faz hızı dispersiyon eğrileri ve 160 m derinliğe kadar ters çözüm sonuçları.

I20 noktasından toplanan veri üzerinde yapılan zemin sınıflama ve modelleme çalışmaları diğer 9 nokta için de benzer şekilde faz hızı eğrileri kullanılarak tamamlanmıştır. Şekil 4.13’deki faz hızı eğrilerinden her bir nokta için ters çözüm yöntemi ile S-dalgası hız profilleri belirlenmiş ve bu profillerden Vs30 değerleri hesaplanarak temel analiz kriterimiz NEHRP’e göre zemin sınıfları elde edilmiştir.

Farklı kriterlerle karşılaştırma sağlamak amacıyla, elde edilen Vs30 değerleri, tüm sınıflandırma kriterleri (NEHRP, EUROCODE 8, TURK D Kodu) baz alınarak aşağıdaki tablolarda verilmektedir.

Tablo 4.2:NEHRP'e göre zemin sınıflama kriterleri.

NEHRP ZEMİN SINIFI	TANIMLAMA	ORTALAMA DALGA HIZI 30 M'YE KADAR
A	Sert ana kaya	> 1500 m/s
B	Sağlam, dayanıklı ile sert kaya arası birimler	760 – 1500 m/s
C	Yoğun toprak, yumuşak kaya	360 - 760 m/s
D	Sert toprak	180 – 360 m/s
E	Yumuşak killler	< 180 m/s
F	Özel çalışma gerektiren zeminler, örneğin sıvılaştırılabilir zeminler, suya dolgun kil ve organik olan ve 36 m'den daha kalın zeminler	

Tablo 4.3:Eurocode 8'e göre zemin sınıflama kriterleri.

Zemin tipi	Stratigrafik kesitin tanımı	V_{s30} (m/s)
A	Kaya veya yüzeyde en çok 5 metre zayıf malzeme içeren kaya benzeri jeolojik oluşumlar	> 800
B	Çok sıkı kum depolanmaları, çakıl, veya dereceli olarak derinlikle mekanik özellikleri artan en azından bir kaç 10 metre kalınlıklı çok sert kil	360 – 800
C	Sıkı veya orta-sıkı derin kum depolanmaları, çakıl veya kalınlıkları birkaç 10 metreden yüzlerce metreye varabilen sert kil	180 – 360
D	Gevşekten ortaya düşük kohezyonlu toprak depolanmaları (bazı yumuşak kohezif tabakalar içerebilir), veya hakim olarak yumuşaktan-dayanıklıya kohezif toprak	< 180
E	Yüzey alüvyon tabakasında V_{s30} değeri tip C veya D olan ve kalınlığı 5 m ila 20 m arasında değişen, altında $V_s > 800$ m/s'lik sert malzeme bulunan toprak kesiti	

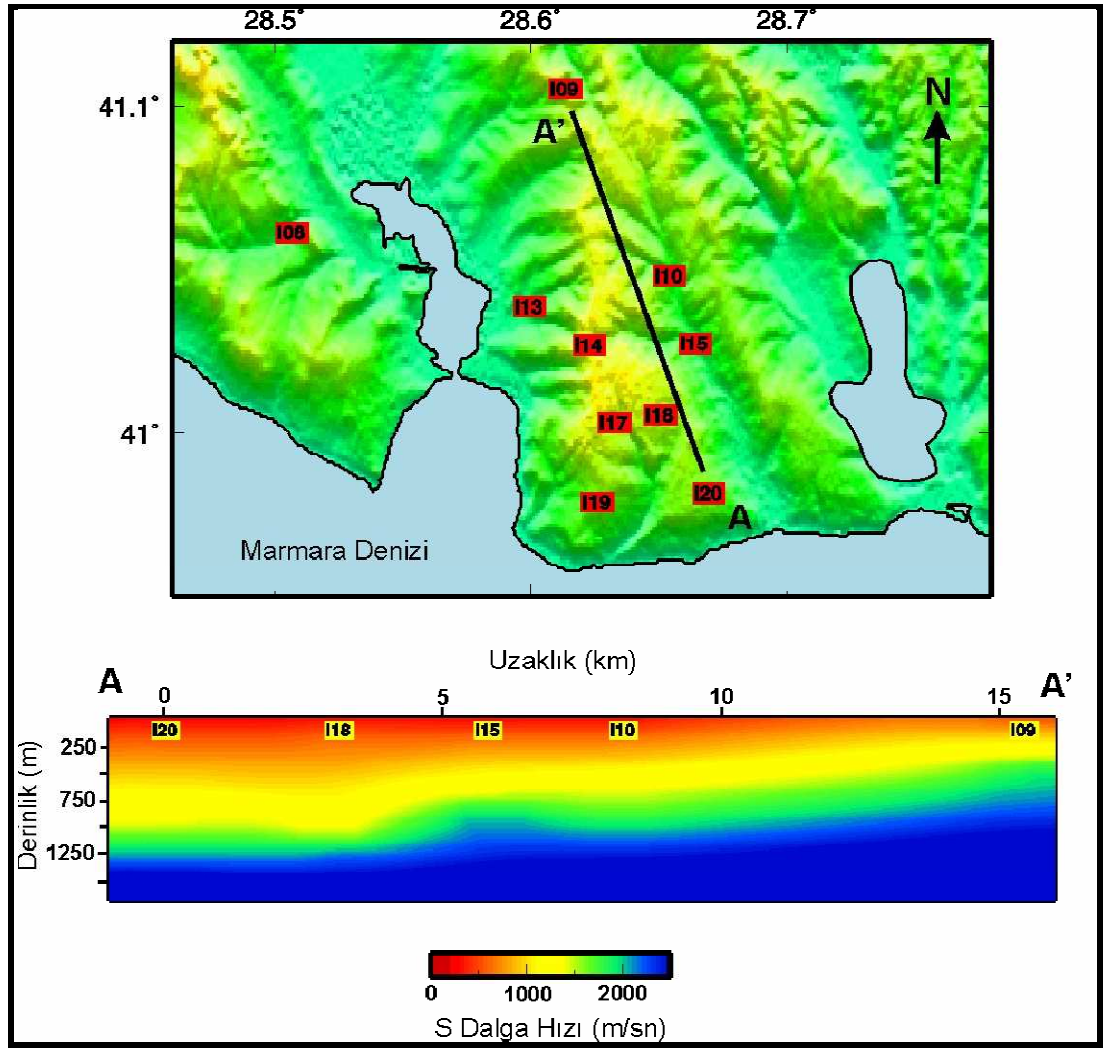
Tablo 4.4:Türk Deprem Koduna göre yerel zemin sınıfları.

Yerel Zemin Sınıfı	Tablo 4'e Göre Zemin Grubu ve En Üst Zemin Tabakası Kalınlığı (h_1)
Z1	(A) grubu zeminler $h_1 \leq 15$ m olan (B) grubu zeminler
Z2	$h_1 > 15$ m olan (B) grubu zeminler $h_1 \leq 15$ m olan (C) grubu zeminler
Z3	$15 \text{ m} < h_1 \leq 50$ m olan (C) grubu zeminler $h_1 \leq 10$ m olan (D) grubu zeminler
Z4	$h_1 > 50$ m olan (C) grubu zeminler $h_1 > 10$ m olan (D) grubu zeminler

Tablo 4.5:Türk Deprem Koduna göre zemin grupları.

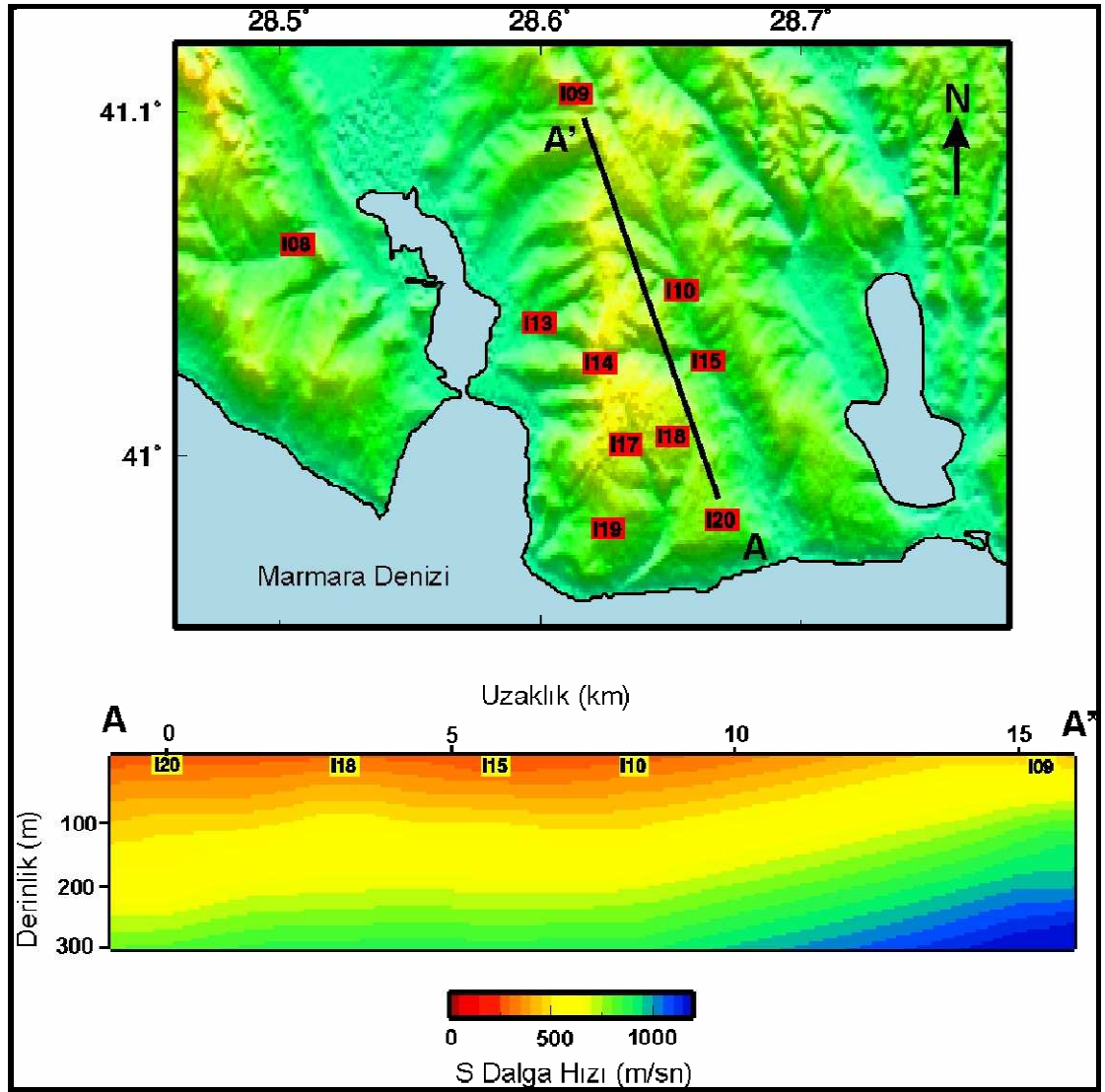
<i>Zemin Grubu</i>	<i>Zemin Grubu Tanımı</i>	<i>Kayma Dalgası Hızı (m/s)</i>
(A)	1. Masif volkanik kayalar ve ayrışmamış sağlam metamorfik kayalar, sert çimentolu tortul kayalar.... 2. Çok sıkı kum, çakıl..... 3. Sert kil ve siltli kil.....	> 1000 > 700 > 700
(B)	1. Tuf ve aglomera gibi gevşek volkanik kayalar, süreksizlik düzlemleri bulunan ayrışmış çimentolu tortul kayalar.... 2. Sıkı kum, çakıl..... 3. Çok katı kil ve siltli kil...	700–1000 400–700 300–700
(C)	1. Yumuşak süreksizlik düzlemleri bulunan çok ayrışmış metamorfik kayalar ve çimentolu tortul kayalar..... 2. Orta sıkı kum, çakıl..... 3. Katı kil ve siltli kil.....	400–700 200–400 200–300
(D)	1. Yeraltı su seviyesinin yüksek olduğu yumuşak, kalın alüvyon tabakaları..... 2. Gevşek kum..... 3. Yumuşak kil, siltli kil.....	< 200 < 200 < 200

Şekil 4.14’ de verilen S-dalga hız profilleri, çalışma alanındaki derin yapının yanibasen-taban kaya geometrisinin belirlenmesi için de kullanılabilir. Bu amaçla NEHRP zemin sınıflama kriterlerinde sert ana kaya olarak tanımlanan 1500m/s S dalga hızı taban kaya sınırı olarak kabul edilmiştir. Bu hız sınırı şekilden görülebileceği gibi çalışma alanının kuzeyindeki I08 noktasında ~180 m, I09 noktasında ~400 m ve I10, I13, I14 ve I15 ölçüm noktalarında ise ~700 m civarında geçilmekte iken, güneyindeki I17, I18, I19 ve I20 noktalarında 1200–1400 m derinliklerden sonra bu hıza ulaşılmaktadır. Özetle çalışma alanının kuzeyinden güneyine doğru basen-taban kaya sınırı ~200 m derinliğinden, 1200–1400 m derinliklere kadar ulaşmaktadır.



Şekil 4.14:Büyükçekmece-Haramidere arasındaki bölge için 1500 m derinliğe kadar A-A' hattı boyunca oluşturulan kesit. Yeşil renk S dalga hızının ~1500 m/sn, mavi renk ise 2000 m/sn hıza ulaştığı ve geçtiği sınırı gösterir. Derinlik eksenini 2 katı abartılmış olarak gösterilmektedir.

I09, I10, I15, I18 ve I20 ölçümlerine ait S-dalgı hız profilleri kullanılarak A-A' hattı boyunca ilgili yeraltı yapısını 2 boyutlu olarak göstermek mümkündür. Yeşil renk S dalga hızının 1500 m/sn veya daha yüksek değerlerini gösterir. S dalga hızının 1500 m/sn' yi geçtiği derinlik basen-taban kaya sınırı olarak farz edilirse, taban kaya derinliğinin güneyde ~1200 m derinliklere ulaştığı gözlenmektedir. Benzer şekilde, sığlardaki detayı gösterebilmek amacıyla, aynı hat boyunca ilk 300m derinliğe kadar oluşturulan kesit Şekil 4.15' de verilmektedir.



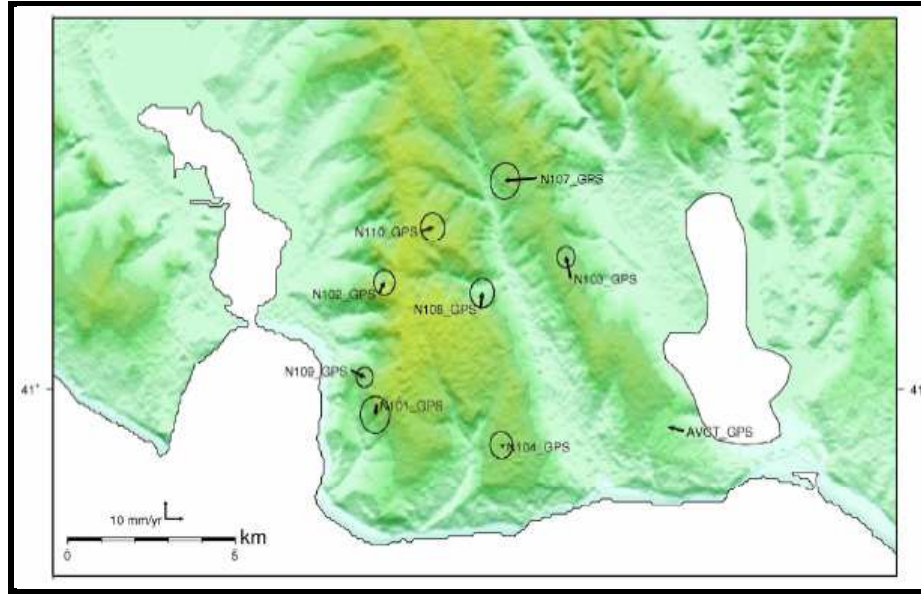
Şekil 4.15:Şekil 4.14’ deki kesitin ilk 300 m derinliğe kadar olan kısmı için oluşturulan kesit. Renk skalası Şekil 4.14’ den farklı olarak 0-1200 m/sn arasında oluşturulmuştur. Yeşil renk S dalga hızının ~750 m/sn’ ye ulaştığı ve geçtiği sınırı gösterir. Derinlik eksenini 2 kereabartılmış olarak gösterilmektedir.

4.1.1.3. Küçükçekmece ile Büyükçekmece Arasındaki Alanda Statik Olarak Gerçekleştirilen Ölçümlerin Değerlendirilmesi

Statik noktaların veri işleme için MIT, ABD tarafından geliştirilen GAMIT/GLOBK yazılımı kullanılmıştır. Veri işlem sürecinde öncelikle, sürekli/kampanya GPS ölçümleri RINEX formatına çevrilmiş ve değerlendirme için gerekli bilgiler düzenlenmiştir (alıcı ve anten tipleri, anten yüksekliği ve ölçüm şekli

gibi). Uluslararası GPS Servisi(IGS)'nin ürettiği hassas yörünge bilgisi SP3 (Standard Product 3) formatındav SOPAC (Scrips Orbit and Permanent Array Center) adresinden alınmıştır. Yerdönme parametreleri (ERP; Earth Rotation Parameters), USNO_bull_b (UnitedStates Naval Observatory_bulletin_b) değerlerinden alınarak kullanılmıştır. Değerlendirmeye IGS küresel izleme ağından 10 istasyon dahil edilmiştir. Referans sistemi tanımlamada ITRF2005 koordinat çözümü kullanılmıştır. Radyasyon-basınçetkileri için SOPAC tarafından da standart olarak kullanılan 9 parametrelili Bernemodeli kullanılmıştır. Okyanus yüklemesi etkisi (Ocean tide loading effect) içinScherneck modeli (IERS standarts, 1992) ile çalışılmıştır. Zenit gecikmebilinmeyenleri Saastamoinen öncül standart troposfer modeline dayalı olarak 2saatlik aralıklarla hesaplanmıştır. Değerlendirmede, L1 ve L2 taşıyıcı dalga fazlarınınionosferden bağımsız LC (L3) doğrusal kombinasyonu kullanılmıştır. Anten fazmerkezleri için yüksekliğe bağlı model kullanılmıştır.

GAMIT çözümleri sonrasındaelde edilen gevşek zorlamalı günlük çözümler; ITRF2005 referans sisteminde, 10global IGS noktasından yararlanarak 7 parametrelili (3 öteleme, 3 dönüklük ve 1ölçek) dönüşüm ile tanımlanmıştır. Günlük hassas koordinatlar ve her bir ölçümdönemindeki tekrarlamalı ölçümler, Kalman analizi ile birleştirilmiş ve noktalara aitkonum değişimlerini içeren zaman serileri elde edilmiştir. Doğru bir analiz içinmeteorolojik ve yerel koşullar ile zaman serilerindeki sıçramaların ilişkilendirilmesineçalışılmış herhangi bir açıklama getirilemeyen büyük anomaliler analiz dışındabırakılmıştır. Oluşturulan zaman serilerinden, Kalman süzgeçleme yardımı ile yapılantrend analizi ile istasyonların hızları belirlenmiştir. GPS yardımı ile heyelan analizinde dikkat edilmesi gereken nokta, heyelanların anlıkdeğişimler gösterdiği ve ancak krip, tektonik hareket gibi sürekli bir deformasyondahız kestiriminin anlamlı olabileceğidir. Noktalara ait güvenilir değişim görmek ve hız elde etmek için, 3 aylık dönemlerleyapılan, bir yıllık gözlem süresi çok kısadır. Normalde, en az 2 yıllık gözlemyapılmalıdır. Maalesef, çalışma süresinin az olması, bu süre içinde hız kestirimi yapılımasını zorunlu hale getirmiştir. Bununla birlikte kestirilen hızlara ait güvenilirlikaralığı, uygun bir hız kestirimi yapıldığını göstermektedir. Noktalara ait hız değerleri, Avrasya referans sisteminde Tablo 4.6'da verilmiş veŞekil 4.16'de topoğrafya üzerinde gösterilmiştir.



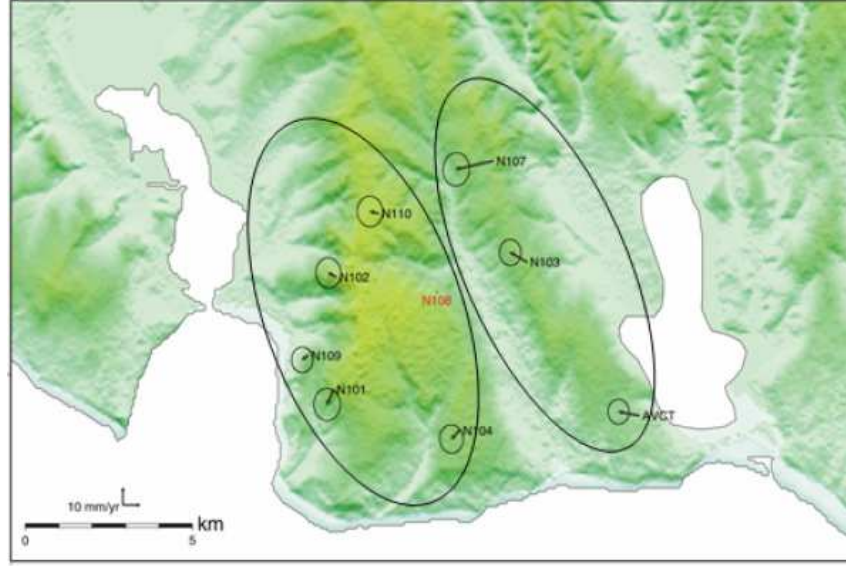
Şekil 4.16: Avrasya referans sisteminde, ölçüm noktalarına göre bir yıllık hız değişimleri.

Tablo 4.6: Avrasya referans sisteminde ölçüm noktalarına ait hızlar.

Boylam	Enlem	E	N	E	N	RHO	Yükseklik		İstasyon
(deg)		Hız (mm/yıl)		1σ (mm/yıl)			Hız (mm/yıl)	1σ (mm/yıl)	
28.724	40.989	-7.94	2.04	0.12	0.11	-0.046	-2.61	10.62	AVCT
28.684	41.030	-2.56	11.81	2.06	2.43	0.010	-16.70	14.62	N103
28.672	41.057	-18.04	-1.55	3.37	4.16	0.059	-25.80	21.26	N107
28.660	40.985	-0.96	0.44	2.59	3.10	-0.031	-2.88	17.06	N104
28.652	41.022	1.02	8.55	2.77	3.32	0.018	-24.96	17.35	N108
28.631	41.043	6.46	1.85	2.77	3.34	-0.014	-0.69	17.64	N110
28.616	41.026	2.89	6.04	2.41	2.89	-0.002	-2.47	16.01	N102
28.615	40.996	-0.77	-5.78	3.42	4.21	0.000	-0.53	37.89	N101
28.606	41.005	7.70	-3.76	1.92	2.28	0.014	2.15	14.10	N109

Ölçüm noktalarının tümü Avrasya referans sisteminin üzerinde olduğu için, noktalardaki Kuzey Anadolu Fayı (KAF)'nın hareketine ait etkiler en az seviyededir ve değişimler yerel deformasyonlara karşılık gelmektedir. Genel olarak, Haramidere'nin doğusundaki noktalarda değişim, beklenen değerlerin çok üstündeyken, Haramidere'nin batısındaki noktalarda anlamlı bir değişim görülmemektedir. Haramidere'nin çalışma bölgesini, yıllık hareket miktarları baz alındığında ikiye ayırdığı, Şekil 4.16'dan açık olarak görülmektedir. Haramidere'nin

batusındaki alan içinde sistematik bir değişim olup olmadığının anlamak amacıyla, bu bölgedeki N108 noktası sabit alınarak, yeni bir hız alanı hesaplanmıştır (Şekil 4.17).



Şekil 4.17: N108 (kırmızı ile gösterilmiştir) noktasına göre, ölçüm noktalarına göre bir yıllık hız değişimleri.

N108 baz alınarak hazırlanmış haritada Haramidere'nin batısında, sistematik olarak topoğrafyadaki değişim gradyanı ile uyumlu ve kıyıya doğru bir değişim görülmektedir. Bununla birlikte, değişim aralığı bir yıl için 1–2 mm gibi çok küçük bir değerdir ve anlamlı bir hareket olup olmadığı konusu tartışmaya açıktır. Uzun süreli gözlemlerle, bu bilginin güvenilirliğinin artırılması gereklidir. Haramiderenin doğusunda ise genel olarak bir dönme hareketi ile birlikte ölçüm noktaları içinde uyumlu ve anlamlı bir davranış görülmektedir.

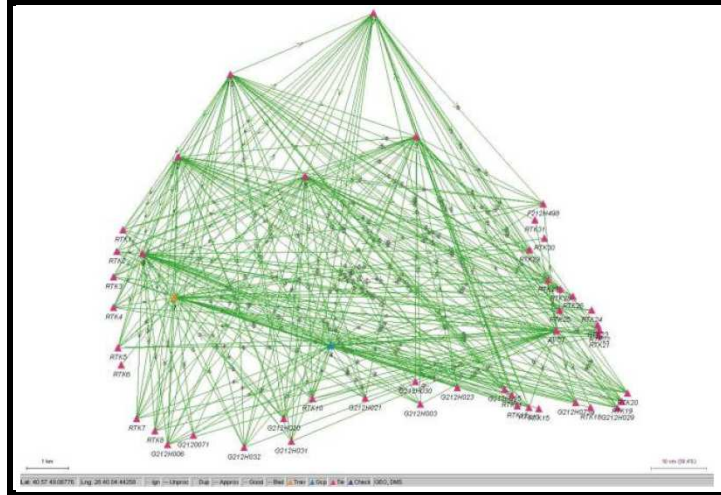
Benzer şekilde Haramidere'nin doğusunda ve kıyıda en içerdeki N107 noktası sabit alınarak yeni bir hız alanı oluşturulmuştur. Şekil 4.5 kıyıda içeriye doğru N107 noktası sabit referans sisteminde tüm alan için, artan ve Küçükçekmece'ye doğru sağıyönlü bir rotasyon göstermektedir.

Heyelanlar sonucu oluşan deformasyonların Büyükçekmece ile Avcılar arası yapılaşmanın yoğun yer aldığı kıyı boyunca daha yoğun ölçülmesi amacıyla, referans gözlem ağı ölçülürken kıyı kesimi boyunca geometriyi örneklemeye ve

heyelanları tanımlamaya yeterli konumda, 44 adet hızlı statik amaçlı ölçülecek yer noktası oluşturulmuştur. Amaç, bu noktalarda, cm seviyesinde kontrol oluşturmaktır.

GAMIT/GLOBK yazılımı hızlı statik veriler için uygun olmadığından dolayı, veri işleme yazılımı olarak Novatel firmasına ait olan Waypoint yazılımı kullanılmıştır. Yazılım, istenen baz için tek frekans veya çift frekans çözüme müsaade etmekte ve bazların bağımsız analizine izin vermektedir (GAMIT/GLOBK yazılımında tüm bazlar aynı anda analiz edilmektedir). Statik noktalar ile eş zamanlı olarak hızlı statik ölçüm yapılan noktalarda, 15–20 dk. arası değişen sürelerde olmak üzere, en az 8 uyduyu görecektir ve PDOP 4'den az olacak şekilde veri toplanmıştır. Ölçüm periyotları arasında en az deformasyonu gösteren statik ölçüm noktası N104 (Statik Noktası: 4) referans olacak şekilde, tüm veriler temel analize sokulmuşlardır. Farklı ölçüm zamanları arasında datumu koruyabilmek amacı ile referans alınan noktanın koordinatları tüm ölçüm zamanları için sabit tutulmuştur (Bu nokta, aynı zamanda statik değerlendirmeye tabii tutulduğundan ve koordinatları buradan hesaplandığı için, datumun duyarlılığını kontrol etme olanağı da bulunmaktadır).

Genel olarak hızlı statik noktalarda toplanan verilerin analizinde, kayıt süreleri göz önüne alınarak güvenilir bir sonuç için çift frekans çözüm yoluna gidilmiştir. Fakat referans noktaları ile kıyasal alandaki noktalar arasındaki mesafenin kısa olduğudurumlarda çift frekans çalışmanın getirdiği gürültülerin etkilerini görmek için tekfrekansta da çözüm üretilmiş, çözümlerin uygun olanı kullanılmıştır. Her baz için elde edilen çözüme ait standart sapmalar aynı uzunluktaki bazların çözümü ile karşılaştırılarak, benzer baz çözümlerine ait standart sapmaların aynı ölçekte kalması hedeflenmiştir. Bazların bu şekilde kontrolü sonucunda çözüm kalitesi artırılarak, 4 no'lu statik noktasına dayalı dengeleme ile tüm kıyasal alandaki noktaların konumları belirlenmiştir. Şekil 4.18'de alınan ölçüm için baz çözümlerinin doğruluğunu da içeren deformasyon ağı gösterilmiştir. Tablo 4.7'de kıyı alanındaki noktaların referans olarak kabul edilen 4 no'lu statik noktasına göre tüm ölçüm periyotlarındaki kuzey-güney, doğu-batı ve yükseklik bileşenlerine ait konumları belirtilmiştir.



Şekil 4.18: Hızlı statik ölçümler için oluşturulan deformasyon ağı ve alınan ölçüm için hata elipsleri ile gösterilen baz doğrulukları.

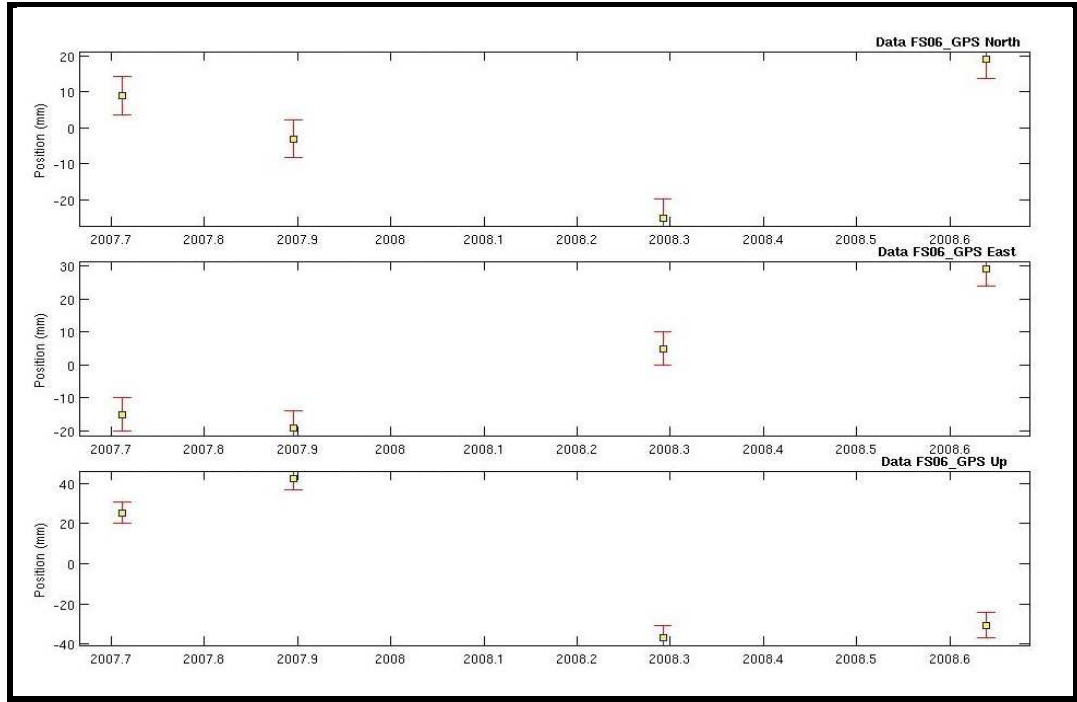
Tablo 4.7: Hızlı statik noktalarının 4 no'lu statik noktasına göre konumları.

	KUZAY (m)				DOĞU (m)				YÜKSEKLİK (m)			
	2007/09	2007/11	2008/04	2008/08	2007/09	2007/11	2008/04	2008/08	2007/09	2007/11	2008/04	2008/08
F801	-4864,136	-4864,145	-4864,131	-4864,146	2748,779	2748,794	2748,776	2748,798	-133,018	-133,074	-133,074	-133,080
F802	-5120,107	-5120,089	-5120,116	-5120,104	2241,162	2241,199	2241,155	2241,167	-132,673	-132,736	-132,697	-132,664
F803	-5183,813	-5183,795	-5183,815	-5183,795	1841,386	1841,377	1841,377	1841,371	-131,580	-131,610	-131,638	-131,638
F804	-5198,529	-5198,536	-5198,537	-5198,513	915,386	915,389	915,383	915,422	-132,595	-132,622	-132,643	-132,580
F805	-5090,254	-5090,334	-5090,278	-5090,294	-40,193	-40,246	-40,193	-40,228	-106,704	-106,663	-106,774	-106,738
F806	-5016,892	-5016,894	-5016,716	-5016,872	-452,896	-452,900	-452,878	-452,852	-121,373	-121,356	-121,435	-121,428
F807	-4641,022	-4641,141	-4641,012	*	-1724,854	-1724,944	-1724,871	*	-84,889	-84,757	-84,850	*
F808	-4213,024	-4213,026	-4213,049	-4213,036	-2017,906	-2017,903	-2017,917	-2017,916	-106,253	-106,279	-106,288	-106,269
G212H006	-3913,095	-3913,093	-3913,109	-3913,099	-2345,645	-2345,663	-2345,652	-2345,637	-103,394	-103,410	-103,429	-103,421
F809	-3106,883	-3106,889	*	*	-2423,865	-2423,911	*	*	-111,170	-111,208	*	*
G212H007	-3202,804	-3202,804	-3202,813	-3202,806	-2118,305	-2118,310	-2118,320	-2118,313	-34,803	-34,819	-34,841	-34,831
G212H032	-2070,808	-2070,819	-2070,812	-2070,810	-2408,954	-2408,956	-2408,959	-2408,968	-103,514	-103,537	-103,545	-103,557
G212H031	-936,085	-936,090	-936,094	-936,103	-2261,304	-2261,304	-2261,299	-2261,307	-99,341	-99,367	-99,365	-99,402
G212H020	-1121,306	-1121,301	-1121,306	-1121,305	-1724,287	-1724,288	-1724,288	-1724,300	-46,444	-46,499	-46,491	-46,501
F810	-440,548	-440,544	-440,526	-440,537	-1248,875	-1248,898	-1248,979	-1248,973	-19,287	-19,327	-19,323	-19,345
G212H021	826,811	826,811	826,815	826,814	-1239,017	-1239,030	-1239,023	-1239,016	-25,563	-25,599	-25,599	-25,595
G212H030	2030,372	2030,378	2030,388	2030,389	-860,267	-860,262	-860,269	-860,260	-70,223	-70,245	-70,239	-70,205
G212H003	2153,613	2153,618	2153,609	2153,621	-1363,250	-1363,247	-1363,246	-1363,243	-87,425	-87,481	-87,486	-87,459
G212H023	3031,545	3031,557	3031,551	3031,548	-987,298	-987,274	-987,285	-987,263	-132,620	-132,681	-132,664	-132,638
G212H025	4188,341	4188,349	4188,349	*	-1032,190	-1032,195	-1032,202	*	89,105	89,144	89,121	*
F811	4336,482	4336,478	4336,487	4336,483	-1175,651	-1175,657	-1175,651	-1175,657	-105,718	-105,785	-105,823	-105,745
F812	4484,455	4484,443	4484,467	4483,889	-1428,989	-1428,909	-1428,934	-1428,957	-132,965	-132,982	-133,020	-133,514
F813	4741,050	4741,042	4741,056	4741,056	-1472,080	-1472,078	-1472,076	-1473,088	-128,723	-128,787	-128,774	-129,036
F815	4987,842	4987,846	4987,829	4987,845	-1489,301	-1489,299	-1489,296	-1489,308	-117,189	-117,209	-117,199	-117,182
F816	5504,718	5504,744	*	*	-1382,781	-1382,757	*	*	-104,047	-104,058	*	*
F817	5888,083	5888,101	*	*	-1340,941	-1340,944	*	*	-103,210	-103,210	*	*
G212H073	5871,279	5870,903	5870,824	5870,908	-1350,284	-1350,315	-1350,326	-1350,334	-108,047	-107,855	-107,841	-107,828
F818	6226,757	6226,785	6226,744	6226,764	-1465,070	-1465,073	-1465,088	-1465,078	-127,805	-127,829	-127,886	-127,866
G212H029	6888,803	6888,792	6888,773	7345,225	-1475,523	-1475,516	-1475,502	-870,350	-132,803	-132,862	-132,894	-133,216
F819	6970,689	6970,685	6970,685	6970,672	-1320,734	-1320,742	-1320,755	-1320,750	-133,113	-133,150	-133,130	-133,130
F820	7108,988	7108,983	7108,950	7108,983	-1130,701	-1130,698	-1130,708	-1130,677	-133,754	-133,760	-133,801	-133,800
F821	6440,030	6440,016	6440,010	6440,038	234,998	235,002	235,003	235,020	-127,378	-127,426	-127,443	-127,435
F822	6430,490	6430,494	6430,472	6430,477	372,424	372,404	372,420	372,440	-128,197	-128,221	-128,188	-128,207
F823	6388,215	6388,213	6388,199	6388,258	495,768	495,780	495,777	495,703	-127,303	-127,335	-127,373	-127,277
F824	6248,222	6248,217	6248,213	6248,235	841,522	841,527	841,522	841,512	-132,903	-132,933	-132,948	-132,942
F825	5486,179	5486,178	5486,189	5486,179	840,675	840,680	840,666	840,668	-77,434	-77,492	-77,461	-77,494
F826	6798,432	6798,036	6797,996	6798,424	1177,649	1177,425	1177,459	1176,782	-69,171	-69,409	-69,462	-69,112
F827	5201,174	5201,183	5201,189	5201,183	1581,140	1581,148	1581,143	1581,143	-34,030	-34,048	-34,050	-34,039
F828	5490,972	5490,984	5490,989	5490,961	1343,429	1343,419	1343,420	1343,437	-49,111	-49,111	-49,132	-49,168
F829	4780,169	4780,174	4780,147	4780,170	2275,798	2275,791	2275,780	2275,784	-57,906	-57,955	-57,948	-57,939
F830	6111,426	6111,372	6111,404	6111,436	2568,166	2568,082	2568,164	2568,143	-131,712	-131,760	-131,729	-131,784
F831	4888,855	4888,879	4888,863	4888,869	2984,929	2984,939	2984,954	2984,929	-113,447	-113,481	-113,535	-113,476
F212H498	5083,770	5083,758	5083,760	5083,792	3365,247	3365,255	3365,259	3365,255	-130,550	-130,604	-130,582	-130,603

* Noktanın tahrip olmasından dolayı bu dönemde ölçüm gerçekleştirilmedi.

Aynı datumdaki noktalar için MATLAB ortamında hazırlanan bir kod yardımı ile zaman serisi grafikleri elde edilmiştir. Elde edilen zaman serileri kullanarak, en küçük kareler

analizi yardımıyla, her bir istasyona ait deformasyon değişim hızı kestirilmeye çalışılmıştır. Tablo 4.7, 4 no'lu statik noktasına göre kıyı alanındaki noktalara ait zaman serilerinin ve bunlara ait değişim oranlarının grafiklerini içermektedir. Hızlı statik olarak ölçülen noktaların sağlıklı değerlendirilmesi için Tablo 4.7'de, ayrıca, harita üzerinde noktanın konumu ve her bir noktanın ölçümü sırasında nokta civarında gözlenen olası sorunlara yönelik açıklamalar da tanımlanmıştır. Bu verilerden de görüleceği gibi, kıyı boyunca benzer davranışı gösteren bölgesel anomaliler bulunmaktadır. Tüm kıyı alanındaki noktalarda zaman serilerinin detaylı analizi sonucu noktaların konumlarındaki değişimlerde saçılmalar ve bazı uyumsuzluklar tespit edilmiştir. Doğru bir analiz için meteorolojik ve yerel koşullar ile zaman serilerindeki sıçramaların ilişkilendirilmesine çalışılmış herhangi bir açıklama getirilemeyen büyük anomaliler ise analiz dışında bırakılmıştır. Bazı noktalarda ise değişimlerin 2007 ve 2008 arasında kendi içinde uyumlu olmasına rağmen yıl bazında farklılık gösterdiği ve hız kestirimine uygun doğrusal bir değişim sergilemediği görülmüştür. Şekil 4.7'de verilen FS6 noktasına ait yer değiştirme-zaman grafiği bu davranışı açık bir şekilde göstermektedir.



Şekil 4.19:FS6 noktasının yer değiştirme-zaman grafiği.

Kıyı alanında yer alan noktalardaki bu doğrusal olmayan davranışın, uzun dönemdoğrusal deformasyon değişimlerini yansıtmaması sebebiyle anlamlı bir hız kestiriminin mümkün olmayacağı görülmüştür. Bunun yerine deformasyonların nicelikolarak tanımlanmasına karar verilmiştir. Deformasyonları nicelik olarak tanımlamak amacıyla her noktanın deformasyondeğişim aralığı yüzdesel olarak sınıflandırılmıştır. Buna göre dört periyot ölçümneticesinde yapılan analizler sonrası her bir nokta için 4 no'lu statik noktasına göreortaya konan deformasyon değişimlerinin, tüm kıyusal alandaki noktaların toplamdeformasyon değişimi içindeki yüzdeleri kuzey-güney ve doğu-batı bileşenleri içinayrı ayrı hesaplanmıştır. Elde edilen değişim yüzdeleri kullanılarak kuzey-güney vedoğu-batı bileşenleri için ayrı sınıflandırma yapılmıştır. FS12 ve FS26 no'lunoktalarda deformasyon değişimlerinin fazla olması sebebiyle bu noktalsınıflandırma dışında bırakılmışlardır. Tablo 4.8 ve 4.9 noktaların deformasyondeğişim miktarlarını ve yüzdelerini içermektedir.

Tablo 4.8:Kıyı alanındaki alanların deformasyon değişim miktarları.

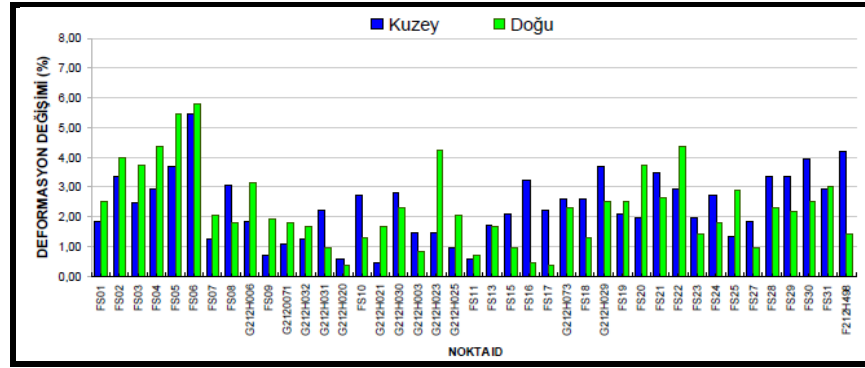
Nokta ID	Kuzey (mm)	Doğu (mm)	Nokta ID	Kuzey (mm)	Doğu (mm)	Nokta ID	Kuzey (mm)	Doğu (mm)
FS01	15	21	FS10	22	11	FS19	17	21
FS02	27	33	G212H021	4	14	FS20	16	31
FS03	20	31	G212H030	23	19	FS21	28	22
FS04	24	36	G212H003	12	7	FS22	24	36
FS05	30	45	G212H023	12	35	FS23	16	12
FS06	44	48	G212H025	8	17	FS24	22	15
FS07	10	17	FS11	5	6	FS25	11	24
FS08	25	15	FS13	14	14	FS27	15	8
G212H006	15	26	FS15	17	8	FS28	27	19
FS09	6	16	FS16	26	4	FS29	27	18
G2120071	9	15	FS17	18	3	FS30	32	21
G212H032	10	14	G212H073	21	19	FS31	24	25
G212H031	18	8	FS18	21	11	F212H498	34	12
G212H020	5	3	G212H029	30	21			

Tablo 4.9:Kıyı alanındaki alanların deformasyon değişim yüzdeleri.

