

## GÜNEY TRAKYA SAHİLLERİNİN DENİZEL PLEYİSTOSEN ÇÖKELLERİ VE PALEOCOĞRAFYASI

Mehmet SAKINÇ\* ve Cenk YALTIRAK\*

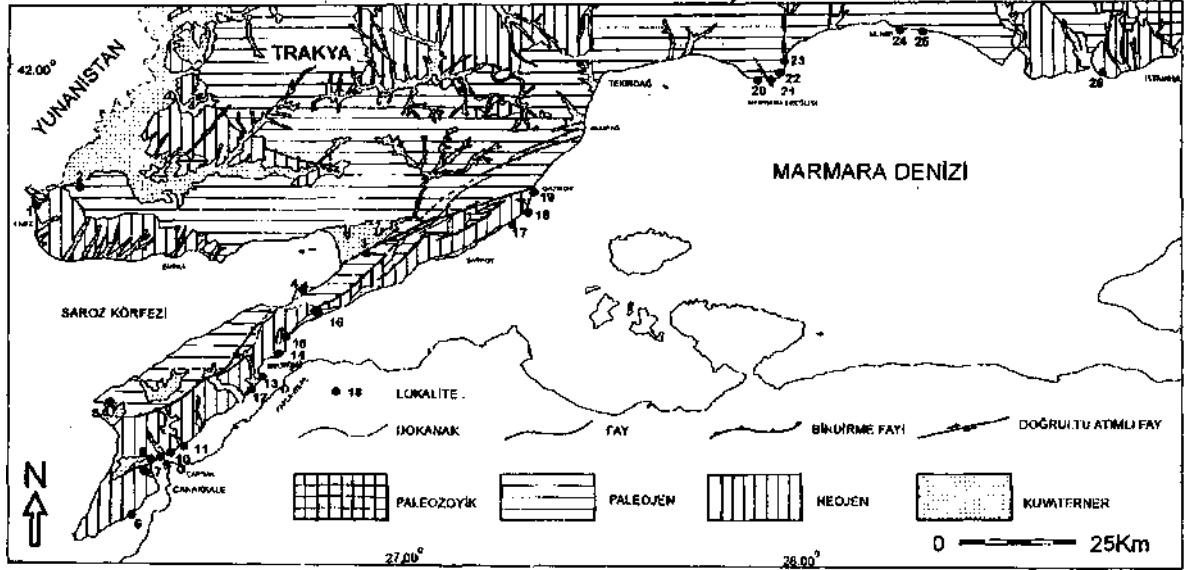
ÖZ.- Orta-geç Pleyistosen'de güney Trakya sahilleri, bugünkü çizgisinden daha içeride bir çizgiye çekilmesine neden olan bir transgresyonun etkisi altında kalır. Bu dönemde Gelibolu yarımadasını Bolayır ve Eceabat boğazlarından aşarak Eski Marmara denizini bir adalar denizine çeviren bu transgresyon sonucu oluşan sahil çizgisinde, *Ostrea edulis*, *Loripes lacteus* bolluk zonu ve yalıtışı işaretçi seviyelerinin de içinde yer aldığı kırıntılı kıyı çökelleri depolanır. Farklı paleoçökelim alanlarında depolanan birimler; bu dönem ve sonrasında, bir taraftan tektonik olaylarla yükselirken diğer taraftan da regresif karakter kazanarak, tekrar denize taşınmaya başlar. Bu denizel depolardan günümüze kadar korunabilenler, depolanma alanlarının paleocoğrafyası ve tektonik etkilerden kaynaklanan olaylar nedeniyle, farklı yüksekliklere sahiptirler. Bölgesel yükselmenin izlerini taşıyan denizel depolar, Eski Marmara denizinin sahil fasiyesleriyle temsil olan Marmara formasyonunu oluşturur. Bu çökelleri yer yer örten, *Cardium* sp. ve *Murex* sp. içeren Holosen yaşlı genç depoların da bugünkü deniz seviyesinden yükselmiş olması, bölgede sıkışma kontrollü tektonik rejimin halen sürdüğünü göstermektedir.

### GİRİŞ

Geç Miyosen-erken Pliyoosen'de Marmara denizinin bulunduğu bölge, sığ-sıcak karakterli bir körfez konumundadır (Sakinç ve diğerleri 1995). Erken Pliyoosen'de Kuzey Anadolu Fayı'nın (KAF) bu körfezin üzerinden geçen kollarının (Anafartalar, Bolayır ve Ganos fayları) aktivitesinin artması ile Gelibolu yarımadası yükselerek, körfezi ikiye bölmüştür (Yaltırak, 1995 a). Geç Pliyoosen-erken Pleyistosen'de yarımadanın doğusu bu yükselmeye bağlı olarak geçici göllerin görüldüğü ve karasal koşulların egemen olduğu bir coğrafyaya dönüşmüştür (Önal, 1984). Erken-geç Pleyistosen'de, Gelibolu yarımadasının batısında, Trakya Neojen havzasından (geç Miyosen-erken Pliyoosen) arta kalan geniş düzlükleri ve gölleri (Sakinç ve diğerleri, 1995) Akdeniz suları zaman zaman aşarak Marmara'ya ulaşmıştır (Meriç ve diğerleri, 1995). Bu çalışmada; anılan dönemin ardından orta-geç Pleyistosen'de bugünkü Marmara denizinden daha farklı bir paleocoğrafyaya sahip olan, Eski Marmara denizinin (Yaltırak, 1992) sahil fasiyeslerinden yola çıkarak bölgenin paleocoğrafyası ve evrimi anlatılacaktır.

Trakya'nın güney sahili boyunca (Enez-İstanbul), denizel karakterli birçok depo bulunmaktadır (Şek. 1). Genelde "Denizel Kuvaterner depoları" olarak tanınan bu çökeller ile ilgili bilgilerin tarihsel kökeni 19. Yüzyılın sonlarına kadar inmektedir.

Özellikle Çanakkale ve Gelibolu, bu çalışmaların yapıldığı önemli yerlerdir. Bir çok yabancı araştırmacı (Tchihatcheff, 1863-1867; Calvert ve Neumayr, 1880; Andurssov, 1890; English, 1904; Pench 1917; Gutzwiller, 1923; Parejas, 1941; Pfannenstiel, 1944) yaptığı çalışmalarda lokaliteleri genelde fosil içerikleri ve morfolojik özelliklerine göre değerlendirmiştir. Bu çalışmaların yanı sıra birçok Jeomorfolog da (Yalçınlar, 1949; Ardel ve İnandık, 1957; Erol ve Nuttal, 1973; Ardel ve Kurter, 1973; Göçmen, 1976; Erol ve İnal, 1980) yabancı araştırmacıların yapmış olduğu çalışmaların ışığında, denizel depolarla ilgilenmiştir. Bu çökellerin denizden farklı yükseltide bulunmalarını ve fosil topluluklarını da dikkate alan bazı araştırmacılar (Erol ve Nuttal, 1973; Erol ve İnal, 1980; Erol 1992) bunların Pleyistosen'deki buzullarası dönemlere ait deniz seviyesi değişimlerine karşılık geldiklerini belirtmişlerdir. Bu konuda birçok araştırmacı Marmara denizi çevresinde (Erinç, 1956; Chaput, 1957; Akartuna, 1968; Erol ve Nuttal, 1973; Taner, 1983, 1993; Sakinç ve Bargu, 1989; Sakinç, 1993) değişik lokalitelerde yaptıkları çalışmalarda bu çökellerin fosil içeriklerini (bivalv ve gastropod) Akdeniz Tirheniyen'i (özellikle İtalya ve Yunanistan) ile karşılaştırarak bunlara Tirheniyen (Üst Pleyistosen) yaşını vermişlerdir. Ayrıca Marmara kıyılarındaki bu çökel depoların yer aldığı taraçaların Kuvaterner'de, interglasialin (buzullarası) farklı periyotlarına karşılık geldiklerini ve farklı seviyede bulduklarını belirten Erinç (1954), bunların



Şek. 1- Bölgenin basitleştirilmiş jeoloji ve lokalite haritası (Bölgede yapılan 1/25 000 lik jeoloji haritalardan küçülülerek 1/250.000 lik olarak üretilmiş ve basitleştirilmiştir. Parejas, 1939; Temek, 1949; Lebkuchner, 1974 Önal, 1984; Umut ve diğerleri, 1983; Umut ve diğerleri 1984; Sümengen ve diğerleri, 1987; Kıran, 1988; Şen nazlı, 1988, Ayık, 1990; Başkan, 1990; Hakverdi, 1992; Okay ve Tansel, 1992; Yaltırak, 1995a,c).

deniz aşındırması sonucunda meydana gelmiş sa-tırlar olduğunu, çarpılma, kubbeleşme gibi herhangi bir tektonik müdahaleye işaret eden izlerden yoksun olduklarını belirtmiştir. Aynı görüşü paylaşan Erol ve Nuttal, (1973) ikilisinden Erol (1992) daha sonra yaptığı gözlemleri sistematize etmeye çalışmış ve denizel depoların az bir kısmının tektonikten etkilenmiş olabileceğini söylemiştir. Diğer bir çalışmada da Gelibolu'daki çökel depoları, fosil içeriklerine bakılarak bunların çok daha farklı bir denize (Karadeniz fasiesleri) ait oldukları açıklanmıştır (Taner, 1983). Bu depoların jeolojik olarak haritalanması ve formasyon mertebesinde adlanmaları (Taner, 1983; Umut ve diğerleri, 1983; Sakinç ve Bargu, 1989; Bargu, 1989-1990, Yaltırak, 1992, 1995c) sonucunda stratigrafik konumları ve paleoekolojik özellikleri belirlenmiş, özellikle bölgesel neotektonikle olan ilişkileri açıklanmaya çalışılmıştır.

## YÖNTEM

Bu araştırmada; Orta-geç Pleyistosen'de Tirheniyen transgresyonuna ait denizel depolar, Enez'den başlayarak kıyı boyunca Marmara'nın kuzey sahilini takip ederek İstanbul'a (Şek. 1), (Lok.1-26) kadar anlatılacaktır. İstiflerdeki biyostratigrafik anahtar seviyeler, *Ostrea edulis* ile *Loripes*

*lacteus* bolluk zonu ve litostratigrafik olarak da yalıtaşları ile fosilli taban konglomeralardır. Bu nedenle istiflerin sedimentolojik, paleontolojik ve ortamsal özellikleri, bu işaretçi seviyeler yardımıyla karşılaştırılmıştır. Böylece farklı yüksekliklerdeki bu çökeltilerin, yukarıda belirtilen özelliklerinin ne anlama geldiğinin açıklığa kavuşturulması ile Eski Marmara olarak adlandırdığımız bu denizin kuzey sahillerinin paleocoğrafyası ortaya konulmuş olacaktır.

Tüm Marmara kıyılarını dikkate aldığımızda bu çökellerin; oluşum koşulları, paleontolojik ve paleoekolojik özellikleri ile istiflerin belli işaretçi seviyelere göre karşılaştırılabilme olanakları, bunların sıcak bir deniz olan Tirheniyen'in bir ürünü olduğunu belirtmektedir. Bu denizin faunası içinde belirli bir zaman aralığını karakterize eden bir fosil topluluğu bulunmamaktadır. Ancak fosiller bu olumsuzluğa rağmen, özellikle Paleocoğrafya ve paleoekolojik verilerin değerlendirilmesinde önemlidirler. Bu çalışmada bulunan fosiller, daha önce yapılan araştırmalarda tanımlanmış cins ve türlerle (Erol ve Nuttal, 1973, Erol ve İnal, 1980; Taner, 1981,1983,1993) denetştirilerek kullanılmıştır.

Kuvaterner çökeltilerine ait tarihlerin saptanması, genellikle arkeolojik araştırmalar için kullanılan radyometrik yöntemlerle gerçekleştirilmektedir. Bunla-

rin Kuvaterner jeolojisine uyarlanması birtakım zorlukları da beraberinde getirmektedir (Örneğin: ESR yönteminde kavkının aragonit olma zorunluluğu gibi). Çalışmalarımıza bu konuda ışık tutacak araştırmalardan biri de, İzmit körfezi güneyindeki lokalitelerin (Altınova ve Subaşı Köyleri) denizel depolarından elde edilen fosil kavkı örneklerinde TL(Termolüminesans), U/Th ve C14 yöntemleri ile yapılan tarihlendirme çalışmalarıdır. Bu çökeller için 260.000 - 40.000 yıl arası yaş değerleri elde edilmiştir (Paluska ve diğerleri, 1989). Bu genç oluşukların gerek litoloji ve gerekse fosil fauna içerikleri ile biyostratigrafik ilişkileri, Marmara denizinin diğer lokaliteleri ile karşılaştırıldığında birbirleriyle büyük benzerlik göstermektedir. Bu nedenle, yukarıda belirtilen yaş değerlerinin Tirheniyen transgresyonunun bölgedeki yayılımı ile aynı zamansal değere sahip olduğunu söyleyebiliriz. Denizel depoların deniz içindeki eşleniklerinde, (Hersek deltası-Karamürsel) yapılan deniz sondajında ise ESR yöntemiyle elde edilen yaş tayininde 817.000-105.000 yıl arası yaşlar bulunmuştur (Meriç ve diğerleri, 1995). Bu da yaş elde edilen çökelin içindeki fosillerin taşınmadığının kabul edildiği düşünüldüğünde, Marmara formasyonunun deniz içindeki tabanının daha yaşlı olduğu anlaşılmaktadır. Gelibolu'da Hamzaköy formasyonunda Bakuniyen yaşlı fosillerin bulunduğu (Taner, 1983) çökellerin yanıl olarak Akdeniz formları ile karışan birimlere geçtiği düşünüldüğünde ESR yaşlarıyla bu depoların çökelim yaşının uyumlu olduğu görülmektedir. Bu nedenle fosil yaşların anılan radyometrik yaş tayinleri arasında yer alması gereklidir.

