

GELİBOLU YARIMADASI ORTA BÖLÜMÜNÜN SEDİMANTER FASİYESLERİ ve TEKTONİK EVRİMİ, KB ANADOLU, TÜRKİYE

Sedimentary Facies and Tectonic Evaluation of Central Part of the Gelibolu Peninsula, NW Anatolia, Turkey

MEHMET ÖNAL, D.E.Ü. Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İzmir

ÖZ: İnceleme alanında birbirinden aşınma evreleri ile ayrılan beş tortul istifi bulunur. Bunlar sırasıyla: 1. Tabanı görülmeyen ve üste doğru regresif olarak son bulan Geç Kretase-Paleosen tortul istifi (Pelajik Lört Kireçtaşı), 2. Transgresyonla başlayıp regresyonla sonuçlanan Erken Eosen tortul istifi (resifal Başoğlu Üyesi, fliş nitelikli Saz Üyesi ve karasal Tayfur Formasyonu), 3. Transgresyonla başlayıp regresyonla sonuçlanan Orta-Geç Eosen ve Oligosen tortul istifi (resifal Kozlutepe Kireçtaşı, fliş nitelikli Karaağaç Üyesi, Kabasal Üyesi ve Karasal Göksü Üyesi). 4. Yer yer denizel ve karasal Orta-Geç Miyosen tortul istifi (Eceabat Formasyonu) ve 5. Karasal Geç Pliyosen tortul istifi.

Geç Kretase-Paleosen sonrası ve Miyosen öncesi tortul istif, dikey bölgesel hareketlerin denetiminde gelişmiştir.

Erken Miyosen'de Saros Grabeni'nin açılması ile güneyde gelişen kompresyonel kuvvetler tektonik yapıları oluşturmuştur. Erken Miyosen yaşlı faylar, kıvrımlar ve eklem takımlarının birbiri ile olan geometrik ilişkileri, bölgenin KB-GD yönlü bir sıkışma kuvveti etkisinde kaldığını kanıtlar.

Orta,Geç Miyosen sedimantasyonu tortullaşmayla yaşıt faylar tarafından kontrol edilmiştir.

ABSTRACT: There are five different sedimentary sequences which are differed from each other by disconformities, in the study area. These are: (1) Late Cretaceous-Paleocene sedimentary sequence with out not giving outcrops at the base and ending regressively at the top (pelagic Lört limestone). (2) Early Eocene sedimentary sequence beginning with transgression and ending with regression (recifal Başoğlu member, flysch feature Saz member and terrestrial Tayfur formation). (3) Middle-Late Eocene and Oligocene sedimentary sequence commencing with transgression and ending with regression (recifal Kozlutepe limestone, flysch feature Karaağaç member, Kabasal member and terrestrial Göksü member), (4) Locally marine and terrestrial Middle-Late Miocene sedimentary sequence (Eceabat formation) and (5) Terrestrial Late Pliocene sedimentary sequence.

Post Late Cretaceous-Paleocene and pre-Miocene sedimentary sequence have been deposited controlling with under the influence of epirogenic events.

The tectonic structures in Early Miocene were formed by compressional forces developed in the south with the widening of Saros Graben. Geometrical relations among Early Miocene age faults, folds and joints proves that the region was influence of compressional force in the NW-SE direction.

Middle-Late Miocene sedimentation are controlled by the grow up faults.

GİRİŞ

Bu makale, "Gelibolu kuzeybatısının jeolojisi" adlı doktora çalışmamın bir kısmını kapsamaktadır. Çalışmanın amacı, Gelibolu Yarımadası orta bölümünün stratigrafik istifinin çıkarılması ve bu istifin bilinen Trakya'daki Tersiyer istifi ile olan ilişkisinin ve bölgedeki tektoniğin araştırılmasıdır. Buna ilave olarak, bölgedeki yapısal şekilleri (kıvrım ve fayları) oluşturan kuvvet yönünün doğrultu atımlı Kuzey Anadolu fayı ile olan ilişkisinin ve neotektoniğin araştırılmasıdır.

Bölgedeki önceki çalışmalar daha çok petrol araştırmalarına yöneliktir (Sfondrini, 1961; İlhan, 1965; Turkey Shell, 1969; Asland Oil of Turkey adlı şirket, 1972; Kellog, 1973; Önem, 1974 ve MTA, 1978-1984)

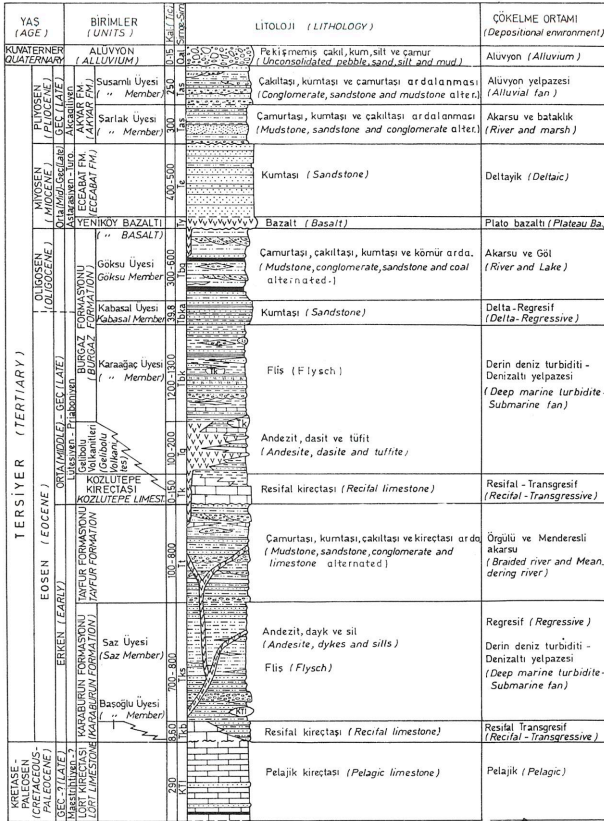
Çalışma alanını da içine alan bölgesel ölçekli çalışmalar şunlardır: Le Pichon ve diğ., (1973); Dust ve Arıkan (1974); Dewey ve Şengör (1979); Saltık (1972-73-76); Saner (1980); Şengör (1982) ve Yılmaz ve Şengör (1982).

STRATİGRAFI

Gelibolu yarımadasında ayırddedilen Mesozoyik ve Tersiyer yaşlı kaya birimleri yaklaşık 5000 m. kalınlıkta tortul istif sunar. Kuzeyden güneye doğru gençleşen istif beş tortul istife bölünmüştür.Çalışma alanındaki Orta-Geç Eosen ve Oligosen ile kısmen Miyosen ve Pliyosen yaşlı tortul istif Trakya Havzasındaki Tersiyer yaşlı istifle korele edilebilmektedir. Kaya bi-

rimleri ve bunlar için önerilen zaman bölümleri Şekil 1'de ve basitleştirilmiş jeoloji haritası Şekil 2'de gösterilmiştir.

Saner (1980), Gelibolu ve yakın çevresinde farklı yaşlı üç tortul istifin çökeldiğini belirtmiştir. Bu çalışma ile Gelibolu yarımadasında farklı yaşlı beş tortul istifin çökeldiği saptanmış ve bunlar aşağıda sırasıyla açıklanmıştır.



Şekil 1. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafi istifi
Fig. 1. Generalized stratigraphic columnar section of the study area.

Geç Kretase-Paleosen Tortul İstifi

Gelibolu yarımadasının kuzeybatı sahilindeki dik falezlerde, çalışma alanının temelini oluşturan, Geç Kretase-Paleosen yaşlı Lört Kireçtaşı bulunur. Ayrışma yüzeyinde sarımsı gri renkli olan ve 290 m. kadar bir kesiti görülen bu birimin tabanı görülmemektedir. Çok ince-kalın düzgün katmanlı, taze kırık yüzeyi gri renkli olan kireçtaşı birkaç kumtaşı ve kilşeyl arakatmanları kapsamaktadır. Kumtaşı türbiditik niteliktedir. Kireçtaşı, alttan üste doğru foraminiferli karbonat çamurtaşı, foraminiferli-spiküllü karbonat vaketaşı ve yersel olarak da karbonat istif taşı görünümü sunar. Birimin alt düzeylerinde *Globotruncana fornicata*, *G. arca*, *G. stuartiformis* ve üst düzeylerinde *Globorotalia* Sp., *Globigerine* Sp., sünger spikülleri yayındır (Önal, 1985). Lört Kireçtaşı'nın

üstünde paralel uyumsuz olarak bulunan resifal nitelikli Başoğlu Üyesi ile düşük açılı uyumsuz olarak bulunan Saz Üyesi tortulları içinde, Lört Kireçtaşı'ndan türemeye *Orbitoides* Sp. li silt, kum, çakıl ve blok boyu taşınmış kırıntının bulunması, istifin sığ-su karakteride gösterdiğini, fakat sonradan aşındığını kanıtlar.