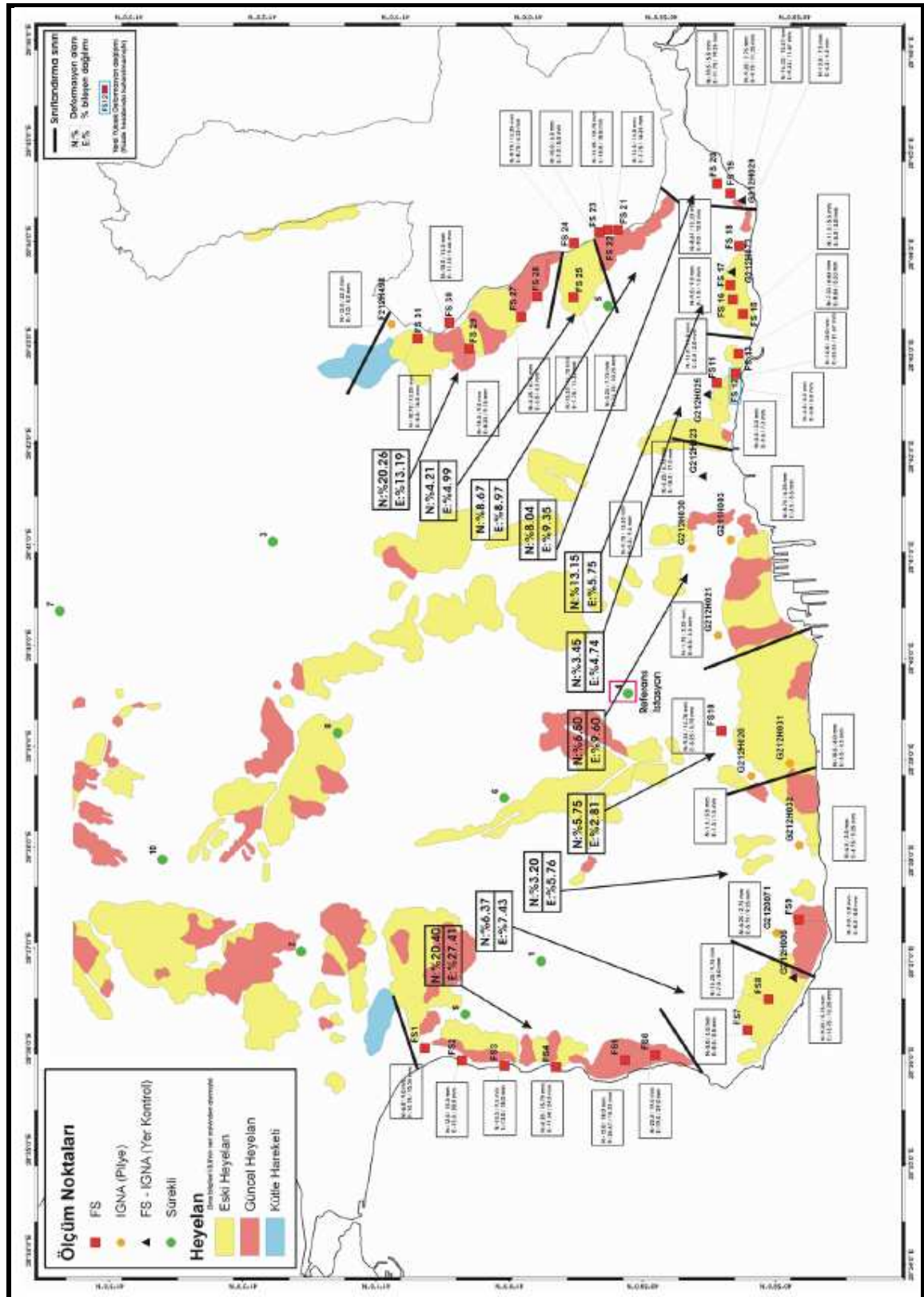
Nokta ID	Kuzey (%)	Doğu (%)	Nokta ID	Kuzey (%)	Doğu (%)	Nokta ID	Kuzey (%)	Doğu (%)
FS01	1,91	2,69	FS10	2,81	1,41	FS19	2,17	2,69
FS02	3,44	4,23	G212H021	0,51	1,79	FS20	2,04	3,97
FS03	2,55	3,97	G212H030	2,93	2,43	FS21	3,57	2,82
FS04	3,06	4,61	G212H003	1,53	0,90	FS22	3,06	4,61
FS05	3,83	5,76	G212H023	1,53	4,48	FS23	2,04	1,54
FS06	5,61	6,15	G212H025	1,02	2,18	FS24	2,81	1,92
FS07	1,28	2,18	FS11	0,64	0,77	FS25	1,40	3,07
FS08	3,19	1,92	FS13	1,79	1,79	FS27	1,91	1,02
G212H006	1,91	3,33	FS15	2,17	1,02	FS28	3,44	2,43
FS09	0,77	2,05	FS16	3,32	0,51	FS29	3,44	2,30
G2120071	1,15	1,92	FS17	2,30	0,38	FS30	4,08	2,69
G212H032	1,28	1,79	G212H073	2,68	2,43	FS31	3,06	3,20
G212H031	2,30	1,02	FS18	2,68	1,41	F212H498	4,34	1,54
G212H020	0,64	0,38	G212H029	3,83	2,69			

Şekil 4.20, kıyı alanındaki noktalardaki batıdan doğuya deformasyon değişim yüzdelerini göstermektedir. Şekil 4.21’den görüldüğü gibi, noktalar arasında bölgesel bazda uyum vardır. Bu nedenle, benzer davranışları gösteren noktalar gruplandırılmış ve mikro bölgeler oluşturulmuştur. Şekil 4.21, benzer değişim oranlarını gösteren bölgeleri ve bileşen bazında ortalama değişim oranlarını göstermektedir. En fazla değişim görülen bölgeler, Büyükçekmece’nin doğu kıyısı (doğu-batı bileşeni için) ve Küçükçekmece’nin batı kıyısı (kuzey-güney bileşeni için) ile Avcılar yerleşim alanına ait kıyı şeridinin küçük bir bölümüdür (kuzey-güney için). Gürpınar yöresinin Marmara Denizi açıklarına bakan güney kısmında ise az değişimler görülmektedir. Geçmişte heyelan açısından aktif olarak çalışılan Ambarlı limanını civarında da değişim yüzdeleri yüksek değildir. Ambarlı bölgesinde yapılmış çalışmalar, heyelanların doğrudan meteorolojik olaylar ile ivmelendiğini belirtmektedir. Kurak bir mevsimde ölçüm alınmasından dolayı bu bölgede az deformasyon değişim oranı görüldüğü düşünülmektedir. Benzer yorum Gürpınar yöresinin açık denize bakan güney bölümü için de geçerli olabilir. Ayrıca, Gürpınar açıklarındaki deniz içindeki heyelan belirtileri ve sediman akma izleri bu bölgenin geçmişte heyelanlar

açısından aktif olduğunu, sadece proje süresi içinde heyelanlarla ilişkilendirilebilecek bir hareket saptanamadığını göstermektedir. Genel olarak, Şekil 4.20’ daki bölge sınırları, denizde saptanmış ve karayla ilişkilendirilmiş fayların sınırları ile örtüşmekte ve bölgedeki heyelanlar ile faylar arasında önemli bir ilişki olduğunu göstermektedir. Bir sonraki bölümde tanımlanan faylarlasınırlı ve yüksek eğimli tabakaların varlığı, bu bulguyu desteklemektedir.



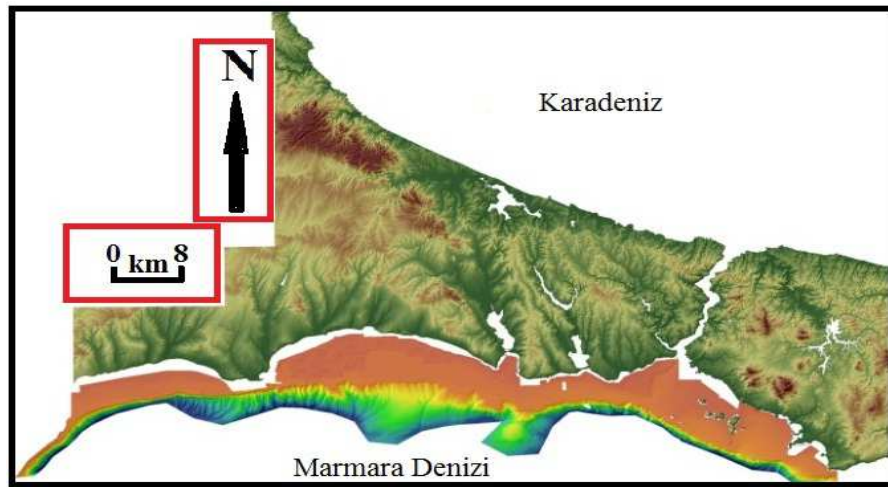
Şekil 4.20: Kıyı alanındaki noktalara ait deformasyon değişimi. İstasyonlar batıdan, doğuya doğru sıralanmıştır.



4.1.2. Deniz Jeofiziği Verilerinin Değerlendirilmesi ve Yorumu

4.1.2.1. Marmara Denizi Kuzey Şelf Alanı Multibeam Batimetrik ve Lagünlerde Toplanan Singlebeam Batimetrik Verilerinin Yorumu

Marmara Denizi kuzey kıta sahanlığına ait bu çalışma kapsamında üretilmiş batimetriharitası incelendiğinde (Şekil 4.22 ve 4.23), genelde kıydan şelfin dış kenarına doğru yaklaşık -100 m derinliğe kadar düşük eğimlerle derinleşen yataya yakın bir deniz tabanı morfolojisi hakimiyeti izlenmektedir (Ambarlı-Küçükçekmece dışında, burada göreceli bir sığlık alanının varlığı dikkat çekicidir). Bu tekdüze taban morfolojisi, İstanbul Boğazı ve Küçükçekmece arasında, büyük olasılıkla kara alanının denizaltındaki uzantısından veya bölgenin yapısal özelliklerinden kaynaklanan sığ bir düzlükle bozulmaktadır (Yaklaşık 75m derinliklerde olan İstanbul Boğazı çıkışı, Küçükçekmece-Sarayburnu arasında sığlaşarak -20 ila -30m derinliğe ulaşmaktadır). Bu düz bir yapıya sahip olan platform, Küçükçekmece'nin batısına akıntılar ile malzeme taşınmasını ve sediman birikmesini kontrol eden önemli bir konuma sahiptir. Bu tekdüze yüzey morfolojisi, İstanbul Boğazı ve Küçükçekmece Lagünü çevresinde, kıyı hattına paralel olarak uzanan çizgisellikler tarafından bozulur (Şekil 4.27). Bunlara ilave olarak, yine Büyükçekmece Lagünü açıklarında, şelfin dış kenarında izlenen iki önemli kanyon, bu alanda yamaç boyunca önemli bir sediment transferi meydana gelmekte olduğunu işaret eder.

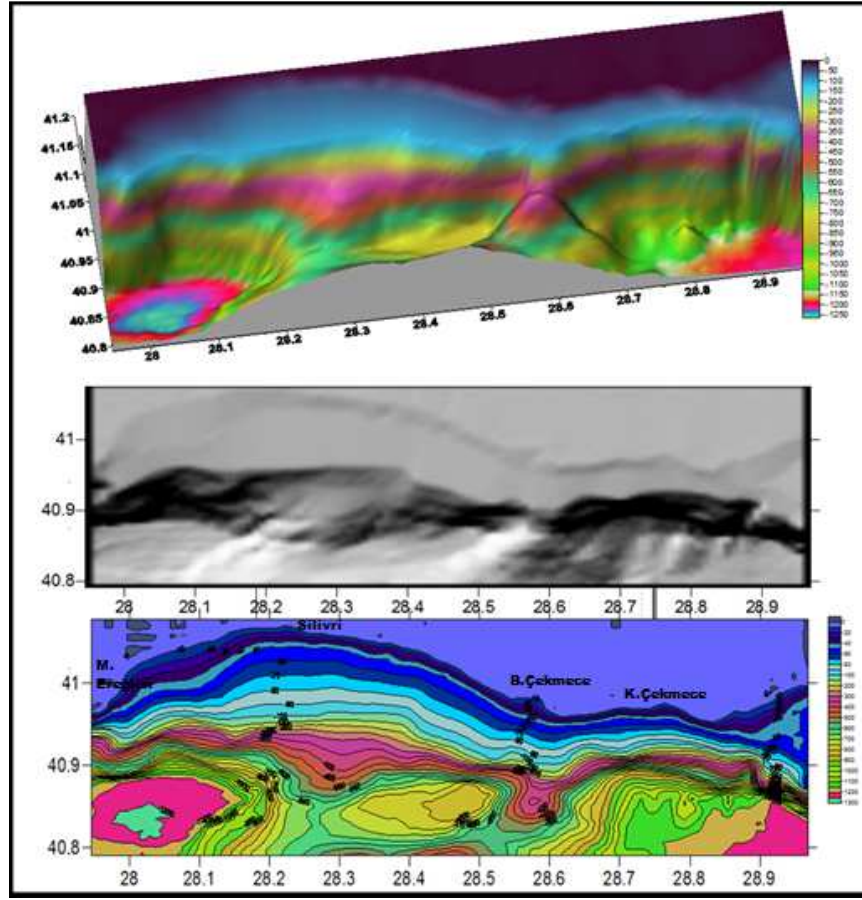


Şekil 4.22: Marmara Denizi Kuzey Şelf Alanı batimetrisi.

Büyükçekmece civarında ise (Şekil 4.24), özellikle karada Gürpınar bölgesindeki heyelanlarla ilişkilendirilebilecek ve faylanmalarla (bu konu sismik verilerin bulunduğu kısımda detaylı olarak tartışılacaktır) kontrol edilmiş, bir heyelan topuğunun varlığı görülmektedir. Şekil 4.24’de, bu kısımdan koparak kayan bir kütlenin kopma ve kayma konumu açık olarak gözlenebilmektedir.

Büyükçekmece - M. Ereğlisi Arası Çalışma alanının batimetri haritası incelendiğinde (Şekil 4.23), -50 metre derinliğe kadar yaklaşık. 1.5° eğimle, -50 ile -100 metre derinlikleri arasında düzlük, açıklarda -100 metreden sonra da çok dik bir yamaç şeklinde olduğu görülmektedir.

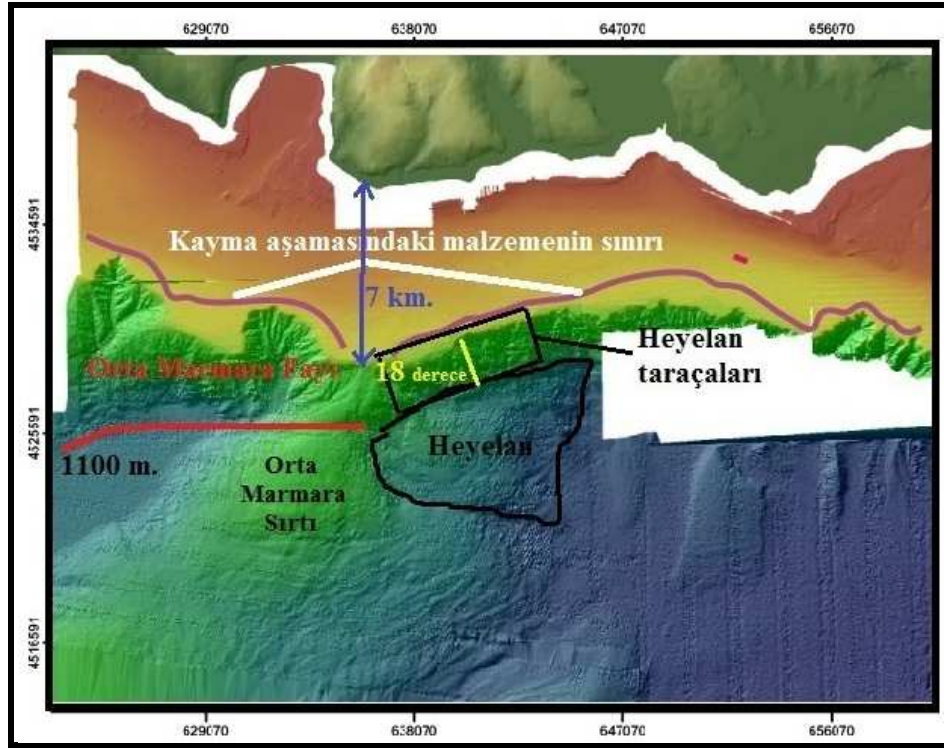
Büyükçekmece – Silivri kıyılarından -50 metre derinliğe kadar olan az eğimli kesim normal faylanma sonucu oluşmuştur. Batimetrinin -100 metre derinlikleri arasında görülen düzlük ise bu faylanmadan sonra oluşan yaklaşık D-B uzanımlı 5 havzacık yer alır. Bu havzacıkların kuzey ve güney kenarları normal faylarla sınırlanmış, doğu ve batı kenarları ise KD-GB yönlü doğrultu atımlı fayların oluşturduğu sırtlarla ayrılmıştır. -100 metre dikliği ile havzacıklar arasındaki -70/-100 metre derinlikleriyle sınırlı alanda batimetri normal faylardan etkilenecek 7.5-15 metrelik diklikler oluşturmuştur.



Şekil 4.23:Marmara Denizi Kuzey Şelf Alanı ve civarının 3B mikrobatimetrisi

Batimetride gözlenen önemli bir değişim de açıklarda -95 metreden sonra görülen, yaklaşık D-B doğrultulu çok dik bir yamacın varlığıdır (Şekil 4.23). Sismik kesitlerde bu dik yamacın alt kesimleri izlenememektedir. Bu ani eğimli deniz tabanı morfolojisi değişimi, Marmara Denizi kuzeyinde, D-B uzanımlı Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun bölgeye girerek Marmara havzasını açtığı ve gerilme bileşenlerinin baskın olduğu dönemlerde oluşmuş normal faylanmanın sonucudur. Sismik cihazın penetrasyon olanakları ölçüsünde, batimetrimin -100 metrelerden ani olarak düşmesi, -140 metrelere kadar gözlenememektedir. Ancak SHOD tarafından yapılan multibeam batimetri çalışmaları (Şekil 4.22)' da görüldüğü gibi -100 metre derinliğine kadar az bir eğimle devam etmekte, -100 metre derinlikten sonra genelde Marmara Ereğlisi açıklarında daha dik ve ani bir eğimle denizin en derin yerine kadar devam eden orta Marmara çukurluğu oluşmaktadır. En derin yeri 1255 metre olan bu çukurluğun orta kısmında rombik şekilli ikinci ve daha genç bir çukurluk bulunmaktadır.

Sahanın ortalarında ise daha az bir eğim göstererek yine denizin derinliklerine kadar devam eder (600-800 metre arasında). Batimetri haritasında görüldüğü gibi denizin derinliklerinde üç adet çukurluk gözlenmektedir (Şekil 4.23). 3D boyutlu görüntü incelendiğinde, Büyükçekmece burnunun devamı olan ve kıydan yaklaşık 15–20 km uzaklıkta bir sırtın varlığı görülmektedir (Şekil 4.23). Küçükçekmece açıklarında bulunan çukurluk Çınarcık çukurluğunun devamı olarak görülmekte olup derinlik 1200 metre civarındadır. Büyükçekmece Körfezi önlerinde ve Avcılar' a kadar olan alanda, özellikle karadaki heyelanlarla ilişkilendirilebilecek ve faylanmalarla (bu konu sismik verilerin bulunduğu kısımda detaylı olarak tartışılacaktır) kontrol edildiği düşünülen heyelan topoğrafyasının varlığı görülmektedir. Şekil 4.24'de, bu kısımdan koparak kayan bir kütleinin kopma ve kayma konumu açık olarak gözlenebilmektedir.

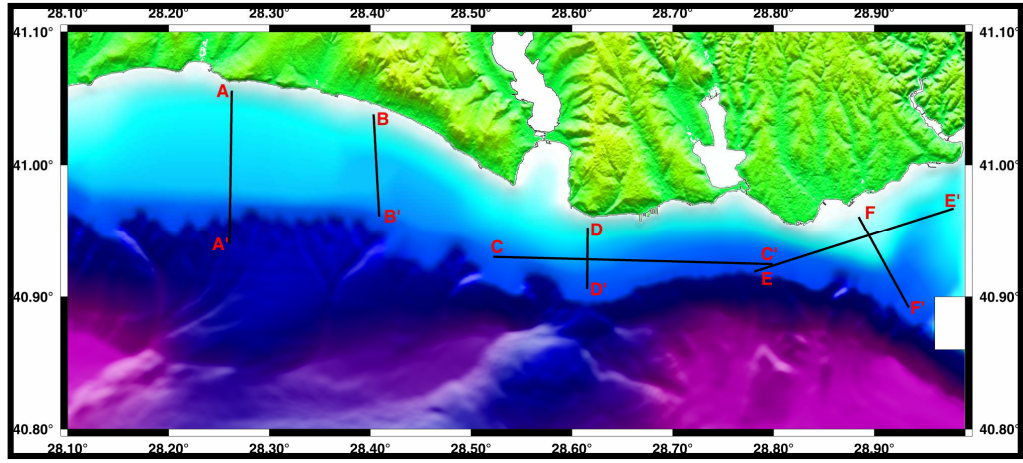


Şekil 4.24:Şelf alanında Büyükçekmece-Avcılar önlerinde görülen heyelan alanı.

Batimetri haritasında genel değişimi görüntüleyebilmek amacıyla, Şekil 4.22’de verilen batimetri verisi kullanılarak, kıyıya paralel ve dik olmak üzere,

- 1- Silivri-Büyükçekmece
- 2- Büyükçekmece-Küçükçekmece
- 3- Küçükçekmece-Sarayburnu

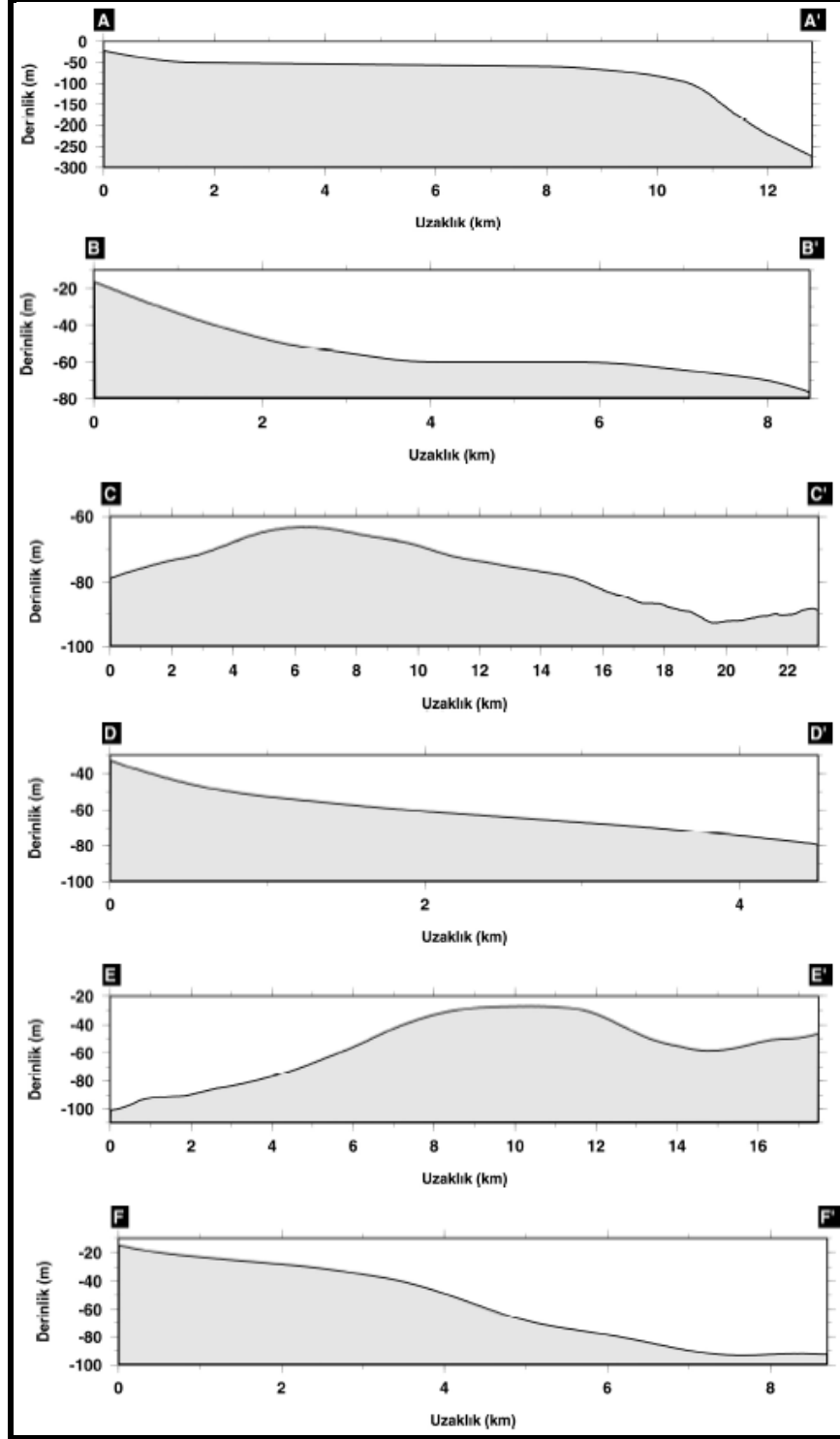
arasında toplam 6 adet derinlik profili oluşturulmuştur (Şekil 4.25 ve Şekil 4.26, TÜBİTAK-MAM, 2008).



Şekil 4.25: Batimetri verisi kullanılarak, kıyıya paralel ve dik olmak üzere alınan derinlik profillerinin lokasyonları (TÜBİTAK-MAM,2008).

A-A’ topoğrafik kesiti; Silivri açıklarındaki yataya yakın ve geniş şelf alanını göstermektedir. B-B’ topoğrafik kesiti; fayların sınırlandığı düşünülen eski bir Lagün alanını D-B yönünde kesen derinlik profilidir. C-C’ topoğrafik kesiti; Büyükçekmece-Küçükçekmece arasında uzanan ve Gürpınar açıklarındaki topoğrafik yükseltiyi de kesen derinlik profilidir. D-D’ topoğrafik kesiti; Gürpınar açıklarındaki 100 m konturuna kadar olan yüksek bir eğime sahip olan dar bir yapıdaki şelf alanına ait derinlik kesitidir. Bu bölgede kıta sahanlığının sahip olduğu genişlik ve eğim Silivri açıklarındaki gözlenen taban yapısal özellikleriyle karşılaştırıldığında oldukça farklı bir yapı sergilemektedir. E-E’ topoğrafik kesiti; Küçükçekmece-Sarayburnu arasındaki geniş sığ düzlüğü ve İstanbul Boğazı taban özelliklerini yansıtan derinlik kesitidir. F-F’ topoğrafik kesiti; E-E’ ile gösterilen kesite dik alınmış olup, Bakırköy önlerindeki

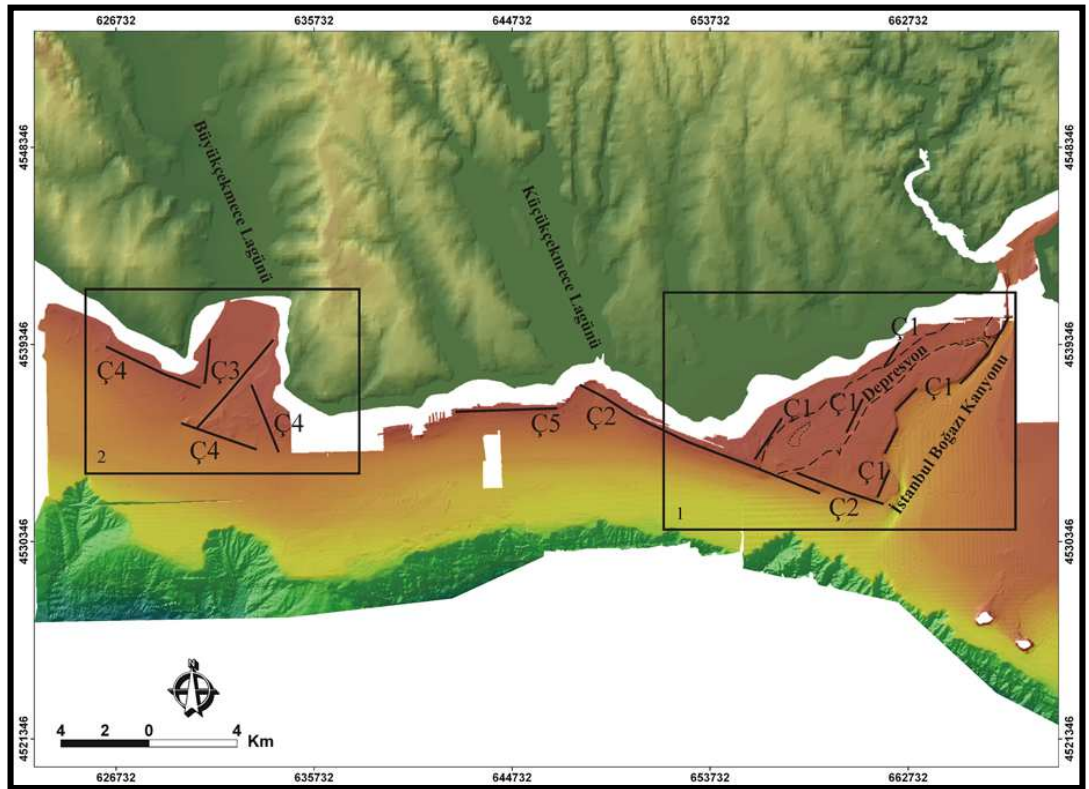
düzlüğü ve İstanbul Boğazı'nın bu alandaki derinlik değişimini gösteren derinlik profilini temsil etmektedir.



Şekil 4.26: Batimetri verisi kullanılarak, kıyıya paralel ve dik olmak üzere alınan derinlik profilleri (TÜBİTAK-MAM, 2008).

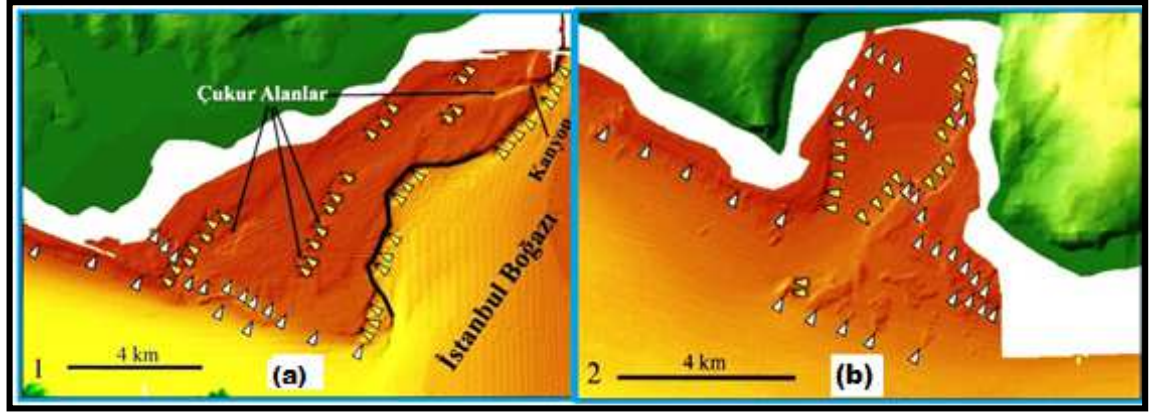
Marmara Denizi kuzey şelfinde multibeam batimetri verisi üzerinde, İstanbul Boğazı ile Büyükçekmece Lagünü arasında kalan genelde kıydan şelfin dış kenarına doğru yaklaşık -100 m derinliğe kadar düşük eğimlerle derinleşen yataya yakın deniz tabanı morfolojisi İstanbul Boğazı ve Küçükçekmece Lagünü çevresinde, kıyı hattına paralel olarak uzanan çizgisellikler tarafından bozulur (Şekil 4.27).

Bunlara ilave olarak, yine Büyükçekmece Lagünü açıklarında, şelfin dış kenarında izlenen iki önemli kanyon, bu alanda yamaç boyunca önemli bir sediment transferi meydana gelmekte olduğunu işaret eder (Şekil 4.27).



Şekil 4.27:İstanbul Boğazı ile Büyükçekmece Körfezi'nin batısına kadar olan şelf alanının batimetrisi ve önemli bazı çizgisellikler (Tur, 2007'den değiştirilerek).

Söz konusu alanlara ayrıntılı olarak bakıldığında, Şekil 4.27’ de yer alan 1 Numaralı alanda İstanbul Boğazının batı yamacı ile kıyı hattı arasında ortalama -65 m derinlikli olan İstanbul Boğazı Kanyonuna oranla, -25 m derinlik değerleri ile deniz tabanında askıda kalmış bir düzeyin varlığı gözlenir (Şekil 4.28a). Bu düzey, morfolojisi itibarıyla gerisindeki kara alanının denizaltındaki uzanımı görüntüsü vermektedir. Şelfin genel derinliğine oranla daha sık bir derinlikte yer alan bu düzlüğün üst yüzey morfolojisinin de oldukça düzensiz olduğu görülmektedir. Bu düzensizlik kendini, söz konusu bölge boyunca gözlenen KKD-GGB uzanımlı lokal çukurluk alanların birleşmesi ile oluşan geniş bir depresyon olarak göstermektedir (Şekil 4.28a).



Şekil 4.28: İstanbul Boğazı batı (a) yamacı ile Büyükçekmece açıkları (b) ayrıntılı multibeam batimetri haritaları. Beyaz oklar KB-GD, sarı oklar ise KKD-GGB ve K-G yönlü çizgisellikleri işaret ederler (Tur, 2007’den değiştirilerek).

Depresyon içerisindeki çukurluklardan en kuzeyde yer alanının boğazın batı yamacını keserek bu alanda bir kanyon oluşturmuş olduğu gözlenir (Şekil 4.28a). Bu morfolojisi yüzünden söz konusu kanyon ve gerisindeki çukurluk alanı, son buzul dönemi sırasında deniz düzeyi günümüz seviyesinden yaklaşık 90 m daha derinde iken (Smith vd., 1995) bu alanda etkili olan bir akarsu vadisi ve bu vadinin boğaza katıldığı kanyon olarak yorumlamak mümkündür. Bununla birlikte söz konusu çukurlukların doğrusal yamaçları ve dizilimleri, onların yapısal unsurlardan da etkilenmiş olduklarını gösterir. Bu durumda söz konusu çukurluk alanların dizilimleri, onların deniz tabanında KKD-GGB uzanımlı birer çizgisellik oluşturduğunu gösterir. Bu alanda İstanbul Boğazı

Kanyonu batı yamacında gözlenen benzer çizgisellikler, Tur (2007)'de Tuzla Körfezi ile İstanbul Boğazı arasındaki şelf alanında belirlenmiş 12 numaralı fay tarafından kontrol edilen KKD-GGB yönlü basamaklanmalar olarak yorumlanmıştır (Şekil 4.28a).

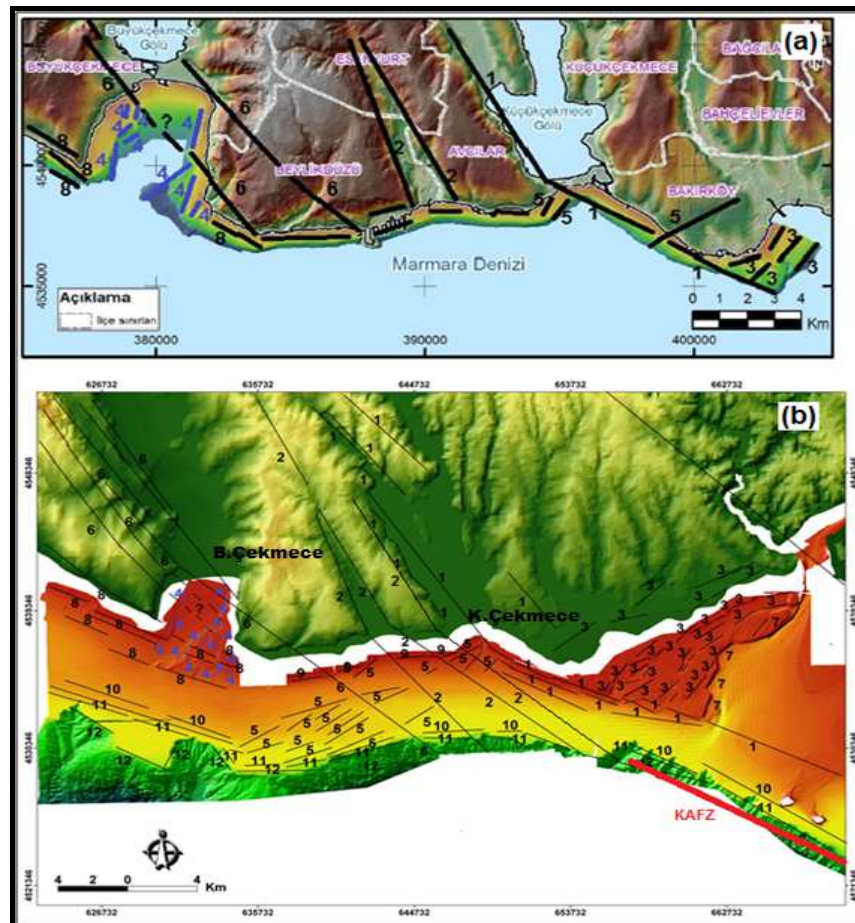
Söz konusu fay tarafından kontrol edilen boğazın batı yamacı, KKD-GGB yönlü doğrusal yamaç parçalarından oluşan karmaşık bir yamaç morfolojisi sunar. Doğrusal yamaç parçalarından oluşmuş olsa da bu yamacın genel şeklinin aslında boğaz kanyonuna doğru açılan içbükey bir morfolojiye sahip olması (Şekil 4.28a). Ayrıca yamaçta fayların dışında bir heyelanın etkisinin olabileceğini de düşündürmektedir. Bu alanda yapılmış olan sismik çalışmalar da boğaz kanyonunda yer alan sedimentler kütlenin bir heyelana ait kaymış malzeme olabileceğinin iddia edilmiş olması bu yorumu desteklemektedir.

İstanbul Boğazı batı yamacı ile kıyı hattı arasında yer alan bu yüksek düzlüğün güneydeki sınırını KB-GD uzanımlı bir yamaç oluşturur (Şekil 4.28a). Söz konusu doğrusal yamaç, KB-GD uzanımlı bir çizgiselliğin (1) varlığını işaret eder. Bu yamacın batıya doğru olan devamı Küçükçekmece Lagünü'nün doğusundaki KB-GD uzanımlı doğrusal kıyı hattının açığında ve ona paralel olarak deniz tabanında yer alan bir basamakla birleşir (Şekil 4.27, 4.28a). Bu çizgiselliğin doğuda son bulduğu alanda İstanbul Boğazı kanyonu batı yamacına yaslanmış olan K-G yönlü dar ve derin kanalın varlığı dikkati çeker. Söz konusu kanal, bu alandaki alt akıntı tarafından oluşturulmuş olabileceği gibi söz konusu kanal, bu alandaki bir genç yapısal unsurun deniz tabanındaki etkisi ile gelişmiş de olabilir.

Bu alanda şelf üzerindeki ikinci karmaşık morfolojiye sahip alana Büyükçekmece Lagünü açığında rastlanmaktadır (Şekil 4.27, 4.28b). Bu alanda şelf üzerindeki karmaşayı yaratan unsurlar, Büyükçekmece Lagünü'nü doğu ve batıdan sınırlamış olan kara parçalarının denizaltındaki devamlarıdır (Şekil 4.28b). Bu iki bölge denizaltında da geride Büyükçekmece Lagünü ile temsil edilen havzayı, şelf üzerinde de doğu ve

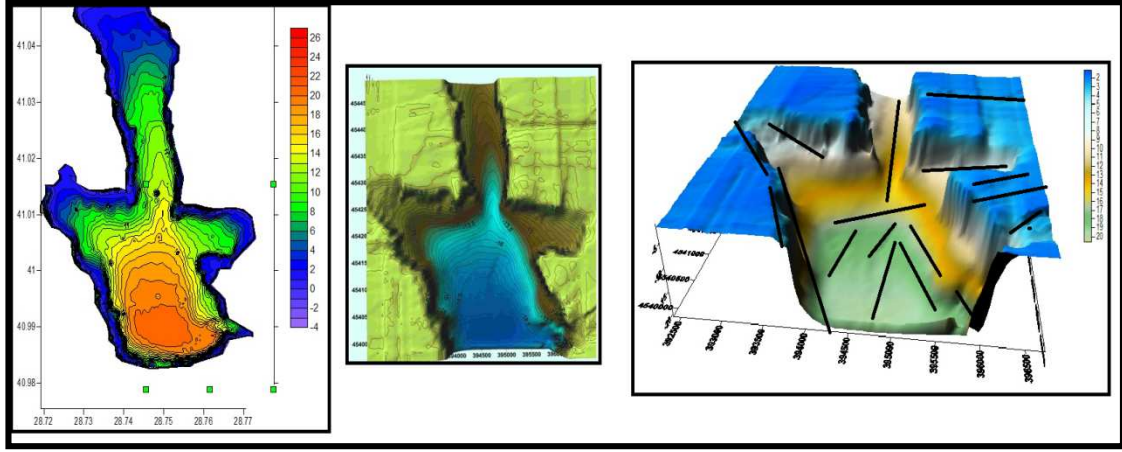
batıdan sınırlarlar. Bu sınırların deniz tabanında oluşturduğu basamaklar ise, bu alandaki K-G ve KKD-GGB uzanımlı çizgisellikleri oluştururlar (Şekil 4.28b). Şelf tabanı üzerinde izlenen söz konusu basamaklar, kıyı hattının genel trendi ile paralel olarak denizaltında uzandığı gözlenen KB-GD doğrusal basamaklarla sınırlandırılmış durumdadır. Deniz tabanında izlenen söz konusu basamaklar bu alanda etkili olan KB-GD yönlü çizgisellikler olarak yorumlanmışlardır (Şekil 4.28b).

