

Dikme Miyosen Havzasının (KD Aladağlar)
Sedimentolojik İncelemesi
Sedimentary Analysis of the Miocene Dikme Basin
(NE Aladağ Mnt.)

Faruk OCAKOĞLU

Osmangazi Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 26030 Bademlik- Eskişehir
e-posta: focak@ogu.edu.tr

Öz

Doğu Toros dağlarının zirvesini oluşturan Aladağların kuzeydoğusunda, bugünkü Adana havzası çökellerinden en az 40 km kuzeyde ve yer yer deniz seviyesinden 1900 m yükseklerde yüzeyleyen Miyosen yaşlı istiflerin sedimentolojik analizi yapılmış ve bu çökellerin içinde bulunduğu havza Adana havzasıyla ilişkilendirilmeye çalışılmıştır.

Ölçülü kesitler yardımıyla sağılardan sedimanter yapı özellikleri, tane bileşimi, dokusal özellikler ve paleoakıntı yönü verileri incelenen sedimanların Dikme havzası adı verilen, özgün depolanma desenine sahip bir havzada çökel-diklerini göstermektedir. Havza KD gidişli, 15 km genişliğinde bir tek graben görünümünde ise de, ikincil fay kontrolü havza içi engebeleri de içerir. Havza dolgusunun ortamsal yorumu KB ve D havza kenarlarının genellikle kohezyonsuz moloz akması ve örtü akışlarının baskın olduğu aluviyal yelpazelerden oluştuğunu göstermektedir. Her iki kenar sistemi havza ortasına doğru yaygın taşkın düzlüklerini ve geçici gölleri kapsayan, ve genel olarak güneye akaçlanan bir çakıllı akarsu sistemine geçerler. Bu akarsu sistemi kuzeyde Karaköy civarında yer yer 20 m kalınlığa ulaşan bir piroklastik istifi, güneyde ise oldukça sınırlı bir alanda Langiyen yaşlı ince bir denizel seviyeyi içerir.

Sedimentolojik çalışmalar temelinde yapılan paleocoğrafik değerlendirmeler Adana ve Dikme havzalarının sedimanter depolanma desenlerinin birbirlerini tamamladığını, başka deyişle Miyosen'de Adana havzasının Dikme bölgesine kadar yayıldığını ve hatta, bu büyük havzanın kuzeyde Bakırdağ'a (Orta Anadolu Volkanik alanına) doğru da uzandığını göstermektedir.

Anahtar Sözcükler: Adana havzası, aluviyal yelpaze kompleksi, Dikme havzası, Miyos'en, Doğu Toroslar

Abstract

Sedimentary analysis of a well-preserved Miocene area at altitudes as high as 1900 m in the eastern Taurides (NE Aladağ mountains) was carried out in this study. A try correlation with the Adana basin that currently situated 40 km in the south was also aimed.

In the light of gravel composition, sedimentary textures and structures, and paleocurrent data, the sediments studied were interpreted to have been deposited in the Dikme basin with a characteristic infill architecture. Although it has a prominent unique graben shape of 15 km long with a northeast trend, several intrabasinal fault-controlled

relief occurred as well. The basin was filled from its NW and E margins by debris flow and sheet flow dominated alluvial fan complexes that gradually pass mud-bearing central gravelly alluvial river system. Within this fluvial system, a local coarse pyroclastic level in the north (around Karaköy) and a Langian aged thin marine interval in the very south (around Taştekné) occurs:

The palaeogeographic evaluations rooted from sedimentary environmental interpretations suggest that sedimentary patterns of the Adana and Dikme basins complete each other forming a larger Adana basin thence, and this larger basin extends northwards towards the eastern Central Anatolian Volcanic realm.

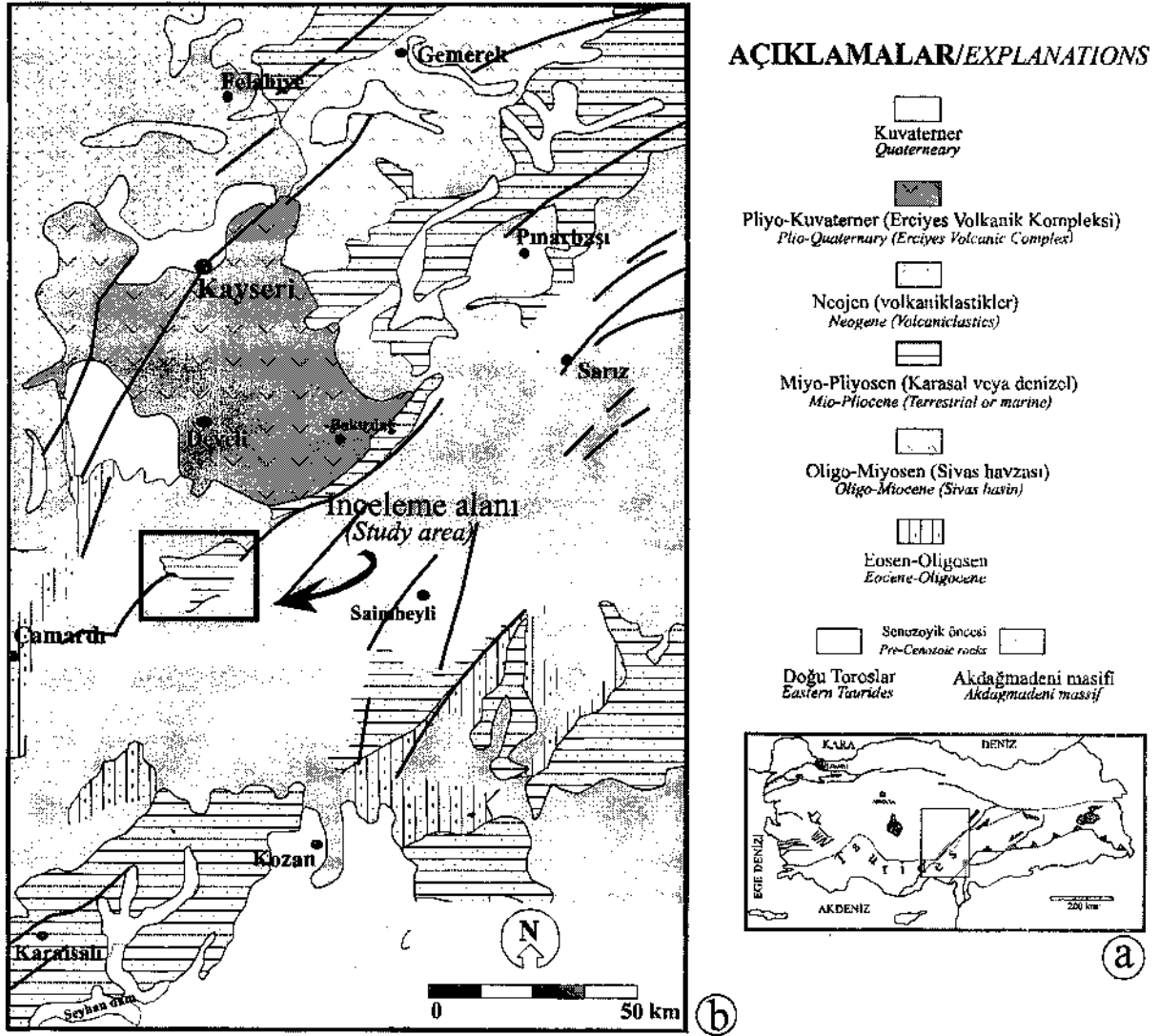
Key words: Adana basin, alluvial fan complex, Dikme basin, Miocene, eastern Taurides

GİRİŞ

Güney Anadolu Neojen havzaları (batıdan doğuya Antalya, Mut ve Adana havzaları) bugün genel olarak Toros dağ kuşağının güneyi boyunca yeralan, az çok paralel sedimanter evrimleri büyük ölçüde Miyosen dönemine sığan jeolojik bütünlüklerdir (Kelling vd., 1987). Bunlardan Adana havzası gerek petrol aramaları, gerekse Doğu Anadolu Fay Zonu, Bitlis Süturu ve Ölü Deniz Fayı'nın oluşturduğu üçlü kavşağın yakınındaki (Şekil 1a) ilginç havza gelişimi açısından pek çok çalışmaya konu olmuştur. Havzada önceki yıllarda yürütülen stratigrafi ve sedimantoloji çalışmaları havza evriminin ana hatlarını büyük ölçüde ortaya çıkarmıştır (Temek, 1957; Schmidt, 1961; İlker, 1975; Gürbüz vd., 1985; Yetiş, 1988; Görür, 1977, 1979, 1982, 1985; Gürbüz ve Kelling, 1991, 1993), Yetiş ve Taner, 1987; Naz, 1991; Ünlügenç vd. 1993; Williams vd., 1995; Ünlügenç, 1997; Görür vd., 1998; Dhont vd., 1999). Buna göre havza Erken Miyosen'de yaklaşık D-B doğrultulu olası normal fayların etkinliğinde açılmaya başlamış, Erken-Orta Miyosen boyunca ortaya çıkan derinleşme sonucu karasal kırıntılar (Gildirli Formasyonu) giderek fan-deltaya, şelfe ve oradan da Langiyen-Serravaliyen'de derin deniz yelpaze kompleksine (Cingöz Formasyonu) geçiş göstermiştir. Williams vd. (1995) Serravaliyen sonuna doğru tektonik kontrole bağlı olarak derin denizel istifin giderek sığlaştığını ve hatta yer yer su üstü aşınma alanı haline geldiğini belirtmektedir. Havzada Tortoniyen-Pliyosen sığ denizel ve yer yer karasal

kırıntılar ve evaporitlerle temsil edilir (Temek, 1957). Havzanın Miyosen evrimi boyunca genel olarak KD uzanımlı Toros dağlarından beslendiği belirtilmiş ise de (Naz, vd. 1991; Gürbüz ve Kelling, 1993; Görür, 1992; Ünlügenç, 1997) havza kenar fasiyesleri ve havzanın kuzeye doğru maksimum uzanımı Pliyosen sonrası normal faylar nedeniyle ortaya konamamıştır (Williams vd., 1995; Dhont vd., 1999),

Adana havzasında tektonikle kontrol edilen üstteki sedimanter evrim deseni hüküm sürerken, bugünkü Adana havzası çökellerinin 40 km kadar kuzeyinde, küçük bir Miyosen mostrasında (özgün bir depolanma desenine sahip bu alan makalenin bundan sonrasında Dikme havzası olarak anılacaktır) bu dönemin oldukça iyi korunmuş bir sedimanter kaydı gelişmekteydi (Şekil 1b). Genellikle yatay konumlu olan ve ince bir kaç seviye halinde Orta Miyosen yaşlı denizel fosilleri de içeren bu kaba taneli istif Zamantı ırmağı ile bir kaç kolunun derin aşındırması sayesinde çok güzel mostralar vermektedir. Alan, tektonik kontrolünde gelişen sedimantasyonun güzel bir örneğini oluşturmaktadır. Ayrıca, önceki çalışmalara göre Adana havzasının hinterlandını oluşturan bu alan Torosların Pliyosen yükselmesi öncesinde Adana havzası ve civarının paleocoğrafyası ile tektonik rejiminin anlaşılmasına da katkı sağlayacaktır. Bu çalışmada 8 ölçülü kesit ve çok sayıda noktasal gözlem yardımıyla Dikme havzasının sedimantolojik evrimi ortaya konmaya çalışılacaktır. Ayrıca incelenen istifin Adana havzasıyla korelasyonu denenecektir.



Şekil 1a. Torosların konumu b. GD Anadolu'nun bir kesiminin jeoloji haritası (1/2.000.000 ölçekli Türkiye Jeoloji haritasından basitleştirerek alınmıştır).

Figure 1a. Location of the Taurides b. Geological map of the south-central Anatolia (simplified after the 1/2.000.000 scale Geological Map of Turkey).

JEOLOJİK KONUM VE STRATİGRAFİ

İnceleme alanı Toros dağ kuşağının doğusunda köşelerini Develi (Kayseri), Çamardı (Niğde) ve Saimbeyli (Adana) yerleşimlerinin oluşturduğu bir hayali üçgenin orta kesiminde yer alır (Şekil 1). Bölge Felahiye'den Kozan'a kadar geniş bir ölçekte dağ kuşağının genel uzanımıyla uyumlu KD gidişli faylarla kesilmiş durumdadır.

Dikme havzası ve onun KD'ya doğru uzantısını oluşturan, Erciyes Volkanik Kompleksi'nin güney-

doğusundaki ince uzun Miyo-Pliyosen istifinin dağ kuşağının genel gidişine paralellik göstermesi dikkat çekicidir (Şekil 1).

Dikme havzası sedimanları, stratigrafik ve yapısal olarak Torosları iyi temsil eden, yaşlı ve karmaşık bir temel üzerinde gelişmiştir (Şekil 2a, b). Miyosen sonrası dönemde büyük yatay hareketler göstermemekle birlikte Dikme havzasına sediman sağlayan bu farklı kayaçları litolojik olarak tanıtmak daha sonra değinilecek paleodrenaj sistemini anlamak açısından yararlı olacaktır.

Temel kayaçların yapısal olarak en altında Tufanbeyli otoktonunun Erken Paleozoyik istifi yer alır (Tekeli vd., 1983). Stratigrafik olarak alttan üste kuvars kumtaşı ve şeyller, rekristalize bej (yer yer koyu gri) kireçtaşları ve gri renkli şeyller otoktonun KB ucundaki başlıca litolojileri oluştururlar. Tufanbeyli otoktonu K-G doğrultulu bir dokanak boyunca ofiyolit, ofiyolitli melanj ve Jura-Geç Kretase bej kireçtaşlarından oluşan ofiyolit napı tarafından tektonik olarak üzerlenir (Şekil 2a, b).

Bu sonuncu ise Beyaz Aladağ napı adı verilen, yaygın karstlaşma gösteren, tipik olarak beyaz renkli bir tektonik ünite tarafından üzerlenir. Alanın en kuzeybatısında tektonik olarak en üstte bulunan Siyah Aladağ napı yer alır ki bu, Karbonifer-Triyas yaşlı koyu gri kireçtaşı, şeyi ve volkaniklastiklerden oluşur.

Dikme Miyosen havzası çoğunlukla Ofiyolit ve Beyaz Aladağ napları üzerinde gelişmiş olmakla birlikte doğuda Tufanbeyli otoktonu ve kuzeybatıda Siyah Aladağ napı ile de stratigrafik ilişkisi bulunur.

