

ÇANKIRI-ÇORUM HAVZASI BATI KENARININ ERKEN-ORTA MİYÖSEN PALEOCOĞRAFİK EVRİMİ

Levent KARADENİZLİ*, Gürol SEYİTOĞLU**, Gerçek SARAÇ***, Nizamettin KAZANCI****, Şevket ŞEN*****
Yavuz HAKYEMEZ* ve Didem SAVAŞÇI**

ÖZ.- Çankırı-Çorum havzası, Orta Anadolu'da Tersiyer'de gelişen havzalardan birisidir ve Paleosen'den Pliyosen'e kadar önemli tortul birikimine sahip olmuştur. Bu çalışmada havzanın Erken- Orta Miyosen dönemindeki tektonik rejimi ve buna bağlı gelişen sedimanter ortamlar ele alınmıştır. Bu jeolojik dönemde havzada genişlemeli tektonik rejimin hakim olduğu ve birbirleri ile yanal-düşey geçişli olan Kumartaş ve Hançilli formasyonlarının depolandığı görülür. Formasyonların yaşı memeli fosillere dayanılarak (MN 3, 4, 5) verilmiş ve uygun istiflerden ölçülü kesitler alınarak fasiyes analizi yapılmıştır. Analiz sonucunda belirlenen fasiyesler şunlardır; masif-organize olmayan konglomera, dereceli-matriks destekli konglomera, tabakalı-tane destekli konglomera, masif kumtaşı, düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşı, teknemsi çapraz tabakalı kumtaşı, rıplı çapraz laminalı kumtaşı, boylanmalı-tabakalı kumtaşı, masif çakıllı çamurtaşı, organik maddece zengin kiltası, masif marn, laminalı, yeşil-sarı renkli kiltası, tabakalı-fosilli kireçtaşı, ooidli kireçtaşı, kömür ve tüfittir. Fasiyesler birbirleri ile yanal ve düşey geçişli olup belirli fasiyes toplulukları oluşturmaktadırlar. Fasiyes toplulukları, Erken-Orta Miyosen döneminde üç farklı sedimanter ortam oluştuğunu göstermektedir. Bunlar; alüvyal yelpaze ve akarsu (kütle akma katkılı örgülü akarsu, menderesli akarsu ve taşkın düzlüğü), göl kıyısı (fan-delta, kıyı yakını kum barları, karbonat bankları) ve göl merkezi (derin ve sığ göl) ortamlarıdır. Bölgedeki genişlemeli tektonik rejime bağlı olarak gelişen normal faylar havza kenarı ve havza içindeki paleoyükseltelerin düşey hareketlerini kontrol etmişler ve buna bağlı olarak göl seviyesi oynamalarına neden olmuşlardır. Göl seviyesinin düştüğü periyotlarda kara alanlarında derin kazıma olup kırıntılı malzemeyi göl içine taşıyan alüvyal yelpaze ve fan delta süreçleri hakim olmuştur. Tersine işleyen süreçlerde ise göl seviyesi yükselmeleri sonucunda göl içine dolan malzeme yeniden işlenerek kum barlarını oluşturmaktadır. Ayrıca kırıntılı getiriminin olmadığı periyotlarda karbonat çökelişi etkin olup, banklar oluşturmuşlardır. Belirli zamanlarda su seviyesi yükselmeleri büyük derinlik oluşturmuş ve havza içindeki paleoyükselteleri bile örtecek düzeye gelmişlerdir. Havza Geç Pliyosen'de batı kenarı normal faylı, doğu kenarı bindirmeli bir tektonik kama ile parçalanmış ve depolanan Miyosen tortulları deformasyona uğramıştır.

GİRİŞ

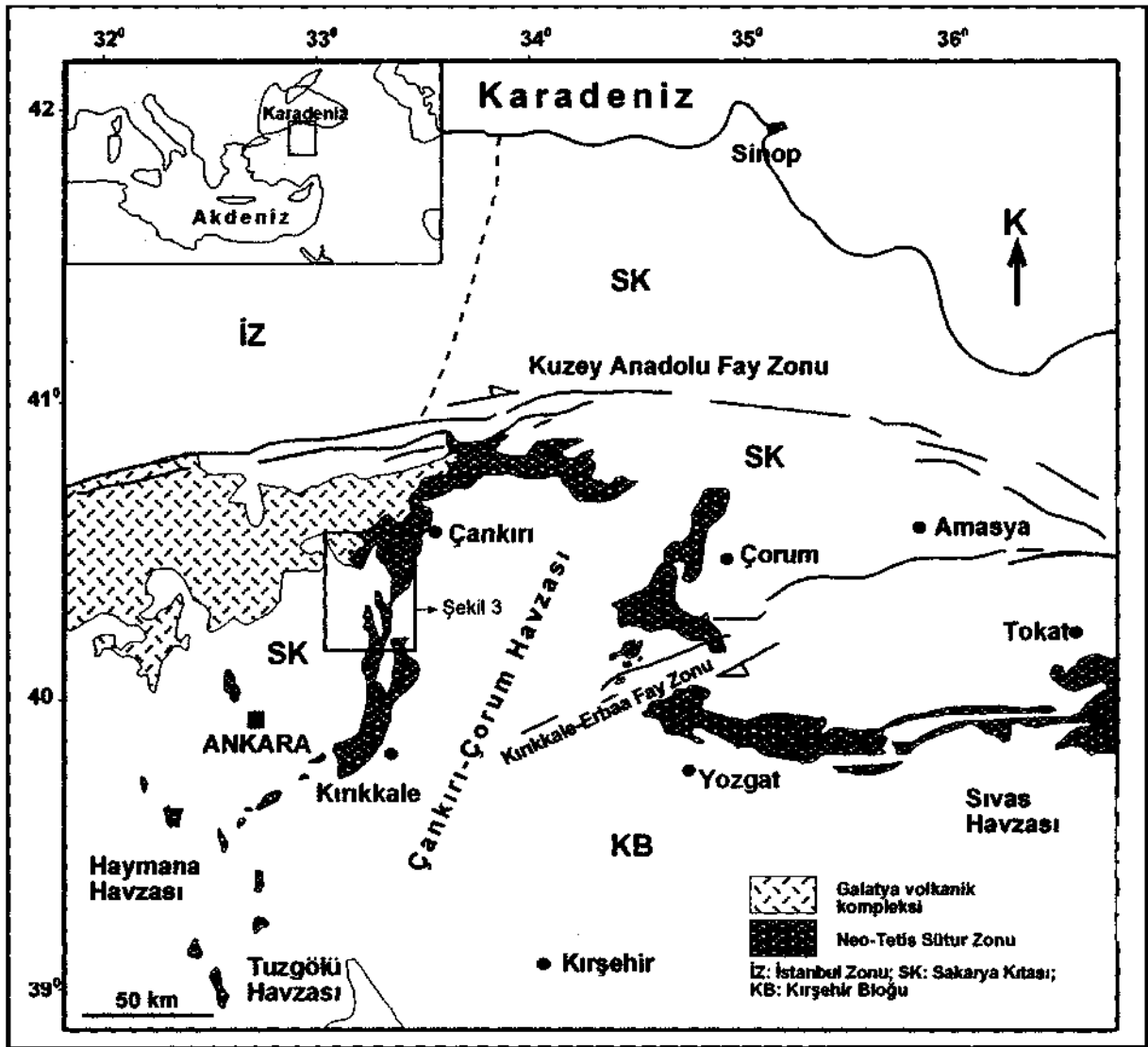
Çankırı-Çorum havzası Orta Anadolu bölgesindeki birçok Tersiyer havzalarından (Haymana, Tuzgölü, Sivas) yüz ölçümü en büyük olanıdır (Şek.1). Çalışma alanı bu büyük havzanın batı kenarında yer alır ve bu havza Triyas-Kretase yaşlı temel kayaları

üzerinde gelişmiştir. Havzanın batı kenarı Paleosen'den Oligosen'e kadar yükselme alanı olup depolanma Erken Miyosen'den itibaren başlamıştır.

