



The Distribution of Facies of Oligocene Aged Siliciclastic-Carbonated Lacustrine Sequence and its Depositional Processes, Sivas Basin

Özgen Kangal^{1,a,*}, Levent Karadenizli^{2,b}

¹ Sivas Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü 58140 Sivas, Türkiye

² MTA (Maden Tetkik ve Arama) Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütler Dairesi, 06530, Ankara, Türkiye

*Corresponding author

Research Article

History

Received: 15/11/2024

Accepted: 27/11/2024

Copyright



This work is licensed under
Creative Commons Attribution 4.0
International License

ABSTRACT

This study was carried out in the Oligocene siliciclastic-carbonated lacustrine sequence that crops out approximately 25 km southeast of Gemerek in the western part of the Sivas Basin and aimed to reveal the depositional processes of the sequence. In the study carried out with the facies analysis method, 12 facies were distinguished. These are: Massive-disorganized conglomerate (F1); graded-matrix-supported conglomerate (F2); cross bedded- grain supported conglomerate (F3); large scale cross bedded- pebbly sandstone (F4); tabular cross-bedded sandstone (F5); parallel bedded sandstone (F6); well sorted-bedded sandstone (F7); massive-pebbly mudstone (F8); laminated claystones-marl (F9); bedded limestone (F10); brecciated limestone (F11) and limestone clasts (F12) facies.

The association of these distinguished facies reflects the existence of three closely related sub-environments: (1) alluvial fan and fluvial (2) coastal lacustrine and (3) lacustrine environments.

This lithological and environmental diversity is provided by the coastal line movements controlled by climate and tectonism and the biochemical changes in the lake water. Reflecting a semi-arid climate and shallow water conditions, the lake was dominated by alluvial fans, fan deltas and delta processes that carried clastic material into the lake during periods when the water level dropped and intense weathering and erosion took place in terrestrial areas. In the reverse process, as a result of the rise in the lake level, the material that filled the lake was reprocessed and formed sand bars. During periods when there was no land-based debris input into the lake, carbonate sedimentation was effective and carbonate banks were able to develop.

Keywords: fluvio-lacustrine facies; siliciclastic-carbonate; Sivas Basin.

Sivas Havzası, Oligosen Yaşlı Silisiklastik-Karbonatlı Göl İstifindeki Fasiyeslerin Dağılımı ve Çökelim Süreçleri

Süreç

Geliş: 15/11/2024

Kabul: 27/11/2024

Öz

Bu çalışma, Sivas Havzası'nın batı kesiminde, Gemerek'in yaklaşık 25 km. güneydoğusunda yüzeyleyen Oligosen yaşlı kırıntılı-karbonatlı gölsel istifte yapılmış ve istifin çökelim süreçlerini ortaya konması amaçlanmıştır. Fasiyes analizi yöntemiyle yürütülen çalışmada, 12 fasiyes ayrılmıştır. Bunlar: Masif, organize olmamış çakıltası (F1); dereceli, matris destekli çakıltası (F2); çapraz tabakalı, tane destekli çakıltası (F3); büyük ölçekli çapraz tabakalı çakıllı kumtaşı (F4); düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşı (F5); paralel tabakalı kumtaşı (F6); iyi boylanmış, tabakalı kumtaşı (F7); masif, çakıllı çamurtaşı (F8); lamine kumtaşı-marl (F9); tabakalı kireçtaşı (F10); breşleşmiş kireçtaşı (F11) ve kireçtaşı kırıntıları (F12) fasiyesleridir.

Bu fasiyeslerden, kökensele olarak benzerlik sunanlarla oluşturulan fasiyes toplulukları, birbirleri ile yakın ilişkili üç alt ortamın varlığını yansıtmaktadır. Bunlar (1) alüvyal yelpaze ve akarsu (2) göl kıyısı ortamları ve (3) göl içi ortamlarıdır.

Bu litolojik ve ortamsal çeşitlilik, iklim ve tektonizmanın denetlediği kıyı çizgisi oynamaları ve göl suyundaki biyokimyasal değişimlerle sağlanmıştır. Yarı kurak bir iklim ve sığ su koşullarını yansıtan gölde, su düzeyini düşüğü ve karasal alanlarda yoğun ayrışma-kazınmanın gerçekleştiği dönemlerde, kırıntılı malzemeyi göl içine taşıyan, alüvyal yelpaze, yelpaze deltası ve delta süreçleri egemen olmuştur. Tersine işleyen süreçlerde ise göl düzeyindeki yükselmeler sonucunda, göl içine dolan malzeme yeniden işlenerek kum barlarını oluşturmuştur. Karadan kırıntı getiriminin olmadığı dönemlerde ise karbonat çökelişi etkin olup, karbonat bankları gelişebilmiştir.

Anahtar Kelimeler: akarsu-göl fasiyesleri; silisiklastik-karbonat, Sivas Havzası

^a okangal@cumhuriyet.edu.tr

^{ID} 0000-0002-3357-3193

^b levent.karadenizli@gmail.com

^{ID} 0000-0002-8012-0779

How to Cite: Kangal Ö, Karadenizli L (2024) The Distribution of Facies of Oligocene Aged Siliciclastic-Carbonated Lacustrine Sequence and its Depositional Processes, Sivas Basin, Journal of Engineering Faculty, 2(2): 166-175

Giriş

Silisiklastik-karbonat geçişli göller, iklimsel ve tektonik süreçlerin çökelimdeki etkilerini belirgin olarak yansıtan ortamlardır. Bu çalışmanın konusunu oluşturan silisiklastik-karbonat geçişli göl istifi, Sivas Havzası'nın GB kesiminde, Gemerek'in yaklaşık 25 km. güneydoğusunda yer alır (Şekil 1, 2). Bölgede Oligosen yaşlı karasal istif geniş yüzleklere ve büyük bir kalınlığa sahiptir. İstifin asıl bölümünü, kırmızı renkli akarsu çökelleri oluşturur (Altınyayla Formasyonu) [1]. Bu çalışmaya konu olan yaklaşık 200 m kalınlığındaki gösel çökeller ise akarsu çökellerinin üzerinde ve onlarla yanall geçişli olarak bulunur. İçerdiği karbonat kayaçlarla arazide belirgin olarak izlenebilen bu gösel istif, Tekeli ve diğ. [2] tarafından Malak formasyonu olarak adlandırılmış ve Miyosen yaşlı önerilmiştir. Paleontolojik çalışmalarla Oligosen yaşlı saptanan [3, 4] istif için Malak Formasyonu adlanması bu çalışmada da benimsenmiştir. Silisiklastik-karbonat geçişli bu gösel istifin sedimantolojik incelemesi ve çökelim koşullarının ortaya konması, bu çalışmanın başlıca konusunu oluşturmaktadır.