Erken Eosen Tortul İstifi

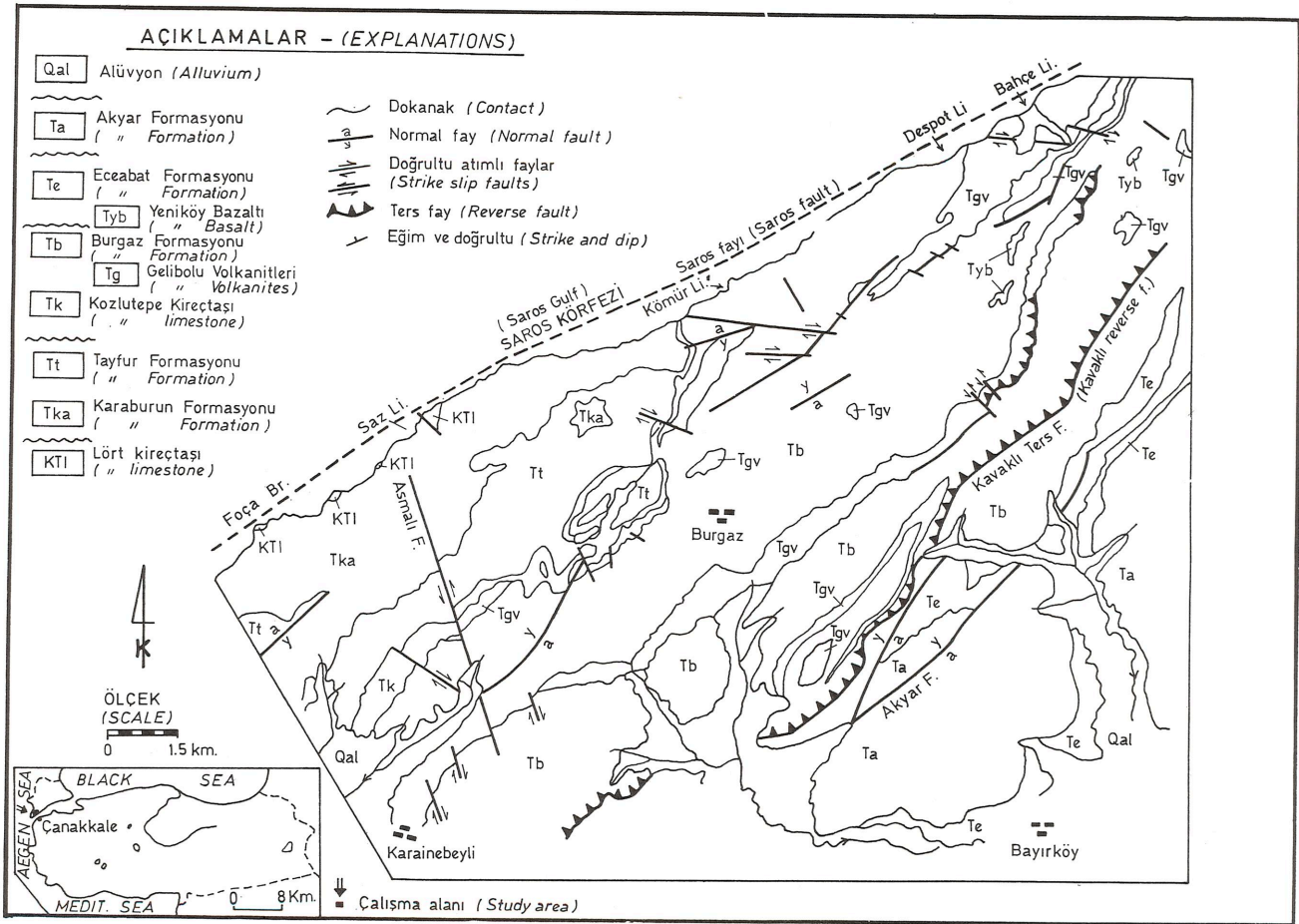
Yukarıda değinilen çökeltme döneminin aşınma yüzeyi üzerine, Erken Eosen transgresyonu ile resifal nitelikli Başoğlu Üyesi'nin çökeltimi başlamaktadır. Gri renkli, masif katmanlı ve yersel kırıntılı görümlü bu kireçtaşı, kama şeklinde olup, maksimum kalınlığı 9 m. kadardır. Kireçtaşı, alttan üste doğru *Nummulites*li karbonat çamurtaşı, tanetaşı ve algli bağlamtaşı litofasiyes değişimi gösterir. Özellikle küçük *Nummulites*'ler (Grup *N. planulatus*, *G. N. globulus* ve *G. N. atacicus*) yayındır (Önal, 1985). Bundan sonra, ortamın derinleşmesi ile fliş tipi Saz Üyesi tortullarının çökeltimi başlamıştır. Bu türbiditik tortulların alt düzeyleri, Mutti ve Ricci-Lucchi (1972) sınıflamasındaki türbidit fasiyeslerinden yersel C asfasiyesini, egemen olarak D asfasiyesini yansıtır. Tekrarlanan bu asfasiyesler denizaltı orta yelpazesini yansıtır. Genellikle masif çamurtaşıdan oluşan üst düzeyler ise dış yelpaze tortullarını simgeler. Bunların toplam kalınlığı 1000 m. kadardır. Fliş normal, kumtaşı ve çamurtaşı flişi karakterindedir. Birim genelde kumtaşı ile çamurtaşı araldanmasından yapılı olup, Bouma (1962) istifindeki Ta-e bölümlerinin tümünü veya bir kısmını kapsar. Kumtaşları litikvake bileşimindedir.

Fliş tipi fasiyesinin üst kesimi üzerinde, tane boyunun ve katman kalınlığının artması ile beliren ve yaklaşık 10-20 m. kalınlığa erişen kumtaşı çökeltmiştir. (Şekil 3). Daha sonra, kumtaşı ile yanal ve düşey geçişli karasal nitelikli "Tayfur Formasyonu" çökeltmiştir. Birim kırmızı çamurtaşı ile yeşil ve kahverengi kumtaşı, çeşitli renkli polijenik çakıllı ve açık gri renkli Grup *N. atacicus*, *Miliola* Sp. ve *Ostrea* Sp. fosilleri kapsayan kireçtaşı mercekleri ile yersel kömür düzeyleri içerir. Kireçtaşı düzeyleri ortamdaki ani düşey hareketlere bağlı olarak çökeltmiş olabilir. Kırıntılı tortulların beslenme yönü KB'dan GD'ya doğrudur. Kumtaşları litikarenit, kireçtaşları ise biyosparit bileşimindedir. Birimin içindeki sık görülen çakıllı örgülü ve menderesli akarsu, düzlemsel çapraz katmanlı kumtaşları uç çubuğu ve kırmızı renkli çamurtaşları taşkın ovası tortullarını yansıtır.

Sonuç olarak, Erken Eosen'in başında açılan havzanın sığ kesiminde resifal nitelikli Başoğlu Üyesi, olasılıkla Erken Eosen'in ortasında açık deniz ortamlarında türbiditik tortullar çökeltmiştir. Erken Eosen'in sonuna doğru havza sığlaşmaya başlamış ve daha sonra tamamen dolarak karasal çökeller oluşmaya başlamıştır (Şekil 3).

Orta-Geç Eosen ve Oligosen Tortul İstifi

Yukarıda anlatılan çökeltme döneminin en üst birimi "Tayfur Formasyonu"nun aşınma yüzeyi üzerine (para-



İle uyumsuz olarak) Orta Eosen transgresyonu ile Trakya Havzası'ndaki istife benzer bir istifin çökelişi başlamaktadır.