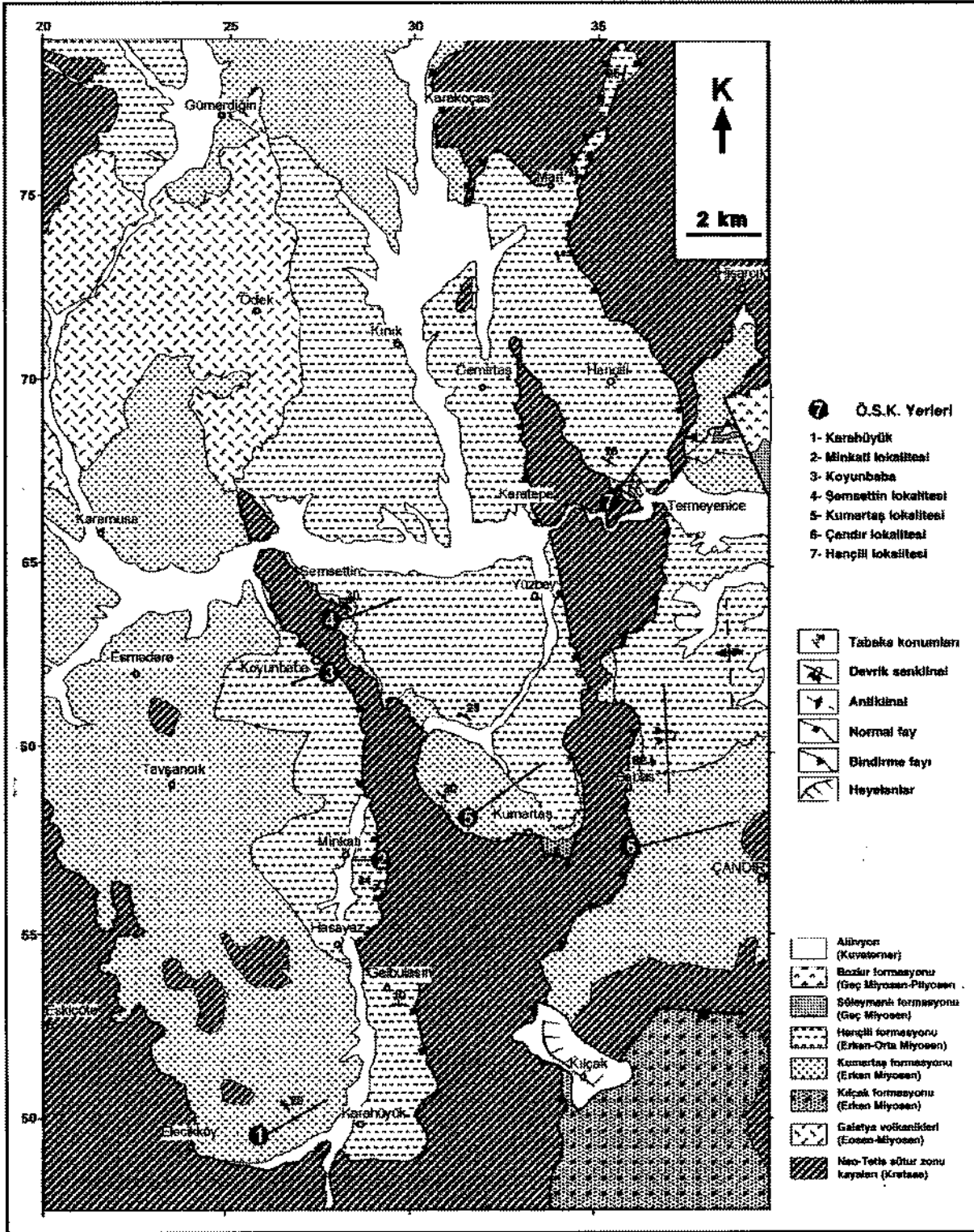
Çankırı-Çorum havzasının paleotektonik dönemi kadar neotektonik dönemi de tartışmalıdır. Önceki çalışmalarda çarpışma sonra-

sı dönemde sıkışmalı veya genişlemeli tektonik rejimin hakim olduğu konusunda farklı iki görüş bulunmaktadır. Bunlardan birincisi; Neotetis kapanması ile ilgili kıtalararası sıkışmanın Geç Pliyosen'e kadar devam ettiğini ve bu dönemi "Ankara Orojenik Fazı" diye adlandırılan görüştür (Koçyiğit, 1991; Koçyiğit ve diğerleri, 1995). Bununla beraber Görür ve diğerleri (1998) Çankırı havzasındaki neotektonik rejimin Orta-Geç Miyosen'de kraton içi

havza gelişimi ile başladığını belirtir. Tarafımızca kabul gören görüş ise Neo-Tetis kenet zonunun kapanması ile ilişkili kıtalararası sıkışmanın, Miyosen başında, olasılıkla orojenik çökme nedeni ile genişlemeli tektonik rejime döndüğüdür (Seyitoğlu ve diğerleri, 1997, 2000). Bu görüşlere ilâve olarak Kaymakçı (2000) Çankırı-Çorum havzasında Erken - Orta Miyosen'de genişlemeli tektonik rejimin etkili olduğunu belirtmiştir.



Şek. 1- Çalışma alanı ve Orta Anadolu havzalarının konumu (MTA Samsun ve Ankara 1/500.000 ölçekli jeolojik haritaları, Okay ve Tüysüz, 1999; Seyitoğlu ve diğerleri, 2000'den derlenmiştir).



Şek. 3- Çalışma alanının jeoloji haritası (MTA H-30 1/100 000 ölçekli jeoloji haritası, Seyitoğlu ve diğerleri, 2000, Özcan ve diğerleri, 2003'den derlenmiştir) ve kesitlerin lokasyonları.

göl kıyısı (fan-delta, kıyı yakını kum barları, karbonat bankları) ve göl merkezi ortamını yansıtan veriler elde edilmiştir. Bu sedimanter ortamlar Erken-Orta Miyosen'de genişlemen tektonik rejimde gelişen bir havzada depolanmıştır, istif içerisindeki sedimantasyonla eş zamanlı tektonik yapılar ve istifin yukarı doğru incilmesi bunu destekleyen kanıtlardır. Daha sonra Geç Pliyosen'de havza, batı kenarı normal faylı, doğu kenarı bindirmeli bir tektonik kama ile parçalanmış ve depolanan Miyosen tortulları deformasyona uğramıştır.

BÖLGENİN JEOLJİSİ

Çankırı-Çorum Neojen havzasının temelinde Neo-Tetis suture zonu, Sakarya Kıtası ve Kırşehir Bloğuna ait birimler yer alır (Şek. 1). Orta Anadolu havzaları Geç Kretase- Erken Eosen döneminde Neo-Tetis'in kapanması esnasında kalıntılar üzerinde gelişen havzalardır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Tüysüz ve Dellaloğlu, 1992; 1994; Tüysüz ve diğerleri 1995; Erdoğan ve diğerleri, 1996, Görür ve diğerleri, 1998). Havzadaki Neojen birimleri önceki çalışmalarda (Birgili ve diğerleri, 1975; Akyürek ve diğerleri, 1980; 1982; Yoldaş, 1982; Hakyemez ve diğerleri, 1986) farklı yaşlandırılmış olup bu çalışmada memeli fosil zonlarına dayandırılarak stratigrafi yeniden düzenlenmiştir (Şek. 2).

Daha öncede değinildiği gibi Neotektonik döneme ait iki farklı görüş vardır. Bunlardan ilki kıtalarası sıkışmanın Geç Pliyosen'e kadar devam ettiği görüşüdür (Akyürek ve diğerleri, 1980, 1982; Hakyemez ve diğerleri, 1986; Koçyiğit, 1991; Koçyiğit ve diğerleri, 1995). Diğer görüş ise kıtalarası sıkışmanın, Miyosen başında olasılıkla orojenik çökme nedeni ile genişlemen tektonik rejime döndüğü görüşüdür (Seyitoğlu ve diğerleri, 1997; 2000; Görür ve diğerleri, 1998; Kaymakçı, 2000). Kaymakçı (2000), Erken-Orta Miyosen'de sıkışma sonrası gelişen genişlemeli bir rejim önermiştir. Bu dönemde Çankırı havzası ve onun

batısında bulunan Hançili kenar havzası tanımlanmış ve bu iki havzayı ayıran sol yanal atım bileşenli normal faylarla sınırlı bir paleo yükseltinin varlığı öne sürülmüştür. (Kaymakçı, 2000). Buna bağlı olarak iki ayrı havzada gelişen farklı stratigrafiler sunulmuştur. Hançili havzasında Kumartaş (Altıntaş) ve Hançili formasyonları çökelirken Çankırı havzasında Çandır formasyonu çökelmiştir. (Kaymakçı, 2000). Kumartaş ve Hançili formasyonlarının çökmesi sırasında yarı grabenlerin meydana gelmiş olabileceği belirtilmiş ve buna veri olarak Kumartaş ve Hançili formasyonlarından ölçülü kesitlerin kalınlıklarının farklı olduğunu, yarı grabende ana faya yakın kesimlerde kalın, uzak kesimlerde ise ince istif bulunduğunu göstermiştir. (Kaymakçı, 2000). Ancak Kaymakçı 2000'e ait kesitlerde Kumartaş ve Hançili formasyonları arasından geçen tek bir referans seviyesi vardır. Kesitlerin alt bölümlerinde temele ulaşılmadığından ve üst bölümleri de güncel erozyona maruz kaldığından kesitlerin herhangi bir kalınlık bilgisine sahip olmadığı görülmektedir.

Havzanın GD bölümünde yüzlek veren ve Kretase yaşlı temel üzerine uyumsuz olarak ilk gelen birim Kılçak formasyonudur. Kılçak formasyonu memeli fosillerine göre MN-1 zonuna dahil edilmiş ve Erken Miyosen yaşı verilmiştir (Bruijn ve Saraç, 1992) (Şek. 2). Özcan ve diğerleri (2003) çalışmaları ile Kılçak formasyonunun üzerine uyumlu olarak Kumartaş ve Hançili formasyonlarının geldiği belirlenmiş (Şek. 3) ve aynı Neojen havzasının ürünleri olduğu ortaya konulmuştur. Kumartaş ve Hançili formasyonlarının uyumlu olarak Kılçak formasyonunu üzerine gelmediği ve doğrudan Neo-Tetis suture zonu kayaları üzerine geldiği dokanaklar ise normal faylıdır. Kumartaş ve Hançili formasyonları uyumsuz olarak alüvyal yelpaze, evaporitik göl tortullarından oluşan Geç Miyosen-Pliyosen istifleriyle örtülür (Şek. 2,3).

FASİYES ANALİZLERİ

Fasiyes analizi için 7 lokasyondan ölçümlü kesit alınmış ve bu kesitlerin korelasyonu için istif içerisinde yer alan tüfit ve stromatolit seviyeleri kullanılmıştır (Şek. 4). Kumurtaş ve Hançili formasyonlarının birbirleri ile yanall ve düşey geçişli olmaları nedeniyle fasiyesler birbirleriyle giriktir (Levha-1 şek. 1). Özellikle iki

formasyon arasındaki su altı ve üstü koşullarını yansıtan kıyı fasiyesleri, göl seviyesi oynamalarını göstermesi bakımından önemlidir. Fasiyeslerin açıklaması Çizelge-1 de verilmiş ve fasiyeslerin ayrıntılı özellikleri ise aşağıda anlatılmıştır. İstif içerisindeki sinsedimanter tektonik yapılar (normal faylar), depolanma esnasındaki tektonik rejimin ortaya konması bakımından önemlidir (Levha-1 şek. 2).

