

# SAROS KÖRFEZİ BÖLGESİNİN TEKTONİĞİ VE YAPISI

## Tectonics and Structure of the Saros Bay Area

Coşkun SARI\*, Erdeniz ÖZEL\* ve Mustafa ERGÜN\*

### ÖZET

Genişleme ve transform hareketleri ile beraber Kuzey Ege ve Marmara Denizi havzaları hızlı bir çökelim özelliği göstermektedir. Saros havzası, jeolojik olarak bir Tersiyer havzası olarak gelişen Trakya havzasının devamıdır. Ege Denizi' nin kuzeydoğusunda yer alan Saros Körfezi, Marmara Denizi' nden aktif Ganosdağı fayı ile ayrılmakta olup Kuzey Anadolu Fayı (KAF)' nın sağ yanal atım hareketinin ortak genişleme (tensional) ve yanal-atım hareketine dönüşmesiyle bu havzalar oluşmaktadır. Üst üste binmiş deformasyonları içeren birçok sıkışma ve genişleme tektonik rejimlerinin etkisinde kalan bu bölgelerin oluşumu oldukça karmaşıktır. Kuzey Ege bölgesinde Avrasya' ya göre Ege bloğunun hareketi, grabenlerin oluşmasına neden olan DKD ile KD uzanımlı yanal atımlı faylar nedeniyle gelişmiştir. Fakat, bu grabenlerin oluşmasına başka hareketlerin etkisinin olduğu gerçeği de gözardı edilmemelidir.

Rejyonel açıdan Saros Körfezi bölgesinin tektonik ve tortul otuşumu gravite, manyetik ve derin çok kanallı sismik veriler yardımıyla analiz edilmeye çalışılmıştır. Bu verilerin jeofizik yorumları yapılacak ve jeolojik sonuçları tartışılacaktır. Gravimetrik olarak Saros Körfezi izostatik olarak tam bir dengede bulunmamaktadır. Saros Körfezi bölgesini güneyden kuzeye horst ve grabenlerden oluşan beş temel yapı ile tanımlanmaktadır;

- (i) Çanakkale grabeni
- (ii) Gelibolu horstu
- (iii) Saros grabeni
- (iv) Semadirek Hisarlıdağ yükselimi
- (v) Enez grabeni.

Saros Körfezi üzerinde belirgin bir manyetik anomali bulunmamaktadır. Kuzeyde Enez volkanikleri ile Ganosdağı fay zonuna bağlı olarak ofiyolit kuşağının yarattığı manyetik anomaliler mevcuttur. Sismik yansıma verilerinden

- (i) Alt Eosen
- (ii) Orta Eosen-Oligosen
- (iii) Miyosen-Pliyosen-Kuvaterner

olmak üzere üç sedimanter formasyon ortaya konmuştur.

### ABSTRACT

The basins of the North Aegean and the Sea of Marmara show the characteristics of rapid subsidence accompanied by extension and transform motions. The Saros basin is the extension of Thrace basin geologically which was developed as the Tertiary basin. The Saros bay area which is situated at the northeastern corner of Aegean Sea, and the Sea of Marmara, pure dextral strike-slip motion of the north Anatolian Fault (NAF) changes into the combination of tensional and strike-slip movements which are responsible for the creation of these basins where the Ganosdağ active fault joins them. The evolution of these basins is complicated because they have suffered several compressional and extensional tectonic regimes which have resulted in superimposed deformations. The relative motion between the Aegean block and Eurasia in the Northern Aegean region has been released by the ENE and NE trending strike-slip faults which are responsible for the creation of grabens. However, it should be pointed out that there can be affects of some other motions on the formations of these grabens. On the basis of deep multi-channel seismics, gravity and magnetic data, the tectonic and sedimentary evolution of Saros bay area will be discussed within the regional context. The geophysical interpretations of these data will be carried out and their geological implications will be discussed. The Saros bay area is not exactly in the isostatic equilibrium. Five fundamental structures as hosts and grabens, have been identified in the Saros bay area from south to north as;

- (i) Çanakkale graben
- (ii) Gelibolu horst
- (iii) Saros graben
- (iv) Samothraki-Hisarlıdağ host
- (v) Enez graben

No regular magnetic anomalies are present on the Saros bay area. There are some magnetic anomalies associated with the Enez volcanics and with the ophiolites belonging the Ganos fault zone. The sedimentary formations have been identified from the seismic reflection data:

- (i) Lower Eocene
- (ii) Middle Eocene-Oligocene
- (iii) Miocene-Pliocene-Quaternary

### GİRİŞ

Bir çöküntü havzası niteliğindeki Kuzey Ege Çukuru' nun devamı olan Saros Körfezi, Türkiye' nin KB' sında yer almakta olup kuzeyinde Trakya, güneyinde Gelibolu yarımadası ile çevrelenmektedir. Saros Körfezi' nin

jeolojisi ve tektoniğine bakıldığında etkin faylardan oluşan Ganosdağ havzasının Kuzey Ege çukurluğunu Marmara Denizi' ne birleştirdiği görülür. Saros havzası, Kuzey Anadolu Fayı (KAF) boyunca Marmara Denizi havzası ile Kuzey Ege Çukuru' ndaki Sporadhes havzası arasında GB-KD yönünde uzanır. Havza aynı zamanda