İnceleme alanındaki Neojen istifi birbirinden a-çısız uyumsuzlukla ayrılan formasyon düzeyinde iki litostratigrafi biriminden oluşur (Şekil 3). Bunlardan altta bulunan Yaylacık formasyonu Dikme havza dolgusunun asıl litolojik topluluğunu oluşturur. Bunu, alanın KD'sunda sınırlı bir alanda yüzeyleyen olasılıkla Geç Pliyosen yaşlı Kumlugedik tepe formasyonu uyumsuz olarak üzerler.

Dikme havzasının neredeyse tamamını oluşturan kaba taneli istif, daha önce Metin (1986) tarafından, 15 km kadar KD'da Yaylacık formasyonu'nun "karasal konglomera üyesi" olarak tanıtılmış ve aynı araştırmacı tarafından Dikme havzasına da uygulanmıştı. Birim bu çalışmada havzadaki yaygınlığı ve içinde üye düzeyinde dört birim ayrılanabildiğinden adı korunarak formasyon düzeyinde değerlendirilmiştir. Yaylacık formasyonu çoğunlukla kırmızı, yer yer gri renkli çakıltaşları ile ardalanan kumtaşı ve çamurtaşlarından oluşur.

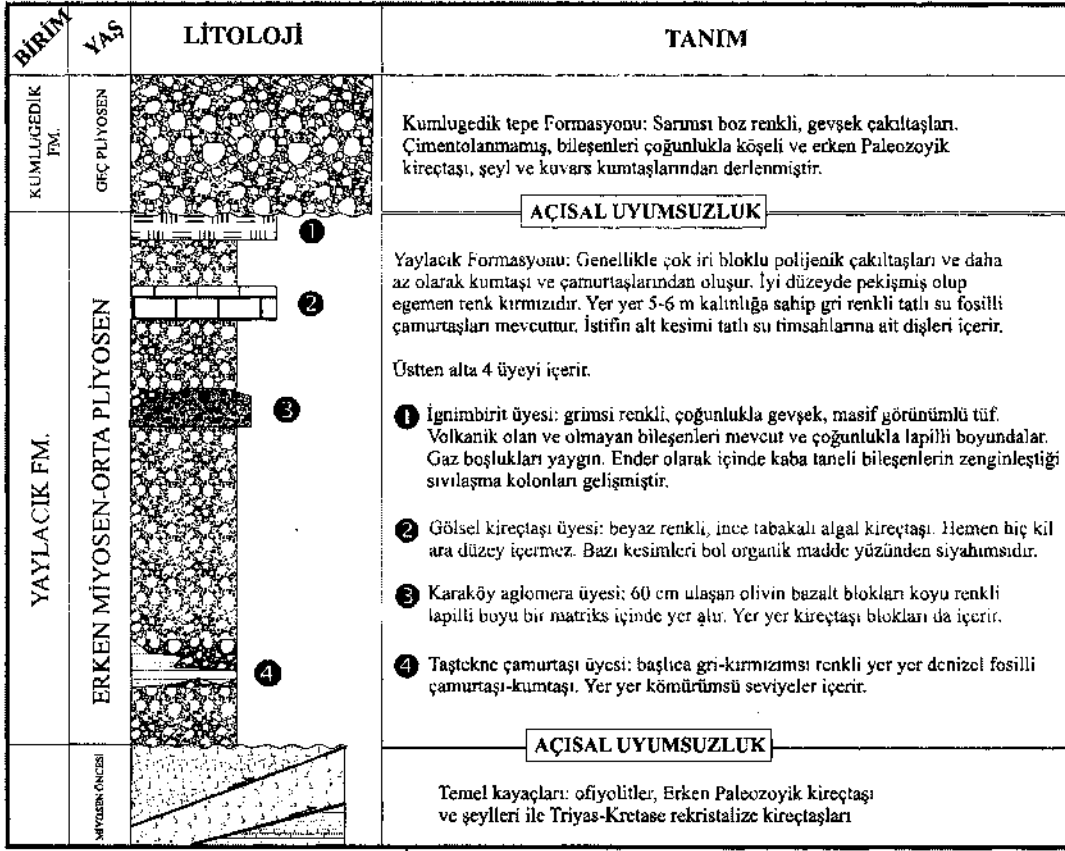
Çakıl taşlarının in oranı yerden yere değişmekle birlikte ortalama olarak havza dolgusunun %90'ından fazlasını oluşturur. Çamurtaşları kırmızı veya gri renkli olup, yer yer kalsit yumruları ile tatlısu gastropod dolgularını içerir. Birimin kalınlığı alanın orta kesimlerinde (örneğin Delialıuşağı köyü civarı-D6-) 560 m'ye ulaşır. Yaylacık formasyonu içinde ayrıtılan dört üyeden Taşteknü üyesi alanın güneyindeki Faraşa köyü (C7) GB'sıyla sınırlıdır; ince taneli sedimanlarıyla, ve iki düzey halindeki denizel fosilleri ile tipiktir. Diğer üç üye havzanın kuzeyinde Karaköy civarında (F3) oldukça dar bir kesimde yüzeylenir (Şekil 2a, 3).

Bunlar Karaköy piroklastik üyesi (tipik olarak lapilli boyunda bir bağlayıcı içinde başlıca bazalt bloklarını içeren siyahımsı renkli bir piroklastik istif), Celilinkat tepe kireçtaşı üyesi (algal kireçtaşları ve ender olarak aratabakalı karbonlu seviyeler) ve Kumlugedik ignimbirit üyesidir (açık gri renkli, yaygın gaz boşlukları ve yer yer sivilaşma kolonları içeren bir piroklastik akış).

DİKME HAVZASI ÇÖKELLERİNİN SEDİMANTOLOJİSİ

Dikme havzası Doğu Toros dağlarının zirvelerini oluşturan Aladağların kuzeydoğu ucunda, deniz seviyesinden yer yer 1900 m yüksekliğe kadar ulaşan, baskın olarak karasal çökellerden ibaret bir sedimenter havzadır. Havza çökelleri üç kenardan (KB, K ve GD) keskin dokanaklarla sınırlandırıldıklarından yarı-trapezoidal bir görünüme sahiptirler (Şekil 2a). Gerek bu özgün şekle neden olan yapısal unsurlar gerekse havza içindeki sistematik paleoyükselti ve çukurluklar Dikme havzasının gelişiminde tektonik kontrolün oldukça belirgin olduğunu ortaya koymaktadır. Havzadaki tektonik kontrolün doğası, belirleyici yapısal unsurlarla bunların zamanlaması, egemen tektonik rejimin bölgesel yayılım ve anlamı daha önce Ocakoğlu (2001) tarafından tartışılmıştır:

Bu çalışmada daha çok tektonik kontrolün sedimenter kayda yansımaları (fasiyeler, çökel sistemleri ve bunların geometrileri vb.) üzerinde yoğunlaşılacaktır.



Şekil 3. Dikme Havzasının geliştirilmiş stratigrafi istifi
Figure 3. Generalized stratigraphic columnar section of the Dikme basin.

Dikme Havza Dolgusunun Elemanları

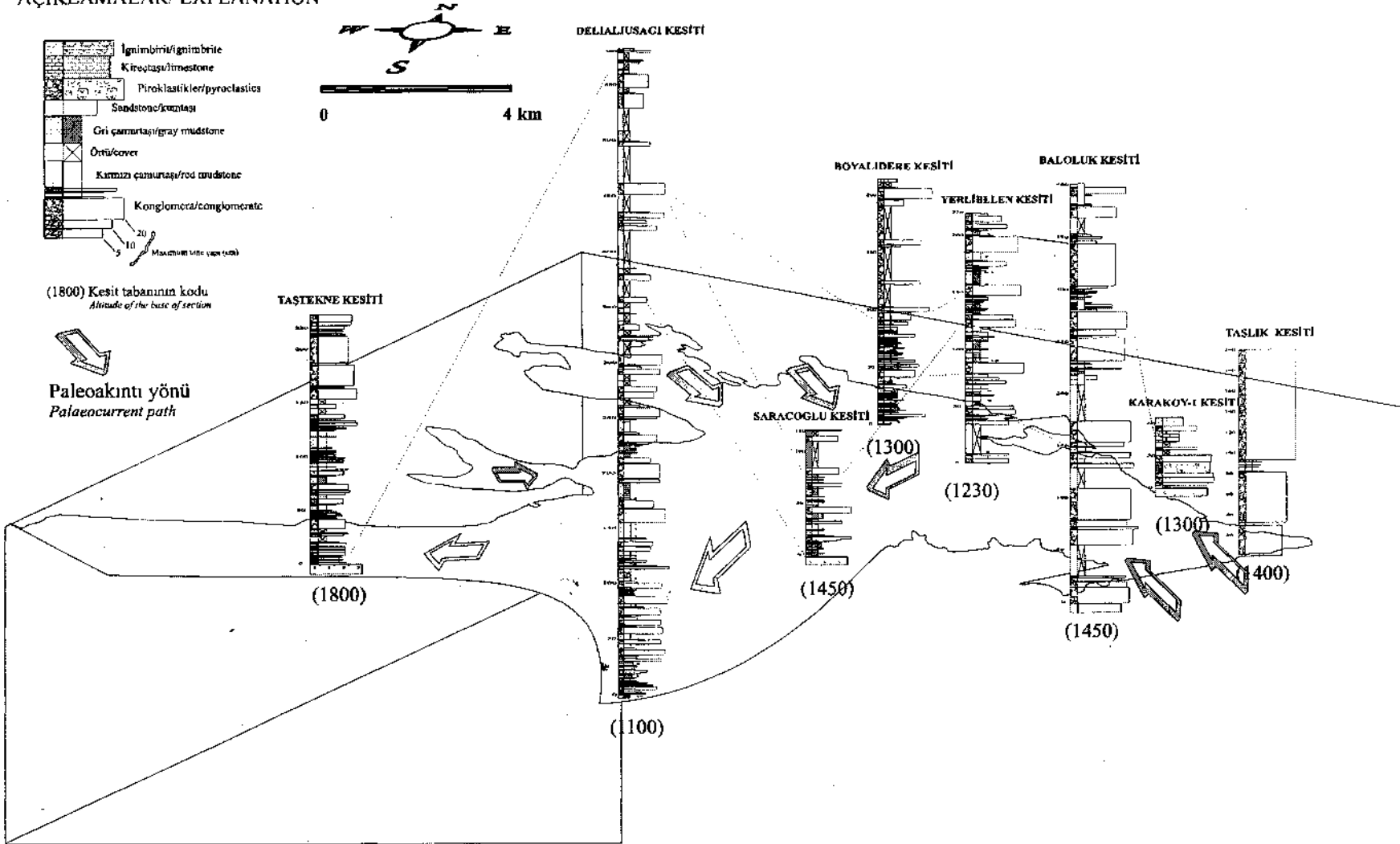
Dikme havzasının sedimanolojik incelemesi 8 adet ölçülü kesit ile (Şekil 4) çok sayıda noktasal alanda havza dolgusunun doku, bileşim ve sedimanter yapı özelliklerinin gözlenip yorumlanmasına dayandırılmıştır. Ölçülü kesitler rastgele serpiştirilmiş olmayıp daha önce yapılan noktasal gözlemler sonucu bütünlük sunduğu saptanan sedimanter kütleleri temsil edecek şekilde konumlandırılmıştır. Bazı kesitlerin bir çökel sisteminin tip kesiti gibi anılması önceki çalışmaların sağladığı bu ekonominin sonucudur.

Dikme havzasının ilksel jeomorfolojik özellikleri ve ölçülü kesitlerle noktasal alanlarda yapılan gözlemler sonucu ulaşılan ortamsal yorumlar buradaki sedimanolojik analizlerin anahtarı olmuştur. Değişik kesimlerden elde edilen paleoakıntı verileri (Şekil 2a) her iki tür bilgi kaynağının test edilmesinde ve nihai modelin geliştirilmesinde kullanılmıştır. Ulaşılan havza depolanma modeli Şekil 5'te sunulmuştur.

Havza sedimanlarının alanın doğusu dışında genel olarak yatay ve temel kayalarla dokanıklarının çoğunlukla stratigrafik olması Dikme havzasının doğusunu temsil eden bir taban topografyası haritasının hazırlanmasını olanaklı kılmıştır (Şekil 6). Bütün havza boyunca temel kayalarla onları stratigrafik olarak üzerleyen Miyosen çökellerinin dokanıklarına ait yükseltelerin bir bilgisayar programı kullanılarak konturlanmasıyla oluşturulan bu harita, genel olarak kuzeye doğru uzanan bir derin çukurlukla buraya batıdan kavuşan en azından iki kolun varlığını açıklamaktadır. Bu kollardan güneydeki Ceviz dağ paleovadisi (C6) olarak isimlendirilmiştir.

Gerek özgün morfolojisi gerekse bunun dolgu su, Ceviz dağ paleovadisini Dikme havza dolgusunun önemli bir bileşeni olarak değerlendirme olduğu sunmaktadır. Alanın doğusunda havza tabanı Miyosen-sonrası faylardan oldukça etkilendiğinden haritanın bu kesimi pek güvenilir değildir.