Çizelge-1 Fasiyeslerin dağılımı

Fasiyes Kodu	Fasiyes	Açıklama	Yorum
A1	Masif, organize olmayan konglomera	Masif, aşınmasız taban, iri bloklar, matrikte makaslanma laminaları	Kütle akması, moloz akması
A2	Dereceli, matriks destekli konglomera	Kalın tabakalı, matriks oranı üste doğru artar, yük ve alev yapıları, çamurtaş mercekleri	Su altı moloz akması
A3	Tabakalı, tane destekli konglomera	Orta-kalın tabakalı, normal derecelenme, aşınmalı taban, kırmıllanma	Akarsu akışı, uzunlamasına bar, çakıl yaygısı, yüksek yoğunluktaki türbidit akıntı
B1	Masif kumtaşı	Masif, aşınmasız taban, yanall devamı fazla	Kum yaygısı, su üstü yüksek yoğunluk (hiperkonsantre) akıntılar
B2	Düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşı	Aşınmalı taban, ön takım eğimleri 12°-15°, ön takım kalınlığı 4-8 mm	Akarsu barlarının göçü
B3	Teknemi çapraz tabakalı kumtaşı	Aşınmalı taban, ön takım eğimleri 15°-25°, boylanma iyi-orta	Kumulların göçü, dörsek barlarının kum düzlükleri
B4	Rıplı çapraz laminalı kumtaşı	Asimetrik ve simetrik rıplı, küçük dalga boyu ve amplitüd	Rıpların göçü, sıg su kumlarının fırtına erozyonu
B5	Boylanmalı, tabakalı kumtaşı	İnce-orta paralel tabakalı, tabaka üstleri aşınmalı, boylanma çok iyi	Fan-delta tortullarının yeniden işlenmesi, plaj ve kıyı yakını barları
C1	Masif çakıllı çamurtaş	Amalgamasyon, yanall devamı fazla, kırmızı-gri renkli	Akıntının azaldığı asılı çökelim
C2	Killa ve marn		
C2a	Organik maddece zengin killa	Laminalı, organik maddece zengin (bazı seviyelerde % 10-12 organik madde var)	Anoksik koşul, derin su ortamı
C2b	Masif marn	Masif, alg ve ostrakod fosilleri içerir.	Açık gölde asılı klastik ve karbonat çökeli
C2c	Laminalı yeşil-sarı renkli killa	Laminalı yeşil- sarı renkli, steril	Açık gölde asılı klastik çökeli
D	Karbonatlar		
D1	Tabakalı, fosilli kireçtaş	İnce-orta tabakalı, mikrit- vaketaşı, fosiller (alg, ostrakod, gastrapod) içerir	Karbonat bankı
D2	Ooidli kireçtaş	İnce-orta tabakalı, tanetaşı-istitaşı, bol ooidli.	Yüksek enerjili karbonat bankı
E	Kömür	mm-cm kalınlığında kömür zonları, kil ardalı	Düşük enerjili bataklık, kıyı
F	Tüfit	Orta tabakalı, piroklastik ve epiklastik karışım.	Döküntü tortullarının yeniden işlenmesi

A1: Masif, organize olmamış konglomera

Tanım: Konglomeraların tabaka kalınlıkları 1-2 m arasında değişir. Tekçe tabakaların yanal devamı 300-400 m ye ulaşmaktadır (Levha-1 şek. 3). Tabakaların tabanları genellikle aşınmasızdır. Fasiyes özellikleri organize olmayan bir fabrik sunmakta ve ters derecelenme ile çok kötü boylanma gösterirler. Mat-riksi çamur ve kumdur. Matriksli kısımlarda zayıf bir makaslanma zonu laminaları gözlenir. Konglomera bileşenlerini ofiyolitli melanj ile temele ait tortul kayaç parçaları oluşturur. Ortalama tane boyu 8-10 cm, maksimum tane boyu ise 60 cm olan bulan bloklar yer alır.

Yorum: Tekçe tabakaların çok kalın ve masif oluşu ve içerisinde iri blokların gözlenmesi bu fasiyesin kütle akmaları ile depolandığını işaret etmektedir (Enos, 1977; Bull, 1977). Diğer taraftan organize olmayan bir fabrik ve makaslanma zonu laminalanması da bu fasiyesin moloz akmaları ile yerleştiği görüşünü desteklerler (Nemec ve Steel, 1984; Miall, 1996).

A2: Dereceli, matriks destekli konglomera

Tanım: Tabaka kalınlıkları 1-4 m arasında değişir. Yanal devamlılıkları 150-250 m arasında olup kıltaşı ve çamurtaşları ile kama-lanır (Levha-1 şek. 4). Tekçe konglomera tabakalarında matriks oranı yukarı doğru artar. Bu sebeple ters bir derecelenme gözlenir. Yer yer yük ve alev yapıları bulunur (Levha-II şek. 3,4). Konglomeralar içerisinde bol olarak marn- kıltaşı aratabakaları ile mercekleri izlenir. Ortalama tane boyu 5-20 cm, maksimum tane boyu ise 50 cm'nin üzerindedir ve yanal yönde tane yönlenmesi gözlenmektedir.

Yorum: Yanal yönde tane dizilimi, mat-riks oranı yukarıya doğru artması, yük ve alev yapıları ile kıltaşlarının ardalanması şeklinde olan bu fasiyeslerin su altı moloz akması şek-

linde depolandığına işaret etmişlerdir (Nemec ve Steel, 1988; Mc Pherson ve diğerleri, 1988; Morton ve Schmitt, 1996).

A3: Tabakalı tane destekli konglomera

Tanım: Konglomera kalınlıkları 40-90 cm arasındadır. Gri, kırmızı, yeşil renkli olan bu konglomeralar, kumtaşları ile ardalanmalı ve geçişli olup, yanal devamı birkaç metreyi bulmaktadır. Tabakaların tabanları aşınmalı ve erozyonaldır (Levha-1 şek. 5).

Konglomeralarda boylanma kötü olup normal derecelenme izlenmektedir. Tabaka tabanlarında tane boyu 10-12 cm'yi bulan iri çakıllar yer alır ve ortalama tane boyu 3-4 cm'dir. Çakıllarda zayıf kiremitlenme (bineklik) gözlenir. Fasiyesin tümüne yakını tane desteklidir ve çakıl boyu taneler hacimce % 75 oranındadır.

Yorum: Bu fasiyes tane-tane yatak yükü şeklindeki bir depolanmayı gösterir (Harms ve diğerleri, 1982). Ayrıca normal derecelenme ve/veya kiremitlenme akarsu taşınmalarını işaret eder. Bu fasiyes uzunlamasına barlar ya da çakıl yaygıları biçiminde depolanmıştır (Rust, 1972; Mc Pherson ve diğerleri, 1988; Miall, 1996). Diğer taraftan bu fasiyes su altı yüksek yoğunluktaki turbidit akıntılar ile de oluşmuş olabilirler (Lowe, 1982).

B1: Masif kumtaşları

Tanım: Tabaka düzlemleri paralel olup, kalınlıkları 5-25 cm arasında değişir (Levha-1 şek. 6). Masif kumtaşları istifin alt seviyelerinde yaygın olarak görülürler. Tabaka tabanlarında aşınmasız olup bu kumtaşlarının yanal devamı onlarca metreyi bulmaktadır.

Egemen taneler orta-kaba kumdur. Yer yer çakıllı seviyelerin de olduğu bu kumtaşlarında, boylanma kötü olup, zayıf bir derecelenme sunarlar.

Yorum: Bu tür fasiyeslerin; tabakaların yanal devamlı oluşu, sellenme sonu dönemlerde, yatak yükünün kum yaygısı şeklinde birikmesi sonucu oluştuğu belirtilmiştir (Rust, 1978a,b; Maisel, 1993). Ayrıca bu tür fasiyesler su üstü yüksek yoğunluk (hiperkonsantra) akıntılarla da gelişebilirler (Smith, 1986; Morton ve Schmitt, 1996).

B2: Düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşları

Tanım: Düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşlarının tabanı her yerde aşınmalıdır ve üzerinde bulunduğu litolojiyi keserek yerleşmiştir. Çapraz tabaka kalınlıkları 15-22 cm arasında değişir (Levha-1 şek. 7). Bunlar çapraz tabakalı ve laminalı olup ön takımlarının kalınlıkları 4-8 mm dir. Ön takım eğimleri 12°-15° arasında değişir. Kumtaşları ince-orta kum tane boyuna sahip olup orta-zayıf boyolanma göstermektedir.

Yorum: Fasiyesin çapraz tabakalı oluşu su akıntıları ile depolandığı ve yatak yükünün yanal yönde taşınımı ile oluştuğunu gösterir (Rust, 1978a,b). Bu tür düzlemsel çapraz tabakalar barların göçü ile meydana gelmektedir (Harms ve diğerleri, 1982; Todd, 1996)

B3: Teknemsis çapraz tabakalı kumtaşları

Tanım: Tabaka tabanları erozyonal olup tabaka kalınlığı 0.6-1.0 m dir. Tabakaların yanal devamı 10-30 m, ön takım açısı ise 15°-25° dir. Boylanması orta-iyidir ve çok ince-kaba tanelerden oluşmaktadır (Levha-1 şek. 8).

Yorum: Bu tür özelliklere sahip fasiyesler alt akış rejim koşullarında kumulların göçü ile oluşurlar (Miall, 1977). Ayrıca yatak yükünün kum olduğu aktif kanalların derin kısımlarında veya dirsek barlarının kum düzlüklerinde yaygın olarak bulunurlar (Miall, 1985).