## STRATİGRAFI

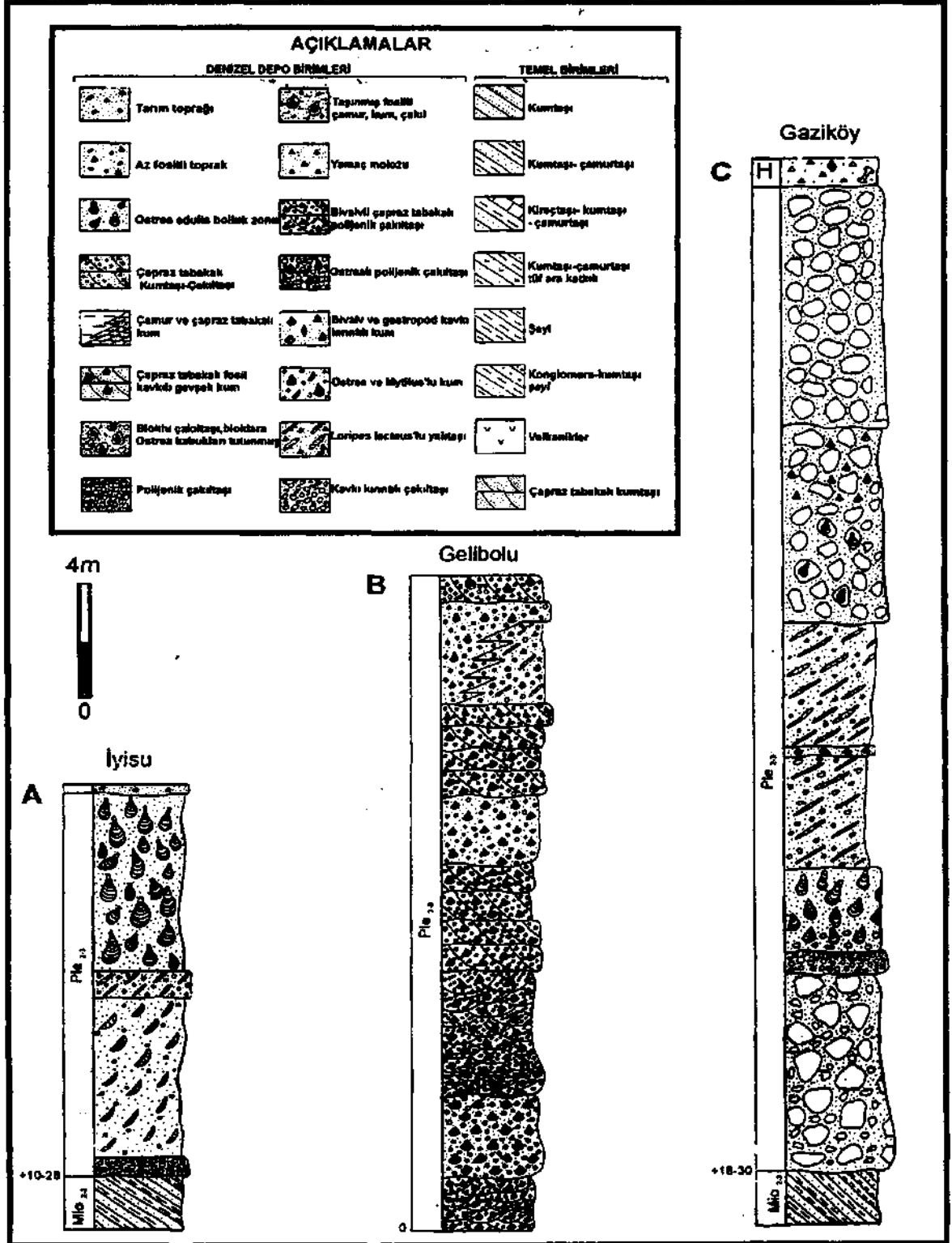
Çalışma alanında, Saroz körfezi, Gelibolu yarımadası ve Marmara sahilinde, daha önce denizel Kuvaterner depoları olarak tanımlanan ve denizden yüksekliği 40 cm.-50m. kalınlığı 50 cm.-36 m. arasında olan, genelde gevşek tutturulmuş, karbonatlı kırıntılı çökellerin egemen olduğu, zengin fosil içerikli istifler bulunur (Calvert, 1880; English, 1904; Gutzwiller, 1923; Erinc, 1956; Chaput, 1957; Yalçınlar, 1957; Akartuna, 1968; Ardel ve Kunter, 1973; Erol ve Nuttal, 1973; Göney 1964a; Taner, 1981; Umut ve diğerleri 1984; Sakınç ve Bargu, 1989, Sakınç, 1992; Yaltırak, 1992, 1995c). Bu istifler Marmara formasyonu olarak adlandırılıp, buldukları lokasyonlara göre de tanımları yapılmıştır.

Marmara formasyonu (Qm)

Birimi ilk defa Gelibolu'da Taner (1983) Hamzaköy formasyonu, Marmara Ereğlisi'nde Umut ve diğerleri (1984) Marmara Ereğlisi formasyonu, Çanakkale boğazı kıyılarında Erol (1985) Boğaz formasyonu, Sakınç ve Bargu (1989) Altınova'da (Karamürsel) Altınova formasyonu, Bargu (1989-1990) Gaziköy'de (Tekirdağ) Gaziköy formasyonu, Gaziköy'de (Tekirdağ) Yaltırak (1992,1995c) Altınova formasyonu olarak adlandırmıştır. Formasyonun holostatotip yeri Gaziköy'de (Tekirdağ), köyün kuru olduğu tepede bulunmaktadır. Bu nedenle, Uluslararası Stratigrafi Kılavuzuna göre (Salvador, 1994) birimin, Gaziköy formasyonu olarak adlanması gerekmektedir. Buna göre Bargu (1989-90) aynı lokalitede bulunan ve literatürde kullanılan Orta-Üst Eosen yaşlı türbiditik karakterli Gaziköy formasyonunun (Turgut ve diğerleri, 1983; Siyako ve diğerleri, 1989; Sümengen ve diğerleri, 1991; Yaltırak, 1995c) adını Güzelköy olarak değiştirmiş ve Pleyistosen yaşlı birime de Gaziköy formasyonu adını vererek, Karamürsel'deki Altınova formasyonu ile aynı yaşta olduğunu belirtmiştir. Fakat aynı adlama çok yaygın olarak literatürde Orta-Üst Eosen yaşlı türbiditleri için de kullanıldığından USK'na göre bu değişiklik sakıncalıdır. Bu karışıklığı önlemek amacıyla, Marmara sahillerinde yaygın olan ve aynı jeolojik evrimin parçası *Ostrea edulis* işaretçi seviyeleriyle denestirilebilen özelliklere sahip bu çökeller, Marmara formasyonu adı altında toplanmıştır. Formasyonun stratotip yeri Gaziköy'dedir. Hipostratotip yerleri de Gelibolu ve İyisu lokalitesinde bulunmaktadır (Şek. 2). Çalışmada Marmara formasyonunun bu lokaliteleri diğerleriyle birlikte aşağıda anlatılacaktır.

### Saroz Körfezi

*Enez.* - Enez'de (Şek. 1, Lok.1) Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı sığ denizel-lagüner birimlerin (Sümengen ve diğerleri, 1987) üzerinde uyumsuz olarak bulunan Marmara Formasyonunun deniz seviyesinden yüksekliği yaklaşık 22 m.dir. 55 cm. kalınlığında çakıllı kum düzeyleri ile başlayan istif, yaklaşık kalınlığı 2,3 m. olan kumlu *Ostrea edulis* seviyesiyle sona erer (Şek.3,1). Bu mostrada birim, düşük açılı çapraz tabakaları ile az eğimli bir sahil topografyası üzerinde gelişen *Ostrea* resif fasiyesi ile karakteristiktir. Enez yerleşim alanının bulundu-



Şek. 2- Marmara formasyonu; İyisu, Gelibolu ve Gaziköy ölçülü stratigrafi kesitleri.

ğu tepenin çevresinde ve Gala gölüne giden yol üzerinde denizden yaklaşık 2-4 m. arası yüksekliklerde *Murex* sp. ve *Cardium* sp. içeren Holosen kumları birimi uyumsuz olarak örtmektedir.

**Hisarlıdağ.** - Hisarlıdağ (Şek. 1, Lok.2) kuzeyinde Gala gölünün kıyısında bulunan dik yamaçlarda Oligosen yaşlı Hisarlıdağ volkanitleri (Saner, 1985) üzerinde, denizden yaklaşık 24 m. yüksekte uyumsuz olarak bulunan istif, tabanda gevşek çimentolu, 15-20 cm. boyutunda volkanik kayalık blokları ile başlar. Bunlar yerli kayanın aşınmasından oluşan kum matrisle sarıdır. Üzerine tutunmuş *Ostrea edulis*, kırılmış parçalar halindedir. Üste doğru tane boyu incelen birimin toplam kalınlığı 1.8 m.dir (Şek. 3,2). İstifin kapladığı şeridin darlığı ve bulunduğu yamacın dikliği gözönüne alındığında, formasyonun kuzey rüzgarlarına açık yalıyar tipi bir plajda çökeldiği anlaşılmaktadır. Birimin üzerinde daha genç (?), çapraz tabakalı akarsu kumları ve gölsel çamurlar uyumsuz olarak bulunur.

**Evreşe ovası.** - Evreşe Ovası'nda (Şek. 1, Lok.3) bulunan mostrada Marmara formasyonunun taban seviyesi, Üst Eosen yaşlı şeyllerin (Sümengen ve diğerleri 1987) üzerinde uyumsuz olarak, denizden yaklaşık 25 m. yükseklikte. Körfezin bugünkü sahiline 5.5 kilometre içeride bulunan birime ait çökeller; tabanda gevşek tutturulmuş polijenik ve iyi yuvarlanmış yassı çakıllar ile başlar. Bu seviye, küresel, çok iyi tutturulmuş blokların üzerine *Ostrea edulis* tutunmuş, 78 cm. kalınlığında, konglomera tabakasıyla devam eder. Üzerinde en az kalınlığı 2.2 m. olan ve taşınma nedeniyle dağılmış *Ostrea edulis* kavkı kırıklı, çapraz tabakalı kumlar bulunur (Şek. 3.3). Bu lokalitede birimi, tekne tipi çapraz tabakalı genç (?) akarsu çökelleri uyumsuz olarak örtmektedir.

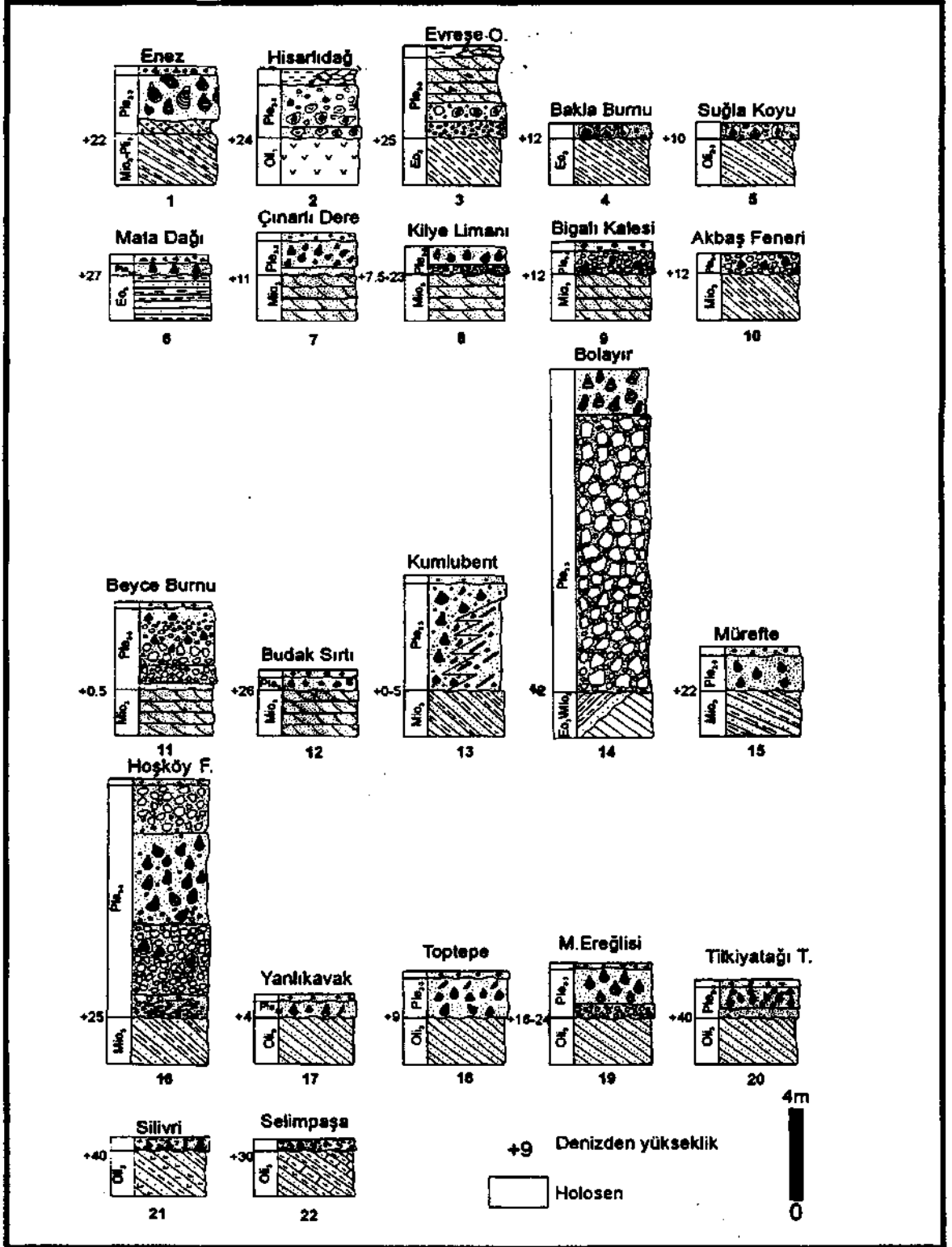
Temelden malzeme almayan ve olasılıkla bir akarsuyun çökelleri üzerinde ilerleyen transgresif bir ortamı temsil eden birim, KB<sup>1</sup> ye eğimli olup, yakınından geçen Ganos fayından oldukça etkilenmiş ve yeryer de faylanmıştır. Ovanın batısında yol üzerinde bulunan 8-16 m. yüksekliğinde tepelikler üzerindeki *Cardium* sp.li seviyeler tektonik olarak yükselmiş daha genç depoları işaret etmektedir. Ova ve çevresinde sadece Ganos fayına yakın bir yerde denizel depoya rastlanmıştır olması, ovanın çevredeki kayalardan az malzeme almış denizel

kumlardan oluşması, bölgede en azından Pleyistosen'de Saroz körfezinin doğuya doğru daha içeride olduğunu ve yakın bir zamanda da çekildiğini göstermektedir.

