



Sedimanter Ortamlar ve Jeomorfositler

Editör
Esin Ünal
Pelin Güngör Yeşilova



BİDGE Yayınları

Sedimanter Ortamlar ve Jeomorfositler

Editör: Dr. Öğr. Üyesi Esin Ünal & Doç.Dr. Pelin Güngör Yeşilova

ISBN: 978-625-8567-37-3

1. Baskı

Sayfa Düzeni: Gözde YÜCEL

Yayınlama Tarihi: 25.12.2025

BİDGE Yayınları

Bu eserin bütün hakları saklıdır. Kaynak gösterilerek tanıtım için yapılacak kısa alıntılar dışında yayıncının ve editörün yazılı izni olmaksızın hiçbir yolla çoğaltılamaz.

Sertifika No: 71374

Yayın hakları © BİDGE Yayınları

www.bidgeyayinlari.com.tr - bidgeyayinlari@gmail.com

Krc Bilişim Ticaret ve Organizasyon Ltd. Şti.

Güzeltepe Mahallesi Abidin Daver Sokak Sefer Apartmanı No: 7/9 Çankaya /
Ankara



İÇİNDEKİLER

TENDÜREK VOLKANI VE JEOMORFOSİTLER	4
Esin ÜNAL	4
Pelin GÜNGÖR YEŞİLOVA	4
BATI ANADOLU NEOJEN HAVZALARINDA JİPS OLUŞUMU ve PALEOÇEVRE YORUMU: KÜÇÜKDARBENT (GB UŞAK) ÖRNEĞİ.....	19
Pelin GÜNGÖR YEŞİLOVA	19
Esin ÜNAL	19
KARBONAT YOKUŞ ORTAMLARI	49
Aslı KARABAŞOĞLU	49

TENDÜREK VOLKANI VE JEOMORFOSİTLER

Esin ÜNAL¹

Pelin GÜNGÖR YEŞİLOVA²

Jeomorfolojik Mirasın Tanımı ve Önemi

Turizm anlayışının küresel ölçekte değişmesi ve kitle turizmine alternatif olarak doğa ve kültür odaklı özel ilgi turizminin yükselişi, yeryüzünün jeolojik ve jeomorfolojik mirasının önemini artırmıştır. Bu mirasın temel bileşenleri olan jeosit ve jeomorfositler, hem bilimsel bir arşiv niteliği taşımakta hem de yeni turizm destinasyonları için temel kaynakları oluşturmaktadır.

Doğal ve kültürel mirasın korunması, sürdürülebilir çevre yönetimi ve gelecek nesillere aktarılması açısından büyük önem taşımaktadır. Bu kapsamda, “sit alanı”, “jeosit”, “jeomorfosit” ve “jeolojik miras” kavramları uluslararası literatürde ve ulusal mevzuatta giderek artan bir önem kazanmıştır. Bu kavramlar yalnızca bilimsel ve kültürel değer taşımakla kalmayıp, aynı zamanda turizm, eğitim, çevresel sürdürülebilirlik ve sosyo-

¹ Dr. Öğr. Üyesi, Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği, Orcid: 0000-0002-8337-4651

² Doç. Dr. Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği, Orcid: 0000-0002-0748-6192

ekonomik kalkınma açısından da kritik katkılar sunmaktadır (Özvan & Ünal, 2025:19).

- Jeosit: Kayaç, mineral, fosil topluluğu, yer şekli gibi güncel veya eski bir jeolojik süreci, olayı veya özelliği ifade eden, bilimsel değeri ve görsel estetiği yüksek arazi parçalarıdır.

- Jeomorfosit: İlk olarak Panizza (2001) tarafından tanımlanan bu kavram, insan algısı veya kullanımı nedeniyle bilimsel, estetik, ekolojik, kültürel ve ekonomik bir değer kazanmış jeomorfolojik yer şekillerini ifade eder. Peribacaları, travertenler, kanyonlar ve mağaralar bu kavrama örnek olarak verilebilir (Özdemir & Kaymak, 2023:2).

- Jeomiras (Geoheritage): Ender bulunan, doğal veya insan eliyle yok olma tehdidi altında olan ve bu nedenle korunarak gelecek nesillere aktarılması gereken jeositleri ve jeomorfositleri kapsayan bir terimdir.

- Jeopark: Sınırları belirli, uluslararası öneme sahip jeolojik ve jeomorfolojik miras alanlarını içeren, bütünsel bir koruma, eğitim ve sürdürülebilir kalkınma anlayışıyla yönetilen coğrafi alanlardır. UNESCO Küresel Jeopark Ağı (GGN), bu alanların uluslararası tanınırlığını ve iş birliğini sağlar.

- Jeoturizm ve Jeomorfoturizm: Jeoturizm, genel olarak jeoloji ve peyzaja odaklanan bir doğal turizm türüyken; jeomorfoturizm, özellikle dış kuvvetlerin etkisiyle oluşan yüzey şekillerinin özgün güzelliklerini ve oluşum süreçlerini ön plana çıkaran daha odaklı bir alandır (Avcı, 2022: 190).

Jeomorfositlerin miras olarak kabul edilmesi, yer bilimcileri, korumacılar ve turizm sağlayıcıları gibi çeşitli paydaşları içeren bir "miras oluşturma" sürecinin sonucudur (Reynard & ark., 2016: 1).