Büyükçekmece Körfezi’nin batısı ile İstanbul Boğazı Çıkışı arasında kalan şelf alanında elde edilen batimetrik veriler ile Harita Genel Genel Komutanlığı’ndan temin edilen topoğrafik veriler birleştirilerek elde edilen sayısal arazi haritası üzerinde tüm çizgisellikler Şekil 4.28a,b’de verilmektedir.



Şekil 4.29:a) İstanbul Boğazı ile Büyükçekmece arası sayısal arazi modeli ve 0-20 m. arasında izlenen çizgisellikler (İBB), b) 20-130 m. arası şelf alanında görülen çizgisellikler.

Küçükçekmece Lagünü içerisinde toplanan batimetrik veri (Şekil 4.30) incelendiğinde; lagünün genişleyerek kollara ayrıldığı alanın önünden denize doğru yaklaşıldığında yani güneye doğru gittikçe derinleşen ve 18-20 metre derinliğe ulaşan bir iç havzanın bulunduğu dikkat çekmektedir. Ayrıca lagünün kuzeyde başlayan dar alanın ortasında kuzeyden güneye doğru uzanan 13-15 m derinlikte bir iç kanal yer almaktadır. Bu kanal derinleşen ve genişleyen bölümde de devam etmektedir. Ayrıca kuzey-güney, kuzeybatı-güneydoğu ve doğu-batı çizgisellikler batimetri haritasında gözlenmektedir. Lagünde ortalama su derinliği ise 8.5 metredir.



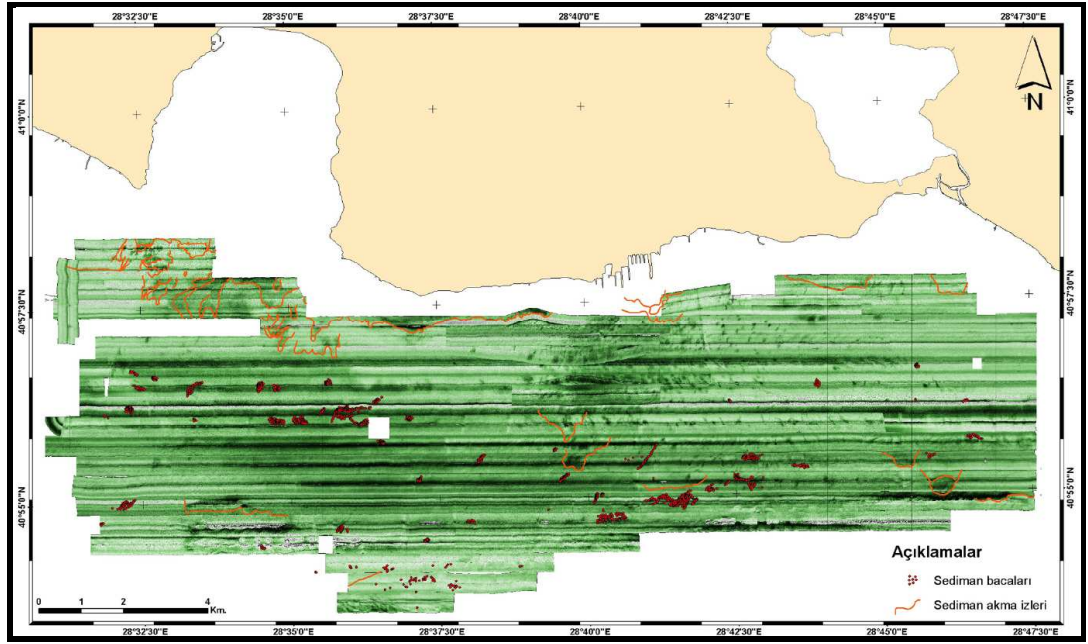
Şekil 4.30:Küçükçekmece Lagünü'nün batimetrisi ve çizgisellikler.

Büyükçekmece lagünü içerisinde ortalama su derinliği 3-4 metre olup bu gölün tabanında bir düzlük olarak kendini göstermektedir. Çalışmanın yapıldığı sırada en derin yerler ise 6-7 m'yi geçmemektedir. Fakat bu lagün baraj gölü olarak kullanıldığından su derinliği oldukça değişken olduğu için burada batimetrik veri toplanmamıştır.

4.1.2.2.Marmara Denizi Kuzey Şelf Alanında Büyükçekmece Körfezi ve Lagünler Arasında Kalan Alanda Toplanan Yanal Taramalı Sonar Verilerinin Yorumu

Büyükçekmece Körfezinde elde edilen sonar görüntüsünde (Şekil 4.31), YTS verilerinin genel özelliğine bağlı olarak, koyu yerler (sonar dalgasının yutulduğu kısımlar)

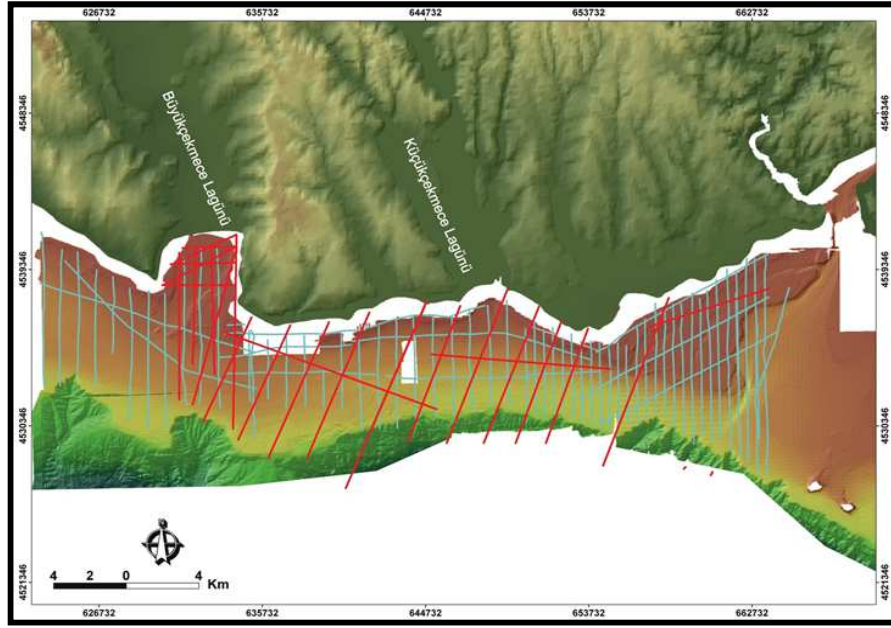
Gürpınar bölgesinde gözükmemektedir. Bununla birlikte bunun aldatıcı bir görüntü olduğu düşünülmektedir. Bölgede hakim olan taban akıntı rejiminin, Büyükçekmece-Küçükçekmece arasında malzeme birikmesine engel olduğu ve İstanbul Boğazı dip akıntısının ise Yeşilköy-Bakırköy önlerinde yer alan batimetrik yükseltinin sahip olduğu konumdan dolayı bölgeye sediman taşınımını sınırladığı düşünülmektedir. Oluşturulan mozaik haritada çizilen sediman akma izleri, tabanda bölgenin temel dinamiğine bağlı olarak depolanmış bulunan sedimanlar üzerinde oluşan sediman kayma ve akma alanlarının akış yönündeki sınırlarını belirtmektedir. Ayrıca tabanda ayırt edilen diğer önemli bir yapısal unsurda, hazırlanan mozaik haritasında sediman bacaları olarak adlandırılmıştır. Bu yapılar uygun bir çizgisellik üzerinde veya bir alanda toplanmış yaklaşık 10-50m lik bir çapa ve 1-3m lik bir yüksekliğe sahip olan sediman konileridir. Bu sediman konilerinin, tabandan çıkan gaz alanlarına karşılık geldiği ve muhtemelen ortalarından çıkan gazların daha derinlerden taşıdığı sediman taneleriyle beslenerek koni şeklinde oluştuğu düşünülmektedir. Bu konuda yeterince çalışmanın olmaması ve bu tip yapıların daha önceki çalışmalarda detaylı bir şekilde araştırılmamış olması bu yapılar hakkında daha kesin ve detaylı bilgi aktarabilmemize imkan vermemektedir. Ancak, bu yapıların bulunduğu alanlarda ve çizgisellikler boyunca gaz çıkışlarının olabileceği ve bu gaz çıkışlarında taban yapılarında muhtemel süreksizliklerden kaynaklanabileceği düşünülmektedir.



Şekil 4.32:Büyükçekmece ile Küçükçekmece Körfezleri arasında kalan şelf alanında toplanan yanal taramalı sonar görüntüsü (TÜBİTAK, 2008).

4.1.2.3. Marmara Denizi Kuzey Şelf Alanında Lagünlerin Önünde Toplanan Sığ Sismik Verilerin Stratigrafik Yorumu

Büyükçekmece ve Küçükçekmece Lagünlerinin önündeki şelf alanında toplanan sığ sismik verilerin lokasyon haritası (Şekil 4.33) aşağıda verilmektedir. Bu veriler stratigrafik ve yapısal açıdan değerlendirme ve yorumlamaya tabi tutulmuştur. Bu bölümde stratigrafik yorumlamalar anlatılacaktır.



Şekil 4.33:İstanbul Boğazı ile Büyükçekmece Körfezi'nin batsı arasındaki şelf alanında, Dz. K.K. SHODB'na bağlı araştırma gemileri ve İstanbul Üniversitesi Arar Araştırma Gemisi tarafından toplanmış olan sığ sismik verilerin lokasyon haritası.

İstanbul Boğazı ile Büyükçekmece Körfezi'nin batsı arasındaki şelf alanında lokasyon haritası Şekil 4.33' de verilen sismik kesitler üzerinde yapılan yorumlama sonucu belirlenen stratigrafik birimler,, Alt ve Üst Ünite olmak üzere iki ana üniteye ayrılmıştır

Alt Ünite (Temel): Çalışma alanında Alt Ünite'nin, üzerinde yer alan birimlerle arasında oldukça yüksek bir yansıma genliğine sahip yüzeyin bulunduğu gözlenir (Şekil 4.34–4.38). Bu yüzey Alt Ünite'nin, üzerindeki çökellerle arasındaki akustik empedans farkının oldukça yüksek olması gerektiğini gösterir. Akustik empedans farkının bu alanda da bu denli yüksek oluşu ise Alt Ünite'nin, üzerindeki örtüye oranla kaya-zemin arasındaki gibi önemli bir fiziksel ayrımı işaret eden bir değişimin sınırını işaret ettiği düşünülmektedir. Alt Ünitenin üst yüzeyi erozyona uğramıştır (Şekil 4.34). Bu birimin üst yüzeyi üzerine, Üst Ünite'de yer alan çökellere ait yansıma yüzeylerinin onlap ve downlap ile sonlanmaktadır (Şekil 4.34). Bu durum, Alt Ünite'nin, üzerinde yer alan çökeller açısından bir temel niteliğinde olması gerektiğine işaret eder. Alt Ünite'nin üst yüzeyinin karaya doğru ilerlendiğinde sığlaşıyor olması, bu yüzeyin karada yaygınca

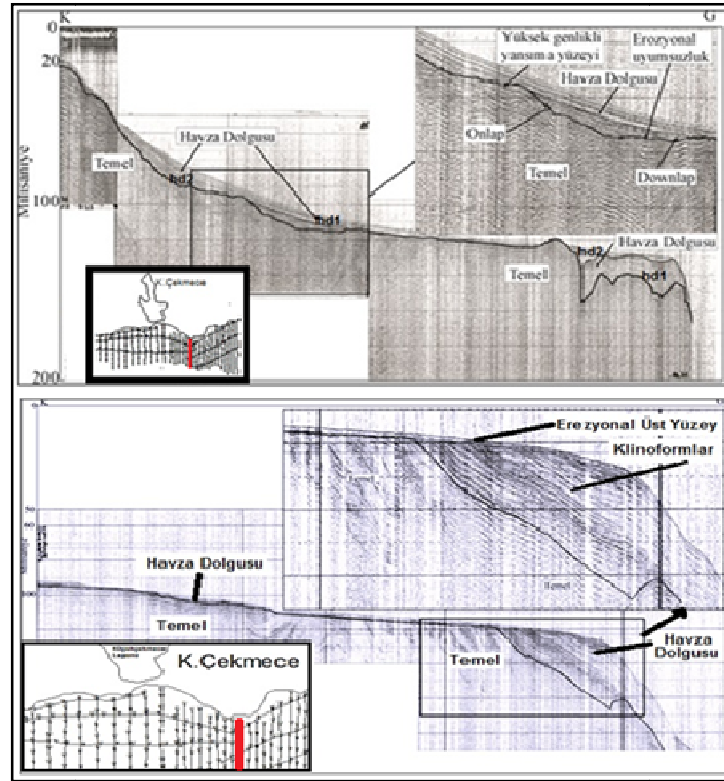
mostra veren birimlerin üst yüzeyi ile birleşiyor olduğunu düşündürmektedir (Şekil 4.34).

Çalışma alanının İstanbul Boğazı ile Büyükçekmece Lagünü arasında kalan bölümünde, İstanbul Yarımadası'nın Marmara Denizi kıyılarında Oligosen ve Üst Miyosen yaşlı birimlerin mostra veriyor olması nedeniyle, bu alanda sismik kesitlerde izlenen temeli oluşturan birimlerin Oligosen ve Üst Miyosen yaşlı birimlerden oluşması gerektiğini göstermektedir. Bölgede daha önce yapılmış olan çalışmalarda da benzer bir yaklaşımla bu birim Oligosen-Üst Miyosen yaşlı birimlerin denizaltındaki devamı olarak yorumlanmıştır (Gökaşan vd., 2002; Oktay vd., 2002). Bu nedenle sismik kesitlerde yüksek genlikli yansıma yüzeyi altında kalan birimin (Alt Ünite), İstanbul Yarımadası Marmara Denizi kıyısı boyunca geniş alanlarda mostra veren Oligosen-Üst Miyosen yaşlı istifin denizaltındaki devamı olduğu sonucuna varılmıştır. Alt Ünite'nin iç yansıma şekillenmesi, Şelfin doğusundaki karşılığına göre kaotikten paralele kadar değişen bir çeşitlilik gösterir. Bu yansıma şekillenmesinin Tuzla Körfezi ile İstanbul Boğazı arasındaki Paleozoyik yaşlı Alt Ünite'den farklı olmasının nedeni, birimlerin arasındaki önemli yaş farkı nedeniyle Oligosen-Üst Miyosen yaşlı temelin doğudaki Paleozoyik yaşlı karşılığına oranla çok daha az bir deformasyona uğramış ve bu nedenle ilksel depolanma ortamındaki tabaka yapısını belli ölçülerde korumuş olmasıdır. İstanbul Boğazı kanyonunu kesen bir sismik kesit üzerinde (Gökaşan vd., 2002; Şekil 4.34) kanyonun batı yamacında Alt Ünite'ye ait kaotik yansımaların, paralel yansımalara geçiş göstermiş olması, bu alanda Paleozoyik ve Oligosen-Üst Miyosen yaşlı birimlerin arasındaki sınır olarak değerlendirilmiştir. Alt Ünite İstanbul Boğazı kanyonu doğu parçası boyunca sığ sismik veri üzerinde, birimin üst yüzeyi enerjinin penetrasyon derinliğinin altına inmiş olduğundan dolayı, izlenemeyecek kadar derindir (Şekil 4.34). Bununla birlikte boğazın batı yamacına doğru ilerlendiğinde temel önce, kesitlerde düşük açılı olgun bir üst yüzey morfolojisi ile görülmeye başlar. Boğaz kanyonunun batı yamacında ise temelin belirgin bir biçimde yükseldiği görülür (Şekil 4.35).

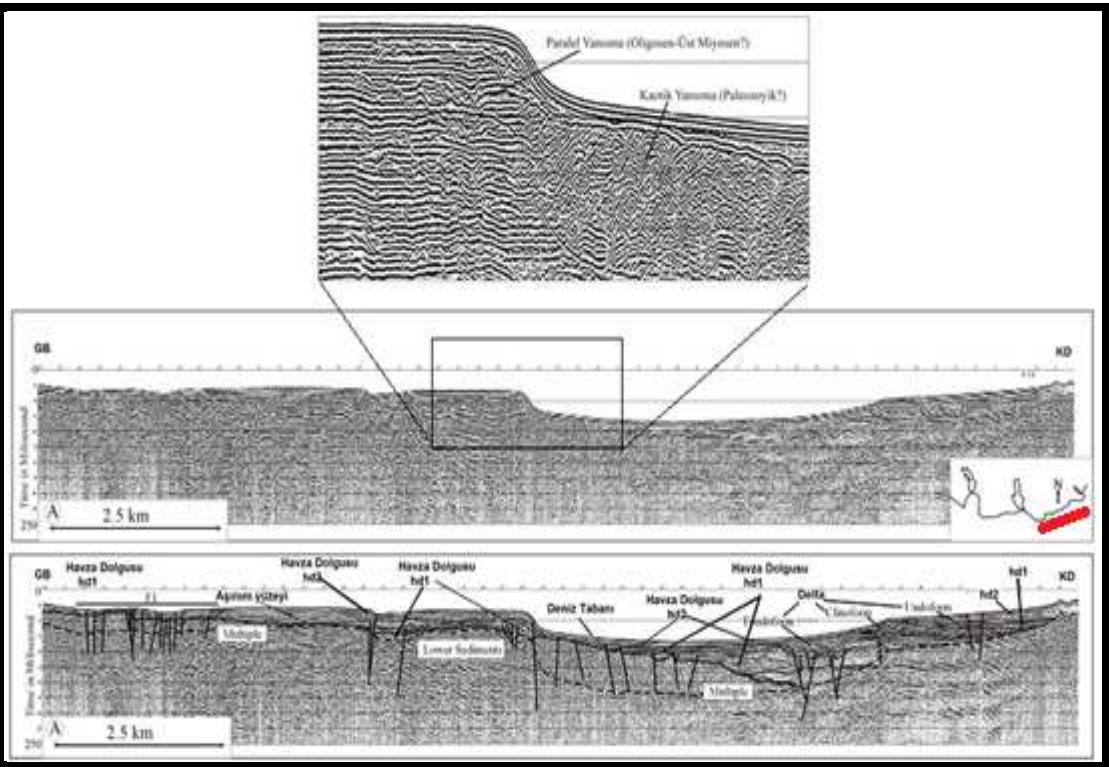
İstanbul Boğazı ile Büyükçekmece arasındaki alanda Oligosen-Üst Miyosen yaşlı birimlerce temsil edilen bu birim, söz konusu alanda deniz tabanına oldukça yakın derinliklerde yer alır (Şekil 4.34, 4.35, 4.36). İstanbul Yarımadası boyunca Oligosen-Üst Miyosen yaşlı birimlerin üst yüzeyi de, Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı olgun aşınım yüzeyi tarafından aşındırılmış olduğundan, söz konusu yüzeyin denizdeki devamının üst yüzeyi de yine bu erozyondan etkilenmiştir. Ancak şelf alanının batı ve orta parçasını oluşturan bölümde temelin, Tuzla Körfezi ile İstanbul Boğazı arasında kalan alana göre oldukça sık olmasından ve Üst Ünite'nin de yine bu alanda göreceli olarak çok ince olmasından dolayı, Alt Ünite'nin üst yüzeyini etkilemiş olan Üst Miyosen-Pliyosen dönemi aşınım yüzeyi üzerine Pleistosen'deki buzul dönemleri sırasında düşen deniz düzeyine bağlı olarak oluşan erozyonal etkiler de sürempoze olmuş olmalıdırlar. Özellikle söz konusu buzul dönemlerinden sonuncusu sırasında -90 m'nin altına inen Marmara Denizi su düzeyine göre bir kara alanı olan ve bunun ardından da yükselen deniz düzeyine bağlı olarak Transgresif bir erozyona maruz kalan bu yüzeyin günümüzdeki morfolojisinin söz konusu transgresyon sonucu gelişen bir revainment yüzeyi olması gerektiği düşünülmektedir. Söz konusu döneme ait erozyonal işlemin etkileri şelfin doğusunda ise, Alt Ünite'nin değil, genç çökellerin üzerinde izlenmektedir.

Üst Ünite (Havza Dolgusu): Bu birime ait yansımaların, altında yer alan Oligosen-Üst Miyosen yaşlı temelin üst yüzeyi üzerinde onlap ve downlap ile sonlanıyor olması bu ünitenin altındaki birime göre bir "Havza Dolgusu" niteliğinde olması gerektiğini gösterir. Bu ünite sismik kesitler üzerinde belirgin bir biçimde iki alt istife ayrılır. Bunlardan altta yer alanı (hd1) göreceli olarak daha kaotik bir iç yansıma şekillenmesine sahiptir ve temel üzerinde yer alan lokal çukurluk alanlarla şelfin dış kenarında gözlenmiştir (Şekil 4.34, 4.35, 4.36, 4.37 ve 4.38). Havza deposunun üstte yer alan bölümü ise (hd2) alttaki depoları (hd1) ve temeli yaygınca örter. Paralel iç yansıma şekillenmesine sahip olan bu istife ait en üstteki tabaka ise, güncel deniz tabanını oluşturmaktadır (Şekil 4.34, 4.36). Bu nedenle hd2'nin son buzul dönemi sonrasında bu alanda çökelen güncel sedimentler olması gerektiği sonucuna varılmıştır. Buna karşın altta yer alan hd1 ise, şelfin dış kenarında önemli kalınlık değerlerine ulaşır ve bu

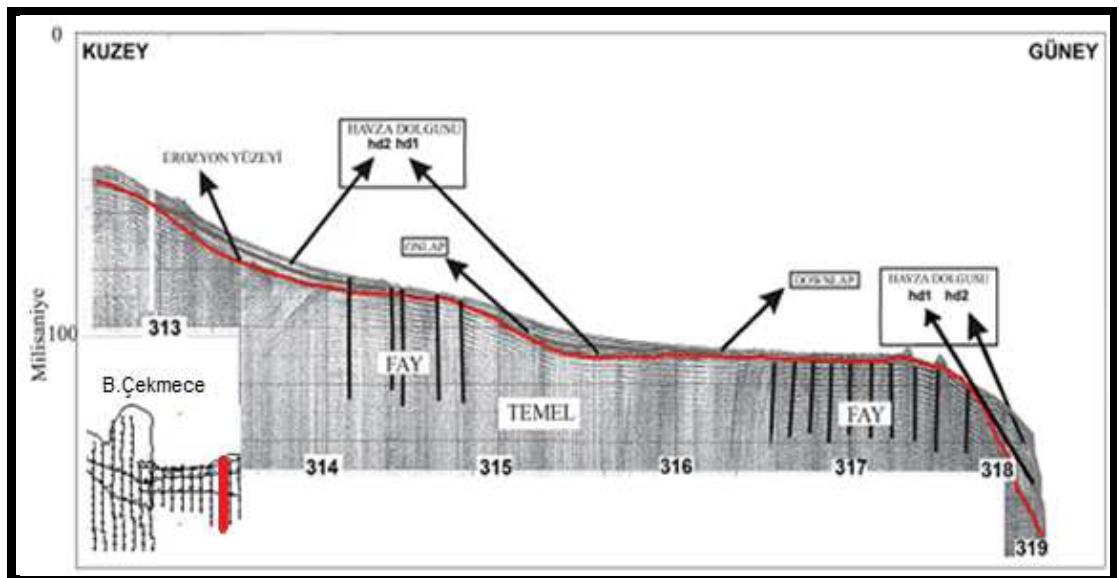
alanlarda yansıma şekillenmesi kaotik veya paralelden, ilerleyen klinoformlara dönüşür (Şekil 4.34). Bu istifin üst yüzeyinin, şelfin dış kenarından aşınmış olduğu gözlenir. Bu veriler hd2'nin son buzul dönemi sırasında çökelmiş olan low-stand depolar olması gerektiği ve kıyıdaki klinoformların da söz konusu dönemdeki plaj ortamını yansıttığı sonucuna varılmıştır.



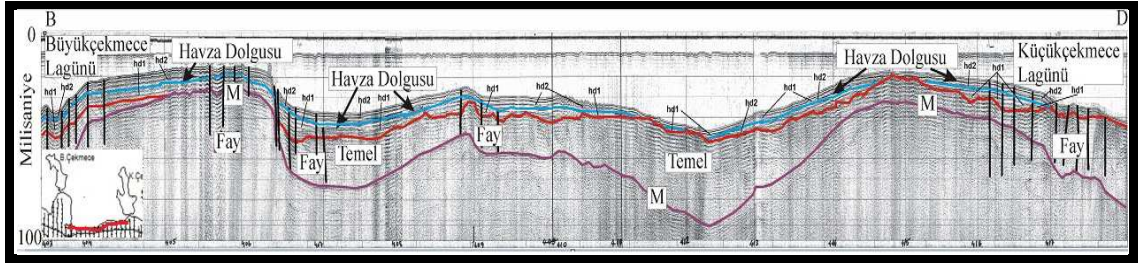
Şekil 4.34: Çalışma alanında Florya önlerinde alınan bir sismik kesit (Aktaş, 2013).



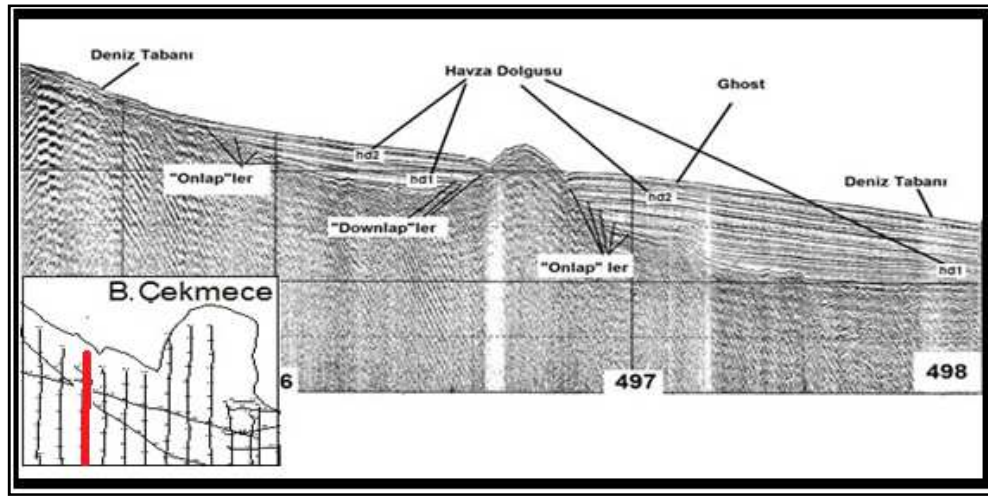
Şekil 4.35:Alt Ünite de kaotik ve paralel iç yansıma şekillenmeleri (Gökaşan vd., 2002).



Şekil 4.36:Şelf alanında Büyükçekmece'nin doğusundan bir sismik kesit (Aktaş, 2013).



Şekil 4.37:Büyükçekmece ve Küçükçekmece Gölleri arasındaki şelf alanında kıyıya paralel bir sismik kesit (Aktaş, 2013).



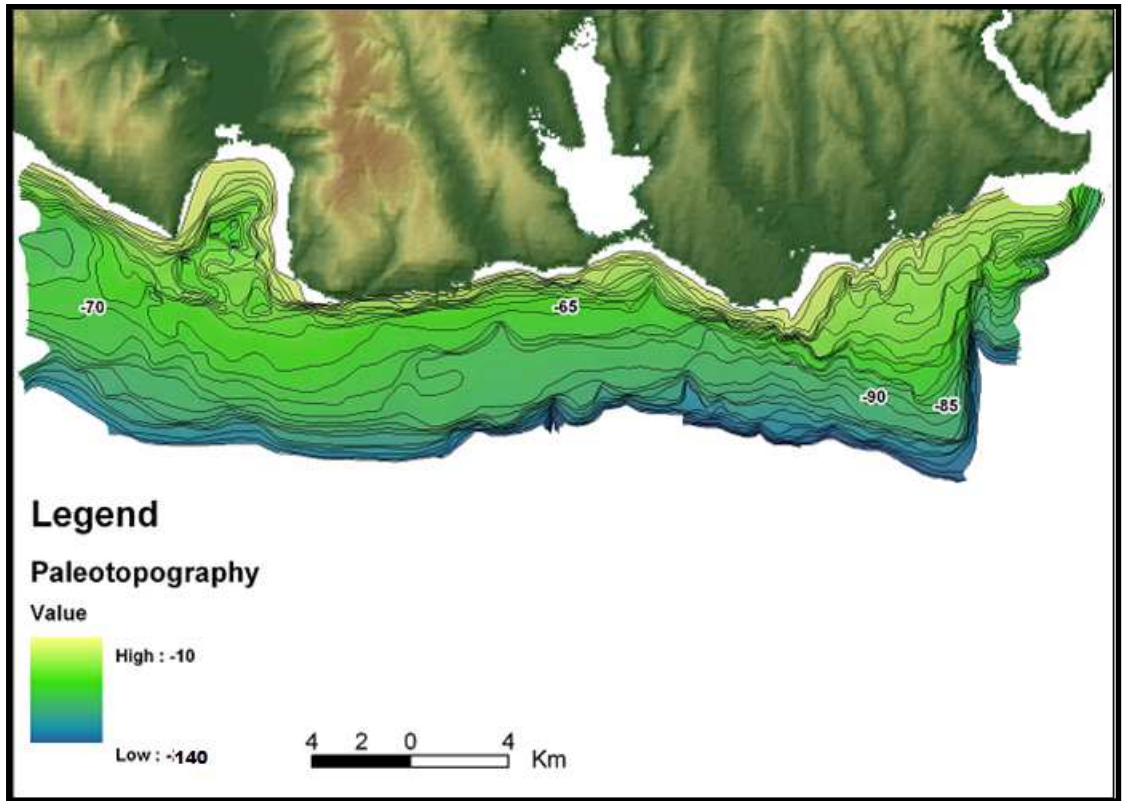
Şekil 4.38:Şelf alanında Büyükçekmece'nin batısında kıyıya dik uzanan bir sismik kesit (Aktaş, 2013).

4.1.2.4. Marmara Denizi Kuzey Şelf Alanı İstanbul Boğazı–Büyükçekmece Arasında Toplanmış Sığ Sismik Verilerden Elde Edilen Havza Dolgusu Kalınlık Ve Paleotopografik Temel Üst Yüzey Haritalarının Yorumu

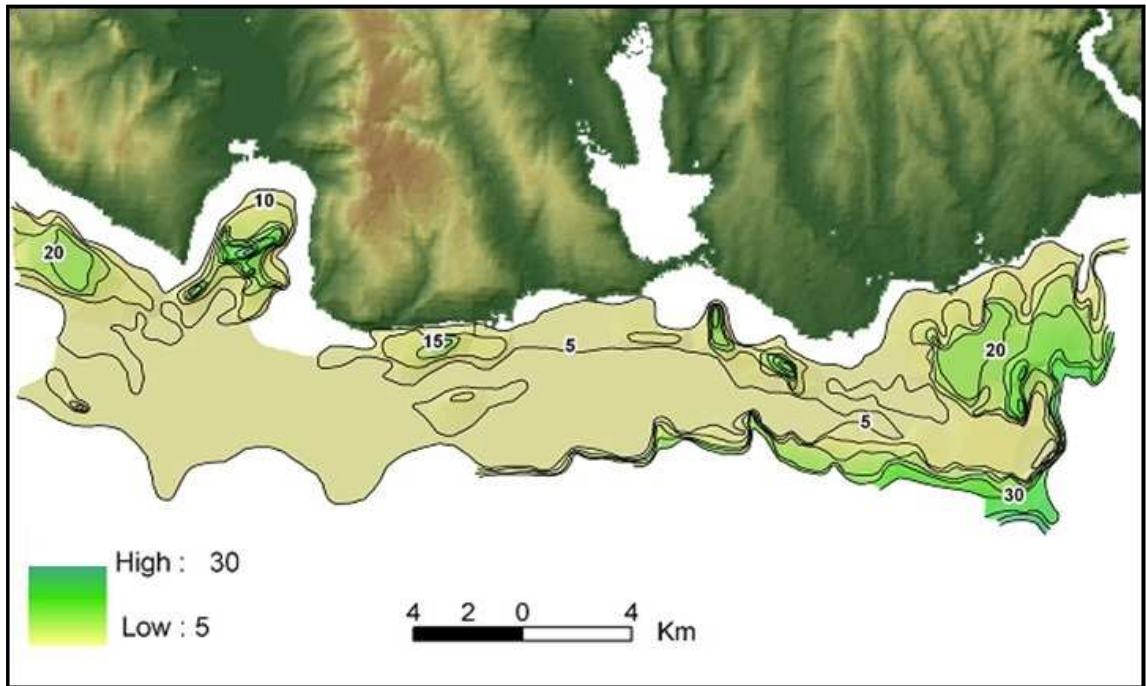
Şelf alanının İstanbul Boğazı Kanyonu-Büyükçekmece Lagünü arasında kalan bölümü ile Tuzla Körfezi-İstanbul Boğazı Kanyonu arasında kalan doğu bölümü arasında gerek temel üst yüzey ve deniz tabanı morfolojisi ve gerekse havza dolgusu sediment kalınlığı açısından son derece önemli farklılıklar gözlenmektedir (Tur, 2007). Söz konusu farklılıkların sınırını, kendisi de bu alanda oluşturduğu derin kanal yapısı ile belirginbir

morfolojik anomali yaratmış olan İstanbul Boğazı Kanyonu oluşturmaktadır (Şekil 4.39-4.40).

Temel üst yüzey paleo-topografyası dikkate alındığında, çalışmanın batı ve doğu bölümleri arasındaki farklılık ilk olarak morfolojik anlamda ortaya çıkmaktadır. Çalışma alanının doğu bölümünde söz konusu yüzeyin havza ve sırt sistemlerinden oluşan karmaşık morfolojisine sahip olduğu gözlenirken, çalışma alanının batı kısmının temel üst yüzeyinin ise çoğunlukla -50 ile -100 derinlik değerleri arasında değişen bir şelf düzlüğü olarak yer aldığı gözlenir (Şekil 4.38-4.39). Söz konusu alanların deniz tabanı morfolojisi de benzer şekilde, oldukça önemli farklılıklar göstermektedir.



Şekil 4.39: Çalışma alanı Paleozoyik ve Üst Miyosen yaşlı birleştirilmiş temel kaya üst yüzey paleo-topografya haritası (Tur, 2007).



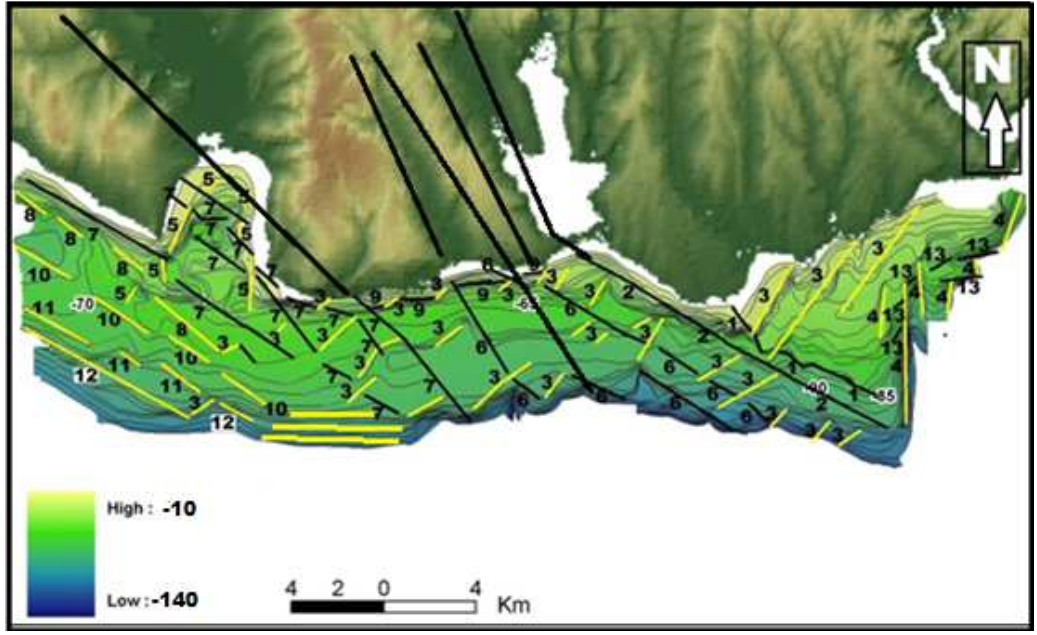
Şekil 4.40:Çalışma alanı birleştirilmiş havza dolgusu sediment kalınlık haritası (Tur, 2007).

Çalışma alanının doğusu Prens Adaları ile temsil edilen yükselimler nedeniyle karmaşık bir morfolojik yapı sunarken, çalışma alanının ise temel üst yüzeyinde olduğu gibi, çoğunlukla düşük eğimlerle şelfin dış kenarına doğru derinleşen bir şelf düzlüğüne ait morfolojiye sahip olduğu gözlenir. İstanbul Boğazı kanyonu boyunca gerek deniz tabanı ve gerekse temel üst yüzeyinin morfolojisinde gözlenen bu önemli terslenme, her iki alanda temelin üzerinde yer alan havza dolgusuna ait sediment kalınlık değerlerinde en önemli farklılığa sahiptir (Şekil 4.40). Çalışma alanının doğu bölümünde, KKD-GGB uzanımlı alt-havzalar içerisinde 100 m'den daha kalın bir havza dolgusu yer alırken, bu alandaki şelf alanında ise Üst Miyosen yaşlı temelin üzerinde, D-B uzanımlı şelf alanının önemli bir bölümü boyunca havza dolgusunun kalınlığı 5 m'nin altındadır (Şekil 4.40).

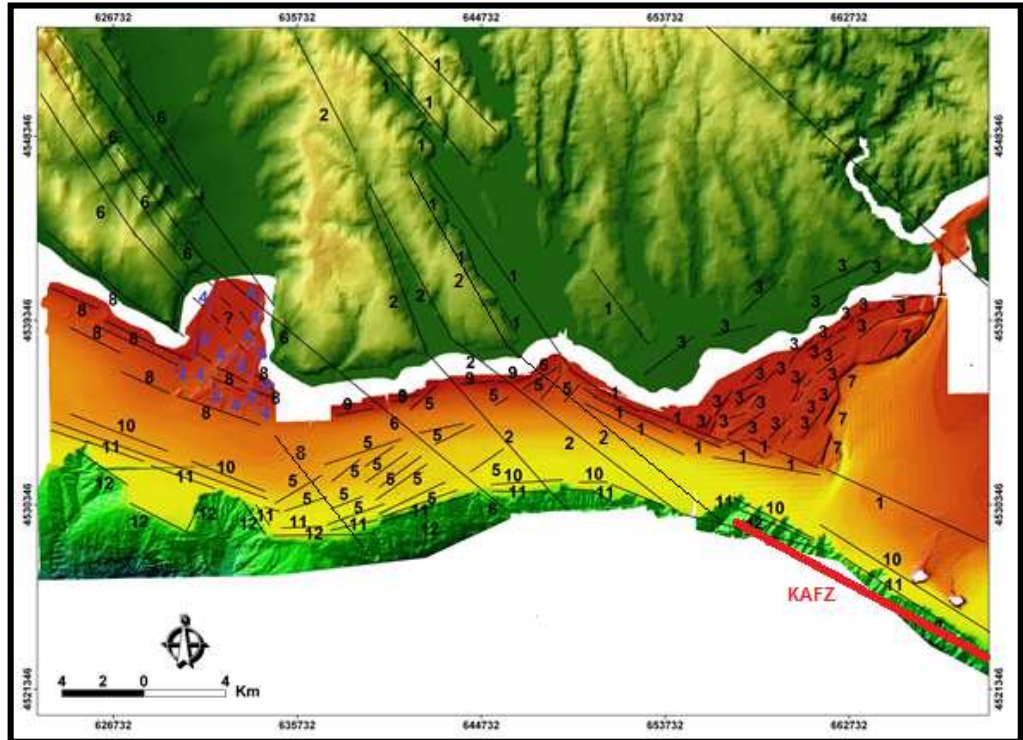
Tüm bu veriler Üst Miyosen-Pliyosen dönemindeki aşınımın ardından, çalışma alanının doğu kısmının faylar tarafından derinleştirilerek bir havza haline gelmiş olduğunu, buna karşın, batı parçasının ise bu havzalaşma döneminden etkilenmemiş olduğunu göstermektedir. Havza haline gelen bölgeye İstanbul Boğazı da dahildir ve boğaz

kanyonunun batı yamacı söz konusu havzalaşmanın sınırını oluşturur. Bu açıdan İstanbul Boğazı, söz konusu evrim içerisinde önemli bir jeolojik sınırdır yer almaktadır.

Çalışma alanının doğu bölümü, derinleşmesine bağlı olarak bir depolanma alanı haline gelmiş ve bu alan içerisinde muhtemelen Pliyo-Kuvaterner yaşlı kalın bir çökel istif dolmuştur. Ancak bu dönemler içerisinde boğaz kanyonunun batısında yer alan batı parçası ise sahip olduğu morfolojiye bağlı olarak herhangi bir depolanmanın gerçekleşmediği veya çok sınırlı bir biçimde gerçekleştiği bir alan olarak kalmıştır. Bu durum, Pleistosen'deki buzul dönemlerinde batıdaki şelf alanı çoğunlukla bir erozyonal alan olarak evrimleşmiş ve bu nedenle bu alanda biriken az miktardaki çökel de aşınmış olmasından kaynaklanmış olmalıdır. Bunun bir sonucu olarak bu alanda temelin üstünde izlenen aşınım yüzeyi sadece Üst Miyosen-Pliyosen döneminde etkili olan erozyonal faaliyetin bir ürünü değil, daha sonraki dönemlerde bu alanda etkili olan diğer erozyonal faktörlerin de etkisi sonucu gelişmiş kümülatif bir erozyonal yüzeydir. Bu açıdan genç erozyonal etkiler eski olgun aşınım yüzeyi üzerine sürempoze olarak söz konusu yüzeyi geliştirmiş olmalıdırlar. İstanbul Boğazı Kanyonu'nun batısında yer alan şelf üzerindeki çökellerin üstte yer alan ünitesinin, son buzul dönemi sonrasında bu alanda çökelen güncel sedimentlerden oluşması ve onun altında yer alan ve çok sınırlı bir yayılımı olan alt ünitenin ise, son buzul dönemi sırasında biriken low-stand depoları olmasının nedeni, bu alanın her buzul döneminde erozyona uğrayarak, buzul arası dönemlerde biriken çökellerin aşındırılması olmalıdır. Buna karşın bir havza olarak derinleşmiş olan çalışma alanının doğu bölümünde ise eski olgun aşınım yüzeyi derinleşip sedimentler tarafından örtülmüş olduğundan gömülü bir artık yüzey olarak korunmuş olmalıdır. Pleistosen'deki buzul dönemlerindeki düşük deniz düzeyine bağlı erozyonal etkiler ve buzul-arası dönemlerdeki depolanmaya bağlı çökel birikimlerinin izleri, kalın havza depoları içerisindeki pek çok uyumsuzluk yüzeyleri olarak sismik kesitler üzerinde izlenmektedir. Söz konusu buzul dönemlerinin sonuncusu sırasında meydana gelmiş olan erozyonal etkinin izleri bu nedenle, çalışma alanının batı bölümündeki gibi temel üzerinde değil, havza dolgusunun en üst bölümünde yer alan genç çökellerin üzerinde etkilidir.



Şekil 4.41:İstanbul Boğazı-Büyükçekmece Lagünü arası şelf alanının Üst Miyosen(?) temel üst yüzey paleo-topografyası üzerinde gözlenen çizgisellikler (Tur, 2007'den değiştirilerek).