Bu amaçla istif, en iyi yüzlek verdiği ve fasiyes/ortam geçişlerinin belirgin olarak gözlemlendiği Hayriye köyü yakınlarında, 210 m. lik bir ölçülü kesitte incelenmiştir. Fasiyes analizi niteliğinde yürütülen ölçülü kesit alımında, 12 fasiyes belirlenmiş, fasiyeslerin yanall ve düşey dağılımlarından 3 tane fasiyes topluluğu saptanmıştır. Bunlar; i) alüvyal yelpaze ve örgülü akarsu ortamları; ii) göl kıyısı ortamları (yelpaze deltası, delta, kıyı yakını kum barları, karbonat bankları) ve iii) göl içi

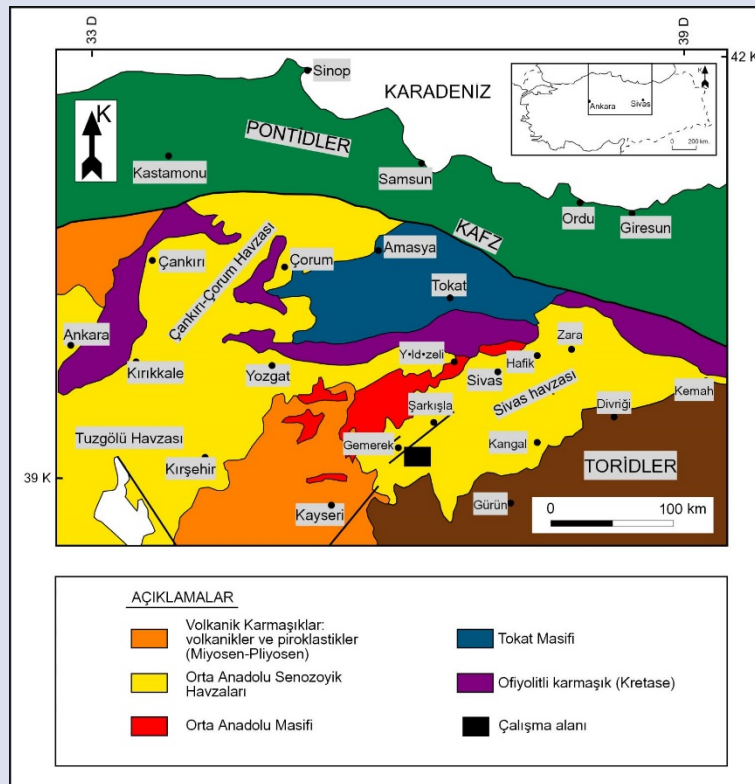
ortamlardır. Bu toplulukların birlikte değerlendirilmesi ile depolanma ortamı ve etkili olan süreçler ortaya konmuştur.

İnceleme Yöntemleri

Bu çalışma, arazi ve mikroskop çalışmaları olmak üzere iki aşamada yürütülmüştür. Arazi çalışmalarında uygulanan başlıca yöntem, ölçülü stratigrafik kesit alımıdır. Kesit ölçümünde çelik şerit metre metodu tercih edilmiştir. Fasiyes tanımlamalarında, alüvyal yelpaze ve akarsu ortamları için Miall [5]; yelpaze deltası-delta ortamları için Nemec ve Steel [6]; Mc Pherson vd. [7] ve Postma [8]; göl ortamları için Talbot ve Allen [9]; karbonatlar için Platt ve Wright [10] ölçütleri kullanılmıştır. Fasiyes tanımlamaları esas olarak, tek tabaka incelemeleri, birincil ve ikincil tortul yapı araştırmaları ve tane boyu analizlerine dayandırılmış, mikroskop ölçüğünde yürütülen mineralojik-petrografik analizlerle de desteklenmiştir.

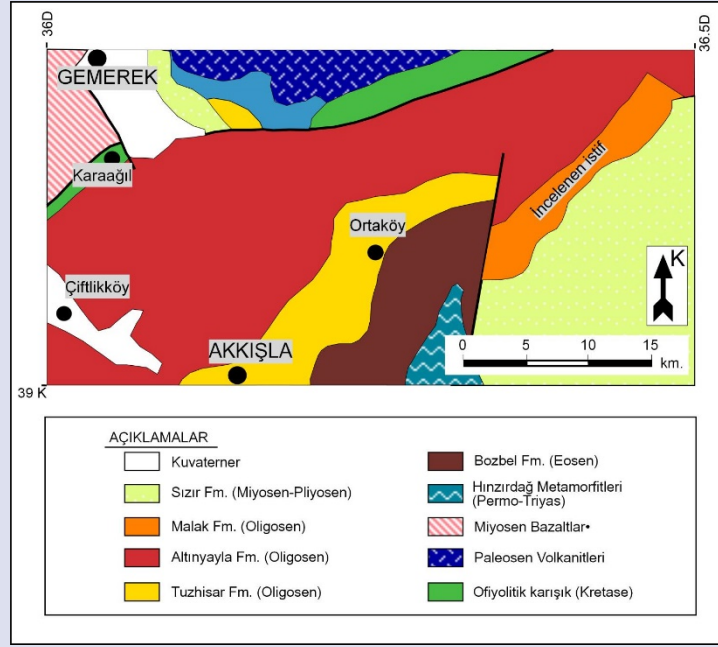
Bölgesel Jeoloji Ve Stratigrafi

Çalışma alanının içerisinde yer aldığı Sivas Havzası, Orta Anadolu Senozoyik havzalarından biridir. Diğer Orta Anadolu havzaları (Çankırı-Çorum, Haymana-Polatlı ve Tuz Gölü havzaları) gibi, Sivas Havzası'nın gelişiminde başlıca belirleyici olay Geç Kretase'den itibaren Neotetis'in kuzey kolunun kapanmaya başlamasıdır [11]. KD-GB yönünde uzanan ve doğuya doğru daralarak kapanan havza Kuzeyde Pontid kuşağı, güneyde Torid kuşağı ve batıda Kırşehir masifiyle sınırlanmıştır (Şekil 1).



Resim 1. Sivas Senozoyik Havzası'nın ve çalışma alanının konumu (1: 2.000.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritasından (MTA) yalınlaştırılmıştır).

Figure 1: Location of Sivas Cenozoic Basin and study area (simplified from Geological Map of Turkey; 1: 2.000.000 in scale, MTA).



Resim 2. Çalışma alanının jeoloji haritası (1:500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritasından (MTA) yalınlaştırılmıştır)
Figure 2: Geological maps of study area (simplified from Geological Map of Turkey; 1: 500.000 in scale, MTA).

Çalışma alanı Sivas Havzası'nın güney kenarında yer alır. Bu kesimde havzanın temelini Permo-Triyas yaşlı Hınzırdağ metamorfittleri [12] oluşturur (Şekil 2). Bu temel üzerinde konglomeratik bir düzlemlerle transgresif olarak başlayan Eosen istif 2000 m ye ulaşan kalınlığı boyunca egemen olarak fliş niteliğindedir (Bozbel Formasyonu [13]). Lütesiyen-Priaboniyen yaşlı derin denizel bu istif, tavanda sığlaşarak tabakalı-laminalı bir evaporit-çamurtaşı paketiyle (Tuzhisar Formasyonu [14, 15]) sonlanarak Oligosen çökellerine geçer.

Yörede Oligosen dönemi bütünüyle karasal koşulları yansıtan ve kalınlığı 3000 m'ye yaklaşan iki formasyonla temsil edilir. Bunlardan Oligosen istifini asıl bölümünü (2500 m'yi aşan kalınlık) tabandaki Altınyayla Formasyonu [1], akarsu ortamında çökelmiş, kırmızı renkli çakıltaşı, kumtaşı ve siltaşı ardalanmasından oluşur. Altınyayla formasyonu ile geçişli olarak izlenen silisiklastik karbonat geçişli akarsu-göl istifi ise Malak formasyonu olarak adlandırılmıştır [2].