AÇIKLAMALAR/ EXPLANATION



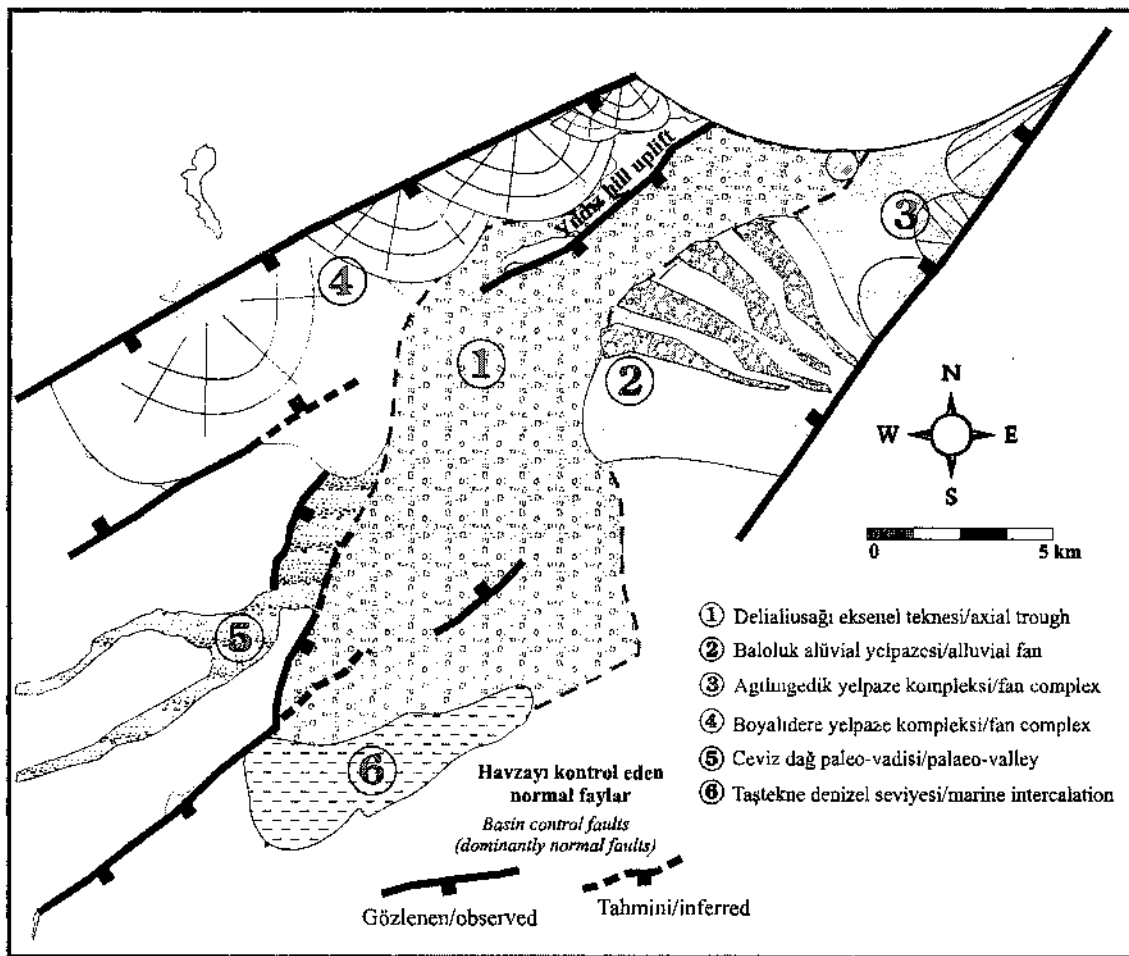
Şekil 4. Delialıuşağı depresyonunun genel görünümü ve ölçülü kesitlerin konumu

Figure 4. Overall appearance of Delialıuşağı axial trough and correlation of the measured sections in the Dikme basin.

Sırçak dağ (B6) kuzeyinde ana havzaya katılan ikinci kol ayrı bir morfolojik özellik gibi gözükmektedir, buradan KD'da Sazak'a (D3) kadar olan gözlemler bu kuşağın, genel olarak iri/çok iri taneli çakıl taşlarından ibaret olasılıkla birbirine girik aluviyal yelpazelerden oluştuğunu göstermektedir. Buna Boyalıdere yelpaze kompleksi adı verilmiştir (Şekil 5).

Dikme havza dolgusunun daha genç (olasılıkla Geç Pliosen) faylar tarafından yükseltilerek ilkel morfolojisinin kısmen kaybolduğu doğu kesimde

yapılan gözlemler birbirine girik, ancak belirgince litofasiyes farklılıkları taşıyan iki yelpaze kompleksinin varlığına işaret etmektedir (Şekil 5). Bunlardan güneydeki Baloluk yelpaze kompleksi yer yer kalın kırmızı-gri çamur taşı seviyeleri ile bölünen kalın bir çakıl taşı istifinden oluşur. Kuzeydeki istif ise baskın olarak gri renkli iri/çok iri bileşenli çakıl taşından oluşur, ve yalnız iki seviyede ince kum taşı seviyeleri ile ardalanan kırmızı çamur taşı içerir. Havzanın KD ucuna kadar uzanan bu birime de Ağlıngedik yelpaze kompleksi adı verilmiştir (Şekil 5).



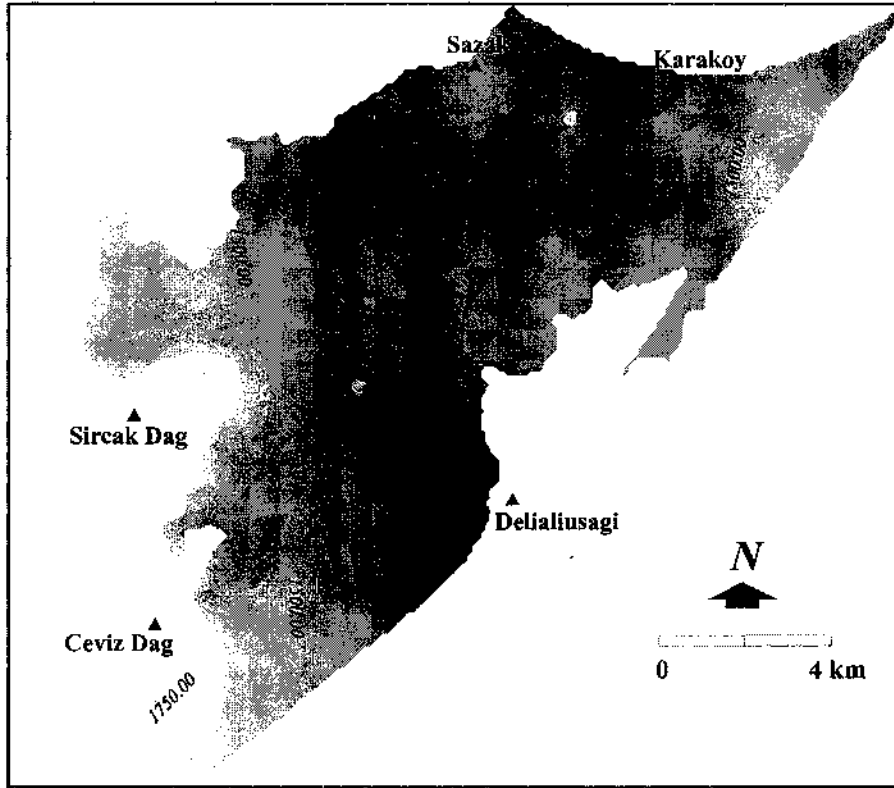
Şekil 5. Dikme Havzası Depolanma Modeli
Figure 5. Depositional model for the Dikme basin.

Paleoakıntı verilerinin de gösterdiği üzere konumları ve litolojik özellikleri yukarıda kısaca özetlenen havza dolgusunun KB ve D elemanları birbirine zıt yönde akarak Delialıusağı aksel teknesi adı verilen eski bir morfolojik birime kavu-

şurlar. Bu birim özellikle Dikme köyü (E4) kuzey ve kuzeydoğusunda hatırı sayılır miktarda ince taneli (yer yer gösel) tortulardan ibaret bir sedimanter kayıt bırakmıştır. İstifin üst kesimlerinde alanın ortasındaki Sümbül tepe'den (C4) güney-

de paleoakıntıların yöneldiği Taştekn'e doğru tane boyunun giderek küçüldüğü görülür. Delialıuşağı aksenal teknesi, havzayı güneyden

basan sığ ve kısa ömürlü bir denizin sedimanter kaydını da (Taştekn'e çamurtaşı üyesi, Şekil 2a ve 3) içerir.



Şekil 6. Dikme Havzası taban topografyası.

Figure 6. Bottom topography of the Dikme basin.

Aşağıda, bu havza dolgusu elemanlarının paleojeomorfolojik ve sedimantolojik özellikleri ele alınacaktır.

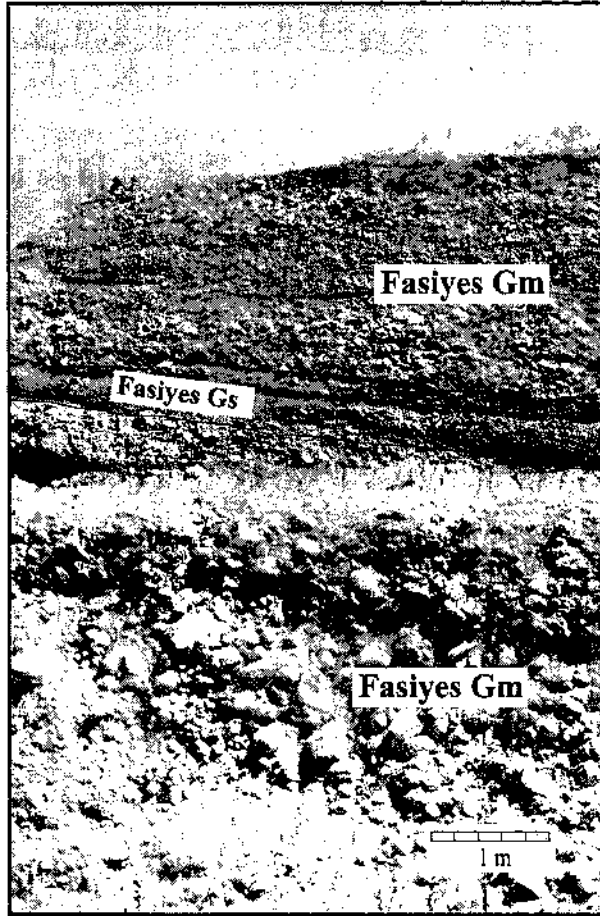
Cevizdağ paleovadi dolgusu (CPD)

Alanın güneydoğusunda Cevizdağ ile Horozdağ (B6-7) arasındaki devrik "Y" şekilli bir mostradır (Şekil 2a). Dar bir boğazla doğuda Delialıuşağı aksenal teknesine bağlanır. Oldukça karstik Beyaz Aladağ Napı üzerinde bulunan Miyosen sedimanlarının içinde geliştikleri bu eski vadi Ortaçal tepe doğusunda iki kola ayrılır. Kuzeydeki kol batıya doğru 8-10 km kadar izlenerek KD uzan imli bir yükselime dayanır. Güneydeki kol ise Ceviz dağ yükselimine paralel olarak GB'ya doğru 5-6 km uzanarak belirsizlesin

Cevizdağ paleovadisinin sediman dolgusu sarp topografya ve yamaç molozları yüzünden tek bir

kesit boyunca incelenememiştir. Dolguda baskın olan çakıltaşları çoğunlukla kaba yatay tabakalanma gösterirler. Kalınlıkları arada ince (5-10 cm) yanal devamsız kumtaşı yaygıları olduğu halde en çok 2 m kadardır. Üzerine gelen ince taneli seviyelerle birlikte genellikle 1,5-2 m kalınlığında yukarı doğru incelen çevrimler oluştururlar (Şekil 7a). Bileşenleri genellikle koyu gri kireçtaşı, kuvars kumtaşı, silttaşı ve dolomitten türemiştir. Bunlar içinde ofiyolit ve radyolarit çakıllarına hiç rastlanmaz; vadi taban ve yamaçlarını oluşturan Beyaz Aladağ napından türeyen pek az bileşen bulunur. Bileşenler genellikle orta-iyi derecede yuvarlaktır ve maksimum çakıl çapları 3-5 cm'yi geçmez. Kumtaşları çoğunlukla kalın çakıltaşları arasında yanal devamsız yaygılar şeklinde bulunur. Ancak ayrı ve bir kaç 10 m yanal devamlılığa sahip, kalınlığı 50 cm'ye ulaşan paralel laminalı ve düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşları da mevcuttur

(Şekil 7b). Dolgu içindeki çamurtaşlarının rengi kırmızıdan sarıya değişir. Kırmızı seviyeler genellikle en fazla 10-15 cm kalınlığa ulaşırlar. Paket içindeki sarı renkli çamurtaşları uzaktan seçilebilen yanal devamsız iki seviye olarak bulunur. Kalınlığı yer yer 2 m'ye ulaşır ve bir seviyede 10-15 cm'ye ulaşan kahverengi kömür damarı içerir (Şekil 7c).



Şekil 7, Cevizdağ paleovadi dolgusundan alınan bazı dikey fasiyes profiled, a. Çakıltaşı ile başlayıp yukarı doğru kırmızı çamurtaşlarıyla son bulan yukarı doğru incelen çevrimler b. S1, Sp ve Gm fasiyesleri. Sp, K 45 D'da doğru bir paleoakıntıya işaret etmektedir, c. Kalın setüstü (F1) fasiyesli yukarı doğru incelen çevrim.

Figure 7. Vertical facies profiles from Cevizdağ palaeovalley-fill. a. Fining upwards cycles. Gravels pass upwards into red mudstones b. Facies S1, Sp and Gm. Facies Sp marks a palaeocurrent towards N 45 E c. A fining upwards cycle with thick over bank facies (F1).

Cevizdağ paleovadi dolgusunun fasiyes özelliklerini oluşturan kaba kalın çakıltaşları ve bunları üzerleyerek yukarı doğru incelen çevrimlere yol açan kumtaşı ve çamurtaşları (Şekil 7a ve 7c) literatürde yakınsak örgülü akarsulara atfedilmiştir (Rust, 1972; Miall, 1977). Bu dikine sekans içindeki yer yer kalın, kömürümsü seviyeler de içeren çamurtaşları (fasiyes F1) ancak taşkın dönemlerinde sığ bir su altında kalan, bitkilerin tutunduğu, sınırlı yanal devamlılığa sahip setüstü alanları temsil etmelidir (Miall, 1977). Kumlu fasiyesler, yatay tabakalı kumtaşı (Sh) ve düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşı (Sp) büyük taşkınların sonlarına doğru alt akış rejiminde uzunlamasına veya yanal barların üstünde veya kanal içinde çökelmiş kumlu yatak şekillerine karşılık gelmektedir (Rust, 1972; Miall, 1977). Bu genel hidrodinamik yorumlar çerçevesinde Cevizdağ paleovadisinin, doğuya doğru akan görece yakınsak (çünkü setüstü alanların varlığı hatırı sayılır bir iraksaklığı yansıtmaktadır (bkz. Miall, 1977)) bir örgülü akarsu sistemi tarafından doldurulduğu söylenebilir.