B4: Ripil çapraz laminalı kumtaşları

Tanım: Bu fasiyes; düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşları (B2), teknemsis çapraz tabakalı kumtaşları (B3) ve iyi boylanmış tabakalı

kumtaşları (B5) ile ardalanmalı olarak bulunmakta ve tabaka kalınlığı 0.5-25 cm, yanal devamı onlarca metreyi bulmaktadır (Levha-1 şek. 7). Ön takım açıları 10°-22° olan asimetric veya simetric ripil marklardan oluşmaktadır. Dalga genişliği 5 cm ve amplitüdü 0.5 cm dir.

Yorum: Bu fasiyesi oluşturan kumtaşları genellikle ripillerin göçü ile oluşmaktadır (Miall, 1977). Diğer taraftan ripil yatak şekillerindeki küçük dalga boyu ve düşük amplitüd, sığ sularda izlenirler (Tucker, 1978). Ayrıca simetric ripilli kumtaşlarının sığ su kumlarının fırtına erozyonu ile de oluştuğu ve kıyı yakını taban akıntıları ile kıyı ötesine taşındıkları da bilinmektedir (Dam ve Surlyk, 1993).

B5: İyi boylanmış tabakalı kumtaşları

Tanım: Sarı, yeşil renkli kumtaşları ince-orta paralel tabakalardan oluşur (Levha-1 şek. 6). Tabakaların üst yüzeyleri aşınmalıdır. Orta-kaba tane boyundaki kumtaşları çok iyi boylanmış gösterir. Kil matrisi yoktur. Bu kumtaşları ripil çapraz laminalı kumtaşları (B4), masif çakıllı çamurtaşları (C1), kilaşları ve marnlar (C2) fasiyesleri ile birlikte bulunur ve bu kumtaşlarında yük, deforme ve sokulma yapıları gözlenir (Levha-II şek. 1,2).

Yorum: İyi boylanmış kumtaşları, fan-delta tortullarının dalgalar ile yeniden işlenmesi ile plaj ve kıyı yakını barları şeklinde yerleşebilir (Crowell ve Link, 1982). Kumtaşları ve konglomeralarda gözlenen yük, deforme ve sokulma yapıları su altı koşullarında depolanmayı gösterir (Nemec ve Steel, 1988) (Levha-II şek. 1,2).

C1: Masif çakıllı çamurtaşları

Tanım: istifin çeşitli seviyelerinde kumtaşı fasiyesleri ile birlikte bol olarak bu fasiyes bulunur (Levha-1 şek. 3,6). Masif oluşu amalgamasyon (tabaka sınırlarının silinmesi) ile ilgilidir. Çamurtaşlarının rengi kırmızı ve gridir. Yanal yönde yayılımı yüzlerce metreyi bulmaktadır.

Yorum: Masif çamurtaşları sellenmenin azaldığı, asıltı çökeliminin fazla olduğu, akarsu-bataklık alanlarında oluşurlar (Miall, 1977; De Feyter ve Molenaar, 1984; Flores, 1984).

C2: Kilitaşları ve marnlar (C2a, C2b, C2c)

Bu tortullar 3 alt fasiyesi halinde incelenir. Bunlar; organik maddece zengin kilitaşları (C2a), masif marn (C2b) ve laminalı sarı-yeşil renkli kilitaşlarıdır (C2c).

Genel olarak ince taneli tortulların mineralojik bileşimini simektit, illit, kristobalit, anal-sim, kalsit, dolomit, feldispat ve kuvars oluşturur.

Organik maddece zengin kilitaşları özellikle Kumartaş ve Hançili kesitlerinde yaygın olarak bulunur (Şek. 4, Levha-II şek. 5). Organik madde miktarı bazı seviyelerde % 8-10 arasında değişmektedir.

Masif marnlar ve laminalı kilitaşları arasında Hançili kesitinde küçük memeli fosiller bulunmuştur (Şek.4). Bunlar; *Megacricetodon* cf. *callongensis*, *Democricetodon* sp., *Crice-todon* sp., *Anomalomys* sp., *Eumyarian* sp., *Spalacid* indet (Kaymakçı, 2000; Saraç, 2003). Bu memeliler genellikle yarı tropik iklimlerde yaşayabilen canlılardır. Marn ve kilitaşları içerisinde yer yer algler ve ostrakodlar da bulunmaktadır. Bu ince taneli tortullar karbonatlar ile ardalanmalı olarak bulunmaktadır (Levha-II şek. 4).

Yorum: Organik maddece zengin kilitaşları derin su koşullarını ve anoksik ortamları yansıtırlar (Talbot ve Ailen, 1996). Marnlar kıvrıntılı getiriminin az olduğu karbonat çökeliminin fazla olduğu zamanlarda depolanırlar. Laminalı killer genellikle açık göl koşullarında asıltıdan çökelimi ifade eder. Ostrakodlu-algeli marnlar ve kilitaşları, karbonatlar ile ardalan-

malı olarak kıyılarıdaki karbonat banklarda oluşabilmektedirler (Platt ve Wright, 1991).

D: Karbonatlar

Karasal kıvrıntılı malzeme getiriminin azaldığı veya durduğu zamanlarda karbonat çökelimi olmaktadır. İki alt fasiyesi vardır. Bunlar;

D1: tabakalı fosilli kireçtaşları (Levha-II şek. 5)

D2: ooidli kireçtaşları (Levha-II şek. 6)

ince-orta tabakalı kireçtaşları mikrit ve vaketası türündendir. Bazı seviyelerde algler, ostrakod ve az olarak gastrapod mevcuttur. istifin farklı seviyelerinde stromatolitler yer alır ve bunlar, kesitlerin korele edilmesinde anahtar seviye oluştururlar (Şek. 4, Levha-II şek. 7).

Ooidli kireçtaşları ise tanetaşı özelliğindedir.

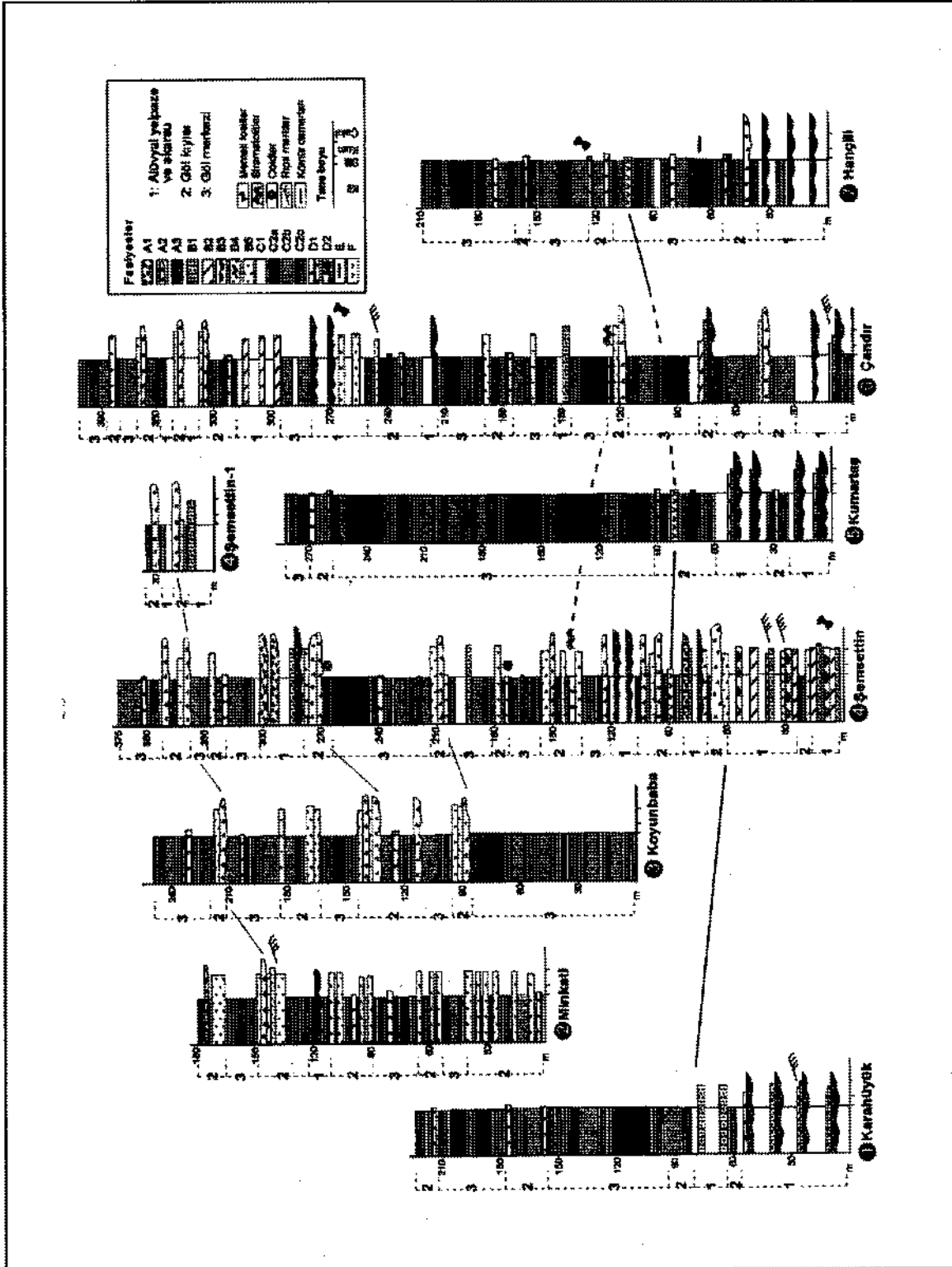
Yorum: Karbonatlar göl kenarı karbonat banklarında oluşurlar (Platt ve Wright, 1991). Tabakalı kireçtaşları (ostrakodlu, algli mikrit) düşük enerji bank tipi göl kenarlarını yansıtırlar iken ooidli kireçtaşlarında yüksek enerji koşullarını yansıtırlar (Platt ve Wright, 1991).