Malak formasyonu, litolojik ve ortamsal olarak çeşitlilik gösterir. Özellikle gösel çökeliyi yansıtan kireçtaşlarının, alüvyal kıyı ovasını niteleyen fosil toprak oluşumlarının, kaba taneli alüvyal yelpaze çökellerinin ve birbirlerini üzerleyen loblar halindeki kaba taneli delta ön takımlarının varlığı, Malak formasyonun başlıca ayırtman özellikleridir. Gemerek'in güneyinden geçen ve Ecemiş fay zonunun bir parçası olan Mudarası fayının kuzeyindeki ve güneyindeki Oligosen-Miyosen istifleri oldukça farklı kalınlık ve litolojilerde gelişmiştir. Bu farklılaşmanın temel nedeninin, Mudarası fayının yöredeki çökeliyi tektonik olarak denetlemesidir [2]. Yöredeki karasal çökelim koşulları Miyosen ve Pliyosen'de de sürmüştür.

Fasiyeler

Tabanda akarsu çökellerinin baskın olduğu ve tavana doğru gösel çökellere geçen 210 m kalınlığındaki ölçülü stratigrafik kesitte 12 fasiyes ayırtlanmıştır (Şekil 3-4a). Bunlar: Masif, organize olmamış çakıltaşı (F1); Dereceli, matriks destekli çakıltaşı (F2); Çapraz tabakalı, tane destekli çakıltaşı (F3); Büyük ölçekli çapraz tabakalı çakıllı kumtaşı (F4); Düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşı (F5); Paralel tabakalı kumtaşı (F6); İyi boylanmış, tabakalı kumtaşı (F7); Masif çakıllı çamurtaşı (F8); Laminalı kiltayımarn (F9); Tabakalı kireçtaşı (F10); Breşleşmiş kireçtaşı (F11) ve Kireçtaşı kırıntıları (F12) biçiminde adlandırılmıştır.

Masif, organize olmamış çakıltaşı (F1)

Çakıltaşlarının tabaka kalınlıkları 1-3 m arasında değişir. Yanal devamı onlarca metre olup merceksidir. Tabaka tabanları genellikle aşınmasıdır. Fasiyes özellikleri organize olmayan bir fabrik sunar. Ters derecelenme ve çok zayıf boylanmış gösterirler. Matriks çamur ve kumdur. Yer yer tabakalar arasında kırmızı renkli oksidasyon zonları gözlenir. Tane bileşenleri genellikle volkanik, kireçtaşı ve ofiyolitik melanja ait kayaç parçalarıdır. Ortalama tane boyu 5-7 cm, maksimum tane boyu 45 cm'yi bulan bloklar yer alır (Şekil 4b).

Yorum: Tekçe tabakaların çok kalın ve masif oluşu ve iri blokların gözlenmesi bu fasiyesin kütle akmaları ile depolandığını işaret etmektedir. Diğer taraftan organize olmayan bir fabrik ve ters derecelenme bu fasiyesin moloz akmaları ile yerleştiği görüşünü destekler. Kırmızı renkle belirginleşen oksidasyon düzeyleri çökeliyin atmosferik koşullarda gerçekleştiğini işaret eder. Taban oygularının ve kiremitlenmenin olmaması, çökellerin laminer akış altında taşındığını gösterir.

Dereceli, matriks destekli çakıltaşı (F2)

Tabaka kalınlıkları 1-2 m arasında değişir. Yanal devamlılıkları 250-300 m arasında olup kıltaşı ve çamurtaşları ile kamalanırlar. Tekçe çakıltaşı tabakalarında matriks oranı yukarı doğru artar. Yer yer yük yapıları gözlenir (Şekil 4c). Ortalama tane boyu 5-10 cm, maksimum tane boyu 40 cm'nin üzerindedir ve yanal tane yönlenmesi gözlenmektedir.

Yorum: Yanal tane dizilimi, matriks oranının yukarı doğru artması, yük-alev yapıları ve kıltaşı ile ardalanma bu fasiyeslerin sualtı moloz akması şeklinde depolandığına işaret eder [6].

Çapraz tabakalı, tane destekli çakıltaşı (F3)

Fasiyes içerisindeki çakıllar ortalama 5-8 mm boyunda olup, 50 mm ye ulaşan tanelere de rastlanır. Fasiyes içerisindeki çakıllar çoğunlukla dizilimler (kiremitlenme) oluştururlar. Genellikle çamurtaşları üzerinde erozyonel bir tabanla başlayıp üste doğru kumtaşı ve karbonat fasiyeslerine geçerler. Bu fasiyesin oluşturduğu takımlar yaklaşık 1 m kalınlığa ve 10 m ye kadar ulaşan uzanımına sahiptir. Bu setlerde düşük açılı (ortalama 10°) öntakımlar izlenir (Şekil 4d).

Yorum: Bu fasiyes sualtı bar ya da dünlerinin göçüyle oluşan çökeller olarak yorumlanır [16, 17]. Çamurtaşları ve karbonatlarla yakın çökelim ilişkileri sığ su koşullarını gösterir. Fasiyesin kanal morfolojilerinin izlendiği kesimlerinde alüvyal etki baskındır ve alüvyal yelpazenin kaynağa yakın kesimlerindeki örgü barları olarak yorumlanabilirler. Büyük ölçekli teknesmi çapraz tabakalı setler, sualtı barlarının kalınlıklarının 1 m ye ulaşabildiğini göstermektedir. Diğer taraftan bu fasiyes sualtı yüksek yoğunluktaki turbidit akıntılar ile de oluşmuş olabilirler [18].

Büyük ölçekli çapraz tabakalı çakıllı kumtaşı (F4)

İstifin tavan bölümünde çok tipik olarak izlenen fasiyes, iyi boylanmalı ve kilsiz, çapraz tabakalı çakıllı kumtaşlarından oluşmaktadır. Eğim açıları 15°-35° arasında değişen çapraz tabakalı paketler, birbirlerini üzerleyen loblar biçiminde bir geometri sunar. Kalınlıkları 1m' ye ulaşabilen bu loblar üzerinde yer yer ince karbonat düzeyleri izlenir (Şekil 4e, f).

Yorum: Yüksek açılı çapraz tabakalarından oluşan bu fasiyes tipik olarak delta öntakımlarını oluşturur [19, 20]. Üzerlerinde yer alan ince karbonat düzeyleri deltanın dinlenme dönemlerini yansıtır [21, 22].

Düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşı (F5)

Düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşlarının tabanı her yerde aşınmalıdır ve üzerinde bulunduğu litolojiyi keserek yerleşmiştir. Çapraz tabaka kalınlıkları 10-18 cm arasında değişir (Şekil 4g). Bunlar çapraz tabakalı ve laminalı olup ön takımlarının kalınlıkları 6-10 mm'dir. Ön takım eğimleri 10-14 derece arasında değişir. Kumtaşları ince-orta kum tane boyuna sahip olup orta-zayıf boylanma göstermektedir.