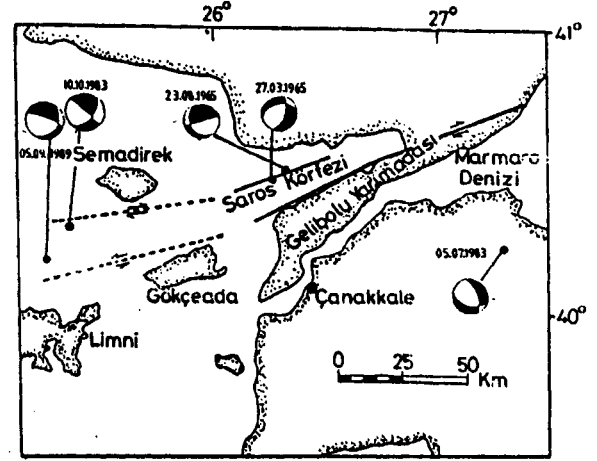
\* Dokuz Eylül Üniversitesi, İZMİR.

1500 km. uzunluğunda, sismik olarak aktif, sağ yanal atımlı transform fayı özelliğindeki KAF ile tektonik bir birlik oluşturur. KAF, Marmara Denizi içinden ve güneyinden geçerek Ege Denizi' nin kuzeyine doğru batı yönünde ilerlerken yüksek deprensellik ilişkili bir tektonik bölgeyi tanımlayan bir kaç fay kollarına ayrılır (Cramplin ve Evans 1986, Barka ve Kadinsky-Cade 1988, Barka 1992). Marmara Denizi, Saros Körfezi ve Kuzey Ege Çukuru KAF' ın kuzey kolu üzerinde yer almaktadır. Bu alandaki DKD-KD yönlü doğrultu atımlı faylar Sporadhes, Saros, Skiros ve Marmara formasyonlarındaki grabenlerle ilişkilidir. Saros Körfezi' nin kuzeyinde yer alan derin ve Pliyo-Pleistosen zamanında tortullarla dolan bir grabenin varlığı KD-GB fay sisteminin etkisiyle ve olasılıkla Sporadhes havzasının GB' ya, Doğu Trakya havzasının da KB' ya birleşmesi sonucu gerçekleşmiştir. "Burke ve Uğurtaş (1974), bölgenin önemli bir Neojen havzası olduğunu kanıtlamışlardır". Bu alanı sınırlayan fayların aktif olduğu düşünülmektedir (Mercier ve diğ. 1991).

### SAROS KÖRFEZİ' NİN TEKNOTİĞİ VE SİSMOLOJİSİ

Ege Denizi' nin kuzeyinde birkaç kola ayrılan KAF' ın oluşturduğu geniş fay zonu Ege bloğu ile Avrasya arasında ana sınır olarak büyük bir genişlemeye olanak tanır. Bu durum, bu bölgedeki büyük depremlerin fay düzlemi çözümlerinden de saptanmıştır (Rotstein 1985, Taymaz ve diğ. 1991, Barka 1992) (Şekil 1). Normal faylarla ilişkili olan depremler Ege Denizi kuzeyindeki ana grabenler arasında meydana gelir ve çoğu KB-GD doğrultulu faylara sahip olup KD-GB yönlü açılma tektoniğini vurgular. Saros çukuru civarında saptanan depremlerin fay düzlemi çözümleri sağ yanal hareketin varlığını açıkça göstermektedir (Barka, 1992).

Saros havzası, kuzey sınırları boyunca büyük normal fay sistemleri ile sınırlanmış yarı graben özelliğindedir (Le Pichon ve diğ. 1984). Gelibolu yarımadasını geçen faylar Saros çukurunun DKD uzanımı boyunca devam etmektedir. Saros çukuru ile ilişkili faylanma, çukurun batı bölümünde GD eğimli (Le Pichon ve diğ. 1984), Gelibolu yarımadasının kuzey kıyısı boyunca KB eğimli ve Marmara Denizi' nin batısındaki derin kıyı ötesi havzanın KB kenarı ile sınırlı Ganosdağ boyunca GD eğimlidir. Faylanmanın uzanımı boyunca simetrisinin hareket yönlü değişen havza, 25° D boylamından Marmara Denizi' nin batı havzasına dek (yaklaşık 27° 5' D boylamı) yarı sürekli bir özellik gösterir. Havzanın uzanımı boyunca faylanma ve eğimlenmede görülen değişim açılma grabenlerinin ortak özellikleridir.



Şekil 1: Saros Körfezi Havzasında meydana gelen depremlerin fay düzlemi çözümleri ve ilişkili tektonik hatlar (Taymaz ve diğ., 1991 ve Barka 1992' den)

Figure 1: Fault plane solutions of the earthquakes in the Saros Bay and related tectonic lines (from Taymaz et al 1991 and Barka 1992)