#### Gelibolu Yarımadası (Saroz Körfezi)

**Bakla Burnu.** - Bakla burnunda (Şek. 1, Lok.4) denizden 12 m. yükseklikteki denizel depo günümüzde tarım nedeniyle büyük ölçüde tahrip olmuştur. Üst Eosen yaşlı kumtaşı şeyl ardışımının (Sümengen ve diğerleri, 1987) üzerinde, deniz aşındırmasıyla oluşmuş, boyutları yaklaşık 130 x 250 m.düzlük üzerinde Holosen yaşlı kumlar uyumsuz olarak bulunur (Şek.3,4). Bu genç düzlüğün en dikkat çekici özelliği deniz kumundan oluşması, çok sayıda *Cardium* sp., *Turritella* sp., *Murex* sp. ve *Ostrea* sp. kavkı kırıkları ve içinde *Ostrea edulis* fosilleri bulunan 50-60 cm. boyutlu konglomera blokları içermesidir. Lokalitede temel kaya üzerinde bulunan deniz aşındırması izleri, gevşek, iyi boylanmış 1-5 cm. arası dağılmış polijenik çakıllar ve çakıllara tutunmuş *Ostrea* kavkı parçaları Marmara formasyonunun Evreşe ovasındaki mostrasının tabanının işlenişi olarak geriye kalmıştır. Birimin büyük bir kesimi tektonik aktiviteyle Holosen'de denizin aksi yönünde olan blok dönmesiyle Bakla burnunun arkasındaki Geren ovasının geniş kum düzlüğüne taşınmıştır. Düzlüğün eğimi 12/5 GD'dur. İstif olarak gözlenmesi de fosilli konglomera bloklarının serbest olarak Holosen denizel kumlarının içinde bulunması, bölgede geçmişte Marmara formasyonunun varlığını göstermektedir.

**Suğla koyu.** - Suğla koyu (Şek. 1, Lok.5) çevresinde, Büyük Kemikli burnunun doğusunda, Küçük Anafartalar köyüne doğru ova üzerinde, Oligosen yaşlı temele (Sümengen ve diğerleri, 1987) yaslanmış, kalınlığı 50 cm, civarında denizden 10 m. kadar yüksek Holosen yaşlı kumlar bulunur (Şek.3.5). Kumlar, çapraz tabakalı, *Cardium* sp., *Turritella* sp., *Murex* sp. ve *Ostrea*lı konglomera blokları içermektedir. Bu depolar genellikle toprak tarafından örtülmüştür. Tuzla gölünün doğusundaki tepenin üzerinde benzer bivalvlerin kırıklı kabukları tarlalarda dağınık olarak bulunmaktadır. Tepenin hemen doğusu Anafartalar bindirmesi ile sınırlıdır. Ayrıca Büyük Kemikli burnunun üzerinde denizden 38 m. yükseklikte, Oligosen yaşlı kumtaşı-şeyl ardışımının (Sümengen ve diğerleri, 1987) eğimli ta-



Şek. 3- Marmara formasyonuna ait ölçülü kesitler (Açıklama Şek.2'de).

bakaları arasında, kumtaşlarının ayrışmasıyla oluşmuş küçük çukurların içinde güncel *Patella* sp.ler kayaların üzerinde yapışık halde korunmuş olarak bulunur. Bu yükseklikteki kalın tabakalı kumtaşı seviyesinin deniz aşındırması izleri taşıması; *Patella* sp.nin yaşama ortamı gözönünde bulunduğunda, tektonik olarak yükselmiş, çökeli olmayan bir sahili işaret etmektedir. Birbirinden 1.5 km. uzakta iki lokalitede fosilleri Holosen yaşlı olan bu birimlerin, aralarında 28 m. yükseklik farkı bulunması, Ganos fayı boyunca tektonik aktiviteyi sergilemesi açısından oldukça önemlidir. Ayrıca, Ece limanının doğusunda denizel kumlar içeren Adatepe ovasının, denizden 20 m. yüksekte oluşu da bu konudaki diğer bir veridir. Bu verilere göre Marmara formasyonuna ait depoların Gelibolu yarımadasının batı sahili boyunca bulunmayışı, olasılıkla tektonik aktiviteden ve sahil şeridinin günümüzdeki gibi çökelmeye elverişli olmamasından kaynaklanmaktadır (Yalıtırak, 1993).

Kuzeybatı Marmara (Çanakale Boğazi  
Kuzey Sahili-İstanbul)

*Mata Dağı.* - Mata Dağı'nın doğu yamacı ile Havuzlar mevki (Şek. 1, Lok. 6) arasında bulunan denizel deponun denizden yüksekliği 27 m.dir. Birim bu lokalitede Üst Miyosen yaşlı sıg sıcak denizel lagüner kumtaşları (Sümengen ve diğerleri, 1987) üzerinde uyumsuz olarak bulunur. Kumlu *Ostrea edulis* *Mytilus lineatus* ve *Gibbula albida* fosilleri biraradadır. Dik bir yamacın dibinde dar bir alanda görülen birimin üst seviyeleri aşınmıştır. Kalınlık en az 50 cm. civarındadır (Şek. 3.6). Güncel yamaç molozları birimi uyumsuz olarak örter. Çökelleme ortamı bu lokalitede aşınma platformu kenarında oluşmuş yalılar tipi plajı temsil etmektedir.

Çınarlıdere.-Çınarlıdere'de (Şek. 1, Lok.7), Eceabat'ın hemen güneyinde denizden yaklaşık 11 m. yüksekliğinde bulunan birim, Üst Miyosen yaşlı çapraz tabakalı (Sümengen ve diğerleri, 1987) denizel kumlar üzerinde uyumsuzdur. Tabanda kum, üste doğru iyi tutturulmuş tümüyle fosilden oluşan *Ostrea* resifi içinde *Ostrea edulis*, *Gibbula albida*, *Mytilus lineatus*, *Cerithium vulgatum* gibi fosiller yaygın olarak bulunur. Bu lokalitede kalınlık yaklaşık 1.5 m. kadardır. (Şek. 3.7). Batıya doğru bu fosillere ek olarak, *Venus gallina* *Ostrea* kavkılıyla

birlikte dağınık olarak bulunur. Birimin, bu lokalitede ki yayılımına göre küçük bir koy içinde çökelmiş olduğu anlaşılmaktadır.

*Kilye Limanı.* - Kilye Limanı (Şek. 1, Lok.8) Eceabat'ın kuzeyinde, sıg, sıcak denizel-lagüner kumtaşları (Sümengen ve diğerleri, 1987) üzerinde uyumsuz olarak yer alan birimin tabanı, denizden 7.50 m. yüksektedir. İstif 40-60 cm, arası kalınlıklar sunan polijenik çakıllı konglomera ile başlar. İçinde bol miktarda bivalv kavkı kırıkları bulunur. Üstünde yaklaşık 30-45 cm. kalınlığında kumlu *Ostrea edulis* bolluk zonu tipiktir (Şek. 3.8). İstif yaklaşık 700 m. kuzeybatıda Geren ovasının kuzey doğusunda ve Poyraztepe'nin dik yamaçlarının eteklerinde dağınık ve ayrışmış olarak 150 m. uzunluğunda 20-10 m. eninde bir alanda yayılım gösterir. Denizden 23 m. yüksekte olan bu bölgede *Ostrea edulis*, *Loripes lacteus*, *Mytilus lineatus*, *Gibbula albida*, *Gadansoni*, *Truncatella subcylindrica*, *Alvania meontagui*, *Turbona cimex*, *T. lactea*, *Rissoa ventricosa*, *Threacium vulgatum*, *Bittium reticulatum*, *Bivonia tripuetra*, *Hinia reticulata*, *Cerastoderma glaucum*, *Venus gallina*, gibi bivalv ve gastropod fosilleri içeren birim (Taner, 1981), çökelleme alanının morfolojik özelliklerine göre, yalılar tipi plajı ve plaj önü ortamlarını temsil etmektedir.

*Bigalı Kalesi.* - Bigalı kalesi (Şek. 1, Lok.9) arkasındaki tepenin eteklerinde, orman içinde denizden yaklaşık 12 m. yüksekte bulunan birim, Üst Miyosen yaşlı çapraz tabakalı sıg-sıcak denizel kumların (Sümengen ve diğerleri, 1987) üzerinde uyumsuzdur. İri bloklu, 1 m. kalınlığındaki polijenik konglomera tabakasından içinde *Ostrea edulis* kavkılı seyrek olarak bulunur (Şek. 3.9). Bu lokalite Kilye limanı most-rasının tabanının yanal devamı niteliğindedir.

*Akbaş Feneri.* - Akbaş feneri (Şek. 1, Lok.10) Eceabat-Gelibolu yolu üzerinde bu fenerin güneyinde denizden 12 m. yüksekteki birim lagüner-gösel Üst Miyosen yaşlı kumtaşı-çamurtaşı istifinin (Sümengen ve diğerleri, 1987) üzerinde uyumsuz olarak bulunur. Tümüyle orta çakıllı polijenik konglomeraadan oluşur ve *Ostrea edulis* ile *Cerastoderma glaucum* parçalar içerir. Yaklaşık kalınlığı 85 cm. kadardır (Şek. 3.10).

*Beyce Burnu.* - Beyce burnu (Şek. 1, Lok. 11) lokalitesinde birim çapraz tabakalı denizel kumtaşıla-

rı üzerinde uyumsuzdur. Tabanı deniz seviyesinden 40 cm. üstünde bulunan istif tabanda tuturulmamış, kalınlığı 20-35 cm. arası değişen, fosilli sarı kum tabakası ile başlar. Üstte konglomeratik kumtaşı ve Ostrealı konglomera seviyesiyle devam eden birim, daha üst seviyelerde ince taneli kumtaşına geçer. Bu lokalitede formasyonun toplam kalınlığı 3.5 metreyi bulur (ek. 3.11). Beyce burnunu çevreleyen yüksek yamaçlar boyunca denizden 10-15 m. arası yükseltilerde Bakacak tepenin güneyine kadar yeryer izlenebilir. Fabrikanın kapısından kuzeye doğru barakaların arkasında, mostradan arta kalan 5-7 m. arası büyüklükteki tabaka blokları, denizden yaklaşık 7 m. yüksektedir. Bunların litolojik ve biyolojik kompozisyonu peolijenik karakterli iri çakıl ve blokçuklarla, *Ostrea edulis* kavkılarından oluşmuştur.

*Budak sırtı.* - Budak sırtı, (Şek. 1, Lok. 12) Gelibolu'ya 14 km. uzaklıkta olan bu lokalitede denizden 26 m. yüksekte bulunan istif, Üst Miyosen yaşlı (Sümengen ve diğerleri, 1987) gevşek tutturulmuş çapraz tabakalı kumtaşları üzerinde uyumsuzdur. Tabanında, kısmen toprakla örtülü ve yaklaşık kalınlığı 50 cm. olan kumlar içinde, *Ostrea edulis*, *Gibbula albida*, *Pecten sp* gibi fosiller yaygındır (Şek. 3. 12). Formasyonun üst düzeyleri, günümüzde tarım alanı olarak kullanılan ve alt seviyelerden taşınmış fosil kavkı parçalarını içeren zirai topraktan oluşmuştur.

*İyisu.* - İyisu (Şek. 1. Lok.13) Gelibolu'ya 8 km. uzaklıktaki yeralan birim, Üst Miyosen yaşlı (Sümengen ve diğerleri, 1987) kumtaşı-çamurtaşı üzerinde uyumsuzdur. Formasyonun tabanı deniz seviyesinden yaklaşık yüksekliği güneyde 10 m., kuzeyde ise 28 m. dir. İstif tabanda, kalınlığı 70 cm. olan gevşek tutturulmuş polijenik çakıllı bir tabaka ile başlar. Üzerinde ince bir seviye şeklinde *Venerupis calverti* içeren ve bol kavkı kırıntılardan (falün) meydana gelen siltli ince kumlar yeralır. Bu düzey yukarıya doğru kalınlığı 5.8 m olan, *Mytilus edulis* ve *M. galleoprovincialis*'in oluşturduğu bolluk zonu seviyeleriyle devam eder. Üzerinde yaklaşık 1 m. kalınlığında ve alçak kıyıların karakteristik fasiyesi olarak bilinen yalıtışları yeralır. En üst düzeyler 6.5 m. kalınlığında, bütünüyle *Ostrea edulis* kavkılarında meydana gelen ince kumlardan oluşmuştur (Şek. 2.a). Bu seviyelerin üzerini kalınlığı en az 50 cm. olan toprak örter. Tarlalardan kuzey-

batıya doğru görülen aşınma düzlüğü üzerinde ve 2-3 km, kadar iç kesimlerde, ufak dere vadilerinin içerisinde, irili ufaklı birçok mostradan artık bloklar bulunmaktadır. Birimin çökeltme ortamı Budak sırtı ve İyisu mevki arasında kalan yayvan bir vadinin içinde ilerleyen denizin oluşturduğu ve kenarlara doğru sığlaşan bir koy ortamını temsil etmektedir.