Çökeltme döneminin alt bölümünü "Kozlutepe Kireçtaşı" oluşturur. Kireçtaşı açık gri renkli, genellikle orta-masif az belirli katmanlı ve yer yer mercan resiflidir. Alt düzeyler yersel dolomit kapsar ve karbonat istiftaşı, karbonat çamurtaşı ve karbonat vaketaşından yapılabilmektedir. *Miliola* Sp., alg, onkoyit, pellet ve biyotürbasyon yapıları içerir ve orta düzeyler karbonat istiftaşı, karbonat vaketaşı ve karbonat bağlamtaşından yapılabilmektedir çeşitli foraminifer (*Nummulites* Sp., *Alveolina* Sp. vb.), Gastropod, Ekinid, mercan, alg ve oolit kapsar. Üst düzeyler ise biyokalkrudit, biyokalkarenit ve biyokalsilütitten yapılabilmektedir.

Birim saptanan fosillere göre (*Gypsina globosa*, *G. marianensis*, *Falania casis*, *Nummulites* Sp. ve *Miliola* Sp.) Orta Eosen yaşındadır.

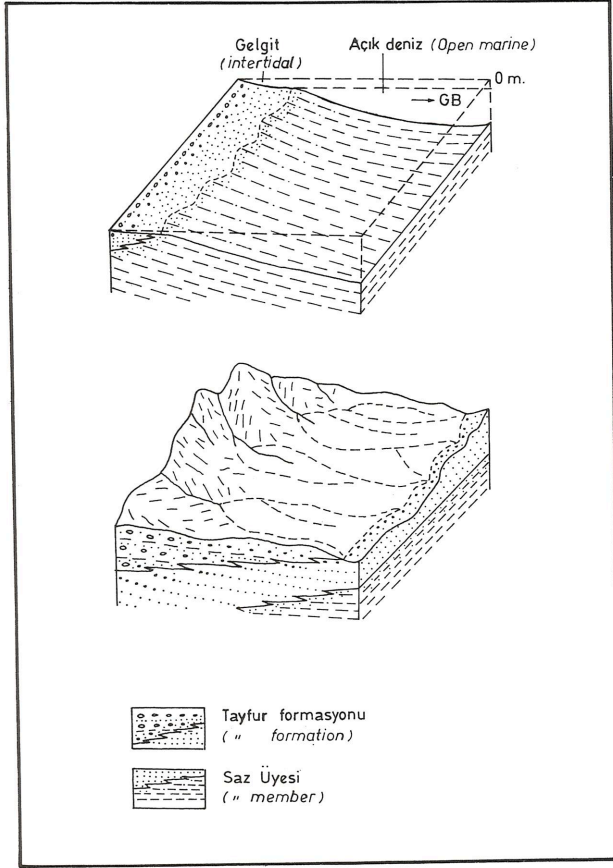
Kireçtaşı yanal olarak 0-150 m. arasında kalınlık değişimi gösterir. Birimde saptanan litoloji bileşenleri ve fosil kapsamına göre, Irwin (1965) x, y, z zonlarına karşılık gelen lagünü (*Ostracot*'lu istiftaşı ve çamurtaşı, *Miliolit*'li istiftaşı ve çamurtaşı, *Miliolit*'li istiftaşı ve çamurtaşı, pellet, onkoyit, dolomit ve organizma oyuk-

ları), sapkayı (mercanlı bağlamtaşı, biyoklastikler ve ooyitler) ve fazla derin olmayan açık deniz ortamını biyokalkarenit ve biyokalsilütit) yansıtır. Wilson (1975) karbonat fasiyes sınıflamasında ise sınırlı düzlük, açık platform, karbonat düzlüğü, organik resif ve yamaçönü fasiyeslerini simgeler. Kireçtaşı genel anlamda yama resifi tipindedir. Keskin (1974), Pınarhisar'da Kozlutepe Kireçtaşının yanal eşdeğeri olan kireçtaşında Irwin (1965) x, y, z zonlarında çökeldiğini belirtmiştir.

Sığda kireçtaşı çökeltirken derinde de fliş nitelikli Karaağaç Üyesi çökelmiştir. Birim kaba kırıntılılar (çakıltaşı, kumtaşı ve biyokalkarenit) ile ince kırıntılıların (kıltaşı ve çamurtaşı) ardalanmasından oluşmuştur. Çakıltaşları polijenik, kumtaşları ise litikvake belişimdedir. Katmanlar lamina-masif arasında olup, yersel tam Bouma (1962) istifi özelliğini gösterirler. Katmanlar tabanlarında yersel *Nereites* ignofasiyesi kapsar. Birim genelde kumtaşı, normal ve kıltaşı flişi karakteri gösterir. Toplam kalınlığı 1200-1300 m. kadardır. Birimin değişik düzeylerinde tüfit ve andezit ile dasit bileşimli lav ahmaları (Gelibolu volkanitleri) bulunur.

Birimin yaşı altındaki kireçtaşı ile yanal ve düşey geçişli olması ve Tokar ve Erkan (1983) tarafından saptanan Nanoplankton fosillerine göre Geç Eosen'dir.

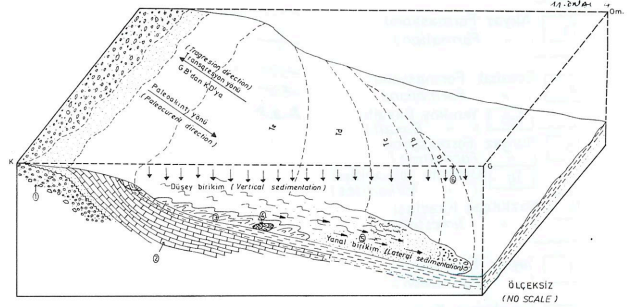
Türbiditik tortullar, Walker (1967) göre yersel-yakınsakegemen olarak da uzakça türbiditleri simgeler. Mutti ve Ricci-Lucchi (1972)'ye göre C ve D asfasiyeslerini yansıtır. Karaağaç Üyesi içinde gözlenen kireçtaşı tektaşları türbiditik tortulların çökelişi sırasında Kozlutepe kireçtaşından kopan blokların çekim kayması ile oluşmuştur (Şekil 4). Aynı birim içinde gözlenen serpantin bloklarında "çekim kayması" ile yerleşmiştir (Saner, 1980).



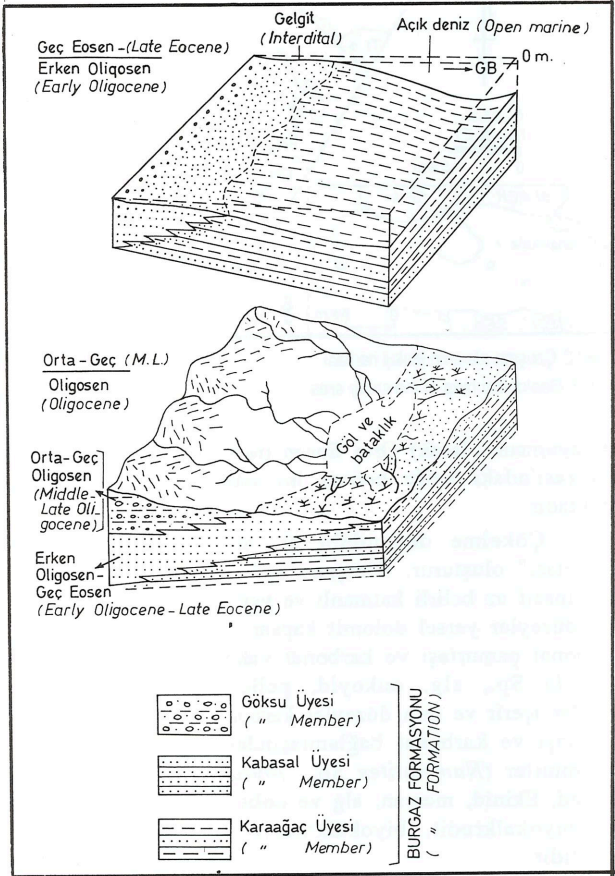
Şekil 3. Erken Eosen regresyonu süresince oluşan çökeltme gelişimi
Fig. 3. The evolution of the deposition during the Early-Eocene regression.

Yukarıdaki veriler çerçevesinde, birim yelpaze alanı ve derin pelajik düzlüklerde çökelmiştir. Paleoakıntı yönü KD'dan KB'ya doğrudur.