### SAROS KÖRFEZİ' NİN GRAVİTE MANYETİK VE ISI AKISI VERİLERİ

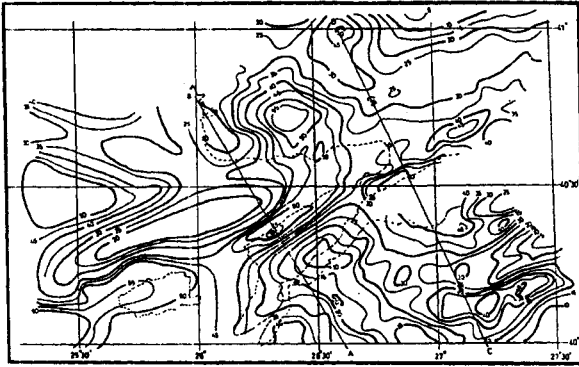
Türkiye anakarası ve Batı Türkiye' nin orta bölümleri 60-70 mGal arasında negatif Bouguer anomalisi gösterirler. Bouguer gravite değerleri batıdan doğuya doğru azalır. Bouguer gravite anomalisinin sıfır konturu Marmara Denizi' nin doğusunda KAF' ın uzanımını izler. Bu uzanım İznik körfezinin hemen güneyinde DKD-BGB yöne doğru bükülerek 1500 m. derinliğe ulaşan dik morfolojik çukurlar ile çukurları dolduran kalın tortul örtünün neden olduğu düşük gravite değerleriyle belirlenen Kuzey Ege Çukuru' nda da devam eder (Makris 1977, Brooks ve Kiriakidis 1986). Bu nedenle Saros havzası, Kuzey Ege çukuru ve KB Türkiye ile aynı uzanıma sahiptir. Gerçekte, bu uzanımlar Doğu Makedonya ve Trakya' da gözlenen uzanımlara özdeşdir.

Ege Denizi, Alpidik orojenik bölgesi üzerine üst üste binmiş graben karmaşaları ve asimetric graben serilerinin oluşturduğu ve geçen 10-12 Ma üzerinde gösterdiği genişleme ile klasik iç denizel bir havzayı simgelemekte olup, anormal üst manto zonu ile ilişkilidir. Listrik faylanmanın etkilerinin görüldüğü bölgede kabuksal açılma miktarı yaklaşık % 50 ( $\beta=1.5$ )' dir. Ege Denizi havzası gibi açılma rejimlerini tanımlamak için;

- 1) Her bir graben yapısı yerel olarak oldukça incelmış kabuk zonunun altta yer almasıyla izostatik olarak dengelenmiştir (Le Pichon ve diğ. 1954).
- 2) Büyük tekdüze levhaların kaymasıyla oluşan açılma litosferin tamamına dek uzanan düşük açılı faylarla oluşturulur.

- 3) Bölgesel boyutta bükülme esnekliği ile içe doğru dalmanın sonucu olarak alt kabuktaki açılmayla beraber grabenler temel fay üzerinde son bulur.

gibi değişik kabuk modelleri önerilmektedir. -50 mGal değerinde serbest hava anomalisi gösteren Saros Körfezi alanı kuzeyde +20 mGal, güneyde +50 mGal düzeyinde serbest hava anomalisi gösteren komşu alanlarla tam olarak izostatik dengede değildir. (Morelli ve diğ. 1975, Le Pichon ve diğ. 1984). Saros Körfezi bölgesinin Bouguer anomalisi haritası (Şekil 2) Finetti ve Morelli(1973)' nin deniz verileri ile Harita Genel Komutanlığı ve MTA' nın verilerinden derlenmiştir. Bouguer gravite anomalileri Gelibolu yarımadasının kuzey sahilleri ile Gökçeada ve Limni adaları boyunca BGB-DKD yönünde uzanan pozitif bir anomali kuşağını vurgular. Saros havzası, güncel Saros Körfezi' ne doğru Gökçeada ve Semadirek adaları arasında BGB-DKD yönünde uzanan göreceli olarak 20 mGal düzeyinde düşük anomalilere sahiptir. Saros havzasının kuzeyinde yer alan Trakya' daki Hisarlıdağ yükselimi ve Semadirek adası üzerinde de Bouguer gravite anomalilerinde artış görülmektedir. Benzer anomaliler çek-ayır (pull-apart) havzalar özelliği gösteren Marmara Denizi'nde de gözlenmektedir. (Barka 1992, Ergün ve Özel 1993). Çek-ayır havzalarda horst blokları ve grabenler doğrultu atımlı faylarla birbirlerinden ayrılmışlardır.

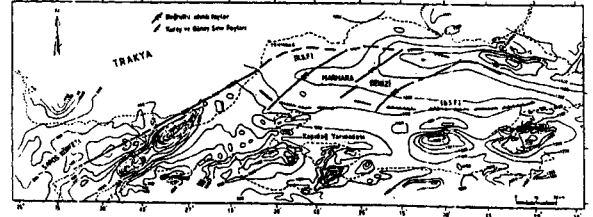


Şekil 2: Saros Körfezi bölgesinin Bouguer Gravite Anomalisi haritası.  
Figure 2: Bouguer gravity anomaly map of the Saros Bay Area

Marmara Denizi ve Saros Körfezi' ni kapsayan manyetik anomali haritası (Şekil 3) MTA tarafından 700 m. uçuş yüksekliği ile gerçekleştirilen manyetik çalışmalardan derlenmiştir. Saros Körfezi üzerinde düzensiz manyetik anomaliler gözlenmektedir. Temel manyetik anomali kuzeydeki Gelibolu yarımadasını sınırlayan Ganos doğrultu atımının güney tarafında GB-KD yönünde uzanır. Bu manyetik anomalilerin kaynağı özellikle Marmara Denizi sahilindeki Mürefte alanında yüzeye çıkan ofiyolitlerdir. Enez alanının volkanik kayaları da manyetik anomaliler gösterirler. Marmara Denizi' nin güney platformu olan Biga yarımadasının daha güneyinde ise volkanik ve granitlerin neden

olduğu kısa dalga boylu manyetik anomaliler gözlenmektedir (Ergün 1977). Gerilme tektoniği nedeniyle bölgede gözlenen genç andezitik volkanikler bu manyetik anomalilerin nedeni olarak yorumlanabilir.