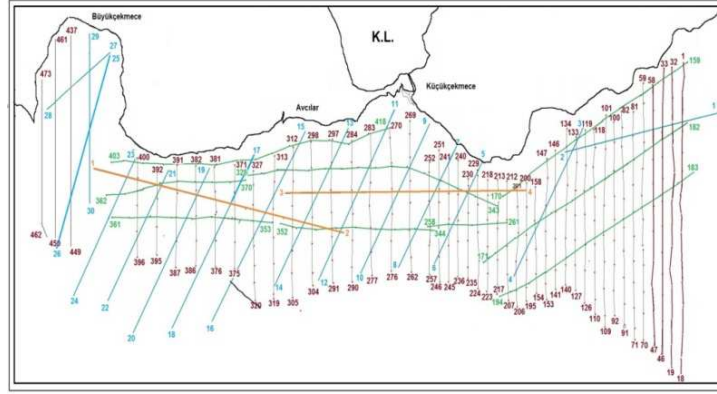
Şekil 4.42:İstanbul Boğazı ile Büyükçekmece arasında ki şelf alanında batimetri ve kara alanındaki topoğrafik verilerden elde edilen sayısal arazi modeli ve çizgisellikler (Tur, 2007'den değiştirilerek).

Eldeki veriler, Tuzla Körfezi ile İstanbul Boğazı Kanyonu batı yamacı arasında kalan alanın Pliyo-Kuvaterner dönemi içerisinde bir havza haline gelmiş olduğunu işaret etmektedir. Bu dönem içerisinde ise boğaz kanyonunun batısında kalan şelf alanı ise, hinterlandındaki kara alanı (İstanbul Yarımadası) ile aynı özelliklere sahip olan bir yüksek alan olarak evrimini sürdürmüş olmalıdır. Çalışma alanının bu bölümünde Üst Miyosen (?) yaşlı temel üst yüzeyinin morfolojisi ve üzerinde yer alan havza dolgusunun kalınlık değerlerindeki değişimler dikkate alınarak bazı çizgiselliklerin varlıklarının belirlenmesi mümkün olmuştur (Şekil 4.41). Söz konusu çizgiselliklerin genel anlamda yönelimleri dikkate alındığında, çalışma alanının bu bölümünde gözlenen çizgiselliklerin KB-GD, K-G, KKD-GGB ve DKD-BGB yönlerinde uzanmaktadır (Şekil 4.42). Paleotopoğrafya görülen çizgiselliklerin şelf alanında alınan batimetri haritası üzerinde izlenen çizgisellikler uyum içinde olduğu görülmektedir.

4.1.2.5. İstanbul Boğazı-Büyükçekmece Körfezi Arasında Kalan Şelf Alanındaki Sığ Sismik Verilerin Yorumu

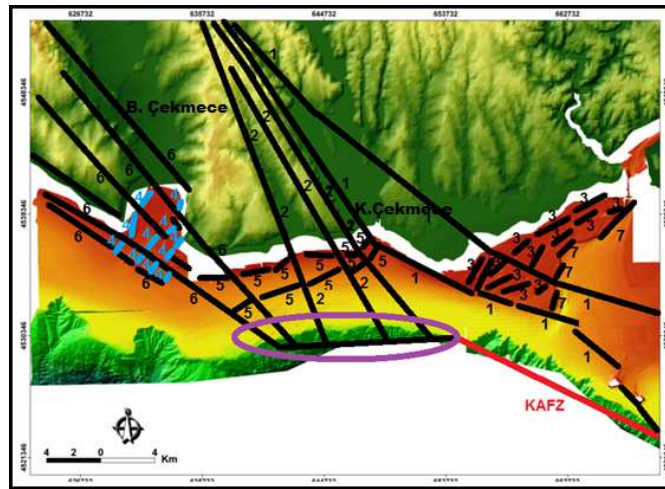
Çalışma alanının bu bölümünde çok sayıda fay olarak yorumlanan süreksizliğe rastlanmıştır. İncelenen sismik kesitlere ait profillerin konumu Şekil 4.43’de verilmektedir. Kırmızı, yeşil ve mavi olarak gösterilen sismik kesitler profil doğrultularının farklılıklarına göre ayrılmışlardır. Kırmızı ve yeşil ile gösterilen profiller Dz. K.K.lığı SHOD Başkanlığına bağlı araştırma gemileri tarafından, mavi renkle gösterilen profiller ise İstanbul Üniversitesi Arar Araştırma gemisi tarafından toplanmış ve daha önce yorumlanmıştır (Göktaş vd., 2001). Bununla birlikte bu veriler yeniden yorumlanmıştır. İncelenen tüm sismik kesitler yorumlanırken, batimetri haritasındaki çizgisellikler ve paleotopoğrafya haritasındaki çizgisellikler gözönünde bulundurulmuş ve kesitlerdeki süreksizlikler bu ortak değerlendirme sonucunda fay olarak yorumlanmıştır. Yapılan sismik değerlendirme sonucunda İstanbul Boğazı ile Büyükçekmece arasında kalan şelf alanında, etkisi yer yer deniz tabanına çıkacak kadar genç olan fayların izlerine rastlanılmıştır (Şekil 4.44). Bu faylardan, batimetri haritasında mavi renkle gösterilenler, sismik kesitlerde düşey atım bileşeni ağırlıklı olarak gözlenen faylardır ve bunlar normal faylar olarak yorumlanmıştır. Siyah renkte olan faylar ise sismik yüzeyler üzerinde düşey ötelenmelerden çok yarattıkları

deformasyon zonları ile belirlenmişler ve bu nedenle doğrultu atımlı faylar olarak değerlendirilmişlerdir.

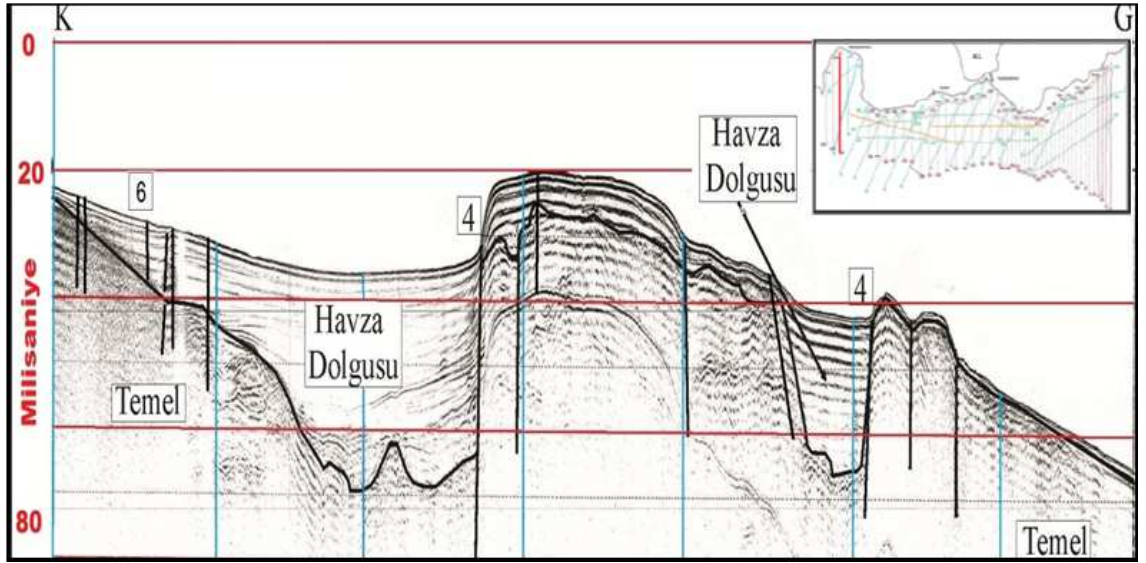


Şekil 4.43: Çalışma alanının İstanbul Boğazı ile Büyükçekmece arasındaki şelf alanında yorumlanan sismik profillerin konumları.

Çalışma alanının bu bölümünde, İstanbul Boğazı'nın batısında, gözlenen tek normal fay, Büyükçekmece Körfezi'nin yamaçlarını kontrol eden F4 No'lu faydır (Şekil 4.44 ve 4.45). Çalışma alanının bu bölümünde bu fayın, deniz tabanında yaratmış olduğu düşey ötelenme ve buna bağlı çizgisellik dikkate alınarak, KKD-GGB uzanımlı olması gerektiği sonucuna varılmıştır. İstanbul Boğazı ile Büyükçekmece Lagünü arasında kalan şelf alanı üzerinde ise belirgin ve fay kontrollü başka bir düşey ötelenmenin izine rastlanılmamıştır.



Şekil 4.44: İstanbul Boğazı-Büyükçekmece arası şelf alanında gözlenen genç fay haritası.



Şekil 4.45:437-449 numaralı sismik kesit. Büyükçekmece Lagünü yamaçlarını kontrol eden 4 No’lu normal fay grubu ve bu fay grubunun oluşturduğu havzalar (Aktaş, 2013) (Yerbulduru için Şekil 4.43’e bakınız).

Sismik kesitler üzerindeki ikinci fay grubunu ise doğrultu atımlı faylar oluşturur. Yansıma yüzeylerinde düşey ötelenmeler yaratmak yerine, daha çok belirli zonlar boyunca yaratmış oldukları deformasyonlar ile tanınan bu faylardan, çalışma alanında altı adet belirlenmiştir (1, 2, 3, 5, 6 ve 7; Şekil 4.44). Bu faylardan 1 ve 2 numaralı faylar sismik ve batimetrik veriler üzerinde tek bir fay zonu olarak izlenmekte, diğer faylar ise birbirine paralel olarak uzanan pek çok fay parçasından oluşan gruplar halinde gözlenmektedir (Şekil 4.44). Bu fay gruplarından devamlılığı en fazla olanları 1,2 ve 6 No’lu fay grubudur. 3, 5 ve 7 No’lu fay grupları ise göreceli daha kısa faylardan oluşmaktadırlar.

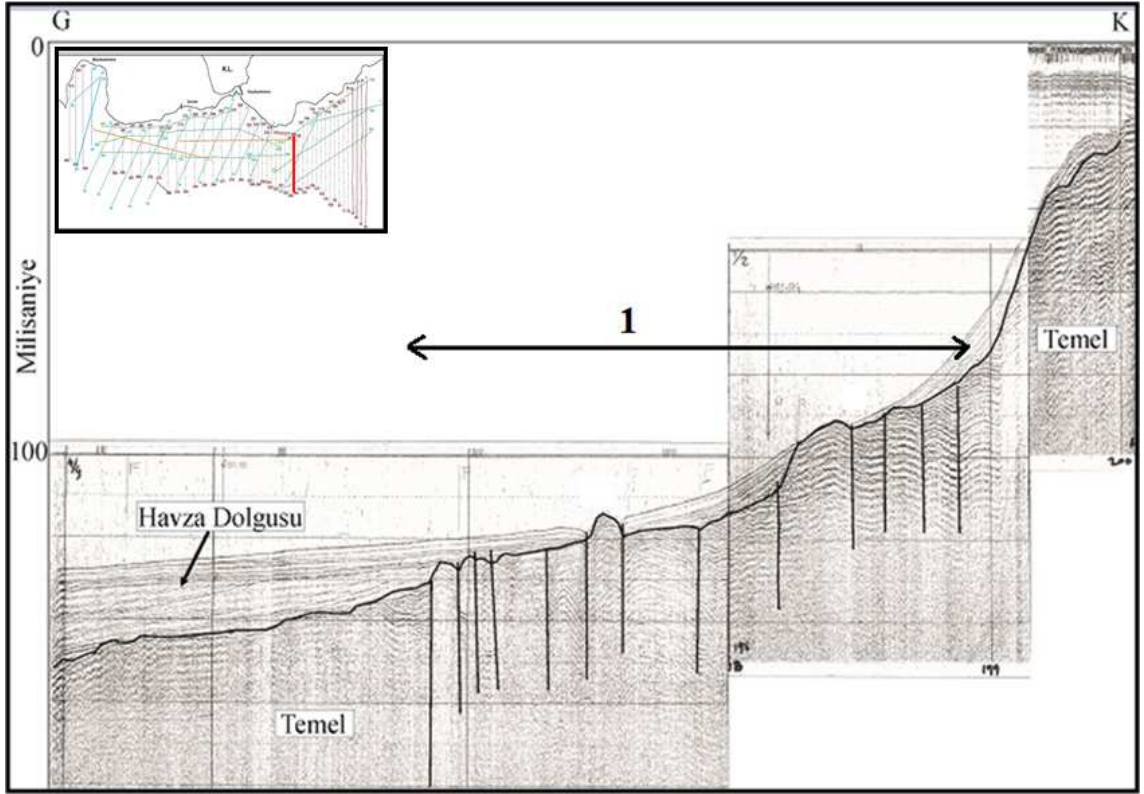
Bazı kesitler üzerinde, söz konusu fayların etkileri deniz tabanına kadar izlenebilmektedir. Bölgede etkisi hem sismik ve hem de batimetrik veri üzerinde gözlenebilen en belirgin fay 1 No’lu faydır (Şekil 4.44–4.46). 1 No’lu fay deniz tabanında izlenen (1) çizgiselliği ile çıkarılır. Bu nedenle fayın, sismik kesitler üzerinde, İstanbul Boğazı Kanyonu’nun batısındaki yüksek denizaltı düzlüğünü güneyden sınırladığı gözlenir. 1 No’lu fay doğuda, İstanbul Boğazı Kanyonu’nu batısından itibaren izlenmeye başlar (Şekil 4.44)ve Küçükçekmece Lagünü girişine kadar, bu

alandaki KB-GD uzanımlı çizgiselliği (1) kontrol eder. Bu fay, temele ait tabakalarda dar bir zon boyunca yaratmış olduğu kıvrımlanmalar ile kendini gösterir. 1 No'lu fayın deniz tabanında düşey bir atım yaratmış olması, söz konusu fayın doğrultu atım bileşeni dışında ayrıca düşey bileşene de sahip olması gerektiğini gösterir. Sismik kesitlerde temelde bu fay zonunda izlenen kıvrımlanmalar, düşey hareketin bir sıkışma bileşeninden kaynaklanabileceğini düşündürmektedir. Kesitlerde, kıvrımlanan temelin deniz tabanına kadar yükselip mostra vermiş olması nedeniyle 1 No'lu fayın genç bir fay olması gerektiği sonucuna varılmıştır.

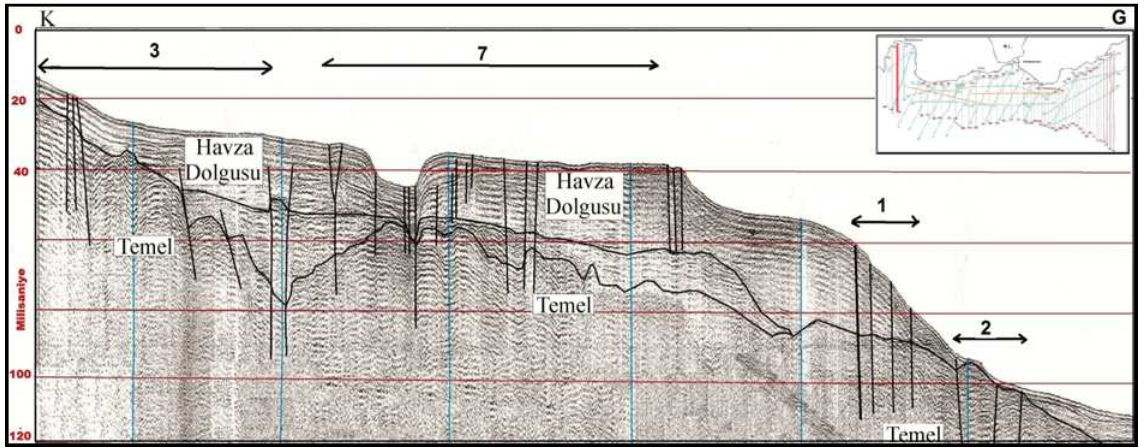
2 No'lu fay grubuna ait kırıklar, deniz tabanında belirgin bir düşey atım ve buna bağlı belirgin bir çizgisellik oluşturmuyor olsalar da, bu alanda sismik kesitlerin yoğun oluşu bu fayın kesitlerde iyi izlenebilmesini sağlamış ve buna bağlı olarak grubu oluşturan fayların yönünün büyük bir bölümünün 1No'lu fay gibi KB-GD olduğu belirlenebilmiştir.

Bu fay grubu, deniz tabanında 1No'lu fayın yapmış olduğu gibi bariz bir düşey hareket meydana getirmemiş olsa da sismik kesitler üzerinde bu fayın etkisinin genç çökeller ve deniz tabanına kadar ulaşıyor olduğu açıkça gözlenmektedir.

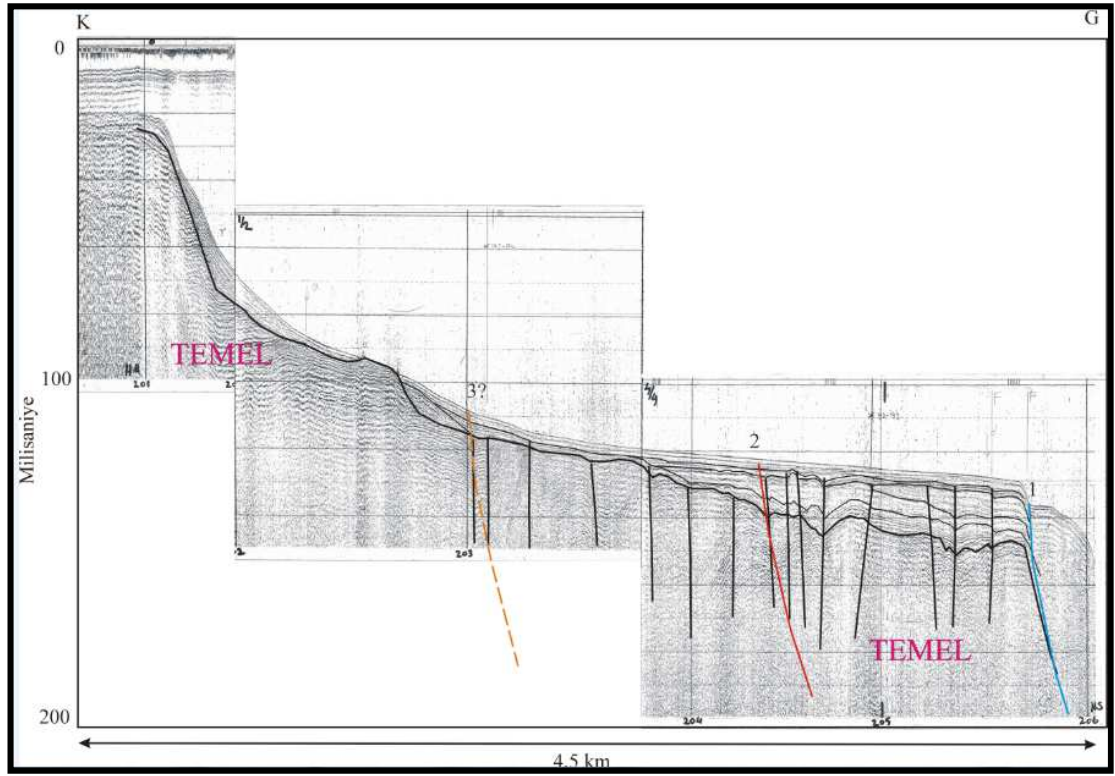
Sismik kesitler üzerinde 2 No'lu gruba ait faylar doğuda, 1 No'lu fayın doğu ucunun hemen güneyinde ve şelfin dış kenarında birbirine paralel olarak uzanan iki kırık olarak gözlenmeye başlar. Batıya doğru, Küçükçekmece açıklarına kadar KB-GD yönünde uzanan bu fayın, bu alandan itibaren batıya doğru dönerek yaklaşık D-B istikametini kazanmış olduğu gözlenmektedir. Büyükçekmece Körfezi'nin doğusunda yeniden KB-GD istikametine döner. Bu gruba ait fayların Büyükçekmece Körfezi batısından sonra etkisini yitirmiş olduğu gözlenir.



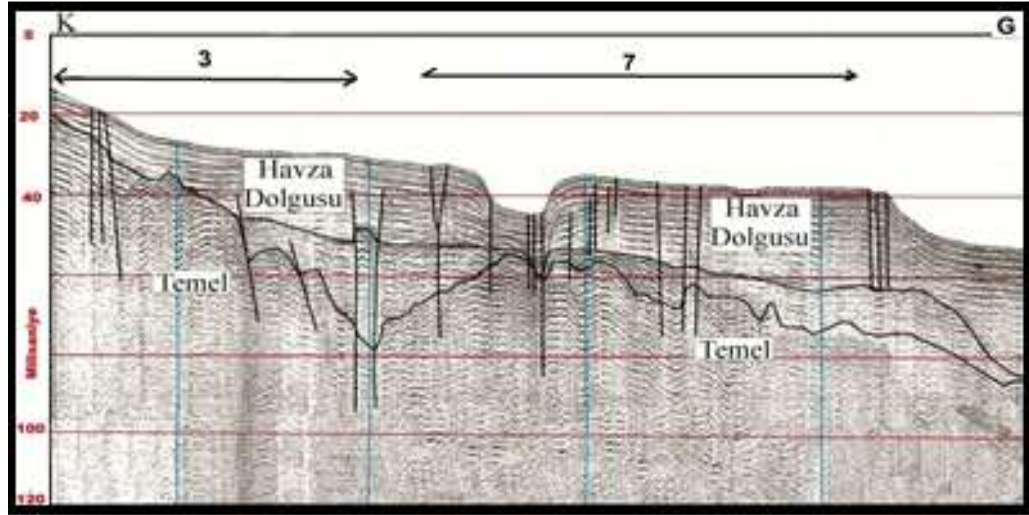
Şekil 4.46:195- 200 numaralı sismik kesit. 1 ve 2 No'lu fay gruplarına ait kırıklar (Aktaş, 2013) (Yerbulduru için Şekil 4.43'ebakınız).



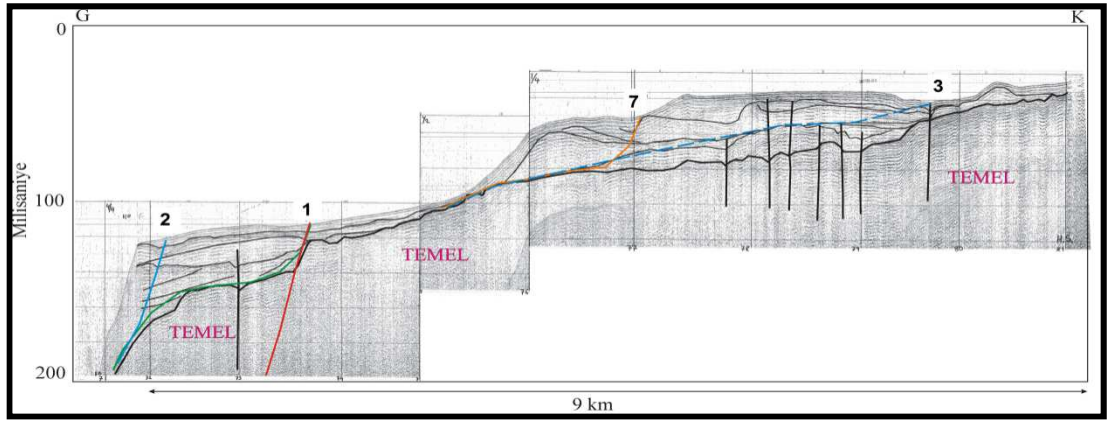
Şekil 4.47:82-91 numaralı sismik kesit.1,2, 3 ve 7 No'lu fay grubuna ait kırıklar (Aktaş, 2013) (Yerbulduru için Şekil 4.43'ebakınız).



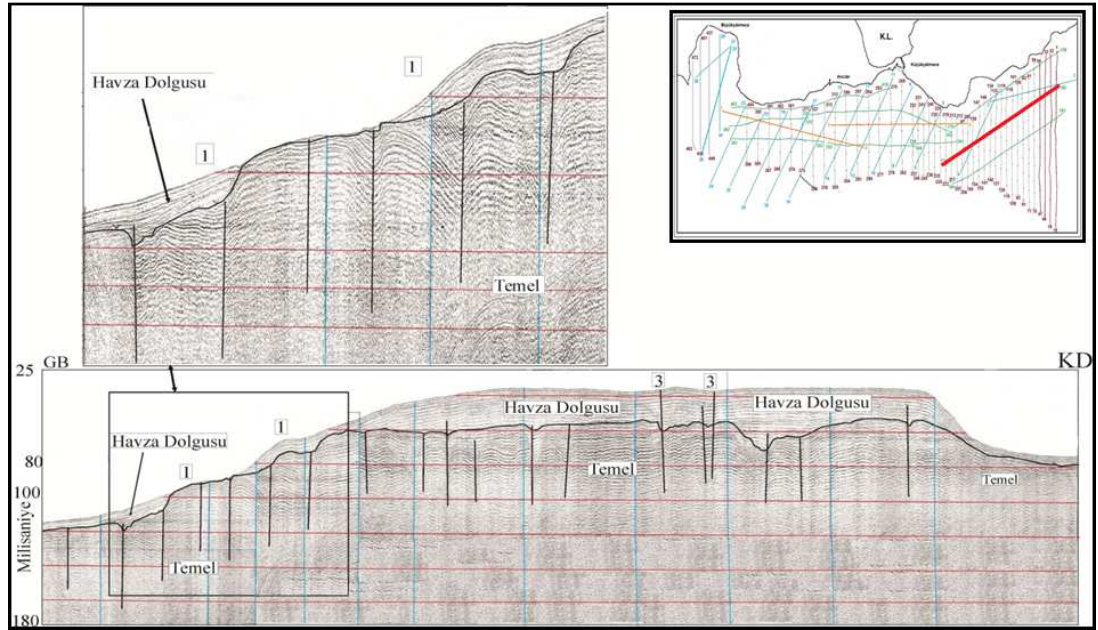
Şekil 4.48: 201-206 numaralı sismik kesit. 1, 2, 3 No'lu fay grubuna ait kırıklar (Aktaş, 2013) (Yerbulduru için Şekil 4.43'e bakınız).



Şekil 4.49: 3 ve 7 No'lu fay grubuna ait kırıklar (Aktaş, 2013) (Yerbulduru için Şekil 4.43'e bakınız).



Şekil 4.50:73-81 numaralı sismik kesit. 1, 2, 3 ve 7 No’lu fay grubuna ait kırık (Aktaş, 2013) (Yerbulduru için Şekil 4.43’ebakınız).

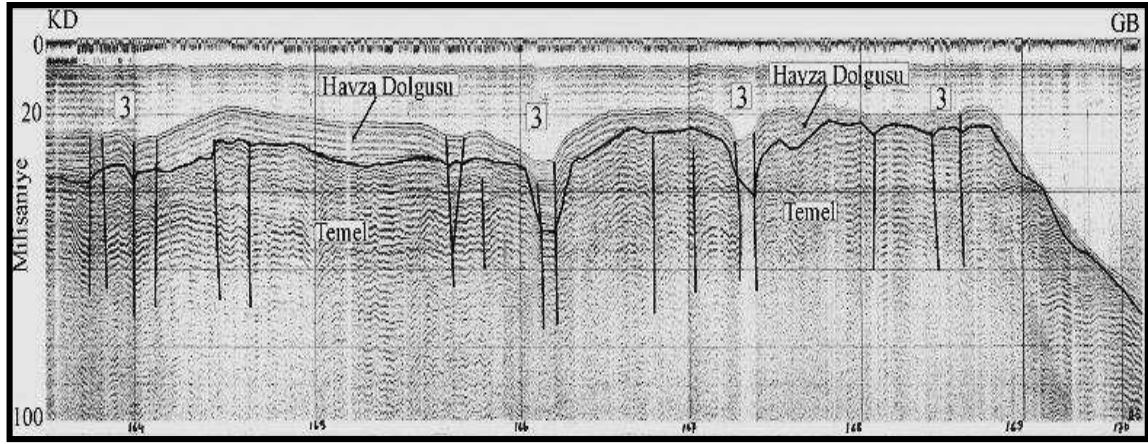


Şekil 4.51:171-182 numaralı sismik kesit. 1 ve 3 No’lu fay gruplarına ait kırıklar (Aktaş, 2013) (Yerbulduru için Şekil 4.43’ebakınız).

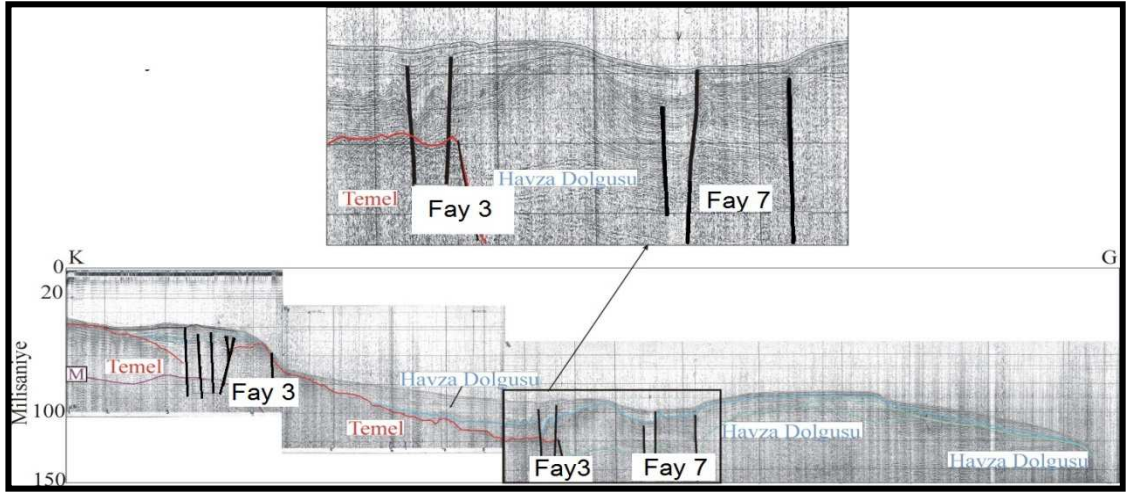
3 No’lu fay grubu ise, hem sismik kesitler üzerinde ve hem de deniz tabanında yaratmış olduğu etkiler nedeniyle batimetrik veri üzerinde belirgin bir biçimde izlenmektedir. Bu fay grubu, İstanbul Boğazı Kanyonu batısında deniz tabanında izlenen yüksek alanın üzerinde yer alan KKD-GGB uzanımlı çukurlukları kontrol eder. Söz konusu çukurlukları kontrol ediyor olsa da, fayların derindeki tabakalar üzerinde deniz tabanındakine koşut bir düşey atım oluşturmak yerine dar zonlar boyunca sadece

deforme etmiş olmaları bu fayların doğrultu atımlı olması gerektiğini işaret etmektedir. Bu durumda, deniz tabanında fay boyunca oluşan dar çukurların ise, muhtemelen fay boyunca oluşan zayıf zonun, yüzeysel etkilerce işlenmesi sonucu oluşmuş olabileceği düşünülmektedir.

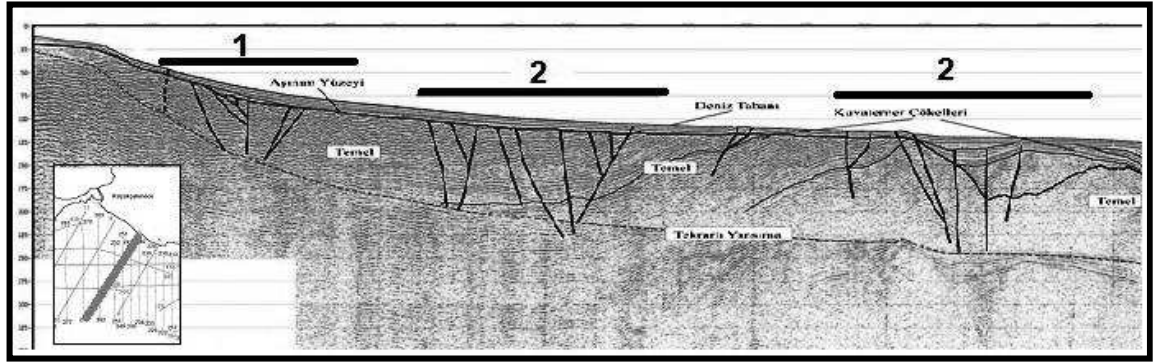
Deniz tabanı morfolojisinde faylar tarafından kontrol edilen çukurlukların bir bölümünün İstanbul Boğazı Kanyonu'na katılan eski vadiler olduğunun, diğer bir bölümünün ise, İstanbul Yarımadası'ndan Marmara Denizi'ne katılan vadilerin denizdeki devamlarında yer alıyor olmaları söz konusu çukurluk alanların fay kontrollü yüzeysel akışa bağlı olarak gelişmiş olabileceği fikrini desteklemektedir. 3 No'lu fay, İstanbul Boğazı Kanyonu'nun batısındaki yüksek denizaltı düzlüğü üzerindeki bazı alanlarda ise söz konusu çukurluk alanlardan bağımsız olarak yer alır.

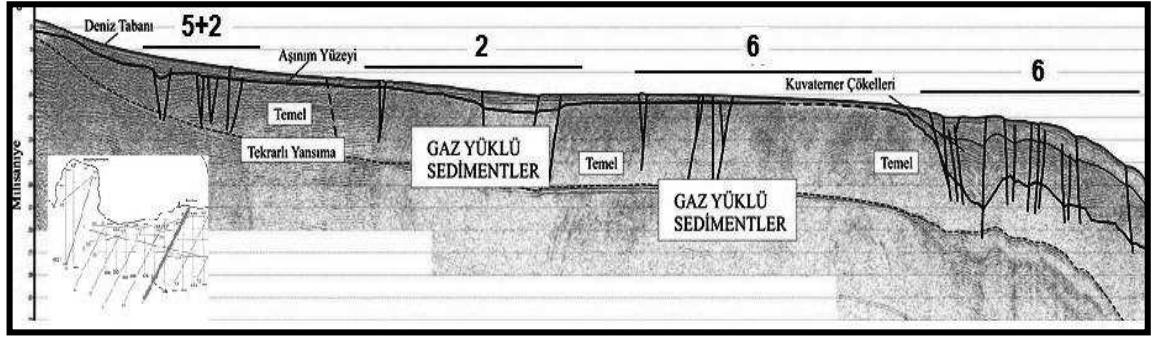


Şekil 4.52:159-170 numaralı sismik kesit. 3 No'lu fay grubuna ait kırıkların deniz tabanında yaratmış olduğu deformasyon (Aktaş, 2013) (Yerbulduru için Şekil 4.43'ebakınız).

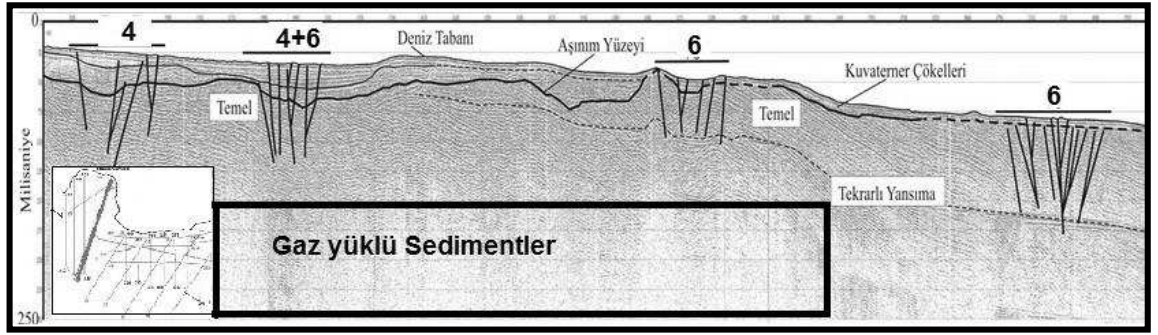


Şekil 4.53: 3 ve 7 No'lu fay grubuna ait kırıkların deniz tabanında yaratmış olduğu deformasyon (Aktaş, 2013)(Yerbulduru için Şekil 4.43'ebakınız).





Şekil 4.56: 2,5 ve 6 No'lu fay gruplarına ait kırıklar (Aktaş, 2013)
(Yerbulduru için Şekil 4.43'e bakınız).

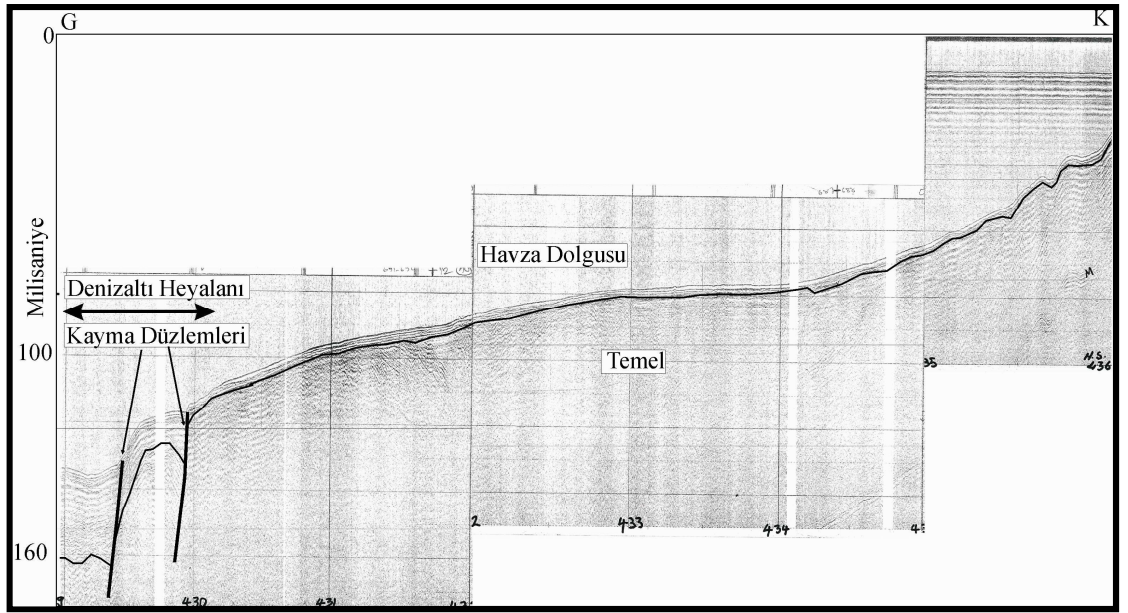


Şekil 4.57: 4 ve 6 No'lu fay gruplarına ait kırıklar (Aktaş, 2013)
(Yerbulduru için Şekil 4.43'e bakınız).

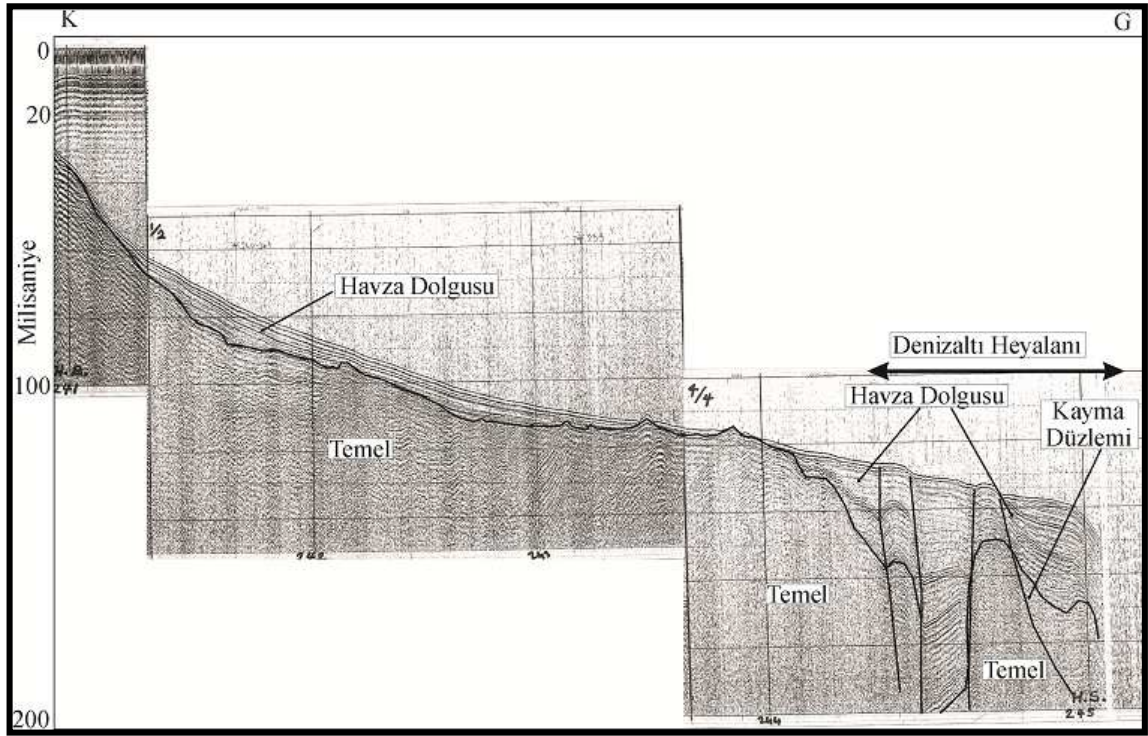
5 No'lu fay (Şekil 4.56 ve 4.57), şelf üzerinde kısıtlı alanlarda gözlenir. KKD-GGB uzanımlı bu fay grubunun doğrultusundaki benzerlikten dolayı 3 No'lu fay ile kökensel bir ilişkisinin olabileceği düşünülmektedir. 7 No'lu fay grubu ise 4 kısa faydan oluşmaktadır. İstanbul Boğazı kanyonu içerisindeki genç sedimentler üzerinde gözlenen deformasyon dikkate alınarak belirlenmiş olan bu fayların (Şekil 4.49–4.53), sismik kesitler üzerinde sınırlı bir alanda yer aldığının gözleniyor olması, bu fayların 1 ve 2 ve 6 No'lu faylar gibi daha baskın yapılar tarafından bölgede oluşturulan deformasyona bağlı olarak oluşan ikincil yapılar olabileceğini düşündürmektedir.

Şelfin dış kenarı boyunca, değişik boyutlarda olmak kaydıyla hemen bütün kesitlerde gözlenen düşey ötelenmeler ise denizaltı heyelanları olarak yorumlanmışlardır. Bazı sismik kesitlerde, şelfin dış kenarında söz konusu heyelana ait kayma düzleminin, şelfin

dış kenarında yer alan doğrultu atımlı faylar tarafından kesilmiş oldukları gözlenir. Bu bölgelerde faylar kendini, kayan kütlenin içerisinde, temel ve havza dolgusunda yer alan yükselimlerle göstermektedir. Bu tür yükselimler, kaymanın doğasına bağlı olarak gelişmiş yapılar olarak da değerlendirilebilseler de, bu alanda yapılmış olan önceki çalışmalarda (Göktaş vd., 2002; 2003) yamacı ve dolayısıyla şelfin dış kenarını kesmiş olduğu gözlenen doğrultu atımlı fayların varlığı söz konusu deformasyonların fay kontrollü olması gerektiğini düşündürmektedir.