Boyalidere aluviyal yelpaze kompleksi (BYK)

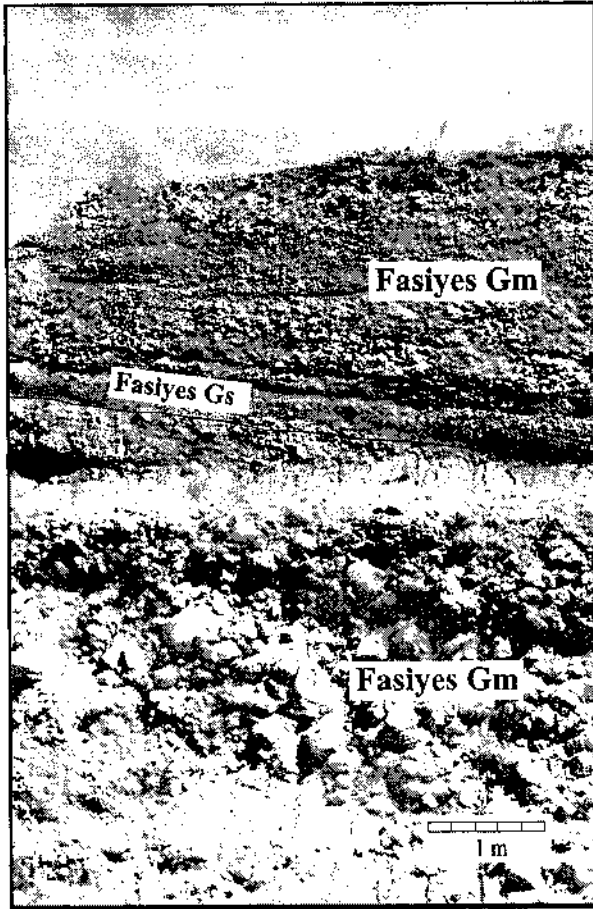
Dikme havzasının kuzeybatı kenarı boyunca 15-20 km uzanan kaba taneli kenar fasiyesleri topluluğudur (Şekil 2a ve 5). Bu çökeller çalışma alanının en batısında (Çiftlik tepe -A5- güneyi) kuzeydoğu uzanımlı eski fay sarplıklarını yatay olarak üzerlerler. Bu stratigrafik ilişki KD'da Tavuk tepe'ye (C3) kadar izlenir. Hatta bu komplekse ait kaba taneli sedimanların Kızılkaya tepeden kuzeye, Kızıltepe (B3) batısına doğru 5-7 km kadar temel içinde uzandığı gözlenir (Şekil 2a). Tavuk tepe doğusunda kompleksle temelin ilişkisi çoğunlukla tektoniktir.

Kompleks, bütün kuşak (yani KB havza kenarı) boyunca iri/çok iri bileşenli çakıltaşlarıyla ardalanmış yanal devamsız ince kumtaşlarından oluşur.

Sırçak Dağı kuzeyinde istif büyük oranda koyu gri/kırmızımsı çakıltaşlarından oluşmaktadır. Bileşenler Siyah Aladağ napına ait başlıca koyu gri kireçtaşı (yer yer beyaz kalsit damarlı), açık renkli, iri kristalli gri kireçtaşı ve süt beyaz kuvars kumtaşlarından türemiş olup 30-40 cm çapa (ender ola-

rak bir kaç metreye) ulaşmaktadır. İstifin hemen tamamı tane destekli, kaba yatay tabakalanmalı ya da hiç bir iç yapı göstermeyen çakıltaşından oluşur. Çakıllar genelde köşeli/orta derecede yuvarlaktır. Taneler arası genellikle kum/çakılcık boyu kırıntılarla doludur. Yer yer elek çökelleri olarak yorumlanan, taneler arasının boş olduğu ya da sarımsı renkte bir kalsit çamuruyla doldurulduğu seviyeler gözlenir. Kalınlığı 10-15 cm'yi , yanal devamlılığı bir kaç metreyi geçmeyen ve içinde yer yer çakılcık boyu kaba tanelileri bulunduran kumtaşları (yer yer sarımsı silttaşı) diğer kayatürünü oluşturur,

Kurti tepe (D4) güneybatısında kompleksin genel özelliklerinde büyük ölçüde bir değişiklik gözlenmez. Yer yer 30-50 cm çapındaki polijenik ve köşeli bileşenlerin arası kiremit kırmızısı kum/çamur boyu bir malzemeyle doludur (Şekil 8).



Şekil 8. Kurti tepe güneybatısında Boyalıdere yelpaze kompleksinin genel görünümü.

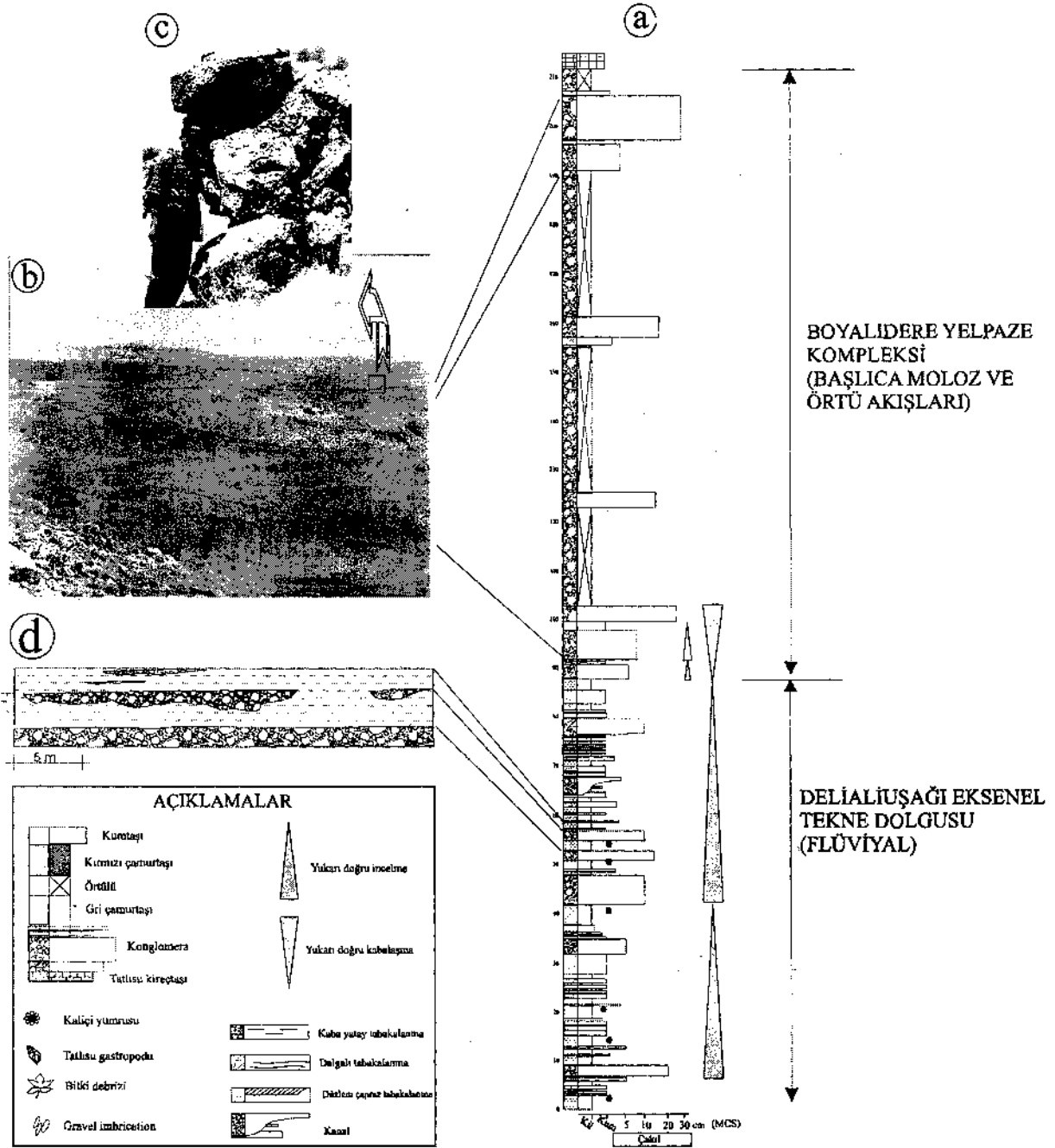
Figure 8. Appearance of Boyalıdere fan complex in the SW Kurti hill

Masif çakıltaşları en yaygın litofasiyedir (Fasiyes Gm). Ender olarak bir kaç çakıl boyu yüksekliğinde (3-5 cm) yatay tabakalanma gösteren bazı çakıltaşı seviyeleri de (Fasiyes Gs) mevcuttur. Bir kaç 10 m kalınlığındaki masif çakıltaşları batı ve güneybatıya doğru dikkatle izlendiğinde bir kaç kilometrede tane boylarının hissedilebilir ölçüde azaldığı, çakılların daha belirgin, metrik masif tabakalar olarak düzenlendikleri, ve aralarda yer yer 5-10 cm kalınlığında kaliçili kırmızı çamurtaşının yer aldığı gözlenir (Şekil 9).

Boyalıdere yelpaze kompleksinin tam bir kesiti Kurti tepe kuzeybatısında Zamanlı ırmağına bağlanan küçük kollardan biri olan Boyalıdere'nin doğu yamacı (D4) boyunca ölçülmüştür (Şekil 2a ve 9). Kesit altta çakıltaşı ve aynı orandaki ince tanelilerden (kırmızı renkli çamurtaşı ve kumtaşı) oluşur. Bu bölüm genel olarak ince taneli litolojisine ve paleoakıntı desenine göre Delialıuşağı aksenal teknesinin dolgusu olarak yorumlanmıştır. Kesitin 87. metresinden (maksimum çakıl çapı : 5-7 cm) 103. metresine (maksimum çakıl çapı : 60 cm) kadar genel bir yukarı doğru kabalaşma eğilimi gözlenir (Şekil 9). Bu alt seviyelerdeki iki çakıltaşı seviyesinin taban kesimleri aşınmalıdır, yukarı doğru kumtaşı ve çamurtaşı düzeyleriyle örtülerek çok bariz 5-8 metrelik yukarı doğru incelen iki çevrim gösterirler. Buradan kesitin üst kesimindeki 198. metreye kadar hemen hiç çamurtaşı ve kalın kumtaşı ara seviyelerinin bulunmadığı çakıltaşlarına geçilir. Çakıltaşlarını oluşturan bileşenlerin tane boyu genellikle 15 cm'den büyük olup 30-40 cm çaplı bloklar yaygındır. Kaba yatay tabakalanma ile ancak bazı seviyelerde rastlanan paralel tabakalanma (örneğin 192. metredeki çakıltaşı) izlenebilen yegane yapılarıdır. İstifin 198. metresinde, uzaktan bakıldığında alttaki daha küçük tane boyulu çakıltaşları ile belirgin bir açıl uyumsuzluk sergileyen bir çakıltaşı paketine geçilir (Şekil 9a). Bir kumtaşı seviyesi üzerine keskin bir dokanakla gelen ve yer yer 2.5 m çapında, çoğunlukla Beyaz Aladağ Napı'ndan türeyen bej kireçtaşı parçalarından oluşan 10 m kalınlığında bu kaotik seviye (Şekil 9b ve 9c) yer yer karbonat çimentolu olup ince, yanal devamsız kumtaşı yaygılarını da içerir. Çok iri levhamsı kireçtaşı blokları bazen tabakalaşmaya

paralel olarak bulunur. Kaotik seviye 1 m kalınlığında, yeşil renkli bir çakıllı kumtaşı tarafından üzerlenir. Bunu sarımsı renkli, yatay ve düşey konumlu boru şekilli olasılıkla alg parçalarından iba-

ret ince (1 m) bir karbonat seviyesi örter. Bu sonuncu, daha kalın olarak Karaköy civarında gözlenen gösel kireçtaşı üyesinin yanal eşdeğeri olarak değerlendirilmiştir.



Şekil 9. a.Boyalıdere kesiti, b. Boyalıdere yelpaze kompleksi içinde gelişen bir uyumsuzluk, c. Boyalıdere kesitinin en üst kesimini oluşturan kaotik çakı taşlarından bir görünüm, d. Delialıuşağı eksenel teknesi içinde çökelmiş akarsu çökellerinde kanal geometrisi. Kanal eksenini K-G doğrultuludur.

Figure 9. a. Detail of the Boyalıdere section, b. Intraformational unconformity within the fan complex c. Boulder conglomerates in the upper levels of Boyalıdere section d. Detail of a channel presumably deposited within the Delialıuşağı axial trough. Channel axis has N-S trend.

Boyalıdere kesitinde gözlenen Boyalıdere yelpaze kompleksinin en alt stratigrafik seviyeleri, Delialıuşağı eksenel teknesine ait ince taneli sedimanlar üzerinde belirgin bir yukarı doğru kabalaşma eğilimiyle (87-103 m'ler arası) kendini belli etmektedir (Şekil 9a). Bu eğilim, başından beri havzanın KB kenarını işgal eden Boyalıdere yelpaze kompleksinin havza kenar fayındaki hareketlenmelere bağlı olarak havza içine doğru ilerlemesiyle ilişkilendirilebilir. Boyalıdere yelpaze kompleksinin gövdesini oluşturan çoğunlukla iri bileşenli çakıltaşları masif veya kaba yatay tabakalanma göstermektedirler. Hemen hiç çamur bağlayıcının bulunmaması, bu fasiyelerin çökelişiminin güçlü yağışlarla ortaya çıkan kohezyonsuz moloz akışlarıyla veya çok yayvan kanallarda örtü akışlarıyla çökeltmiş olabileceğini göstermektedir. Yer yer gözlenen elek çökelleri de, tane akışı türünden bazı süreçlerin hemen hiç bitki gelişimine olanak tanımayan bu eski yelpaze üzerinde egemen olduğunu göstermektedir.

Boyalıdere kesitinin 198. m'sinde gözlenen 10 m'lik iri bloklu kaotik fasiyes te genel olarak çok güçlü ve kohezyonsuz moloz akışlarını temsil etmektedir. Bu seviyenin bir kanyondan ziyade bir yelpaze geometrisi sunması, yüksek enerjili kütle hareketlerinin hatırı sayılır bir zaman sürerek havza kenarında yelpaze şeklinde yayıldığını anlatmaktadır. Öte yandan bu moloz akışının aniden (yani bir yukarı doğru kabalaşma eğilimi göstermeksizin) ortaya çıkması, havza kenar fayında jeolojik olarak kısa zamanda ortaya çıkan bir hareketlilik döneminin ürünü olarak düşünülebilir. Bu hareketlilikle önce alttaki sedimanlarda 10°'yi aşan bir eğimlenme ortaya çıkmış, daha sonra moloz akışı ürünü sedimanlar gelişmiş olmalıdır.