Yorum: Fasiyesin aşınma tabanlı ve çapraz tabakalı oluşu, yatak yükünün görel olarak yüksek enerjili su akıntıları ile yanal yönde taşınması ile oluştuğunu gösterir. Bu tür düzlemsel çapraz tabakalar barların göçü ile meydana gelmektedir [23, 24].

Paralel tabakalı kumtaşı (F6)

Tabaka düzlemleri paralel olup, kalınlıkları 5-15 cm arasında değişir. 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: Tabakaların yanal devamlı oluşu ve tabanlarında kazıma yapılarının izlenmemesi, kum boyutundaki yatak yükünün sellenmelerle taşınıp, yaygın biçiminde çöktildiğini gösterir. Ayrıca bu tür paralel tabakalı kumtaşı fasiyesleri su üstü yüksek yoğunluk (hiperkonsantre) akıntılarla da gelişebilirler [25].

İyi boylanmış, tabakalı kumtaşı (F7)

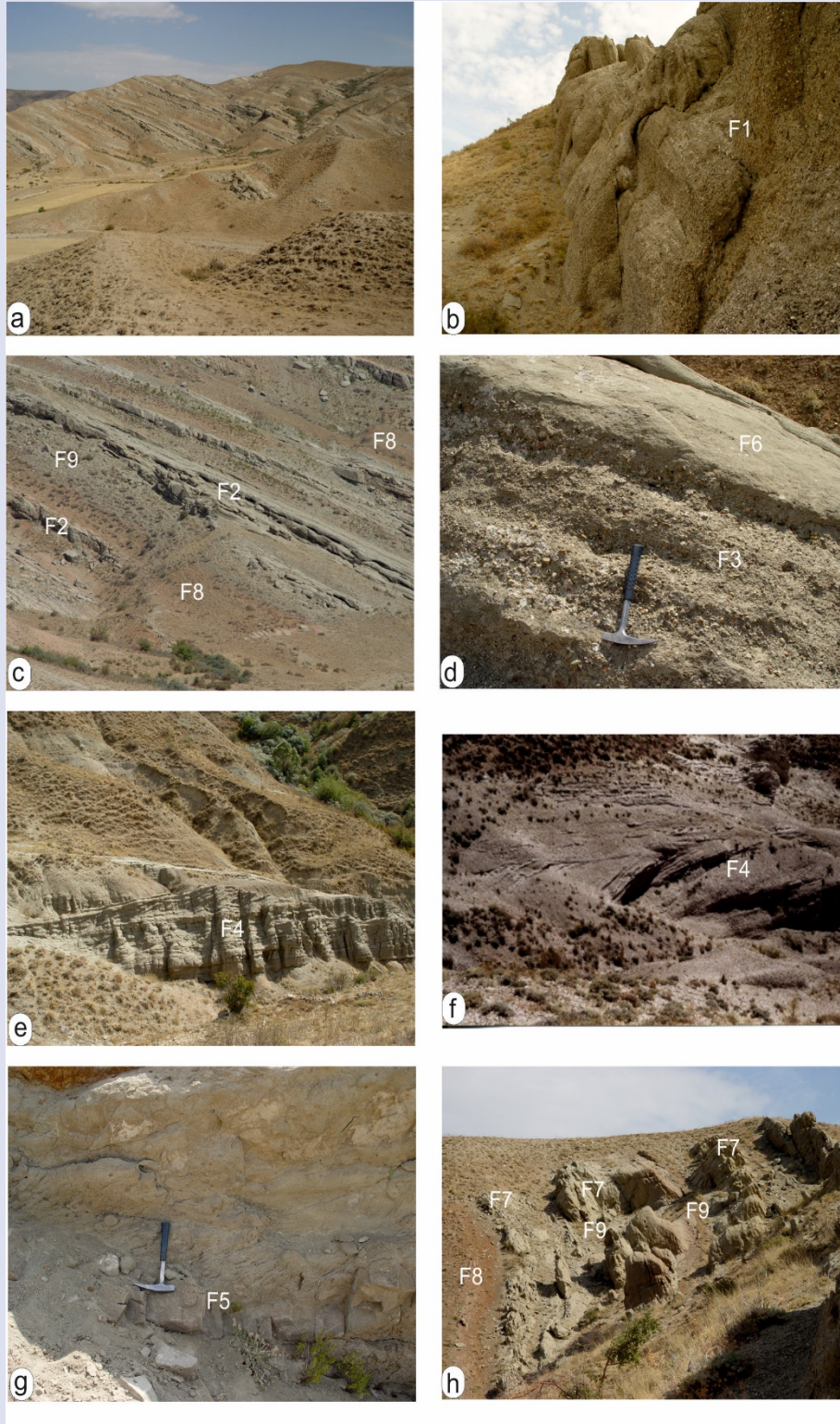
Sarı, gri renkli kumtaşları ince-orta paralel tabakalardan oluşur. Tabakaların üst yüzeyleri aşınmalıdır. Orta-kaba tane boyundaki kumtaşları çok iyi boylanma gösterir. Kil matriks yoktur. Bu kumtaşları; masif çakıllı çamurtaşları ve kıltaşı ve marnlar fasiyesleri ile birlikte bulunur ve bu kumtaşlarında yük ve deforme yapıları gözlenir (Şekil 4h).

Yorum: İyi boylanmalı ve tabanları aşınmalı kumtaşı fasiyeslerine hem denizel, hem de görsel kıyı ortamlarında yaygın olarak rastlanır. Oluşumları, akarsularla veya alüvyon yelpazeleriyle kıyıya getirilen tortulların, dalgalarla yeniden işlenerek iyi boylanmış çökeller biçiminde kıyı yakınlarında depolanması biçimindedir. Delta çökelleri de dalgalarla yeniden işlenerek iyi boylanmış kumtaşları biçiminde çöktülebilir.

Masif, çakıllı çamurtaşı (F8)

Gerek breşik görünülü kireçtaşları, gerekse kaba kırıntılı fasiyeslerle yakın ilişkide çökelen bu fasiyes, kilden ince kum boyutuna kadar değişen tanelerin farklı oranlarda içerildiği kırıntılı bir fasiyestir. Egemen renk kırmızı olmakla birlikte yakından incelendiğinde kırmızı ya da gri renkli beneklerin varlığı izlenir. Kalınlıkları 1-7 m arasında değişen paketler halinde izlenen bu çamurtaşlarında tabandan tavana doğru kırmızı rengin koyulaşması belirgindir. Bu fasiyeste belirgin bir içyapıya ve fosil bulgusuna rastlanılmamıştır. Masif oluşu amalgamasyon (tabaka sınırlarının silinmesi) ile ilgilidir. Yanal yönde yayılımı yüzlerce metreyi bulmaktadır (Şekil 4c, h).

Yorum: Bu tip masif çamurtaşları sellenmenin azaldığı, asıltı çökelinin fazla olduğu, akarsu-bataklık alanlarında oluşur [16, 26]. Gösterdikleri benekli yapıya dayanarak yeterince gelişmemiş toprak oluşumları olarak da yorumlanabilir. [27].