E: Kömür

Karbonat ve kilitaşı tabakaları arasında yaklaşık 10-12 cm kalınlığında kömür düzeyleri gözlenir. Kömürlü düzeyler genellikle göl kıyısı koşullarında oluşmuştur.

F: Tüfit

Volkan hamuru içerisinde plajiyoklas kristalleri şeklinde yer alır (Levha-II şek. 8) ve epiklastik malzeme getiriminin yüksek olması sebebiyle yeniden işlendiği (reworked) düşünülmektedir.



Şek. 4- Kesitlerin düşey ve yanıl ilişkileri ve fasyes-ortam dağılımları

FASİYES TOPLULUKLARI VE DEPOLANMA ORTAMLARI

Fasiyeslerin yanal ve düşey ilişkileri sonucunda farklı fasiyes toplulukları ayrılmıştır (Şek. 4). Bunlar; kütle akma katkılı örgülü akarsu, menderesli akarsu, taşkın düzlüğü, fan delta, kıyı yakını kum barları, karbonat bankları, derin ve sığ gölleridir (Çizelge-2). Bu fasiyes topluluklarının oluşturduğu depolanma ortamları ise alüvyal yelpaze-akarsu, göl kıyısı ve göl merkezidir (Çizelge-2).

Alüvyalyelpaze ve akarsu ortamları

Bu ortamın ilk fasiyes topluluğu özellikle istifin alt kesimlerinde ve Kumartaş formasyonuna ait birimlerde yaygın olarak yer almaktadır (Şek. 4). Genellikle masif- organize olmayan konglomeralar, tabakalı-tane destekli konglomeralar ağırlıklı olarak bulunurlar. Bunlara eşlik edenler; masif kumtaşları, düzlemsel ve teknesmi çapraz tabakalı kumtaşları ve her seviyede yer alan masif çakıllı çamurtaşlarıdır. Bu fasiyes topluluğu sedimanter gravite akmalı çakıllı örgülü akarsular ile karakterize edilir. (Miall, 1985, 1996).

Bu ortamın ikinci fasiyes topluluğunu menderesli akarsular oluşturur. Kumtaşlarının hakim olduğu bu fasiyes topluluğu masif kumtaşları, düzlemsel-teknesmi çapraz tabakalı kumtaşları ve ripil çapraz laminalı kumtaşlarından oluşur. Bu fasiyesler arasında ince taneli tortul olarak masif çamurtaşları bulunur. Bu fasiyes topluluğu klasik anlamda kumlu menderesli akarsuları temsil ederler. Menderesli akarsu modeli ilk defa Ailen (1963b, 1970b) tarafından tanımlanmış olup daha sonra Plint (1983), Farrell (1987) ve Munoz ve diğerleri (1992) tarafından geliştirilmiştir. Bu fasiyes topluluğu Stanistreet ve McCarthy (1993) göre de düşük sinüslü/ menderesli akarsu yelpazelerinin iç kısımlarında yer alırlar. Ayrıca Kelly ve Olsen'e (1993) göre uç terminal yelpazelerin orta kısımlarını karakterize ederler.

Son fasiyes topluluğu ise taşkın düzlüklerinden oluşmaktadır (Çizelge-2). Ağırlıklı olarak masif çamurtaşlarının hakim olduğu bu topluluk da teknesmi çapraz tabakalı kumtaşları ve ripil çapraz laminalı kumtaşları az oranda temsil edilirler.

Göl kıyısı ortamları

Kıyı ortamlarında birçok sürecin etkin olduğu, kırıntılı ve karbonat getirimine bağlı olarak farklı fasiyes topluluklarının geliştiği hareketli bir ortamdır. Ayrıca tektonizma etkisi ile oluşan su seviyesi değişimleri fasiyes oluşumunda çok etkilidir.

Bu ortamın ilk fasiyes topluluğu olan fan-delta istifin değişik seviyelerinde yer alır (Şek. 4). Egemen olan fasiyes dereceli-matriks destekli konglomeralardır. Konglomera tabakalarına masif çamurtaşları, masif marnlar ve laminalı kilaşları eşlik eder. Bu marn ve kilaşları konglomera içinde merceksi olarak da bulunabilirler. Su üstü koşullarının hakim olduğu zamanlarda ise masif-organize olmayan konglomeralar ile tabakalı-tane destekli konglomeralar yer alır. Fan-delta terimini ilk ortaya atan Holmes (1965) ve daha sonra geliştiren Rust (1979), Rust ve Koster (1984), Mc Pherson ve diğerleri (1988) dir. Nemec ve Steel'e (1988) göre alüvyal yelpazelerin sulu bir ortama (göl veya deniz) girdiğinde yelpazenin tamamı veya bir kısmı su altında kalır ve bu su altında kalan prizma şeklindeki tortullar fan-delta tortulları olarak adlandırılırlar. Göl seviyesi düştüğü periyotlarda akarsu profilleri kendilerini düşük seviyelere adapte etmek için derin vadiler kazarlar. Bu arada aşınan kırıntılı malzeme kütle akma veya akarsu süreçleri ile göle taşınmakta ve alüvyal yelpaze ve fan-delta ortamlarında depolanmaktadır.

Çizelge-2 Fasiyes topluluklarının dağılımı

Fasiyes Toplulukları	Fasiyesler	Depolanma Ortamı
Kütle akma katkılı örgülü akarsu	A1, A3, B1, B2, B3, C1	Alüvyal yelpaze ve akarsu
Menderesli akarsu	B1, B2, B3, B4, C1	
Taşkın düzlüğü	B3, B4, C1	
Fan-delta	A2, C1, C2b, C2c	Göl kıyısı
Kıyı yakını kum barları	B5, C1, C2b, C2c	
Karbonat bankları	D1, D2, C2c, E	
Derin göl	C2a, C2c	Göl merkezi
Siğ göl	C2c, D1, D2	

Bu ortamın ikinci fasiyes topluluğunu oluşturan kıyı yakını kum barları Şemsentin ve Çandır lokalitelerinde gözlenirler. Genellikle kalın ince taneli kiltası-marn arasında iyi boyanmalı- tabakalı kumtaşları şeklinde bulunur. Bunlar önceden oluşan fan-delta tortullarının dalgalar ile yeniden işlenmesi ile plaj ve kıyı boyu barları tortulları şeklinde depolanırlar (Crowell ve Link, 1982). Burada etkili olan süreç, göl seviyesinin yükselmesi ile göl içinde depolanan malzemenin yeniden işlenmesi ve kum barlarını oluşturmasıdır.

Bu ortamın son fasiyes topluluğunu karbonat bankları oluşturur. Göl seviyesinin yükseldiği periyotlarda, kırıntılı getiriminin durduğu anlarda tabakalı fosilli kireçtaşları ve ooidli kireçtaşları çökeler iken kırıntılı getirimin başladığı zamanlarda kiltası depolanmıştır

(Levha-II şek. 4). Kireçtaşları ve kiltası içerisinde stromatolitli, ostrakodlu, gastropodlu, algli fosiller bulunur. Özellikle Platt ve Wright (1991) gölsel karbonatlarda fasiyes modellemesine gitmiş ve ostrakod seviyelerinin 10m derinliğe kadar, stromatolitlerin 10-60 m derinliğinde, chara'lı çamurların 0-2 m arasında oluştuğunu göstermiştir. Ayrıca aynı yazarlar ooid siğliliğinin 2-4 m arasında olabileceğini de belirtirler. Bu tür ortamlarda kömürler de oluşabilmektedir. Bu kömürler Hançili kesitinde ince bantlar halinde yer alır ve istife yaşını veren küçük memeli fosilleri ile beraber bulunur (Şek. 4). Sonuç itibarıyla tabakalı, ostrakodlu, gastropodlu, algli kireçtaşları düşük enerjili karbonat banklarında oluşurken ooidli kireçtaşları yüksek enerjili karbonat banklarında oluşmaktadır (Platt ve Wright, 1991).

Göl merkezi ortamı

Gölde zaman içerisinde tektonizmaya bağlı olarak su seviyesi oynamaları oluşmakta ve buna bağlı olarak gölde derinleşme veya sığlaşmalar görülmektedir. Gölün derinleşmesi ile organik maddece zengin kiltaşları ve yer yer marnlar çökelebilmektedir. Katmansız (unstratification) ve süreksiz (unpermanently) göllerde anoksik koşullar olduğu için organik madde korunur ve yaklaşık 100 m derinliğe varan derin su koşulları gözlenebilmektedir (Platt ve Wright, 1991). Göl seviyesinin yükseldiği dönemlerde Havza içindeki paleoyükselti sular tarafından örtülme ve üzerleri ince taneli göl tortulları ile kaplanmaktadır. Gölün sığlaştığı zamanlarda kıyılarda karbonatlar veya kırıntılı getiriminin fazla olduğu zamanlarda fan-delta tortulları gelişirken, kıyı ötesinde de laminalı kiltaşları ve marnlar depolanmaktadır (Horton ve Schmitt, 1996).

HAVZANIN TEKTONİK GELİŞİMİ VE ORTAM MODELLERİ

Çankırı-Çorum havzası Geç Paleosen-Erken Eosen döneminde Neo-Tetis okyanusunun kapanması ile başlayan kıtalararası sıkışma rejiminin kontrolü altında gelişen bir havzadır (Tüysüz ve Dellaloğlu, 1992, 1994). Daha sonra Miyosen'den itibaren kıtalararası sıkışma yerini, olasılıkla orojenik çökme nedeni ile genişlemeli tektonik rejime bırakmıştır (Seyitoğlu ve diğerleri, 1997, 2000). Çalışma konusunu teşkil eden Erken-Orta Miyosen tortulları da bu görüşü destekler konumdadır. Gerek fasiyesler gerekse istifin yukarı doğru incelenmesi ve sinsedimanter tektonik yapılar (Savaşçı ve Seyitoğlu, hazırlanmakta) bunların kanıtıdır.

