

Denizel Ortamlarda Oluşan Yumuşak Çökel Deformasyon Yapılarına Bir Örnek; Kayma-Oturma Yapıları, Kırkgeçit Formasyonu, KB Baskil, Elazığ

Calibe KOÇ TAŞGIN^{1*}, Fırat ALTUN²

¹ Fırat Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Elazığ

² Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Elazığ

^{1*} calibekoc@firat.edu.tr

(Geliş/Received: 21/06/2018;

Kabul/Accepted: 15/12/2019)

Özet: Doğu Toroslarda yer alan Elazığ Tersiyer havzası Neotetis'in güney kolunun kapanması sırasında gelişen havzalardan biridir. Bu havzada gelişen Kırkgeçit Formasyonu'nun (Orta Eosen-Oligosen yaşlı) Elazığ ili Baskil ilçesinin kuzey batısındaki yüzlekleri genel olarak kalkarenit (Biyoklastik-litoklastik istifası-vaketaşı), karbonat çamurtaşı ve algli-mercanlı istifası fasiyeslerinden oluşmaktadır. Bu fasiyesler düşük eğimli yamaç veüzlerinde gelişmiş tepecik resiflerini temsil etmektedir. Bu düşük eğimli yamaç fasiyesleri içerisinde 6 lokasyonda kayma-oturma yapıları tanımlanmıştır. Bu yapılar yaklaşık 5 km kadar devamlılık göstermektedir. Bu çalışmada kayma-oturma yapıları ile ilişkili olarak hem genişlemeli (normal faylar) hem de sıkışmalı (ters faylar) yapılar tanımlanmıştır. Metre-desimetre ölçeğinde tanımlanan normal faylar yamacın üst kısmında gözlenirken ters faylar lokal olarak yamacın etek kısmında gelişmiştir. Kayma-oturma yapılarından elde edilen veriler kayma hareketinin genellikle güney-güney doğuya doğru geliştiğini göstermektedir. Bu hareket yönü denizin derinleşme yönüne uyumluluk göstermektedir. Söz konusu yapıları oluşturan deformasyon mekanizması sedimentin dayanımındaki geçici ve büyük azalmalar nedeniyle gelişen plastik davranış ile ilişkilidir. Kırkgeçit Formasyonu genişlemeli yay-gerisi bir havzada oluşmuştur. Dolayısıyla havzayı etkileyen tektonizmaya bağlı sismik aktiviteler yumuşak çökel deformasyon yapılarının oluşumunda önemli tetikleyici mekanizmayı oluşturmuştur. Verilerin değerlendirilmesi sonucu bölgede en az 6 veya daha büyük sismik aktivitelerin oluşmuş olabileceği belirlenmiştir.

Anahtar kelimeler: Kayma-oturma yapıları, Yumuşak çökel deformasyon yapıları, Kırkgeçit Formasyonu, Elazığ.

An Example of Soft Sediment Deformation Structures Developed in Marine Environments; Slumps, Kırkgeçit Formation, NW Baskil, Elazığ

Abstract: The Elazığ basin located in the Eastern Toros is one of the basins developed during the closure of the southern branch of Neotethys. Kırkgeçit Formation is generally composed of calcarenite (bioclastic-lithoclastic packstone-wackestone), carbonate mudstone, algal-coral packstone facies in the study area located to the northwest of Baskil district of Elazığ province. These facies represent low-slope and knoll reefs developed on the slope. Slumps at 6 locations are defined within low slope facies. These structures show continuity up to 5 km. Both extension (normal faults) and compression (reverse faults) were defined in relation to slump structures. The normal faults identified on the meter-decimeter scale are observed at the upper part of the slope, while the reverse faults locally represent the toe portion of the slope. The direction of movement obtained from slump structures is on the average south-south east. This direction is compatible with the direction of sea deepening. The deformation mechanism constituting the mentioned structures is related to the plastic behavior of the sediment developed due to temporary and great decreases in the strength of the sediment. Kırkgeçit Formation is a unit where marine sediments developed due to a back-arc extensive regime behind a subduction-zone (Arabian plate, subduction under the Eurasian plate). Therefore, seismic activities resulting from tectonic and tectonism are important trigger mechanisms in the formation of soft sediment deformation structures. It has been determined that seismic activity of at least 6 or greater may have been formed in the evaluation of the data.

Keywords: Slumps, soft sediment deformation structures, Kırkgeçit Formation, Elazığ.

1. Giriş

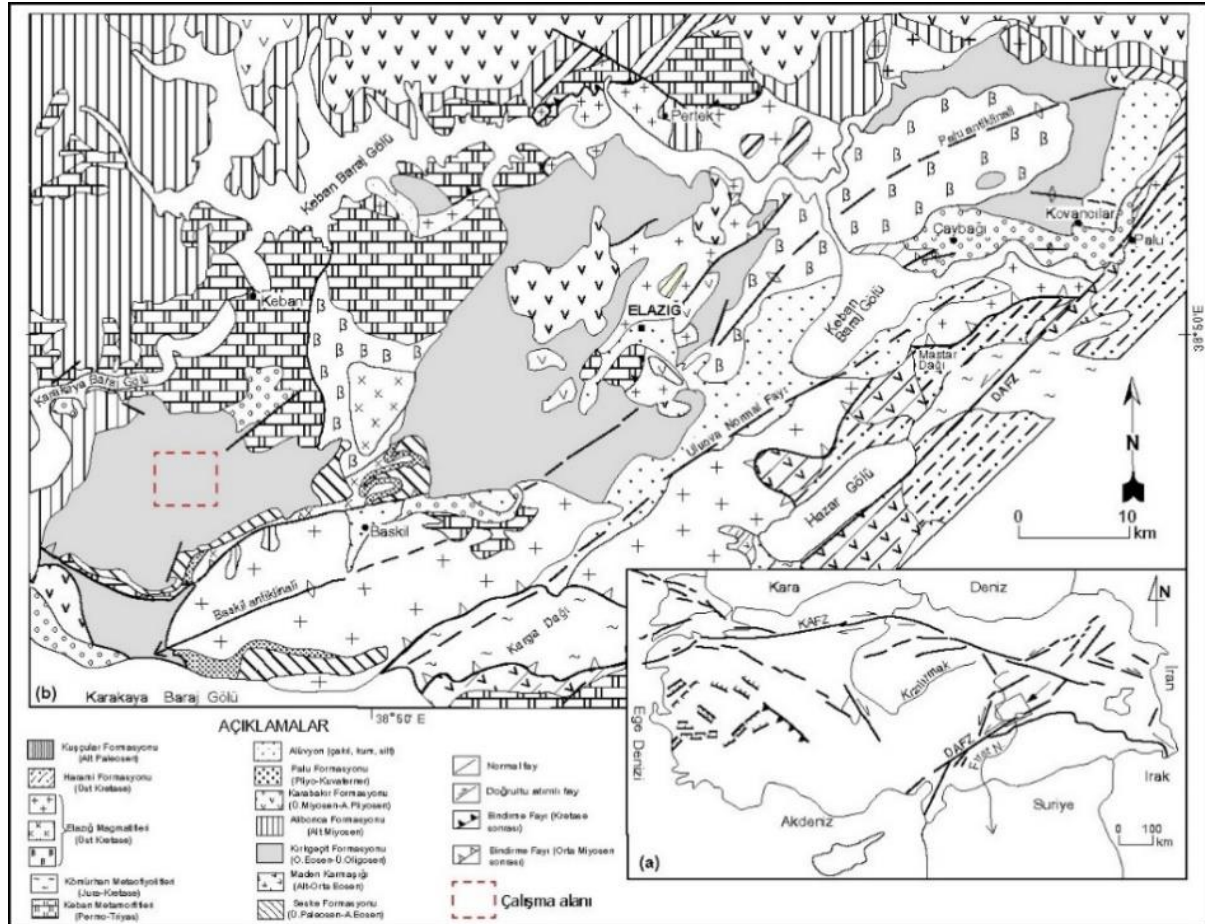
Elazığ havzası Neojen'de Neotetis'in güney kolunun kapanması sırasında gelişmiş havzalardan biridir. Güncel KD-GB yönünde uzanan bu havza Doğu Toroslar'da yer almaktadır. Doğu'da Palu ilçesi, kuzeyde Peri çayı ve Keban Baraj Gölü, batı ve güneybatıda Fırat nehri ve güney ve güney-doğusunda Karga Dağı ve Master Dağı tarafından sınırlanmaktadır. Bu havzanın temelini Permo-Triyas'dan Paleosen'e kadar değişik yaşta metamorfik, magmatik ve sedimanter kayalar oluşturur (Şekil 1). Yazgan [1], Elazığ çevresindeki Orta Eosen yaşlı sedimentleri yay gerisi havza çökelleri olarak yorumlamıştır. Aktaş ve Robertson [2], Elazığ'ın güneyini, Güney Neotetis'in aktif levha kenarının sınırı olarak tanımlamıştır.