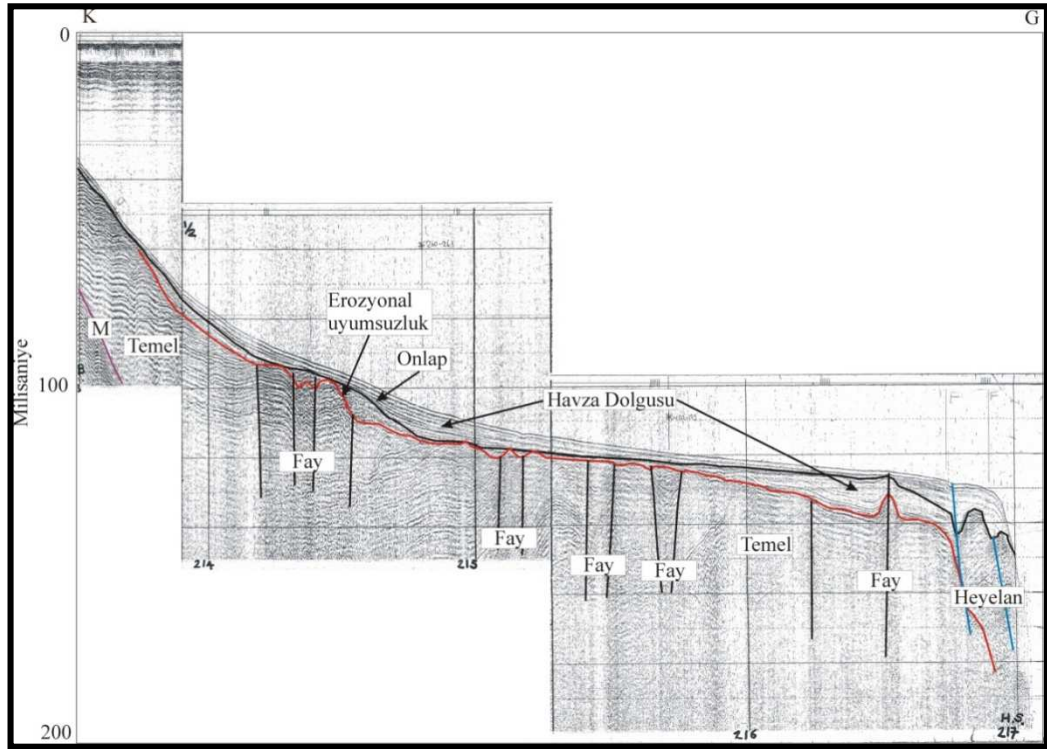


Şekil 4.58:Şelfin dış kenarında yer alan denizaltı kitle hareketleri sonucu oluşan kayma düzlemi ve şelf üzerindeki doğrultu atımlı faylar (Aktaş, 2013)(Yerbulduru için Şekil 4.43’e bakınız).

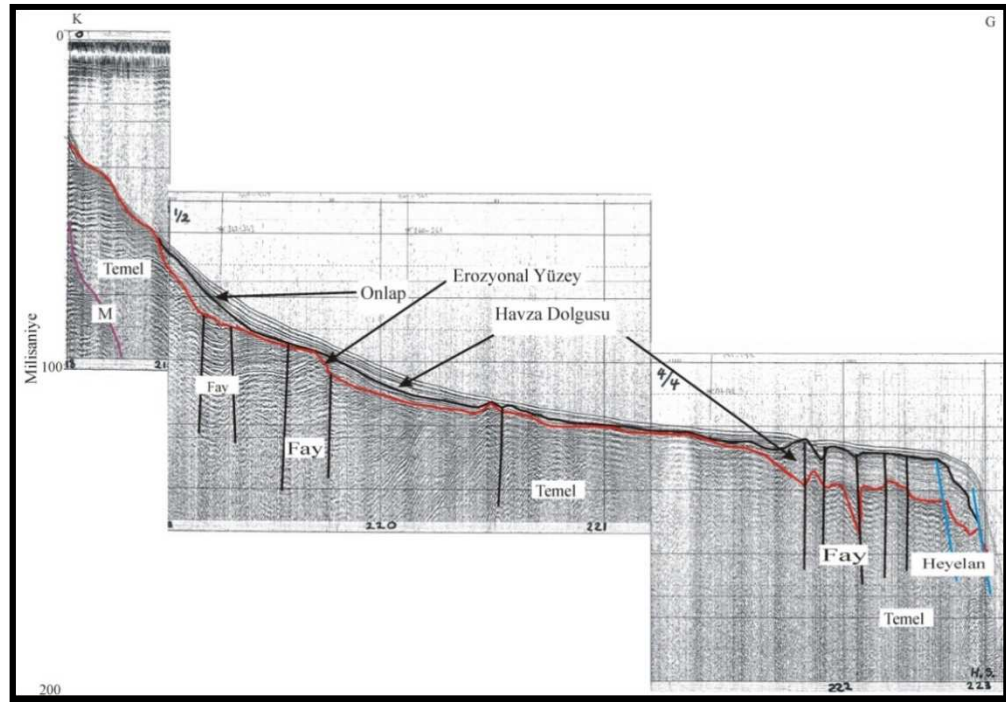


Şekil 4.59:Şelfin dış kenarında yer alan denizaltı kitle hareketleri sonucu oluşan kayma düzlemi. Söz konusu bölgedeki temel ve havza dolgusuna ait tabakalarda izlenen aşırı ve düzensiz deformasyon, bu alanda kitle hareketi dışında 2 No’lu doğrultu atımlı fayın da etkisinin olabileceğini düşündürmektedir (Aktaş, 2013).

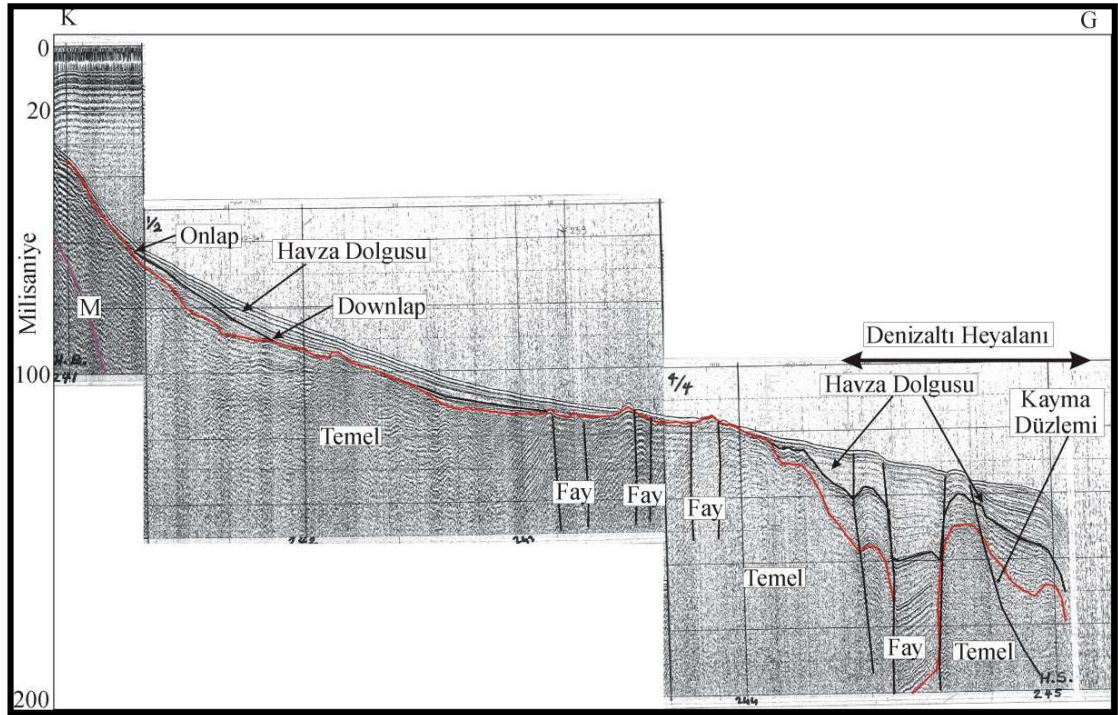
Şelfin dış kenarında gözlenen ve düşey bileşeni açıkça izlenen deformasyonlar ise, yamaçlar boyunca gelişmiş olan heyelanların kayma düzlemleri olarak değerlendirilmiştir (Şekil 4.58–4.61). Şelfin dış kenarında gözlenen söz konusu heyelanların, bu alandaki bir fay tarafından etkileniyor olduğu, sismik kesitler üzerinde heyelanın hemen kuzeyinde izlenen deformasyon zonunun varlığından dolayı düşünülmektedir. Heyelanın ana kayma zonu çalışma alanındaki kesitlerin bazılarında fayın hemen güneyinde yer almakta ve bu nedenle heyelan faydan ayrılabilir. Şelfin dış kenarında gözlenen heyelanları tetikleyen muhtemel ikinci unsur da, bu alanda birikmiş olan sedimentlerin tabaka eğim yönleridir. Yamacın dışına doğru olan tabaka eğimleri, söz konusu heyelanların hareketini kolaylaştırıcı bir eğime sahiptir.



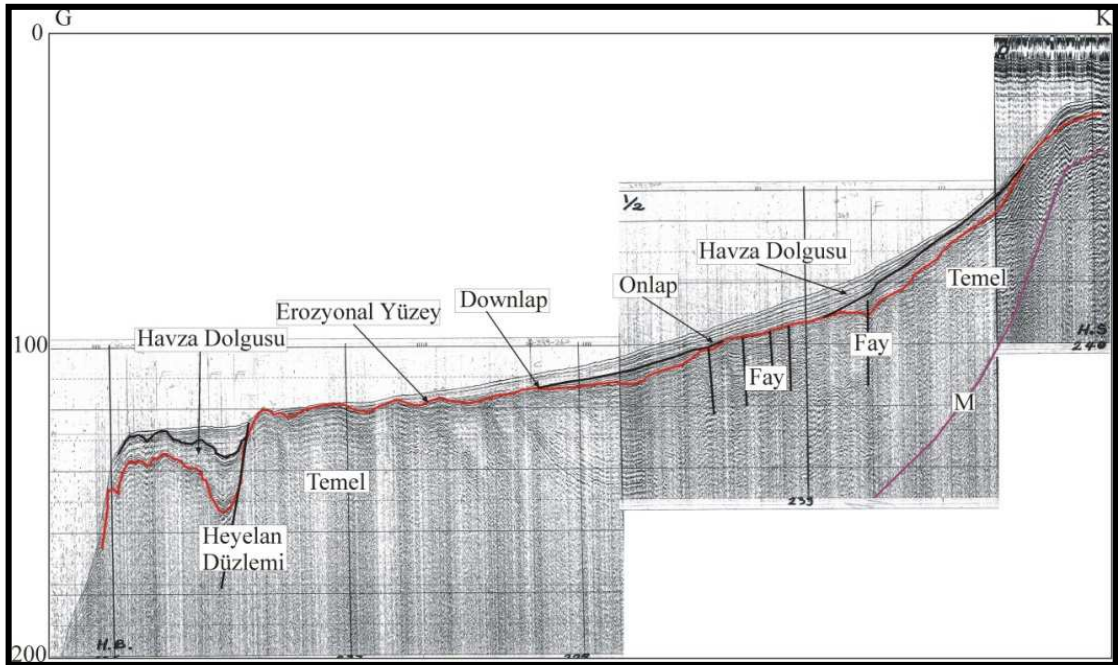
Şekil 4.60:213-217 No'lu sismik kesit (Aktaş, 2013)(Yerbulduru için Şekil 4.43'ebakınız).



Şekil 4.61:218-223 numaralı kesit (Aktaş, 2013)(Yerbulduru için Şekil 4.43'ebakınız).



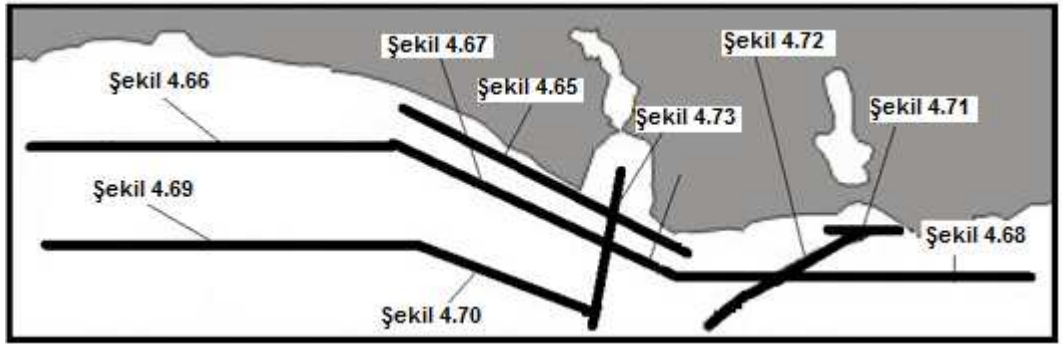
Şekil 4.62:240-245 numaralı kesit (Aktaş, 2013)(Yerbulduru için Şekil 4.43’ebakınız).



Şekil 4.63:236-240 numaralı kesit (Aktaş, 2013)(Yerbulduru için Şekil 4.43’ebakınız).

4.1.2.6. Çok Kanallı Sismik Yansıma Verilerinin Yapısal Yorumu

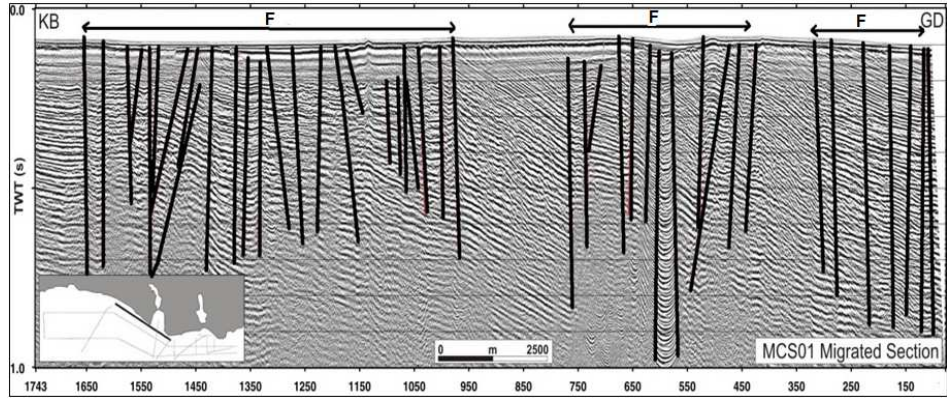
Marmara Denizi kuzey şelfi boyunca, TÜBİTAK-MAM Yer Ve Deniz Bilimleri Enstitüsü tarafından yürütülen “Marmara Bölgesinin Deprem Aktivitesinin Çok Disiplinli Yöntemlerle İzlenmesi ve İstanbul Kıyı Şeridi/Kıta Sahaneliği Zeminine Olası Etkilerinin Araştırılması” isimli, 5077101 numaralı ve İstanbul Büyükşehir Belediyesi Deprem ve Zemin İnceleme Müdürlüğü tarafından desteklenen Dokuz Eylül Üniversitesi, R/V K.Piri Reis Araştırma Gemisi ve “HydroScience NTRS–2 Sismik Sistem” ile toplanan ve Şekil 4.62’de lokasyon haritası verilen çok kanallı sismik veriler yorumlanmıştır.



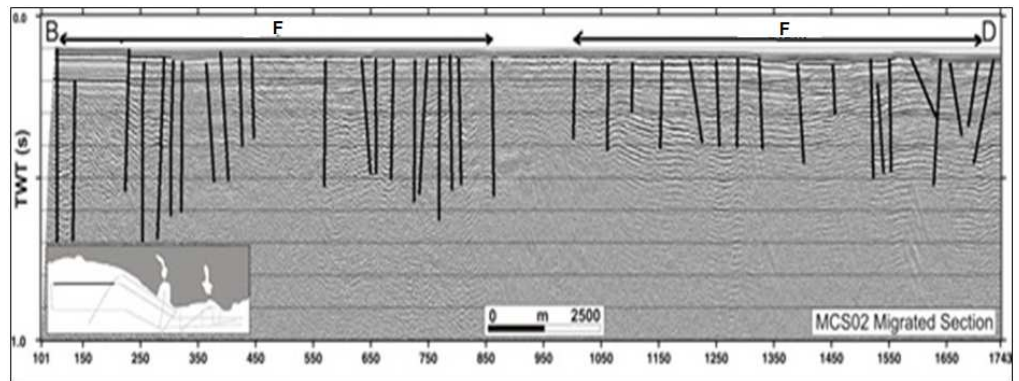
Şekil 4.64: Çok kanallı sismik profillerin konumları

Çok kanallı sismik veriler deniz jeofiziği kapsamında gerçekleştirilen çalışmalardan çok kanallı derin sismik çalışmalar sonucu elde edilen sismik kesitlerin ve yorumlarının, çalışma bölgesinde bir ilk olması açısından önemi büyüktür. Derin sismik kesitlerde görülen en önemli anomali, Büyükçekmece ile Küçükçekmece arasındaki şelf alanında, Büyükçekmece Körfezi’nin içinde ve Küçükçekmece Lagünü’nün önü ve yakın çevresinde yüzeyden derinlere doğru tabakaların şiddetli bir deformasyon geçirmiş oldukları ve bu deformasyon alanının Bakırköy’e doğru uzanmasıdır. Önceki zamanlarda, değişik amaçlarla yapılan sığ sismik çalışmalar ve MTA tarafından gerçekleştirilen derin sismik çalışmalarda Marmara Denizi kuzey şelfine ilişkin böyle bir veri seti ve yorumu bu derecede açıkça elde edilememiştir.

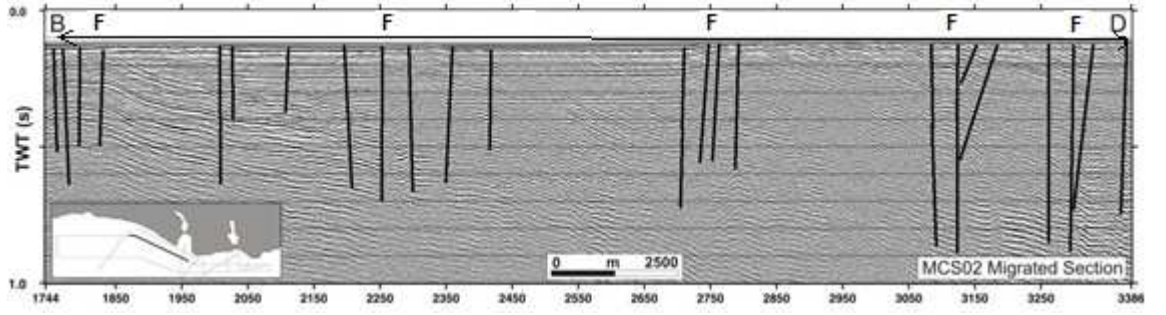
Çok kanallı sismik kesitler incelendiğinde bir çok yerlerde muhtemelen fay olarak yorumlanabilecek süreksizlikler mevcuttur. Yorumlanmış çok kanallı sismik verilerin tümüne bakıldığında, belirlenen fayların, üretilen paleotopoğrafya haritası üzerinde görülen çizgiselliklerle neredeyse bire bir uyumlu olduğu görülmektedir. Sığ sismik verilerde gözlenen fayların çok kanallı sismik verilerde de gözlemlendiği aşağıdaki şekillerde açıkça görülmektedir.



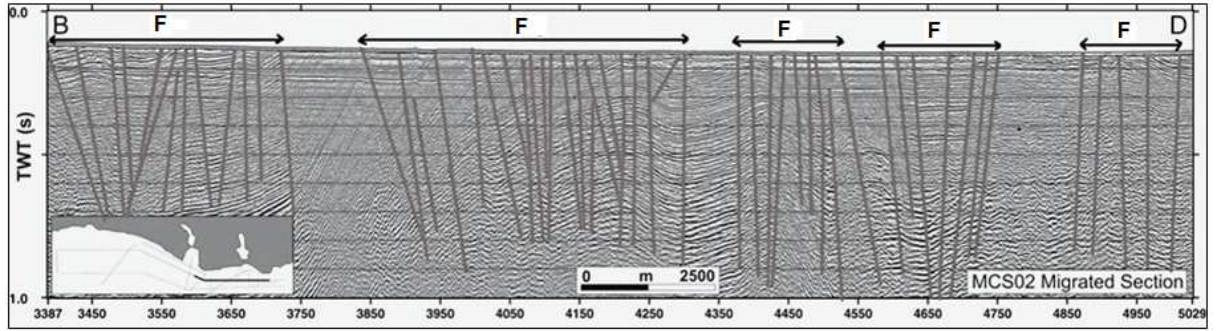
Şekil 4.65: Selimpaşa önlerinden Büyükçekmece Körfezi çıkışınının doğusuna doğru uzanan (KB-GD), kıyıya paralel toplanmış profile ait sismik kesit ve yorumlanmış hali (Aktaş, 2013) (Yerbulduru için Şekil 4.64'e bakınız).



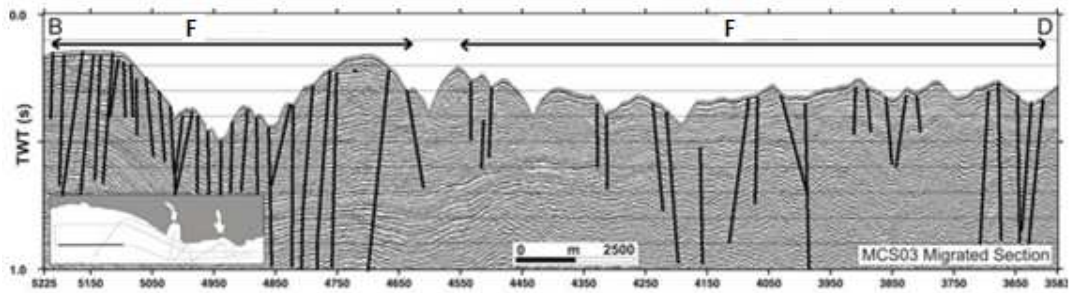
Şekil 4.66: Gümüşyaka önlerinden Celaliye önlerine doğru uzanan (D-B), kıyıya paralel toplanmış profile ait sismik kesit ve yorumlanmış hali (Aktaş, 2013) (Yerbulduru için Şekil 4.64'e bakınız).



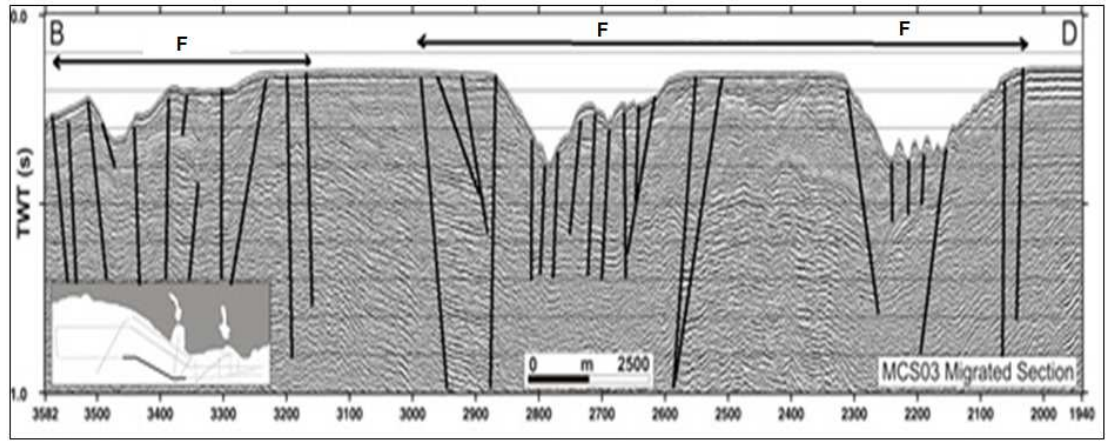
Şekil 4.67: Celaliye önlerinden Büyükçekmece Körfezi Çıkışı önlerine doğru uzanan (KB-GD), kıyıya paralel toplanmış profile ait sismik kesit ve yorumlanmış hali (Aktaş, 2013) (Yerbulduru için Şekil 4.64'e bakınız).



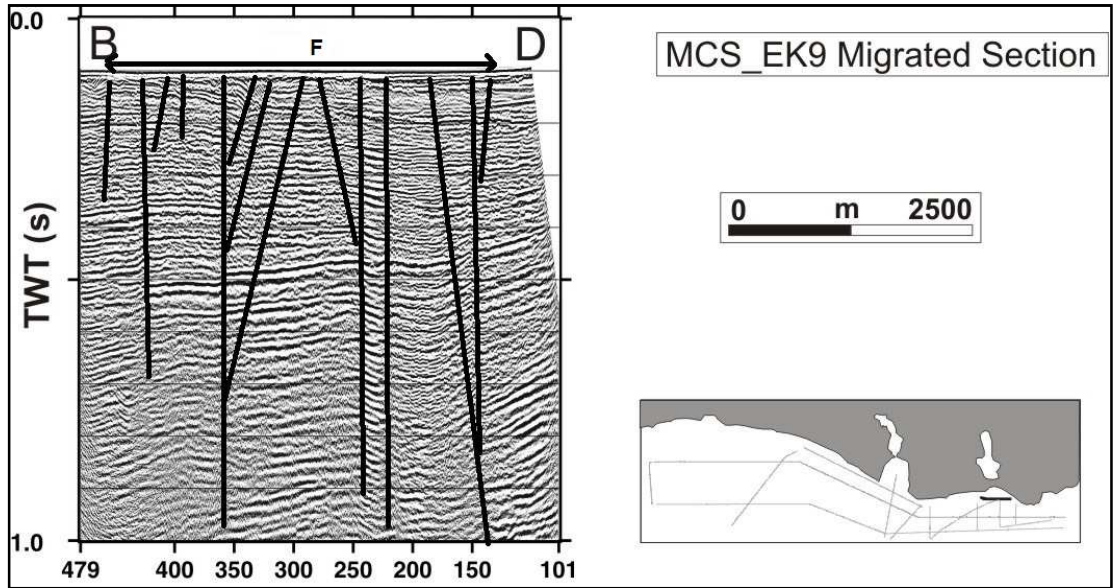
Şekil 4.68: Büyükçekmece Körfezi Çıkışı önlerinden Florya önlerine doğru uzanan (D-B), kıyıya paralel toplanmış profile ait sismik kesit ve yorumlanmış hali (Aktaş, 2013) (Yerbulduru için Şekil 4.64'e bakınız).



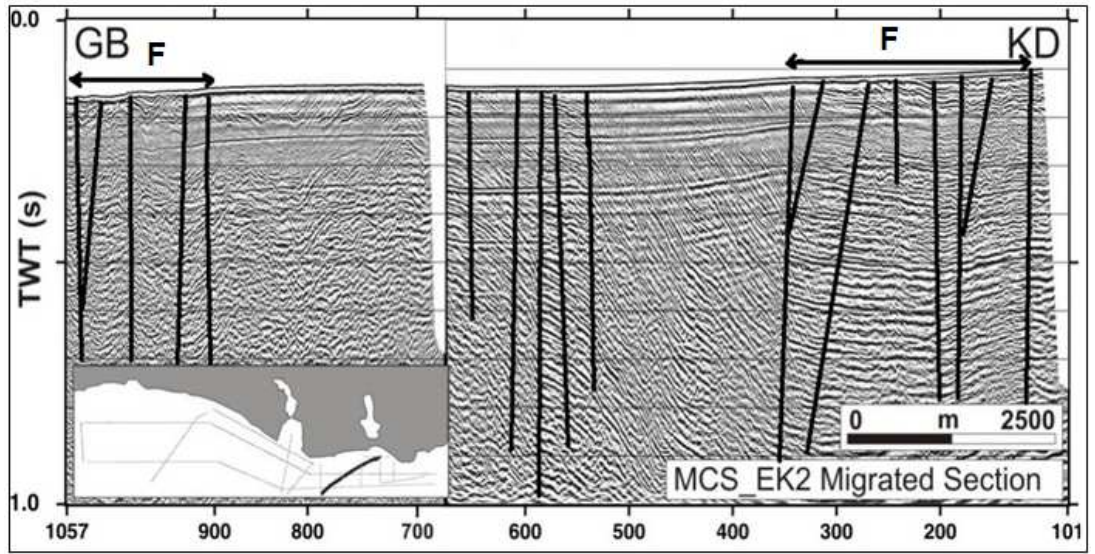
Şekil 4.69: Gümüşyaka açıklarından Celaliye önlerine doğru uzanan (D-B), kıyıya paralel toplanmış profile ait sismik kesit ve yorumlanmış hali (Aktaş, 2013) (Yerbulduru için Şekil 4.64'e bakınız).



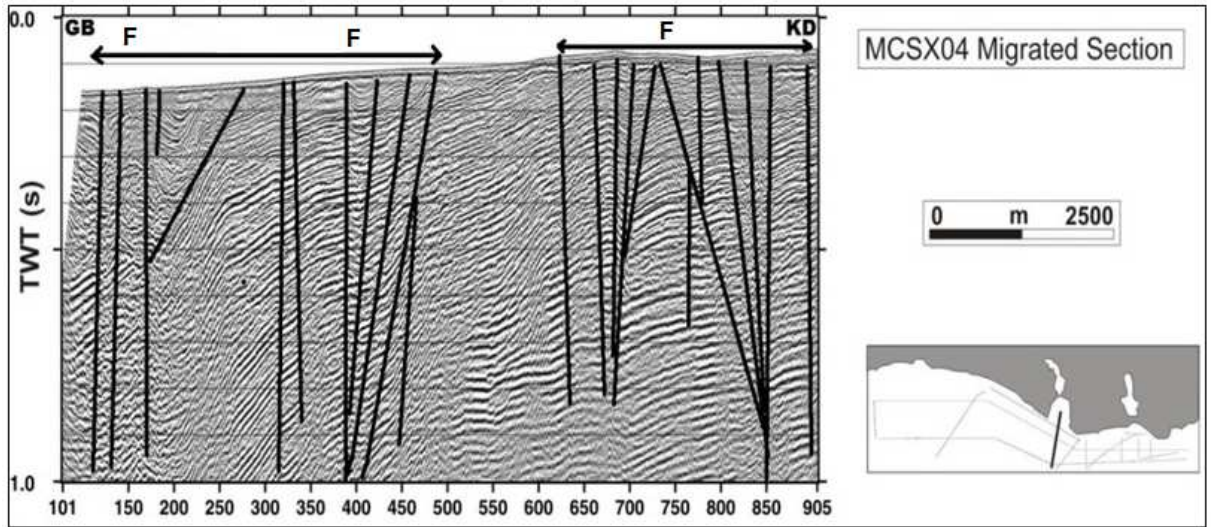
Şekil 4.70: Celaliye açıklarından Büyükçekmece Körfezi açıklarına doğru uzanan (KB-GD), kıyıya paralel toplanmış profile ait sismik kesit ve yorumlanmış hali (Aktaş, 2013) (Yerbulduru için Şekil 4.64'e bakınız).



Şekil 4.71: Küçükçekmece Lagünü önlerinde (D-B) toplanmış profile ait sismik kesit ve yorumlanmış hali (Aktaş, 2013) (Yerbulduru için Şekil 4.64'e bakınız).



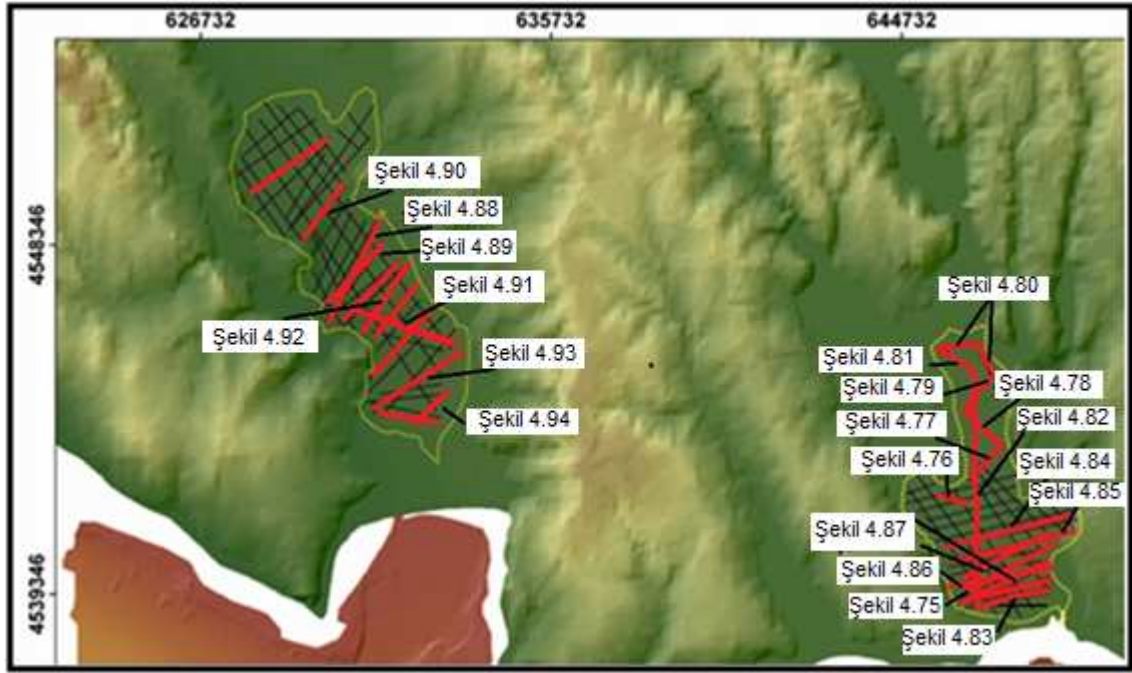
Şekil 4.72:Gürpınar açıklarından Küçükçekmece Lagünü önlerine doğru (GB-KD) toplanmış profile ait sismik kesit ve yorumlanmış hali (Aktaş, 2013) (Yerbulduru için Şekil 4.64'e bakınız).



Şekil 4.73:Büyükçekmece Körfezi açıklarından körfez içerisinde Büyükçekmece Lagünü önlerin doğru (GB-KD) toplanmış profile ait sismik kesit ve yorumlanmış hali (Aktaş, 2013)(Yerbulduru için Şekil 4.64'e bakınız).

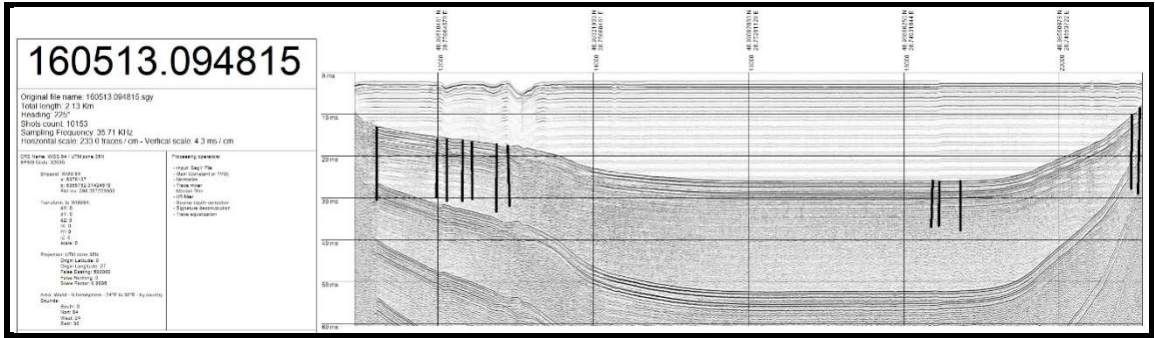
4.1.2.7. Büyükçekmece ve Küçükçekmece Lagünlerinde Toplanan Sığ sismik Verilerin Yorumu

Küçükçekmece ve Büyükçekmece Lagünlerinin içinde sığ sismik Sparkler ve Boomer Sismik Sistem ile toplam 500 km uzunluğunda sığ sismik veri toplanmıştır. Her iki lagünde de toplanan sismik verilerin yaklaşık %95 i KD-GB uzanımlıdır. Ancak az sayıda KB-GD ve K-G uzanımlı sismik veriler de toplanmıştır. Sismik verilerin lokasyon haritası aşağıda, Şekil 4.74’de verilmektedir.

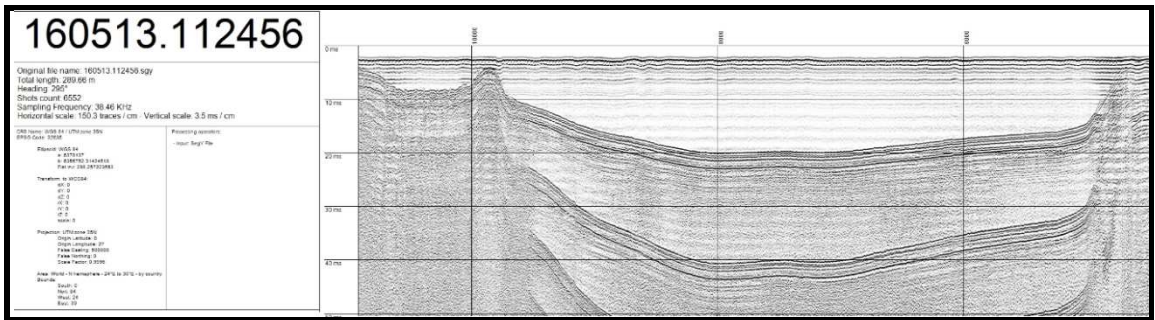


Şekil 4.74:Lagünleri içerisinde toplanan sığ sismik verilerin lokasyon haritası.

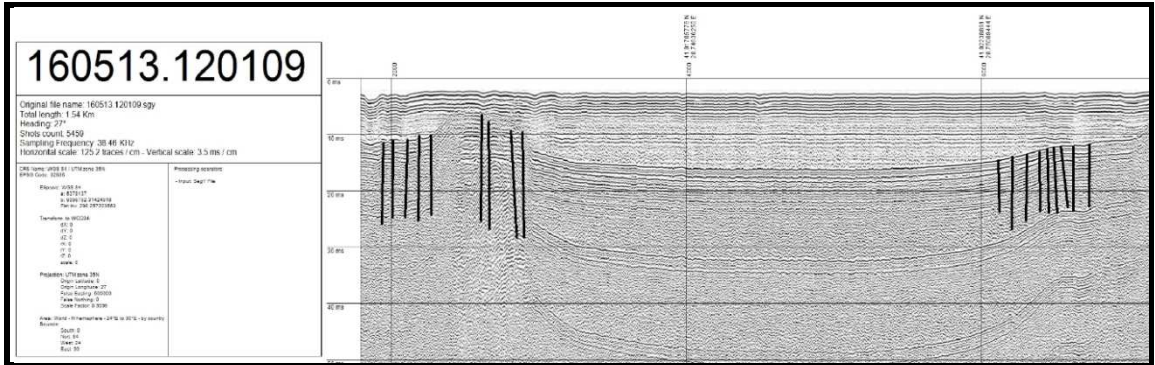
Her iki lagünde toplanan sismik veriler stratigrafik açıdan değerlendirildiğinde hemen hemen hepsinin paralel refleksiyonlardan oluşan havza dolgusu görünümüne sahip oldukları görülmüştür. Küçükçekmece ve Büyükçekmece Lagünleri içerisinde toplanan verilerin yapısal olarak yorumları da yapılmıştır. Küçükçekmece Lagünü içerisinde toplanan sismik verilerde bazı faylar görülmesine rağmen gölün oluşumuna etki edebilecek özellikler nitelikte olmadıkları sonucuna varılmıştır. Büyükçekmece Lagünü içerisinde hemen hemen yapısal bir özellik olarak fay olarak nitelendirilebilecek unsurlara rastlanılmamıştır. Örnek olarak seçilen sismik kesitler sırası ile verilmektedir.



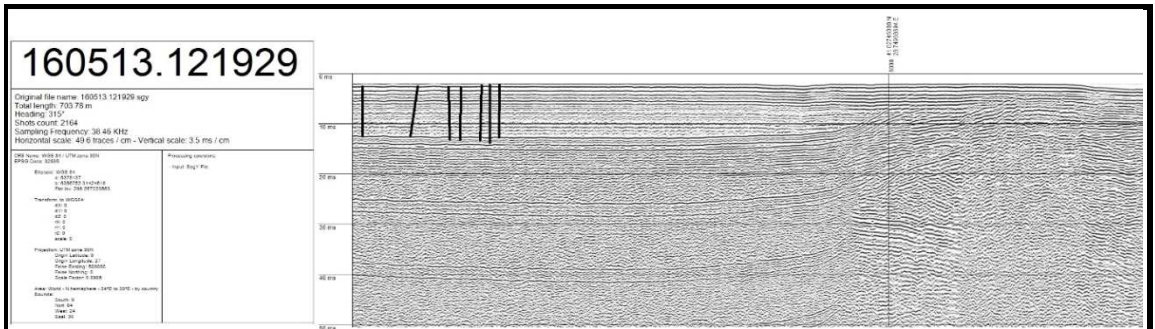
Şekil 4.75:Küçükçekmece Lagünü içinden alınan sismik kesitin yorumu (Yer bulduru için Şekil 4.74'e bkz.).



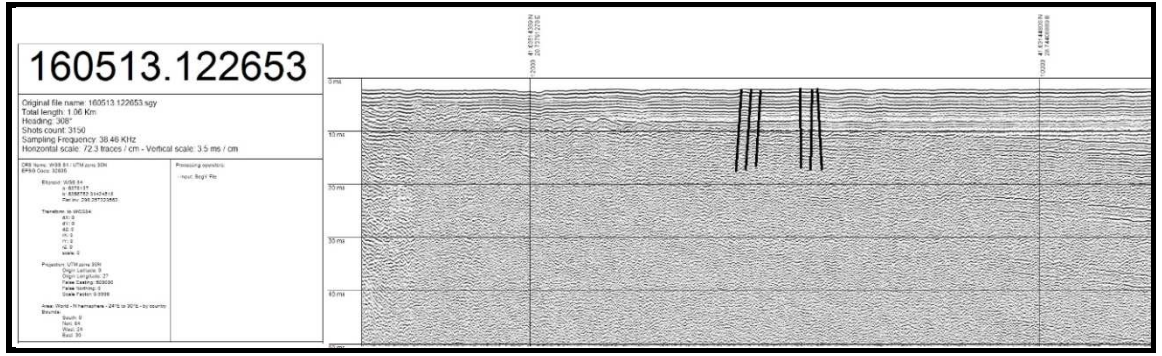
Şekil 4.76:Küçükçekmece Lagünü içinden alınan sismik kesitin yorumu(Yer bulduru için Şekil 4.74'e bkz.).



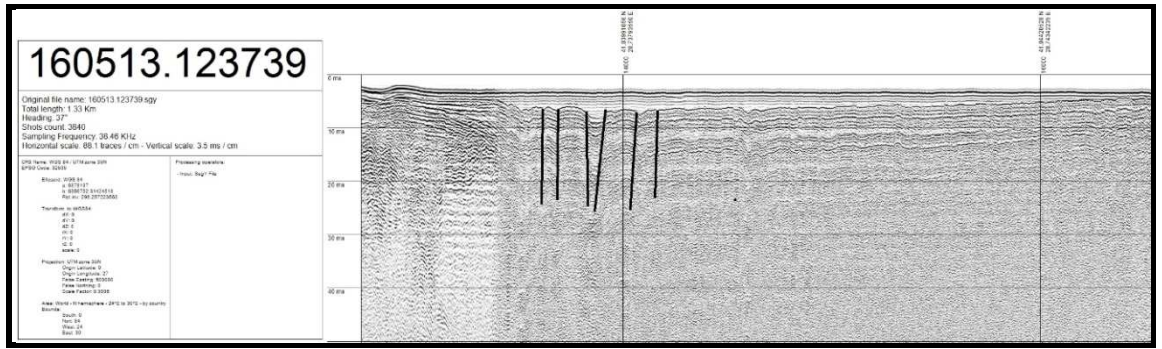
Şekil 4.77:Küçükçekmece Lagünü içinden alınan sismik kesitin yorumu(Yer bulduru için Şekil 4.74'e bkz.).