*Gelibolu.* - Gelibolu (Şek. 1, Lok.14) lokalitesinde, *kuzeydoğuya* doğru yanal olarak incelenerek devam eden birim, Orta-Üst Miyosen yaşlı (Sümengen ve diğerleri, 1987) menderesli akarsu ortamında çökelmiş kumtaşı-çamurtaşları üzerinde uyumsuz olarak bulunur. Fosilli, dayanımlı, konglomeralardan oluşan istifin, üst seviyeleri Tirheniyen fosilleri içerir. Birimin alt seviyeleri ise oldukça tartışmalıdır. İyi boylanmış ve yuvarlanmış, kuvars, volkanik kayaç, kumtaşı çakıllarından oluşan istifin kalınlığı Gelibolu feneri altında 24 m. ye ulaşır. Birimin orta seviyeleri, düzlemsel çapraz tabakalı olup, *Didacna crassa*, *Dressenia peolymeorpha* *D. rostiformis pontocaspia*, *Cerastoderma edule*, *Corbula gibba* gibi Kaspik formları (Taner, 1983) içerir (Şek. 2.b). Birimin en fazla kalın olduğu lokalite Hamzaköy fenerinin altıdır ve güneyde İyisuya, kuzeyde askeri tesislere doğru incelererek kaybolur. Marmara formasyonunun özellikle bu bölgede, üste doğru ve yanal olarak *Ostrea edulis* ile *Loripes lacteuslu* yalıtış fasiyeslerine geçişi; yayılımı itibarıyla geniş bir vadi içinde depolanmış iri taneli malzemenin geldiği, denizle bağlantılı, zaman zaman da bu bağlantının kaybolduğu endemik bir göl ortamının üzerinde Tirheniyen tarnsgresyonu ile geliştiğini göstermektedir. Gelibolu'nun kuzeyinde bulunan küçük bir akarsu düzlüğünde ve askeri birliğin kurulu bulunduğu tepenin kuzey yamaçlarında bu ilişki belirgin bir şekilde görülmektedir.

*Kumlubent.* - Kumlubent (Şek. 1, Lok, 15) mevkiinde, denizden yaklaşık 1 km. içerde yapılan bir yazlık sitenin kazı alanında tabanı deniz seviyesinde bulunan *Loripes lacteus*, *Ostrea edulislü* yalıtış fasiyesi Gelibolu lokalitesinin yanal devamı niteliğindedir. Birimin kesit yerinde taban dokanağı gömülü olmakla birlikte, Gelibolu'ya giden yol üzerinde Orta-Üst Miyosen (Sümengen ve diğerleri, 1987) yaşlı akarsu-göl ortamında çökelmiş alacalı birimlerin üzerinde uyumsuzdur. Batıya doğru ovanın arka kesiminde, çöplük ve karayolu arasında kalan bölgede, az sayıda *Didacna crassa*, *Dressenia po/y-*

*morpha* içeren *Mytilus lineatus* ve *Ostrea edulis* egemenliğindeki çapraz tabakalı yalıtısı fasiyesine yanal olarak geçer. Birim tabanda ince taneli killi kumlarla başlar. Bu seviyeyi dereceli geçişle *Loripes lacteus*'lu yalıtısı seviyesi izler ve toplam kalınlığı 8 m. kadardır (Şek.3. 13). Gelibolu lokalitesinin yanal devamı olduğundan paleocoğrafik olarak da benzer özellikler taşımaktadır. Gelibolu lokalitelerinde Çavda fasiyeslerine ait fosillerin Tirheniyen formlarıyla karışık bulunması olayında, ilerde anlatacağımız Hora ve Gaziköy lokalitelerinde tabanda Çavda'ya ait olduğu söylenen (Newton, 1904) *Dreissensia polymorpha* fosillerinin, Marmara formasyonunun taban konglomerasının alt seviyelerinde bulunması ve açık bir şekilde sıgı sıcak denizel koşulları temsil eden fosillerin bulunduğu kırıntılara dereceli geçiş, bu görüşü desteklemektedir.

**Bolayır.** - Bolayır'ın (Şek. 1, Lok.16) doğusunda Marmara sahili boyunca 2.5 km. uzunluğunda 1 km. genişliğindeki Karatarla mevkiinde yer alan birim, bu geniş düzlüğün üzerindeki yaygın bivalv kavkı kırıklarıyla tanınır. Marmara sahilinde Orta-Üst Miyosen yaşlı (Sümengen ve diğerleri, 1987) akarsu göl ortamında çökelişmiş birimler üzerinde uyumsuz olan formasyon, Saroz körfezi tarafında Üst Eosen yaşlı (Sümengen ve diğerleri, 1987) türbiditik birimlerin üzerinde bulunur. İstifin taban konglomerası, Gelibolu-Bolayır eski yolunun batısında Bolayır'a 1.5 km. uzaklıkta denizden 2 m. yüksekte görülmektedir. Birim yaklaşık 14 m.kalınlığında, gevşek iyi yuvarlanmış polijenik çakıllı ve bloklu seviyeye başlar. Üzerinde, sınırlı bir alanda korunmuş, 2 m.kalınlığında, az sayıda *Ostrea edulis* ve *Loripes lacteus* kavkılarıyla, bunların kırıklarından oluşan gevşek kumlar bulunur (Şek. 3.14). Ayrıca Demirtepe'de eski bir kum ocağı içinde, seyrek kavkı kırıklı, denizden 25 m. yükseklikte yaklaşık 10 m. kalınlığında benzer bir istif de birimin yanal devamı niteliğindedir. Bu istiflerin konumları itibarıyla Bolayır doğusunda ve batısında denizel genç kumlarla örtülü geniş dözlükler arasında yer almış olması oldukça ilginçtir. Çünkü, Bolayır-Gelibolu eski sahil yolunun arasında terkedilmiş taş ocağında, Eosen yaşlı kayalar üzerinde yer alan breşik çakıllardan oluşan genç bir örtünün taş ocağının bulunduğu sırt üzerinde yaygın olmasına rağmen, iki tarafta da anılan birimlerin bunlardan hiç bir malzeme almamış olması dikkat çekicidir. Ayrıca, Güncel vadi ve sahilde breşik çakıllar ol-

dukça yaygındır. Bunun nedeni taş ocağının doğusunda gözlenen ters fayın olasılıkla bu birimlerin çökelişinden sonra da hareket etmiş olmasıdır. Böylece, kısıtlı fosillere, denizel depo kalıntısına ve vadi tabanının bugünkü yüksekliğine bakarak, Üst Pleyistosen'de Saroz'dan Marmara'ya bir deniz geçişinin bu lokalitede gerçekleştiği söylenebilir.

**Mürefte.** - Mürefte'nin (Şek.1, Lok.17) batısında, tuğla fabrikasının kuzeyinde, denizden yaklaşık 22 m. yükseklikte Üst Miyosen yaşlı denizel kumtaşları (Sümengen ve diğerleri, 1987) üzerinde uyumsuz olarak bulunan birim, *Ostrea edulis* içeren ince kum seviyesinden oluşmaktadır. Kalınlığı 1.5 m. kadardır (Şek. 3.15). Mostranın büyük bir kesiminin (gözlem yapıldığı tarih: 1994) bir sitenin hafriyat alanı içinde kaldığı ve tahrip edilmekte olduğu saptanmıştır.

**Hoşköy Feneri.** - Hoşköy feneri (Şek.1, Lok. 18) mostrası deniz seviyesinden 25 m.yüksektedir. Üst Miyosen yaşlı çamurtaşı-kumtaşı (Yaltırak, 1995c) üzerinde uyumsuz olan birimin kalınlığı 10 m civarındadır. Tabanda kumlu, küçük çakıllı, gevşek, 35 cm. kalınlığında bir seviyeye başlar. Bu seviyenin alt dokanağının üzerinde *Dreissensia polymorpha* fosilli içeren kum merccekleri bulunur. Üste doğru orta boylu iyi yuvarlanmış ve boylanmış, sıkı çimentolu, yaklaşık 3 m. kalınlığında ve polijenik çakılların üzerine tutunmuş *Ostrea edulis* ve *Didacna crassa*. kavkılarını seyrek içeren bir konglomera tabakası ile devam eder. Daha üstte, kalınlığı kuzeye doğru incelen *Ostrea edulis*'in kumlar ve onları örten gevşek bloklu çakıllı seviye ile istif son bulur (Şek. 3.16). Bu mostrada *Dreissensia polymorpha* ile *Ostrea edulis* iki ayrı ortamı temsil ettiğinden ve farklı yaşta oldukları öne sürüldüğünden (Newton, 1904; Gutzwiller, 1923) farklı değerlendirilmiştir. Buna göre Hoşköy feneri mostrası, Pliyosen'deki bir akarsu vadisi içinde depolanan gevşek birimler üzerine, Üst Pleyistosen'de denizin ilerlemesi ile çakılları saran kum matriksin çimentolanması ve denizel fosillerin kırıklı kavkılarının, bu konglomeranın üst seviyelerine nüfuz etmesi ile oluşmuştur. Böylece çakılların depolanması yaşı Üst Pliyosen-Alt Pleyistosen çimentolanma yaşı ise Üst Pleyistosen olmalıdır.

**Gaziköy.** - Gaziköy (Şek. 1, Lok.19) mostrası Marmara formasyonunun Marmara denizinin kuzey

sahilinde en iyi korunmuş olan lokalitesidir ve tip kesit özelliğindedir. Birim daha önce de bu lokalitede dikkat çekmiş ve önce denizel taraça olarak (Gutzwiller, 1923), daha sonra da (Bargu, 1989-1990; Yaltırak, 1995c) formasyon mertebesinde adlanmıştır. İstifin tabanı, Orta-Üst Miyosen yaşlı silttaşı-kumtaşı (Yaltırak, 1995c) üzerinde uyumsuz olarak, denizden 18-30 m.yüksekte bulunur. Birimin kalınlığı yaklaşık 37 m.dir (Şek. 2.c). Tabanda kötü boylanmış, iri bloklu, gevşek tutturulmuş çakıl-kum matriksli, kalınlığı 7.5 m.yi bulan konglomerayla başlar ve bu seviye güneydeki yamaca doğru yaslanarak, kamalanıp kaybolur. Üzerinde 15 cm. kalınlığındaki iyi boylanmış ve iri kum içeren bir tabaka içinde yaygın *Ostrea edulis* kabuklarının yanısıra *Cerastoderma edule*, *Venus gallina* ve diğer bivalv kavkuları bulunur. Üzerinde, düzenli yığılı 20-30 cm. boyutunda bloklu ve 50 cm. kalınlığında seviye, tabandaki kumların üzerine yer alır. Blokların arasındaki kum matriks içinde ve blokların üzerinde tutunmuş *Ostrea edulis* ve *Balanus* kavkuları yaygın olarak görülür. Bu seviyeyi 2-3 sıra halinde, birbirine tutunmuş *Ostrea edulis* kavkularından oluşan 10 cm. kalınlığında bir tabaka izler. Üzerinde, yeryer kavkuların çimentolanmasıyla oluşmuş kütleler içeren, gevşek *Ostrea*'lı kum seviyesinin kalınlığı 60 cm. kadardır. Bunun devamında tümüyle *Ostrea* kavkısının tutturulmasıyla oluşan kum matriksli seviyenin kalınlığı da 1.7 m.dir. Biriminde boru biçiminde, gözenekler içeren iyi çimentolanmış, iyi boylanmış polijenik çakıllı konglomera tabakası anahtar özellikler taşır. Gözeneklerin içi *Bittium reticulatum* ve diğer küçük gastropod kavkularıyla doludur. Ayrıca içinde *Venus gallina* *Ostrea edulis* *Venerupis (A) calverti*, gibi bivalv fosilleri de bulunur. Bu seviyenin kalınlığı 4.1 m.dir. Yalıtışı seviyesinin üzerinde açık sarı, ince-orta kum boyutunda, küçük gastropod ve bivalv kavkuları içeren 20 cm.kalınlığında tutturulmamış, bir kum seviyesi bulunur. Alttaki yalıtışı seviyesinin kalınlığı 4.2 m.olan gözenekleri daha küçük çaplı içeriği benzer bir tekrarı, bu seviyenin üzerinde dereceli geçişlidir. Bu ikinci yalıtışı seviyesini, yer yer iyi tutturulmuş, tabanda kum üste doğru çakıllara geçen, sağlam ve kırılmış *Ostrea edulis* *Mytilus lineatus* kavkuları içeren 4.3. m kalınlığında bir seviye izler. Bunun içinde büyüklüğü 15-40 cm.olan üzerine kavki tutunmuş kumtaşı blokları seyrek olarak bulunur. Ardından tümü 15-35 cm. boyutunda aynı tip bloklardan oluşan ve kum matriksle sarılmış, içinde

bol kavki parçacıkları içeren 2.8 m. kalınlığında bir seviye gelir. İstif, iyi yuvarlanmış, iri blok ve çakıldan oluşan, kum matriksli, fosilsiz, 8 m. kalınlığında bir seviyeye sona erer. Bu lokalitede birimi kesen yolun, en kuzey ucunda Ganos fayına paralel konumda olan, 50 m. yüksekliğinde çok genç bir seviye içinde akarsu çakılları ve yalıtışı seviyesine ait blok ve çakıllar bulunur. Yolun güney ucunda ise buna benzer bir dolguda kemik parçaları, akarsu çakılları ve *Cardium* sp. kavkuları 26.4 m. yüksekliktedir. Birimin dikkat çekici diğer bir özelliği de kuzeyinde, Kuzey Anadolu Fayın aktif kollarından biri olan Ganos fayının bulunmasına rağmen aşınmayıp, büyük ölçüde korunmuş olmasıdır. Çökeldiği yamacın hemen karşı tarafında ise Ganos dağıının eteklerini bölgedeki yamaç molozları örtmektedir. Bunlar derin vadecikler içinde türbiditik birimlerin üzerinde uyumsuz olarak durmaktadır (Yaltırak, 1995c). Bölgedeki yamaçların oldukça dik eğimli olduğu gözönüne alındığında, birimin Tirheniyen transgresyonunda denizin eski bir vadiyi basmasıyla çökelmeye başladığı, daha sonra da bölgedeki tektonik aktivitenin artmasıyla karasal birimler tarafından örtüldüğü anlaşılmaktadır. Ve olasılıkla Holosen'e kadar örtülü kalan güney blokta korunmuş formasyon, daha hızlı yükselen kuzey blokta ise tamamen aşınmış olmalıdır. Çünkü kuzey blokta yer alan falezlerde yaklaşık 20 m. yükselmiş genç akarsu taraçları ve Kumbağ köyünün kuzeyinde yer alan 60 m. yüksekliğindeki sırtın üzerinde dağınık bulunan *Ostrea edulis* ve *Cardium* sp. parçaları bu düşünceyi desteklemektedir.