* Sorumlu yazar: calibekoc@firat.edu.tr. Yazarların ORCID Numarası: ¹ 0000-0002-5439-7379, ² 0000-0002-7229-1842

Doğu Anadolu Bölgesi'nde (Malatya, Elazığ ve Van dolaylarında) geniş alanlara yayılmış bulunan Kırkgeçit Formasyonu'nun tipik özellikleri Elazığ civarında da gözlenir. Neotetis'in güney kolunun kapanmasını sağlayan olaylara bağlı olarak oluşmuş olan bu formasyonun, bölgenin jeotektonik evriminin açıklanmasında önemli bir yeri vardır. Birimin stratigrafik, sedimantolojik ve tektonik özellikleri birçok çalışmada ele alınmıştır [3-22]. Bununla birlikte birimin yumuşak çökel deformasyon yapıları içeriği konusunda herhangi bir çalışma yapılmamıştır. Sedimantasyon sırasında veya sedimantasyondan kısa bir süre sonra gelişen yumuşak çökel deformasyon yapılarının oluşumu deformasyon ve tetikleme mekanizmalarına bağlıdır. Söz konusu yapılar birçok güncel ve yaşlı sedimentlerde yer almaktadır. Bu tür yapılar karasal [23-31], geçiş [32-34] ve denizel [35-42] ortamlarda tanımlanmıştır. Ayrıca bu tür yapıların oluşumu ile ilgili deneysel çalışmalar da vardır [43-46].

Kireçtaşlarının, mekanik deformasyona izin vermeyecek ölçüde hızlı sıkılaştırma özelliğine sahip olması ve esas olarak ince-çok ince tanelerle karakterize edilmesi bu kayalarda yumuşak çökel deformasyon oluşumu için bir engel oluşturur. Bununla birlikte karbonatlı istiflerde yumuşak halde deformasyon olayı gözlenmiş [47] ve hatta bu yapılar sismit olarak tanımlanmıştır [48-50]. Tetis kuşağında geniş dağılıma sahip derin su karbonatları [örneğin 51] ve kayma-oturma yapıları içeren derin su kireçtaşları birçok çalışmada incelenmiştir [52-57]. Bu çalışmaların birçoğunda kayma-oturma yapıları ile ilişkili fazla bir detay verilmeyen, sıg deniz kireçtaşlarında daha detaylı çalışmalar vardır [örneğin 58, 59, 40].

Bu çalışmanın amacı; Kırkgeçit Formasyonu'nda tanımlanmış olan kayma-oturma yapılarının morfolojik özellikleri, oluşumu bir başka deyişle deformasyon mekanizması ve deformasyonu başlatan tetikleyci mekanizmayı belirlemektir.



Şekil 1. Elazığ havzasının jeolojik haritası, [85]'den değiştirilerek alınmıştır.

2. Çalışma Alanının Stratigrafisi

İnceleme alanındaki birimler yaşlıdan gence doğru Permo-Triyas yaşlı Keban Metamorfitleri, Orta Eosen-Oligosen yaşlı Kırkgeçit Formasyonu, Erken Miyosen yaşlı Alibonca Formasyonu ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı Palu Formasyonu ve güncel alüvyonlardır (Şekil 2 ve 3). Permo-Triyas yaşlı Keban metamorfite çalışma alanında koyu renkli mermer ve rekristalize kireçtaşları ile temsil edilmektedir. Keban metamorfitlerinin yaşı Kipman [60] tarafından Permo-Karbonifer olarak önerilmiştir. Bu çalışmanın konusunu oluşturan Kırkgeçit Formasyonu Keban Metamorfitleri üzerinde uyumsuz olarak yer almaktadır. Birim çalışma alanında iki üyeye ayrılarak incelenmiş olup bunlar; Gökbelen Üyesi ve Seherdağı üyesidir (Şekil 4A-D). Gökbelen üyesi masif, kalın tabakalı kireçtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 4D). Bu üyede yapılan paleontolojik çalışmalar sonucu Aygen [61] tarafından tespit edilen; *Textularia* sp., *Alveolina* sp., *Peneroplis* sp., *Orbitolites* sp., *Globorotalia* sp., *Globigerina* sp., *Fabiana cassis* (Oppenheim), *Rhapydionina malatyaensis* Sirel, *Halkyardia minima* (Liebus), *Eorupertia magna* (Le Calvez), *Chapmanina gassinensis* A.Silvestri, *Silvestriella tetraedra* (Gümbel), *Assilina exponens* (Sowerby) fosillere göre birime Orta Eosen (Bartoniye) yaşı verilmiştir. Seherdağı üyesi ise tabakalı kireçtaşları (kalkarenit, (biyoklastik-litoklastik istif-şif-vaketaşı)), karbonat çamurtaşı, tabakalı kireçtaşı-çamurtaşı aralanması ve merceksi geometrilik kireçtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 4 B-D). Kendisinden daha yaşlı birimler üzerinde uyumsuz olarak yer alan Alibonca Formasyonu tabanda konglomeralarla başlar yukarıya doğru kumlu kireçtaşı ve marnlara geçer. Formasyonun tabanında yer alan kırmızı renkli konglomeralar karasal alüvyal yelpaze çökellerini, üst düzeydeki konglomera-kireçtaşı aralanmaları ise denize açılan yelpazeleri (fan delta), daha üst seviyedeki kalkarenit-marnlar ise derin deniz çökellerini karakterize etmekte olup bu durum birimin transgresif bir denizde çökeldiğini gösterir [62]. Turan [7] ve Aygen [61] tarafından yapılan çalışmalarda tanımlanan fosillere göre birime Erken Miyosen yaşı verilmiştir. İlk defa Çetindağ [63] tarafından tanımlanan Palu Formasyonu (Pliyo-Kuvaterner) kötü olgunlaşmış, yer yer tane yer yer de matriks destekli konglomeralardan oluşmaktadır.

3. Çalışma Alanının Sedimantolojik Özellikleri

Kırkgeçit Formasyonu'nun inceleme alanındaki sedimantolojik özelliklerini belirlemek, kayma-oturma yapılarının geliştiği fasiyesleri ve bu yapıların oluştuğu seviyelerin karşılaştırılması için 6 stratigrafik kesit ölçülmüştür. Bu kesitler; Mağara Tepe kesiti (13 m), Matüte Tepe I ve II (9 ve 18 m), Hacitemur (90 m), Halitoğlu Kesiti (10 m) ve Kavurga Tepe kesiti (19 m)'dir. Ölçülen bu istifler tabakalı kalkarenitler, karbonat çamurtaşı-kalkarenit aralanması, algli-mercanlı istif-şif ve çamurtaşlarından oluşmaktadır.

Kalkarenitler: Bu fasiyes yeniden işlenmiş iri ve küçük bentik foraminiferler (*Nummulites* sp., *Discocyclina* sp., *Miliolidae*, *Rotaliidae*, *Asterigerina* sp., *Textularia* sp., ...vb), mercan ve algerin yanında bol oranda havza içi kökenli karbonat tanelerinden oluşmuştur. Fosiller yoğun kırılma parçalanmalar ve belirli bir yönde dizilim göstermektedir. Bu durum bunların yeniden işlendiğini işaret etmektedir. Biyoklastik ve litoklastik malzemeler mikrit matriks içerisinde oranına göre genellikle istif-şif ve yer yer de vaketaşı ismini almıştır. Karadan taşınan malzeme nadirdir. Litoklastlar çalışma alanının hemen kuzeyindeki karbonat şelfinden türemiştir.