Saros Körfezi havzası ve Marmara Denizi dahil Batı Türkiye ve Ege Denizi çevresi yüksek ısı akışı ile kuşatılmıştır (Jongsma 1974). Ege Denizi ve Batı Türkiye altındaki ısı akışı dağılımının derin İyonya havzası ve Karadeniz havzasından 2-3 kat daha yüksek olduğu saptanmıştır. Yüksek ısı akışıyla tanımlanan Ege Denizi genel açılmasına yol açan dik olarak yukarı doğru güçlü bir yükselimden etkilenmiştir (Le Pichon ve diğ. 1984). Bu bölgede kabuk iki kat esneyerek gerçek kalınlığının yarısı kadar inceldiği düşünülmektedir.



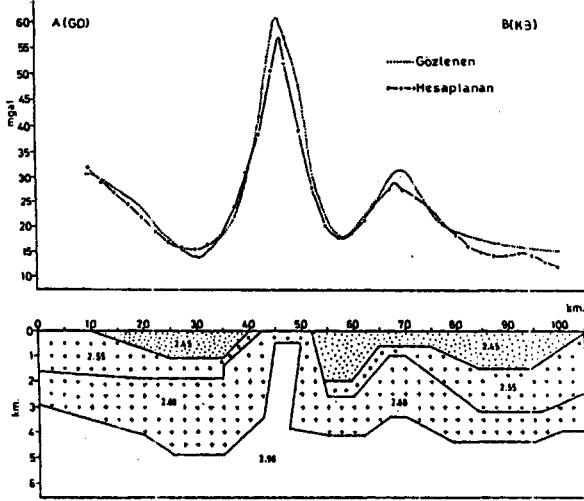
Şekil 3: Saros Körfezi ve Marmara Denizi manyetik anomali haritası ve tektonik hatlar.

Figure 3: Magnetic anomaly map of the Saros Bay and the Sea of Marmara and the tectonic lines.

### SAROS KÖRFEZİ GRAVİTE ANOMALİLERİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ

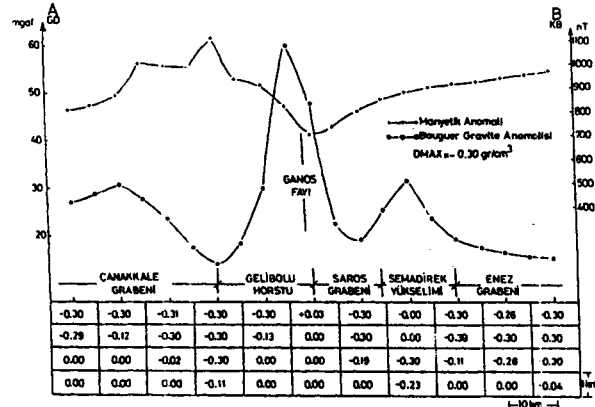
Bouguer gravite anomalisi haritası verileri iki boyutlu yeraltı yoğunluk dağılımı saptanmasına ilişkin ters çözüm işlemi (Sarı ve Ergün 1988) ve yoğunluk farkının derinlikle değişimini ilişkin üç boyutlu analiz işlemi (Boyer 1993) ile değerlendirilerek Saros Körfezi havzasında yeraltı yoğunluk dağılımı ve taban derinliği hakkında bilgiler sağlanmıştır. Uygulamada profil verilerine 50 mGal rejyonel etki giderilmesi işlemi uygulanarak elde edilen rezidüel anomali değerleri kullanılmıştır.

10 km örnekleme aralığı ile örneklenmiş A-B kesitine uygulanan yeraltı yoğunluk dağılımı işlemi  $-0.3 \text{ gr/cm}^3$  yoğunluk farkı için Sanur (1995)' in jeolojik modeli ve Tutlu (1991)' nun iki boyutlu gravite modelleme sonucu (Şekil 4) ile iyi bir uyum göstermektedir. 35-50 km' ler arasında Gelibolu yükselimi belirgin olarak saptanmaktadır. 75-100 km.' ler arasındaki yoğunluk dağılımında ise Semadirek ve Enez grabeni arasında Üst Kretase yaşlı birimlerin etkisi gözlenmektedir. Profilin baş tarafında Çanakkale grabeni altında yüksek yoğunluklu birimlerin varlığını gösteren göreceli bir yoğunluk dağılımı saptanmıştır (Şekil 5).