**Yanlı Kavak Burnu.** - Yanlı Kavak Burnu'nunda (Şek.1 ,Lok 20) Marmara Ereğlisi'nden 5 km. batıda, sahil yolunun denize paralel gittiği kesimlerde birim denizden 4 m. yüksekte Oligosen yaşlı kumtaşları (Umut ve diğerleri, 1983) üzerinde uyumsuz olarak bulunur. Kalınlığı ortalama 60 cm. olan ince kum tabakasından oluşan istif (Şek. 3.16) batıya doğru incelenerek kaybolur. *Ostrea edulis*, *Chlamys opercularis*, *Mytilus lineatus* kavkuları içeren bu ince kumlu seviye olasılıkla kıyı önü çökellerinin bir ürünü olmalıdır.

**Toptepe.** - Toptepe (Şek.1, Lok. 21) mostrası Marmara Ereğlisi'nin 2.5 km. kadar batısında, karayolunun 400 m.güneyinde, deniz kıyısında bir burun üzerinde yer alır. Tirheniyen fosillerini içeren lokalite denizden yaklaşık 9 m. yüksekliğindedir. Ta-

banında Oligosen yaşlı deltaik kumtaşları (Umut ve diğerleri, 1983) bulunmaktadır. Bu lokalitede istif, *Ostrea edulis* içeren yaklaşık 60 cm kalınlığında bir seviyeyle başlar. Bunun üzerinde kuzeye doğru kamalanan *Ostrea* kavkısı içeren kumlu bir düzey daha bulunur. Kalınlığı kıyıya doğru yaklaşık 80 cm. civarındadır (Şek.3.18). Bu tabakaların üzerine gelen farklı karakterdeki seviyelerde ise bivalv içeriği oldukça değişik olup hakim tür *Mytilus edulis*'tür. Tepenin üstünde açılan arkeolojik amaçlı çukurlarda insan yerleşimi kalıntıları bu denizel kabuklarla beraber bulunmaktadır. Birincil konumları itibarıyla kıyıda çökeldiği düşünülebilecek bu seviyelerin Paleolitik dönemde buraya taşınış olduğu anlaşılmaktadır. Denizel deponun üstündeki seviyelerde bulunan deniz kabuğu, çömlek parçaları ve pişirilmiş toprağa dayanarak yapılan yaşlandırılmalar da bu deponun üstündeki örtünün 4000 yıldan yaşlı olabileceğini göstermiştir (Özdoğan ve Dede, 1990). Ayrıca falez tipi bir kıyıya sahip olan bu burunun arkasında ve yanında denizden yaklaşık 3-4m. yüksekte geniş genç taraçalar da gözlenmektedir. Olasılıkla kıyı ve kıyı önünde çökelmiş olan Marmara formasyonu, burunun hemen batısında KB'ya doğru uzanan sağ yönlü oblik fayın etkisiyle çökelimden çok sonra yükselmiş ve tarih öncesi bir yerleşim birimine mekân olmuştur.

**Marmara Ereğlisi.**- Marmara Ereğlisi (Şek.1, Lok.22) mostraları üç ayrı noktada, Marmara Ereğlisi'nin üzerinde bulunduğu burun üzerinde, askeri dolum tesislerinin bulunduğu Ereğli koyunun dik yamaçlarında ve Kamaradere sahilinde görülmektedir. Birim Ereğli ve çevresinde Oligosen yaşlı deltaik kumtaşları (Umut ve diğerleri, 1983) üzerinde uyumsuz olarak bulunur. Burunun en batı ucunda bulunan mostra yaklaşık 90 cm. kalınlığında çapraz tabakalı ostrealı kum seviyesidir. Bu lokalite denizden yaklaşık 24 m. yüksekliktedir. Ereğli burunun en doğu ucunda ise denizden yaklaşık 16 m. kadar yüksekte olan birimin taban seviyesinin üzerine kalınlığı 55 cm. olan seyrek çakıllı, bivalv kırıklı kumlar gelir. Bunun üzerinde bulunan gevşek *Ostrea*'lı kumların kalınlığı yanal olarak değişken, 1.5 m. civarındadır. Birimin üzeri bu lokalitede çakıllı toprak tarafından örtülmektedir. Kamaradere'de tabanı denizden yaklaşık 1-7 m. arası değişen yüksekliktedir. Çakıllı-kumlu 30 cm. kalınlığında bir seviye ile başlar. Üzerinde ki kavkı kırıklı kumlar ve çakıllardan oluşan az *Ostrea edulis*

kumtaşı seviyesi 1.5 m. kalınlığındadır (Şek.3.19) *Gibbula albida*, *Mytilus linatus*, *Conus* sp, *Didacna crassa* birimde rastlanan diğer fosillerdir. Birimin üst seviyeleri insan etkisiyle tahrip olmuştur. Bu lokaliteye bakarak aralarında herhangi bir fay bulunmayan Marmara Ereğlisi mostralarının tüm seviyeleri bölgede transgresif dönemi işaret etmektedir. Marmara Ereğlisi burnunda bulunan mostraların yüksekliği gözönünde alındığında, arkasında bulunan geniş düzlüklerde görülen kavkı parçaları Marmara Ereğlisi çevresinde Marmara formasyonu, karayla arası sığ bir düzlükle ayrılmış bir ada ve coğrafyasında çökeldiğini göstermektedir.

**Tilkiyatağı Tepe.**- Tilkiyatağı Tepe'nin (Şek. 1, Lok.23) güneyindeki eski Tekirdağ yolunun üzerinden geçtiği falezde bulunan bu denizel depo, karaya doğru hafif eğimlidir. Tabanda Oligosen yaşlı (Umut ve diğerleri, 1983) deltaik kumtaşları üzerine uyumsuz olarak bulunan birimin taban seviyesi, denizden 40 m. yukarıdadır. Kalınlık 1.3 m.dir (Şek.3.20). Tabanda killi kumlarla başlayan birimin içinde çok sayıda gastropod kavkısı bulunur. Bu seviye yaklaşık 20 cm. kalınlığındadır. Üzerinde 65 cm. kalınlığında bivalv kavkılı kumlar bulunur. *Ostrea* realer birbirine iyi tuturulmuş bloklar halindedir. Birime *Ostrea edulis*, *Chlamys opercularis*, *Thericeum vulgatum*, *Cerastoderma edule* fosilleri hakimdir. Üst seviyeler ise sürülmüş tarladır. Ortam olarak kıyı önü düzlüğü işaret etmektedir.

**Silivri.**- Silivri'nin (Şek.1, Lok.24) doğusunda, denizden yaklaşık 40 m. yüksekte bulunan 700 m. uzunluğundaki Oligosen yaşlı (Umut ve diğerleri, 1983) kumtaşlarından oluşan bir falezin üstünde görülen birim, çoğunlukla aşınmıştır. Sahile doğru küçük dikliklerde yeryer görülen denizel depo, kumlu *Ostrea* seviyesinden oluşmaktadır (Şek.3.21). *Ostrea edulis*, *Chlamys opercularis*, *Venus gallina*, *Cerastoderma edule* ve *Thericeum vulgatum*, *Venerupis (A) calverti* kavkı ve kavkı parçaları çevrede dağıntı olarak bulunmaktadır. Kalınlığı 50 cm. geçmeyen birim bu lokalitede tarım faaliyetleri yüzünden oldukça tahrip olmuştur. Ayrıca Silivri'nin kuzeyinde Derinyol sırtı üzerindeki toprak örtünün içinde şüpheli bazı kemik parçaları ile beraber *Cardium* sp, *Chlamys* sp, kavkılarında rastlanmış bu deponun da önemli ölçüde tahrip olduğu anlaşılmıştır. Yalnızca morfolojik özellikleri itibarıyla buranın eski bir falez olabileceği düşünülebilir.

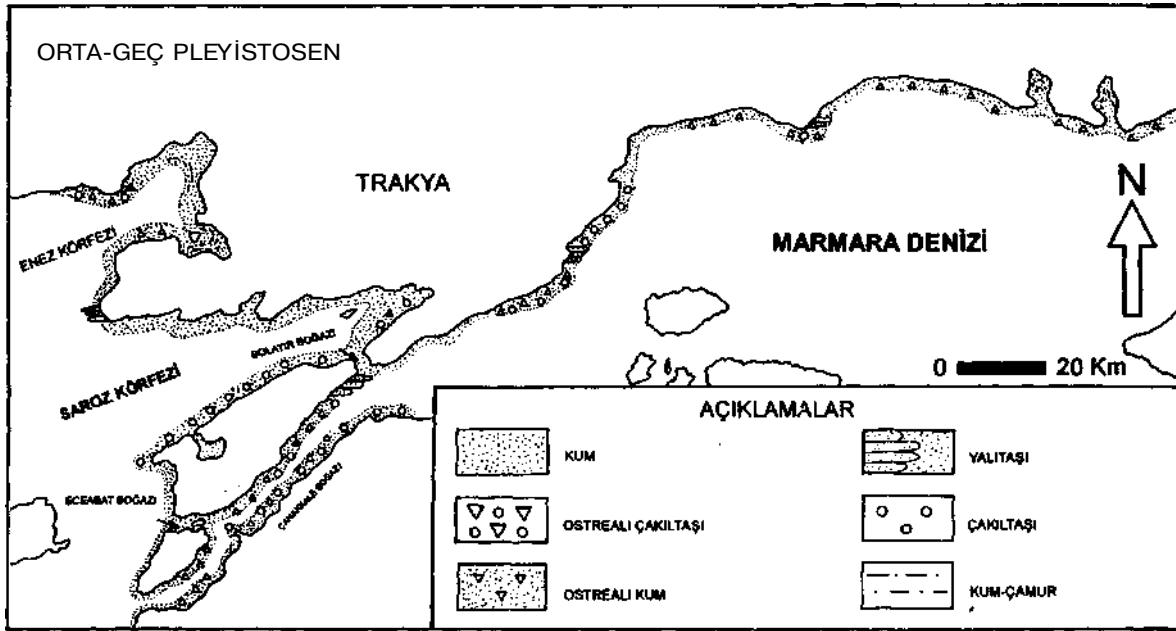
*Selimpaşa.* - Selimpaşa'nın (Şek. 1, Lok.25) batısında yer alan diğer bir denizel depo da denizden yaklaşık 30 m. yüksekte Oligosen yaşlı volkanik arakatkılı deltaik kumlar üzerinde uyumsuz olarak bulunmaktadır. Bu taraçada da daha önce *Ostrea* sp. ve *Cardium* sp. kavkalarına rastlanmış olmasına (Ardel ve İnandık, 1957) rağmen günümüzde ince seviyeler halinde kavkı kırıklı kum bulunan belirsiz bir düzlükten ibarettir.

*İstanbul.* - İstanbul (Şek.1, Lok.26) çevresinde Marmara formasyonuna ait denizel depolar günümüze kadar korunamamıştır. Arıç ((1955) doktora tezinde Yeşilköy - Florya arasındaki falezlerde denizden 8-10 m., Küçükçekmece köyü civarında 30-40 m., Küçükçekmece'nin doğusunda Regium harabelerinde denizden 50-60 m. yüksekte *Murex brandaris*, *Ostrea edulis* ve *Mytilus galloprovincialis* kavkaları içeren denizel depolardan söz etmektedir. Bu depoları da Kuvaternerdeki hareketlerle yükselmiş kabul etmektedir. Küçükçekmece Yarımburgaz Mağarasında mollüskler üzerine yapılan bir çalışmada ise 7000 yıl öncesine kadar denizin mağaraya sokulduğundan söz edilmektedir (Meriç ve diğerleri, 1988). Olasılıkla Holosen'de var olan bu deniz orta-geç Pleyistosen'de de diğer lokalitelerdekine benzer özellikler taşımaktadır.