Büyük Çankırı-Çorum havzasının batı kenarını oluşturan bu bölgede Miyosen'den itibaren yaklaşık KB-GD istikametinde normal faylar ile bölünen paleoyükselti yer alır

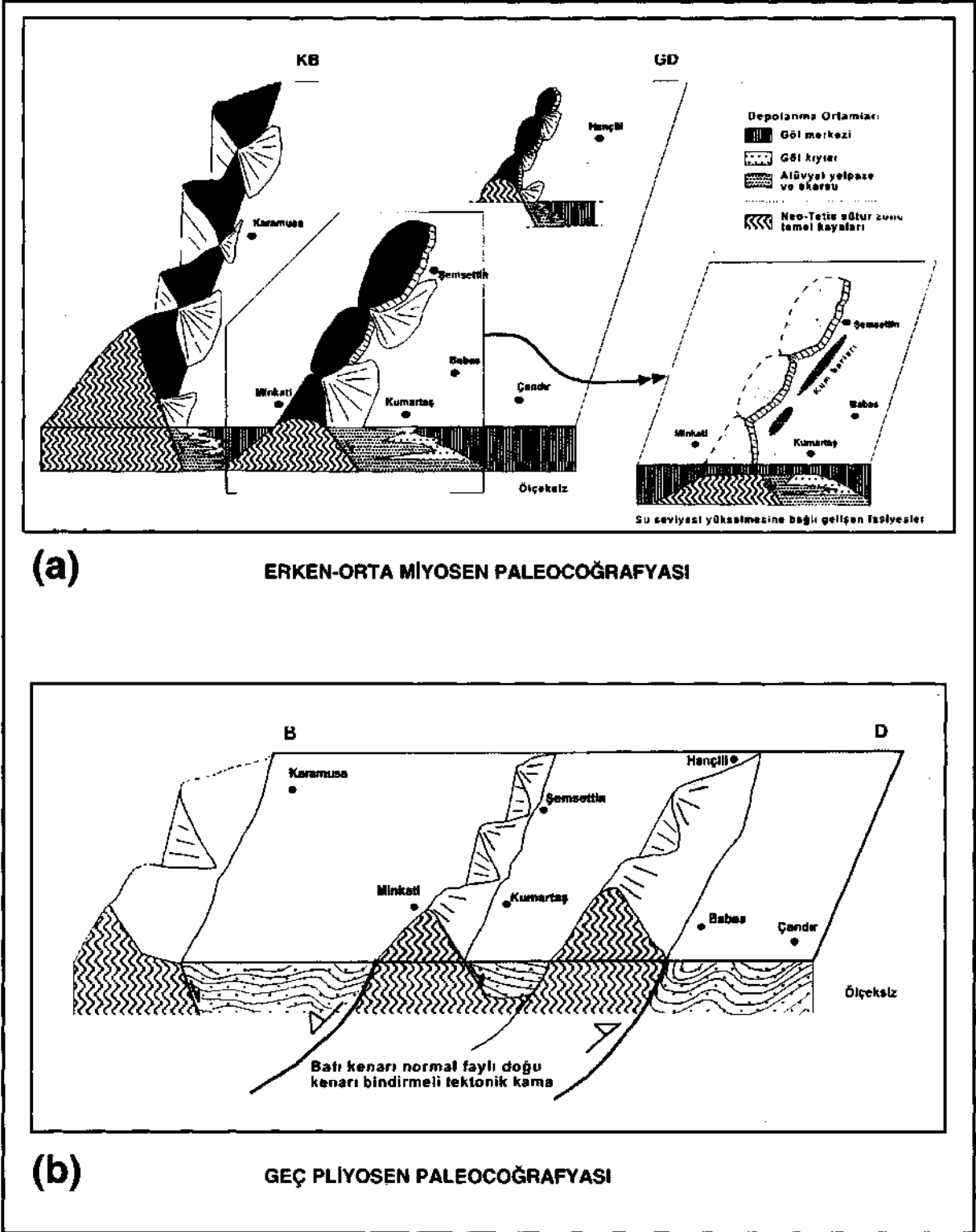
(Şek. 5a). Paleoyükselti oluşturulan kara alanlarının kıyılarında göl kıyısı fasiyesler gelişmiştir. Bu kıyı fasiyesleri çok değişik ve miktarda olup aşağıda değinilen süreçlerin etkisi altında gelişmişlerdir. Bunlar; tektonizma, buna bağlı su seviye değişimleri, kaynak alanın cinsi, dalga-akıntı süreçleri vb. dir.

Tektonizmaya bağlı su seviyesi düşmelerinin ve kırıntılı getiriminin fazla olduğu zamanlarda fan-delta tortulları gelişmiştir ve değinilen bu fan-delta gelişimi istif içerisinde birçok kez tekrarlanmıştır (Şek. 4). Daha sonra dalga ve akıntı süreçleri ile oluşan bu tortullar işlenmekte ve kıyı boyu kum barlarını oluşturmaktadır.

Kaynak alandan kırıntılı getiriminin az olduğu ve fay sarplıklarının azaldığı zamanlarda da kıyılarda karbonat bankları oluşmuştur. Bu zamanda kıyılarda yaşanan süreçler, düşük ve yüksek enerji koşullarında oluşabilen ve buna bağlı farklı karbonat fasiyesleri gelişebilmektedir.

Zaman içerisinde su seviyesi yükselmekte ve mevcut paleoyükselti alanları sular altında kalabilmektedir (Şek. 5a). Bunun en iyi örneği Şemsettin lokalitesinde doğrudan temel üzerine gelen ince göl fasiyeslerinde görülmektedir (Levha-I şek. 1). Bu olay Erken-Orta Miyosen boyunca tekrarlanmış ve bazı zamanlarda tüm havzada derin göl merkezi fasiyesleri hakim olmuştur. Erken-Orta Miyosen gölü yarı tropikal ve açık göl karakterinde olan ve çok geniş alanları kaplayan bir göldür. Gerek memeli fosilleri gerekse fasiyesler bu bulguları doğrular. Göl organik maddece zengin olup bazı kıyı alanlarında önemli kömür bantları oluşmuştur.

Genişlemen tektonik rejim Üst Miyosen'de devam etmiş, fakat iklimin değişmesi sonucu evaporitik göl ortamları gelişmiştir (Varol ve diğerleri, 2002).



Şek. 5- Bölgenin paleocoğrafik gelişimi.

Miyosen tortulları genişlemeli tektonik rejimde depolandıktan sonra Geç Pliyosen'de batı kenarı normal faylı, doğu kenarı bindirmeli tektonik kama ile parçalanmıştır (Şek. 5b) (Seyitoğlu ve diğerleri, 2000). Bu kama Kuzey Anadolu Fayı ve onun bir kolu olan Kırıkale - Erbaa fay zonu arasında oluşan NW-SE yönlü sıkışmanın etkisi ile oluşmuştur (Seyitoğlu ve diğerleri, 2000). Bu tektonik aktivite sonucunda Miyosen tortulları deforme olmuş ve farklı bölgelere ayrılmış konumdadır. Koçyiğit ve diğerleri'nin (1995) ön gördüğü gibi kıtalararası sıkışmadan doğan bindirme sistemleri mevcut olmayıp, önceden genişlemeli tektonik rejim altında gelişen havza neotektonik aktivite sonucu oluşan bir tektonik kama ile parçalanmıştır. Ayrıca Kaymakçı'nın (2000) belirttiği gibi Erken-Orta Miyosen zaman aralığında farklı iki havza (Çankırı ve Hançili havzaları) gelişimi ve bunları ayıran sol yanal atım bileşenli normal faylarla sınırlı bir paleoyükseltinin varlığı söz konusu değildir. Çünkü önerilen paleoyükseltinin her iki tarafında da Kumartaş ve Hançili formasyonunun varlığı kanıtlanmıştır.

SONUÇLAR

Anadolu'da Miyosen'de başlayan genişlemeli tektonik rejimde gelişen istiflerdeki depolanma modeli, diğer Orta Anadolu havzaları için de bir örnek oluşturmaktadır. İstif de gözlenen çok zengin fasiyesler detaylı olarak incelenmiş ve oluşturulan fasiyes toplulukları ile sedimanter ortam yorumuna gidilmiştir. Ayrıca göl tortulları Erken-Orta Miyosen dönemindeki bölgesel paleo iklim koşullarının ortaya konmasında önemli veri sağlamışlardır.

Orta Anadolu'nun önemli havzalarından biri olan Çankırı-Çorum havzasının batı kenarında genişlemeli tektonik rejimde depolanan Kumartaş ve Hançili formasyonlarında belirlenen fasiyesler şunlardır; masif-organize olmayan konglomera, dereceli-matriks destekli

konglomera, tabakalı-tane destekli konglomera, masif kumtaşı, düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşı- teknesmi çapraz tabakalı kumtaşı, ripil çapraz laminalı kumtaşı, boylanmalı- tabakalı kumtaşı, masif çakıllı çamurtaşı, organik maddece zengin kiltası, masif marn, laminalı- yeşil-sarı renkli kiltası, tabakalı-fosilli kireçtaşı, ooidli kireçtaşı, kömür ve tüfittir. Bu fasiyeslerin yanal ve düşey ilişkilerinin belirlenmesi sonucunda alüvyal yelpaze-akarsu, göl kıyısı (fan-delta, kıyı boyu kum barları, karbonat bankları) ve göl merkezi ortamlarını yansıtan sedimanter ortamlar saptanmıştır. Havzadaki Erken-Orta Miyosen gölü yarı tropikal iklim ve açık göl koşullarını yansıtmaktadır.