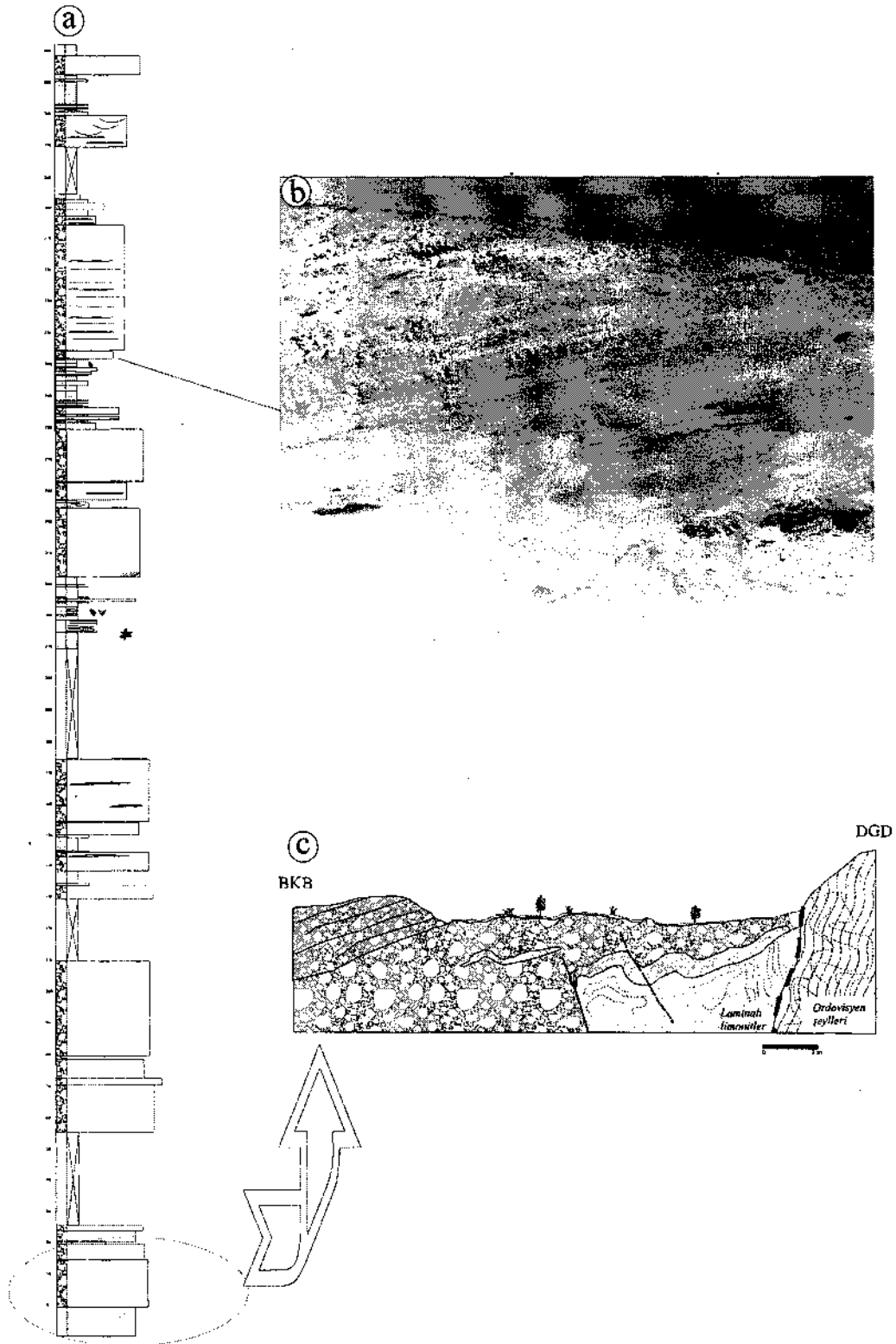
Ağılıngedik yelpaze kompleksi (AYK)

Dikme havzasının doğu kenarını oluşturan iki sedimanter kütleden daha kuzeyde bulunmaktadır (Şekil 5). Ağılıngedik tepe (G4) güneyinde Baloluk aluviyal yelpazesi ile parmaklan irken kuzeydoğuda havzanın bugünkü sınırlarına kadar «uzanır. AYK'ya son derece benzer çökellerin KD'da haritalama alanı dışında yeniden ortaya çıktığı ve buradan Bakırdağ civarına doğru uzandığı gözlenir (Şekil 1).

AYK, genel olarak açık gri/yeşil rengi ve çok iri bileşen boyutları ile karakteristiktir. Kalınlığı Ağılıngedik tepe güneyinde 250 m'yi bulmaktadır. Kesitlerde gözlenen 4 ve 12 m kalınlığında iki çamurtaşı seviyesi dışında başka bir litolojik değişim sergilemez (Şekil 10a, b ve c). Yelpaze kompleksinin gövdesini oluşturan tipik olarak grimsi yeşil renkli çakıltaşları masif ve tane desteklidir. Uzaktan bakıldığında kaba bir yatay tabakalanma izlenebilir. Bileşenler orta-iyi derecede yuvarlak bej/beyaz kireçtaşı, beyaz damarlı koyu gri kireçtaşı, ofiyolit, radyolarit ve koyu gri sleytlerden oluşur. Maksimum çakıl çapı çoğunlukla 25-30 cm civarındaysa da, yer yer 60-70 cm çaplı orta derecede yuvarlak bloklara rastlamak mümkündür. Çakıl imbrikasyonu sık rastlanan bir sedimanter doku özelliği değildir. Tanelerarası boşluklar kaba kum/çakılcık boyu bir malzemeye doludur, bileşenler çoğunlukla karbonatlı bir bağlayıcı ile çok sıkı bir şekilde tutturulmuştur.

Çakıltaşları arasında ortalama 4-5 m'de bir yer yer 40-50 cm kalınlığa ulaşan (çoğunlukla 10-15 cm) kumtaşı/çakıllı kumtaşı yaygılarına sıklıkla rastlanır. Bunların yanal devamlılıkları en kalın olanlarında bile 8-10 m kadardır. En sık rastlanan yapı masif tabakalanmadır. Bazı seviyelerde paralel tabakalanma (Sh) ve yer yer 30 cm öntakım yüksekliğine sahip düzlemsel çapraz tabakalar (Sp) izlenebilmektedir. Kumlu seviyeler, üzerlerine geldikleri çakıltaşı seviyelerinin iri çakıllardan kaynaklanan pürüzlü topografyasını bir örtü gibi sararlar.

Çakıltaşı-kumtaşı ardalanması arasında Ağılıngedik tepe kesitinde iki ayrı seviye olarak izlenen çamurtaşları (Miall, 1977'in Fİ fasiyesi) tipik olarak kiremit kırmızı renge sahiptir (Şekil 10b). Belli belirsiz bir tabakalanma gösterirler, alttaki çakıltaşı üzerine gelen 1,5 m kalınlığında bir kumtaşı ile birlikte yukarı doğru incelen bir çevrim oluştururlar. Çamurtaşı seviyesi içinde yer yer 15 cm kalınlığa ulaşan masif/kesikli tabakalı, keskin taban dokanaklı 3 adet kumtaşı tabakası bulunur. Bunlar grimsi renklidirler ve tipik olarak bitki kök izlerini içerirler. Çamurtaşı paketi üstte aşmalı bir dokanakla çakıl çapı 40-50 cm'ye ulaşan masif-kaba yatay tabakalı çakıllar tarafından üzerlenir (Şekil 10c).



Şekil 10. a. Ağılıngedik yelpaze kompleksinin genel görünümü (Taşlık mevkiine güneyden bakış), b. Yel-
paze kompleksinin temelle olan uyumsuz ilişkisi, c. Yel-paze kompleksinin ölçülü kesiti.
Figure 10. a. Distant appearance of Ağılıngedik fan complex (view from south towards Taşlık mevki) b.
Unconformity of fan complex deposits over the basement c. Sedimentological log of the Yerlibelen section.

Ağılıngedik yelpaze kompleksi, bolca kaba taneli sedimanların sağlanabildiği bir karasal ortamdaki çökelinin ürünüdür. Çakıltaşlarının yegane fasiyesi Gm ve buna eşlik eden kumlu fasiyesler (Sh ve Sp) sırasıyla kohezyonsuz moloz akışlarını ve bunların sönümlenmesine yakın ortaya çıkan alt akış rejimi koşullarındaki kumlu yatak şekillerine karşılık gelmelidir (Miall, 1977). Kesitlerde gözlenen ve kalınlığı 12 m'yi bulan kırmızı renkli çamurtaşları (fasiyes Fİ), olasılıkla kilometre boyutlu aluviyal yelpazeler arasında yeralan az sediman birikim alanlarını yansıtmaktadır. Bu su üstü alanlar keskin tabanlı, bitki kökzili kumtaşlarının gösterdiği üzere yer yer otsu bitkilerle kaplıdır ve taşkınlara maruz kalmaktadırlar. Paleoakmtı verileri, kompleksi oluşturan yelpazelerin baskın olarak doğuda bugün de yüksek alanları oluşturan tepelerden beslendiğini ortaya koymaktadır (Şekil 2a).

Baloluk yelpaze kompleksi (BYK)

Ağılıngedik Yelpaze kompleksinden güneye gidildikçe daha sık ve kalın kırmızı çamurtaşı ara seviyeleriyle bölünmüş bir çakıltaşı istifi ortaya çıkar. Bu istif Ağılıngedik yelpaze kompleksine benzerse de litofasiyesleri açısından farklılıklar sunar. Genel olarak sarımsı kırmızımsı renkli olan ve kalınlığı 400 m'ye ulaşan bu. istif, ortalama 20 m kalınlığında 3 çamurtaşı-baskın aralıkla ayrılmış 5 çakıltaşı-baskın paketten oluşur (Şekil 1 la).

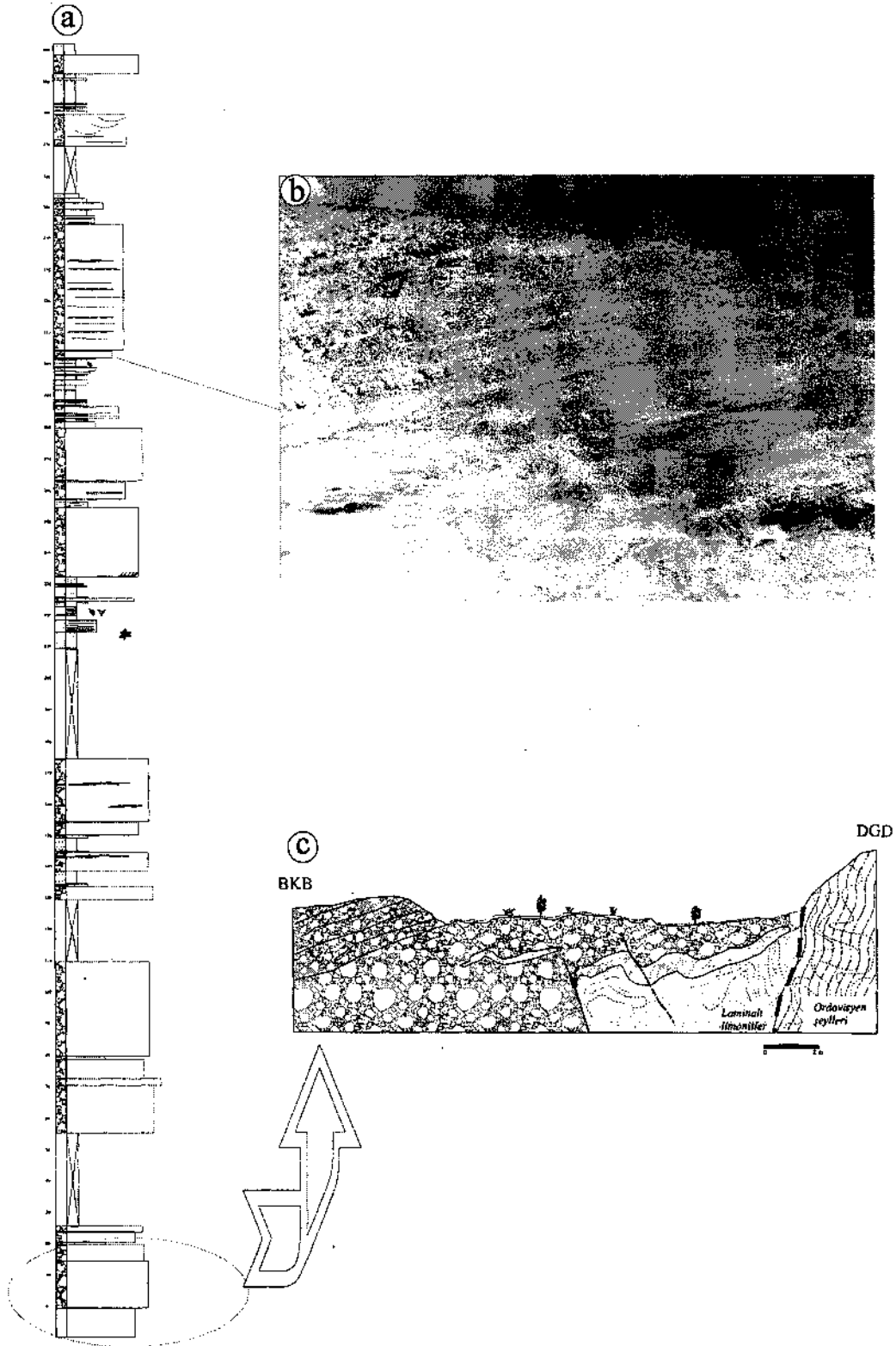
İstifin en yaşlı çökellerini Ordovisyen yaşlı temel üzerine 8-10° ilksel eğimle gelen kaotik çakıltaşları oluşturur. Bu paketin en alt kesiminde bütün bileşenler güneydoğudaki Tufanbeyli otoktonuna ait koyu gri kireçtaşı ve yeşil şeyllerden türemiş olup çoğunlukla köşelidirler ve çapları yer yer 3m'yi bulabilmektedir. Levhamsı bileşenler genellikle birbirlerine temas ederler (tane destekli) ve tabakalaşma düzlemine paralel olarak yeralırlar. İri bileşenlerin arası daha küçük çakıllarla ve yer yer kum boyu kırıntılarla doludur. Ender olarak masif, yanal devamsız çakıllı kumtaşı seviyelerine de rastlanılır. İstifin en alt kesimlerinde gözlenen böyle bir seviyenin değişik kıvrım desenleri gösterdiği gözlenir (Şekil 11 c). Stratigrafik olarak daha yukarılara doğru (73. metreden başlayarak) ofiyolit kayaçlarından türeyen bloklar da gözlenmeye baş-

lar. 130. metreden başlayarak tane boyunda belirgin bir küçülme ortaya çıkar ve aralara yer yer 3-4 m kalınlığa ulaşan kırmızı çamurtaşı/silttaşı seviyeleri katılmaya başlar. 150. metreden itibaren yukarı doğru belirgin bir kabalaşmayla, 30-40 cm çapında polijenik bloklardan oluşan çakıltaşı paketine geçilir (Şekil 11a).