Karaağaç Üyesi'nin üst kesimi üzerine, dereceli geçişli olarak, tane boyu ve katman kalınlığının artması ile beliren, 40 m. kalınlıkta Kabasal Üyesi çökelmiştir. Birim egemen olarak kumtaşından oluşmuştur. Sarı renkli, iyi pekişmiş, ince-masif katmanlı, düzlemsel laminalı ve düzlemsel çapraz katmanlı olup litikarenit bileşimindedir. Tatlısu Gastropodu, balık, yaprak ve ağaç parçası içerir. Birim alttaki ve üstteki birimlerin yaşı gözetildiğinde olasılıkla Geç Eosen veya Erken Oligosen yaşında olabilir. Altındaki denizsel Karaağaç Üyesi'nden Üstteki karasal "Göksu Üyesi'ne" geçişi oluşturur. Kabasal Üyesi genelde



Şekil 4. Karaağaç üyesi içindeki kireçtaşı tektaşları ile türbiditik tortulların oluşumu (1. Tayfur Fm., 2. Kozlutepe Kçt., 3. Yamaç çamurunda oturma ve kayma, 4. Kireçtaşı tektası, 5. Türbiditik akıntı, 6. Deniz düzeyi).
Fig 4. Model of formation of the turbiditic sediments with limestone olistolites in the Karaağaç member (1. Tayfur Fm., Kozlutepe Lim., 3. Slumping at slope mud, 4. Limestone olistolit, 5. Turbiditic flow, 6. Sea level).



Şekil 5. Geç eosen Oligosen regresyonu süresince oluşan çökeltme gelişimi.
Fig 5. The evolution of the deposition during the late Eocene-Oligocene regression

delta çökeli tipindedir.

Daha üste karasal nitelikli "Göksu Üyesi"nin kırmızı renkli çamurtaşı ile kumtaşı, çakıltaşı ve kömür merceklerinden oluşan fluvial tortullar oluşmuştur. Birimin toplam kalınlığı 300-600 m. kadardır. Yaşı, saptanan polen fosillerine göre Orta-Geç Oligosen'dir. (Önal, 1985). Değişik düzeylerdeki kömürün kalınlığı 4m.

olup, ortalama 3500 kcal/kg dır.

Sonuç olarak, Orta Eosen'de açılan havza, Orta-Geç Eosen'de maksimum derinliğe erişmiş, Oligosen'de tamamen dolmuş ve karasal çökeltmeler oluşmaya başlamıştır. Bölgedeki bu ortamsal değişimler KD-KB doğrultusunda gelişmiştir (Şekil 5).

Orta - Geç Miyosen Tortul İstifi

Yukarıda değinilen tortul istifin aşınma yüzeyi üzerine açılı diskordanslı olarak, acı ve tatlı su ortamlarını yansıtan egemen olarak kumtaşı, yersel çamurtaşı ve çakıltaşından oluşan, değişik düzeylerde 1-20 cm. arasında kömür içeren "Eceabat Formasyonu" çökelmiştir. Formasyonun tabanında yersel plato bazaltı bulunur. Kumtaşları sarı renkli, az pekişmiş, orta masif katmanlı, iyi boylanmış, düşük açılı düzlemsel çapraz laminalı, genellikle som, karbonat çimentolu ve litikarenit bileşimindedir. Çakıltaşları polijenik bileşimde ve iyi yuvarlaklaşmıştır. Birim tatlı su *Unio* sp., küçük Gastropod ve acı su *Ostrea* sp., *Mactrea* sp., ve *Lamellibranchia* fosillerini kapsar. Acı ve tatlı su fosillerini kapsayan düzeyler yer yer arıdalanma gösterir. Ayrıca, Eceabat ve Alçitepe dolayındaki benzer birim içinde, Aslan (1983) tarafından *Listriodon splendens*, *Lyceyaena* sp. ve *Agriotherium* sp. gibi omurgalı fosillerde saptanmıştır. Birimin toplam kalınlığı 400-500 m. kadardır.

Sonuç olarak, Miyosen tortul istifi denizin kısa süreli ve sığ transgresif ve regresif hareketleri ile çökelmiştir. Acı su (*Ostrea* sp. ve *Mactrkea* sp.) ve tatlı su (*Unio* sp.) fosillerinin değişik düzeylerde arıdalanma göstermesi, bu görüşü kanıtlar.

Geç Pliyosen Tortul İstifi

Daha yaşlı tortulların aşınma yüzeyi üzerinde düşük açılı uyumsuzlukla Pliyosen tortul istifi gelir. İstif "Akar Formasyonu" adı altında iki üyeye bölünmüştür. İstifin alt bölümü egemen olarak yeşil ve kahverenkli çamurtaşı ve kumtaşı ile çakıltaşı arakatlı ve arakatmanlı Şarлак Üyesi'nden oluşmuştur. Değişik düzeylerde kömür oluşuklarında bulunmaktadır. Kumtaşları sarı renkli, orta pekişmiş, orta-masif katmanlı, yersel düzlemsel ve oluksal çapraz katmanlı ve genellikle somdur. Çakıltaşları polijenik bileşimli, orta boylanmış ve orta yuvarlaklaşmıştır. Çamurtaşları oldukça bol tatlı su Gastropod fosilleri (*Pirenella caspia*, *P. caspia transvers a*, *Clessiniola poljaevi* ve *C. utvensis*) kapsar. Bundan başka kömür düzeyleride bol miktarda spor ve polen içerir. Alt bölümün kalınlığı 300 m. kadardır. Birim genel olarak sığ göl ve akarsu ortamında çökelmiştir.

İstifin üst bölümü, genellikle akarsu kökenli polijenik çakıltaşından oluşmuştur. İstif Şarлак Üyesi olarak adlanmıştır. Çakıltaşından başka yersel çamurtaşı ve kumtaşı mercekleri değişik düzeylerde bulunur. Çakıltaşları düzeyleri farklı dönemler şeklinde gözlenir. Çeşitli renklerde, az pekişmiş, masif katmanlı, polijenik bileşimli, düzlemsel ve oluksal çapraz katmanlı, çakıllar yassı ve disk şeklinde olup, silt ve kum aramaddelidir. Bu düzeyin

kalınlığı 250 m. kadardır. Şarлак Üyesi altındaki Susamlı Üyesi'ne dereceli geçişlidir. Olası yaşlı Geç Pliyosen'dir.

Sonuç olarak, çalışma alanında yedi tortullaşma evresi ayırt edilmiştir (Şekil 1).

- 1 - Geç Kretase - Paleosen pelajik sistemi,
- 2 - Erken Eosen transgresyonu ile gelişen şelf, yelpaze alanı ve derin deniz düzlüğü sistemi,
- 3 - Erken Eosen akarsu sistemi,
- 4 - Orta Eosen transgresyonu ile gelişen şelf, yelpaze alanı ve derin deniz düzlüğü sistemi,
- 5 - Oligosen akarsu ve göl sistemi,
- 6 - Orta - Geç Miyosen acı ve tatlısu sistemi,
- 7 - Pliyosen tatlısu gölü ve akarsu sistemi

BİRİMLERİN KORELASYONU

Çalışma alanının genelleştirilmiş istifi Gelibolu Yarımadası'ndaki T.P.A.O. Arama sondajları, Saner (1980) tarafından verilen Enez dolayının genelleştirilmiş istifi (Şekil 6) ve Trakya tortul havzasının farklı bölgelerindeki Tersiyer tortullarının korelasyonları yapılmış ve aşağıdaki sonuçlar çıkarılmıştır.

- 1- Gelibolu-I ve Kilitbahir-I T.P.A.O. ara ma kuyularında temeli serpantin Enez dolayında ise sleyt, fillit ve metakumtaşından oluşan metamorfik kayalar oluşturmaktadır. Bu durum, pelajik kireçtaşının yersel korunmuş bir istif olduğunu ortaya koyar.
- 2- Erken Eosen yaşlı "Karaburun Formasyonu" Trakya Tersiyer havzasında gözlenmemektedir (Şekil 6). Bu durum, Erken Eosen transgresyonunun Trakya Tersiyer Havzasında ulaşmadığı ve havzanın güneyden açılmaya başladığını gösterir.
- 3- Erken Eosen yaşlı karasal "Tayfur Formasyonu" Kemper (1961) tarafından adlanan "Temel Selintisi"ne, Orta Eosen yaşlı resifal Kozlutepe Kireçtaşı, Holmes (1961) tarafından adlanan "Soğucak Kireçtaşı"na, Orta-Geç Eosen yaşlı Karaağaç Üyesi, Ünal (1967) tarafından adlanan "Soğucak Kireçtaşı"na, Orta-Geç Eosen yaşlı Karaağaç Üyesi, Ünal (1967) tarafından adlanan türbiditik "Ceylan Formasyonu"na ve sığ-su nitelikli Kabasal Üyesi, Ünal (1967) tarafından adlanan "Osmancılık Kumtaşı"na karşılık gelir.
- 4- Kozlutepe Kireçtaşı ile Kabasal Üyesi Gelibolu Yarımadası ve Trakya tortul havzasında klavuz düzey niteliğindedir.
- 5- Orta Eosen yaşlı "Kozlutepe Kireçtaşı"nın alt doka-nağı, Oligosen Yaşlı "Göksu Üyesi"nin üst doka-nağı her yerde uyumsuzdur.
- 6- Miyosen Yaşlı "Eceabat Formasyonu"nun üst doka-nağı Gelibolu Yarımadası'nda uyumsuzdur (Şekil 6).
- 7- Gelibolu Yarımadası'nda Erken Eosen Yaşlı "Karaburun Formasyonu" transgresif aşmalı ve regresif, Orta Eosen Yaşlı "Kozlutepe Kireçtaşı" transgresif aşmalı, Geç Eosen veya Oligosen Yaşlı Kabasal Üyesi regresif ve Miyosen yaşlı "Eceabat For-