Şekil 4 Saros Körfezi Bouguer Gravite anomalisi A-B kesitinin Tahvani modellenmesi (Tutlu 1991'den):

Figure 4: 2-D modelling of the Bouguer gravity anomaly (section A-B) of the Saros Bay (from Tutlu 1991)



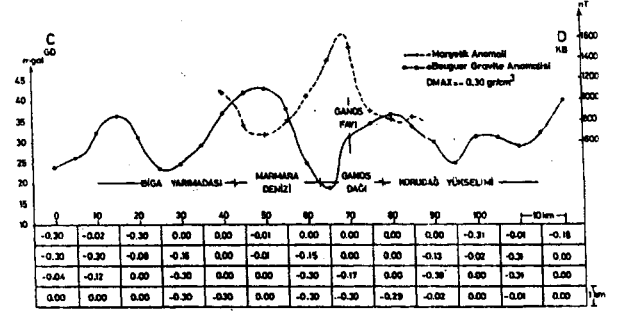
Şekil 5: Saros Körfezi Bouguer Gravite anomalisi C-D kesitinin yoğunluk kısıtlamalı en küçük hacim yaklaşımıyla çözümü.

Figure 5: Bouguer gravity anomaly of the Saros Bay (section A-B) solution for the minimum volume approach by using density constraint.

GD-KB uzanımlı C-D profili (Şekil 6) üzerinde yapılan uygulama sonucunda  $-0.3 \text{ gr/cm}^3$  yoğunluk farkı için saptanan yoğunluk dağılımında 90-120 km. ler arasında yer alan Korudağ yükselimi altındaki yoğunluk dağılımı gravite anomalisine büyük bir uyum göstermekte olup yüzeye doğru yoğunlaşmaktadır. Marmara Denizi ve Ganosdağı arasında kalan bölgede azalan gravite anomalisine karşılık manyetik anomali Ganos fayı üzerinde en yüksek değerine ulaşmaktadır. Saptanan bu özellikler olasılıkla yüzeyde yer alan ofiyolit birimlerin varlığı nedeniyle oluşmuştur. Bu nedenle, profilin 20-100 km' ler arası bölümünde yoğunluk dağılımı düşük değerler göstermektedir.

Yoğunluk farkının derinlikle değişimine ilişkin uygulama amacıyla Saros Körfezi Bouguer anomali haritası 2.5 km. örnekleme aralığı ile sayısal-

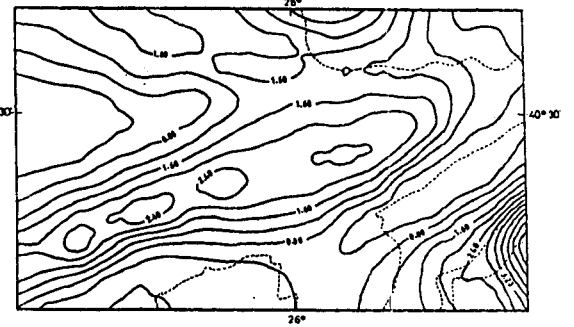
laştırılmıştır. Relatif etki giderilmesi sonucu elde edilen rezidüel verilere  $\Delta\rho(z) = -0.5 \exp(-0.15z)$  üstel yoğunluk işlevi için üç boyutlu analiz işlemi (Ek-1) uygulanarak Saros Körfezi' nin taban derinlik haritası saptanmaya çalışılmıştır.



Şekil 6: Saros Körfezi Bouguer Gravite anomalisi C-D kesitinin yoğunluk kısıtlamalı en küçük hacim yaklaşımıyla çözümü.

Figure 6: Bouguer gravity anomaly of the Saros Bay (Section C-D) solution for the minimum volume approach by using density constraint.

Tortul havzalardaki taban derinliğinin saptanmasında iyi sonuçlar veren yöntem sonucunda saptanan taban derinlik haritası Şekil 7' de görülmektedir.  $\Delta\rho(z) = -0.5 \text{ gr/cm}^3$  sabit yoğunluk farkı için saptanan taban derinliği (Şekil 8)' de önceki sonuçlarla benzerlikler göstermektedir. Körfez içinde saptanan derinlik değerleri iki boyutlu modelleme sonucu ilc de uyumludur.



Şekil 7: Saros Körfezi taban derinliği haritası ( $\Delta\rho = -0.5 \exp(-0.15z) \text{ gr/cm}^3$ ) (Boyer 1993'den)

Figure 7: Basement depth of the Saros Bay ( $\Delta\rho = -0.5 \exp(-0.15z) \text{ gr/cm}^3$ ) (from Boyer 1993)

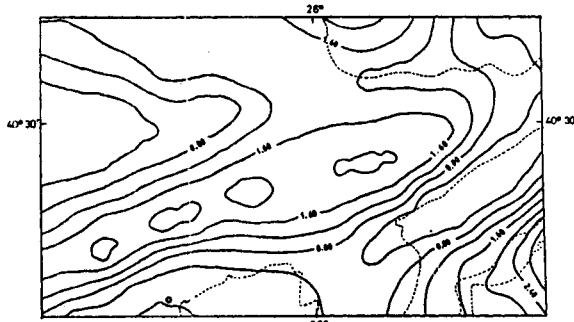
## SAROS KÖRFEZİ SİSMİK VERİLERİNİN YORUMU

Saros Körfezi' nde yapılmış sismik çalışmalar (Saner-1985) sonucunda

- (i) Üst Kretase-Alt Eosen istifi
- (ii) Orta Eosen-Oligosen istifi,

(iii) Miyo-Pliynsen istifi

olmak üzere üç çökel istif ayrırtlanmıştır. Saros Körfezi'nin genişliği 10 km' yi aşan 50-100 m arası derinliğe sahip kuzey şelfi üzerinde Kuvaterner tortulları bulunmaktadır. Şelfin güneyindeki şevde grabenin tabanında genç çökellerin güncel aktif faylarla basamaklı olarak alçaldığı ve grabenleşmenin sürdüğü görülmektedir (Şekil 9). Günümüzde grabenleşen Saros grabeninin kuzeyinde Miyosen ve Kuvaterner çökellerinin doldurduğu Saros Körfezi'nin kuzey şelfini oluşturan Enez grabeni bulunur. Kuzeyde Hisarlıdağ yükselimi ile sınırlanan Enez grabeni ile Saros grabeni aralarındaki Semadirek yükselimi ile birbirlerinden ayrılırlar.