İstifin daha üstteki bölümü, ortalama 20 m kalınlıkta iki çamurtaşı baskın seviyeyle ayrılmış 3 kaba taneli paketten oluşur. Çamurtaşları baskın olarak kırmızı renklidir, yer yer gri renkli dikey beneklenmeler içerirler. Aralarda yer yer 20-80 cm kalınlığa sahip, ince gastropod kavkıları da içeren yeşil çamurtaşı ve ince (3-5 cm) kömür seviyeleri de bulunur. Bir yeşil çamurtaşı seviyesinden (220. metre) elde edilen timsah (crocodilia indet.) ve insectivora (böcekçiyici) dişlerinin varlığına dayanılarak istif Erken Miyosen olarak yaşlandırılmıştır (G. Saraç, 2000, Sözlü görüşme). Çamurtaşı aralığı içinde ayrıca akıntı ripilli kumtaşları ile 3-5 cm çaplı köşeli çakıllardan ibaret yaygı şekilli çakıltaşları da yeralır. Bu sonunculara tabaka içinde yanal devamsız kumtaşı yaygıları ve genel olarak yukarı doğru incelmeye gözlenir.

Çamurtaşı baskın paketler, jeolojik anlamda ani sayılabilecek bir hızla yukarı doğru kabalaşarak çakıltaşı-baskın pakete geçerler (örneğin 300. metredeki geçiş), ya da aşınmalı bir dokanakla çakıltaşı tarafından üzerlenirler (Şekil 11a ve b). Çakıltaşlarını oluşturan bileşenler çoğunlukla orta derecede yuvarlaktır. Çapları yer yer 25-30 cm'ye ulaşabilir. Bazı seviyelerde 10 m kalınlık boyunca hiç bir ayrı kumlu seviye izlenmez. Kaba yatay tabakalanma ve tane desteği egemendir. Çoğunlukla ise her bir kaç metrede bir 15-20 cm kalınlığa ulaşan 5-6 m yanal devamlı kumtaşı yaygıları gözlenir.

Baloluk kesitinin ilk 100 metresini oluşturan çakıltaşları sarp bir yamaç öneyinde kaya düşmesi ve çığlanma gibi kütle taşınma süreçleri sonucu yüksek ilksel eğimlerle çökeltilmiş kaba taneli bir yamaç molozunu temsil etmektedir. Yüksek eğimli tabakalaşma düzlemine paralel duran iri levhamsı bloklar; bileşenlerin genelde köşeli olması, imbrikasyon türünden akışkan akışını gösteren verilerin izlenmemesi bu yorumu desteklemektedir.



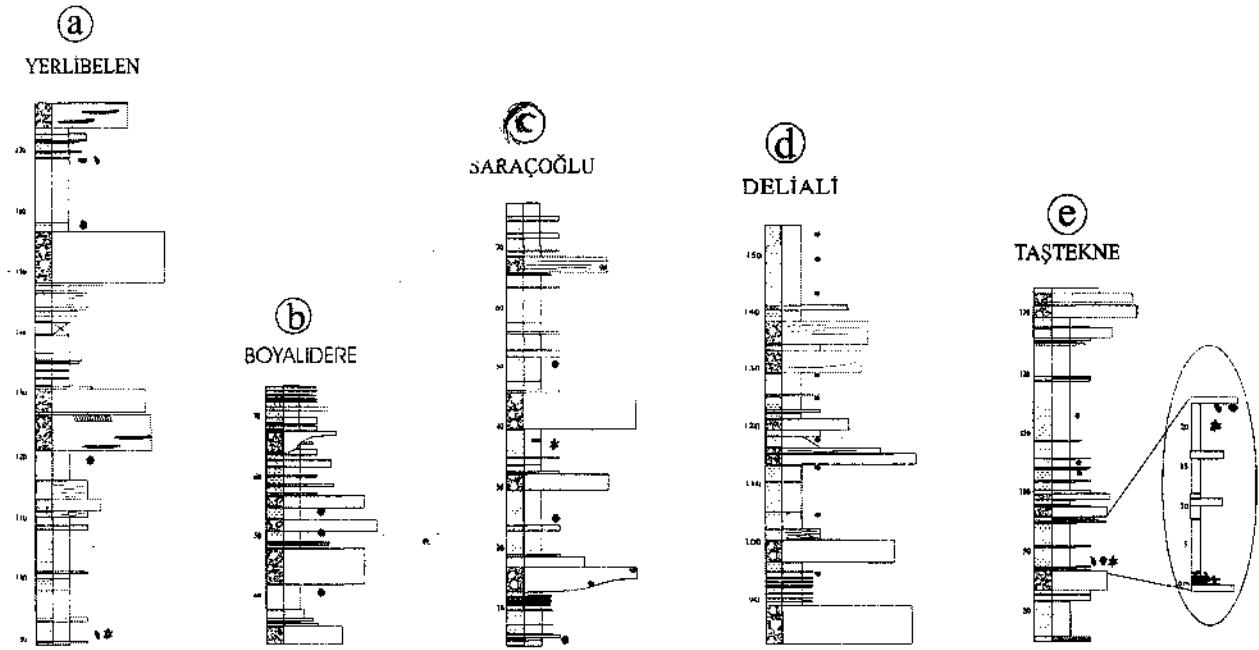
Şekil 11. a. Baloluk yelpaze kompleksinin dikme kesiti b.Çamurtaşlarından çakıkaşlarına geçiş c. İstifin tabanında olası sinsedimanter faylar ve ilgili deformasyon.

Figure 11: a. Sedimentological log of the Baloluk fan complex b. Vertical passage from gravel to mudstone c. Presumed syndepositional faults and related deformation in the basal levels. -

Baloluk istifinin daha yukarı kesimlerinde gözlenen çakıltı-baskın ve çamurtaşı baskın paketlerin ardalanması alüviyal yelpazelerin zaman içinde yanıl kaymaları sonucu ortaya çıkan bir deseni temsil etmelidir. Çamurtaşı baskın aralıklar, genel olarak Ağılıngedik yelpaze kompleksindekilere benzemektedir ve yelpazeler arası düşük enerji ortamlarında çökelen ince taneli sedimanları temsil etmektedir. Bitki köklerinin yarattığı dikey yeşil beneklenmeler, keskin tabanlı ince kumtaşları, organikçe zengin seviyeler ve kiremit kırmızısı renk su üstü koşulların genel verileridir. İki seviyede gözlenen gastropodlu, timsah dişli yeşil çamurlar yine yelpazeler arasındaki alçak alanlarda konumlanan geçici sığ göllerin varlığını göstermektedir. Çakıltı baskın aralıklar, kaba yatay tabakalanmalarıyla ve ince taneli sediman içermeleriyle Miall (1977)'in yakınsak örgülü akarsu modeline benzerlik göstermektedir.

Delialıuşağı aksel teknesi

Çoğunlukla kalın çakıltıları ve ince çamurtaşı aralıklarının ardalanmasıyla temsil olunan kuzeybatıdaki Boyalıdere alüviyal yelpaze kompleksi ve güneydoğudaki Ağılıngedik ve Baloluk Yelpaze komplekslerinden farklı olarak, incelenen alanın kuzeyinde Karaköy (F3) civarından başlayıp güneye doğru Yerlibelen tepe (E3), Dikme köyü (E4), Delialıuşağı köyü (E6) ve Taştezne tepe'ye (B8) doğru uzanan bir kuşak içinde sıkça kalın çamurtaşı araseviyeleri ile ardalanarak görece ince taneli bir çakıltı istifi yüzeylenir (Şekil 2a ve 4). Aynı zamanda havzanın en çukur kesimlerini temsil eden bu alanda (Şekil 6) çökelmiş sedimanter kayaçların ortamsal özelliklerini temsil etmek üzere bazı kesitler Şekil 12'de verilmiştir.



Şekil 12. Delialıuşağı aksel teknesindeki çökellerin farklı kesitlerde fasiyes özellikleri.

Figure 12. Facies characteristics of the Delialıuşağı axial trough infill in various measured sections.

Delialıuşağı Aksel Teknesinde çökelen istiflerin ortak özelliği çakıltı/kumtaşı ile ardalanarak çamurtaşı ara seviyelerinin yer yer 20 m kalınlığa ulaşmaları ve toplam kesitin bazen yarısından fazlasını oluşturmalarıdır. Çamurtaşı seviyeleri çoğunlukla kırmızı renklidir, yer yer kalıç (pedojenik

CaCO₃) yumrularını ve kalınlığı 15-20 cm'ye ulaşan yanıl devamlılığı büyük kalıç tabakalarını içerebilirler. Kalınlığı 50 cm'i bulan keskin tabanlı, paralel tabakalı/asimetrik ripillı kumtaşları çoğunlukla çamurtaşı paketinin bir bileşenini oluştururlar. İstif içindeki yeşil renkli çamurtaşları yer yer 10-12

m kalınlığa ulaşabilirler, bazı seviyelerinde narin gastropod kavkılarını ve bol bitki kalıntısından ibaret 5-10 cm kalınlığında siyahımsı organik zonları içerirler (Şekil 12a ve e).

İstif içindeki çakıltaşları Yerlibelen kesitinde (Şekil 12a) yer yer 10 m kalınlığa ulaşırken buradan güneye Saraçoğlu kesitine (D5) doğru bir inceleme (5-6 m) gösterirler. Delialiuşağı kesitinde ise tek tek çakıltaşı seviyelerinin kalınlığı yeniden hissedilir bir artış göstererek 15 m'ye ulaşır (Şekil 4 ve Şekil 12d). Çakıltaşlarının tane boyu ve bileşenleri de 15 kn'lik kuşak boyunca belirgin farklılıklar sunar. Yerlibelen tepe civarında maksimum çakıl çapı 15-20 cm (bazı seviyelerde 25 cm) iken Saraçoğlu kesitinde 10-15 cm mertebesindedir. Daha güneydeki Delialiuşağı kesitinde maksimum tane boyu yeniden 20-25 cm'e ulaşmaktadır. Çakıl türleri açısından değerlendirildiğinde, önceki kesitlerde farklı kaynaklardan türemiş çakıllar az çok eşit oranlarda temsil edilirken, bu kesitte çok büyük oranda (hatta bazı tabakalarda tamamen -örneğin 172. metredeki tabaka-) KB'daki Siyah Aladağ napından türeyen çakıllara rastlanmaktadır.

Delialiuşağr eksenel teknesini dolduran çakıl taşlarında en sık rastlanan yapı masif/kaba yatay tabakalanmadır. Bir çok seviyede yanal devamlılığı bir kaç 10 metreye ulaşan metrik düzlemsel çapraz tabakalanmaya da rastlanmıştır (Şekil 12a). Bu sonuncular çoğunlukla tek takımlar halinde kaba yatay tabakalanmayla yanal ve düşey geçişli olarak bulunurlar. Yalnızca Saraçoğlu kesitinin 80. metresindeki bankta üstüste iki adet bu türden setin varlığı saptanmıştır. Her iki fasiyes te çoğunlukla tane desteklidir, çakıllar yer yer uzun eksen imbrikasyonu gösterirler. Çakıltaşları alttaki çamurtaşları üzerine çoğunlukla düşük açılı bir kazınmayla gelirler, ender olarak çok belirgin kanal geometrisine sahip olabilirler (Şekil 9d).

Çakıltaşlarına eşlik eden kumtaşlarında en yaygın fasiyes yanal devamsız masif kumtaşı fasiyesidir. Bu, çakıltaşlarının pürüzlü üst topografyasını çoğunlukla 15-20 cm kalınlığında örter, yer yer yüzen çakılları içerir. Yanlara doğru kamalanarak çakıltaşı içinde kaybolur. Ayrıca çakıltaşı paketlerinin en üst seviyesini işgal ederek,

bir kaç metre kalınlığa ulaşan ve çakıltaşlarıyla birlikte yukarı doğru incelen çevrimler oluşturan kumtaşı paketlerine de sıklıkla rastlanır. Bu kesimlerde en yaygın fasiyesler laminalı kumtaşı ve düzlemsel / teknesimsi çapraz tabakalı, yer yer çakıllı kumtaşıdır.

Delialiuşağı eksenel teknesinin en güney ucunda yeralan Taşteknede (B8) iki seviyede rastlanan bazı denizel fosiller havzanın en azından bu kesiminin kısa bir süre deniz etkisinde kaldığını göstermektedir (Şekil 12e). İlksel topografya nedeniyle (bkz. Şekil 6) Delialiuşağı kesitinin çok üst seviyelerine karşılık gelen Taşteknede civarındaki istif alta yukarı doğru incelen çevrimler gösteren çakıltaşları ile başlar. 46. metredeki 10 m kalınlığında fosilsiz, bitki izli sarımsı kahverengimsi çamurtaşı seviyesinden sonra 75. metrede ikinci ve daha kalın bir yeşil çamurtaşı baskın istif ortaya çıkar. Bu paketin 86. metresindeki bir çakıltaşı tabakasından sonra bol bitki kalıntılarının bulunduğu bir düzey ve ardından ilk *Turritella (Eichwaldiella)* fosilleri gözükmeye başlar (Şekil 12e). Yukarı doğru, yer yer 4-5 cm uzunluğunda kömürleşmiş dal parçalarını içeren fosilsiz gri çamurtaşlarına geçilir. Burada bazı seviyeler parlak gri killerden oluşur. Çamurtaşı paketinin en üst seviyesine doğru bir kaç kumtaşı-çakıllı kumtaşı seviyesinden sonra yine organik seviyeler ve bu kez *Crassostrea gryphoides crasis sis sima (Lamarck)*, *Terebralia bidentata (Defrance)*, *Terebralia lignitarium (Eichwald)*, *Terebralia lignitarium (Eichwald)* ve *Turritella (Eichwaldiella)*"dan oluşan daha zengin bir denizel faunayla karşılaşılır (Şekil 12e). Özellikle ostreaların gruplar halinde fosilleştikleri gözlenir. Fosilli seviyeler keskin bir dokanakla K 15 D yönüne işaret eden iyi boylanmış düzlerhsel çapraz tabakalı kumtaşıyla örtülür ki, bu daha alttaki Delialiuşağı eksenel teknesindeki paleoakıntıların tam tersine bir yöne işaret etmektedir. Her iki seviyede gözlenen fauna Langiyen yaşlıdır ve sığ denizel ortamı temsil etmektedir (Y. İslamoğlu, 2000, Sözlü görüşme).