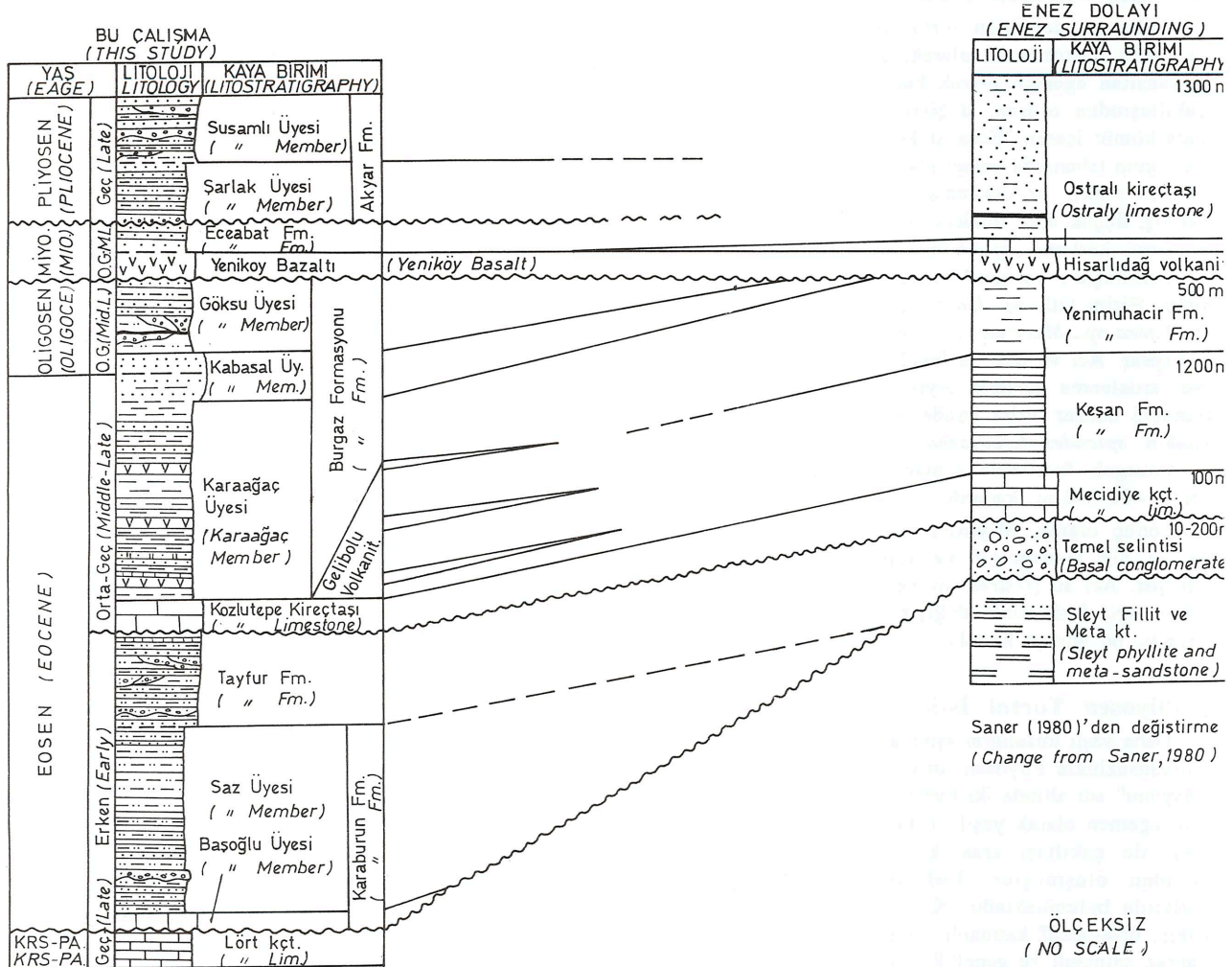
masyonu" kısa süreli transgresif aşmalı ve regresif niteliktedir.

- 8- Gelibolu Yarımadası'nda, farklı zaman aralıklarında deniz düzeyinin birden fazla alçalma ve yükselmesi sonucu az ve çok stratigrafik eksiklikler gözlenir.

Miyosen yaşlı tektonik dönem ve (5) Geç Pliyosen yaşlı tektonik dönem.

Tektono Sedimanter Birimler

Geç Kretase-Paleosen yaşlı tektonik dönem: Geç Kretase'nin başında, oldukça derin olan deniz Paleosen sonuna doğru regresyon ile sığlaşmıştır. Bu özellik,



Şekil 6. Çalışma alanı ile Enez dolayının stratigrafisi sütun kesitlerinin eşleştirilmesi
Fig 6. The stratigraphic columnar section correlation of the study area with surrounding Enez.

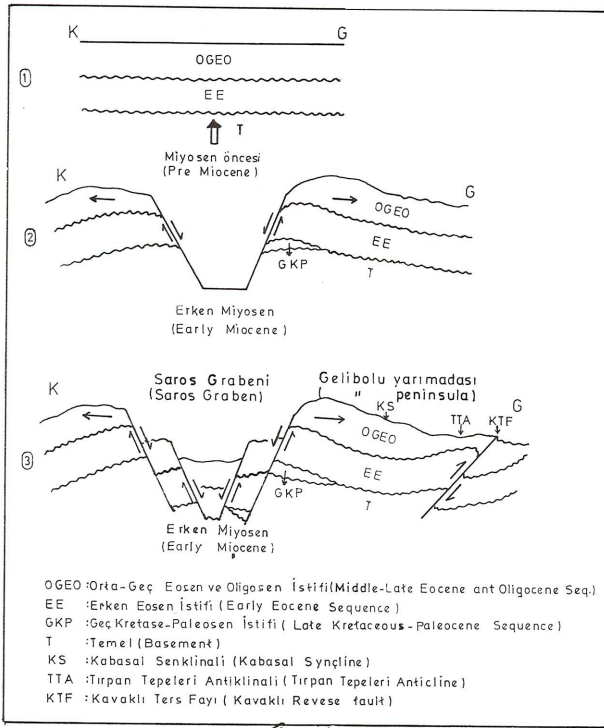
TEKTONİZMA

Çalışma alanındaki tortul istif Orta ve Geç Alpin orojenezlerinin Laramiyen, Saviyen ve Atik fazlarından etkilenmiştir. Ortamı etkileyen egemen gerilim (stres) türü ve bunların neden olduğu tortul istif ve yapısal şekillere göre, beş tektonizma dönemi ayrılanmıştır.

Bunlar: (1) Geç Kretase-Paleosen yaşlı tektonik dönem (2) Erken Eosen yaşlı tektonik dönem, (3) Orta-Geç Eosen-Oligosen yaşlı tektonik dönem, (4) Orta-Geç

Lört Kireçtaşı'nın litofasiyes ve biyofasiyes özellikleri ile belirginleşmektedir. Geç Kretase'de pelajik ortamı *Globotruncana* sp., Paleosen'de sığ ortam sünger spikülleri simgelemektedir. Paleosen'in sonunda ortam tamamen karasallaşarak kısa süreli aşınma ve taşınma oluşmuştur. Erken Eosen Yaşlı "Karaburun Formasyonu" tortulları içindeki Lört Kireçtaşı'ndan türeme kırıntılarının bulunması, bu görüşü destekler. Geç Kretase-Paleosen yaşlı Lört Kireçtaşı Gelibolu'da yersel korunmuş otokton bir birimdir.