Trakya'nın güney sahillerinde bugünkü kıyı çizgisi üzerinde Marmara formasyonu olarak adlandırığımız denizel çökel depoların, orta-geç Pleyistosen'de bahis konusu olan alanlar gözönüne alındığında; denizden oldukça farklı yüksekliklerde bulunan taban seviyeleri ve kalınlıklarındaki değişimler dışında dikkati çeken en belirgin özellik çoğu sığ ve sıcak bir denizi karakterize eden bivalv ve gastropodlardır. Bu fosil faunanın cins ve türlerinin büyük bir çoğunluğu Akdeniz kökenli olup, Marmara'ya Tirheniyen transgresiyonunda yerleşmişlerdir. Bunların bir kısmının farklı bir denizi işaret eden topluluklar olarak değerlendirilmelerine rağmen (Taner, 1983) bu çalışmada, aynı ortamın yanal olarak değişen fasiyeslerinin bir ürünü oldukları anlaşılmıştır. Farklı fasiyeste olmaları ise Marmara formasyonunun üzerinde geliştiği temel ile sahilin paleocoğrafik ve paleomorfolojik karakteri ile ilişkilidir.

Akdeniz ilk defa Erken Pleyistosen'de Çanakkale'den Marmara'ya, 810.000 yıl (Meriç ve diğerleri,

1995) önce Çanakkale üzerinden ulaşır. Bu dönemin ardından zaman zaman buzul devirlerinde kesilen bu bağlantıdan sonra orta-geç Pleyistosen'de başlayan Tirheniyen transgresyonu, zamanla Gelibolu yarımadasını Eceabat ve Bolayır üzerinden de aşarak Eski Marmara denizinin batısını bir arşipelagoya (adalar denizi) dönüştürmüştür (Şek. 4). Saros ve çevresinde, Enez'den içeriye sokulan deniz, Hisarlı dağ eteklerinde yalılar tipi sahiller oluşturmuştur. Bölgede yapılan bir çalışmada İpsala'ya kadar uzanan bir coğrafyada Meriç deltası ve taşkın ovası üzerinde yapılan sondajlarda silt ve killi 3-5 m. arası derinlikte bulunan bir birimde Akdeniz faunasına rastlanmış, hemen hemen Meriç nehrinin bulunduğu coğrafyaya yayılan denizden sözedilmiştir (Göçmen, 1976). Fakat bu denizin fosilleri daha genç olarak nitelendirilmiştir. Oysa Hisarlıdağ lokalitesinde saptanan taraçaya göre ova tabanında bulunan çökellerin karakteri ve fosiller, Marmara formasyonunun Enez körfezindeki tabanına ait olmalıdır. Bu nedenle Meriç deltası bu çalışmada sığ bir körfez olarak yorumlanmıştır. Bu deniz olasılıkla da Enez-Danişmend arasında yer yer Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı denizel-lagüner çökeller üzerinden aşarak yayvan vadilerde küçük koylar meydana getirmiştir. Aynı zamanda Evreşe ovasını da baskarken 7.5 km. içeri sokulmuş, Bakla burnu civarında, Bolayır boğazından Karatarla mevkiine ulaşarak Eski Marmara'yla birleşmiştir. Gelibolu Yarımadası'nın batı sahili boyunca bugünden pek farklı olmayan sahil şeridiyle karşılaşan deniz Eceabat boğazı boyunca ilerleyerek sığ ve geniş düzlükleri istila ettikten sonra Çanakkale boğazı ile birleşmiştir. Çanakkale boğazı boyunca İyisu lokalitesine kadar olan alanlarda sahil çizgisi birkaç on metreden fazla ilerlememiş, ve yalılar tipi plajlar olmuştur. İyisu, Gelibolu lokalitesi ve çevresinde ise sahil şeridi 2-3 km. kadar içeri çekilmiş geniş bir körfez ve buna bağlı bir lagün meydana gelmiş, kıyı çizgisinde yalıtışları çökeltmiştir. Karatarla ve Şarköy arasındaki eğimli topografyada bu transgresyon sonucu bazı kıyı yıkılmaları oluşmuştur. Şarköy - Hoşköy arasında eski vadilerin içine kadar sokulan deniz, yer yer küçük koylar oluştururken, Gaziköy'de 1.5 km. kadar içeri sokularak Ganos dağının eteklerine yaslanmış, güney sahillerinde de yalıtışları çökeltmiştir. Geç Pleyistosen'de, günümüzdeki gibi bir morfolojiye sahip olan Ganos dağı sahili boyunca yalılar tipi plajlar oluşurken, Kumbağ-Naip ovasının üzerinde ikinci büyük bir koy gelişmiştir. Barbo-



Şek. 4- Bölgenin Pleyistosen paleocoğrafyası.

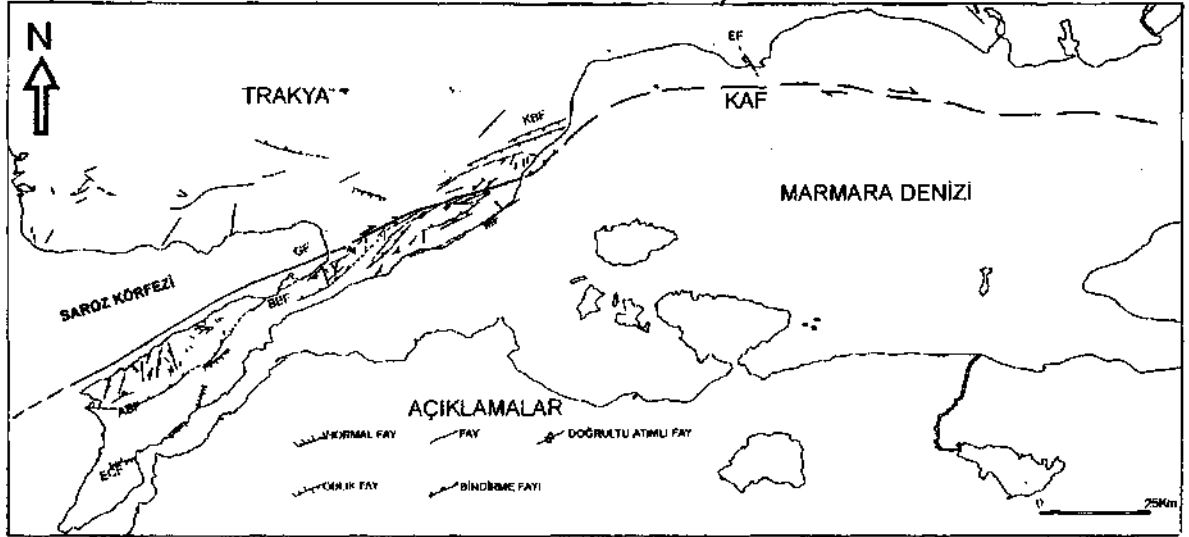
ros-Marmara Ereğlisi arasındaki falezlere yaslanan deniz, Marmara Ereğlisi'nin bulunduğu lokalitede yaklaşık 2 km. kadar içeri sokulmuş, fenerin bulunduğu noktayı bir ada haline getirmiştir. Olasılıkla Sultanköy ve çevresindeki geniş düzlüklere de yer yer yayılarak, Silivri ve çevresinde genişçe bir alanı işgal etmiştir. Bu arada Silivri-Selimpaşa arasındaki falezleri yer yer yalayan bu deniz, İstanbul ve çevresinde Büyük Çekmece ve Küçük Çekmece (Meriç ve diğerleri, 1988) göllerinin bulunduğu alanları da kaplamıştır. Küçükçekmece-Yeşilköy arasında falezli kıyılar oluşturarak, Ayamama deresi ve Ataköy civarını etkisi altına almıştır. Tirheniyen transgresyonu sonucu Trakya'nın güney sahillerinin kıyı çizgisi yer yer oldukça gerilemiştir (Şek. 4).

#### TEKTONİK

Bölgesel tektoniğin özellikleri ve lokal tektonik yapılar gözlemlendiğinde, Trakya'nın güney sahillerini iki farklı grupta değerlendirme gereği ortaya çıkmaktadır. Bunlardan ilki bir blok üzerinde bulunan, ikincisi ise faya yakın olan lokalitelerde (Şek. 5).

Trakya'nın güneybatı sahillerine bakıldığında denizel Pleyistosen depoları oldukça sınırlı alanlarda ve farklı yükseltilerde. Bu yapıları batıdan do-

ğuya değerlendirirsek; Hisarlıdağ lokalitesinin yüksekliği düşünüldüğünde, bölgede aynı yükseltide yer alan Enez lokalitesine göre Enez'le Hisarlıdağ arasında bunları kesen aktif bir yapı olmadığı, bunların bir blok üzerinde buldukları, bu nedenle de Saros Körfezinin Kuzey sahilinden Hisarlı dağa doğru bulunan alanın bölgesel olarak yaklaşık 25 m. yükseldiği söylenebilir. Evreşe ovası ve Bakla burnu ise hemen yanı başında Ganos fayı bulunan iki lokalitedir (Şek. 1). Bunlardan Evreşe ovası ve çevresinde temel üzerine uyumsuz gelen denizel konglomera ve kumların akarsu kumlarıyla örtülü olması bölgede faya bağımlı bir regresyonu işaret etmektedir. Bu nedenle Saros körfezinde Evreşe ovasını basan deniz, olasıyla fay aktivitesiyle deniz tabanının yükselmesi ile çekilmiş olmalıdır. Bunun önemli diğer verileri ise, ova tabanının günümüzde ince taneli birimler ile deniz kumundan oluşması ve bazı ufak tepelerin (12-25m) üzerlerinin deniz tarafından biçilmiş ve ada morfolojisine sahip olmalarıdır (Adel, 1956). Bu lokalitede Ganos fayının güneyinde yükselme 25 m. den fazladır. Bakla burnu lokalitesinin bulunduğu yörede sığ şelf karakterindeki deniz, Ganos fayının etkisiyle, yükselmenin ardından çekilmiş ve Bakla burnunda bu dönemde yükselmiştir. Gelibolu yarımadasının Büyük Kemikli burnuna kadar olan kesimi ise Ganos fayının etkisiyle oldukça hızlı yükseldiğinden, dik ya-



Şek. 5- Bölgedeki tektonik hatların basitleştirilmiş haritası (KAF:Kuzey Anadolu Fayı, GF: Ganos Fayı, EF: Ereğli Fayı, ECF: Eceabat Fayı, MF: Mürefte Fayı, BBF: Bolayır bindirme fayı, ABF: Anafartalar bindirme fayı, KBF: Kumbağ bindirme fayı. "Haritadaki Ganos fay sistemi (GFS) üzerindeki faylar, bölgede yapılmış 1/25 000lik jeolojî haritalarından derlenmiş; Önal, 1984; Sümengen ve diğerleri, 1987; Kıran 1988; Şennazlı, 1988; Ayık, 1990; Başkan, 1990; Hakverdi, 1992; Okay ve Tansel, 1992; Yaltrak, 1995a,c, LANDSTAD 5TM, 1986 görüntüleriyle karşılaştırılmış ve doğrudan saha gözlemleriyle varlıkları denetlenmiştir.")

maçlar oluşmakta, hatta sahilin 100 m. yakınına kadar erişen genç akarsular doğuya Çanakkale boğazına akmaktadır (Yaltrak, 1995a). Büyük Kemikli burnundan Seddülbahir'e kadar olan kesimlerde yükselme ile Üst Miyosen ve Üst Pliyosen-Alt Pleyistosen yaşlı çökellerin bulunduğu Suğla-Anzak koyu, Kabatepe limanı gibi lokalitelerde, dayanımsız birimlerin oluşturduğu hızlı gerileyen yüksek falezler ortaya çıkmıştır. Kabatepe-Eceabat arasında bulunan Eceabat boğazının batı sahili ise doğuya göre yaklaşık 10° eğimlenerek Eceabat-Kilye limanı çevresinde denizden 10-25 m. kadar yükselmiş ve Pleyistosen sonunda tekrar kara halini almıştır. Eceabat'ın güneyinde yer alan lokalitelerin denizden yüksekliği 25 m. civarındadır. Hemen Kilye limanı ve batısının Saroz kotesine doğru 20 m. yükselmesi oblik bir hareketi göstermektedir. Bu da Kakmadağ'ın güneyinden geçen ve Eğri tepenin kuzey yamacını katederek kaybolan, Eceabat fayının (Şek. 5) güney bloğunun yükselmesinden kaynaklanmaktadır. Kilye Limanından İyisu lokalitesine doğru olan kesimin ise kuzeye doğru artan bir biçimde yükseldiği görülmektedir. Çanakkale boğazının batı sahili boyunca görülen birimlerin, doğu sahilinde yer alan Kaplantepe ve Çardak lokalitelerine (Erol ve Nuttal, 1973) istif olarak benzer oldukları gibi aralarında doğudan batıya doğru da

benzer bir yükselti değişimi olduğu görülmektedir. İyisu istifinin birebir benzeri olan ve tam karşı sahilinde yer alan Kaplan tepe mostrasının tavan seviyesi 14 m. güneyde ise Çardak lokalitesindeki Ostrealı seviye, Kilye limanı-Bayraktepe lokalitesindeki seviyelerden 15 m. daha aşağıdadır. Birbirine benzeyen bu birimlere göre Çanakkale boğazının çevresinde yükselmenin batıda, doğuya göre daha fazla olduğu söylenebilir. Gelibolu'nun kuzeyine bakıldığında 24 m. yüksekliğindeki taraçaların gittikçe alçaldığı askeri birliğin bulunduğu tepenin kuzey yamacında ise kuzeye doğru eğimlenerek yer yer kırıldığı görülmektedir. Kumlubent'te ise taraçanın yanal devamının tavan seviyesi denizden yaklaşık olarak 10 m. yükseltidedir. Bunun nedeni, birimi kesen bir fay olmadığına göre, Gelibolu ve çevresinin Hamzaköy merkez olmak üzere bir dom gibi yükselmesi olabilir. Bolayır Boğazı, hiçbir akarsu ile ilişkisi olmayan, denizden bugünkü taban yüksekliği 20 m.ye yaklaşan, genişliği ise ortalama 1 km., uzunluğu 2.5 km. olan bir düzlük halindedir. Bakla burnu ile Karalarla arasında bulunan Bolayır boğazında en yüksek kotu (eşiği) oluşturan noktada bulunan sırt üzerinde açılan bir taş ocağında gözlemlenen ters fay (Şek. 5) Bolayır boğazının kapanmasında ve çevresindeki lokalitelerin yükselmesinde önemli rol oynamıştır. Karatarla-Şarköy arasındaki