Elde edilen verilerden kalıçiler belirgin mevsim farklılığına sahip yarıkurak bir iklime; yaygın kırmızı çamurtaşları ve bunlar arasındaki yer yer fo-

silli yeşil çamurtaşları ve ince kömürümsü düzeyler geniş taşkın düzlükleriyle kısa ömürlü ıslak alanların varlığına işaret etmektedir. Kalın çakıltaşları içindeki tane destekli masif / kaba yatay tabakalanma ve metrik düzlemsel çapraz tabakalar tek yönlü akıntı içinde çekimle taşınmayı anlatırlar (Rust, 1972). Bir bütün olarak görece düşük eğimli, güneye akaçlanan bir akarsu sisteminden sözedilebilir. Bu sistemin kuzeyden güneye 15 km boyunca tekdüze bir tane boyu/tabaka incelenmesi göstermemesi ise kuşak boyunca yanlardan kırıntılı sistemlerinin (Cevizdağ dolgusu ve Boyalıdere yelpaze kompleksleri) sokulmasının bir yansıması olarak yorumlanabilir (Şekil 5). Alanın en güneyindeki Taşteknede bu akarsu sistemi içine sokulan sığ denizin paralik ürünleri (kömürleşmiş bitkilerce zengin seviyeler) ile sığ denizel fosilleri içeren çamurtaşları korunabilmiştir.

DİKME BÖLGESİNİN MİYOSEN PALEOCOĞRAFYASI

Dikme havzasını dolduran sedimanter kütlelerin birbirleriyle ilişkisi ve bunları kontrol eden tektonik unsurlar Şekil 5'te gösterilmiştir. Genel anlamda paleoakıntı verileriyle de desteklenen (Şekil 2a) bu havza depolanma modeli, KD uzanımına sahip olan 15 km genişlikte bir fay zonunun sedimantasyon üzerinde oldukça açık kontrolüne işaret etmektedir. Yapısal unsurların kontrolü bir kaç yolla kendini açığa vurmaktadır. Öncelikle kenar fayları arasında kalan alan bizzat çökmenin gerçekleştiği Dikme havzasını oluşturmuştur. Kenar faylarından havzanın ortasına doğru birbirine zıt yönde kaba kırıntılı sistemleri (kuzeybatıda Boyalıdere yelpaze kompleksi, doğuda ise Ağılıngedik ve Baloluk Yelpaze kompleksleri) uzanmaktadır. Bu yanal yelpaze sistemleri ortasında, bu çalışmada Delialıuşağı eksenel teknesi adı verilen bir kuşakta yer yer ince taneli (taşkın düzlüğü ve gölsel) fasiyesleri içeren bir çakıllı akarsu sistemi gelişmiştir. Kanal geometrisi, çapraz tabakalar ve çakıl imbrikasyonlarından oluşan paleoakıntı verileri bu sistemin güneye doğru aktığını göstermektedir (Şekil 2). Dikme havzasını oluşturan ve buradaki sedimantasyonu kontrol eden fay sistemi yalnız i İd havza kenar fayından oluşmıyorken, kendini en açık olarak Yıldız Tepe

yükselimi gösteren bazı ikincil fayları da içermektedir. Bunlara ek olarak, Cevizdağı paleovadi dolgusu ile onun bugün bile izlenebilen eski yatağının KD gidişli uzanımı kontrol faylarının drenaj sistemi üzerinde de etkili olduğunu göstermektedir.

Dikme havzasında sedimantasyon, bu çalışmada belirlenen timsah dişlerinin (*Crocodylia indet.*) ve daha önce sonuçları Ulakoğlu (1983/1984)'nda verilen palinolojik bulguların da gösterdiği üzere, Erken Miyosen'de başlamış olmalıdır. Bu erken dönem, genel olarak taşkın ovalarında kalıcı oluşumlarına yolaçan mevsimsel farklılıkların mevcut olduğu yarıkurak bir iklimle, olasılıkla faylar tarafından belirlenen D-B ve KD-GB uzanımlı havza içi çukurluk ve sırtlarla temsil edilebilir. Açık korelasyonumuz olmamakla birlikte Şekil 6'da verilen havza taban topografyası haritasından eksenel teknenin daha başından beri var olduğu, dolayısıyla havza kenar fasiyeslerini oluşturan yelpaze komplekslerinin de erkenden gelişmeye başladıkları ileri sürülebilir. Kaba klastik getiriminin her iki kenarda da sürekliliği ve KB kenarda Boyalıdere yelpaze kompleksi içinde gözlenen açıl uyumsuzluk ve kaotik sedimantasyon (Şekil 9b ve c), sedimantasyonla eşzamanlı tektonizmanın açık kanıtlarını oluşturmaktadır.

Alanın güneyinde, istifin stratigrafik olarak ölçülebilen bölümünün) orta kesimlerine doğru Orta Miyosen (Langiyen) yaşlı iki ince denizel seviye ortaya çıkmakta, ancak bunlar kuzeye doğru uzanmamaktadır. İleri sürülen havza depolanma modeli çerçevesinde (Şekil 5) Langiyen denizinin havzaya sokulabileceği yegane alanın aynı zamanda Delialıuşağı eksenel teknesini dolduran akarsu sisteminin yöneldiği güneydeki Adana havzası olması beklenir.

Dikme havzasındaki bu sedimantasyon ve yapısal kontrol deseninin ne zamana kadar sürdüğü, üzerinde henüz büyük kesinlikle konuşulabilecek bir konu değildir. Ancak alanın kuzeyindeki Karaköy civarından elde edilen, henüz ihtiyatla yaklaşılması gereken stratigrafik veriler Dikme havzasının Pliyosen'e kadar varlığını korumuş olabileceğini göstermektedir.

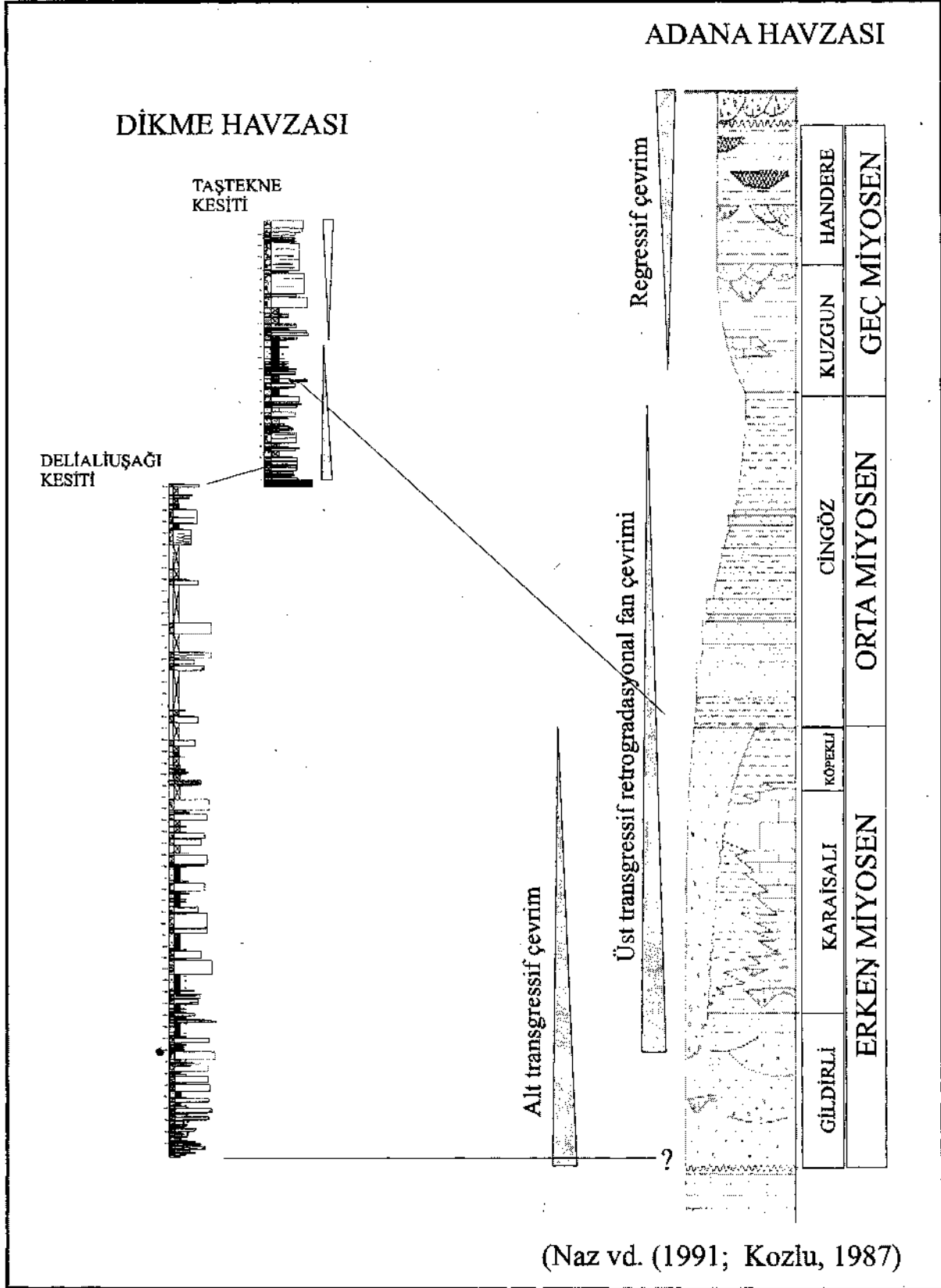
DİKME VE ADANA HAVZALARININ İLİŞKİLENDİRİLMESİ

Adana ve Dikme havzaları bugün yaklaşık 40 km genişliğinde bir ofiyolitli melanj kuşağı yüksekliğiyle birbirinden ayrılmış iki ayrı havza görünümünde olmakla beraber (Şekil 1), benzer tektonik kontrole sahip olmaları ve birbirlerini tamamlayan sedimanter desenleri bu iki havzanın Miyosen'de paleocoğrafik ve kökensele olarak ilişkili olduklarını göstermektedir. Başka bir deyişle Adana havzasının Miyosen'de Dikme bölgesine ve hatta daha kuzeye kadar uzanan genişçe ve daha hızlı çöken bir havza olduğu ileri sürülebilir. Bu havzanın Toros dağlarının yükselmesiyle parçalanması Pliyosen'e tekabül etmektedir (Williams vd., 1995; Dhont vd., 1999).

Bu iki havzadan Adana havzasının doğusunda KD ve DKD gidişli fayların önemli bir rol oynadığı belirtilmiş (Ünlügenç vd., 1992), bu faylardan bazılarının bugünkü Toros yükseliminin hemen güneyinde daha genç çökeller altında gömülü bulunduğu ileri sürülmüştür (Görür, 1992). Havzada sedimantasyonun Erken Miyosen'de (olasılıkla Akitaniyen) hep bugünkü yüksek Toros dağlarından türemiş karasal çakıllarla başladığı, transgresyonla birlikte fan-deltalara, resifal karbonatlara, şelf çamurtaşlarına ve giderek Langiyen'de derin deniz yelpazelerine geçildiği pek çok araştırmacı tarafından kabul görmektedir (Şekil 13). Yalçın ve Görür (1983), Naz vd. (1991) ve Gürbüz (1999) Cingöz derin deniz yelpazelerinin çökelişi sırasında bile kuzeyden güneye bir beslenmenin baskınlığını sürdürdüğünü belirtmektedirler. Tortoniyen başında, çok açık tektonik kontrole bağlı olarak (Williams vd., 1995) sığlaşana kadar havza, yukarı doğru derinleşen/incelen bir istif karakteri sunmaktadır (Yetiş, 1988; Ünlügenç, 1997; Gürbüz, 1999). Tortoniyen'le birlikte yer yer açılmalıkla Kuzgun formasyonunun deltalik kumları çökelmiş ve bundan sonra havza ortasında karasal sığ denizel sedimantasyon Pliyosen sonuna kadar sürmüştür. Williams vd. (1995), havza güneyinde açıklıkla izlenirse de, Pliyosen'de havza kuzeyinde normal faylara bağlı olarak büyük yükselimsel ortaya çıktığını ve ilksel Adana havzasının parçalandığını belirtmektedir. Adana havzasının doğusu ve sedimanter evrimini özetleyen bu kısa değerlendirmeye Dikme havzasına benzer/onu bütünle-

yen anahat olarak sunmaktadır. Her iki havzanın yaklaşık KD uzanımlı faylar tarafından kontrol edilmesi bu yapısal unsurlardan sorumlu tektonik stilin olasılıkla Doğu Toros kuşağı boyunca yaygınlığını kanıtlamaktadır (Ocakoglu, 2001). Stratigrafik kaydın doğasına gelince, Dikme havzası sedimanter evrimi boyunca Adana havzasının hep kara tarafındaki alanları işgal etmiştir ve zaman aşımı olarak Adana havzasının tabanında yer alan Gildirli formasyonuna benzer kaba kırıntılı karasal çökellerle doldurulmuştur (Şekil 13). Dikme havzasında karasal çökelişi sağlayan ana akarsu sistemindeki paleokıntı deseninin, Adana havzasını tamamlar bir biçimde, genel olarak güneye yönelmesi bu iki havzanın birbiriyle ilişkili olduğu tezini desteklemektedir. Değişik araştırmacılar tarafından (örneğin Naz vd., 1991; Gürbüz, 1999) Erken Langiyen olarak yaşanan Cingöz derin deniz yelpazelerinin ortaya çıkışı inceleme alanındaki biricik sığ deniz girmesine karşılık gelmektedir ki, bu Adana havzasındaki görece deniz seviyesi yükseliminin Dikme havzasını doğrudan etkilediğini göstermektedir. Ancak Adana havzasında gözlenen 3 adet büyük ölçekli çevrimin Dikme havzasındaki çökelişin tamamına yakını temsil eden ve birbirini tamamlayan Delialıuşağı ve Taşteknese kesitlerinde belirgin bir şekilde izlenemediği de anlaşılmaktadır (Şekil 13). Bunun nedeni olasılıkla inceleme alanının havza kenarlarına çok yakın olması ve sürekli kaba kırıntılı getiriminin, östatik deniz seviyesi değişiminin yarattığı sedimanter desenleri bozması olarak düşünülebilir.

Miyosen, özellikle Orta-Geç Miyosen paleocoğrafyasında, Adana havzasının kuzey kenarı Dikme havzası kuzeyinde sonlanıyor muydu? İnceleme alanı kuzeyinde Bakırdağ civarında yapılan gözlemler, Dikme havzasında Ağılıngedik yelpaze kompleksi olarak adlanan, distal kısımlarında bu çalışmada Karaköy aglomera üyesi adı verilen piroklastik paketi de içeren çakıltaşı istifinin neredeyse aynı özellikleriyle oralara kadar uzandığını kanıtlamaktadır (Şekil 1; ayrıca bkz. Metin, 1986). Delialıuşağı aksel teknesi sedimanlarını postsedimanter olarak kesen Karaköy fayı ve onun KD'ya doğru uzantısı (Şekil 2) Dikme havzasının olasılıkla Geç Pliyosen'e tekabül eden parçalanmasından sorumlu olmalıdır.