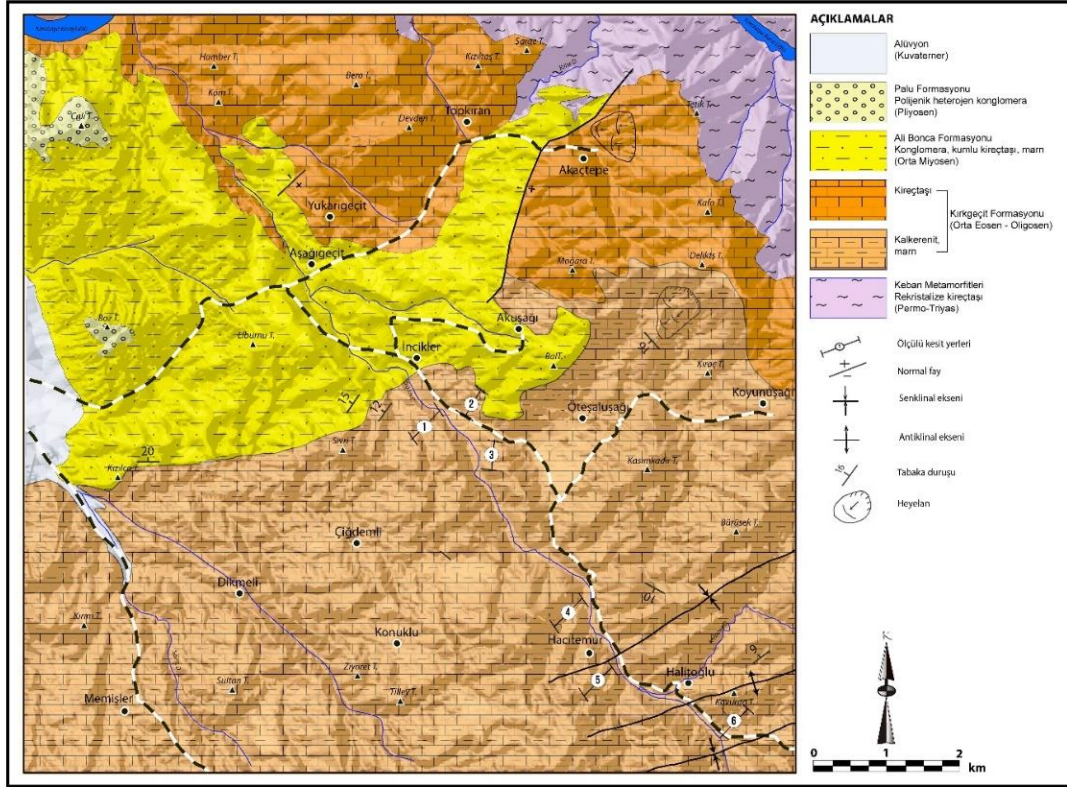
Biyoklastik vaketaşı veya biyoklastik mikrit dalga tabanı seviyesinde veya hemen aşağısında açık sirkülasyona sahip sığ su ortamlarını karakterize ederler [64]. Algli-mercanlı istif-şif: Fasiyes mikrit matriks içerisinde yeralan bol alg ve mercanlarla karakterize edilir. Biyoklastik-litoklastik istif-şif-vaketaşı ve karbonat çamurtaşlarının aralanmasından oluşan istif içerisinde merceksi geometrilik olarak gözlenen fasiyes yamaç ortamında gelişmiş tepecik resifleri olarak yorumlanmıştır [62, 21].

Karbonat Çamurtaşı: Bu fasiyes krem-bej renkli çoğunlukla laminallı karbonatlı pelajik çamurtaşları ile karakterize edilir. İçerisinde planktik foraminiferlerden *Globigerina* sp. *Globorotalia* sp. gibi fosiller tanımlanmıştır.

Biyoklastik-litoklastik istif-şif-vaketaşı ve karbonat çamurtaşlarının aralanmasından oluşan istif yamaç çökelleri olarak yorumlanmaktadır [65, 66]. Yamaç ortamında çökelen sedimentler yaklaşık 30° kadar eğimli bir zemin üzerinde çöklerler. Sedimentler duraysız ve şekil-boyut olarak değişiklik gösterirler. Sedimentleri kireç silti, biyoklastik vaketaşı-istif-şif oluşturur [64]. Çalışma alanında yamaç çökelleri üzerinde yer alan tepecik resiflerinin varlığı bu yamacın oldukça düşük eğime (15° ye kadar) sahip olduğunu [67, 62, 21] göstermektedir.

Ertürk [62] ve Türkmen ve Ertürk [21], Akuşağı köyü (Baskil) çevresinde yapmış olduğu sedimantolojik çalışmalar sonucu 7 fasiyes, 3 fasiyes topluluğu (karbonat şelfi, yamaç ve tepecik resifleri) tanımlamışlardır. Bu çalışma sırasında elde edilen sedimantolojik veriler söz konusu çalışmalara paralellik göstermektedir.

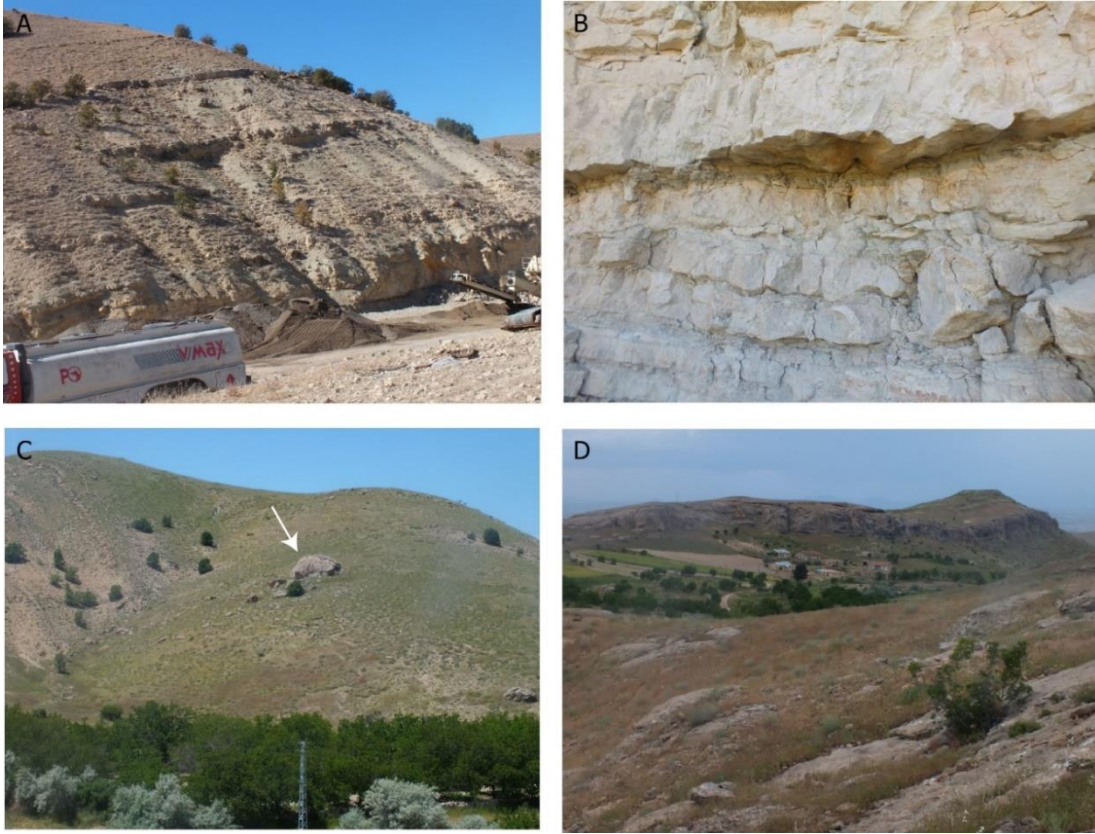
Denizel ortamlarda oluşan yumuşak çökel deformasyon yapılarına bir örnek; Kayma-oturma yapıları, Kırkgeçit Formasyonu, KB Baskıl, Elazığ



Şekil 2. Çalışma alanının jeolojik haritası, [21]'den değiştirilerek alınmıştır.