Şekil 4. İstifin genel görünüşü (a) ve kırıntılı fasiyeler (b ,c, d, e, f, g, h); F1: masif, organize olmamış çakıltaşı; F2: dereceli, matriks destekli çakıltaşı; F3: çapraz tabakalı, tane destekli çakıltaşı; F4: büyük ölçekli çapraz tabakalı çakıllı kumtaşı; F5: düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşı; F6: paralel tabakalı kumtaşı; F7: iyi boylanmış, tabakalı kumtaşı; F8: masif, çakıllı çamurtaşı; F9: laminalı kilitaşı-marn.

Figure 4. General view of sequence (a) and clastic facies (b, c, d, e, f, g, h); F1: massive-disorganized conglomerate; F2: graded-matrix-supported conglomerate; F3: cross bedded-grain supported conglomerate; F4: large scale cross bedded-pebbly sandstone; F5: tabular cross-bedded sandstone; F6: parallel bedded sandstone; F7: well sorted-bedded sandstone; F8: massive-pebbly mudstone; F9: laminated claystones, marl.

Laminalı kilitaşı-marn (F9)

Tabakalı kireçtaşı fasiyesiyle yakın ilişkili olarak izlenen bu fasiyes, kalınlıkları 30 cm-2m arasında değişen kilitaşı-marn tabakalarından oluşur. En yaygın tortul yapı laminalanmadır. Fasiyesin değişik kesimlerinde chara ve gastropod fosillerine rastlanılmıştır (Şekil 4c, h).

Yorum: İnce silisiklastiklerle (çamurtaşı) karbonatların birlikteliği olan marnlar kırıntılı getiriminin azaldığı, karbonat çökeliminin baskın hale gelmeye başladığı dönemlerde depolanır. Laminalı killer enerjinin iyice düştüğü göl koşullarında asılıtdan çökelimi ifade eder. Laminalar mevsimsel çökelimleri yansıtabilir. Gastropodlu-algli marnlar ve kilitaşıları, karbonatlar ile ardalanmalı olarak kıyılardaki karbonat banklarında oluşabilmektedirler [28].

Tabakalı kireçtaşıları (F10)

Beyaz renkli kireçtaşılarıyla temsil edilen bu fasiyes, istifin orta kesimlerinde birbirlerinden ince marn düzeyleriyle ayrılan 3 tabakadan oluşmuştur. Toplam 1.5 m lik bir paket oluşturan bu kireçtaşıları, orta-kalın tabakalar yanal yönde incelerken breşik görünümlü kireçtaşılarına geçerek son bulur (Şekil 5a). Chara ve gastropoda fosilleri içeren kireçtaşılarının mikroskopik incelemelerde mikritik nitelikte oldukları ve karbonat yumruları (glabule) yuvarlağımsı çatlaklar ve değişik şekilli kovuklar içerdikleri saptanmıştır (Şekil 5b).

Yorum: Tabakalı kireçtaşıları sığ göl karbonatları için tipik bir fasiyestir. Karadan kırıntılı malzeme getiriminin azaldığı veya durduğu zamanlarda karbonat çökelimi gerçekleşmektedir. Gastropod ve chara fosilleri içeren bu fasiyeste, fosiller önemli bir yoğunluk göstermemektedir. Bu nedenle karbonat çökeliminde biyolojik süreçlerin baskın olmadığı, ancak organik ve inorganik süreçlerin birlikte

çalıştığı söylenebilir. Biyo-fosilli mikrit niteliğindeki tabakalı kireçtaşıları, göl kenarlarında da oluşabilirler ve düşük enerjili bank tipi kıyıl çökel ortamlarını yansıtır [10].

Breşleşmiş kireçtaşıları (F11)

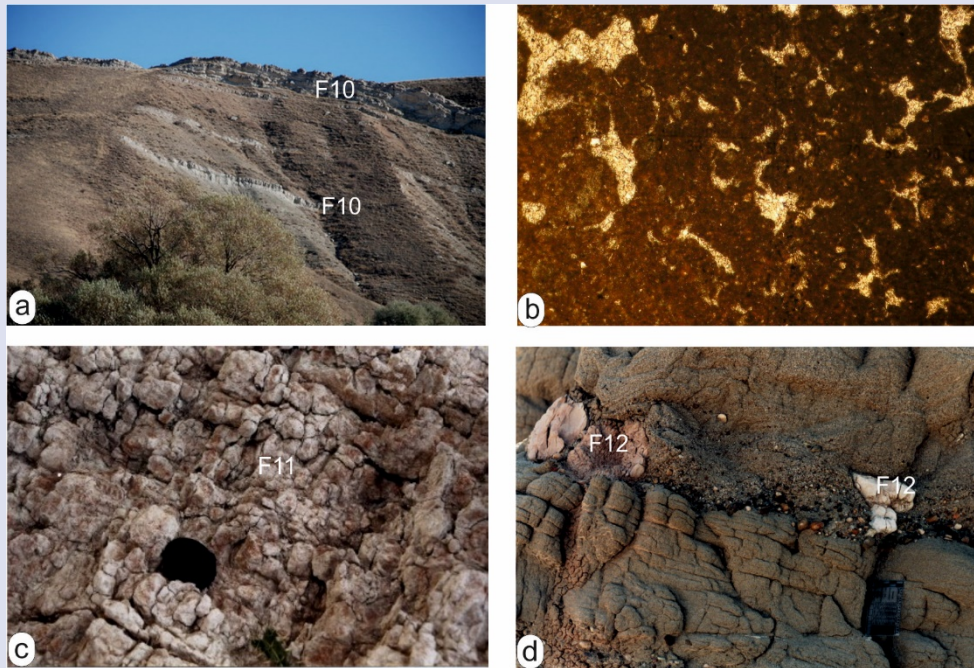
Gri renkli ve breşik görünümlü karbonatlar istif içerisinde iki düzeyde izlenirler. Kırmızı-gri renkli marnlarla geçişler sunan bu düzeyler kalınlıkları 0.5 m ye yaklaşan tabakalar halindedir. Boyutları mm den dm ye kadar değişen breşleşmeler, kuruma çatlakları ve yer yer yoğunlaşan kırmızı-kahverengi benekler belirgindir (Şekil 5c). Ayrıca mm-cm ölçeğindeki oyuk ve kovuklar yaygındır.

Yorum: Fasiyeste izlenen breşik yapı, kuruma çatlakları, beneklenmeler gibi özellikler, bu fasiyesin dönemsel olarak atmosfere çıkan sığ göl karbonatlarının ayrılmaya uğramasıyla oluştuğunu göstermektedir. Pedojenik süreçlerin etkisinde kalan bu tip karasal karbonatlar palustrin olarak da adlandırılır [29].

Kireçtaşı kırıntıları (F12)

Bu fasiyes, özellikle çapraz tabakalı kumtaşı fasiyesleri içerisinde yer alan değişik boyut ve şekillerdeki kireçtaşı parçalarından oluşmuştur. Yaygın olarak 10-15 cm büyüklüğündeki kireçtaşı bloklarıyla temsil edilir (Şekil 5d). Breşik yapı ve beneklenmenin seçilebildiği bu karbonat taneleri çapraz tabakalı kumtaşıları içerisinde çoğunlukla bireysel taneler şeklinde yer aldığı gibi yer yer de merceksi düzeyler oluşturur.