Erken Eosen yaşlı tektonik dönem: Erken Eo-



Şekil 7. Saros Grabeni'nin oluşumu ve güneyde gelişen tektonik yapılar
 Fig 7. Formation of the Saros Graben and occurred the tectonic structures in the south.

sen'de havza tekrar açılmıştır. Daha yaşlı birimlerin aşınma yüzeyi üzerine Erken Eosen transgresyonu ile altta resifal kireçtaşı (Başoğlu Üyesi) üstte ise fliş fasiyesindeki Saz Üyesi tortulları birikmiştir. Resif oluşumundan sonra, çekme tektoniği ile deniz-altı akma ve kaymalarının egemen olduğu türbiditik-olistostromal nitelikli fliş fasiyesi ile temsil edilen yamaç önü ve derin deniz ortamı gelişmiştir. Erken Eosen sonunda havza tamamen dolarak karasal ortam oluşmuştur. Böylece, Erken Eosen'de önce sığ-su sonra derin-su ve sonra da tekrar sığ-su fasiyesleri çekme tektoniği denetiminde birikmiştir. Bu tortullar içinde dayk ve sil şeklindeki volkanikler de bunu kanıtlar.

Orta - Geç Eosen ve Orta-Geç Oligosen yaşlı tektonik dönem: Lütesiyen'de havza tekrar açılmıştır. Daha yaşlı birimlerin aşınma yüzeyi üzerine Lütesiyen transgresyonu ile tekrar altta resifal nitelikli "Kozlutepe Kireçtaşı" üstte ise fliş benzeri Karaağaç Üyesi çökelmiştir. Sığda yer yer yama resifi çökeldikten sonra, olistostromal türbiditik nitelikli fliş benzeri fasiyesi ile temsil edilen yamaç önü ve derin-deniz ortamı gelişmiştir. Geç Eosen sonunda, havza tamamen dolarak tekrar sığlaşmıştır. Böylece, Lütesiyen'deki sığ-su derinleşmiş, Geç Eosen'de ise sığlaşmıştır. Bu durum ile Karaağaç Üyesi (fliş nitelikli) içinde gözlenen kireçtaşı ve serpantin taktaları ile dayk ve lav akmaları çekme tektoniğinin etkili olduğunu kanıtlar.

Bu dönemin sonuna, Erken Miyosen'de Saros Grabeni'nin açılması ile birlikte, graben güneyindeki Gel-

ibolu yarımadası'nda KB-GD yönlü kompresyonel kuvvetler ortaya çıkmıştır (Şekil 7). Bunun sonucu, sırasıyla KD-GB gidişli kıvrımlar, gerilim ters fayları ile bunları kesen KB-GD yönlü doğrultu atımlı faylar oluşmuştur (Şekil 8).

Orta-Geç Miyosen yaşlı tektonik dönem: Daha yaşlı tortullar üzerinde açılı diskordanslı olarak çökelen tortullar düşey çekim kuvvetleri etkisinde kalmıştır. KD-GB gidişli fayların bir kısmı Miyosen tortullar ile yaşıt olup tortullaşmayı kontrol etmişlerdir. Miyosen tortulları altında bulunan Yeniköy Bazaltı'da düşey çekim tektoniğine bağlı olarak çıkmıştır. Çok katlı alçalma ve yükselme hareketlerini Miyosen'deki acı ve tatlı-su (*Macrea* sp., ve *Unio* sp.) biyofasiyeslerinin gelişmesini sağlamıştır. Bu dönem, bölgedeki Neotektonik (enson tektonik rejim) dönemini oluşturur.

Geç Pliyosen yaşlı tektonik dönem: Daha yaşlı tortullar üzerinde düşük açılı uyumsuz olarak Geç Pliyosen yaşlı tortullar birikmiştir. Başlıca düşük eğimli katmanlanma ve düşey çekim fayları ile temsil edilmektedir.

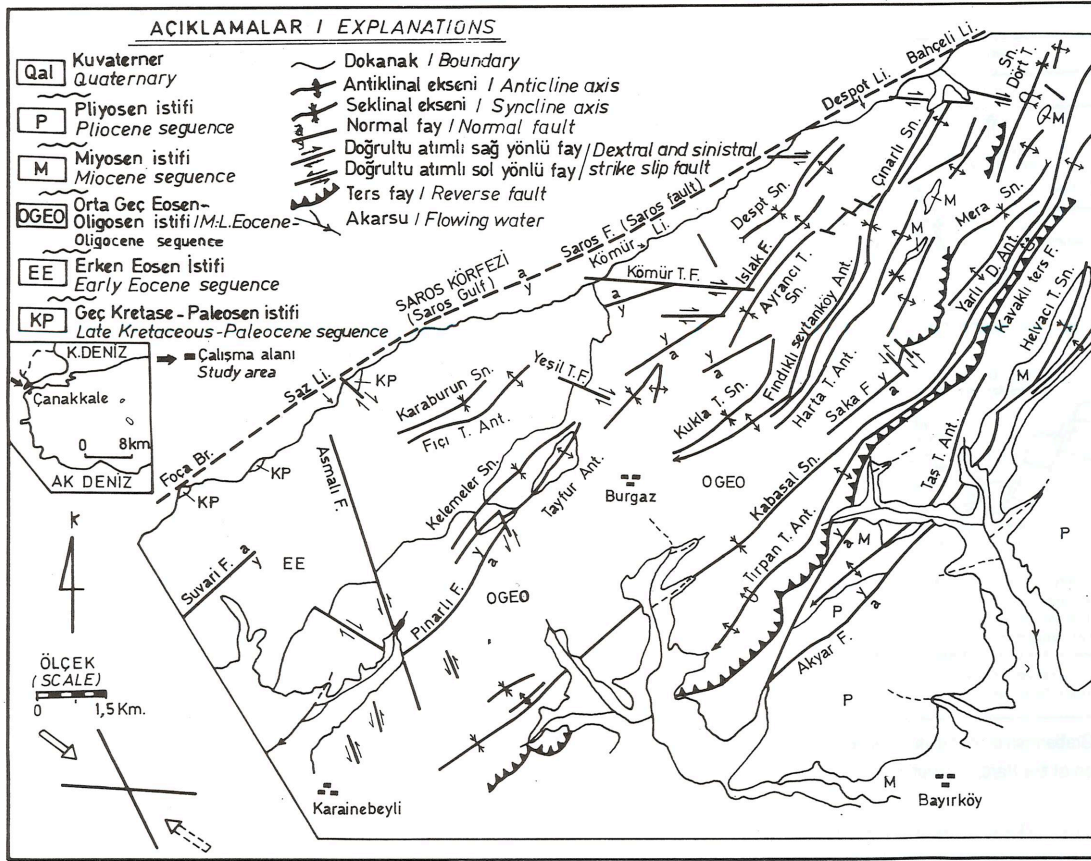
Tektonik Yapılar

Çalışma alanındaki tektonik yapılar Şekil 8'de, çalışma alanı ve yakın çevresini içine alan büyük ölçekli tektonik yapılar Şekil 9'da gösterilmiştir.

Kıvrım, fay ve eklemeler

Erken Miyosen yaşlı, ortalama K45D gidişli olan ve birbirine paralel simetrik, asimetrik ve devrik kıvrımlar gözlenir (Şekil 8). Çalışma alanını boydan boya kateden iki önemli kıvrım Kabasal Senklinali ile Tırpan Tepeleri Antiklinalidir. Diğer ufak kıvrımlar bu iki kıvrımın kanatlarında yer alır. Kabasal Senklinali simetrik, Tırpan Tepeleri Antiklinali'nin güney kanadı, KB'dan GD yönüne doğru sıkıştırmanın daha fazla olması nedeniyle, yer yer dikleşmiş ve ters dönmüştür.

Erken Miyosen yaşlı ters faylar yaklaşık K45D/60 KB'ya eğimlidir. Kavaklı ters fayı bölgesel nitelikte ve en belirgin olanıdır. Ters fay kıvrımlanmadan sonra, Tırpan Tepeleri Antiklinali'nin güney kanadının gerilip kopması ile gelişmiş olup, bir gerilim ters fayı niteliğindedir. Fay KB'dan GD'ya doğru yatay etki ile oluşmuştur. Sıkışmanın çalışma alanı kuzey doğusunda daha etkili olması nedeniyle, güneybatıya oranla yüksek açılı ve sık kıvrımlanmalar gözlenmektedir. KB-GD gidişli doğrultu atımlı faylar kıvrımları ve ters fayı kesmektedir. Doğrultu atımlı faylar, ters faylar ve kıvrımlar KB-GD doğrultulu bir sıkışma tektoniğinin varlığını kanıtlamaktadır (Şekil 10). Normal faylar Orta-Geç Miyosen yaşlı olup çoğunlukla tortullaşmayla yaşıt gelişmişlerdir. Normal faylar KD-GB gidişli, düşey veya az eğimlidir. En önemlisi Saros Grabeni'nin güneydoğusunu sınırlayan Saros fayıdır. Fay gidişi boyunca yer yer küçük su ve dayk girmeleri gözlenmektedir. Saros fayı



Şekil 8. Çalışma alanının yapı haritası
Fig 8. Structural map of the study area.

kuzeydoğuya doğru sağ yönlü Ganos fayı ile birleşmektedir. Fay günümüzde de aktiftir. Düşey atımı ile birlikte yanıl atımının da olduğu tahmin edilmektedir.