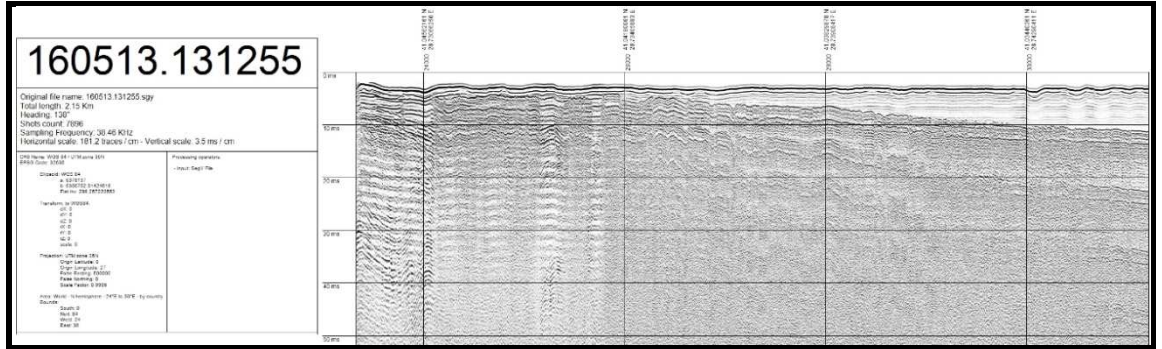
Şekil 4.78:Küçükçekmece Lagünü içinden alınan sismik kesitin yorumu (Yer bulduru için Şekil 4.74'e bkz.).



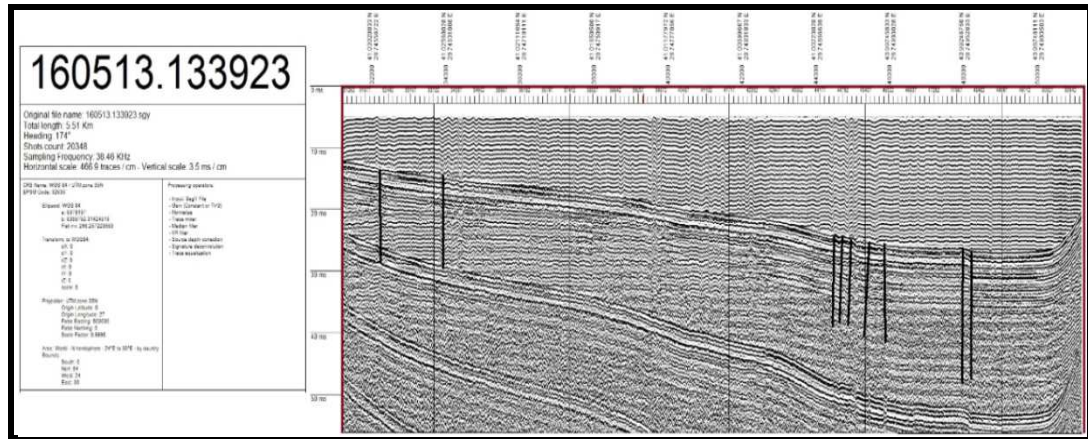
Şekil 4.79:Küçükçekmece Lagünü içinden alınan sismik kesitin yorumu (Yer bulduru için Şekil 4.74'e bkz.).



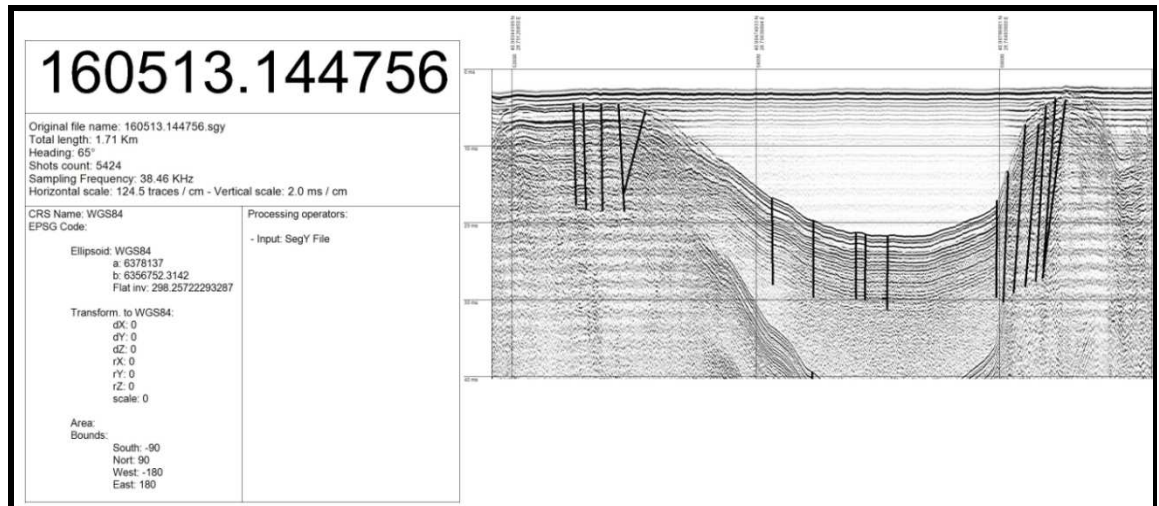
Şekil 4.80:Küçükçekmece Lagünü içinden alınan sismik kesitin yorumu (Yer bulduru için Şekil 4.74'e bkz.).



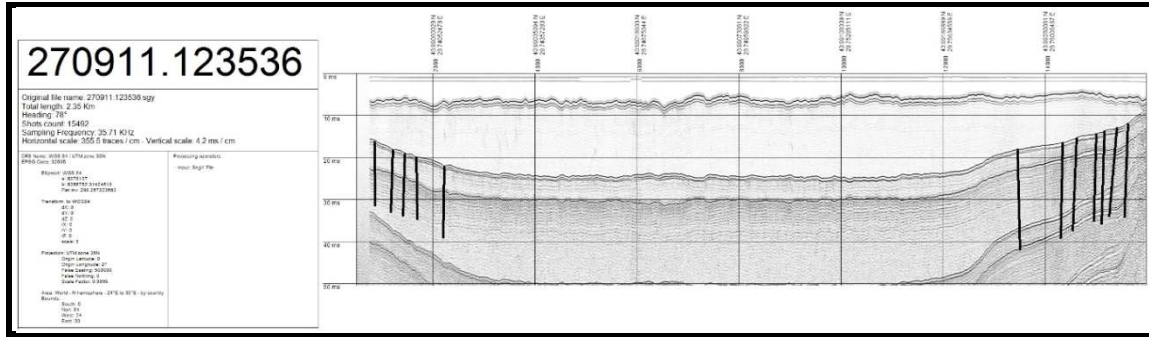
Şekil 4.81:Küçükçekmece Lagünü içinden alınan sismik kesitin yorumu (Yer bulduru için Şekil 4.74'e bkz.).



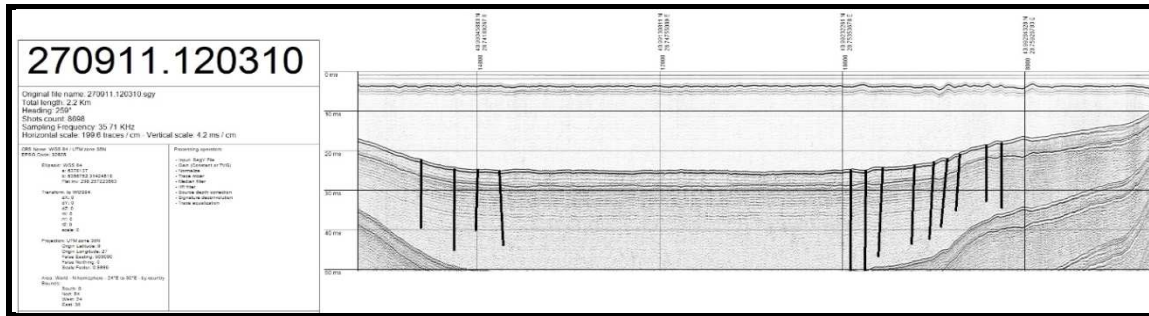
Şekil 4.82:Küçükçekmece Lagünü içinden alınan sismik kesitin yorumu (Yer bulduru için Şekil 4.74'e bkz.).



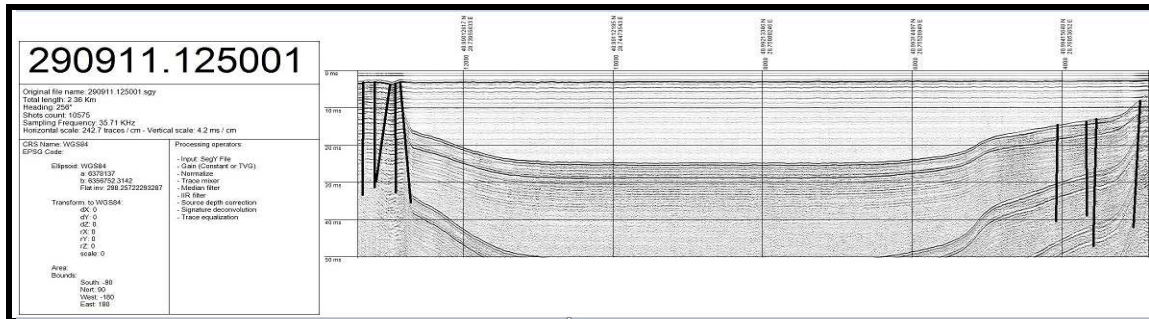
Şekil 4.83:Küçükçekmece Lagünü içinden alınan sismik kesitin yorumu (Yer bulduru için Şekil 4.74'e bkz.).



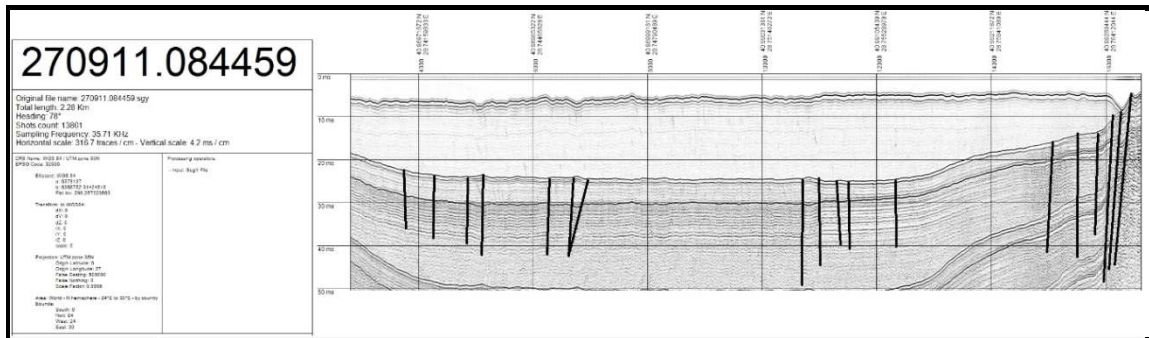
Şekil 4.84:Küçükçekmece Lagünü içinden alınan sismik kesitin yorumu (Yer bulduru için Şekil 4.74'e bkz.).



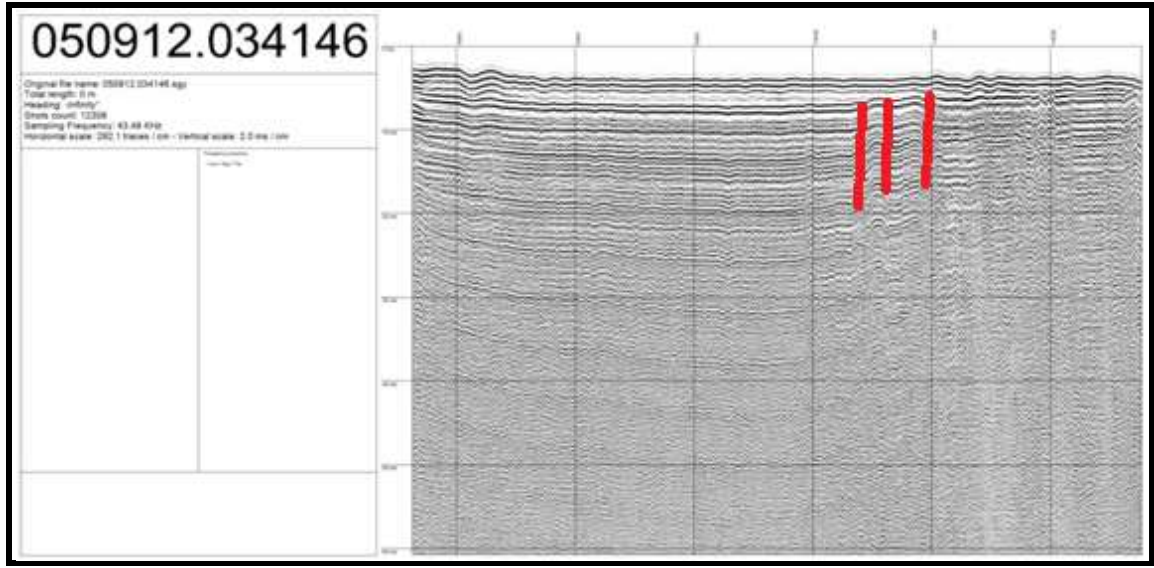
Şekil 4.85:Küçükçekmece Lagünü içinden alınan sismik kesitin yorumu (Yer bulduru için Şekil 4.74'e bkz.).



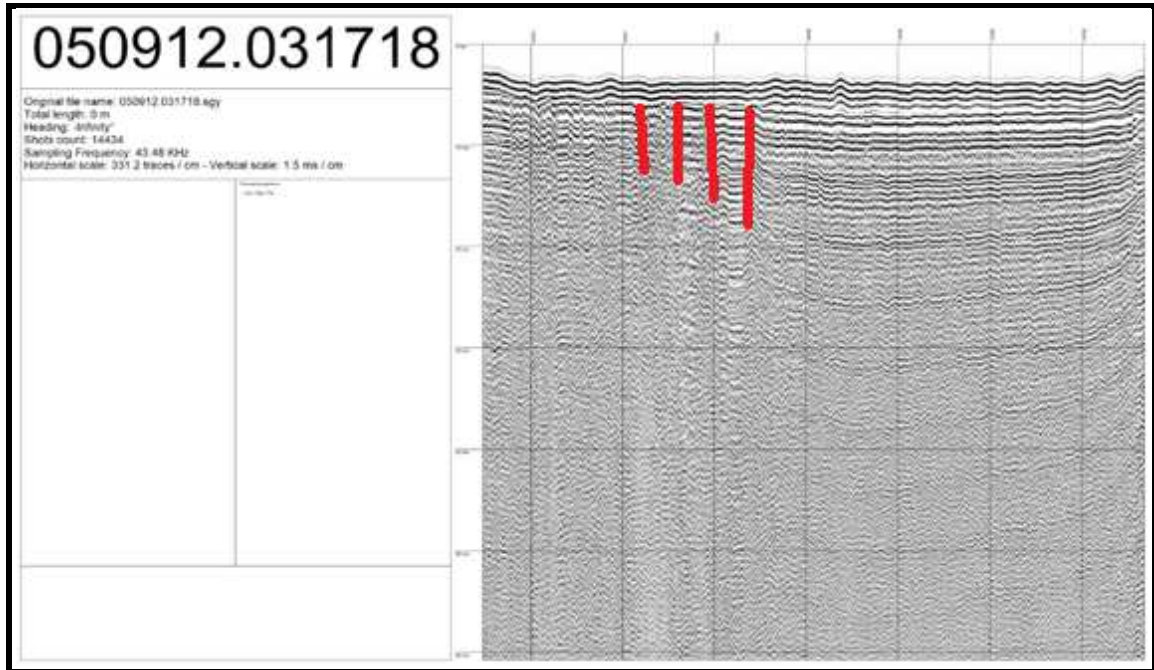
Şekil 4.86:Küçükçekmece Lagünü içinden alınan sismik kesitin yorumu (Yer bulduru için Şekil 4.74'e bkz.).



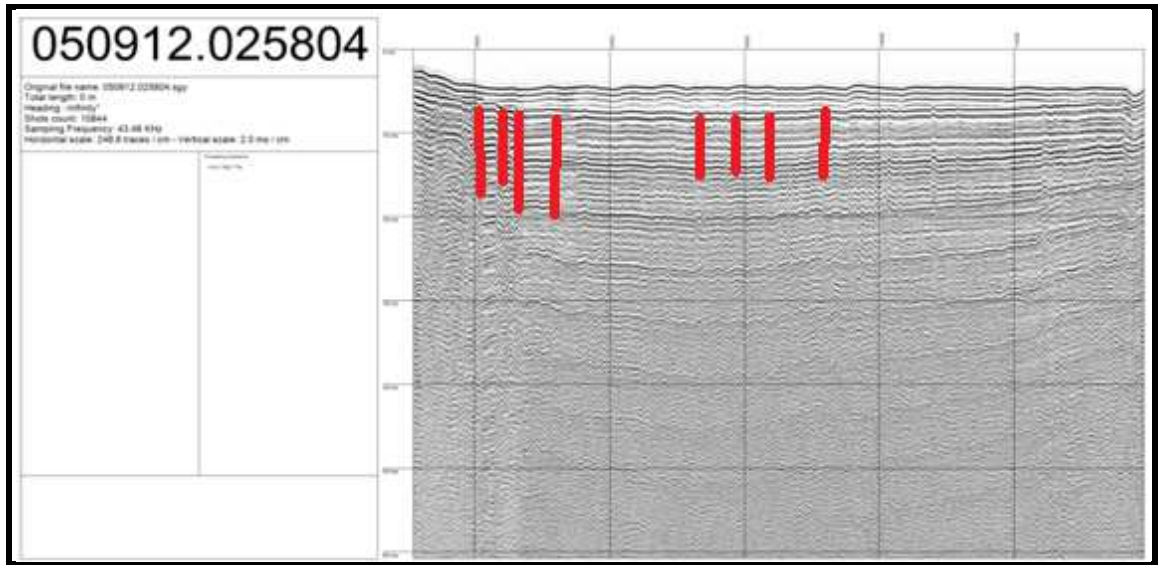
Şekil 4.87:Küçükçekmece Lagünü içinden alınan sismik kesitin yorumu (Yer bulduru için Şekil 4.74'e bkz.).



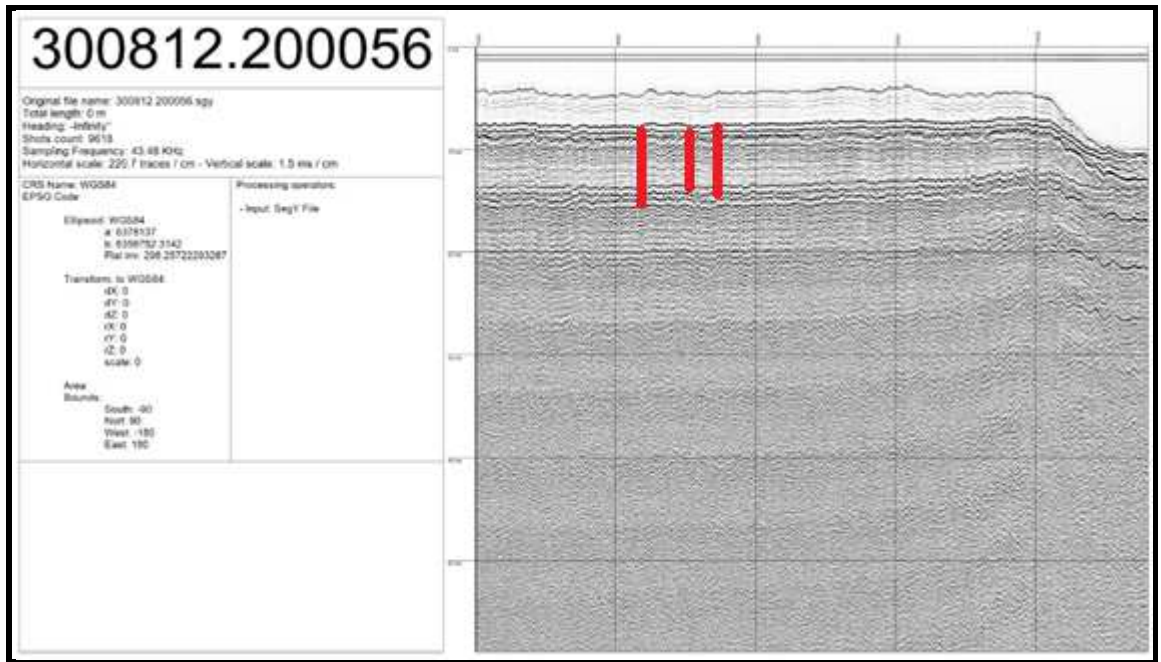
Şekil 4.90:Büyükçekmece Lagünü içinden alınan örnek sismik kesit (Yerbulduru için Şekil 4.74'e bkz.).



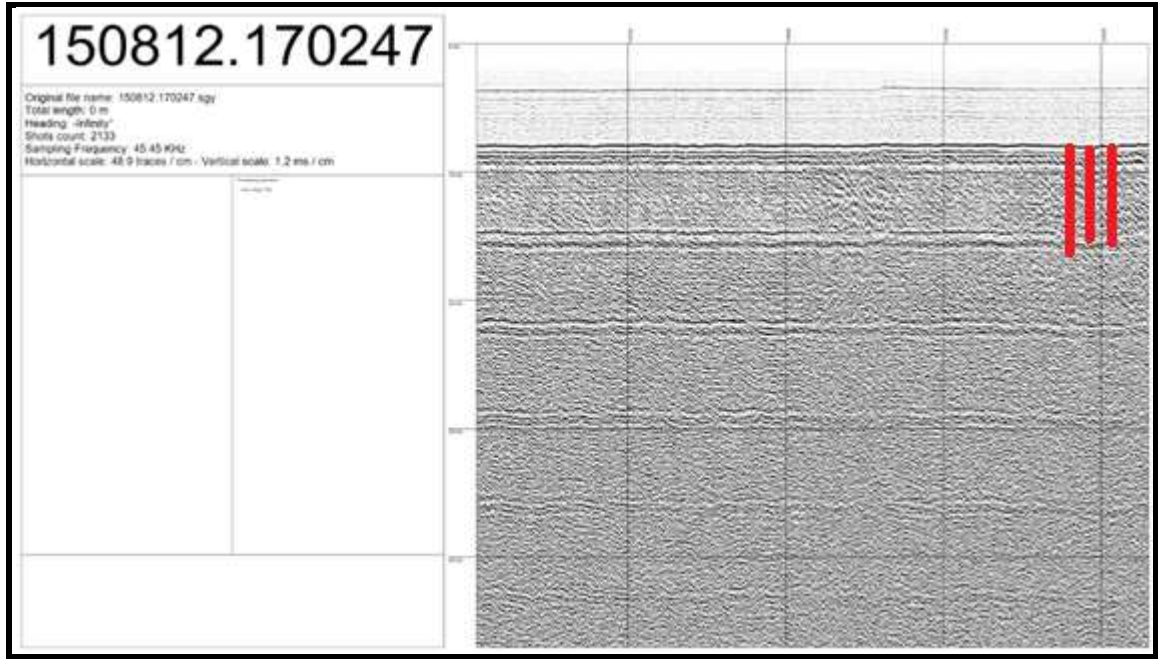
Şekil 4.91:Büyükçekmece Lagünü içinden alınan örnek sismik kesit (Yerbulduru için Şekil 4.74'e bkz.).



Şekil 4.92: Büyükçekmece Lagünü içinden alınan örnek sismik kesit (Yerbulduru için Şekil 4.74'e bkz.).



Şekil 4.93: Büyükçekmece Lagünü içinden alınan örnek sismik kesit (Yerbulduru için Şekil 4.74'e bkz.).



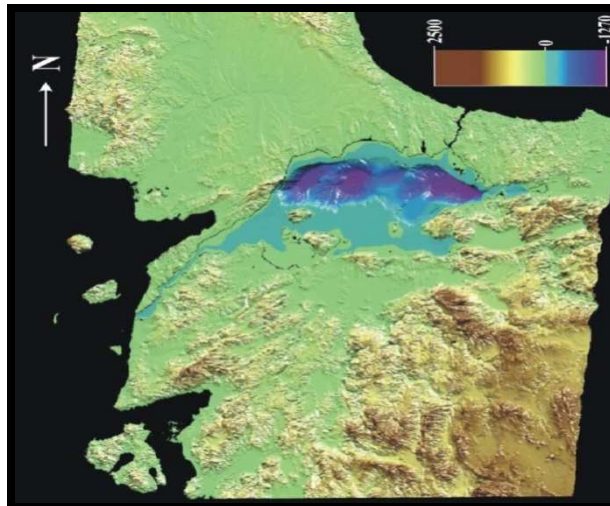
Şekil 4.94:Büyükçekmece Lagünü içinden alınan örnek sismik kesit (Yerbulduru için Şekil 4.74'e bkz.).

5. TARTIŞMA VE SONUÇ

Marmara Bölgesi MarmaraDenizi Havzası ve çevre alanlarını kapsayan Kuzeybatı Türkiye’de yer almaktadır. Bölge, morfolojik anlamda farklı olarak çevresindeki diğer alanlardan ayırt edilebilir. Bugünkü konumuna birçok işlem ve süreçlerden geçerek gelmiştir. Marmara Denizi havzası yok iken Oligosen döneminde meydana gelen peneplenleşme ile süreç başlamaktadır.

Peneplen aşınım döngüsünün bir sonucudur. Charles Darwin’in evrim teorisinden etkilenecek yeryüzünü oluşturan yer şekillerinin gençlik, olgunluk ve yaşlılık süreçlerine sahip olduğunu ve peneplenin bu aşınım döngüsünün son evresi olduğunu ileri sürmektedir. Bu düşünceden hareketle bir akarsu evrim modeli geliştirmiştir. Tektonik olarak bir bölge yükselirse bu bölgedeki akarsular vadilerini derine doğru kazmaya başlar. Bileşik kaplar prensibine göre birbiri ile bağlantılı iki kaba su koyulursa iki kaptaki su seviyesi eşit olur. Buna göre akarsular bağlantılı olduğu denizlerdeki su seviyesi ile kendini su seviyesini eşitlemek istemektedirler. Bu nedenle yükselen bölgedeki akarsular vadilerini kazarlar. Deniz seviyesine yaklaştıkça kazı azalır ve yavaş yavaş sonlanmaya başlar. Eğer deniz seviyesine yakınlaşır ve sonlanır ise yanlarındaki alanlardaki yan kollarla birleşerek bu kazıyı devam ettirirler. Bu kez bunların aralarındaki vadiler alçalmaya başlar ve sonunda vadilerin arasındaki zonlarda tesviye edilirler. Litolojinin sertlik veya yumuşaklığına bağlı olarak bazı yerlerde sırtlarında olabileceği ama genelde düşük eğimli ve deniz seviyesine yakın erozyonal yüzey ortaya çıkar. Buna Peneplen adı verilir ve bu oluşum çok uzun süreler alır. Sonra bölge yeniden yükselirse vadiler yeniden kazılmaya başlar. Davis’in modelinde tektonik kuvvetler aşınım döngüsünün başlangıç evresindeki itici bir güç olarak ele alınmakta ve tektonik süreçlerle oluşturulan topoğrafya daha sonra jeomorfik süreçlerle aşındırılarak alçaltılmakta ve sonunda peneplen morfolojisine ulaşmaktadır. Buna göre peneplen; uzun bir aşınım dönemine bağlı olarak genel kaide seviyesine kadar flüviyal süreçlerle aşındırılarak alçaltılmış, alçak rölyefli, hafif dalgalı topoğrafyaları temsil etmektedir.

İstanbul ve yakın civarına baktığımızda genel bir düzlük dikkati çeker. Bu düzlük İstanbul'da Beyazıt'tan, Fatih, Edirnekapı, Bayrampaşa, Rami, Beşyüzevler, Sultangazi, Habibler, Arnavutköy'e kadar; Taksim, Mecidiyeköy, Levent, Maslak ve Büyükdere'ye kadar ve hatta Mahmutbey, Bağcılar, Güngören, Yenibosna, Bahçelievler, Merter Topkapı, Bakırköy'e kadar gözle dahi çok kolay izlenebilen bir görünüm arz eder. Tüm Marmara'da, Marmara'nın yüksek kesimleri de dahil (örneğin Armutlu gibi 900 m yükseklikteki alanların üzerinde) bile kendini göstermektedir. Yine güney Marmara'da dağların üzerinde dahi vardır. Hatta Ege Bölgesi'nde horstların üzerinde ve Batı Anadolu'nun neredeyse tamamında bu düzlükler söz konusudur. Bu düzlükler birer ova değil platodur. Marmara Bölgesi'nin kuzeyinde kalan bu düzlük ve diğer tüm bahsedilen düzlükler peneplenleşme ile açıklanabilir. Fakat peneplenleşme teorisi tartışmalı bir durumdadır. Bazı araştırmacılar bu peneplenin kesen kesilen ilişkisine bakarak Pliyosen birimlerini kestiği için Pliyosen yaşlı olduğunu bazıları ise Miyosen birimlerini de kestiği için Miyosen yaşta olduğunu iddia etmektedirler. Eğer bu yaşlarda ise "Marmara Havzası" nasıl oluşmuştur?" sorusunun cevabı askıda kalmaktadır. Çünkü peneplenin oluşabilmesi için tektonik aktivitenin olmaması ve deniz seviyesinin değişmemesi gerekmektedir. İstanbul ve çevresindeki peneplen Ege'ye kadar uzanmaktadır (Şekil 5.1).



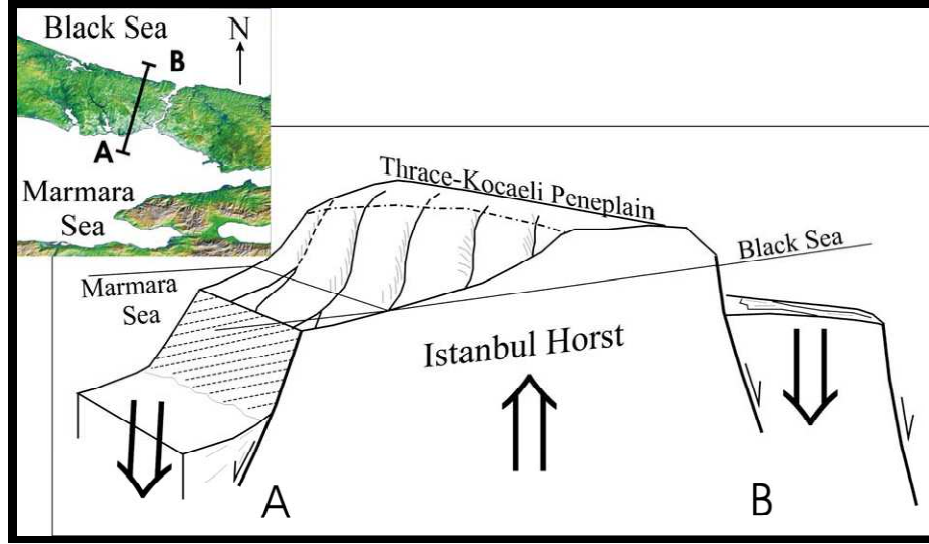
Şekil 5.1:Marmara'dan Ege'ye kadar uzanan peneplenin görüntüsü (Yılmaz vd. 2010).

Bunun yanında bazı bilim adamları Peneplenleşme ile ilgili bazı itirazlarda bulunarak iklim etkisinin olmadığı durumlarda peneplenin gelişemeyeceğini iddia ederek V vadilerin hiçbir zaman yataya yaklaşmayacağını söylemektedir. Peneplenleşmede erozyon kadar ayrışmanın da önemli olduğunu ve peneplen oluşabilmesi için yarı tropik bir iklimin olması gerektiğini söylemiş ve peneplenleşme teorisine karşı çıkarak Pliyosen döneminde bu tür iklimlerin olmadığını belirtmiştir. Bundan başka Miyosen döneminde tektonik aktivitenin bu alanda etkili olduğu da bilinmektedir. Bu durumda Pliyosen veya Miyosen yaşlı bir peneplenin olamayacağı da açıktır. O halde peneplenin yaşı Oligosen olmalıdır. Nitekim Yılmaz ve diğ. 2010'da bu peneplenin yaşının Oligosen olduğunu iddia etmiştir. Ona göre Oligosen 'de Sakarya kıtası ile Pontid kıtası çarpışarak söz konusu alan kara haline gelmiştir. Bu sebeple bu alanda erozyon da başlamıştır. İklim ve tektonizma bu dönemde peneplen oluşumuna izin vermektedir. O halde peneplenin başlangıcı Oligosen olmalıdır. Bu dönemde burası yataya yakın bir olgun bir yüzey haline gelmiştir. Miyosen döneminde iklim de bu gelişmeye izin vermiştir. KAFZ Pliyosen döneminde bu alana girdiğinde ise peneplenleşme sona ermiştir. Bu peneplenin kalıntılarına bu gün İstanbul civarında, Trakya ve Kocaeli Yarımadası'nda ve Güney Marmara'da sırtların ve tepelerin üzerinde ve Ege'de horstların üzerinde rastlanmaktadır. KAFZ'nun bu alana girmesinin yarattığı iki önemli sonuç vardır.

- Kuzey-güney gerilme
- Sağ yanal makaslama

Şengör (1985)'e göre KAFZ' doğuda Karlıova'dan batıya doğru ilerlerken geldiğinde makaslama zonu da genişlemektedir. Nitekim fay bu alanda üç kola ayrılmakta, en güney kol Ege Bölgesi'ne kadar uzanmakta ve fay zonu genişlemektedir. Kuzey-güney gerilme etkisi ile Marmara Denizi Havza'sı ilk aşamada bir graben olarak açılmıştır. Ama bu açılma KAFZ'nun makaslama zonunda ana deformasyon zonu oluşmadan önceki kuzey güney gerilmesine bağlı olarak gelişen bir açılımdır. Yani Ege Gerilme Rejimi ile ilgili değildir. Daha sonra Marmara Denizi'nin içinde KAFZ ana deformasyon zonu oluşup tek faya döndüğü zaman hareket sağ yanal makaslamaya transfer olmaktadır. Bu süre ise 200 bin yıl öncedir. Bununla birlikte peneplenleşme de sona ermektedir. KAFZ'nun kuzey kolu ile güneyden sınırlanan alan ile kuzeyde Karadeniz'de bulunan ve bu ana kola paralel olarak uzanan doğrultu atımlı bir başka fay

ile sınırlanmaktadır. Bu iki fay arasında da kalan alan da bir horst olarak yükselmiştir. Yılmaz ve diğ., 2010’da bunu “İstanbul Horst”u olarak isimlendirmiştir.

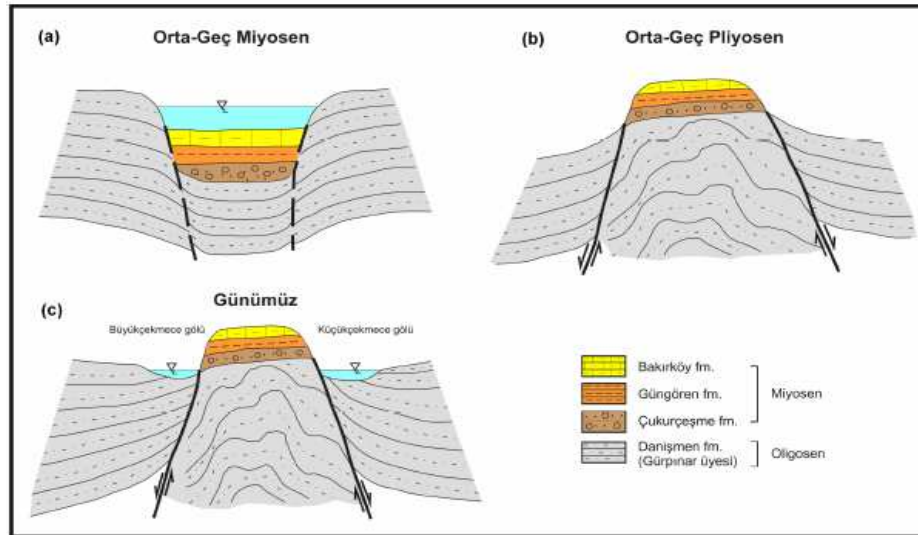


Şekil 5.2 :İstanbul Horst’unun üzerindeki Trakya-Kocaeli Peneplen (Yılmaz ve diğ., 2010).

Alan bu iki fayın etkisinde ve Anadolu’nun batıya kaçıışı ile bu gün saatin tersi yönünde bir dönmeye maruz kalmaktadır. Bunlara göre Marmara Denizi’nin oluşumunun başlangıcı Miyosen sonudur. Bu oluşumun ilk aşamasında peneplen, bu alanda, Miyosen sonuna kadar hakimdir. Çünkü Miyosen birimlerinin üzerini ilksel yataya yakın haliyle tıraşlamaktadır. Pliyosen’de evrimini tamamlamıştır.

Bu bilgiler ışığında Büyükçekmece ve Küçükçekmece Lagünlerinin evrimi ile çıkarımda bulunulursa: Her iki Lagün Oligosen dönemimde Peneplenleşme başlamadan önce eğimli olarak akan birer akarsu vadileri idiler. Oligosen dönemindeki kara olan bu alanda (iki kıtanın çarpışması) peneplenleşmenin başlaması ile vadilerini kazmaya başladılar. Sürecin sonunda deniz seviyesi ile eşit seviyede bir konuma geldiler ve peneplenin bir parçası oldular. Miyosen döneminde iklim de buna izin verdi ancak miyosen sonlarında tektonik açıdan hareketlilik başlayınca bulundukları alan yeniden yükselerek İstanbul Horstu’nun üzerinde kalmıştır. Bu yükselmeye paralel olarak gelişen Marmara havzası açılmasından dolayı oluşan denizle aralarında deniz haline için vadilerini kazma işlemine yeniden başladılar. Ve bu süreç uzun bir dönem almıştır. Holosen döneminde yaşanan bir buzul döneminde yeniden lagünlerin

bulundukları alan kara haline gelmiştir. Buzul döneminden sonra deniz seviyesi 110 m yükselmiş ve akarsu vadileri deniz suyu ile karışarak Ria morfolojisi oluşmuştur. Zamanla deniz ile bağlantıları kıyı boyu akıntıları ile nedeniyle kısıtlanarak Lagün halini almışlardır. Proje çalışma alanı içerisinde kalan Büyükçekmece-Küçükçekmece Lagünleri arasındaki kara alanının, günümüzdeki yapısal durumuna ilişkin bazı ipuçları, bölgenin jeolojik evriminde saklıdır. Bölgede genel olarak, iki lagün arasındaki yükseltilerde yer alan Miyosen yaşlı birimlerin varlığı ve bu alanın doğu ile batısında bu birimlerin olması gereken yerlerde Oligosen yaşlı formasyonların yüzeylemesi özel bir duruma işaret etmektedir. Marmara-Trakya Bölgesinin Paleocoğrafyasını konu alan çalışmalarında, Sakıncı ve diğ. (1999), Orta-Geç Miyosen döneminde iki lagün arasındaki bölgede Çukurçeşme-Bakırköy gibi birimlerin çökeline imkan veren bir çökeltme ortamı olduğu ve bu çökeltme ortamının doğu ve batı kesimlerinde çökeltmenin meydana gelmediği karasal bir ortam tanımlanmışlardır. Orta-Geç Pliyosen döneminde ise bölgenin sıkışma rejimi altında tamamının karasal bir ortama dönüştüğü, aşınma ve yükselmenin gerçekleştiği yorumu yapılmıştır (Sakıncı ve diğ., 1999). Son buzul çağından sonra deniz seviyesinin yükselmesi ile çalışma alanının doğu ve batısını sınırlayan iki lagün deniz ile etkileşim alanına girmiş ve buralarda güncel çökeltmeler başlamıştır.

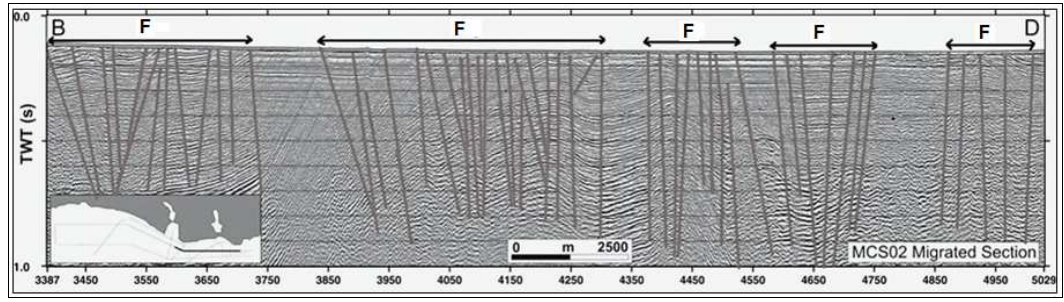


Şekil 5.3: Çalışma alanının Orta-Geç Miyosenden günümüze kadar olan evrimi (TÜBİTAK-MAM, 2008).

Şekil 5.3’de Sakınç ve diğ. (1999)’nin Paleocoğrafya çalışmalarına ve günümüz gözlemlerine dayanan bir jeolojik evrim şematik olarak önerilmektedir. Buna göre İki lagün arasında kalan bölgede, Orta-Geç Miyosen döneminde fay kontrollü ve kabaca Kuzey-Güney uzanımlı bir çöküntü alanında, Oligosen yaşlı Danişment (Gürpınar) Formasyonu üzerine çökelim gerçekleşmiştir (Şekil 5.3a).

Orta-Geç Pliyosen döneminde ise bölge rejyonel tektonik kuvvetler nedeni ile sıkışma rejimi altında kalmış, kıvrımlanmış ve önceki dönemde aktif olan faylar vasıtası ile iki lagün arasında yükselmiştir (Şekil 5.3b). Böylece, Miyosen yaşlı birimler iki lagün arasında yükselim alanlarında yer almışlardır (Şekil 5.3c). Bu dönemdeki yükselim ve aşınma ve kısmen wrench tektonizması muhtemelen Kuzey Anadolu Fayı’nın bölgede başlayan aktivitesi ile ilgili olabilir (Perinçek, 1991; Sakınç ve diğ., 1999). Bölgenin deniz alanında gerçekleştirilen, çok-kanallı derin sismik çalışmalardan elde edilen kesitler, Büyükçekmece ve Küçükçekmece arasındaki kıta sahanlığının derinliklerinde tabakaların şiddetli bir deformasyon geçirdiğini göstermektedir (Şekil 5.4).