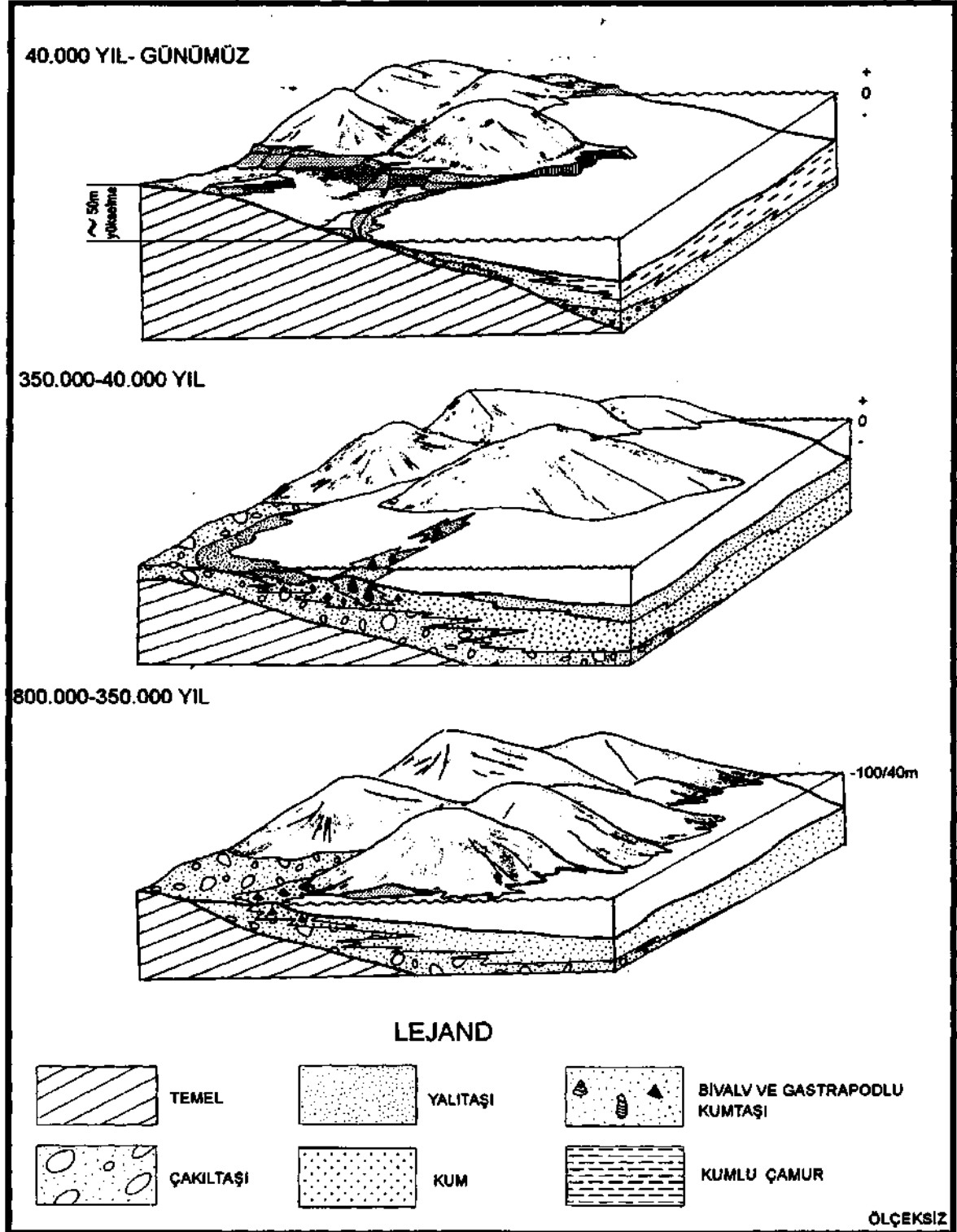
sahil şeridinde yüzeyleyen çamurtaşı ve silttaşlarından oluşan birimlere ait alanlarda yoğun krip ve heyelan görülmektedir. 1912 depreminde bu sahilin Hoşköy'e kadar olan kesimlerinde yükselme yer yer 0.8 m.-1.5 m. oluşmuştur. Mürefte-Şarköy üzerinden geçen sahil çizgisini kateden fay boyunca bulunan taraçalarda ise Gaziköy'e doğru bir yükselme gözlenmektedir. Bunlardan Hoşköy mostrası GD'ya 10° eğimlidir. Gaziköy'de ise kuzeye eğimli olması gereken yalıtışı fasiyesi Ganos fayının (Şek. 5) hareketiyle tam tersi yönde 20° dönmüştür. Bu lokalitede yükselme miktarı 50 m.den fazladır. Birimin transgresif başlayıp regresif karakteri ise çekildiği dönem ve sonrasındaki tektonik aktiviteyi göstermektedir. Denizel depolar Mürefte'den Gaziköy'e 20 m.den 50 m.ye kadar artarak yükselmektedir. Farklı yükseltilerde denizel kabuk içeren Holosen yaşlı bazı alçak depoların eşleştiğinin Gaziköy'de 26 m.de bulunması, Ganos ve Mürefte faylarının arasındaki alanın GD'dan KB'ya doğru artan oranda blok olarak yükseldiğinin önemli bir verisidir. Ganos fayı üzerinde 1912 depreminde sağ yanal, düşey bileşeni metre boyutlarına ulaşan uzun kırıklara rastlanması bu aktiviteyi destekler durumdadır (Ambraseys ve Finkel, 1987). Ganos fayı ve Gaziköy-Kumbağ arasında yüksek falezlerden oluşan sahilde bugün bile sedimentasyon sınırlı koşullarda gerçekleşmektedir. Bunun nedeni Ganos dağının batı sahilinin yaklaşık 10 km. açığından geçen KAF'ın bir kolu olan Ganos fayının sıkıştırıcı büküm olmasıdır (Devvey ve Şengör, 1979, Barka ve Kadinsky, 1988). Bu nedenle, Pleyistosen'de de etkin olan sistem, bölgeyi hızlı yükseltmiş ve denizel Pleyistosen depolarının aşınmasına neden olmuştur (Yalıtırak, 1995c). Kumbağ ve çevresinde *Ostrea* sp. ve *Cardium* sp. kırıklı bazı düzlükler de (60 m.) bu yükselmeyi işaret etmektedir. Kumbağ-Tekirdağ arasındaki taraçalarla ilgili yapılan bir çalışmada da benzer yüksekliklerden söz edilmektedir (Ardel ve İnandık, 1957). Ancak bu taraçalarda denizel depolar bulunmamaktadır. Fakat güncel yalıtışları Tekirdağ-Barboros arasında, sahil boyunca karaya doğru yer yer 50 cm yükselmiştir ve olasılıkla genç tektonik hareketlerden etkilenmiş olmalıdır. Marmara Ereğlisi ve yakın çevresi bir bütün olarak ele alındığında en önemli tektonik yapı, bölgedeki bütün denizel depoları etkilemiş olan KAF'ın kuzey kolu üzerindeki gelişmiş sentetik, sağ yönlü oblik Ereğli fayıdır (Şek. 5). Bu fayın hareketiyle Marmara Ereğlisi Üst Pleyisto-

sen'de bir ada konumundayken daha sonra yükselmeye başlamış ve ada ile kıyı arasında yükselmesi bugün de süren bir düzlük (+5 m.) oluşmuştur. Yarımada ve çevresinde etkin tektonizma sonucu bu denizel depoların yakın çevresinde bulunan Holosen yaşlı depoların da yükseldiği gözlenmiştir. Marmara Ereğlisi çevresinde yükselme 50 m. civarındadır. Silivri-Selimpaşa ve İstanbul çevre lokalitelerinde de benzer yükseklikler de bulunan denizel depo kalıntıları aynı tür tektonik yapıların denetiminde gelişmiştir.

Kısaca, sahil çizgisinin gerilemesi olayının en önemli nedeni, Marmara denizi içinden geçen, çukurları kuzeyden sınırlayan doğrudan atımlı fayın yarattığı sıkışmadır (Wong ve diğerleri, 1995). Bu sıkışma İstanbul-Tekirdağ arasında sentetik yapılar oluştururken, Kumbağ-Gaziköy arasında fayın GB'ye dönmesiyle bir bindirme fayı (Yalıtırak, 1995c), Gaziköy-Şarköy arasında Ganos fayına paralel gelişen, oblik ters Mürefte fayının ortaya çıkmasına sebep olmuştur (Yalıtırak, 1995b). Sıkışmalı doğrudan atımlı bu sistemin Saroz körfezine ulaşan kolu olan Ganos fayı boyunca Gelibolu yarımadasına paralel bindirme fayları (Anafartalar, Bolayır) meydana gelmiş ve sistem içinde Pleyistosen yaşlı denizel depolarda farklı zamanlarda ve hızlarda yükselmiştir.

## SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Trakya güney sahilleri boyunca yer alan denizel depolar yıllar boyu bulunmuş yüksekliklerine göre sınıflanmıştır. Oysa, bu denizel depoların bulunduğu yerlerde deniz seviyesi değişiminde etkilenen transgresyon-regresyonla karakterize olacak basamaklar halinde farklı yükseklikte ard arda depolar bulunmamaktadır. Her istif bulunduğu yere has, tek depodur. Bu nedenle Güney Trakya sahillerinde kıyı boyunca görülen depoların farklı yükseltilerde oluşları deniz seviyesindeki değişimlerden daha fazla etkin, farklı bir mekanizmaların denetimindedir. Bunlardan ilki orta-geç Pleyistosen'de başlayan transgresyonla ilerleyen denizin yayıldığı paleotopoğrafyanın farklı yerlerinde çökelmiş birimlerin günümüze kadar gelmiş olmasıdır. İkincisi ise birimlerin her lokalitede farklı miktarlarda yükselmesidir. Marmara formasyonu olarak adlandırdığımız bu denizel depolar, aslında Eski Marmara adını verdiğimiz bir denizin sahil fasiyeslerinden iba-



Şek. 6- Marmara formasyonunun çökelişi ile farklı yükseklikler arasındaki ilişkiyi gösteren paleocoğrafik evrim modeli.

rettir. Bu deniz, orta-geç Pleyistosen'de bir dönem Gelibolu yarımadasını iki noktadan aşmış Eski Marmara'yı bir adalar denizine çevirmiştir. Böyle ilerleyen bir denizin ve farklı hızlarda yükselen blokların denetimindeki bir çökelişin de, birbirinden bağımsız olması beklenemez. Farklı yükseklikteki taraçalar da bu nedenle aşmalı olarak ilerleyip, daha sonra da tektonik aktiviteyi regresif karakter kazanan istiflerden başka birşey değildir (Şek. 6). Buzul dönemleri ise kısa sürdüğünden (Milankovitch, 1930) Marmara formasyonuna ait bu istiflerin ve tabakalarının arasındaki hiyatlara denk gelmelidir. Bu birimlerden yapılacak yaş tayinleri de doğal olarak ancak Marmara formasyonunun Gaziköy, Gelibolu ve İyisu denizel depolarında bulunabilecek yaşlardan onbin yıllar seviyesinden fazla farklı olmayacaktır. Hatta yükselmeye aşınmış olan kesimlerin sürüklendiği daha genç denizel çökellerin içinden yapılacak yaş tayinleri de benzer yaşlar verebileceğinden, bunlardan alınacak yaşlar, karadaki yükselmiş birimlerin korelasyonu açısından sorun yaratacaktır. Bu nedenlerle karada bulunan bu depolardan yapılan tarihlendirmelerin en alt ve en üst sınırları Marmara formasyonunun kıyı fasiyeslerinin yaşıdır. Şimdilik en alt yaş olarak Marmara formasyonunun, Hersek Deltası'nda (Karamürsel) deniz içinde bulunan 810.000 yıl yaşı (daha yaşlı olabilir) transgresyonun başladığı dönemi, üst yaş olarak da Karamürsel (Altınova) lokalitelerinde bulunan 260.000-40.000 yıl arası yaşlar, Eski Marmara denizinin en geniş alana yayıldığı dönemi temsil eden yaşlar olmalıdır.

Çalışılan alanda varılan diğer bir sonuç ta, 25 ve 26 nolu lokalitelerde Marmara formasyonunun yaklaşık 40 yıllık bir süreçte ortadan kalktığıdır. Günümüzde ise kuzeybatı Marmara sahil şeridinde yoğun yapılaşmadan tahrip olan 13, 15, 19, 21, 22, 23, 24, nolu lokalitelerde, kısıtlı alanlarda bulunan istife ilişkin veriler, gelecekte olasılıkla ortadan kalkmış olacaktır. Bu nedenle jeoloji biliminin yıllarca ilgi göstermediği, doğanın 810.000 yıl önce depolamaya başladığı bu jeolojik kayıtlarla, varlığından haberdar olduğumuz Eski Marmara denizi, günümüzde adı gibi eski değil kaybolmuş bir paleocoğrafyanın parçası olacaktır.