Yorum: Bu karbonat fasiyesi, dönemsel olarak (kurak mevsimlerde) bir bölümü kuruyan göl tabanının atmosfere çıkması ve kireçtaşılarının flüviyal süreçlerle tekrar işlenmesi (ayırışma-taşınma) sonucu oluşmuştur.



Resim 5. Kireçtaşı fasiyesleri. (a) tabakalı kireçtaşı (F10); (b) tabakalı kireçtaşılarının (F10) mikroskop görünüşü (10x4); (c) breşleşmiş kireçtaşı (F11); (d) kireçtaşı kırıntıları (F12).

Figure 5. Limestone facies. (a) bedded limestone (F10); (b) microscopic view of bedded limestone (10X4); (c) brecciated limestone (F11); (d) limestone clasts (F12).

Fasiyes toplulukları ve çökeltme ortamları

Ayrırtlanan fasiyeslerin birliktelikleri üç fasiyes topluluğu/ortamın varlığını yansıtmaktadır. Bunlar: Alüvyal yelpaze-akasu; göl kıyısı ve göl içi ortamlarıdır (Şekil, 6)

Alüvyal Yelpaze ve Akarsu Ortamları

İstifin özellikle taban kesiminde baskın olarak izlenen bu fasiyes topluluğu egemen kırmızı renk, görel olarak kötü boylanmalı kırıntılı çökellerin ve fosil toprak düzeylerinin varlığıyla tanınır. Yer yer izlenen bitki parçaları dışında fasiyes topluluğunda fosil varlığı saptanamamıştır. Bu fasiyes topluluğunun egemen fasiyesleri, masif organize olmayan çakıltaşı (F1) ve çapraz tabakalı tane destekli çakıltaşıdır (F3). Bunlara eşlik eden fasiyesler, paralel tabakalı kumtaşı (F6), düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşı (F5) ve her seviyede yer alan masif çakıllı çamurtaşı (F8) fasiyesleridir (Şekil 3, 6). Bu fasiyes topluluğu sedimanter gravite akmalı çakıllı örgülü akarsular ile karakterize edilir [5]. Ayrıca kireçtaşlarının akarsu süreçleri ile yeniden işlenmesi sonucu oluşan farklı şekil ve boyutlardaki karbonat kırıntıları (F12) gözlenir.

Bu ortamın ikinci fasiyes topluluğu ise taşkın düzlüklerinden oluşmaktadır. Ağırlıklı olarak masif çamurtaşları (F8) ile temsil edilen bu toplulukta az oranda paralel tabakalı kumtaşı (F6) fasiyesi de temsil edilir. Çamurtaşlarının bu kadar yaygın olduğu ortamlar, set üstü ve taşkın düzlüğü ortamlarını yansıtır [30]. Su dolaşımının sınırlı olduğu bataklık alanlarda kömürleşmeler gelişebildiği gibi bitki kırıntıları taşınarak çamurtaşlarına karışması da gözlenir [16, 31, 32]. Kurak iklim dönemlerinde kalış gelişebildiği gibi depolanmanın durduğu zamanlarda topraklaşma gözlenebilir [33]. Bu tip çökel ortamları için uç yelpaze (terminal fan)-terminal yelpaze taşkın havzası terimleri de kullanılmaktadır [34, 35, 36].

Göl Kıyısı Ortamları

Su üstü ve su altı koşullarının birlikte işlediği kıyı ortamları, fasiyes çeşitliliğinin izlendiği hareketli ortamlardır. Su düzeyindeki oynamalar, bu çeşitlilik ve iç içeliği daha da zenginleştirmektedir.

Bu ortamın ilk fasiyes topluluğu olan yelpaze deltası, istifin değişik seviyelerinde yer alır (Şekil 3, 6). Egemen olan fasiyes dereceli-matriks destekli çakıltaşıdır (F2). Çakıltaşı tabakalarına masif çamurtaşları (F8), laminalı kilaşları ve marnlar (F9) eşlik eder. Bu marn ve kilaşları, konglomera düzeyleri içerisinde merceksi olarak da

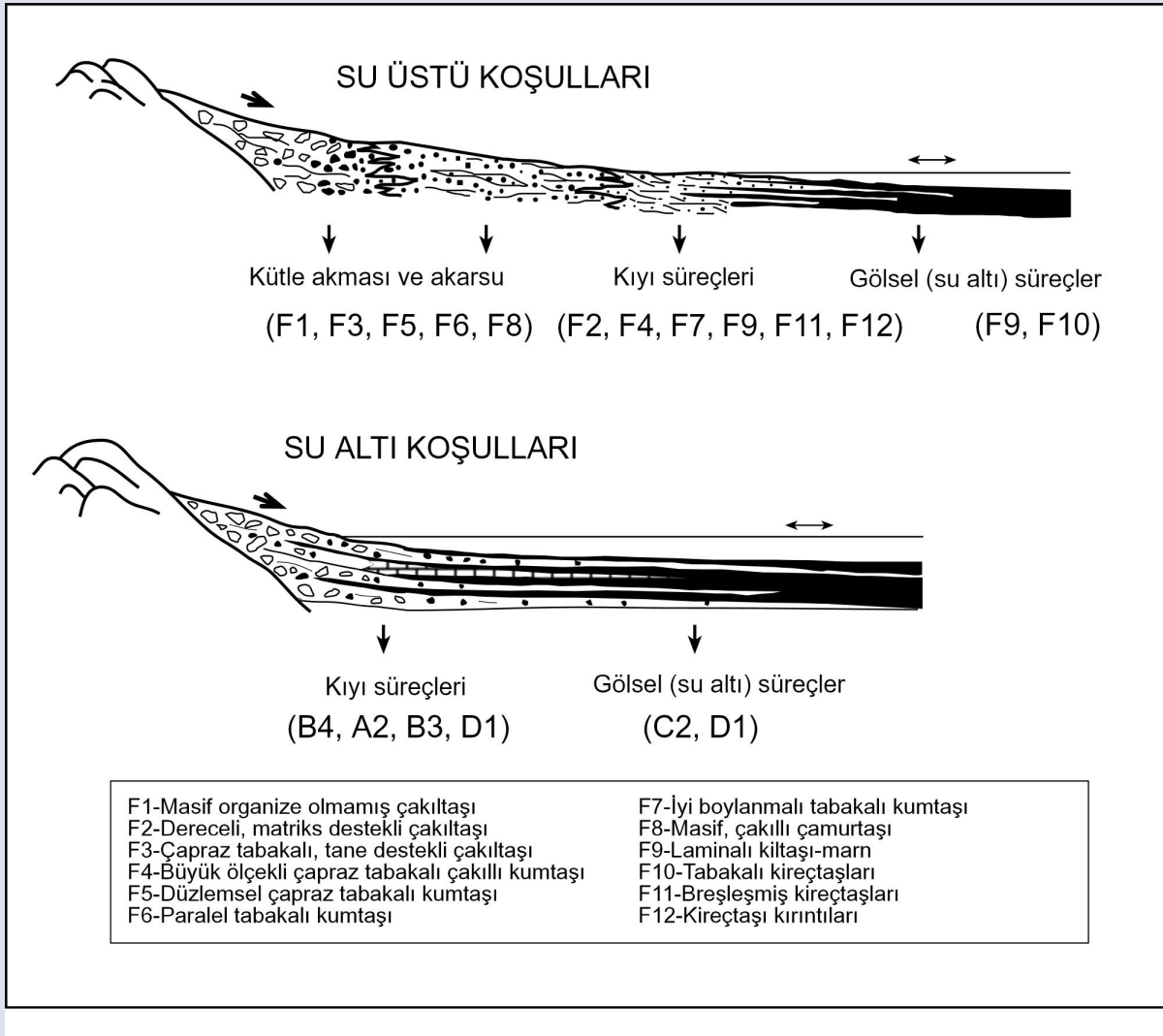
bulunabilirler. Su üstü koşullarının egemen olduğu dönemleri ise masif-organize olmayan çakıltaşı (F1) ile çapraz tabakalı-tane destekli çakıltaşlarının (F3) birlikteliği yansıtır. Nemec ve Steel'e [6] göre, alüvyal yelpazelerin sulu bir ortama (göl veya deniz) girdiğinde yelpazenin tamamı veya bir kısmı su altında kalır ve bu su altında kalan prizma şeklindeki tortullar yelpaze deltası 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 yelpaze deltası ortamlarında depolanmaktadır.