YAŞ	BİRİM	ÜYE	KALINLIK (m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA
Kuvaterner					Alüvyon
Pliyo Kuvaterner	Palu For.		50		Polijenik heterojen konglomera
Erken Miyosen	Alibonca Formasyonu		750		Konglomera, kumtaşı-marn ardalanması, kumlu kireç taşı
Orta Eosen - Oligosen	Kırkgeçit Formasyonu	Gökbelen	1400		Kireçtaşı
		Seherdağı			Kumtaşı-marn ardalanması, kumtaşı-çamurtaşı ardalanması, kireçtaşı
Permo - Triyas	Keban Metamorfittleri				Mermer, rekristalize kireçtaşı, şist

Şekil 3. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti, [7]'den değiştirilerek alınmıştır.



Şekil 4. A) Seherdağı üyesinden bir görünüm, B) Kalkarenit-karbonat çamurtaşı ardalanması, C) Seherdağı üyesi içerisinde gözlenen merceksi geometrili tepcecik resifi (okla gösterilmiştir), D) Gökbelen kireçtaşı üyesinden bir görünüm.

4. Kayma-Oturma Yapıları

4.1. Kayma-oturma yapılarının tanımı

Kayma-oturma yapıları çalışma alanında altı lokasyonda gözlenmiş olup bu lokasyonlardan kesitler ölçülmüş ve bu yapıların seviyeleri karşılaştırılmıştır (Şekil 2 ve 5). Yaklaşık aynı seviyede 5 km boyunca devamlılık gösteren bir kayma-oturma horizonu tanımlanmıştır. Beş lokasyonda tek bir seviyede gözlenen kayma-oturma yapıları bir lokasyonda iki seviyede gözlenmiştir. Bu lokasyonlar aşağıda ayrıntılı olarak tanımlanmıştır.

1. Lokasyon; Mağara Tepe'dir (Koordinat: 37S4622479D/4283409K) (Şekil 5 ve 6). Mağara Tepe'nin alt düzeylerinde gözlenen kayma-oturma yapısı yaklaşık 2,5-3 m kalınlığında bir seviyeyi etkilemiştir. Karbonat çamurtaşı ve kalkarenit tabakalarının ardalanmasından oluşan fasiyesler deformasyona uğramıştır. Kalkarenitlerin tabaka kalınlığı 7-20 cm arasında değişirken karbonat çamurtaşı tabakaları 5-10 cm kalınlığa sahiptir. Kayma-oturma yapısının kıvrım eksen düzlemi yataya yakın olup KB (340°) yönünde eğimli iken bu yapıyı oluşturan hareketin yönü GD'dur (160°). Yer yer bu yapılarla ilişkili sin-sedimenter faylar da gözlenmiştir.

2. Lokasyon: Matüte Tepe 1'dir (Koordinat: 37S462985K/4283483D) (Şekil 5 ve 6B-D). Bu lokasyonda iki seviyede kayma oturma yapısı gözlenmektedir. Birinci ve ikinci seviyeyi birbirinden ayıran yaklaşık 4 m kalınlığında bir karbonat çamurtaşı ölçülmüştür. Birinci seviyede yaklaşık 2 m kalınlığa sahip deforme olmuş tabakalar, kalkarenit-karbonat çamurtaşı ardalanmasından oluşmaktadır. Kayma-oturma yapıları 125° yönünde yani GD'ya doğru hareket etmiştir. Tabakalı kalkarenitleri etkileyen ikinci seviyedeki kayma-oturma yapısı 2 m kalınlığında olup birinci seviyedeki kayma oturma yapıları gibi GD'ya doğru (125° yönünde) hareket etmişleridir.

3. Lokasyon: Matüte Tepe 2'dir. (Koordinat: 37S463106D/4283340K) (Şekil 5 ve 6E,F). Bu lokasyonun alt seviyesinde gözlenen kayma-oturma yapısının deformasyona uğrattığı kalınlık 1,5 m kadardır. Karbonat çamurtaşı-kalkarenit tabakalarının ardalanmasından oluşan istif etkilemiştir. Kayma-oturma yapısının hareket yönü güney doğuya (125° yönünde) doğrudur.

4. Lokasyon: Hacitemur mahallesidir (Koordinat: 37S464458D/4280646K) (Şekil 5 ve 7A). Kalın bir istifin alt düzeyinde gözlenen kayma oturma yapısı 8 m kalınlığındaki bir seviyeyi etkilemiştir. Büyük ölçekli kıvrımlardan oluşmuştur. Burada gözlenen kayma oturma yapıları ile ilişkili normal fay da gelişmiş olup atımı 1 m kadardır. Kayma-oturma yapısının hareket yönü 165°'dir.

5. Lokasyon: Halitoğlu Mahallesi (Koordinat: 37S465356D/4279855K) (Şekil 5 ve 7BC). Halitoğlu mahallesi yakınındaki yol yarmasında gözlenen kayma oturma yapıları tabakalardaki bükülmelerle karakterize olup kaotik bir yapıyı sunmaktadır. 4 m kalınlığında bir istif etkilemiştir. Karşı yol yarmasında aynı seviyede sinsedimaner ters fay gelişmiş olup atımı 130 cm kadardır (Şekil 7C).

6. Lokasyon: Kavurga Tepedir. (Koordinat: 37S465948D/4279492K) (Şekil 5 ve 7D). 4 m kalınlığa sahip deforme olmuş seviye tabakalarda süreklilik gösteren kıvrımlardan oluşmaktadır. Yatık özellikte olan bu kıvrımların kıvrım eksen düzlemleri de yataya yakındır. Bu nedenle hareket yönü belirlenmemiştir.

4.1. Deformasyon mekanizması

Sıkılaşmamış sediment kütesinde kayma-oturma hareketinin oluşabilmesi için olası ana neden yamaç eğiminin artmasıdır. Tabakalı sedimentlerin duraylılık sınırlarını kontrol eden açının artmasına bağlı olarak tabakalar dikleşirler ve kaymalar oluşur. Bu dikleşme ve kaymaları kontrol eden açı değişimi depolanmaya ve tektonik hareketlere bağlı olarak oluşabilir. Ayrıca akıntılar-türbidit akıntılara bağlı olarak erozyon sonucu alttan oyularak oluşabilir [68]. Diğer yandan bu yapıların oluşumunda sıvılaşma ile artan su doygunluğu da önemli bir mekanizmadır [69]. Kayma-oturma olayının oluşabilmesi için daha az karşımıza çıkan sebeplerden biri de aşırı yükleme sonucu oluşan duraysızlıktır. Fazla sıkılaşmış sedimentin üst kısmının erozyonu ve çürüyen bitki materyalleri ile ilişkili gaz oluşumları sonucu oluşan dengesizliklerde kayma-oturma hareketine neden olmaktadır [70]. Kayma-oturma yapılarının oluşumu için çoğunlukla dik yamaçlar gerekli olmakla birlikte 1 derece kadar düşük eğimli yamaçlarda da kayma-oturmalar oluşabilir [69, 71]. Düşük eğimli yamaçlarda kayma-oturma yapılarının oluşumunu etkileyen faktörler; sediment tipi, çökme hızı ve su derinliği gibi özelliklerdir. Morgenstern [69], 4 derece eğime sahip delta ilerisine ait yamaçlarda kayma-oturma yapıları tanımlamıştır. Delta ilerisi ortamında yüksek gözenek suyu basıncını destekleyen düşük permeabiliteye sahip silt ve killerin olması kayma-oturma hareketinin oluşmasını kolaylaştırmıştır. Bu çalışma alanında benzer etkiyi kalkarenitlerle ardalanmalı karbonat çamurtaşları oluşturmuş olmalıdır.