Şekil 8: Saros Körfezi taban derinliği haritası ( $\Delta\rho=-0.5 \text{ gr/cm}^3$ ) (Boyer 1993)

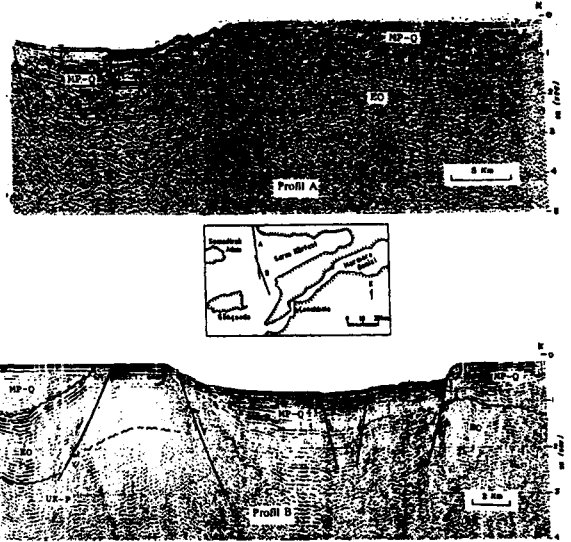
Figure 8: Basement depth of the Saros Bay ( $\Delta\rho=-0.5 \text{ gr/cm}^3$ ) (Boyer 1993)

Gelibolu Yarımadası'nda görülen Üst Kretase-Alt Eosen çökellerinin varlığı Enez grabeninde sismik yansıma kayıtlarından görülemez. Hisarlıdağ volkanitleri Enez grabenine doğru incelenerek tortullarla yer değiştirmektedir. Volkanik Örtü nedeniyle Enez yakınlarındaki sismik kesitlerde Miyosen çökelleri altından yansıma alınmamıştır.

Sismik kesitlerde çukurlukları dolduran çökellerin başlangıçta çökelmeyle aynı yaşlı normal faylarla kesildiği, daha sonra faylanmaların durmasıyla çukurlukların genç katmanlarla örtüldüğü görülmektedir. Bu durum, var olan çukurluğun Miyosen'de grabenleşmesini sürdürdüğünü kanıtlar (Saner 1985). Bu sismik ve diğer verilerden çıkartılan kuzey-güney yapı modeli Şekil (10)'da verilmiştir.

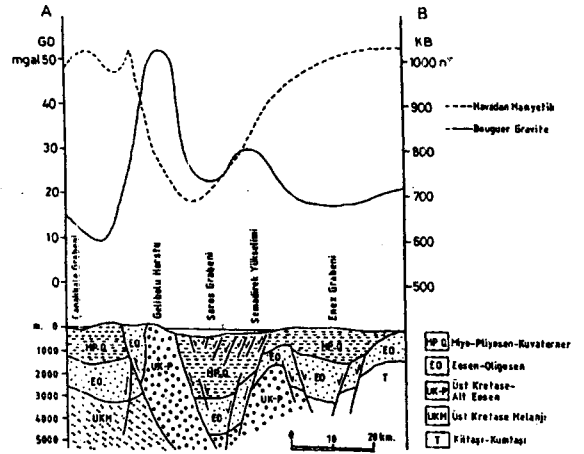
**SONUÇLAR**

Kuzey Anadolu fayının Marmara Denizi batı uzantısı üzerinde yer alan Saros Körfezi genişleme ve yanal atımlı fayların etkisi altında oluşmuş bir çek-ayır (pull-apart) havzasıdır. Marmara Denizi'nden Ganosdağı fayı ile ayrılmıştır. Bouguer gravite anomalilerini güneyden kuzeye doğru Saros Körfezi bölgesinde



Şekil 9: Saros Körfezi sismik yansıma kesitleri: a) Profil A, b) Profil B (EO: Orta Eosen-Oligosen, MP-Q: Miyo-Pliyosen-Kuvaterner, UK-P: Üst Kretase-Alt Eosen) (Saner 1985' den)

Figure 9: Seismic reflection sections of the Saros Bay: a) Profile A, b) Profile B (EO: Middle Eocene-Oligocene, MP-Q: Mio-Pliocene-Quaternary, UK-P: Upper Cretaceous-Lower Eocene) (from Saner 1985)



Şekil 10: Saros Körfezi bölgesinin yorumlamalı jeolojik modeli (Uluğ ve diğ. den 1988)

Figure 10: Interpreted geological model of the Saros Bay area (from Uluğ et. al. 1988)