Miyosen öncesi tortullarda ölçülen eklemlerin doğrultuları KB-GD yönünde yoğunlaşmaktadır (Şekil 11). Eklemlerin % 62'si 80°-90° eğimlidir. Şekil 11'de (a) ve (b) makaslama eklemleri, (c) ise tansiyon eklemleri olarak değerlendirilmiştir. Eklemlerin bu özelliği, çalışma alanının Erken Miyosen'de KB-GD doğrultulu bir sıkışma tektoniği etkisi altında kaldığını kanıtlayan başka bir veridir.

Sonuç olarak, Erken Miyosen'de Saros Grabeni'nin açılması ile güneyde gelişen kompresyonel kuvvetler tektonik yapıların (kıvrım ve fayları) oluşturmuştur (Şekil 7). Erken Miyosen yaşlı faylar, kıvrımlar ve eklemler takımının birbirini ile olan geometrik ilişkileri, bölgenin KB-GD yönlü bir sıkışma tektoniği etkisi altında kaldığını kanıtlar.

Le Pichon ve diğ. (1973), Kuzey Ege Grabeni'nin açılmasını iki yandaki levhacıkların rotasyonel hareketleriyle açıklamışlardır. Saner (1980), Saros Grabeni'nin oluşumunu Miyosen'den itibaren gelişen tansiyonel kuvvetlere bağlamıştır.

Dawey ve Şengör (1979) ve Şengör (1980-82) Anadolu levhasının Kuzey Anadolu fayı vasıtasıyla batıya

itildiğini, bu fayın Ganos'daki civarında güneybatıya döndüğünü ve burada oluşan sıkışmanın birdirmeleri oluşturabileceğini belirtmişlerdir.

SONUÇLAR

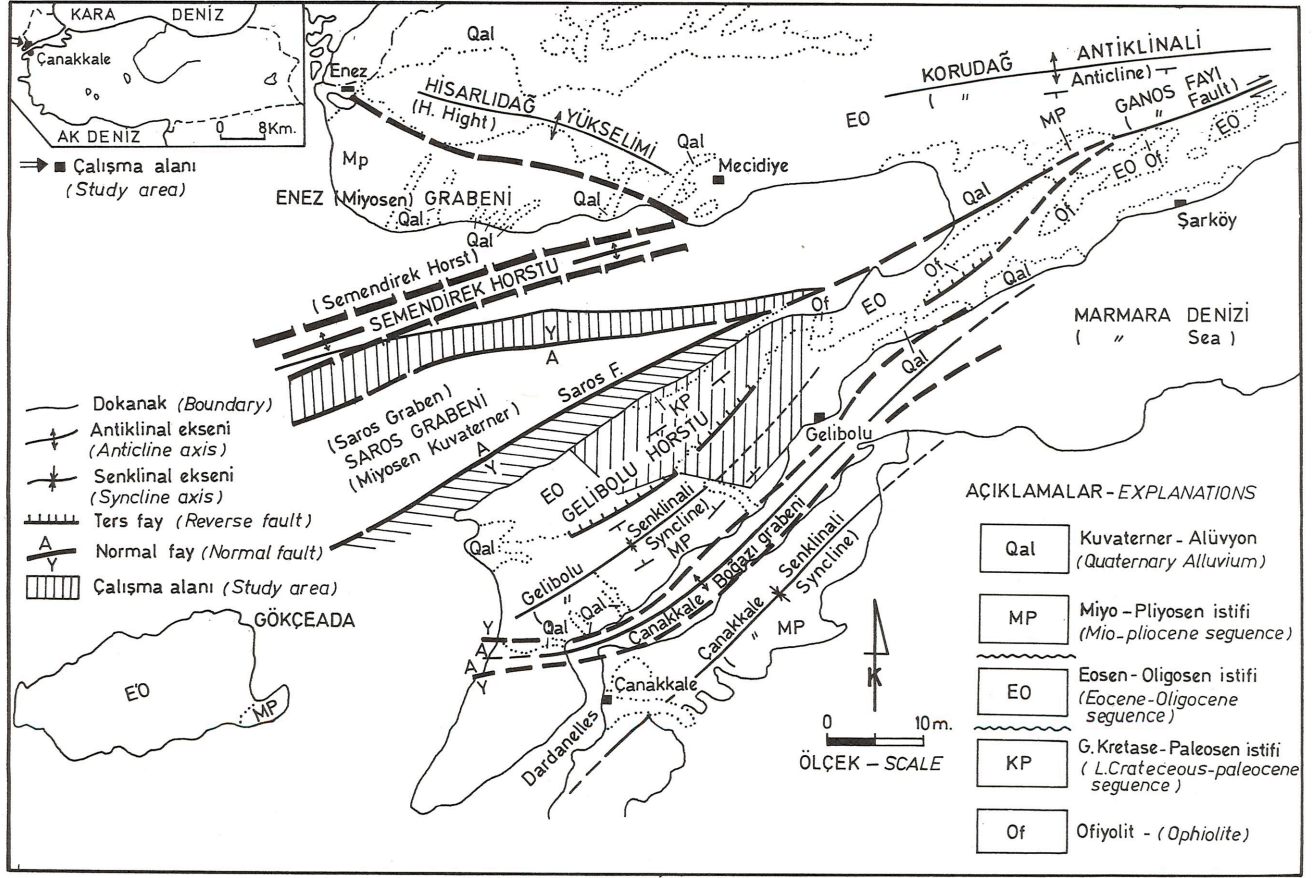
1- Gelibolu Yarımadası'ndaki Tersiyer istifinin Erken Eosen'den itibaren oluşmaya başlamasına karşın, Trakya Havzası'nda Orta Eosen'de çökelmeye başlamıştır.

2- Çalışma alanında, farklı zamanlardaki çekme tektoniğine bağlı olarak beş tortul istif gelişmiştir. Bunlar: (1) Geç Kretase-Paleosen tortul istifi, (2) Erken Eosen tortul istifi, (3) Orta-Geç Eosen ve Oligosen tortul istifi, (4) Orta-Geç Miyosen tortul istifi (5) Geç Pliosen tortul istifidir. Saner (1980), Gelibolu Yarımadası'nda üç farklı yaşlı tortul istifin bulunduğunu belirtmiştir,

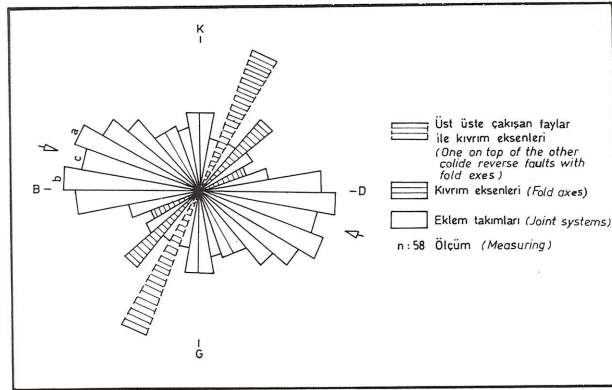
3- Erken Eosen yaşlı "Karaburun Formasyonu" Trakya Tersiyer havzasında gözlenmemektedir. Bu durum, Trakya Tersiyer Havzası'nın güneyden açılmaya başladığını kanıtlar.

Le Pichon ve diğ. (1973), Kuzey Ege Grabeni'nin açılmasını iki yandaki levhacıkların rotasyonel hareketi ile açıklamışlardır.