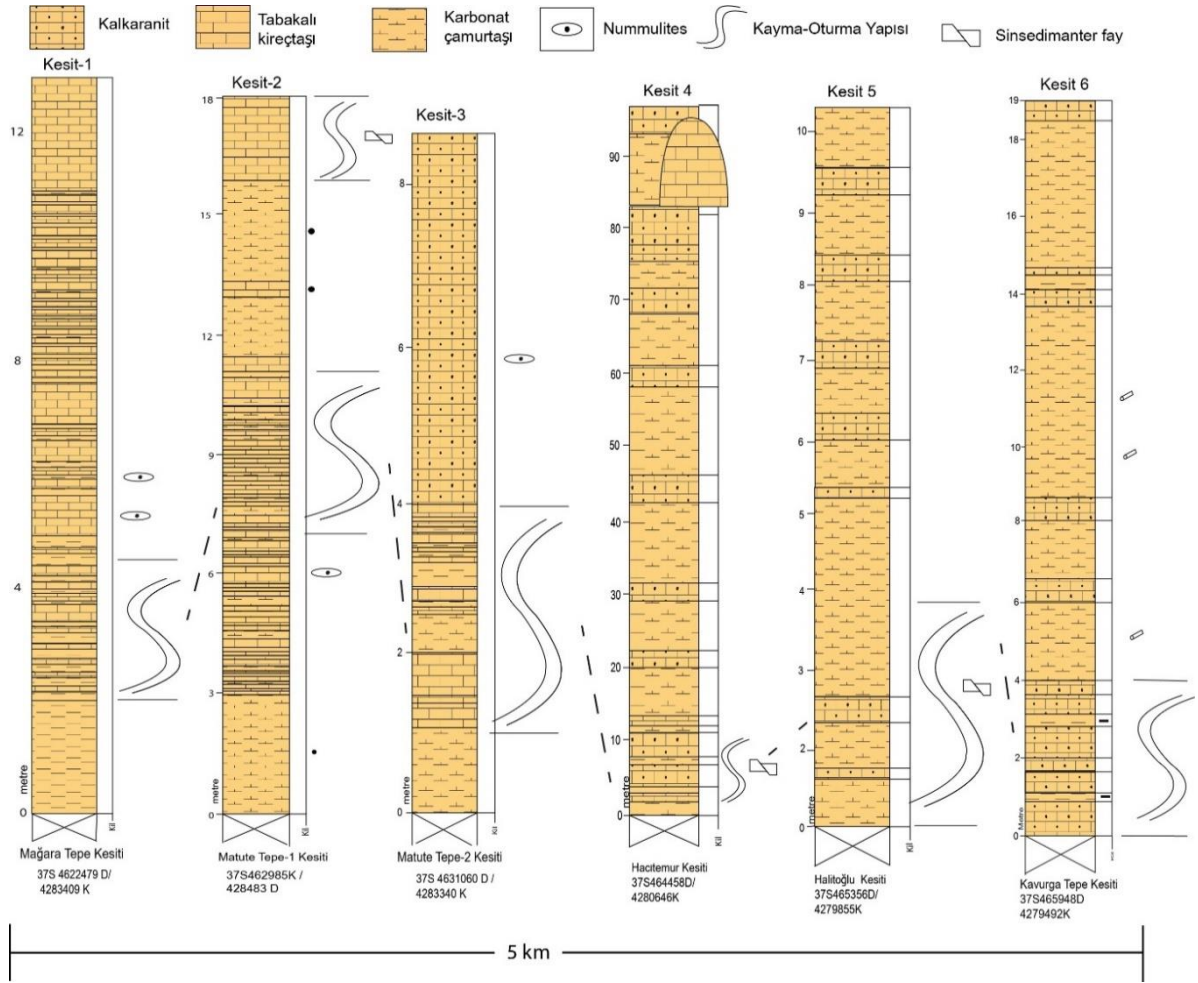
Bu yapılar, sediment kütesinin hareketi (sediment makaslama gerilmesindeki azalma) ya da tam bir sıvılaşma sonucu sedimentin dayanımındaki geçici ve büyük azalmalar nedeniyle sedimentin plastik davranışı sonucu oluşabilir [örneğin 72, 30, 73].

4.2. Deformasyonu tetikleyen mekanizma: Tartışma

Bir yamaçta çökelen sedimentlerin kayma-oturma ile duraylılığını kaybetmesi büyük oranda çökellerin makaslama gerilmesine ve gömülme derinliği ile bu gerilmenin artma oranına bağlıdır. Bu faktörler de tane boyu dağılımı, homojenlik, sedimentin birikme hızı, sıkılaşma derecesi ve gözenek suyu basıncı gibi etkenler tarafından kontrol edilir [74]. Naylor [56], yamaç üzerindeki duraylı sedimentin aşağıya doğru hareketini başlatan 3 ana tetikleme mekanizmasının olduğunu ifade etmişlerdir. 1) Yüksek sedimentasyon hızı veya sediment yüklemesi, 2) Dik yamaçların etkisi, 3) Sismik tetikleyici mekanizma.

Her ne kadar yavaş sedimentasyon duraylı çökme ile sonuçlansa da sediment içerisinde doğal olarak oluşmuş kapanlar sedimentasyonu lokal olarak hızlandıracak ve daha az duraylı çökellerin oluşmasına sebep olacaktır [74]. Büyük olasılıkla kalın tabakaların oluşumu yüksek sedimentasyon oranıyla ilişkilidir.

Bu çalışmada tanımlanan kayma-oturma yapıları genellikle ince tabakalı kalkarenit ve karbonat çamurtaşlarının ardalanmalı olduğu bölgelerde gözlenmiştir. Havza tabanı faylanması kayma-oturma yapılarının oluşumu için muhtemel sebeplerden biridir [75-77]. Bu faylanmalara eşlik eden depremler, kayma hareketini başlatan tetikleyici mekanizma olabilirler [76, 78]. Bununla birlikte kayma-oturma yapıları deprem etkisi altında sıkılaşmamış sedimentlerde oluşabilen pek çok yapıdan biridir. Kırkgeçit Formasyonu; aktif kıta kenarında gelişen yay-gerisi bir havzadaki tektonik şartlar altında çökelen bir birimdir. Bu birimde tanımlanan gerek sismikler [79] gerekse depremlerle ilişkili kayma-oturma yapılarının oluşumu da söz konusu tektonik kontrollü havzayı denetleyen faylarla ilişkili olmalıdır.



Şekil 5. Kayma-oturma yapılarını içeren seviyeleri gösteren ölçülü stratigrafik kesitler ve kayma-oturma yapılarının korelasyonu.

Flüvyal fasiyeslerle ilişkili halic çökellerinde gözlenen halic bankları boyunca gelişmiş moloz akmaları ve kayma-oturma yapılarının oluşumu sismik aktivitelerle ilişkilendirilmiştir [80]. Calabrian sırtında (Güney İtalya) tanımlanan moloz akması ve türbidit çökellerinin oluşumunu başlatan mekanizma depremlerdir. Söz konusu sırtın dik havza yamaçlarındaki sediment taşınma prosesinin, rotasyonel kayma-oturma hareketi ile başladığı, akabinde moloz akması ve yoğun akıntılar şeklinde devam ettiği belirtilmiştir [78]. İnceleme alanında elde edilen bazı veriler, büyük ölçekli kayma-oturma yapılarının gelişiminin sismik aktivitelerle ilişkili olduğunu göstermektedir [örneğin 81]. Bu veriler; -Kayma-oturma yapılarının aynı seviyede kilometrelerce devamlılık göstermesi (Hacitemur Köyü çevresinde; 5 km den fazla), -Kayma-oturma yapılarının düşük eğimli yamaçlarda oluşmuş olması, -Tektonik olarak aktif olan bir havzanın sismik aktivite için uygun ortam olması ve -Elazığ Tersiyer havzasında aynı birimin farklı lokasyonlarında sismik ve genişlemeli (neptüniyen dayklar) hareketlere bağlı yumuşak çökel deformasyon yapıları tanımlanmış olmasıdır [82].