Şekil 13. Dikme ve Adana havzası dolgularının deheştirilmesi.

Figure 13. Correlation of the Dikme and Adana basins' fills.

SONUÇLAR

Doğu Toros dağlarının zirvesini oluşturan Aladağların kuzeydoğusunda, bugünkü Adana havzası çökellerinden en az 40 km kuzeyde ve yer yer deniz seviyesinden 1900 m yüksekte bulunan Mi-yosen yaşlı istiflerin sedimentolojik analizini konu alan bu çalışma incelenen sedirnanların Dikme havzası adı verilen, özgün depolanma desenine sahip bir havzada çökeldiklerini ortaya koymaktadır. Havza KD gidişli, 15 km genişliğinde bir tek graben görünümünde ise de, kendi içinde fay kontrollü ikincil engebeleri içerir. Havza dolgusunun ortamsal yorumu KB ve D havza kenarlarının genellikle kohezyonsuz moloz akışı ve örtü akışlarının baskın olduğu aluviyal yelpazeler (sırasıyla Boyalıdere ile Ağlıngedik ve Baloluk yelpaze kompleksleri) tarafından işgal edildiğini göstermektedir. Her iki kenar çökel sistemi havza ortasına doğru genişçe taşkın düzlükleriyle geçici gölleri de kapsayan ve genel olarak güneye akaçlanan bir çakıllı akarsu sistemine geçerler. Bu akarsu sisteminin Delialıuşağı aksel teknesi adı verilen ve havza evrimi boyunca varlığını koruyan kabaca K-G uzanımlı bir çukurluğa yerleştiği anlaşılmaktadır. Yalnız alanın güneyinde, havza dolgusunun gövdesini oluşturan akarsu çökelleri arasında gözlenen Langiyen yaşlı ince bir denizel seviye sığ denizin havzaya güneyden hafifçe sokulup çekildiğini göstermektedir.

Dikme havzasıyla bugün kuzey kenarı onun 40 km kadar güneyinde gözlenen Adana havzasını kontrol eden yapısal unsurların benzer niteliklere sahip olduğu anlaşılmaktadır. Daha önemlisi, Dikme ve Adana havzalarının depolanma deseni birbirlerini tamamlar niteliktedir. Her zaman daha derin ortamsal koşulların ve hızlı sedimentasyonun egemen olduğu Adana havzasında gözlenen iki transgressif ve bir regressif çevrimin, evrimi boyunca baskın olarak karasal koşulların egemen olduğu Dikme havzasında gözlenmemesi, bu ikincisinde etkin lokal tektonik ve bunun sonucu ortaya çıkan kaba klastik getiriminin önemli rol oynadığı ileri sürülmüştür.

EXTENDED SUMMARY

This study evaluates a marine-influenced Miocene outcrop (through this summary, the "Dikme Basin") at the top of Taurus Mountains (NE Aladağ) at altitudes as high as 1900 m from a sedimentological viewpoint (Figures 1 ve 2). The previous mapping activities during 70s and 80s greatly neglected these sediments saying that they were deposited in continental environments ranging from alluvial fans to lakes with some volcanic intercalations from nearby Erciyes Volcanic Complex (Metin, 1986). This area presents a great potential thanks to its deeply incised and mostly horizontal Miocene outcrops to shed light upon the sedimentary dynamics of fault-controlled basins, and the paleogeography of the Adana basin and the surrounding region.

The study area is situated on the dividing zone between the mountainous eastern Taurides in the south and relatively plain Central Anatolia (except some huge stratovolcanoes such as Mt. Erciyes) in the north (Figure 1). Mountainous zone which also constitutes basement, consists of a nappe stack upon the Tufanbeyli autochthone, with both oceanic and platform affinities that telescoped in the course of the closure of northerly situated Neotethyan strands during the Late Cretaceous and the following collisional events (Özgül, 1983).

Two elementary lithostratigraphic units that are separated from each other by an unconformity were distinguished in the area (Figure 3). The basal unit, the Yaylacik formation, constitutes the bulk of the basin fill and includes four members, three of which expose only in the north around Karaköy village (Karaköy agglomerate member, lacustrine limestone member and ignimbrite member). The fourth member is a thin marine -influenced unit (Taştekné mudstone member) to the south of the basin. The overlying Kumlugedik tepe formation consists of loosely packed conglomerates and red mudstones probably of Late Pliocene age, and formed under unrelevant context with the Dikme basin.

In order to evaluate the basin fill architecture and the sedimentary processes involved, 8 measured sedimentologic logs and numerous supplementary spot observations were carried out through the basin (Figure 4). A series of ancient depositional features were described by the evaluation of sedimentological logs and still-preserved older morphological evidences, such as palaeovalleys. Through clockwise direction, the observed basin fill features are; 1) Ceviz dağ valley-fill deposits 2) Boyalidere fan complex 3) Agilingedik fan complex 4) Baloluk alluvial fan 5) Tastekne marine/coastal plain interval 6) Delialiusaği axial deposits (Figure 5).

Among them, the Ceviz dağ paleo-valley fill deposits are situated in the southwest and are characterized by fining-upwards cycles of several metres thick (Figure 7a, b, c). Environmental interpretations show that the Ceviz dağ paleo-valley fill is composed of relatively proximal braided river sediments that deposited by an eastward (i.e. basin ward) flowing fluvial system.

Boyalidere alluvial fan complex is characterized by very coarse elastics without any fine muddy intercalations, and by an intraformational unconformity. Massive and crude-bedding dominates in the body (Figure 8). From place to place, relatively well sorted sieve deposits with open framework can also be observed. Fan complex deposits show a gradual passage to relatively fine-grained sediments towards the basin centre. Around the north of Kurd hill, a tilting in the marginal fan complex deposits of about 10° and horizontally overlying very coarse sediment wedge of about 10 m in thickness is interpreted as evidences of a synsedimentary tectonic movement (Figure 9b, c).

Agilingedik and Baloluk fan complexes occupy the eastern margin of the Dikme basin (figure 5). They resemble each other with respect to spatial distribution, but differ by their relative abundance of fine elastics. In the Baloluk complex, fans are separated by relatively wider and calm interfan areas where mud deposition occurred in oyerbank areas or in small wetlands. Palaeocurrent data

indicates a flow from mountainous area (Tufanbeyli autochthone) towards the basin west and northwest. In either fans sheet flows and sometimes debris flows dominate as sediment deposition processes.

The fore-mentioned marginal facies show passage towards the basin center, a N-S running paleomorphologic entity, the Delialiusaği axial trough. This is a depression formed in relation with the tectonism and syn-tectonic erosion, and filled mostly with gravely fluvial deposits (Figures 5 and 6). These deposits are characterized in general by equal amount of gravel and mud fractions, and by erosive-based, fining upwards cycles of several m thick (Figure 12). Muds in the sections may be red or gray/green, sometimes with fresh water fauna, and represent overbank areas or short-term lakes. At the very south of the area, around Tastekne, a thin marine-influenced level with *Crassostrea gryphoides crasississima* (Lamarck), *Terebralia bidentata* (DeFrance), *Terebralia lignitarium* (Eichwald), *Terebralia lignitarium lignitarium* (Eichwald) and *Turritella* (Eichwaldiella), marks a short marine inundation from the south (Figure 2).

A correlation between the Dikme and Adana basin's fills is also attempted (Figure 13). Two deepening upwards cycles (Aquitanian to Langian, and Langian to Tortonian) and a shallowing upwards one (from Tortonian to Pliocene) that are observed in the Adana basin is not seen in the Dikme basin, where the whole record consists of coarser terrestrial elastics. The only well-established correlation is the short-lived Langhian inundation whose correlative in the Adana basin probably matches with the initiation of deep sea fan sedimentation in response to a rapid rise of relative sea level. It is concluded that absence of sequential resemblance with the Adana basin is probably related with the proximity to fault-bound margins of the Dikme basin.

TEŞEKKÜR

Çalışma Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü'nün "Doğu Torosların Maden Jeolojisi" adlı projesi kapsamında gerçekleştirilmiştir. Proje

yöneticisi Dr. Mustafa Şenel bölgeyle ilgili birikimlerini cömertçe paylaşmıştır. Aynı kurumdan Dr. Gerçek Saraç'tan arazideki tartışmalarımız ve verdiği memeli yaşları sayesinde oldukça yararlandım. Dr. Yeşim İslamoğlu araziden toplanan makrofosillerin tanımlamasını yaparak yaşlandırdı. Son olarak makaleyi değerlendiren Prof. Dr. Nizamettin Kazancı ve Doç. Dr. Ulvican Ünlügenç'e yapıcı eleştirileri için teşekkürü borç bilirim.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Dhont, D., Chorowicz, J. ve Yürür, T., 1999. The Bolkar Mountains (Central Taurides, Turkey): a Neogene extensional thermal uplift? *Geological Bulletin of Turkey*, 42, 2, 69-87.
- Görür, N., 1977. Sedimentology of the Karaisalı limestone and associated elastics (Miocene) of the Northwest flank of the Adana basin, Turkey. PhD thesis, University of London, 244 pp. (yayımlanmamış).
- Görür, N., 1979. Karaisalı kireçtaşı'nın (Miyosen) sedimentolojisi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 22, 123-128.
- Görür, N., 1982. Adana havzasının petrol potansiyelinin değerlendirilmesinde yeni bir görüş. *Türkiye 6. Petrol Kongresi*, p. 73-80. *
- Görür N., 1985. Depositional history of Miocene sediments of the NW flank of the Adana basin. In: E. İzdar and E. Nakoman (editors). 6th colloq. *Geology of the Aegean Basins*. *Piri Reis Int. Contr. Ser. Publ.*, 2, 185-208.
- Görür,⁴ N., 1992. A technically controlled alluvial fan which developed into a marine fan-delta at a complex triple junction: Miocene Gildirli Formation of the Adana Basin, Turkey. *Sedimentary Geology*, 81, 243-252.
- Gürbüz K. ve Kelling, G., 1991. Evolution of Miocene submarine fans, northern Adana basin, Turkey. *EUG VI Strasbourg*, 24-8 March, *Terra Abstracts*, p. 342.
- Gürbüz K. ve Kelling, G., 1993. Provenance of Miocene submarine fans in the northern Adana basin: a test of discriminant function analysis. *Geological Journal*. 28, 277-294.
- İlker, S., 1975. Adana baseni kuzeybatısının jeolojisi ve petrol olanakları. *TPAO Arama arşiv no: 973* (yayımlanmamış), Ankara, 63 p.
- Kelling, G., Gökçen, S.L., Floyd, P.A. ve Gökçen, N., 1987. Neogene tectonics and plate convergence in the eastern Mediterranean: new data from southern Turkey. *Geology*, 15, 425-429.
- Metin, S., 1986. Doğu Toroslar'da Bakırdağı ve dolayının jeolojisi. *MTA Genel Müdürlüğü Derleme No: 7888*, 95 p. (yayımlanmamış).
- Miall, A.D., 1977, A review of the braided-stream environment, *Earth Science Reviews*, 13, 1-62.
- M.T.A., 1989. Geological Map of Turkey of 1/2.000.000 scale (Ed. E. Bingöl).
- Naz, H., Çuhadar, Ö. ve Yeniay, G., 1991. Middle Miocene deep-sea fan deposits of the Adana basin, south-central Turkey. In O.Sungurlu Symposium, November 1991, *Proceedings*, pp. 190-212. Ankara/Turkey.
- Ocakoğlu, F., 2001. Analysis of a relict Miocene basin high in the Taurus mountains (NE Aladag): new insights regarding the palaeogeography of the Adana basin, SE Turkey. *Fourth International Turkish Geology Symposium, Abstracts*, pp.??
- Özgül, N., 1983. Stratigraphy and tectonic evolution of the Central Taurides. In *Geology of the Taurus Belt*, *International Symposium*, 26-29 September. Tekeli, O. and Göncüoğlu, M.C. (Eds.), p 77-90.
- Rust, B.R., 1972. Structure and process in a braided river. *Sedimentology*, 18, 221-245.

- Schmidt, G.C., 1961. Stratigraphic nomenclature for the Adana region petroleum district VII. Petroleum Administration Bulletin, 6, 47-63.
- Tekeli O. Aksay, A., Ergün, B. M. ve Işık, A., 1983. Geology of the Aladağ Mountains. In Geology of the Taurus Belt, International Symposium, 26-29 September. Tekeli, O. and Göncüoğlu, M.C. (Eds.); 143-158.
- Ternek, Z., 1957. Adana baseni Alt Miyosen (Burdigaliyen) formasyonları ve diğer formasyonlarla ilişkisi ve petrol olanakları. Mineral Research and Exploration Institute Bulletin, 49, 60-80.
- Ulakoğlu, S., 1983-1984, Aladaglarda Yahyali (Kayseri) bölgesinin jeolojisi, İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Yerbilimleri Dergisi, 4/1-2, 1-44.
- Ünlügenç, U.C., 1997. Adana baseni Tersiyer stratigrafisi üzerine yeni gözlemler. Çukurova Üniversitesinde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. yılı Simpozyumu. 30 Nisan-3 Mayıs. Bildiri Özleri, 281-282.
- Ünlügenç, U.C., Williams, G.D. ve Kelling, G., 1992. Extensional tectonism in the Early Miocene Adana basin deposits, southern Türkiye. Turkish Geology Workshop, 9-10 April, Keele Univ., England, p 76-77.
- Williams, G.D., Unlugenc, U.C., Kelling, G. ve Demirkol, C., 1995. Tectonic controls on stratigraphic evolution of the Adana Basin, Turkey. Journal of Geological Society, London, 152, p 873-882.
- Yalçın, N. ve Görür, N., 1983. Sedimentological evolution of the Adana basin. In: Geology of the Taurus Belt, International Sym. On the Geology of the Taurus Belt. O. Tekeli ve C. Göncüoğlu (Ed.), s 165-172.
- Yetiş, C., 1988. Reorganization' of the Tertiary stratigraphy in the Adana basin, southern Turkey. News. Stratigr., 20, 1, 43-58.
- Yetiş, C. and Taner, Ü., 1987. Adana baseni Burdigaliyen-Tortoniyen istifinin sedimantolojik gelişimi. 7. Petroleum Congress, Proceedings, pp 322-331.