Erken-Orta Miyosen yaşlı birimlerle Neotetis kenet zonuna ait temel arasında iki tür ilişki saptanmıştır. Bunlardan birincisi Kumartaş ve Hançili formasyonlarının çökmesi ile eş yaşlı normal faylı ve üzerlemeli sınırlardır. Diğerleri ise bu formasyonların çökmesinden sonra gelişmiş olan tektonik kamanın havzayı parçalaması sırasında gelişen (Seyitoğlu ve diğerleri, 2000) kamanın batı ve doğu kenarını sınırlayan normal ve bindirme faylarıdır.

Bu bulgular da göstermektedir ki Erken-Orta Miyosen yaşlı Kumartaş ve Hançili formasyonları genişlemeli tektonik rejimde depolanan ve yukarı doğru incelmeye gösteren bir istif gelişimi sunmaktadır. Daha sonra depolanan bu Miyosen tortulları, Geç Pliyosen'de batı kenarı normal faylı doğu kenarı bindirmeli bir tektonik kama ile parçalanmış ve deforme olmuştur. Kaymakçı'nın (2000) önerdiği iki havza (Çankırı ve Hançili havzaları) gelişimi ve buna bağlı olarak gelişen farklı stratigrafi-lerin olmadığı belirlenmiştir. Var olduğu düşünülen her iki havzada da Kumartaş ve Hançili formasyonlarının depolandığı ve Çandır formasyonunun da Kumartaş formasyonu olduğu saptanmıştır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, MTA Genel Müdürlüğü (Proje no: 16-A3), TÜBİTAK (Proje no: 101Y108), CNRS-INSU (ECLIPSE) ve Ankara Üniversitesi Araştırma Fonu (Proje no: 20010705053) tarafından desteklenmiştir. Yazarlar, makalenin yayına hazırlanması sırasındaki önerilerinden dolayı Ergün Akay'a teşekkür ederler.

Yayına verildiği tarih, 20 Ocak 2003

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akyürek, B.; Bilginer, E.; Çatal, E.; Dağ, Z.; Soysal, Y. ve Sunu, O., 1980, Eldivan-Şabanözü (Çankırı) ve Hasayaz-Çandır (Kalecik-Ankara) dolayının jeolojisi: MTA Rap. 6741, (Yayımlanmamış).
- ; Akbaş, B., Hepşen, N., Pehlivan, Ş., Sunu, O., Soysal, Y., Dağ, Z., Çatal, E., Sözeri, B., Yıldırım, H. ve Hakyemez, Y., 1982, Ankara-Elmadağ-Kalecik dolayının jeolojisi: MTA Rap. 7298 (Yayımlanmamış).
- Ailen, J.R.L., 1963b, Henry Clifton Sorby ve the sedimentary Structures of sves ve svestones in relation to flow conditions: Geol. Mijnbouw, 42; 223-228.
- ; 1970b, Studies in fluviatile Sedimentation: acomparison of fining-upward cyclothems, with special reference to coarse-member composition and interpretation: J. Sediment. Petrol. 40; 298-323.
- Birgili, Ş.; Yoldaş, R. ve Ünal, G., 1975, Çankırı-Çorum havzasının jeolojisi ve petrol olanakları: MTA Rap. 5621, (Yayımlanmamış).
- Brujn, H.de ve Saraç, G. 1992, Early Miocene rodent faunas from the eastern Mediterranean area: Proc. Kon. Ned. Akad. v.Wetensch, 95(1); 25-40.
- Bull, W.B., 1977, The alluvial fan environment: Prog.Phys.Geog.1; 222-270.
- Crowell, J.C. ve Link, M.H. (eds.), 1982, Geologic History of Ridge Basin, Southern California: Pasific Section Soc. Econ. Paleont. Miner., Tulsa, 304 pp.
- De Feyter, A.J. ve Molenaar, N., 1984, Messinian fanglomerates: The Colombacci formation in the Pietrarubbia basin, Italy: J.Sedimentary Petrol., 54; 749-758.
- Dam, G. ve Surlyk, F., 1993, Cyclic Sedimentation in a large wave and storm dominated anoxic lake, Kap Stewart Formation (Rhaetian-Sinemurian), Jameson Lve, East Greenland: In: Sequence Stratigraphy and Facies Associations (Eds. H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq and G.P. Ailen), Spec. Publ. Int. ASS. Sediment., 18, 419-448.
- Enos, P., 1977, Flow regimes in debris flow: Sedimentology, 24; 133-142.
- Erdoğan, B.; Akay, E., ve Uğur, M.S., 1996, Geology of the Yozgat Region and evolution of the collisional Çankırı Basin: International Geology Review, 38; 788-806.
- Farrell, K.M., 1987, Sedimentology ve facies architecture of overbank deposits of the Mississippi River, False River region, Louisiana: In: Recent developments in fluvial sedimentology (Eds. F.G. Ethridge, R.M. Flores and M.D. Harvey), Soc. Econ. Paleontol. Mineral Spec. Publ., 39; 111-120.
- Flores, R.M., 1984, Comparative analysis of coal accumulation in Cretaceous alluvial deposits, Southern United States Rocky Mountain basin: In: The Mesozoic of Middle (Eds. D.F. Stott, D.J. Glass), North America. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 9; 373-385.
- Görür, N.; Tüysüz, O. ve Şengör, A.M.C., 1998, Tectonic evolution of the Central Anatolia Basin: International Geology Review, 40; 831-850.
- Hakyemez, Y.; Barkurt, M.Y.; Bilginer, E.; Pehlivan, Ş.; Can, B.; Dağ, Z. ve Sözeri, B., 1986, Yapraklı-İlgaz-Çankırı-Çveir dolayının jeolojisi: MTA Rap. 7966 (Yayımlanmamış).

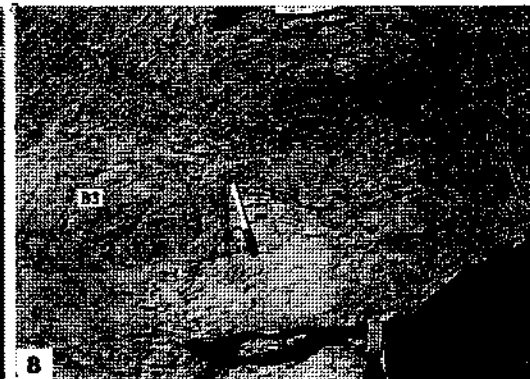
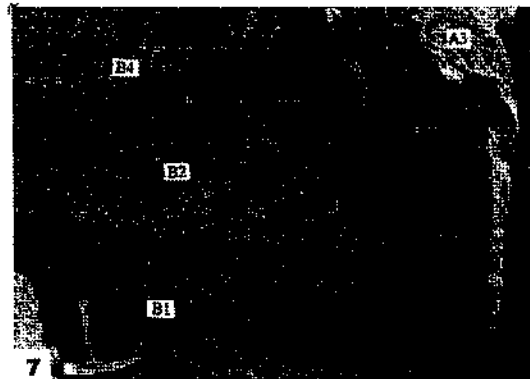
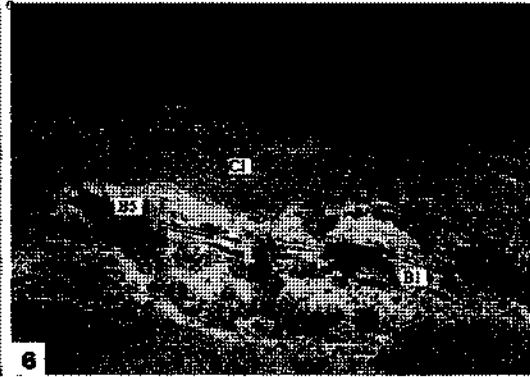
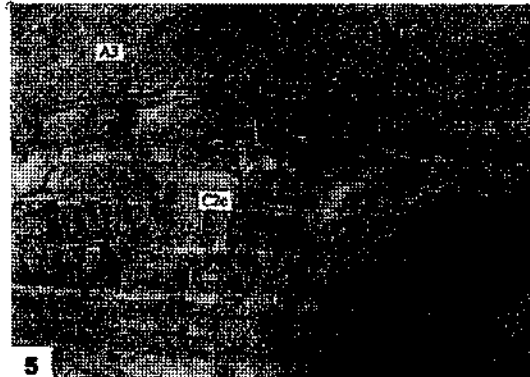
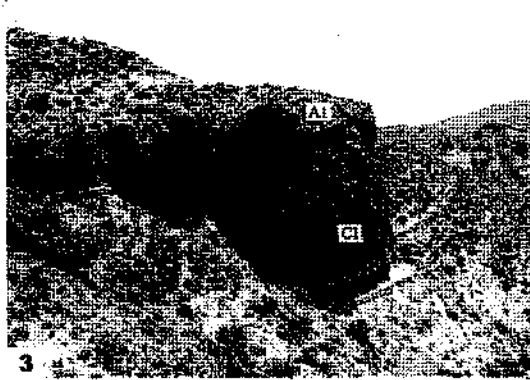
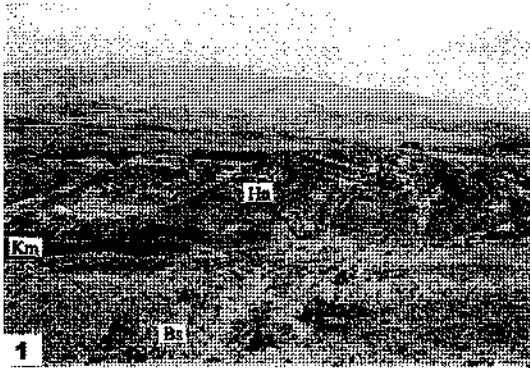
- Harms, J.C., Southard, J.B. ve Walker, R.G., 1982, Structures ve sequences in clastic rocks: Soc. Econ. Paleontol. Mineral Short Course 9.
- Holmes, A., 1965, Principles of Physical Geology, 2nd edn, Nelson, London, 1288 pp.
- Morton, B.K. ve Schmitt, J.M., 1996, Sedimentology of a lacustrine fan-delta system, Miocene Horse Camp Formation, Nevada, USA: Sedimentology, 43, 133-155.
- Kaymakçı, N., 2000, Tectono-stratigraphical evolution of the Çankırı basin (Central Anatolia Turkey): PhD Thesis, Univ. Utrecht. Geologia Ultraiectina, -no: 190, 247 p.
- Kelly, S.B. ve Olsen, H.O., 1993, Terminal fans- a review with reference to Devonian examples: Sediment. Geol., 85; 339-374.
- Koçyiğit, A., 1991, Changing Stress Orientation in Progressive Intracontinental Deformation as Indicated by the Neotectonics of the Ankara Region (NW Central Anatolia): TPJD Bülteni, 3 (1); 43-55.
- ; Türkmenoğlu, A.; Beyhan Kaymakçı, N. ve Akyol, E., 1995, Post-Collisional Tectonics of Eskişehir-Ankara-Çankırı Segment of İzmir-Ankara-Erzincan Suture Zone: Ankara Orogenic Phase: TPJD Bülteni, 6 (1); 69-86.
- Lowe, D.R., 1982, Sediment gravity flows: II. Depositional model with special reference to the deposits of high-density turbidity currents: J.Sedim.Petrol., 52; .279-297.
- McPherson, J.G., Shanmugan, G. ve Moiola, R.J., 1988, Fan deltas and braid deltas: conceptual problems: In: Fan Deltas: Sedimentology ve Tectonic Settings (Eds. W. Nemeç and R.J. Steel), pp. 14-22, Blackie, London.
- Miall, A.D., 1977, A review of the braided river depositional environments: Earth Sci.Rev.,13; 1-62.
- , 1985, Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits: Earth Sci. Rev., 22; 261-308.
- Miall, A.D., 1996, The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary facies, basin analysis ve petroleum geology. Springer, 582 p.
- Munoz, A.; Ramos, A.; Sanchez-Moya, Y. ve Sopena, A., 1992, Evolving fluvial architecture during a marine transgression: Upper Buntsvestein, Triassic, central Spain: Sediment. Geol., 75; 257-281.
- Nemeç, W. ve Steel, R.J., 1984, Alluvial and coastal conglomerates: Their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits: In: Sedimentology of Gravels and Conglomerates (Eds. E.H. Koster and R.J. Steel), pp. 1-31, Mem. Can. Soc. Petrol. Geol., 10.
- ve———, 1988, What is a fan delta and how do we recognize it?: In: Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings (Eds. W. Nemeç and R.J. Steel) Blackie, London, pp. 3-13.
- Özcan, F.; Saraç, G.; Karadenizli, L.; Şen, Ş. ve Seyitoğlu, G., 2003, Lithostratigraphy and mammalian biochronology of Lower Miocene deposits in the western part of Çankırı-Çorum basin: A test for post-collisional tectonic models of NW central Anatolia:
- Platt, N.H. ve Wright, V.P., 1991, Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects: In: Lacustrine Facies Analysis (Eds. P. Anadon, L. Cabrera and K. Kelts), Spec. Publ. Int. ASS. Sediment, 13, pp. 57-74.
- Plint, A.G., 1983, Svey fluvial point-bar sediments from the middle Eocene of Dorset, Englave: In: Modern and ancient fluvial systems (Eds. J.D. Collinson and J. Lewis). Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., 6; 355-368.
- Rust, B.R., 1972, Structures and process in a braided river: Sedimentology, 18; 221-248.
- , 1978a, A Classification of alluvial channel systems: In: Fluvial Sedimentology (Ed. A.D.Miall), Can.Soc. Petrol.Geol.Mem., 5; 187-198.