Depremler aktif tektonik hareketlerle ilişkili olarak oluşan doğal olaylardır. Güncel depremler bölgesel olarak sıkışmalı ve genişlemeli kuşaklarda yoğunlaşmaktadır. Örneğin Alp-Himalaya kıtasal çarpışma kuşağı ve kıtasal açılma zonları (Doğu Afrika rifti). Eski depremlerin jeolojik kayıtları sedimanter kayalarda günümüze kadar korunmuş olup bunlar sismik olarak tanımlanmıştır. Sims [83], her bir sismik deformasyon horizonunun Mercalli ölçeğine göre 6 veya daha büyük bir deprem büyüklüğünde oluştuğunu vurgulamıştır. Morgenstern [68] denizaltında gelişen büyük ölçekli kayma-oturma yapıları ile yakın mesafedeki büyük magnitüdü depremlerin ilişkisini tartışmıştır.

Denizel ortamlarda oluşan yumuşak çökel deformasyon yapılarına bir örnek; Kayma-oturma yapıları, Kırkgeçit Formasyonu, KB Baskil, Elazığ



Şekil 6. A) 1. Lokasyon; Mağara Tepe’de gözlenen kayma-oturma yapısı. B, C ve D) 2. Lokasyon; Matüte Tepe I’de yer alan kayma-oturma yapısı. 2 seviye halinde gözlenmektedir. E ve F) 3. Lokasyon; Matüte Tepe II’de gözlenen kayma-oturma yapısı ve yakından görünümü.

Araştırmacı 3 dereceye kadar düşük eğime sahip yamaçlarda kayma-oturma yapılarının oluşabileceğini ve bunlarla ilişkili sismik aktivitelerin büyüklüğünün 6’dan fazla olduğunu vurgulamıştır. Alkyonides Havzasında (Yunanistan), denizaltında kayma-oturma hareketi ile ilişkili bir kütle belirlenmiş olup bu kütle akışını başlatan mekanizmanın Yunanistan’da 1881 yılında 6,4-6,7 arasında büyüklüklere sahip ilk deprem şoku olduğu sonucuna varılmıştır [84]. Çalışma alanında gözlenen deformasyon yapıları bu değerlendirmelerle karşılaştırıldığında, sedimantasyon sırasında bölgede en az 6 veya daha büyük depremlerin etkili olduğunu ifade edebiliriz.



Şekil 7. A) 4. Lokasyon; Hacitemur mahallesi çevresinde gözlenen kayma-oturma yapısı, B) 5. Lokasyon; Halitoğlu mahallesi çevresinde gözlenen kayma-oturma yapısı, C) 5. Lokasyonda kayma-oturma yapıları ile ilişkili olarak gözlenen sinsedimanter ters fay. D) 6. Lokasyon; Kavurga Tepe’de gözlenen yatık özellikteki kayma-oturma yapısı.

5. Sonuçlar

1. Kırkgeçit Formasyonu’nun Baskil (Elazığ) kuzeybatısında Hacı Temur köyü çevresindeki yüzeylemelerinde 6 lokasyonda ölçülen kesitlerde kayma-oturma yapıları ve bunlarla ilişkili sinsedimanter faylar gözlenmiştir. Bu kesitler karşılaştırılarak kayma-oturma yapılarının aynı seviyede 5 km kadar devamlılık gösterdiği belirlenmiştir.
2. Kayma-oturma yapıları; kalkarenit (Biyoklastik-litoklastik istifası-vaketaşı) ve karbonat çamurtaşı ardalanmasından oluşan fasiyelerde gözlenmiştir. Söz konusu fasiyeler ve ilişkili olarak gözlenen tepelik resifleri düşük eğimli bir yamaç ortamını temsil etmektedir.
3. Kayma-oturma yapılarının deformasyon mekanizması, sediment kütle hareketi yada tam bir sıvılaşma sonucu sedimentin dayanımında geçici ve büyük azalmalara bağlı plastik davranışı ile ilişkilidir.
4. Bir dalma-batma kuşağı (Arabistan levhasının Avrasya levhası altına dalması) ile ilişkili yay-gerisi bir havzada genişlemeli rejime bağlı gelişen Kırkgeçit Formasyonu’nun çökmesi sırasında havza yoğun tektonik hareketlerin etkisinde kalmıştır [17, 85]. Dolayısıyla tektonizma ve tektonik hareketler sonucu oluşan sismik aktiviteler yumuşak çökel deformasyon yapılarının oluşumunda önemli tetikleyici mekanizmadır. Bu nedenle birimde tanımlanan kayma-oturma yapılarının oluşumunu başlatan mekanizma havzadaki sismik aktivitelerle ilişkilendirilmiştir.
5. Denizel ortamlarda tanımlanan kayma-oturma yapılarının sismik aktivitelerle ilişkisi değerlendirildiğinde inceleme alanında en az 6 veya daha büyük magnitudlü sismik aktivitelerin etkili olduğu söylenebilir.

Teşekkür

Bu çalışma TÜBİTAK 116Y017 nolu proje tarafından desteklenmiştir. Bu makale danışmanlığını yaptığım Fırat Altun’a (122116101) ait yüksek lisans tezinden üretilmiştir. Makalenin incelenmesi sırasında yapmış oldukları katkılarından dolayı hakemlere teşekkürlerimizi sunarız.