- (i) Çanakkale grabeni
- (ii) Gelibolu yükselimi
- (iii) Saros grabeni
- (iv) Semadirek yükselimi
- (v) Enez grabeni

olmak üzere beş temel yapı tanımlanmaktadır. Bu yapılar Marmara Denizi'nde olduğu gibi yanal atımlı faylarla kontrol edilmektedir. Büyük bir olasılıkla tüm bölge genel olarak çökmektedir fakat grabenlerde

çökme daha fazladır. Semadirek yükselimi ve Gelibolu horstu Miyosen öncesi antiklinal yapılar olup Enez ve Saros grabenleri antiklinal alanlar arasındaki senklinallerde gelişmişlerdir. Saros grabeninde modelleme sonucunda sediman kalınlıkları 5 km civarında bulunmuştur. Bu kalınlıklar Çanakkale grabeninde daha da fazladır. Bu yapının Marmara Denizi'ndeki örneklerde olduğu gibi negatif çiçek yapısında olduğu düşünülebilir. Bu durumda KAF'ın Saros Körfezi ve kuzey Ege çukurunda da etkinliğinin olduğunu imgenlenmektedir.

#### KAYNAKLAR

- 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.
- Barka, A.A. 1992,** The north Anatolian fault zone, *Annales Tectonicae, Special Issue, V. VI*, 164-195.
- Bhaskara Rao, D. 1986,** Modelling of sedimentary basins from gravity anomalies with variable density contrast *Geophy. Jour. Roy. Astr. Soc.* 84, 1, 207-212.
- Bhaskara Rao, D., Prakash, M.J. and Ramesh Babu, N. 1990,** 3D and 2-1/2D modelling of gravity anomalies with variable density contrast. *Geop. Prosp.* 38, 4, 411-422.
- Boyer, C.A. 1993,** Değişken yoğunluk farkı ile gravite anomalilerinin üç boyutlu analizi, DEÜ Müh. Fak. Jeofizik Müh., Yayınlanmamış Lisans Tezi.
- Brooks, M. and Kiriakidis, L. 1956,** Subsidence of the North Aegean trough: an alternative view, *Jour. Geol. Soc. Lond.* 143, 23-27.
- Burke, W.F. and Uğurtaş, G. 1974,** Seismic interpretation of Thrace basin, *Proc. Second Petroleum Congress of Turkey* 229-249, TPAO International report, Ankara.
- Cramplin, S. and Evans, R. 1986,** Neotectonic of the Marmara Sea region in Turkey, *Jour. Geol. Soc. Lond.* 143, 343-348.
- Ergün, M. 1977,** Magnetic studies in Cyprus and the Biga Peninsula, Ph.D. Thesis, Univ. of Leicester, England.
- Ergün M. ve Özel E. 1994,** Structural relationship between the sea of Marmara basin and the north Anatolian fault zone, *Terra Nova (Baskıda)*.
- Finetti, I. and Morelli, C. 1973,** Geophysical Exploration of the Mediterranean Sea and in the eastern Mediterranean, *Boll. Geofis. Tero. Appl.* 15, 60.
- Jongsma, D. 1974,** Heat flow in the Aegean Sea, *Geophy. Jour. of Roy. Astr. Soc.* 37, 337-346.
- Le Pichon, X., Lyberis, N. and Alvarez, F. 1954,** Subsidence history of the North Aegean trough. In *Geological evolution of the Eastern Mediterranean*, Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (Ed.). *Spec. Publ. of Geol. Soc. Lond.* 17, 709-725.
- Makris, J. 1977,** Geophysical Investigations of the Hellenides. *Hamburger Geophysikalische Einzelschriften, Nr.33*, 128 pp.
- Mercier, J.L., Vergeley, P., Simeakis, C., Kissel, C. and Laj, C. 1991,** The continuation of the North Anatolian dextral strike-slip fault into the oblique fault zone of the North Aegean trough (W. Turkey and N. Greece): timing, tectonic regimes, fault kinematics and rotations, *Tectonics*, submitted.
- Morelli, C., Pisani, M. and Gantar, G. 1975,** Geophysical studies in the Aegean Sea and in the eastern Mediterranean, *Boll. Geofis. Tero. Appl.* 17, 127-168.
- Özel, F.E. 1992,** Marmara Denizi' nin neotektonik yapısının jeofizik yöntemlerle incelenmesi, DEÜ DBTE, Yayınlanmamış Doktora Tezi, İzmir.
- Rotstein, Y. 1985,** Tectonics of the Aegean block: rotation, side arc collision crustal extension, *Tectonophysics* 117, 117-137.

- Saner, S. 1985,** Saros körfezi dolayının çökme istifleri ve tectonic yerleşimi, *Kuzeydoğu Ege Denizi, Türkiye, T.J.K. Bul.* 28, 1-10.
- Sarı, C. ve Ergün, M. 1985,** Yinelemeli ters çözüm yöntemi ile yeraltı yoğunluk dağılımının saptanması, *Jeofizik* 2, 1, 27-43.
- Taymaz, T., Jackson, J. and McKenzie, D. 1991,** Active tectonics of the north and central Aegean Sea, *Geophy. Jour. Int.* 106, 443-490.
- Tutlu, H. 1991,** Saros körfezi neotektoniğinin jeofizik yöntemlerle incelenmesi, DEÜ DBTE Deniz Jeol. ve Jeofiziği Prog. Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi, İzmir.
- Uluğ, A., Ergün, M., İzdar, E. and Önel, E. 1988,** Geophysical investigation of Saros bay and its implications, *Rapp. Comm. Int. Medit.*, 31, 2, pp. 95.