Büyük ölçekli çapraz tabakalanmalı görünüşleriyle (F4) kolaylıkla tanınan delta öntakımları özellikle istifin üst kesimlerinde belirgin olarak izlenir ve göl kıyı ortamının diğer fasiyes topluluğunu oluşturur. Bu kesimlerde 1 m' ye ulaşan çapraz tabakalı kumtaşı lobları tipiktir. Lobların büyüme evreleri ince ve yanal devamsız karbonat düzeyleriyle kesilmiştir. Eğim açıları 15-35 derece arasında değişen delta ön takımları kuzeydoğudan güneybatıya doğru bir beslenmeyi yansıtmaktadır. Ön takımların oluşturduğu loblar üzerinde gelişen ince ve yanal devamsız karbonat düzeyleri, kısa sürelerle yayılan delta dinlenme dönemlerini yansıtmaktadır.

Bu ortamın üçüncü fasiyes topluluğunu oluşturan kıyı yakını kum barları, istifin orta kesimlerinde gözlenirler. Genellikle kalın ince taneli kilaşı-marn tabakaları (F9) arasında iyi boylanmalı- tabakalı kumtaşları (F7) şeklinde bulunur. Bunlar önceden oluşan yelpaze deltası, delta tortullarının dalgalar ile yeniden işlenmesi ile plaj ve kıyı boyu barları tortulları şeklinde depolanırlar [36]. Burada etkili olan süreç, göl seviyesinin yükselmesi ile göl içinde depolanmış malzemenin yeniden işlenerek kum barları şeklinde depolanmasıdır.

Göl İçi Ortamı

Bu fasiyes topluluğu başlıca gri-yeşil renkli kilaşı-marn (F9) ve tabakalı kireçtaşı fasiyeslerinin (F10) birlikteliğinden oluşur (Şekil 3, 6). Gerek kireçtaşları gerekse marnların içerdikleri tatlısu gastropodları ve charalar makroskopik olarak da gözlenebilmektedir. Fasiyes topluluğunun bu paleontolojik karakteri, gölsel niteliğini yansıtan en güçlü veridir. Gölün sığlaştığı zamanlarda kıyılarda karbonatlar veya kırıntılı getiriminin fazla olduğu zamanlarda yelpaze deltası-delta tortulları gelişirken, kıyı ötesinde de laminalı kilaşları ve marnlar depolanmaktadır [25]



Resim 6. İstifin depolanma süreçleri ve fasiyelerin paleocoğrafik dağılımı (Düringer'den [37] değiştirilerek).
Figure 6. Depositional processes of the sequence and paleogeographic distribution of facies (modified from Düringer [37]).

Sonuçlar

Kalınlığı 210 m. ye ulaşan istifte, fasiyes analizi kapsamında 11 fasiyes saptanmıştır. Bunlar; Masif, organize olmamış çakıltaşı (F1); dereceli, matriks destekli çakıltaşı (F2); çapraz tabakalı, tane destekli çakıltaşı (F3); büyük ölçekli çapraz tabakalı çakıllı kumtaşı (F4); düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşı (F5); paralel tabakalı kumtaşı (F6); iyi boylanmış, tabakalı kumtaşı (F7); masif, çakıllı çamurtaşı (F8); laminalı kıltaşı-marn (F9); tabakalı kireçtaşı (F10); breşleşmiş kireçtaşı (F11) ve karbonat kırıntıları (F12) olarak adlandırılmıştır. Bu fasiyelerin birliktelikleri, alüvyal yelpaze-akarsu, göl kıyısı (yelpaze deltası, delta, kıyı boyu kum barları, karbonat bankları) ve göl içi çökel ortamlarını yansıtmaktadır.

Bu litolojik ve ortamsal çeşitlilik, iklim ve tektonizmanın denetlediği kıyı çizgisi oynamaları ve göl

suyundaki biyokimyasal değişimlerle sağlanır. Yarı kurak bir iklim ve sığ su koşullarını yansıtan gölde, su düzeyini düşüğü ve karasal alanlarda yoğun ayrışma-kazınmanın gerçekleştiği dönemlerde, kırıntılı malzemeyi göl içine taşıyan, alüvyal yelpaze, yelpaze deltası ve delta süreçleri egemen olmuştur. Tersine işleyen süreçlerde ise göl düzeyindeki yükselmeler sonucunda, göl içine dolan malzeme yeniden işlenerek kum barlarını oluşturmuştur. Göle karadan kırıntı girişinin olmadığı dönemlerde ise karbonat çökelimi etkin olup, karbonat bankları gelişebilmiştir.

Teşekkür

Bu çalışma, Cumhuriyet Üniversitesi tarafından desteklenmiştir (CÜBAP, M-186 nolu proje). Yazarlar önerileri için Baki Varol'a teşekkürlerini sunar.