Daha önce değişik amaçlara yönelik bölgede gerçekleştirilen sığ sismik ve derin sismik çalışmalarda, Marmara Denizi kuzey kıta sahanlığına ilişkin böyle bir gözlem bu derecede açık elde edilememiştir. İlk defa bu proje kapsamında ortaya çıkarılan bu deformasyon alanı, yeraltı tabakalarının yer yer 25⁰’ye varan dalımları ve çok sayıda faylanma ile karakterize edilmektedir. Orta-Geç Pliyosen döneminde düşünülen bu sıkışma evresi sonucunda oluşmuş eğimli tabakalar ve içerisinde sıkışmanın yarattığı kırık izleri açıkça gözlenmektedir (Şekil 5.4). Gözlenen bu deformasyonlu alanlar, Kuzey Anadolu Fayı’nın kuzey kolunun hemen kuzeyinde tespit edilmiştir. Bu yüksek eğimli tabakalanmaların varlığı ve bunların sağ-yanal atımlı faylarla biçilmesi, bu etkinin Pliyosen’den günümüze devam ettiğine işaret etmektedir (Şekil 5.4).



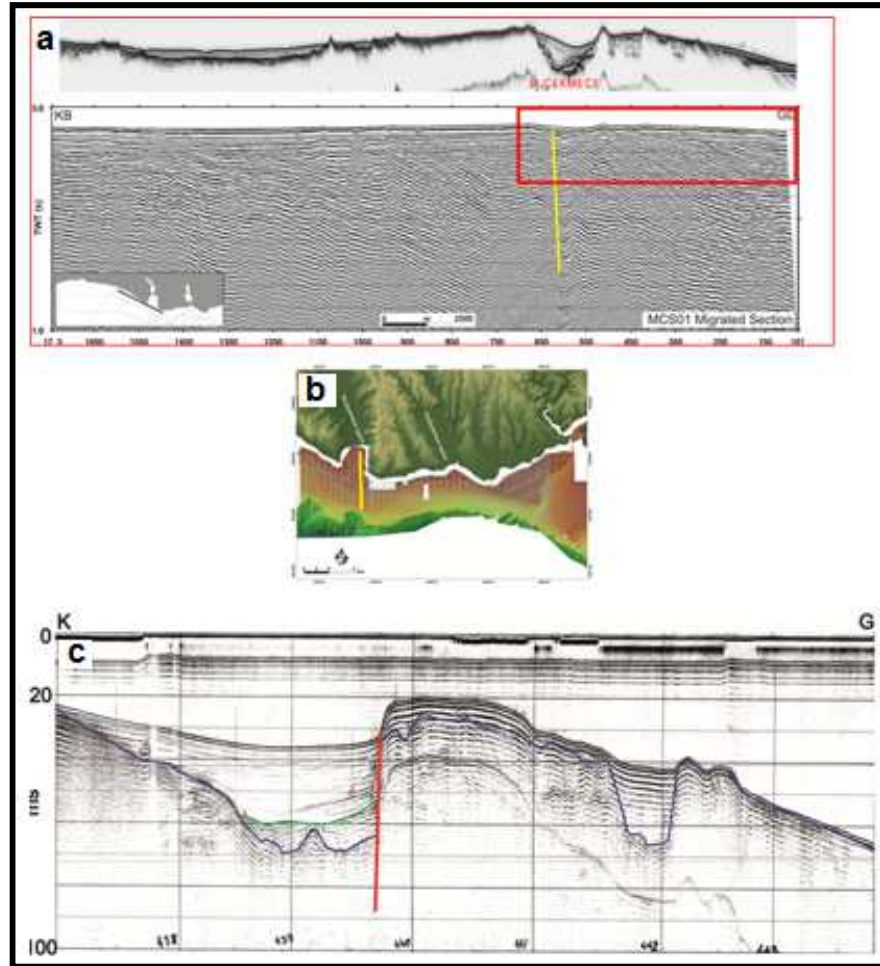
Şekil 5.4:Büyükçekmece Körfezi Çıkışı önlerinden Florya önlerine doğru uzanan (D-B), kıyıya paralel toplanmış profile ait sismik kesit ve yorumlanmış hali (Aktaş, 2013)

Günümüzdeki morfolojik özellikleri dikkate alınarak Küçükçekmece ve Büyükçekmece lagünleri hakkında bir evrim modeli ortaya konulmak istenirse; lagünlerin evrimlerine Karasu ve Sazlıdere nehirlerinin denize bağlandıkları mansap bölümleri olarak başlamış olması gerektiği sonucuna kolaylıkla varılabilir. Bu vadi parçaları evrimlerinin sonraki aşamasına ise, buzul arası dönemlerde yükselen Marmara Denizi suları altında kalarak birer ria olarak devam etmiş olmalıdırlar. Morfolojik açıdan birer ria olarak tanımlanabilecek denizle kaplı bu vadi parçaları, bağlı bulundukları akarsular yoluyla tatlı su ile beslenirken, deniz tarafından da tuzlu sularca basılmış olduklarından dolayı bu aşamada ortamsal olarak birer estuarin haline gelmiş olmalıdır. Ancak Marmara Denizi kuzey kıyıları boyunca gelişen kıyı boyu akıntıları tarafından etkilenen kıvrımlı hareketleri sonucunda her iki ilksel ria/estuarinin deniz ile ilişkisi, oluşan kıyı kordonları tarafından sınırlandırılmış ve bu durum ilksel akarsu vadilerinin günümüzde birer lagün haline gelmelerine neden olmuştur. Yapılan morfolojik incelemeler sonucunda Küçükçekmece Lagünü önündeki kıyı kordonunun batıdan doğuya doğru ilerlemiş olduğu, Büyükçekmece Lagünü önündeki kıyı kordonunun ise iki yönden birbirine doğru hareket eden kıyı oklarının birleşmesi sonucunda meydana geldiği anlaşılmaktadır.

Büyükçekmece Gölü: doğu sahilinde Oligosen yaşlı Danişmend formasyonu üzerindedir. Batı sahilinde ise Eosen yaşlı İslambeyli, Oligosen yaşlı Danişmend ve Süloğlu formasyonları üzerinde bulunur. Bu temel birimlerin üzerinde Kuvaterner yaşlı alüvyonlar bulunurlar. Bu sebeple, en azından son 9 bin yıldır denizaltında kalan Büyükçekmece vadisinin tabanında 9 bin yıldan daha yaşlı alüvyonlar olması beklenir. Günümüzde göl tabanında bulunan en genç gölsel seri küresel deniz seviyesinin 30 m

den daha sığ olduğu zamana aittir. Sismik kesitlerde paralel yatay refleksiyonlar olarak izlenebilmektedir.

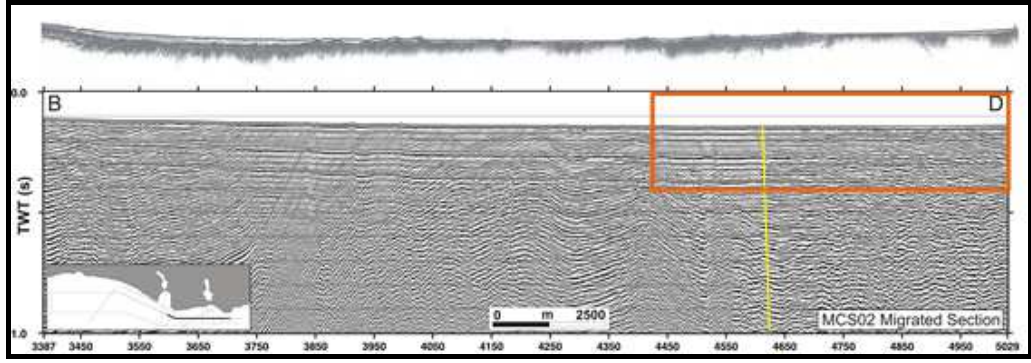
B. Çekmece gölünün güneyinde yapılan sığ ve derin sismik verilerine göre gölün güney kesimindeki Tersiyer temel kıvrımlı ve faylıdır. Bu faylardan bir tanesi gölün ana eksenine oturmaktadır. Chirp verilerine göre açıkça gölün üzerine oturduğu paleo-vadi Marmara'ya doğru devam etmektedir. Bu proje bünyesinde toplanan sismik kesitlere göre Büyükçekmece gölünün doğu sahilinde söz konusu edilen fay devam etmektedir (Şekil 5.5).



Şekil 5.5: a) Büyükçekmece Körfezi'nin önünde toplanan Chirp sığ sismik verisi ve çok kanallı sismik kesit ; b) Büyükçekmece Körfezi'nin önünde Boomer enerji kaynağı toplanan sismik verilerin lokasyon haritası ve c'de sismik verinin lokasyonunun gösterimi; c) Büyükçekmece Körfezi'nde Boomer enerji kaynağı toplanan K-G yönlü sismik kesit.

Bu çalışma esnasında toplanan verilere göre B. Çekmece gölü tabanı neredeyse düze yakındır ve en fazla derinlik 8-9 metre civarındadır. Günümüzde Büyük çekmece gölü Marmara denizi ile arasında bir tombolo bulunmaktadır. Bu sedimanter eşik son 2-3 bin yılın eseridir. Gölü denizden ayırmış ve bir lagün haline dönüşmesine neden olmuştur. B. Çekmece gölü içinde toplanan sismik kesitlere göre gölün tabanında paralel refleksiyonlar gölün tabanına uygun olarak şekillenmiştir. Doğu kesimde ise yaklaşık KKB-GGD doğrultulu bir normal fay görülmektedir. Bu faya göre batı tarafı çökmektedir. Sismik kesitlerin batısında ise pek belirgin olmamakla birlikte, karada bulunan Çatalca fayına paralel kıyı çizgisine yakın diğer bir fay bulunmaktadır. Bu kesitlere göre anlaşılmaktadır ki, Büyük Çekmece Gölü'nün KB-GD ana eksenini, bir fay sistemi ile ilişkilidir. Büyük çekmece gölünün çökel kalınlığı ve derinliği dikkate alındığında küresel deniz seviyesi 30 m'yi aşması son 9 bin yılın içindedir. Temel üzerindeki çökel kalınlığı yaklaşık 25 ms (18 m) olduğuna göre açıkça anlaşılmaktadır ki; B. Çekmece vadisi üzerindeki depolanma, transgresyonun başladığı son 10 bin yıldan bu yanadır. Bundan önce vadide en azından güneyinde Marmara Gölü'ne (30-10 bin yıl arası) uzanan bir vadi konumundadır.

Küçükçekmece Gölü: Güneyde Oligosen yaşlı Danişmend Kuzeyde ise Eosen yaşlı İhsaniye formasyonu üzerinde bulunur. Bu birimlerin üzerinde genç alüvyonlar uyumsuz olarak bulunur. K.Çekmece Gölü, adının aksine B. Çekmece 'ye nazaran daha büyük bir göl alanını kaplar. B. Çekmece gibi 9 bin yıldır denizaltında kalan K. Çekmece vadisinin tabanında 9 bin yıldan daha yaşlı alüvyonlar olması beklenir. Göl tabanında bulunan en genç gölsel seri küresel deniz seviyesinin 30 m den daha sığ olduğu zamana aittir. Bu çökeller, göl içinde toplanan sismik kesitlerde paralel yatay refleksiyonlar olarak izlenebilmektedir. K Çekmece gölü güneyinde TUBITAK, SHOD ve bu çalışmada toplanan sismik verilerden elde edilen kesitlerden K. Çekmece gölünün oturduğu yapının K. Marmara Şelfi üzerinde çok belirgin olmadığı, fakat temeldeki Tersiyer serisinin batı kesimin antiklinal olarak kıvrımlandığı doğuda ise yataya yakın ondüleli olduğu görülmektedir. Bu iki farklı paternin arasında yine göl eksenine denk gelen bir fay bulunmaktadır (Şekil 5.6) .



Şekil 5.6: Avcılar- Küçükçekmece önlerindeki şelf alanında toplanan Chirp sığ sismik verisi ve çok kanallı sismik kesit (Aktaş, 2013)

Derin sismik kesitlerde görülen fay, göl içindeki sismik kesitlerde gölün batı ve doğu kenarlarında açıklıkla görülmektedir. Olasılıkla sayısal arazi modelinde yaklaşık K-G doğrultuda bulunan topoğrafya gölün batı kıyısını oluşturan morfolojik sınır, gölün içinde görülen faya paralel bir yapıdır. K Çekmece gölünün alanı dışında kuzeye doğru geniş bir alan alüvyonlarla kaplıdır. Bu nedenle gölün tabanı gelen malzemenin fazla olmasından dolayı yaklaşık 15-18 metre kadar bir derinliğe sahiptir. B. Çekmece Gölü'ne nazaran daha derindir. K. Çekmece de bir tombolo ile günümüz Marmara Denizi'nden ayrılan bir lagün karakterindedir. Bu gölde son 9 bin yılda küresel deniz seviyesi yükselmesine bağlı gelişen transgresyona bağlı olarak ana vadiyi su basması ile bir koy halini almış kıyı dinamiklerine bağlı olarak son 2-3 bin yılda lagüne dönüşmüştür.

B. Çekmece ve K. Çekmece gölleri İstanbul batısında KKB-GGD eksenli iki göldür. Fakat sadece bu göller değil B Çekmece gölünün batısından Yedikule'ye kadar olan kesimde tüm dere yatakları da aynı doğrultudadır. İki gölde bu drenajların içinde en geniş ve yayvan vadilerin üzerine oturmaktadır. İki gölde de belirgin olarak günümüzde de aktif olan normal faylar bulunmaktadır. Bu faylar KAF Marmara kolu ile açılıdır ve neredeyse yaklaşık aralarında 45-50 derece açı farkı bulunur. D-B uzanan bir sağ yanal faya açılı 45 derece açılı gelişen normal fayların oluşma konumu ile göllerin ana eksenleri uyumludur. Bu nedenle göller, KAF bağlı sağ yanal makaslama deformasyonu ile ilişkili olarak gelişen ikincil normal fayların genişlettiği

vadilerin üzerinde bulunmaktadır. Bu faylar Oligosen yaşlı KB-GD uzanan kıvrımların eksenlerine paralel görülmektedir. Derin sismiklerde görülen bu kıvrımlı yapı Miyosen çökellerinin de iki gölün arasında ve K. Çekmece gölünün doğusunda farklı karakterde olmasını sebep olan KAF öncesi bir yapıdır. Bu yapının içinde gelişmiş Pliyosen öncesi kıvrımlara paralel gelişmiş fayların göllerin kenarında reaktivasyonu söz konusu olabilir.

Bu tez çalışmasında değerlendirilen ve yorumlanan tüm verilerin ışığı altında aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir.

- 1- Mikrotremor dizin ölçümleri (SPAC), YDBE'nin Yalova ve Kocaeli illerinde yaptığı çalışmalarda denenmiş ve uygunluğu tespit edilmiş şekilde, Silivri ve Haramidere arasında ve mücavir alandaki boşlukları doldurmak için farklı jeolojik birimleri örnekleyecek toplam 35 ayrı noktada 75m yarıçaplı alanları temsil edecek şekilde gerçekleştirilmiş ve zeminin S dalgası hız yapısının derinliğin fonksiyonu olarak belirlenmiştir. Elde edilen S dalgası hız yapısı modelleri kullanılarak zemin büyütme eğrileri, zemin kalitesi ve ana titreşim periyodu gibi zeminin davranış parametreleri belirlenmiştir. Her ölçüm noktasında 3-bileşen geniş bantlı mikrotremor ölçümleri alınarak, bu ölçümlerin zaman ve spektral özelliklerinin karşılaştırmalı ilişkileri ile zeminin kuvvetli yer hareketine karşı davranış özellikleri doğrudan belirlenmiş ve dizin ölçümlerinin sonuçları ile karşılaştırılmıştır. Elde edilen bulgular, EUROCODE 8 ve TURK D koduna göre sınıflandırılmıştır. Detaylar bulgular bölümünde verilmiştir.

Ayrıca, S-dalga hız profilleri kullanılarak yeraltı yapısı 2 boyutlu olarak analize edilmiş ve taban kaya derinliğindeki değişimler incelenmiştir (S dalga hızının 1500 m/sn'yi geçtiği derinlik basen-taban kaya sınırı olarak varsayılmıştır). Büyükçekmece'nin doğusunda, kuzeyde ~1000m'den başlayan sınırın, güneyde ~1200 m derinliklere ulaştığı gözlenmiştir. Büyükçekmece gölünün batısında alınan ölçümlerde ise NEHRP zemin kriterlerinde sert ana kaya olarak tanımlanan 1500 m/s hıza her ölçüm noktası için ulaşamamıştır. Bu bölgede, kıyıya dik olarak alınan bir profil üzerinde, 1500 m/s hız sınırının, güneyde (kıyıda) ~300 m civarında gözlemlendiği, kuzeye doğru derinleştiği ve kuzeyde, ~400 m derinliklerde bulunduğu saptanmıştır.

Büyükçekmece'nin batısında sahil boyunca alınan ölçümler kullanılarak bir kesit oluşturulduğunda ise hızın 1500 m/sn' ye ulaştığı derinliğin alanın batısından doğusuna doğru yaklaşık 250-300 m arasında değiştiği gözlenmiştir. Genel olarak, tüm S hızı profilleri bir arada değerlendirildiğinde, Büyükçekmece'nin batısı ve doğusu arasında taban kaya sınırında keskin birgeçiş görülmektedir. Derinliklerdeki keskin geçiş, özellikle Gürpınar bölgesinde, Silivri' ye göre ortalama iki kat daha fazladır. İBB'nin Avrupa Yakası MikroBölgelendirme raporları kapsamında hazırlattığı 1/5000 ölçekli fay haritasında, Küçükçekmece gölünün batı ve doğusunda taban kaya sınırında farklılık olduğu ve Küçükçekmece'nin batısının göreceli olarak daha derin olduğu yorumu yapılmıştır. Bu bilgi, yukarıda özetlenen sonuçları birleştirildiğinde, Büyükçekmece-Küçükçekmece arasında taban kayasının, civarına göre, daha derin olduğunu görülmektedir. Daha önce yapılan çalışmalarda taban kayanın ~900 m'nin altında olduğu ifade edilmektedir. Bu bölgede belirlenen taban kaya sınırı değişimine ait anomalinin sınırlarının, kıtasahaneliğinde toplanan sismik verilerin tartışıldığı kısımda tanımlanan ve Büyükçekmece'nin doğusunda ve batısında yer alan KB-GD doğrultulu bir fay zonu ile ilişkili olduğu açıktır.

- 2- Küçükçekmece Lagünü'nün batı kenarlarında görülen eski ve yeni heyelanlar, yukarıdaki bilgilerin ışığı altında Küçükçekmece Lagünü'nü batıdan kateden fay ile ilişkilendirilebilir. Aynı şekilde yine Büyükçekmece Lagünü ve körfezi batısındaki heyelanların da batısındaki Çatalca Fay zonu ile ilişkili olduğu düşünülmektedir. Büyükçekmece Lagünü ve körfezi doğusundaki heyelanlar ise, kara alanında tespit edilen çizgisellik ve faylar ile açıklanabilir. Büyükçekmece ile Küçükçekmece arasında karada görülen heyelanların ise, bölgede varolan Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun ve kollarının şelf kenarı ve aktif alan içerisindeki karada var olan ve denizde devam eden fayların etkisi ile oluştuğu sonucuna varılmıştır.
- 3- Deniz tabanı batimetrisi, tipik bir şelf alanından beklenen yataya yakın bir eğimle kıyıdan açığa doğru derinleşen bir düzlüğün varlığını işaret etmektedir.

- 4- Sığ alanlardaki deniz tabanı morfolojisini ve yapısını belirlemek, denizde meydana gelebilecek olası heyelan alanlarını saptamak ve bu alanların kara ile ilişkilerini ortaya koymak amacıyla sıfır açılımlı sığ sismik/çok kanallı derin sismik, yandan taramalı sonar ve çok ışınlı derinlik verileri toplanmış ve tarafımızca sistematik olarak analiz edilmiş, detaylı derinlik haritası, sediment kalınlık haritası, eski kıyı çizgisi, akustik taban haritası ve bölgedeki faylara/heyelanlı alanlara yönelik yapı haritası oluşturulmuştur. Marmara Denizi kuzey kıta sahanlığına ait bu çalışma kapsamında üretilmiş batimetri haritası incelendiğinde, genel olarak kıyıdan şelfin -100m derinliğine kadar olan alanın yataya yakın düşük bir eğime sahip olduğu (Ambarlı-Küçükçekmece arası hariç olup, burada göreceli bir sığlık alan vardır) görülmektedir. Bu tekdüze taban morfolojisi, İstanbul Boğazı ve Küçükçekmece arasında, büyük olasılıkla kara alanının denizaltındaki uzantısından ve bölgenin yapısal özelliklerinden kaynaklanan sığ bir düzlükle bozulmuş olduğu düşünülmektedir. (Yaklaşık -75m derinliklerde olan İstanbul Boğazı çıkışı, Küçükçekmece-Sarayburnu arasında sığlaşarak -20m ile -30m derinliğe ulaşmaktadır). Bu düz bir yapıya sahip olan platform, Küçükçekmece'nin batısına akıntılar ile malzeme taşınmasını ve sediment birikmesini kontroleden önemli bir konuma sahiptir. Büyükçekmece civarında ise, özellikle karada Gürpınar bölgesindeki heyelanlarla ilişkilendirilebilecek ve faylanmalarla kontrol edilmiş, bir heyelan topuğunun varlığı görülmektedir.

Derinlik haritasında gözlenen yapısal unsurlar ve çizgisellikler, yorumlanarak sayısallaştırılmış ve bu yapıların gösterildiği bir harita üretilmiştir. Bu harita üzerinde görüldüğü gibi, akustik tabanının yüzeylenmiş yapısal unsurlarına ait yerel yükseklikler ve izler, taban topoğrafyasında yer yer 3 metreye ulaşmakta ve kimi alanlarda 600m uzunluğuna varan çizgisellikler oluşturmaktadırlar. Bu yapıları, derin ve sığ sismik kesitlerden hareketle, dalımlı tabaka serileri arasında kayaç sertlikleri farklılığı nedeniyle muhtemelen tabakaların doğrultuları yönünde deniz tabanında oluşan çizgisel morfolojik belirtiler olarak açıklamak mümkündür. Bunlar aynı zamanda kayalık

alanları oluşturmakta, mevcut ve yapılabilecek boru hatları için uygun olmayan deniz tabanı özellikleri olarak öne çıkmaktadırlar.

Genel olarak, yandan taramalı sonar verileri ve derinlik haritaları ilişkilendirilerek yorumlandığında, kıyıya yakın alanda heyelanlar ile ilişkilendirilebilecek baskın malzeme birikimleri en belirgin Gürpınar bölgesinde gözükmemektedir. Bu bölgeler dışında, yandan taramalı sonar verileri bu bölge için tekdüze bir görüntüye sahiptir. Bununla birlikte, bununaldatıcı bir görüntü olduğu düşünülmektedir. Bölgede hakim olan taban akıntı rejiminin, Büyükçekmece-Küçükçekmece arasında malzeme birikmesine engel olduğu ve İstanbul Boğazı dip akıntısının ise Yeşilköy-Bakırköyönlerinde yer alan batimetrik yükseltinin sahip olduğu konumdan dolayı bölgeye sediment taşınımını sınırladığı düşünülmektedir. Derinlik ve yandan taramalı sonar haritalarında ayırt edilen diğer önemli bir yapısal unsur, sediment bacaları olarak adlandırılmıştır. Bu yapılar uygun bir çizgisellik üzerinde veya bir alanda toplanmış yaklaşık 10-50m'lik bir çapa ve 1-3m'lik yüksekliğe sahip olan sediment konileridir. Bu sediment konilerinin, tabandan çıkan gaz alanlarına karşılık geldiği ve muhtemelen ortalarından çıkan gazların daha derinlerden taşıdığı sediment taneleriyle beslenerek konişeklinde oluştuğu düşünülmektedir. Bu konuda yeterince çalışmanın olmaması ve bu tip yapıların daha önceki çalışmalarda detaylı bir şekilde araştırılmamış olması, bu yapılar hakkında daha kesin ve detaylı bilgi aktarabilmemize imkan vermemektedir. Ancak, bu yapıların bulunduğu alanlarda ve çizgisellikler boyunca gaz çıkışlarının olabileceği ve bu gaz çıkışlarının olduğu yerlerde taban yapılarının da etkisiyle muhtemel süreksizliklerden kaynaklanabileceği düşünülmektedir.

- 5- Araştırma bölgesinden, kıyıya dik olarak toplanmış bulunan sığ sismik veriler incelendiğinde, kıta sahanlığı bitimine yakın alanlarda, heyelan tehlikesi taşıyan taban yapılarının varlığı gözlenmiş ve alansal dağılımları haritalanmıştır. Genel olarak, çalışma alanında, -70 ila -100m su derinliği arasında kalan deniz tabanı alanları incelendiğinde, kıta sahanlığının kenarında iki farklı heyelan riski taşıyan yapıların varlığı gözlenmektedir. Kumburgaz açıklarında bulunan alanlar, heyelan riski taşıyan ve ardışık gelen üçer farklı sediman paketini

kapsayan alanlardır. Bunun dışında yaklaşık -100m su derinliğinde yer alan ve tüm çalışma alanı boyunca uzanan alanlarise, denizde heyelan riski açısından öncelikli alanlardır ve bu alanlarda kayabilecek enaz bir sediman paketinin varlığı tespit edilmiştir. Bu bölgeler, bulgular bölümünde verilen haritalar üzerinde detaylı olarak gösterilmiştir.

- 6- Sismik kesitlerde en üstte gözlenen yansıma yüzeyi deniz tabanı yansıma yüzeyidir. Sıvı-katı arasındaki yüksek akustik empedansa bağlı olarak yüksek genliğe ve devamlılığa sahip bu yüzey, çalışma alanındaki şelf morfolojisinin etkilerini yansıtır.
- 7- Sismik kesitlerde belirlenen havza dolgusu kalınlığı da çalışma alanında İstanbul Boğazı Kanyonu'nun batısından itibaren ani bir şekilde şelf boyunca 5 m'nin altına indiği belirlenmiştir.
- 8- Yapılan sismik stratigrafik yorum sonucunda sismik kesitler üzerinde üç adet sismik ünite belirlenmiştir. Bu ünitelerden en altta yer alanı Ünite 3'tür. Ünite 3 yansıma şekillenmesi açısından değerlendirildiğinde, üzerinde yer alan iki üniteye oranla yer yer kaotik bir yansıma şekillenmesi gösterir. Bu durum söz konusu ünitenin, üzerindeki ünitelerden bağımsız olarak bir deformasyona uğramış olabileceğini işaret eder. Bunun yanı sıra Ünite 3'ün üzerindeki birimlerle olan yüksek genlikli ara yüzeyi, bu yüzeyin üzerindeki ve altındaki birimler arasında akustik empedans farkının yüksek olduğunu gösterir. Birimlerin sahip oldukları dalga hızını kontrol eden akustik empedans, o birimlerin fiziksel ve kimyasal özelliklerindeki yüksek farkı göstermesi açısından önemlidir. Bu durumda Ünite 3'ün üzerinde yer alan diğer ünitelerle önemli fiziksel ve kimyasal farklarının olması gerekir. Ünite 3'ün üst yüzeyinin karaya doğru ilerlendiğinde sıklaşıyor olması, bu yüzeyin karada bu alanda yaygınca mostra veren Oligosen ve Üst Miyosen yaşlı birimlerin üst yüzeyi ile birleşiyor olduğunu düşündürmektedir. Bu durumda sismik kesitlerde izlenen Ünite 3, Oligosen ve Üst Miyosen yaşlı birimlerin deniz içerisindeki devamı olabilir. Bölgede daha önce yapılmış olan çalışmalarda da bu birim Oligosen-Üst Miyosen yaşlı birimlerin denizaltındaki devamı olarak yorumlanmıştır (Gökaşan

vd., 2002; Oktay vd., 2002). Bu açıdan bakıldığında, Ünite 3'ün üst yüzeyini etkilemiş olan aşınımın da, son buzul dönemi sonrasında Marmara Denizi'nde seviyesi -100 m'yi bulan mertebelere düşen deniz düzeyine bağlı olarak kara haline gelen şelf alanlarında meydana gelen erozyonal aktivite sonucu gelişmiş olmalıdır. Ünite 2, genelde Ünite 3'ün üst yüzeyinde meydana gelmiş olan çukurluk alanlarda yer alır. Bu birimin paralel iç yansıma şekillenmesi onun düşük enerjili bir ortamın ürünü olması gerektiğini işaret eder. Bu özelliği ve Ünite 3'ün üst yüzeyindeki çöküntü alanlarında yer alıyor olması, Ünite 2'nin şelf üzerinde, buzul dönemlerindeki düşük deniz düzeyleri sırasında şelfin kara haline gelmesi sonucunda meydana gelmiş olan göller içerisinde birikmiş olduğunu düşündürmektedir. Söz konusu çökellerin hiç bozulmadan korunuyor olması, onların son buzul dönemi sırasında gelişmiş olması gerektiğini işaret eder. Ünite 1, sismik kesitlerde en üstte gözlenen birimdir. Bu birime ait en üstte yer alan yansımanın güncel deniz tabanını oluşturması, onun günümüzde halen çökmekte olan bir istif olduğunu işaret eder. Bu birimin iç yansıma şekillenmesinin paralel olması da, günümüzdeki ortama benzer şekilde, Ünite 1'in göreceli düşük enerjili bir alanda çökmesi gerektiğini gösterir. Tüm bu deliller, Ünite 1'in son buzul dönemi sonrasında Marmara Denizi'nde deniz düzeyinin yükselmesi sonucunda bu alanda çökelen güncel (Holosen) sedimentler olması gerektiğini göstermektedir.

9- Batimetride gözlenen önemli bir değişim de açıklarda -95 metreden sonra görülen, yaklaşık D-B doğrultulu çok dik bir yamacın varlığıdır. Sismik kesitlerde bu dik yamacın alt kesimleri izlenememektedir. Bu ani eğimli deniz tabanı morfolojisi değişimi, Marmara Denizi kuzeyinde, D-B uzanlılı Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun bölgeye girerek Marmara havzasını açtığı ve gerilme bileşenlerinin baskın olduğu dönemlerde oluşmuş normal faylanmanın sonucu olduğu düşünülmektedir.

10- Doğrultu atımlı faylar bu geniş düzlük üzerinde yaklaşık KD-GB yönünde çalışarak normal faylarla sınırlı, küçük havzacıkları oluşturmuştur. Deniz

tabanının -60 ve -80 metre derinliklerinde yaklaşık D-B yönlü normal faylar gelişmiştir. Bu faylar diklikler meydana getirmiştir. Genç çökellerden iç yansımasız birimler de bu faylanmalar sonucu deforme olmuştur. Bu da faylanmanın oldukça genç (Holosen ?) olduğunu gösterir. -100 ve -110 metre derinliklerde gözlenen normal fayın ise hemen hemen şelf alanı boyunca devam ediyor olması ve dik yamacın hemen başladığı derinliklere denk gelmesi ise bu fayın Marmara Denizi'nin açılma rejimi etkisinde olduğu dönemde meydana geldiğine işaret etmektedir.

11- Sığsismik kesitler üzerinde, öncelikle uyumsuzluk yüzeyleri ve iç yansıma şekillenmeleri ile birbirinden ayrılmış olan farklı üniteler belirlenmiştir. Bunlardan en altta bulunan ve göreceli yüksek genlikli yansıtıcı üst yüzeyi ile dikkat çeken, temel olarak tanımlanmıştır. Bu birim tüm sismik kesitlerde kara yönüne doğru ilerlendiğinde sığlaşmakta, şelfin dış kenarına doğru ilerlendiğinde ise derinleşmektedir. Temelin, kara yönünde sığlaşıyor olması onun, karada çalışma alanının kuzeyinde mostra veren Üst Miyosen yaşlı birimin denizaltındaki devamı olması gerektiğini işaret etmektedir. Temelin, kara yönünde sığlaşıyor olması onun, karada çalışma alanının kuzeyinde mostra veren Üst Miyosen yaşlı birimin denizaltındaki devamı olması gerektiğini işaret eder. Bu birimin üst yüzeyi belirgin bir şekilde erozyona uğramıştır. Temelin üzerinde genç havza dolgusu çökelleri yer alır. Bu birime ait yansıma yüzeylerinin, Üst Miyosen yaşlı temel üzerinde “onlap” ve “downlap” ile sonlanmış olmaları, söz konusu çökellerin temel üzerinde birikmiş genç havza dolgusu olmasını gerektirmektedir. Bu birim içerisinde de iç yansıma şekillenmeleri ve uyumsuzluk yüzeyleri ile birbirinden ayrılmış olan pek çok alt ünite bulunmaktadır. Bu ünitelerden en üstte yer alanına ait en genç yansıma yüzeyinin güncel deniz tabanını oluşturuyor olması, söz konusu çökellerin çok genç olduğunu göstermektedir.

12- Çalışma alanı için hazırlanmış olan temel paleo-topografya haritasının morfolojik olarak yorumlanması sonucu, kıyının hemen açığında temel üst yüzeyinin 0 m'den 50 m'ye dik bir yamaç ile derinleşmiş olduğu gözlenmiştir. Söz konusu yamaç çalışma alanında D-B istikametinde uzanım gösterir. 50 ile

100 m derinlikler arasında ise temel üst yüzeyinin yataya yakın bir düzlük oluşturduğu gözlenmiştir. Temelin 100m derinlik değerlerinde şelfin dış kenarına ulaşılır ve bu alandan açığa doğru dik bir yamaç ile Çınarcık Havzası'na geçilmektedir.

13- Sığ sismik kesitler üzerinde, temel ve havza dolgusunu etkilemiş olan pek çok faya rastlanılmıştır. Bu birimlere ait yansıma yüzeylerinin belli zonlar boyunca deforme oldukları gözlenir. Bu deformasyonlar fay olarak yorumlanmışlardır. Bölgede kesitler üzerinde gözlenen fayların bir bölümü sadece temel birimleri üzerinde etkilidirler. Bazı fayların ise, havza dolgusu ve deniz tabanını dahi etkileyebilecek kadar genç oldukları gözlenmektedir. Bu faylardan bir bölümünün, sismik kesitler üzerindeki tüm birimleri etkilemiş olduğu gözlemlendiğinden bu fayların çok genç olmaları gerekir. Genelde belirgin bir düşey bileşeni olmayan bu faylar daha çok birer deformasyon zonu olarak kesitler üzerinde görülmektedir. Bu fayların atımlarının, söz konusu nedenlerden dolayı kesitteki üçüncü boyutta meydana gelmiş olması yani, bu fayların birer doğrultu atımlı fay olması gerektiği düşünülmektedir.

14- Derin sismik kesitlerde görülen en önemli anomali, Büyükçekmece ile Küçükçekmece arasındaki şelf alanında, Büyükçekmece Körfezi'nin içinde ve Küçükçekmece Lagünü'nün önü ve yakın çevresinde yüzeyden derinlere doğru tabakaların şiddetli bir deformasyon geçirmiş oldukları ve bu deformasyon alanının Avcılar yarımadasının altına doğru uzandığı görülmektedir. Budeformasyon alanı, yeraltı tabakalarının yer yer 25 dereceye varan dalımları ve çok sayıda faylanma ile karakterize edilmektedir(Ergintav ve diğ., 2011). Küçükçekmece'nin doğusunda ve Büyükçekmece'nin batısında şelfaltında bulunan tabakaların bu tür bir deformasyona uğramadıkları gözlenmektedir. Derin sismik kesitlerde gözlenen başlıca fay anomalileri sığ sismik kesitlerde de takip edilmiş ve bazı sığ sismik kesitlerde bire birkorelasyon görülmüştür. Buna göre, lagünler arasındaki bölgeyi sınırlayan fayların günümüzde de aktif oldukları düşünülmektedir. Büyük bir olasılık olup, iki lagün arasında ve denizdemeydana gelen depremler, sığ ve derinsismik çalışmalar, yorumu desteklemektedir.

15- Günümüzdeki morfolojik özellikleri dikkate alınarak Küçükçekmece ve Büyükçekmece lagünleri hakkında bir evrim modeli ortaya konulmak istenirse; lagünlerin evrimlerine Karasu ve Sazlıdere nehirlerinin denize bağlandıkları mansap bölümleri olarak başlamış olması gerektiği sonucuna kolaylıkla varılabilir. Bu vadi parçaları evrimlerinin sonraki aşamasına ise, buzul arası dönemlerde yükselen Marmara Denizi suları altında kalarak birer ria olarak devam etmiş olmalıdır. Morfolojik açıdan birer ria olarak tanımlanabilecek denizle kaplı bu vadi parçaları, bağlı bulundukları akarsular yoluyla tatlı su ile beslenirken, deniz tarafından da tuzlu sularca basılmış olduklarından dolayı bu aşamada ortamsal olarak birer estuarin haline gelmiş olmalıdır. Ancak Marmara Denizi kuzey kıyıları boyunca gelişen kıyı boyu akıntıları tarafından etkilenen kırıntılı hareketleri sonucunda her iki ilksel ria/estuarinin deniz ile ilişkisi, oluşan kıyı kordonları tarafından sınırlandırılmış ve bu durum ilksel akarsu vadilerinin günümüzde birer lagün haline gelmelerine neden olmuştur. Yapılan morfolojik incelemeler sonucunda Küçükçekmece Lagünü önündeki kıyı kordonunun batıdan doğuya doğru ilerlemiş olduğu, Büyükçekmece Lagünü önündeki kıyı kordonunun ise iki yönden birbirine doğru hareket eden kıyı oklarının birleşmesi sonucunda meydana geldiği düşünülmektedir.

KAYNAKLAR

- Adatepe, M.F.,1988,*Marmara Denizi jeofizik verilerinin değerlendirilmesi*, İstanbul Üni. , Deniz Bilimleri ve Coğrafya Ens., Doktora Tezi, 204s, İstanbul.
- Akartuna, M., 1968. *Armutlu Yarımadası'nın Jeolojisi*. İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Monografileri, No. 20, 105s.
- Akçer Ön, 2011, *Küçükçekmece Lagünü'nde (İstanbul) "Küçük Buzul Çağı" ve "Orta Çağ Ilık Dönemi" çökel kayıtları*, İTÜ Dergisi Mühendislik, İstanbul
- Aksu, A.E.,Hiscott, R.N., Yaşar, D., 1999, *Oscillating Quaternary water levels of the Marmara Sea and vigorous outflow into the Aegean Sea from the Marmara Sea-Black Sea drainage corridor*, Marine Geology, 153, 275-302.
- Aksu, A. E.,Hiscott, R, N., Yaşar, D., İşler, F. I., Marsh, S., 2002. *Seismic stratigraphy of Late Quaternary deposits from the southwestern Black Sea shelf: evidence for noncatastrophic variations in sea-level during the last 10 000 yr*. Marine Geology, 1.
- Aktaş, G. 2013,*İstanbul Boğazı ve Tekirdağ arasında toplanan sığ sismik ve mikrobatimetrik verilerin yorumu*, İstanbul Üni. , Fen Bilimleri Ens., Yüksek Lisans Tezi, 226s, İstanbul.
- Akyol, İ.H., 1940, *Erzincan zelzelesi ve son feyezanlar*, sayı: 84, s 499, sayı 85, s 17, sayı 86, s 86, (Kaynak: Şengör, 1996).
- Alavi, S.N.,Okyar, M., Timur, K., 1989, *Late Quaternary sedimentation in the Strait of Bosphorus: high resolution seismic profiling*, Mar Geol 89:185-205.
- Alpar, B. and Yaltırak, C., 2000, *Tectonic setting of eastern Marmara Sea*, NATO Advanced Research Seminar, May 14-17, 2000, İstanbul, Abstracts, 9-10.
- Altınok Y., Alpar B., Çağatay M.N., Akçer S., Ünlü S., Balkıs N., Özer N., Aykurt H., 2009, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 11, EGU2009-5125, EGU General Assembly 2009
- Andrussow N., 1900,*Bosphorus und Dardanellen*. Annu Ge`ol Mine´ral Russie4:3–10.
- Ardel, A., 1956, *Marmara Bölgesi'nde coğrafi müşahadeler*. İ.Ü. Coğrafya Enstitüsü Dergisi, Cilt 4, Sayı 7, s,1-16.
- Ardel, A.,İnandık, H., 1957, *Marmara Denizi'nin teşekkül ve tekamülü*, Türk Coğrafya Dergisi, 17, 1-14.

- Ardel, A., Kurter, A. , 1973, *Marmara Denizi (Fiziki Etüd)*, İ.Ü. Coğr. Enst. Dergisi, Cilt 10, sayı 18-19, 57-71.
- Ardos, M., 1979, *Türkiye jeomorfolojisinde Neotektonik*, İ.Ü. Yay., No: 2621, 228s.
- Armijo, R., Meyer, B., Navarro, S., King, G., Barka, A., 2002, *Asymmetric slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart: a clue to propagation process of the North Anatolian Fault*, Terra Nova, 14, 80-86.
- Ariç, C., 1955, *Haliç-Küçükçekmece gölü bölgesinin jeolojisi*. İ.T.Ü. Maden Fak. Yay., Doktora tezi, İstanbul, 48 s.
- Arpat, E. ve Şentürk K., 2000, *Marmara Denizi'nin Gelişimi. Marmara Denizi 2000 Sempozyumu*, Türkiye Deniz Araştırmaları Vakfı. Yayın No 5 s.231-237.
- Atakan, K., Ojeda, A., Meghraoui, M., Barka, A.A., Erdik, M., Bodare, A., 2002, *Seismic hazard in Istanbul following the 17 August 1999 İzmit and 12 November 1999 Düzce earthquakes*, Bull Seism Soc Am 92 (), pp. 466–482.
- Awata, Y., Yoshioka, T., Emre, Ö., Duman, T.Y., Doğan, A., Tsukuda, E., Okamura, M., Matsuoka, H., Kuşçu, İ., 2003, *Outline of the surface rupture of 1999 İzmit earthquake*, (ed: Emre Ö, Awata Y, Duman TY) *Surface rupture associated with the 17 August 1999 İzmit Earthquake*. General Directorate of Mineral Research and Exploration Special Publication 1: 41-55.
- Bargu, S. ve Sakıncı, M., 1990, *İzmit Körfezi ve İzmit Gölü arasında kalan bölgenin jeolojisi ve yapısal özellikleri*, İ.Ü. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi, C: 7, S: 1-2, 45-76.
- Bargu, S., 1997, *İzmit Körfezi'ndeki Pleistosen taraçaları ve tektonik özellikleri*, İ.Ü. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi, C: 10, S: 1-2, 1-29.
- Barka, A.A., Kadinsky-Cade, K., 1988, *Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity*, Tectonics, V 7, No:3, 663-684.
- Barka, A.A., 1991: *İstanbul'un Depremselliğini Oluşturan Teknik Yapılar ve İstanbul İçin Bir Mikro-Bölgelendirme Denemesi*, İstanbul ve Deprem Sempozyumu, İnşaat Müh. O. 35-56.
- Baykal, F., Önal, M., 1979, *Şile sedimenter karışığı (Şile Olistostromu)*, TJK Altın sempozyumu, 15-27.
- Beşiktepe, Ş., Sur, H. İ., Özsoy, E., Latif, M. A., Oğuz, T., Ü. Ünlüata, 1994, *The Circulation and Hydrography of the Marmara Sea*, Prog. Oceanogr. 34, 285-334.
- Blumenthal, M.M., 1943, *Şimal Anadolu zelzele sahasının jeolojisi ve 1942 yılı sonunda buralarda yapılan mikrosismik müşahadeler (Osmancık-Erbaa)*, MTA Der., sene 8, sayı 1/29, 33-58.