Kaynaklar

- [1] Yazgan E. Geodyamic evolution of the Eastern Taurus region. In: Tekeli, O. and Göncüoğlu, M.C., eds., *Geology of the Taurus Belt*. Ankara 1984; 199-208.
- [2] Aktaş E, Robertson A. H. F. The Maden Complex, SE Turkey: Evolution of the Neotethyan Continental Active Margin. In: Dixon, J.E and Robertson, A.H.F.(eds). *Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, The Special Publication of Geological Society, Blackwell Scientific Publication, Edinburg 1984; 375-402.
- [3] Perinçek D. Palu-Karabegan-Elazığ-Sivrice-Malatya alanının jeolojisi ve petrol imkanları. TPAO Arsivi Raporu no:1361 (Yayınlanmamış) Ankara 1979.
- [4] Bingöl A.F. Geology of the Elazığ area in the Eastern Taurus region. International Symposium on the geology of the Taurus Belt, O.Tekeli and M.C. Göncüoğlu (eds) *Proceedings*, Ankara 1984; 209-216.
- [5] Özkul M. Güneycayırı (Elazığ) bölgesinin sedimantolojisi. Yüksek lisans tezi, Ankara Üniversitesi, Fen Fakültesi, Elazığ 1982.
- [6] Avşar N. Elazığ yakın kuzeybatısında stratigrafik ve mikropaleontolojik araştırmalar. Doktora Tezi, F.Ü. Fen Bil. Enst. Elazığ, 1983.
- [7] Turan M. Baskil Aydınlar (Elazığ) Yöresinin stratigrafisi ve tektoniği. Doktora Tezi (Yayımlanmamış), F.Ü Fen Bil. Enst., Elazığ, 1984.
- [8] Sungurlu O, Perinçek D, Kut G, Tuna E, Dülger S, Çelikdemir E, Naz H, Elazığ-Hazar-Palu alanının jeolojisi. *Petrol İşleri Gen. Müd. Derg.* 1985; 29, 83-191.
- [9] Özkul M, Üşenmez Ş. Elazığ kuzeydoğusunda derin deniz konglomeralarının sedimantolojik incelenmesi. *G.Ü. Müh. Mim. Fak. Derg.* 1986; 1-2, 53-57.
- [10] Tatar Y. Elazığ bölgesinin genel tektonik yapıları ve Landsat fotoğrafları üzerinde yapılan bazı gözlemler. *Yerbilimleri* 1987; 14, 295-308.
- [11] Akpınar C. Çatalharman-Çömlek-Kutoğlu (Elazığ KD'su) yöresinin sedimantolojik incelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, F. Ü. Fen Bil. Enst. Elazığ, 1988.
- [12] Özkul M. Elazığ batısında Kırkgeçit Formasyonu üzerinde sedimantolojik incelemeler. Doktora tezi (Yayımlanmamış), F.Ü. Fen Bil. Enst. Elazığ, 1988.
- [13] İnceöz M. Harput (Elazığ) yakın kuzeyi ve doğusunun jeolojik özellikleri, Doktora tezi (yayımlanmamış). F.Ü. Fen Bil. Enst. Elazığ, 1994.
- [14] Turan M, Aksoy E, Bingöl AF. Doğu Torosların Jeodinamik Evriminin Elazığ Civarındaki Özellikleri. *F.Ü. Fen ve Müh. Bil. Der.* 1995; 7,2, 177-199.
- [15] Aksoy E, Turan M, Türkmen İ, Özkul M. Elazığ Havzasının Tersiyer'deki Evrimi. *KTÜ Jeoloji Müh. Bölümü 30. Yıl Sempozyumu Bildirileri*, 16-20 Ekim 1995, Trabzon. 293-310.
- [16] Özkul M, Kerey E. Şelf, derin-deniz kompleksinde fasiyes analizleri: Kırkgeçit Formasyonu (Orta Eosen-Oligosen) Baskil, Elazığ. *Turk. J. Earth Sci.* 1996; 5, 57-70.
- [17] Türkmen İ, Esen N. Şelf, kanyon ve havza düzlüğü kompleksinin fasiyes özellikleri: Kırkgeçit Formasyonu (Orta Eosen-Oligosen), Elazığ çevresi, Türkiye. *Fırat Üniv. Fen ve Müh.Bil.Der.* 1997; 9 (2), 107-123.
- [18] Cronin BT, Hartley AJ, Çelik H, Hurst A, Türkmen İ, Kerey İE. Equilibrium profile development in graded deep water slopes:: Eocene, Eastern Turkey. *J. Geol. Soc. London* 2000; 157, 943-955.
- [19] Türkmen İ, İnceöz M, Kerey İE. Kırkgeçit Formasyonu (Orta Eosen-Oligosen): Gel-git düzlüğü ve fırtınalı şelf kompleksine bir örnek (Elazığ KKB'sı). *H.Ü. Yerbilimleri Bülteni* 1999; 21, 125-142.
- [20] Türkmen İ, İnceöz M, Aksoy E, Kaya M. Elazığ yöresinin Eosen stratigrafisi ve paleocografyası ile ilgili yeni bulgular. *H.Ü. Yerbilimleri* 2001; 24,81-95.
- [21] Türkmen İ, Ertürk Y. Kırkgeçit Formasyonu'nun (Orta Eosen-Oligosen) Akuşağı Köyü (Baskil-Elazığ) dolaylarındaki yüzeylemelerinin sedimantolojik özellikleri, *TPJD Bülteni* 2002; 14, 2, 1-16.
- [22] Cronin BT, Çelik H, Hurst A, Türkmen İ. Mud prone entrenched deep-water slope channel complexes from the Eocene of eastern Turkey, In: D.M. Hodgson and S.S. Flint, (Eds), *Submarine Slope Systems: Processes and Products*, Geological Society, London, Special Publications 2005; 244, 155-180.
- [23] Sims JD. Earthquake-induced structures in sediments in Van Norman Lake, San Fernando, California. *Science* 1973; 182, 161-163.
- [24] Hempton MR, Dewey JS. Earthquake-induced deformational structures in young lacustrine sediments, East Anatolian Fault, southeast Turkey. *Tectonophysics* 1983; 98, T14-T17.
- [25] Karlin RE, Abella SEB. Paleoeearthquakes in the Pugeot Sound Region recorded in sediments from lake Washington, USA. *Science* 1992; 258, 1617-1619.
- [26] Scott B, Price S. Earthquake-induced structures in young sediments. *Tectonophysics* 1988; 147, 165-170.
- [27] Alfaro P, Moretti M, Soria JM. Soft-sediment deformation structures induced by earthquakes (seismites) in Pliocene lacustrine deposits (Guadix-Baza Basin, Central Betic Cordillera). *Eclogae Geol. Helv.* 1997; 90, 531-540.
- [28] Jones AP, Omoto K. Towards establishing criteria for identifying trigger mechanisms for soft-sediment deformation: a case study of Late Pleistocene lacustrine sands and clays, Onikobe and Nakayamadaira basins, northeastern Japan. *Sedimentology* 2000; 47, 1211-1226.

- [29] Rodríguez-Pascua MA, Calvo JP, De Vicente G, Gómez-Gras D. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the late Miocene, *Sediment. Geol.* 2000; 135, 117–135.
- [30] Moretti M, Sabato L. Recognition of trigger mechanisms for soft-sediment deformation in the Pleistocene lacustrine deposits of the Sant ‘Arcangelo Basin (Southern Italy): seismic shock vs. overloading. *Sediment. Geol.* 2007; 196, 31–45.
- [31] Koç Taşgin C, Türkmen I. Analysis of soft-sediment deformation structures in Neogene fluvio-lacustrine deposits of Çaybağı Formation. Eastern Turkey, *Sediment. Geol.* 2009; 218, 16–30.
- [32] Gibert L, Sanz de Galdeano C, Alfaro P, Scott G, López Garrido AC. Seismic induced slump in Early Pleistocene deltaic deposits of the Baza Basin (SE Spain). *Sediment. Geol.* 2005; 179, 279–294.
- [33] Owen G, Moretti M. Determining the origin of soft-sediment deformation structures: a case study from Upper Carboniferous delta deposits in south-west Wales, UK. *Terra Nova* 2008; 20, 237–245.
- [34] Postma G. Water escape structures in the context of a depositional model of a mass flow dominated conglomeratic fan-delta (Abrijoja Formation, Pliocene, Almeria Basin, SE Spain). *Sedimentology* 1983; 30, 91–103.
- [35] Johnson HD. Sedimentation and water escape structures in some late Precambrian shallow marine sandstones from Finnmark, North Norway. *Sedimentology* 1997; 24, 389–411.
- [36] Bhattacharya HN, Bandyopadhyay S. Seismites in a Proterozoic tidal succession, Singhbhum, Bihar, India. *Sediment. Geol.* 1998; 119, 239–252.
- [37] Molina JM, Alfaro P, Moretti M, Soria JM. Soft-sediment deformation structures induced by cyclic stress of storm waves in tempestites (Miocene, Guadalquivir Basin, Spain). *Terra Nova* 1998; 10, 145–150.
- [38] Rossetti DF. Soft-sediment deformation structures in late Albian to Cenomanian deposits, Sao Luis Basin, Northern Brazil: evidence for palaeoseismicity. *Sedimentology* 1999; 46, 1065–1081.
- [39] Rossetti DF. Soft-sediment deformational structures in late Albian to Cenomanian deposits, Saõ Luı’s Basin, northern Brazil: evidences for paleoseismicity. *Sedimentology* 2000; 46, 1065–1081.
- [40] Spalluto L, Moretti M, Festa V, Tropeano M. Seismically-induced slumps in Lower-Maastrichtian peritidal carbonates of the Apulian Platform (southern Italy). *Sediment. Geol.* 2007; 196, 81–98.
- [41] Chen J, Lee HS. Soft-Sediment deformation structures in Cambrian Siliciclastic and carbonate storm deposits (Shandong Province, China): Differential liquefaction and fluidization triggered by storm-wave loading. *Sediment. Geol.* 2013; 288, 81–94.
- [42] Poldsaar K, Ainsaar L. Extensive soft-sediment deformation structures in the early Darrivilian (Middle Ordovician) shallow marine siliciclastic sediments formed on the Baltoscandian carbonate ramp, northwestern Estonia. *Mar. Geol.* 2013; 356, 111–127.
- [43] Kuenen PH. Experiments in geology. *Trans. Geol. Soc. Glasgow* 1958; 23, 1–28.
- [44] Nichols RJ, Sparks RSJ, Wilson CJN. Experimental studies of the fluidization of layered sediments and the formation of fluid escape structures. *Sedimentology* 1994; 41, 233–253.
- [45] Owen G. Experimental soft-sediment deformation structures formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. *Sedimentology* 1996; 43, 279–293.
- [46] Moretti M, Alfaro P, Caselles O, Canas JA. Modeling seismites with a digital shaking table. *Tectonophysics* 1999; 304, 369–383.
- [47] Demicco RV, Hardie LA. Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits. *S.E.P.M. Atlas Series* 1994; 1, 265 p.
- [48] Kahle CF. Seismogenic deformation structures in microbialities and mudstones, Silurian Lockport Dolomite, Northwestern Ohio, U.S.A. *J. Sediment. Res.* 2002; 72, 201–216.
- [49] Attou A, Hamoumi N. Le Silurien de la région d'OuladAbbou (Meseta occidentale, Maroc): une sédimentation péritidalesous contrôle tectonique. *C. R. Geoscience* 2004; 336, 767–774.
- [50] André JP, Saint Martin JP, Moissette P, Garcia F, Corné JJ, Ferrandini M. An unusual Messinian succession in the Sinis Peninsula, western Sardinia, Italy. *Sediment. Geol.* 2004; 167, 41–55.
- [51] Bernoulli D, Jenkins HC. Alpine, Mediterranean, and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. In, R.H. Dott and R.H. Shaver (Eds.), *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1974; Special Publication no. 19, p. 129–160.
- [52] Alvarez W, Colacicchi R, Montanari A. Synsedimentary slides and bedding formation in Apennine pelagic limestones. *J. Sed. Petrol.*, 1985; 55, 720–734.
- [53] Coniglio M. Synsedimentary submarine slope failure and tectonic deformation in deep water carbonates, Cow Head Group, Western Newfoundland. *Can J Earth Sci.* 1986; 23, 476–490.
- [54] Henrich R, Hanebuth TJJ, Krastel S, Neubert N, Wynn RB. Architecture and sediment dynamics of the Mauritania slide complex. *Mar. Petrol. Geol.* 2008; 25, 17–33.
- [55] Henrich R, Hanebuth TJJ, Cherubini Y, Kraste S, Pierau R, Zühlsdorff C. Submarine mass movements and their consequences, Climate-induced turbidity current activity in NW-African canyon systems, In: Mosher DC, Shipp R C, Moscardilli L, Chaytor JD, Baxter CDP, Lee HJ, Urgeles R. editors (Springer, Berlin, Germany) 2009.
- [56] Naylor MA. Debris flow (olistostromes) and slumping on a distal passive continental margin: the Palombini limestone–shale sequence of the northern Apennines. *Sedimentology* 1981; 28, 6, 837–852.