Kaynaklar

- [1] Yılmaz, A., Sümengen, M., Terlemez, I., & Bilgiç, T. (1989). Geologic Map of the Sivas Quadrangle, Sheet G 23, scale 1:100,000. Ankara, Turkey: General Directorate of Mineral Exploration and Research (MTA)
- [2] Tekeli, O., Varol, B. ve Gökten, E., 1992, Sivas Havzasının batı kesiminin jeolojisi (Tuzla gölü-Tecer dağı arası) T.P.A.O. rap., No:3178.
- [3] Poisson, A., Jean-Pierre, B., Kangal, Ö., Kavak, K., Temiz, H., and Bruno, V., 2012. 550 Stratigraphic studies in the Sivas Basin (Central Anatolia, Türkiye). 10th Swiss Geoscience Meeting, Bern, 2012. 204-205.
- [4] Weerd, A. A. van de, Bruijn, H. de, Wessels, W., 2023, A small assemblage of early Oligocene rodents and insectivores from the Sivas basin, Turkey. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 103, 609-632. 441-458.
- [5] Miall, 1996, The geology of fluvial deposits: Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. Springer, 582 p.
- [6] Nemeç, W. and Steel, R.J., 1988, What is a fan delta and how to recognize it? . In: Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Setting (Ed. by W. Nemeç and R.J. Steel), pp. 3-13. Blackie, London.
- [7] McPherson, J.G., Shanmugam, G. & Moiola, R.J., 1988, Fan deltas and braid deltas: conceptual problems. In: Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Setting (Ed. by W. Nemeç and R.J. Steel), pp. 14-22. Blackie, London.
- [8] Postma, G., 1990, Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. In: Coarse grained deltas, A. Colella and D.B. Prior (eds.), Spec. Pub. Of International Ass. of Sedimentology, 10, 13-27.
- [9] Talbot, M.R. & Allen, P.A., 1996, Lakes. In: Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. H.G. Reading (ed.). Blackwell Science, Oxford, pp.83-124.
- [10] Platt, N.H. and Wright, V.P., 1991, Lacustrine, carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon Aspects. In: Lacustrine Facies Analysis (Ed. by P. Anadon, L. Cebreira and K. Kelts), pp. 57-74. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 13.
- [11] Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey : A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- [12] Erkan, E.N., Özer, S., Sümengen, M. ve Terlemez, İ., 1978, Sarız, Şarkışla, Gemerek, Tomarza arasının temel jeolojisi: M.T.A. Rap., Der.No: 5646.
- [13] Kurtman, F., 1973, Sivas-Hafik-Zara ve İmranlı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı: M.T.A. Derg., 80, 1-32.
- [14] Gökten, E., 1983, Şarkışla (Sivas) güney-güneydoğusunun stratigrafisi ve jeolojik evrimi. *Türkiye Jeol. Kur. Bül.*, 26, 167-176s.
- [15] Gündoğan, İ., Önal M, Depçi T (2005). Sedimentology, petrography, and diagenesis of Eocene-Oligocene evaporites: the Tuzhisar Formation, SW Sivas Basin, Turkey. *J Asian Earth Sci* 25: 791-803.
- [16] Miall, A.D., 1977, A review of the braided-river depositional environment, *Earth Science Review*, 13, 1-62.
- [17] Rust, B.R., 1978, A classification of alluvial channel system. In: *Fluvial sedimentology* (Ed. by A.D. Miall), pp. 187-198. Mem. Can. Soc. Petrol. Geol., 5, Calgary..
- [18] Lowe, D.R., 1982, Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. Sedim. Petrol.*, 52, 279-297.
- [19] Kazancı, N., 1990, Fan-delta sequences in the Pleistocene-Holocene Burdur Basin: the role of basin margin configuration in the sediment entrapment and differential facies development . In: *Coarse grained deltas* (Ed. by A. Colella and D.B. Prior. Spec. Pub. of International Ass. of Sedimentologist, 10, 185-198.
- [20] Postma, G., 1990, Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. In: *Coarse grained deltas*, A. Colella and D.B. Prior (ed.), Spec. Pub. Of International Ass. of Sedimentologist, 10, 13-27.
- [21] Kazancı, N., and Varol, B., 1990, Development of a mass flow dominated fan delta complex and associated carbonate reefs within a transgressive Paleocene succession, central Anatolia, Turkey, *Sediment. Geol.*, 68, 261-278.
- [22] Kangal, Ö. ve Varol, B., 1999, Sivas Havzası Alt Miyosen istifinde havza kenarı fasiyesleri. *TPJD. Bülten*, 11/1, 31-53.
- [23] Harms, J.C., Southard, J.B. & Walker, R.G., 1982, Structure and Sequence in Clastic Rocks. *Lecture Notes: Soc. econ. Paleont. Miner. Short Course No. 9*, Calgary.
- [24] Todd, S.P., 1996, Process deduction from fluvial sedimentary structures. In: *Advances in Fluvial Dynamics and Stratigraphy*. P.A. Carling and M.R. Dawson (eds.). Chichester, pp, 299-350.
- [25] Harton, B.K. & Schmitt, J.G., 1996, Sedimentology of a lacustrine fan-delta system, Miocene Horse Camp Formation, Nevada, USA. *Sedimentology*, 43, 133-155.
- [26] Flores, R.M., 1990, Tranverse and longitudinal Gilbert-type deltas, Tertiary Coalmont Formation, north Park Basin, Colorado. USA. In: *Coarse grained deltas*, A. Colella and D.B. Prior (eds.), Spec. Publ. I.A.S., 223-233
- [27] Platt, N.H., 1989, Lacustrine carbonates and pedogenesis: sedimentology and origin of palustrine deposits from the Early Cretaceous Rupelo Formation, W Cameros Basin, N Spain. *Sedimentology*, 36, 665-684.
- [28] Platt, N.H. and Wright, V.P., 1991, Lacustrine, carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon Aspects. In: *Lacustrine Facies Analysis* (Ed. by P. Anadon, L. Cebreira and K. Kelts), pp. 57-74. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 13.
- [29] Alonso-Zarza, A.M. and Tanner, L.H. (2010) Carbonates in Continental Setting: Facies, Environments and Processes. *Developments in Sedimentology*, 61, 225-267.
- [30] Collinson, J.D., 1996, The sedimentology of the Grained Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England. *Jour. of sedim. Petrol.*, 39, 194-221.
- [31] Flores, 1984, Comparative analysis of coal accumulation in Cretaceous alluvial deposits, southern United States Rocky Mountain Basin. In: *The Mesozoic of Middle North America*, D.F. Stott and D.J. Glass (eds.) *Can.Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 9, 373-385.
- [32] McCabe, P.J., 1984, Depositional environments of coal and coal-bearing strata. In: *Sedimentology of Coal and Coal-bearing Sequences* (Ed. by R.M. Flores), Spec. Pub. of International Ass. of Sedimentologist. pp 13-42.
- [33] Nami, M. & Leeder, M.R., 1978, Changing channel morphology and magnitude in the Scalby Formation (M.Jurassic) of Yorkshire, England. In: *Fluvial Sedimentology* (ed. by A.D. Miall), pp. 431-440. Mem. Can. Soc. Petrol. Geol., 5, Calgary.
- [34] Friend, P.F., 1978, Distinctive features of some ancient river systems. In: *Fluvial Sedimentology*, A.D. Miall (eds.) *Can.Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5, 531-542.
- [35] Parkash, B., Awasthi, A.K. & Gohain, K., 1983, Lithofacies of the Merkanda terminal fan, Kurukshehra district, Haryana, India. In: *Modern and Ancient Fluvial system* (Ed. by J.D. Collinson and J. Lewin) pp. 337-344. Spec. Pub. of International Ass. Sediment. 6.
- [36] Kelly, S. & Olsen, H., 1993 Terminal fans – with reference to Devonian examples. In: *Current research in fluvial Sedimentology* (Ed. By C.R. Fielding), pp. 339-374. *Sedim. Geol.*, 85.
- [37] Crowell, J.C. & Link, M.H. (Eds), 1982, Geologic History of Ridge Basin, southern California. *Pacific Section Soc. econ. Paleont. Miner.*, Tulsa, 340 pp.
- [38] Düringer, P., 1997, Dynamics of graben shoulder fan-delta and rift lakes, the example of the upper Rhine Graben (Lower Tertiary, eastern France, southwestern Germany) *Gaeaeidelbergensis*, 4, 159-168.