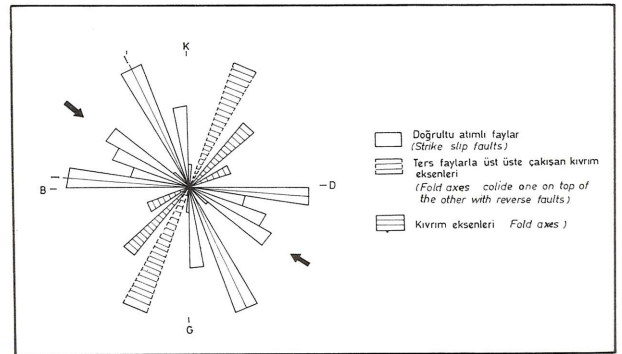
4- Orta-Geç Eosen ve Oligosen istifi Trakya havzasındaki aynı yaşlı birimlerle litolojik ve paleontolojik



Şekil 9. Saros Körfezi çevresinin çökeltme istifleri ve ana yapıları (Saner, 1980'den değiştirme).
Fig 9. Main sedimentary sequences and structural feature of Saros Gulf area (Change from Saner, 1980).



Şekil 10. Çalışma alanında saptanan doğrultu atımlı faylar, ters faylar ve kıvrım eksenlerinin gül diyagramındaki geometrik ilişkisi
Fig. 10. The geometric realition of the strike sıp faults, reverse faults and fold axes in rose diyagram in the study area.



Şekil 11. Çalışma alanında ölçülen eklem takımlarının, faylar ve kıvrım eksenleri ile olan geometrik ilişkisini gösteren gül diyagramı.
Fig 11. The geometric realition of the joints systems with the faults and fold axesin rose diyagram in the study area.

benzerlikler ve yanal geçişler gösterir.

5- Gelibolu Yarımadası'ndaki Miyosen öncesi birimler çekme tektoniği kontrolünde birikmiştir. Erken Miyosen'de Saros Grabeni'nin açılması ile güneyde gelişen kompresyonel kuvvetler tektonik yapıları oluşturmuştur. Dawey ve Şengör (1979), Batı Anadolu'daki graben havzalarının açılmasını levha tektoniği kuramı ile açıklamışlardır. Bu açılmaya D-B yönlü sıkışmanın neden olduğu görüşündedirler.

6- Erken Miyosen yaşlı faylar, kıvrımlar ve eklem takımlarının birbiri ile olan geometrik ilişkileri, bölgenin KB-GD yönlü bir sıkışma tektoniği etkisinde kaldığını belirler.

7- Orta-Geç Miyosen yaşlı tortullar düşey çekim kuvvetleri etkisinde kalmıştır. Bu zaman aralığındaki faylar tortullaşmayla yaşıt gelişmişlerdir.

8- Çalışma alanındaki Miyosen ve öncesi yaşlı volkanik kayalar farklı zamanlardaki tektonik kontrollü olarak gelişmişlerdir.

9- Dewey ve Şengör (1979) ve Şengör (1980-82), Anadolu levhasının Kuzey Anadolu fayı vasıtasıyla batıya itildiğini, bu fayın Ganosdağı civarında güneybatıya döndüğünü ve burada oluşan sıkışmanın bindirmeleri oluşturabileceğini belirtmişlerdir. Çalışma alanında saptanan KB-GD yönlü sıkışma ve buna bağlı olarak gelişen kıvrımlar ve ters faylar, bu görüşe uyar.

KATKI BELİRTME

Çalışmayı destekleyen Tubitak'a ve yöneten Prof. Dr. M. Akartuna'ya şükranlarımı sunarım.

Ayrıca konuyu öneren Prof. Dr. O. Kaya'ya çalışma alanındaki paleontolojik sorunların çözümünde yardımcı olan Prof. Dr. A. Dizer'e, Prof. Dr. E. Akyol'a, Doç. Dr. G. Taner'e ve F.Aslan'a teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

- ASHLAND OİL OF TURKEY., 1972, Marine Geophysical survey of offshore Turkey, Gulf of Saros, by Ray Geophysical Revision: Petrol işleri Genel Md., Rapor no. 2, 18 s.
- BOUMA, A.H., 1962, Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation: Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- DEWEY, J.F. ve ŞENGÖR, A.M., 1979, Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone: Geol. Soc. Am. Bull. p. 84-92.
- DUST, H. ve ARIKAN, Y., 1974, The geology, of the Trace Basin: Türkiye İkinci Petrol Kongresi bildirisi, s. 119-136.
- HOLMES, A. W., 1961, A stratigraphic reviw of Traces: TPAO Rapor arşiv no. 368.
- İLHAN, E., 1965, Korudağ, Gelibolu Yarımadası ve Çanakkale yakasında yapılmış olan jeolojik etüdüleri hakkında rkap-ör0 TPAO Rapor no. 331.

- IRWIN, M.L., 1965, Karbonat kayaların üç temel fasiyes kuşağı in: O. İrttem karbonat kayalarındaki fasiyes örnekleri ve petrol aramalarındaki önemi: TJK ve TPAO konferans dizisi 14, s. 5-7.
- KELLOG, B.H., 1973, Geology and petroleum prospets Gulf of Saros and vicinity southweshem Trace: Ashland Oil of Turkey, TPAO, Rapor no. 302.
- KAMPER, E., 1961, The Kırklareli Limestone of the northern Basin Rim: Bel. Berg. GMBH, geological report, T. 37
- KESKİN, C., 1974, Ergene Havzası ve Kuzeyinin Stratigrafisi: Türkiye İkinci Petrol Kongresi, s. 131-163.
- LE PİCHON, X., FRANCKE TEAUS, J. and BONNİN, J., 1973, Plate Tectonics: Elsevier scientific Publishing Campang, Amsterdam-London-New York, 300 s.
- MUTTU, E. ve RİCCİ-LUCCHİ, F., 1972, Le torbididell Appennion settentrionale: Introduzione all'analisi di facies: Mem. Soc. Geol., İtalya.
- NELSON, C.H. ve NİLSON, T.H., 1974, Depositional Trends of Modern and Ancient Deep-sea Fan in: R-H.Dost, Jr. Robert. H.S. (editörs), Modern and Ancien Geosgnclinal Sedimentations, Soc. Eco, Fale-and Mineralogist, Tulsa, Ohlahoma, No. 19, p. 56-69.
- N.V. TURKSE SHELL, 1969, I.No'lu Marmara petro bölgesinde 39 hak. sıra no. lu arama sahalarına ait terk raporu: TPAO Rapor no. 1408 5 s.
- ÖNAL, M., 1982, Türkiditler ve fasiyes örnekleri: E.Ü. Yer. Bil. Fak., Çeviri ve Derleme Yayınları, No. 18, 39 s., İzmir.
- ÖNAL, M. ve YILMAZ, H.L., 1983, Gelibolu Yarımadası'nda iki farklı fliş fasiyesindeki kil mineralleri ve gömülme derinliğine ait bazı ipuçları: Jeo. Müh. Der.,= 18-26 s.
- ÖNAL, M., 1985, Gelibolu Yarımadası'ndaki iki ana kayanın organik jeokimyası ve kil mineralleri ile incelenmesi: T.J.K. Bülteni,= C-29, 97-104.
- ÖNEM, Y., 1974, Gelibolu Yarımadası ve Çanakkale dolayının jeolojisi0 TPAO., Rapor no. 877.
- SALTIK, O., 1972, 1. Bölge Trakya sahalarında ölçülen kesitlere ait Rapor0 TPAO arşiv No. 803.
- SANER, S., 1980, Saros Körfezi ve dolayının petrol olanakları: TPAO Arama Grubu Başkanlığı, Rapor no. 1500.
- SFONDRİNİ, C., 1961, Surface geological report on AR6TGO I6537, 538 Eceabat and Çanakkale areas, Turkish Gulf Oil Camp: TPAO Rapor no. 1429, 9 s.
- ŞENGÖR, A.M.C., 1980, Türkiye'nin neotektoniğinin esasları: T.J.K. özel yayını, Ankara.
- ŞENGÖR, A.M.C., 1982, Ege'nin neotektonik evrimini yöneten etkenler: Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması Paneli., T.J.K. Kurultayı, s. 39-59.
- ÜNAL, O.T., 1967, Trakya jeolojisi ve petrol imkanları: TPAO Rapor no. 391.
- WALKER, R.G., 1976, Facies Models-2 Türbidites and associated corarse clastic deposit: Geoscience Canada, 3, p. 25-36.
- WILSON, J.L., 1975, Carbonate facies in geological history: Springer Verla, Berlin-Heidelberg-New York, p. 319-344.
- YILMAZ, Y. ve ŞENGÖR, A.M.C., 1982; Ege'de kabuk evrimi ve neomanatizmanın kökeni: Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özetleri, 64 s,= Ankara.