#### EK-1

#### YOĞUNLUK FARKININ DERİNLİKLE DEĞİŞİMİNE İLİŞKİN KURAM

Tortul havzalarda yoğunluğun derinlikle değişimi ikinci dereceden bir işlevle tanımlanmaktadır (Bhaskara Rao, 1986).

$$\rho(z) = a_0 + a_1 z + a_2 z^2$$

Bu bağıntıda z; düşey yönde pozitif olarak ölçülen derinliği,  $a_0$ ; yüzeydeki yoğunluk farkını,  $a_1$  ve  $a_2$  ise ikinci dereceden bir işlevin sabitlerini göstermektedir.

Gravite anomalilerinin üç boyutlu modellemesi için tortul bir havza her bir gözlem noktasında yan yana yerleştirilmiş belli sayıda prizmalar olarak ele alınabilir. İkinci dereceden bir yoğunluk işlevine sahip prizmatik bir modelin gravite anomalisini veren bağıntı Bhaskara Rao ve diğ. 1990 tarafından

$$\Delta g(x, y) = G a_0 \left\| z \arctan \frac{XY}{zR} + \frac{X}{2} \ln \frac{R-Y}{R+Y} \right.$$

$$+ \frac{Y}{2} \ln \frac{R-X}{R+X} \left| x = x_1 \right| y = y_1 \left| z = z_1 \right. + G a_1 \left\| \frac{z^2}{2} \arctan \frac{XY}{ZR} \right.$$

$$- \frac{X^2}{2} \arctan \frac{Yz}{XR} - \frac{Y^2}{2} \arctan \frac{Xz}{YR} \left. \right.$$

$$+ XY \ln(2R + 2z) \left| x = x_1 \right| y = y_1 \left| z = z_1 \right. + G a_2 \left\| \frac{z^3}{3} \arctan \frac{XY}{ZR} \right.$$

$$- \frac{X^3}{3} \ln \frac{R-Y}{R+Y} - \frac{Y^3}{3} \ln \frac{R-X}{R+X} \left. \right.$$

$$+ \frac{2}{3} XYR \left| x = x_1 \right| y = y_1 \left| z = z_1 \right.$$

bağıntısı ile verilmektedir. Bu bağıntıda  $X_1 = x + T$ ,  $X_2 = x - T$ ,  $Y_1 = y + W$ ,  $Y_2 = y - W$  ve  $R = (X^2 + Y^2 + Z^2)^{1/2}$ , dir.  $G$  ise gravitasyonel çekim sabitidir.

Bilgisayar zamanından tasarruf etmek ve kullanımı pratik programlar yapmak amacıyla anomalinin hesaplanmasında çizgisel bir kütle olarak ele alınan prizma için yaklaşık bir bağıntı kullanılmıştır.

Prizmanın merkezinden uzaktaki küçük bir uzaklık için geçerli olan yaklaşık bağıntı ile hesaplanan anomali prizmanın merkezine olan uzaklık ne kadar büyürse kesin değere o kadar yakın olur. Yaklaşık bağıntı,

$$\begin{aligned} \Delta g = (x, y) &= Ga_0 \Delta x \Delta y \left| \frac{-1}{R} \right|_{z=Z_1}^{z_2} \\ &+ Ga_1 \Delta x \Delta y \left| \frac{-z}{R} + \ln(z + R) \right|_{z=Z_1}^{z_2} \\ &+ Ga_2 \Delta x \Delta y * \left| \frac{(2x^2 + 2y^2 + z^2)}{R} \right|_{z=Z_1}^{z_2} \end{aligned}$$

olarak verilmektedir. (Rao ve diğ.,1990). Burada  $\Delta x$  ve  $\Delta y$ , x ve y yönlerindeki istasyon(ölçü) aralıklarıdır.

Limit değerleri yerine konursa yaklaşık bağıntı,

$$\Delta g(x, y) = G \Delta x \Delta y (P_1 + P_2 + P_3)$$

olarak yazılabilir. Bu bağıntıda,

$$P_1 = a_0 \left[ \frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2} \right]$$

$$P_2 = a_1 \left[ \frac{Z_1}{R_1} - \frac{Z_2}{R_2} + \ln \frac{R_2 + Z_2}{R_1 + Z_1} \right]$$

$$P_3 = a_2 \left[ 2(R_2 - R_1) + \frac{Z_1^2}{R_1} - \frac{Z_2^2}{R_2} \right]$$

$$R_1 = (x^2 + y^2 + z_1^2)^{1/2} \quad \text{ve} \quad R_2 = (x^2 + y^2 + z_2^2)^{1/2}$$

olarak tanımlanır.

Prizmanın taban derinliklerinin başlangıç kestirimleri için ikinci dereceden yoğunluk işlevinin sadece ilk terimi hesaba katıldığından herhangi bir noktadaki prizmanın tabanına olan derinlik ,

$$z(i, j) = g_{gbz}(i, j) / 2\pi G a_0$$

bağıntısı ile saptanır.