- Rust. B.R., 1978b Deposition models for braided alluvium: In: Fluvial sedimentology (Ed. A.D.Miall), Can.Soc. Petrol.Geol.Mem., 5; 605-625.
- , 1979. Facies models, 2. Coarse alluvial deposits: In: Facies Models (Ed. R.G. Walker), Geosci. Can. Reprint Ser. 1, 9-21.
- ve Koster E.H., 1984, Coarse alluvial deposits: In: Facies Models, 2nd edn. (Ed. R.G. Walker), Geosci. Can. Reprint Ser. 1, 53-69.
- Saraç, G. 2003, Türkiye Omurgalı Fosil Yatakları, MTA Raporu (yayında)
- Seyitoğlu. G.; Kazancı, N.; Karakuş, K.; Fodor, L.; Araz. H. ve Karadenizli, L., 1997, Does continuous compressive tectonic regime exist during Late Palaeogene to Late Neogene in NW Central Anatolia, Turkey? Preliminary observations: Turkish Journal of Earth Sciences, 6; 77-83.
- : ———; Karadenizli, L.; Şen, Ş.; Varol, B. ve Karabıyıköğlü, T., 2000, Rockfall avalanche deposits associated with normal faulting in the NW of Çankırı basin: implication for the post-collisional tectonic evolution of the Neo-Tethyan suture zone: Terra Nova, v.12, n.6, 245-251.
- Smith. G.A., 1986, Coarse-grained nonmarine volcaniclastic Sediment: terminology and depositional process: Bull. Geol. Soc. Am., 97, 1-10.
- Stanistreet, I.G. ve Mc Carthy.T.S., 1993, The Okavango fan and the classification of subaerial fan systems: Sediment. Geol., 85; 115-133.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach: Tectonophysics, 75; 181-241.
- Talbot, M.R. ve Ailen, P.A., 1996, Lakes: In: Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy, (Ed. H.G. Reading), Blackwell Science, 83-124.
- Todd, S.P., 1996, Process deduction from fluvial sedimentary structures: In: Advances in Fluvial Dynamics and Stratigraphy (Eds. P.A.Carling and M.R.Dawson), Wiley, Chichester; 299-350.
- Tucker, M.E., 1978, Triassic lacustrine Sediments from South Wales: shore-zone clastics, evaporites and carbonates: In: Modern and Ancient Lake Sediments (Eds. A. Matter and M.E. Tucker), Spec. Publ. Int. Ass. Sediment, 2, pp. 205-224.
- Tüysüz, O. ve Dellaloğlu, A.A., 1992, Çankırı havzasının tektonik birlikleri ve havzanın jeolojik evrimi: Türkiye 9. Petrol Kongresi Bildirileri özeti, 180 s.
- ve ———, 1994, Orta Anadolu'da Çankırı Havzası ve çevresinin erken Tersiyer'deki paleocoğrafik evrimi: Türkiye 10. Petrol Kongresi ve Sergisi Bildiriler; 57-76.
- ; ———ve Terzioğlu, N., 1995, A magmatic belt within the Neo-Tethyan suture zone and its role in the tectonic evolution of northern Turkey: Tectonophysics, 243; 173-191.
- Ünay, E. 1994, Early Miocene rodent faunas from eastern Mediterranean area. Part IV: The Gliridae. Proc. Kon. Nederl. Akad. Wetensch., Amsterdam, B 97; 445-490.
- Varol, B.; Araz, H.; Karadenizli, L.; Kazancı, N.; Seyitoğlu, G. ve Şen, Ş.; 2002, Sedimentology ve paleogeography of Miocene evaporitic succession in the north of Çankırı-Çorum basin, Central Anatolia, Turkey: Carbonates ve Evaporites, 17 (2), 197-209.
- Yoldaş, R., 1982, Tosya (Kastamonu) ile Bayat (Çorum) arasındaki bölgenin jeolojisi: Ph.D. Thesis. İst.Üniv., 311 p.

LEVHALAR

LEVHA-I

- Şek. 1- Kumartaş-Haççili formasyonlarının yanıl ve düşey ilişkisi,
Bs: Neo-Tetis sütün kayaları, Hn: Haççili formasyonu,
Km: Kumartaş formasyonu, ayrıca gölün yükselmesi sonucunda
doğrudan temel üzerine gelen aşmalı göl tortulları görölmektedir.
- Şek. 2- istif içerisinde gelişen sinsedimanter normal faylar.
- Şek. 3- Masif-organize olmayan konglomeralar (A1) ile masif çakıllı
çamurtaşlarının (C1) görünümü.
- Şek. 4- Laminall kıltaşları (C2c) üzerine gelen dereceli matriks destekli
konglomeralar, (konglomera içerisinde gölsel kıltaşları mercekleri gözlenir)
- Şek. 5- Gölsel laminall kıltaşları (C2c) üzerine gelen erozyonal tabanlı
tabakalı-tane destekli konglomeralar (A3)
- Şek. 6- Masif kumtaşları (B1) ile boylanmalı-tabakalı kumtaşlarının
(B5) dağılımı ve bunların üzerine gelen masif çakıllı çamurtaşları (C1).
- Şek. 7- Masif kumtaşı (B1), düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşları (B2)
ve ripil çapraz laminall kumtaşlarının (B4) ardalanması.
En üstte tabakalı- tane destekli konglomera (A3) ile başlayan bar gelişimi.
- Şek. 8- Teknemsi çapraz tabakalı kumtaşları (B3)



LEVHA-II

- Şek. 1- Sokulma yapıları (okla işaretli)
- Şek. 2- Deformasyon ve yük yapıları
- Şek. 3- Kalın bir istif oluşturan gölsel organik maddece zengin kilitaşları(C2a), masif marnlar (C2b) ve tabakalı-fosilli kireçtaşları (D1).
- Şek. 4- Laminallı yeşil renkli kilitaşları (C2c) ve karbonatların ardalanması (D1)
- Şek. 5- Kötü yıkanmış bio-intra sparit, istiftaşı (Büyültme 4x10, çift nikol)
- Şek. 6- Oosparit, tanetaşı (Büyültme 4x10. çift nikol)
- Şek. 7- Stramatolitik gelişim (Büyültme 4x10, çift nikol)
- Şek. 8- Tüfit (Büyültme 4x10, çift nikol)