#### KATKI BELİRTME

Bu makale, TÜBİTAK tarafından desteklenen MTA Genel Müdürlüğü ile ortaklaşa organize edilen

Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Projesinin (Kordinatör Naci GÖRÜR) ve Yalıtırak'ın yüksek lisans tezinin bir kısmı olup, çalışmanın başlangıcından bu yana arazi çalışmalarında 3 yıldır, bizlere her türlü desteği veren, teşvik eden, araç sağlayan Prof. Dr. A. M. Celal Şengör'e ve Prof. Dr. Naci Görür'e teşekkürü bir borç biliriz.

*Yayına Verildiği Tarih, 15 Nisan 1996*

#### DEĞİNİLEN BELGELER

Akartuna, M.,1968, Armutlu Yarımadası'nın Jeolojisi: İ.Ü.Fen Fakültesi Monografiler, 20, 105 s.

Ambraseys, N.N. ve Finkel, C.F.,1987, The Saros Marmara Eathquake of 9 August 1912: Earthquake Eng. and Structral Dynamikes,15, 189-211

Andrussoev, N.,1890, Die Schichten von Cap Tschauds: Ann. d.k.k.Nat. Hof. V.66

Ardel,A., 1956, Evreşe Ovası:Türk Coğrafya Derg.,15-16,191-192

ve Kurter, A.,1973, Marmara Denizi: İ.Ü. Coğrafya Derg., 18-19, 57-75

ve İnandık, H., 1957, Marmara denizi'nin teşekkül ve tekamülü: Türk Coğrafya Derg.,17, 1-14

Anıç,C.,1955, Haliç ve Küçükçekmece Gölü bölgesinin Jeolojisi: İTÜ Maden Fak. (Doktora Tezi) 48 s.

Ayık.İ.,1990. Eriklice-Mürefte çevresinin jeolojisi: İTÜ. Maden fakültesi, Lisans tezi, (Basılmamış)

Bargu, S., 1989-90, Kuzey Anadolu Fayı'nın Gaziköy ve Mürefte (Tekirdağ) Dolaylarında Yapısal özellikleri ve hareket mekanizması: İÜ Yerbilimleri Derg.,7,1-2, 77-97. (Basım 1993)

- Barka, A.A. and Kadinsky-Cade, K, 1988, Strike-slip Fault Geometry in Turkey and its Influence on earthquake activity: *Tectonics*, 7,3, 663-684.
- Başkan, H.G., 1990, Ganos Dağı'nın merkezi kesiminin jeolojisi: İ.T.Ü. Maden Fakültesi, Lisans Tezi, (Yayınlanmamış)
- Calvert, F. ve Neumayr, M., 1880, Die Jungen Ablagerungen am Hellespoent: *Denkschr. k.k.Akad Wiss., math. -nat.Kl.40*,357-378
- Chaput, G., 1957, Etudes sur les terrasses marines du litoral de la mer de Marmara, I. les terrases de Yalova: *Travaux laboratoire de Geologie de la Faculte des Sciences de Dijon*, 18, 129-136
- Dowey, J.F. and Şengör, A.M.C., 1979, Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone: *Geol.Soc. Am. Bull., Part I*, 90,84-92,
- English, Th., 1904, Eocene and Later Formations Surrounding the Dardanelles: *Quart Journ. Geol Soc.* 58
- Erinç, S., 1954, Karadeniz ve çevresinin morfolojik tekamülü ile Pleyistosen iklim tahavülleri arasındaki münasebet: İ.Ü. Coğ.Ens.Der. 3,5-6, 46-94
- 1956, Yalova civarında bahri Pleyistosen depoları ve taraçaları: *Türk Coğrafya Derg.* 15-16, 188-190.
- Erol, O., 1985, Çanakkale Yöresi güney kesiminin jeomorfolojisi: *Jeomorfoloji Derg.*, 13, 1-8.
- 1992, Çanakkale yöresinin jeomorfolojisi ve neotektoniği: *TPJD Bült.*, 4,1, 147-165.
- O ve Nuttal, C.P., 1973, Çanakkale bazı denizel Kuvaterner depoları: *Coğrafya Araş. Derg.*, 5,6, 27-91.
- O. ve İnal, A., 1980, Çanakkale Yöresi Karacaviran köyü çevresindeki Kuvaterner depoları ve denizel fosilleri: *Jeomorfoloji Derg.*, 9, 1-35.
- Göçmen, K., 1976, Aşağı Meriç vadesi taşkın ovası ve deltasının alüvyal jeomorfolojisi: İÜ, Coğrafya Enstitüsü Yayını, 1999/80, 364 s.
- Göney, S., 1964, Karamürsel civarında Pleyistosen'e ait bazı eski kıyı izleri: *İÜ Coğ. Ens. Der.*, 14, 200-208.
- Güner, H., 1989, Şarköy'ün KB Gölcük çevresinin Jeolojisi: İTÜ Maden Fakültesi, Lisans tezi, (yayımlanmamış).
- Gutzwiller, O. 1923, Beitrage zur Geologie der Umgebung von Merefte (Mürefte) am Marmara Meer: *Tez, Basel Üniversitesi*, 26 s.
- Hakverdi, M., 1992. Şarköy ve Eriklice bölgesinin jeolojisi: İ.T.Ü. Maden Fakültesi, Lisans tezi, (yayımlanmamış).
- Kıran, F., 1988, Şarköy batısı Helvatepe çevresinin jeolojisi: İ.T.Ü. Maden Fakültesi, Lisans tezi, (yayımlanmamış).
- Lebküchner, R.F., 1974, Betrag zur kenntnis der geologie des Oligosans von Mittel Thrakien (Turkei): *MTA Bülteni*, 83, 30 s.
- Meriç, E., Sakinç, M., Özdoğan, M. ve Açıktur, F., 1988, Yarımurgaz Mağarası kazılarında gözlenen mollusk kavkıları hakkında: *Arkeoloji ve Sanat*, 40/41, 27-31.
- Yanko, V., Toker, V., Avşar, N., Sakinç, M., Nazik, A., Çetin, O., ve Koral, H., 1995, Kuvaterner döneminde Akdeniz ile Marmara Denizi arasındaki bağlantılar hakkında bazı düşünceler: *Trakya Havzası Jeolojisi Sempozyumu*, 30 Mayıs-3 Haziran Lüleburgaz-KIRKLARELİ, 40.
- Milankovitch, M., 1930, *Mathematische Klimalehre und Astromiche Theorie der Klimaschwankungen*: Berlin: Gebrüder Borntraeger.
- Newton, R.B., 1904, Notes on the post-Tertiary Fossils obtained by Col: *English from district*

- surrounding the Dardanelles: Quart. Jeol. Soc. Lond.60, 227-292.
- Okay, A.İ. ve Tansel, İ., 1992, Pontid-İçi Okyanusu'nun Üst Yaşı hakkında Şarköy'ün kuzeyinden (Trakya) yeni bir bulgu: MTA Derg. 114,23-26.
- Önal, M., 1984, Gelibolu (Çanakkale) kuzeybatısının jeolojisi: İ.Ü., Fen Fakültesi. (Doktora Tezi) 200 s.
- Özdoğan, M. ve Dede, Ö., 1990,1989 Toptepe kurtarma kazısı: Arkeoloji ve Sanat Derg., 13,46-49,2-23.
- Paluska, A., Potetsch Th, ve Bargu, S., 1989, Tectonics, paleoseismic activity and recent deformation mechanisms in the Sapanca-Abant region (NW Turkey, North Anatolian Fault Zone: Turkish-German Earthquake Research Project. Earthquake Research Institute, Ankara, Turkey, University of Kiel, West Germany, 18-33
- Parejas, Ed., 1939, Trakya linyitleri jeolojik etüdü, Uzunköprü, Keşan, Malkara, Hayrabolu mıntıkası: MTA Rap. 981 (yayımlanmamış), Ankara.
- 1941, Türkiyenin arzani tektoniği: (Çev. N.Pinar) İÜ Fen.Fak.Mon. Tab. İl Kısmı. 1.
- Penck, W, 1917, Bau und Oberflechenformen des Dardanellenlandschaft: Zei. Ges. Erdkunde Berlin.
- Pfannensteal, M., 1944, Diluviale Gelogie des Mittelmeergebietes Die diluvialen Entwicklungsstadien und die Urgeschichte von Dardanellen, Marmara meer und Boshp.orus: Geol Rundschau, 34, 342-334.
- Sakıncı, M., 1992, Gaziköy, Hoşköy, Mütefte (Tekirdağ) Tirheniyen (geç Pleyisteosen) çökelleri ve yapısal konumları: Akdeniz Üni. Isp. Müh.Fak. VII Müh. Haf., 52.
- 1993, Marmara kıyılarında denizel Üst Pleyistosen-holosen çökellerinin-stratigrafik özellikleri: Türkiye Kuvaterneri Workshop Bildiri Özleri, 17-19 Kasım, İstanbul, 69-71.
- ve Bargu, S., 1989, İzmit Körfezi güneyindeki geç Pleyistosen (Tireniyen) çökel stratigrafisi ve bölgenin meotektonik özellikleri: Türkiye Jeoloji Bülteni, 32,52-64.
- Yalıtırak, C. ve Örçen, S. 1995, Trakya'nın Neojen Paleocoğrafyası ve Evrimi: Trakya Havzası Jeolojisi Sempozyumu, 30 Mayıs-3 Haziran Lüleburgaz- KIRKLARELİ, 35
- Salvador, A., 1994, International Stratigraphie Guide:IUGS-GSA Publ. 214 s.
- Saner, S., 1985 Saroz Körfezi dolayının çökeltme istifleri ve tektonik yerleşimi: Kuzeydoğu Ege Denizi, Türkiye: Türkiye Jeoloji Kurumu Bült. 28, 1-10.
- Siyako, M., Burkan, K.A. ve Okay, A.İ., 1989, Biga ve Gelibolu Yarımadalarının Tersiyer Jeolojisi ve Hidrokarbon Olanakları: TPJD Bülteni, 1,3, 183-200
- Sümengen, M. ve Terlemez, İ. 1991, Güneybatı Trakya Yöresi Eosen Çökellerinin Stratigrafisi: MTA Derg. 113, 17-30.
- Sümengen, M., Terlemez, İ., Şentürk, K., Karaköse, C., Erkan, E., Ünay, E., Gürbüz, M. ve Atalay, Z., 1987, Gelibolu Yarımadası ve Güneybatı Trakya Tersiyer Havzası'nın Stratigrafisi, Sedimentalojisi ve Tektoniği: MTA Rap. No: 8128 (Yayımlanmamış)
- Şennazlı, N., 1988, Şarköy'ün batısı Harmankaya çevresinin jeolojisi İTÜ Maden Fakültesi, Lisans tezi, (Yayımlanmamış).
- Taner, G., 1981 .Gelibolu Yarımadası'nın denizel Kuvaterner Moluskaları: Jeomorfoloji Derg., 10,71-117.
- 1983, Hamzaköy Formasyonu'nun Çavda (Baküniyen) Bivalvleri, Gelibolu Yarımadası:TJK. Bült. 26, 1,59-64.

- 1993, Türkiye'de molusk faunası içeren Kuvaternere ait örnekler ve paleocoğrafik sonuçları: Türkiye Kuvaterneri Workshop Bildiri Özleri, 17-19 Kasım, İstanbul, 60-62.
- Tchihatcheff, P., 1863-1867, *Asie Mineure, Description physique: Ouatieme partie Geologie I*,
- Ternek, Z., 1949, Geological study of the region Keşan-Korudağ: İ.Ü.Fen Fak.İstanbul, 78 s. (Doktora Tezi).
- Turgut S., Siyako, M. ve Dilki, A., 1983, Trakya Havzası'nın petrol olanakları: Türkiye Jeoloji Kurultayı Bült. 4, 35-46.
- Umut, M., Kurt, Z., ve İmik, M., 1983, Tekirdağ ili-Silivri (İstanbul)-Pınarhisar (Kırklareli) alanının jeolojisi: MTA. Rap. 7349.
- M., İmik, M., Kurt, Z., Özcan, İ., Ateş, M., Karabıyıkçoğlu, M. ve Saraç, G., 1984, Edirne ili-Kırklareli ili-Lüleburgaz (Kırklareli ili) Uzunköprü (Edirne ili) civarının jeolojisi: MTA Rap., 7604, (Yayımlanmamış)
- Wong, H.K., Lüdmann, T., Uluğ, A. and Görür, N., 1995, The Sea of Marmara: a plate boundary sea in an escape tectonic regime: *Tectonophysics*, 244, 231-250.
- Yalçınlar, İ., 1949, İstanbul civarı ve Kocaeli Yarımadası'nın Jeomorfolojisi hakkında t-lar: *TJK Bült* 2, 1, 134-143.
- 1957, Tuzla'da bulunan fosilli kıyı depoları: *İÜ Coğ. Ens.Derg.* 4,8,100-101
- Yaltırak, C., 1992, Gaziköy-Mürefte arasının jeolojisi: *İTÜ Maden Fak.* 97 s. (Lisans tezi,)
- 1993, Kuzeybatı Marmara kıyılarındaki genç denizel birimlerin (Ü.Pleyisteosen-Holosen) çökelişi ve sonrasındaki jeolojik süreçleri denetleyen unsurlar: Türkiye Kuvaterneri Workshop Bildiri Özleri, 17-19 Kasım, İstanbul, 36-40
- 1995a, Gelibolu Yarımadası'nda Pliyo-Kuvaterner Sedimentasyonunu Denetleyen Tektonik Mekanizma: Nezihi Camtez Sempozyumu, 12-14 Nisan, İstanbul, Jeofizik, 9; 103-106.
- 1995b, Ganos sisteminin tektonik özellikleri: Trakya Havzası Jeolojisi Sempozyumu, 30 Mayıs-3 Haziran Lüleburgaz-KIRKLARELİ, 35.
- 1995c, Gaziköy-Mürefte arasının Sedimentolojisi ve Tektoniği: *TPJD Bülteni*: 6,1,93-112.