- [57] Weissert HJ. Depositional processes in an ancient pelagic environment: the Lower Cretaceous Maiolica of the Southern Alps. *Eclogae Geol. Helv.* 1981; 74, 339e352.
- [58] Jewell HE, Ettenshon R. An ancient seismite response to Taconian far-field forces: the Cane RunBed, Upper Ordovician (Trenton) Lexington Limestone, central Kentucky (USA). *J. Geodyn.* 2004; 37, 487–511.
- [59] Mastrogiacomo G, Moretti M, Owen G, Spalluto. Tectonic triggering of slump sheets in the Upper Cretaceous carbonate succession of the Porto Selvaggio area (Salento Peninsula, southern Italy): Synsedimentary tectonics in the APULIAN Carbonate Platform. *Sediment. Geol.* 2012; 269-270, 15–27.
- [60] Kipman E. Keban'ın jeolojisi ve Keban şaryajı. *İ.Ü. Yerbilimleri Dergisi* 1981; 1–2, 75–81.
- [61] Aygen G. Baskil-Akuşağı (B Elazığ) yakın civarının biyostratigrafisi ve paleontolojisi. Yüksek Lisans Tezi, Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü 2000; 80 s. (yayınlanmamış).
- [62] Ertürk YT. Akuşağı Köyü (Baskil/Elazığ) dolaylarında Kırkgeçit Formasyonu'nun Sedimentolojik Özellikleri. Fırat Üniv. Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi 2001; 46 s.
- [63] Çetindağ B. Palu-Kovancılar (Elazığ) dolayının hidrojeoloji incelemesi. Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek lisans tezi, Elazığ 1985; 117s (Yayımlanmamış).
- [64] Flügel E. *Microfacies Analysis of Limestones.* Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York 1982; 633p.
- [65] Mutti E, Ricci Lucchi F. Le torbiditi Dell'Apenino settentrionale: Introduzione all'analisi di facies. *Memoir Soc. Geol. Italy* 1972; 11, 161-199.
- [66] Walker RG, Mutti E. Turbidite facies and facies associations: In: G.V. Middleton and A.H. Bouma, Eds., *Turbidites and deep water sedimentation.* SEPM. Pacific Sect. Short Course, Anaheim, California 1973; 119-158.
- [67] Clark DN, Dickson JAD, Skeleton PW, Tucker ME, Wilson, RCL, Wright WP. *Carbonate Geology,* Open University Press. 1984; 171pp.
- [68] Morgenstern NR. Submarine slumping and the initiation of turbidity currents (ed. A. F. Richards), *Marine Geotechnique Urbana, Ill., University of Illinois Press,* 1967, 189—219.
- [69] Mills PC. Genesis and diagnostic value of soft-sediment deformation structures — a review. *Sediment. Geol.* 1983; 35, 83–104.
- [70] Dill RF. Contemporary erosion in the heads of submarine canyons. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 1964; 76, 45.
- [71] Shepard PH. Delta-front valleys bordering the Mississippi distributaries. *Geol. Soc. Am. Bull.* 1955; 66, 1489–1498.
- [72] Allen JRL. Sedimentary structures, their character and physical basis. *Developments in Sedimentology* 1982; 30A and B, Vol. I, 593 p., Vol II, 663 p. Elsevier, Amsterdam.
- [73] Alsop G I, Marco S. Soft-sediment deformation within seismogenic slumps of the Dead Sea Basin. *J. Struct. Geol.* 2011; 33(4), 433-457.
- [74] Moore DG. Submarine slumps. *J. Sediment. Petrol.* 1961; 31, 343-357.
- [75] Kuenen PH. Emplacement of flysch-type sand beds. *Sedimentology* 1967; 9, 203-243.
- [76] Corbett KD. Open cast slump sheets and their relationship to sandstone beds in an Upper Cambrian flysch sequence, Tasmania. *J. Sediment. Petrol.* 1973; 43, 147-159.
- [77] Debacker TN. Large-scale slumping deduced from structural and sedimentary features in the Lower Palaeozoic Anglo-Brabant fold belt, Belgium. *J. Geol. Soc.* 2001; 158, 341-352.
- [78] Kastens KA. Earthquakes as a triggering mechanism for debris flows and turbidites on the Calabrian Ridge. *Mar. Geol.* 1984; 55, 1–2, 13-33.
- [79] Koç-Taşgın C, Türkmen İ, Diniz-Akarca C. Synsedimentary deformation structures on early Miocene lacustrine deposits of the Bigadiç basin (Balıkesir), basal limestone unit. *B. Gen. Direct. Min. Research and Exploration (MTA)* 2018; 156, 67-86.
- [80] Rossetti DF, Santos JAE. Events of sediment deformation and mass failure in Upper Cretaceous estuarine deposits (Cameta Basin, northern Brazil) as evidence for seismic activity. *Sediment. Geol.* 2003; 161, 107-130.
- [81] Ge Y, Zhong J. Trigger recognition of Early Cretaceous soft-sediment deformation structures in a deep-water slope-failure system. *Geol. J.* 2017; 1-16.
- [82] Koç-Taşgın C. Kırkgeçit Formasyonu'nda (Elazığ Çevresi) Gözlenen Yumuşak Çökel Deformasyon Yapılarının Özellikleri ve Oluşumu. TÜBİTAK 116Y017 Nolu Proje raporu (Hızlı Destek) 2018; 104s.
- [83] Sims JD. Determining earthquake recurrence intervals from deformation structures in young lacustrine sediments, *Tectonophysics* 1975; 29, 141-152.
- [84] Perissoratis C, Mitropoulos D, Angelopoulos I. The role of earthquakes in inducing sediment mass movements in the eastern Korinthiakos Gulf. An example from the February 24–March 4, 1981 activity. *Marine Geology* 1984; 55, 35-45.
- [85] Aksoy E, Türkmen İ, Turan M. Tectonics and sedimentation in convergent margin basins: an example from the Tertiary Elazığ basin, Eastern Turkey. *J. Asian Earth Sci.* 2005; 25, 459-472.