- Boggs JR S., 2001, *Sedimentology and stratigraphy* (3. edition), Prentice Hall Pres, 726s,
- Boğaziçi Ü. Kandilli Rasathanesi, 1900-2013 Deprem Haritası.
- Boztepe-Güney, A., Horasan G., 2002, *Enhanced ground motions due to large-amplitude critical Moho reflections (SmS) in the Sea of Marmara, Turkey*, Geophys. Res. Lett., 29(2), 1022, doi:10.1029/2001GL013505.
- Calvert, F., Neumayer, M., 1880, *Die Jungen Ablagerungen am Hellespont*. Denkschr. K. K. Akad. Wiss. Math. Nat. Kl., 40, 357-378.
- Caner, H., 2000, *Son Akdeniz-Marmara Denizi su bağlantısının palinolojik verilerle değerlendirilmesi*, I. Ulusal Deniz Bilimleri Konferansı (30 Mayıs-2 Haziran 2000), Bildiri Özleri Kitabı, s71.
- Chaput E. 1947, *Türkiye’de jeolojik ve Jeomorfojenik tetkik seyahatları*. İstanbul Üniv. Marbaası, 1947, Türkçe’ye çeviren: Ali Tanoğlu, İstanbul Üniversitesi Yayınlarından No. 324, 326s
- Cramp, A., Collins, M. and West, R., 1988. *Late Pleistocene-Holocene sedimentation in the NW Aegean Sea: A palaeoclimatic palaeoceanographic reconstruction*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 68, 61-77.
- Crampin, S., Üçer, B., 1973, *Marmara Denizi’nin sismik etüdü*, Cumhuriyetin 50. yılı yerbilimleri kongresi tebliğleri, 336-39.
- Crampin, S. and Evans, R., 1986, *Neotectonics of the Marmara Sea region of Turkey*, J. Geol. Soc. London, 143, 343-346.
- Çağatay, M.N., Görür, N., Algan, O., Eastoe, C., Tchapalyga, A., Ongan, D., Kuhn, T. and Kuşçu, İ., 2000, *Late glacial-Holocene palaeoceanography of the Sea of Marmara: timing of connections with the Mediterranean and Black Seas*, Marine Geology, 167, 191-206.
- Çağatay Et Al. (2006) M.N. Çağatay, N. Görür, R. Flecker, M. Sakıncı, C. Tunoglu, R. Ellam, W. Krijgsman, S. Vincent and A. Dikbaş, *Paratethyan-Mediterranean connectivity in the Sea of Marmara region (NW Turkey) during the Messinian*, 2006, Sedimentary Geology, Vol. 188-189, pp. 171-187.
- Çağlayan, M.A., and Yurtsever, A., 1998, *Burgaz-A3, Edirne-B2 ve B3; Burgaz-A4 ve Kırklareli-B4, Kırklareli-B5 ve B6, Kırklareli-C6 paftaları, 1:100000 ölçekli açın-sama nitelikli Türkiye Jeoloji haritaları*, MTA, Ankara.
- De Moustier, C., 1998A, *Fundamentals of echo-sounding II 1998 Coastal Multibeam Sonar Training Course, Dartmouth, N. S., April 20-24. Lecture Notes, Ocean Mapping Group, Department of Geodesy and Geomatics Engineering, University of New Brunswick, Fredericton, N.B.*

- De Moustier, C., 1998B, *Acoustic seabed interaction theory. 1998 Coastal Multibeam Sonar Training Course, Dartmouth, N. S., April 20-24. Lecture Notes, Ocean Mapping Group, Department of Geodesy and Geomatics Engineering, University of New Brunswick, Fredericton, N.B.*
- De Moustier, C. and Matsumoto, H., 1993, *Seafloor acoustics remote sensing with multibeam echo-sounders and bathymetric side scan sonar systems*. Marine Geophysical Researches. 15, 27-42.
- Demirbağ, E., Gökaşan E. , Oktay, F.Y., ŞİMŞEK, M., , H., 1999, *The last sea level changes in the Black Sea: evidences from the seismic data*. Marine Geology, no: 157.
- Demirbağ, E., Rangin, C., Le Pichon, X., Şengör, A.M.C., 2003, *Investigation of the tectonics of the Main Marmara Fault by means of deep towed seismic data*, Tectonophysics, 361, 1-19.
- Diaz, J., 2000, *Analysis of multibeam sonar data for the characterization of seafloor habitats*, Yüksek Lisans Tezi, New Brunswick Üniversitesi, New Brunswick.
- Dibblee, T.W., 1977. *Strike-Slip Tectonics of the San Andreas Fault and its role in Cenozoic basin evolution*. In Sylvester, A.G. (Ed.), Wrench Fault Tectonics, Am. Assoc. Pet. Geol. 29. 159-172.
- Dokuz Eylül Üniversitesi Deniz Bilimleri Enstitüsü (DEU).
- Dolu, E., Gökaşan, E., Meriç, E., Ergin, M., Görüm, T., Tur, H., Ecevitoglu, B., Avşar, N., Görmüş, M., Batuk, F., Tok, B., Çetin, O., 2007, *Quaternary evolution of the Gulf of Izmit (NW Turkey): A sedimentary basin under control of the North Anatolian Fault Zone* (in press).
- Dondurur, D., 2009, *Deniz Sismiğinde Veri İşlem*, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası.
- Duman, T., Keçer, M., Ateş, Ş., Emre, Ö., Gedik, İ., Karakaya, F., Durmaz, S., Olgun, Ş., Şahin, H., Gökmenoğlu, O., 2004, *İstanbul Metropolü batısındaki (Küçükçekmece-Silivri-Çatalca yöresi) kentsel gelişme alanlarının yer bilim verileri*, MTA Genel Müdürlüğü, Özel Yayın Serisi-3, Ankara, 249s.
- Duman, T.Y., Can, T., Gökçeoğlu, C., Nefeslioğlu, H.A., Sönmez, H., 2006. *Application of logistic regression for landslide susceptibility zoning of Cekmece Area, Istanbul, Turkey*. Environ. Geol. 51, 241–256.
- Elac, N., 1998, *Hydrographic data processing manual*, L3 Communications GMBH, Almanya.
- Elmas, A., and Meriç, E., 1998, *The seaway connection between the Sea of Marmara and Mediterranean: Tectonic development of the Dardanelles*, International Geology Review, 40/2, 144-163.

- Emre, Ö., Awata, Y., 2003, *Neotectonic characteristics of the North Anatolian Fault System in the eastern Marmara Region*, (ed: Emre Ö, Awata Y, Duman TY) *Surface rupture associated with the 17 August 1999 İzmit Earthquake*. General Directorate of Mineral Research and Exploration Special Publication 1: 31-39.
- Emre, Ö., Erkal, T., Tchepalyga, A., Kazancı, N., Keçer, M. ÜNAY, E., 1998, *Doğu Marmara bölgesinin Neojen-Kuvaterner'deki evrimi*, MTA Dergisi, 120, 223-258.
- Ergin, M., Bodur, M.N., and Ediger, V., 1991, *Distribution of surficial shelf sediments in the northeastern and southwestern parts of the Sea of Marmara: strait and canyon regimes of the Dardanelles and Bosphorus*. Mar Geol 96:313–340.
- Ergin, M., Özalaybey, S., Aktar, M., Yalçın, M.N., 2004, *Site amplification at Avcılar, Istanbul*, Tectonophysics, Vol.391, 335– 346.
- Ergin, M., Uluadam, E., Sarıkavak, K., Keskin, S., Gökaşan, E., Tur, H., 2007, *Late Quaternary sedimentation and tectonics in the submarine Şarköy Canyon, western Marmara Sea (Turkey)*, *The Geodynamics of the Aegean and Anatolia*, (T. Taymaz, Y. Yılmaz, and Y. Dilek, Eds), Geological Society, London, Special Publications, 291, 231–257.
- Erinç, S., 1956. *Yalova civarında bahri Pleistosen depoları ve taraçaları*, Türk Coğ. Derg., 15-16, 188-190.
- Erinç, S., 2000, *Jeomorfoloji-I (5. Basım)*, Der Yayınları, İstanbul, 614s.
- Ergün, M. ve Özel, E., 1995, *Structural Relationship Between the Sea of Marmara Basin and the North Anatolian Fault*, Terra Nova, 7, 278-288.
- Ergintav, S., Demirbağ, E., Ediger, V., Saatçılar, R., İnan, S., Cankurtaranlar, A., Dikbas, A., and Baş, M., 2011, *Structural framework of onshore and offshore Avcılar, İstanbul under the influence of the North Anatolian fault*, Geophysical Journal International, 185, 93–105.
- Ernst Nowaek, 1928, *Die wichtigsten Ergebnisse meiner anatolicshen Reisen*.
- Erol, O. ve İnal, A., 1980, *Çanakkale yöresi, Karacaviran köyü çevresindeki Kuvaterner depoları ve denizel fosileri*, Jeomorfoloji Dergisi, S: 9, 1-37.
- Erol, O., 1992, *Çanakkale yöresinin jeomorfolojik ve tektonik evrimi*, TPJD Bülteni, 4/1, 147-165s.
- Erol, O., Nuttal, C.P., 1973, *Çanakkale yöresinin bazı denizel Kuvaterner depoları*, *Coğrafya Araştırma Dergisi*, 5-6, 27-91. Erol, O., Nuttal, C.P., 1973, *Çanakkale yöresinin bazı denizel Kuvaterner depoları*, *Coğrafya Araştırma Dergisi*, 5-6, 27-91.
- Eyidoğan, H., Cısternas, A., Gürbüz, C., Aktar, M., Haessler, H., Türkelli, N., Biçmen, F., Üçer, S.B., Kuleli, S., Barka, A., Işıkkara, A.M., Polat O., Kaypak, B., Ergin,

- M., Arpat, E., Yörük, A., Barış, Ş., Kalafat, D., Alçık, H., Güngör, A., İnce, Ş., Zor, E., Bekler, T., Gök, R., Görgülü, G. ve Kara, M., 1998, *Marmara Denizi ve çevresindeki Mikro-deprem araştırmasının sonuçları Deniz jeolojisi, Türkiye deniz araştırmaları, Workshop-IV*, 13-18.
- Federov, P.V., 1988, *The problem of changes in the level of the Black Sea during Pleistocene*. Int. Geol. Rew., 30/6, 635-641.
- Gazioğlu, C., Gökaşan, E., Algan, O., Yücel, Zy., Tok, B., Doğan, E., 2002, *Morphologic features of the Marmara Sea from multibeam data*. Mar Geol 190(1-2): 333-356.
- Gökaşan E., 1993, *İstanbul Boğazı güneyinin (Anadolu-Rumeli Hisarları ile Üsküdar-Kabataş arası) Jeolojisi ve Jeofiziği*, İ.Ü. Deniz Bil. ve İşlt. Enst. Master Tezi, Yayınlanmamış, 46s.
- Gökaşan, E., Demirbağ, E., Oktay, F.Y., Doğan, E., 1993: *İstanbul Boğazı Oluşumu Üzerine Yeni Gözlemler*, Türkiye Kuvaterner Workshop Bildiri Özleri, 63-68.
- Gökaşan, E., Demirbağ, E., Oktay, F.Y., Ecevitoglu, B., Doğan, E., Fettahoğlu, M.K. ve Şimşek, M., 1995: *İstanbul Boğazı Oluşumun Sığ Sismik Verilen Yardımı ile Tartışılması*, Jeofizik, v. 9 No.1-2, ISSN 0259-1472, 280-284.
- Gökaşan, E., Demirbağ, E., Oktay, F.Y., Ecevitoglu, B., Şimşek, M. and Yüce, H., 1997, *On the Origin of the Bosphorous*, Marine Geology, 140, 183-197.
- Gökaşan, E., 1998, *İstanbul Boğazı'nın Kuvaterner evriminin sismik stratigrafik yöntemlerle incelenmesi*, İ.Ü. Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü Doktora Tezi, (Yayınlanmamış).
- Gökaşan, E., Alpar, B., Gazioğlu, C., Yücel, Zy., Tok, B., Doğan, E., Güneysu, C., 2001, *Active tectonics of the Izmit Gulf (NE Marmara Sea): from high resolution seismic and multibeam bathymetry data*. Mar Geol 175(1-4):271-294.
- Gökaşan, E., Gazioğlu, C., Alpar, B., Yücel, Zy., Ersoy, S., Gündoğdu, O., Yaltırak, C., Tok, B., 2002, *Evidences of NW extension 106 of the NorthAnatolian Fault Zone in the Marmara Sea; a new approach to the 17 August 1999 Marmara Sea earthquake*. Geo-Marine Lett 21:183-199.
- Gökaşan, E., Ustaömer, T., Gazioğlu, C., Yücel, Z.Y., Öztürk, K., Tur, H., Ecevitoglu, B., Tok, B., 2003, *Morpho-tectonic evolution of the Marmara Sea inferred from multibeam bathymetric and seismic data*, Geo-Marine Letters, 23/1, 19-33.
- Gökaşan, E., Algan, O., Tur, H., Ecevitoglu, B., Özturan, M., 2004, *High resolution bathymetric and seismic studies in two key areas in the strait of Istanbul canyon: evidences for the sea level changes in the Marmara Sea and the Black Sea*, *Proceedings of International Symposium on Earth System Sciences*, 8-10 September 2004, Istanbul University, Kelebek&Grafica Group Press, Istanbul, Turkey.

- Gökaşan, E., Tur, H., Ecevitöğlü, B., Görüm, T., Türker, A., Tok, B., Çağlak, F., Bırkan, H., Şımşek, M., 2005, *Evidence and implications of massive erosion along the Strait of İstanbul (Bosphorus)*. Geo-Mar Lett 25: 324-342.
- Gökaşan, E., Tur, H., Ecevitöğlü, B., Görüm, T., Türker, A., Tok, B., Bırkan, H., 2006, *İstanbul Boğazı deniz tabanı morfolojisini denetleyen etkenler: Son buzul dönemi sonrası aşınma izlerinin kanıtları*, *Yerbilimleri*, 27(3), 143-161.
- Gökçeoğlu, C., Tunusluoğlu, M.C., Görüm, T., Tur, H., Gökaşan, E., Tekkeli, A. B., Batuk, F., Alp, H., 2009, *Description of dynamics of the Tuzla landslide and its implications for further landslides in the northern slope and shelf of the Cinarcik Basin (Marmara Sea, Turkey)*, *Engineering Geology*, 106, 133-153.
- Göksu, Y.H., Özer, M.A., Ve Çetin, O., 1990, *Mollusk Kavkılarının ESR yöntemi ile tarihlendirilmesi, İstanbul Boğazı güneyi ve Haliç'in Geç Kuvaterner (Holosen) dip tortulları* (Ed. E. Meriç), 95-97, İTÜ. Vakfı.
- Göney, S., 1964. *Karamürsel civarında Pleistosen'e ait bazı eski kıyı izleri*. İst. Üniv. Coğr. Enst. Dergisi, 14, 200-208.
- Görür, N., Çağatay, M.N., Sakınç, M., Sümengen, M., Şentürk, K., Yaltırak, C. and Tchapylyga, A., 1997. *Origin of the Sea of Marmara as deduced iv from Neogene to Quaternary Palaeogeographic evolution of its frame*. *Int. Geol. Rev.*, 39, 342-352.
- Görür, N., Çağatay, N., Emre, Ö., Alpar, B., Sakınç, M., İslamoğlu, Y., Algan, O., Erkal, T., Keçer, M., Akkök, R. And Karlık, G. 2001. *Is the Abrupt Drowning of the Black Sea Shelf at 7150 yr BP a Myth?*. *Marine Geology*, 176, (1-4); 65-73.
- Gürbüz, C., Aktar, M., Eyidogan, H., Cisternas, A., Haessler, H., Barka, A., Ergin, M., Turkelli, N., Polat O., Ucer, S.B., Kuleli, S., Baris, S., Kaypak, B., Bekler, T., Zor, E., Bicmen, F., Yoruk, A., 2000. *The seismotectonics of the Marmara region (Turkey): results from a microseismic experiment* *Tectonophysics*, 316(1-2), 1-17.
- Hamblin, W.K., Christiansen, E.H., 2004, *Earth's dynamic systems (X. Edition)*, Prentice-Hall Inc. New Jersey, 759s.
- Horasan, G., Boztepe Guney, A., Kusmezer, A., Bekler, F., Öğütücü, Z., Musaoğlu, N., 2009, *Contamination of seismicity catalogs by quarry blasts: An example from Istanbul and its vicinity, northwestern Turkey*, *Journal of Asian Earth Sciences* 34, 90-99
- İ.B.B. Deprem ve Zemin İnceleme Müdürlüğü.
- İlkışık, M., 1981, *Manyetotellürik yöntemlerle Trakya'da yer kabuğunun araştırılması*, *İstanbul Yerbilimleri Dergisi*, V: 2, No: 3-4, 307-321.
- İmren, C., Le Pichon, X., Rangin, C., Demırbağ, E., Ecevitöğlü, B., Görür, N., 2001, *The North Anatolian Fault within the Sea of Marmara: a new evaluation based*

on multichannel seismic and multibeam data. Earth Planet Sci Lett 186:143-158.

Kazancı N., Emre, Ö., Erkel ,T., Karabıyıkoglu, M., Kuşçu, İ., 1997, *Ulubat ve Manyas Göllerinin oluşumu ve yerleşim tarihçesi*, TÜBİTAK YDABÇAG-426/G no.lu proje raporu.

Kazancı, N., Erkmen, C., Kırman, E. ve Erturaç, M.K., Ergin, M., 1998, *Marmara Denizi Güneyi Kıyı ve Kıyı Ardı İstiflerinin Stratigrafisi, Sedimentolojisi ve Morfotektoniği TÜBİTAK YDABÇAG Projesi (598/G), "Çardak (Lapseki) Kum Dili'nin Sedimentolojik Özellikleri ve Oluşturucu Etkenleri"* bölümü.

Ketin, İ., 1948, *Über die tektonisch-mechanischen Folgerungen aus der grossen anatolischen Erdbeben des letzten Dezenniums*. Geol Rundsch 36:77-83.

Ketin, İ., 1966, *Anadolu'nun tektonik birlikleri*, MTA Yayını, 66, 20-34.

Ketin, İ., 1983, *Türkiye Jeolojisi Genel Bir Bakış*, İTÜ. Matbaası.

Kocaefe, S., 1983, *G. Marmara bölgesinin sismotektonik yapıları*, 37. Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri, 80-81.

Koral, H. and Şen, Ş., 1994, *Evidence of Transtensional Regime in the Tertiary Sediments of İstanbul-Çekmece Regions. First Turkish International Symposium on Deformations*, İstanbul. Proceedings, 680-692.

Kurtuluş, C., Canbay, M.M., 2007, *Tracing the middle strand of the North Anatolian Fault Zone through the southern Sea of Marmara based on seismic reflection studies*, Geo-Mar. Lett., 27, 27-40.

Kuşçu, Y., Okamura, M., Matsuoka, H., Awata, Y., *Active faults in the Gulf of Izmit on the North Anatolian Fault, NW Turkey: a high resolution shallow seismic study*. Mar Geol 190(1-2): 421-433, 2002.

Leuchs, K., 1940, *Das jüngste grossbeben in Anatolien*, Geol. Rundsch., 31, 70-76, (Kaynak: Şengör, 1996).

Le Pichon, X., Şengör, Amc., Demırbağ, E., Rangin, C., İmren, C., Armijo, R., Görür, N., Çağatay, N., Mercier De Lepinay, B., Meyer, B., Saatçılar, R., Tok, B., 1999, *The active main Marmara Fault*. Earth Planet Sci Lett 192:595-616, 2001.

Maden Tetkik ve Arama(M.T.A), Haritalar.

Major C., Ryan W., Lericolais G., Hadjas I., (2002) *Constraints on Black Sea outflow to the Sea of Marmara during the last glacial-interglacial transition*. Marine Geology, 190:19-34.

Mallet, R., 1862, *Great Napolitan Earthquake of 1857-The first principles of observational Seismology*, c. II, (Kaynak: Şengör 1996).

- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., and the others, 2000, *Global Positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus*, J. Geophys. Res., 105, 5695-5719.
- McGeary, D., Plummer, C.C., Carlson, D.H., 2004, *Physical Geology: Earth Revealed (V. Edition)*, Mc Graw Hill, New York, 574s,
- Meriç, E. ve Sakıncı, M., 1990, *Foraminifera, İstanbul Boğazı Güneyi ve Haliç'in Geç Kuvaterner (Holosen) dip tortulları (Ed:Meriç)*, 15-41, İTÜ Vakfı.
- Meriç, E., Oktay, F.Y., Sakıncı, M., Gülen, D. ve İnal, A., 1991A, *Ayamama (Bakırköy-İstanbul) Kuvaterner istifinin sedimanter jeolojisi ve paleoekolojisi*, C.Ü. Müh. Fak. Dergisi, 8/1, 93-100.
- Meriç, E., Oktay, F.Y., Sakıncı, M., Gülen, D., Ediger, V.Ş., Meriç, N. ve Özdoğan, M., 1991B, *Kuşdili (Kadıköy-İstanbul) Kuvaterneri'nin sedimenter jeolojisi ve paleoekolojisi*, C.Ü. Müh. Fak. Dergisi, 8/1, 83-91.
- Meriç, E., 1995, *İzmit Körfezi (Hersek Burnu-Kaba Burun) Kuvaterneri'nin stratigrafisi ve ortamsal özellikleri, İzmit Körfezi Kuvaterner istifi (Ed. E. Meriç)*, ISBN 975-96123-0-5, 251-257.
- Meriç, E., Sakıncı, M. ve Eroskay, O., 1998. *İstanbul Boğazı ve Haliç çökellerinin evrim modeli*, Mühendislik Jeolojisi Bülteni, 10, 10-14.
- Mihailovic, J., 1923, *Le mecanisme des mouvements seismiques de la mer de Marmara, Glas Srpske Kraljevske*, Akad. Nauk, c 108, 18-63 (Kaynak: Şengör, 1996).
- Mihailovic, J., 1927, *Les grandes catastrophes seismiques sur la mer de Marmara, Srpske Kraljevske*, Akad. Nauk, posebna izdanja 65, 303s., (Kaynak: Şengör, 1996).
- Mihailovic, J., 1933, *La seismicite de la Thrace, de la mer de Marmara et de l'Asie Mineure*, Union Geod. At Geophys. Int. Com. Nat. Serbe, Pub. Inst. Seism.Beog., B2, 77s., (Kaynak: Şengör, 1996).
- Mitchum, R.M., Jr. And P.R. Vail, 1977, *Seismic stratigraphy and global changes of sea level; Part 7, Seismic stratigraphic interpretation*.
- Newton, R. B., 1904, *Notes on the post-Tertiary and Tertiary fossils obtained by Col. English from district surrounding the Dardanelles*, Q. Geol. Soc. London, 60, 227-292.
- Nishimura, C.E., 1997. *Fundamentals of acoustic backscatter imagery*. Naval Research Laboratory, Marine Geoscience Division, U.S. Navy, Washington, D.C.
- Novarini, J.C. and Caruthers, J.W., 1998. *A Simplified approach to backscatter from a rough seafloor with sediment in homogeneity*, IEEE Journal of Oceanic Engineering, 23, 157-166.

- Okada, H. 2003. *The Microtremor Survey Method*, Geophysical Monograph Series no. 12, SEG, Tulsa.
- Okay, A. I., 1989. Tectonic units and sutures in the Pontides, northern Turkey. A. M. C., Şengör (Ed), Tectonic evolution of the Tethyan region: Nato Advanced Science Institute (ASI) Series, C 259: 109-116.
- Okay, A. I., Demirbağ, E., Kurt, H., Okay, N. ve Kuşçu, İ., 1999, *An Active, Deep Marine Strike-slip Basin Along the North Anatolian Fault in Turkey*, Tectonics, 18/1, 129-147.
- Okay, A.I., Gönçüoğlu, M.C., 2004, *Karakaya Complex: a review of data and concepts*. Turkish Journal of Earth Sciences, 13, 77-95.
- Okay, A.İ., Kaşlılar-Özcan, A., İmren, C., Boztepe-Güney, A., Demirbağ, E., Kuşçu, I., 2000, *Active faults and evolving strike-slip basins in the Marmara Sea, northwest Turkey: a multichannel seismic reflection study*. Tectonophysics 321:189-218.
- Okay, A.İ., Şengör, A.M.C., and Görür, N., 1994, *Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions*, Geology, 22, 267-270.
- Oktay, F.Y., Eren, R.H. ve Sakınç, M., 1992, *Karaburun-Yeniköy (İstanbul) çevresinde Doğu Trakya Oligosen havzasının sedimenter jeolojisi*, Türkiye 9. petrol kongresi, 92-101.
- Oktay, F.Y., Gökaşan, E., Sakınç, M., Yaltrak, C., İmren, C., Demirbağ, E., 2002, *The effect of North Anatolian Fault Zone to the latest connection between Black Sea and Sea of Marmara*, Mar Geol 190(1/2):367-382.
- Okyar, M., Ediger, V., 1998, *Göksu Deltasının Kuvaterner jeolojisinin sismik yöntemlerle incelenmesi alt projesi sonuç raporu*. ODTU Deniz Bilimleri Enstitüsü.
- Orbay, N., Baydemir, N., and Gündoğdu, O., 1997, *Paleomagnetic evidence of the rotation of İznik-Mekece area*, İ.Ü. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi, Cilt 10, Sayı 1-2, 127-135.
- Örgülü, G., Aktar, M., 2001, *Regional moment tensor inversion for strong aftershocks of the August 17, 1999, Izmit Earthquake (Mw=7.4)*. Geophys Res Lett 28(2):371-374.
- Özdoğan, M., Özbaşaran-Dede, N., 1990, *1989 yılı Toptepe kurtarma kazısı*, Arkeoloji ve Sanat, 13, 46/49, 2-23.
- Özel, E., Uluğ, A., *Marmara Denizinin Yapısının Jeofizik Yöntemlerle Araştırılması*, 12. Jeofizik Kurultayı, Ankara, Mart 1991, Hakemli organizasyon.
- Paluska, A., Poetsch, S., Bargu, S., 1989. *Tectonics, paleoseismic activity and recent deformation mechanism in the Sapanca-Abant region (NW Turkey, North*

- Anatolian Fault Zone*). Turkish German Earthquake Research Project. Earth Research Institute, Ankara, Turkey, Univ. Of Kiel, West Germany, 18-33.
- Pamir, H.N., 1944, *Kuzey Anadolu'da bir deprem çizgisi, Une ligne sismogénique en Anatolie septentrionale*, İ.Ü. Fen Fak Mecm., Seri A, Cilt IX, Sayı 3, 143-158.
- Parke, J. R., Minshull, T. A., Anderson, G., White, R. S., Mckenzie, D., Kuşçu, İ., Bull, J. M., Görür, N. ve Şengör, A. M. C., (1999). *Active Faults in the Sea of Marmara, Western Turkey, Imaged by Seismic Reflection Profiles*, Terra Nova, 11, 223-227.
- Perinçek, D., 1991, *Possible strand of the North Anatolian Fault Zone in the Thrace Basin, Turkey-an interpretation*, AAPG Bull 75:241-257.
- Pınar, A., Kuge, K., Honkura, Y., 2003, *Moment tensor inversion of recent small to moderate sized earthquakes: implications for seismic hazard on active tectonics beneath the Sea of Marmara*, Geophys. J. Int. 153, 133-145.
- Pınar, N., 1942, *Geologique et meteorologşque sismiques du bassin de la mer de Marmara*, İ.Ü. Fen Fak. Mecm., Seri A, Cilt VII, S: 3/4, 121,182.
- Press, F., Siever, R., Grotzinger, J., Jordan, T.H., 2004, *Understanding Earth (IV. Edition)*, W.H. Freeman and Company, New York, 567s,
- Rangin, C., Demirbağ, E., İmren, C., Crusson, A., Normand, A., Le Drezen, E. & Le Ot, A., 2001, *Marine Atlas of the Sea of Marmara*, Ifremer-brest technology center, France.
- Rangin, C., Le Pichon, X., Demirbağ, E., İmren, C., 2004, *Strain localization in the Sea of Marmara: Propagation of the North Anatolian Fault in a now inactive pull-apart*, Tectonics, 23.
- Ryan, W.B.F., Pitman III, W.C., Major, C.O., Shimkus, K., Moskalenko, V., Jones, J.A., Dimitrov, P., Görür, N., Sakıncı, M. and Yüce, H., 1997, *An abrupt drowning of Black Sea shelf*, Marine Geology, 138, 119-126.
- Sakıncı, M, 1993, *Marmara kıyılarında denizel Üst Pleistosen-Holosen çökellerinin stratigrafik özellikleri*, Türkiye Kuvaterner'i workshop bildirisi özleri, 83-87.
- Sakıncı, M, 1994, *Karaburun (Batı İstanbul) denizel Oligoseni'nin stratigrafisi ve Paleontolojisi*, Mta Dergisi, 1116, 9-15.
- Sakıncı, M. ve Yaltırak, C., 1995, *Güney Trakya Sahillerinin Denizel Pleistosen Çökelleri ve Paleocoğrafyası*, Trakya Havzası Jeoloji Sempozyumu, Bildiri özleri, 38-40.
- Sakıncı, M. ve Yaltırak, C., 1997, *Güney Trakya sahillerinin denizel Pleyistosen çökelleri ve paleocoğrafyası*, MTA Dergisi, 119, 43-62.

- Sakınç, M., Yaltırak, C., Oktay, F.Y., 1999, *Palaeogeographical evolution of the Thrace Neogene Basin and the Tethian-Paratethian relations at northwest Turkey (Thrace)*.
- Sakınç, M., Yaltırak, C., Örcen, S., 1995, *Trakya Neojen Paleocoğrafyası ve Evrimi, Trakya Havzası Jeolojisi Sempozyumu*, Bildiri Özleri, 33-35.
- Salamon-Calvi, W., 1937, *Die fortsetzung der Tonalelinie in der Türkei, Geologische Beobachtungen in der Türkei*, No 9, Yük. Zir. Enst. Çal., No: 53, 11-13, (Kaynak: Şengör, 1996).
- Saltık, O., 1974, *Şarköy - Mürefte sahalarının jeolojisi ve petrol olanakları*. TPAO Rap. No. 879, 30s.
- Sayar, C., 1976, *Haliç ve Civarının Jeolojisi*, İstanbul Haliç Sorunları ve Çözüm Yolları Ulusal Sempozyumu, Boğaziçi Üniv., 355-374.
- Sayar, C., 1977, *Haliç ve civarının jeolojisi, İst. Haliç sorunları ve çözüm yolları*, Ulusal Semp., B.U. İstanbul.
- Sayar, C., 1988, *İstanbul ve Çevresi Neojen Çökelleri ve Paratetis içindeki Konumu*, İTÜ. Maden Fak. 35 inci Yıl, İstanbul.
- Sayar, C., 1989, *İstanbul ve çevresi Neojen çökelleri ve Paratetis içindeki konumu*.
- Sayar, M., Pamir, H.N., 1933, *Une Faune de vertebre fossile Miocene pres d'Istanbul*, C.R., Soc. Geol. Fr., 6, 64-66.
- Şengör, A.M.C., 1979, *The North Anatolian Transform Fault: its age, offset and tectonic significance*. Jour. Geol. Soc. London, 136, 269-282.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981, *Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach*, Tectonophysics, 75, 181-241.
- Şengör, A. M. C., Görür, N. ve Şaroğlu, F., 1985, *Strike-slip Faulting and Related Basin Formation in Zones of Tectonic Escape: Turkey as a Case Study*, in *Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation*, 37, 227-264, Eds. Biddle, K.T. and Christie-Blick, N., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication.
- Şengör, A.M.C., Tüysüz, O., İmren, C., Sakınç, M., Eyidoğan, H., Görür, N., Le Pichon, X., Rangin, C., 2005, *The North Anatolian Fault: A New Look*, Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 33:1-75.
- SHOD (Dz.K.K. Seyir Hidrografi Ve Oşinografi Dairesi), 1977, *İstanbul Boğazı Sığ Sismik Etüdü, yayınlanmamış rapor*.
- Siyako, M., Tanış, T. ve Şaroğlu, F., 2000, *Marmara Denizi Aktif Fay Geometrisi*, TÜBİTAK-Bilim ve Teknik Dergisi, 388, 66-71.

- Smith, A.D., Taymaz, T., Oktay, F.Y., Yüce, H., Alpar, B., Başaran, H., Jackson, J.A., Kara, S., And Şımşek, M., 1995, *High-resolution seismic profiling in the Sea of Marmara (northwest Turkey): Late Quaternary sedimentation and sea-level changes*, GSA Buletin, 107/8, 923-936.
- Stanley, D.J. and Blanpied, C., 1980, *Late Quaternary Water Exchange Between the Eastern Mediterranean and the Black Sea*, Nature, v. 265, 537-541.
- Steininger, F.F. and Rögl, F., 1984, *Paleogeography and Palinspastic Reconstruction of the Neogene of Mediterranean and Paratetis*, In: Dixon J.E. and Robertson A.H.F. (eds.), The Geological Evolution of Eastern Mediterranean Geological Society, London Special Publication, 17: 659-668.
- Steininger, F.F., Rögl, F. and Nevesskaja, L.A., 1985, *Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys Stratigraphic Correlation Tables and Sediment Distribution Maps*. Mediterranean Neogene Correlation, the University of Vienna, Vienna, 91-102.
- Summerfield M.A., Stuart F.M., Cockburn H.A.P., Sugden D.E., Denton G.H., Dunai T., Marchant D.R., 1999, *Long-term rates of denudation in the Dry Valleys, Transantarctic Mountains, southern Victoria Land, Antarctica based on in-situ-produced cosmogenic*, Geomorphology, 27 (1999), pp. 113–129
- Sunal, G., Natal'in, B., Satır, M. & Toraman, E., 2006, *Paleozoic magmatic events in the Strandja Masif, NW Turkey*, Geodinamica Acta, 19, 283–300.
- Sümengen, M., Terlemez, I., Şentürk, K., Karasöse. C., Erkan, E. N., Ünay, E., Gürbüz, M. and Atalay, Z., 1987, *Gelibolu Yarımadası ve Güneybatı Tersiyer havzasının stratigrafisi, sedimentolojisi ve Tektoniği*. MTA Jeoloji Etüdleri Dairesi Raporu No.8128, 213s.
- Şekercioğlu, E., 1998, *Yapıların Projelendirilmesinde Mühendislik Jeolojisi*, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları: 28.
- Şen, Ş., Koral, H. ve Önalın, M., 1998, *Küçükçekmece-Çatalca dolayında Trakya havzası doğusunun jeolojisi ve gelişimi: Yeni bulgular*, İ.Ü. Müh. Fak., Yerbilimleri Dergisi, Cilt II, 27-37.
- Şen, Ş., 2007, *A fault zone cause of large amplification and damage in Avcılar (west of Istanbul) during 1999 Izmit earthquake*, Nat Hazards (2007) 43:351–363.
- Şengör, A.M.C., 1979, *The North Anatolian Transform Fault: its age, offset and tectonic significance*. Jour. Geol. Soc. London, 136, 269-282.
- Şengör, A. M. C., Görür, N. ve Şaroğlu, F., 1985, *Strike-slip Faulting and Related Basin Formation in Zones of Tectonic Escape: Turkey as a Case Study*, in *Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation*, 37, 227-264, Eds. Biddle, K.T. and Christie-Blick, N., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication.

- Şengör, A.M.C., Tüysüz, O., İmren, C., Sakınç, M., Eyıdoğan, H., Görür, N., Le Pıchon, X., Rangın, C., 2005, *The North Anatolian Fault: A New Look*, Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 33:1-75.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981, *Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach*, Tectonophysics, 75, 181-241.
- Şentürk, K., Karaköse, C., Atalay, Z., Gürbüz, M., Ünay, E., Doruk, N. ve Batum, I., 1987, *Çanakkale Boğazı ve dolayının jeolojisi*, MTA Yayınlanmamış Teknik Rapor No: 8130.
- Taner, G., 1981, *Gelibolu yarımadası denizel Kuvaterner Molluskları*, Jeomorfoloji Dergisi, S: 10, 71-117.
- Tanoğlu, A. ve Erinç, S., 1956, *Garsak Boğazı ve eski Sakarya*, İ.Ü. Coğr Enst. Dergisi, 4//, 17-30.
- Tapırdamaz, C. ve Yaltırak, C., 1996, 1997, *Trakya’da Senozoyik Volkaniklerinin Paleomanyetik Özellikleri ve Tektonik Konumu*, MTA Bülteni, V.118.
- Tardu T., Baysal E., 1995, “*Sequence Stratigrafi Prensipleri*” Ozan Sungurlu BilimEğitim ve Yardım Vakfı, Kozan Ofset Matbaacılık
- Taşman, C.E.,1938, *Trakya jeolojisi hılasası ile Trakya petrol aramaları durumu*, MTA Dergisi, S: 3, 14-20.
- Tchiatcheff, P., 1863-1867, *Asie Mineure, Decription physique*, Q. Part. Geol.I-III.
- Tekkeli, A.B.,2007, *İstanbul Boğazı ve Prens Adaları arasında toplanan sismik ve mikrobatimetrik verilerin yorumu*, Yüksek Lisans Tezi İ.Ü. Fen Bilimleri Enst. Jeofizik Müh.
- TPAO,Haritalar.
- Tur H., Ecevitoglu B., 2000, *Marmara Denizi’ndeki Aktif Faylar*. Uygulamalı Yerbilimleri Cilt 1, Sayı 6, Sy.91-105.
- Tur, H., 2007, *An example of secondary fault activity along the North Anatolian Fault on the NE Marmara Sea shelf, NW Turkey*, EPS co Terra Sceintific Publishing Company 2003 Sensei Jiyugaoka Haimu, 5-27-19 Okusawa Setagaya- ku, Tokyo 158-0083, Japan, Article in press.
- Tur, H., 2007, *İstanbul Boğazı Marmara Denizi Çıkışı ile Tuzla Körfezi Arasında Kalan Şelf Alanında Olası Genç Fayların Sismik ve Multibeam Batimetrik Veriler Yardımıyla Araştırılması*, İstanbul Üniversitesi B.A.P. Birimi, 75/15052003 No’lu Proje Final Raporu.
- Tur, H.,2013,*Sismik Prospeksiyon Ders Notları*, İstanbul Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, İstanbul.

- Turgut, S., Türkaslan, M. & Perinçek, D., 1991, *Evolution of the Thrace sedimentary basin and its hydrocarbon prospectivity*. In: Spencer, A.M. (ed.) *Generation, Accumulation, and Production of Europe's Hydrocarbons*. Special Publication, European Association of Petroleum Geoscientists.
- Tubitak-Mam, 2008, *Marmara Bölgesinin Deprem Aktivitesinin Çok Disiplinli Yöntemlerle İzlenmesi Ve İstanbul Kıyı Şeridi/Kıta Sahaneliği Zeminine Olası Etkilerinin Araştırılması*.
- Tüysüz O, Barka A, Yiğitbaş E, 1998, *Geology of the Saros Graben: Its implications on the evolution of the North Anatolian fault in the Ganos-Saros region, NW Turkey*. Tectonophysics 293, 105-126.
- Tüysüz, O., Genç, Ş. C., 2000, *Yalova-Karamürsel arasında eski bir tsunaminin izleri*. Aktif Tektonik Araştırma Grubu 4. Toplantısı Bildiri Özetleri, 16-17 Kasım 2000 Eskişehir, 14-15.
- Tüysüz, O., Aksay, A. ve Yiğitbaş, E., 2004, *Batı Karadeniz bölgesi litostratigrafi birimleri, Stratigrafi Komitesi Litostratigrafi Birimleri Serisi-1*, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Yayınları. Ankara.
- Uluğ, A., Özel, E. ve Çiftçi, G., 1987, *İstanbul Boğazı'nda Sismik Çalışmalar*, Jeofizik Dergisi, 130-144.
- Ünlüata, Ü., T. Oğuz, M. A. Latif and E. Özsoy, 1990, *On the Physical Oceanography of the Turkish Straits*, In: *The Physical Oceanography of Sea Straits*, L.J. Pratt, editor, NATO/ASI Series, Kluwer.
- Wells, D.E., 1997, *Underwater Acoustics Hydrographic Surveying I Lecture Notes*. Department of Geodesy and Geomatics Engineering. University of New Brunswick, Fredericton, N.n.
- Wong, H. K., Lüdmann, T., Uluğ, A. ve Görür, N., 1995, *The Sea of Marmara: A Plate Boundary Sea in an Escape Tectonic Regime*, Tectonophysics, 244, 231-250.
- Yaltırak C., Sakınc M., Oktay F.Y., 2000, *Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: timing and kinematics- Comment and reply*, 2000, Geology, 28, 187-189.
- Yaltırak, C., 2002, *Tectonic evolution of the Marmara Sea and its surroundings*, Mar Geol 190(1-2): 493-529.
- Yanmaz, M.N., 2004, *Marmara Denizi batimetri haritası*, MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Yıldırım, M., Özyayın, K., Erguvanlı, A., 1992, *İstanbul Boğazı güneyi ve Haliç'in jeolojik yapısı ve jeoteknik özellikleri*, Jeoloji Mühendisliği, 40, 5-14.
- Yıldırım M., Gökaşan E., 2007, *Mühendisler için jeoloji bilgileri*, YTÜ Basım-Yayın Merkezi, No: DK-07.0783, 249s.

- Yılmaz, B., Oktay, F.Y., 1996, *Marmara Denizi Büyükçekmece (İstanbul)-Marmara Ereğlisi (Tekirdağ) kıyı kesiminin deniz jeolojisi*, Türkiye 11. Petrol Kong. ve Sergisi, Jeoloji, 103-104.
- Yılmaz, Y., Gökaşan, E., Erbay, A.Y., 2010, *Morphotectonic development of the Marmara Region*, *Tectonophysics*, Volume 488, Issues 1–4, Pages 51–70.
- Yılmaz, Y., Sakıncı, M., 1990, *İstanbul Boğazı'nın Jeolojik Gelişimi Üzerine Düşünceler, İstanbul Boğazı Güneyi ve Haliç'in Geç Kuvaterner (Holosen) Dip Tortulları*, Ed: Engin Meriç, İTÜ Vakfı Yayınları, 99-105.

ÖZGEÇMİŞ



Kişisel Bilgiler

Adı Soyadı	Cansu Elif İCİK
Uyruğu	T.C.
Doğum tarihi, Yeri	06.07.1985, Fatih
Telefon	05322771403
E-mail	cansu.icik@ogr.iü.edu.tr
Web adres	

Eğitim

Derece	Kurum/Anabilim Dalı/Programı	Yılı
Doktora	İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü/ /	
Yüksek Lisans	İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü/ /	
Lisans	Sakarya Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği	2012
Lise	Sakarya Anadolu Lisesi	2004

Makaleler / Bildiriler

Tur H., İcik C.E., Aysal N., Koral H., “Investigation of the Büyükçekmece and Küçükçekmece Lagoons Using Geophysical and Geological Data”, The 20th International, Antalya, Turkey, 25-27 Kasım 2013, pp1-4 (Abstract) Tur H., Gökaşan E., İcik C.E., Sağcı N., Beyhan G., Görüm T., Kılıç F., “Interpretation of Shallow Seismic and Multibeam Bathymetric Data Gathered Between the Strait of Dardanelles-End of Marmara Sea, and Şarköy Canyon.” The 20th International, Antalya, Turkey, 25-27 Kasım 2013, pp1-4 (Abstract)