Jeomorfositler üzerine güncel araştırmalar üç ana yönde gelişmektedir:

Metodolojik konular, özellikle jeolojik miras değerlendirmesi, envanterler ve jeomiras yönetiminde dijital teknolojilerin uygulanması. Dağlık ve kentsel ortamlar gibi belirli jeomorfolojik bağlamlarla ilgili zorlukların araştırılması. Jeoçeşitlilik ve jeoturizm gibi diğeri jeomiras çalışma alanlarında çalışan araştırmacıların yanı sıra jeoarkeoloji, jeoafetler ve süreç jeomorfolojisi gibi diğeri özel jeomorfolojik araştırma alanlarıyla iş birliğı olarak özetlenebilir (Reynard & ark., 2016:1).

Yer şekillerinin "jeomorfosit" statüsünü belirlemek ve ardından bu değerlendirmeyi jeoturizm yorumunda kullanmak için üç ana adımdan oluşan metod geliştirilmiştir (Neches, 2011: 147). İlk olarak, yer şekillerinin içsel jeo(morf)olojik özelliklerinin belirlenmesini ve sınıflandırılmasını içerir. Bunlar, turistler ve bilim insanları tarafından kolayca gözlemlenebilen Dışsal özellikler (örneğin, yüzey, yükseklik, korunma, renk) ve çıkarım yapmak için bilimsel uzmanlık gerektiren İçsel özellikler (örneğin, jeolojik süreçler, dinamikler, yardımcı unsurlar) olarak ikiye ayrılır. İkincisi, bir yer şeklinin bilimsel değerini belirlemek için bu içsel özelliklerin sayısal değerlendirmesine odaklanır. Bir yer şekli, ancak merkezi değeri olarak kabul edilen bilimsel değere sahipse jeomorfosit olarak kabul edilebilir. Son olarak, jeomorfositin kökenini ve evrimini yorumlamak için mantıksal bir şema geliştirmek ve jeoturizm amaçları için bilimsel bilgiyi erişilebilir kılmaktır. Bu, görünür dış özelliklerin, daha az belirgin iç özelliklerin bir sonucu olduğunu açıklamayı içerir (Neches, 2011: 146).

Türkiye, genç oluşumlu ve tektonik olarak aktif bir coğrafyada yer alması nedeniyle Paleozoyik'ten Kuvaterner'e kadar uzanan zengin bir jeolojik ve jeomorfolojik çeşitliliğı sahiptir. Bu

durum, ülkeyi jeosit ve jeomorfositler açısından zengin bir konuma getirmekte ve jeoturizm için büyük bir potansiyel sunmaktadır (Sönmez, 2023: 483). Van Gölü'nün kuzeyinde, Kuvaterner döneminde aktif olan Nemrut, Süphan ve Tendürek gibi aktif volkanlar bulunmaktadır. Magmatik süreçler ve ardından gelen aşınma kuvvetleriyle şekillenen volkanik alanlar, küresel olarak önemli jeomorfositleri temsil etmekte ve Dünya'nın dinamik jeolojik evrimini anlamak için önemli olan çeşitli özellikler sergilemektedir (Carrión-Mero & ark., 2020: 347; Páez & ark., 2020: 390). Jeomorfosit, esasen jeolojik yer şekillerini ifade eder. Bunlar arasında kanyonlar, peri bacaları, lav tünelleri vb. bulunabilir. Volkanik aktivite ve ardından gelen aşınmayla şekillenen bu özellikler, paleocoğrafik koşullar ve magmatik farklılaşma süreçleri hakkında önemli bilgiler sağlar. Türkiye'de, Nemrut ve Tendürek gibi volkanlar da dahil olmak üzere çok sayıda volkanik yapı, volkanik jeomorfolojiyi ve bölgesel jeoturizm üzerindeki daha geniş etkilerini incelemek için olağanüstü fırsatlar sunar. Örneğin, Doğu Anadolu'nun önemli bir Pliyo-Kuvaterner volkanik merkezi olan Nemrut kalderası, 1441, 1597 ve 1692 yıllarına dayanan tarihi patlamalara sahip, 8,5 x 7 km boyutlarında muhteşem bir zirve kalderasına sahiptir (Haklıdır & ark., 2024: 4; Ulusoy & ark., 2008: 269). Tendürek'te ise lav akıntıları ve genç volkanik koniler bulunmaktadır. Hem coşkun hem de patlayıcı volkanizmayla karakterize edilen bu karmaşık jeolojik ortam, benzersiz jeomorfolojik özelliklerin oluşumuna yol açmış ve Nemrut Kalderası gibi alanları önemli bilimsel ve estetik değere sahip volkanik jeomorfositlerin başlıca örneği haline getirmiştir (Haklıdır & ark., 2024: 4; Ulusoy & ark., 2019: 270).

Tendürek Volkanının Jeomorfositleri

Jeomorfosit, Temelde jeolojik yer şekillerini ifade eder. Bunlar Kanyonlar, peribacaları, lav tünelleri vb. olabilir. Benzersiz

yer şekilleri veya jeomorfolojik özellikleri nedeniyle özel bilimsel, eğitimsel, kültürel, tarihi, estetik veya rekreasyonel değere sahip jeomorfolojik bir alanı ifade eder. Bu alanlar, Dünya yüzeyinin süreçlerini ve tarihini yansıttıkları için önemlidir ve bu da onları araştırma, eğitim ve koruma açısından önemli kılar. Jeomorfositler, jeolojik ve jeomorfolojik olayların olağanüstü örneklerini sergiledikleri için genellikle jeoturizm ve doğal mirasın korunması için ilgi çekici alanlar haline gelir.

Jeomorfositlerle bağlantılı jeoturizmin gelişimi, yerel ürünlerin, el sanatlarının ve hizmetlerin üretimini ve satışını teşvik ederek bölge sakinleri için ek gelir kaynakları sağlar (Farsani & ark., 2011: 72; Fassoulas & Zouros, 2017: 1). Yerel örnekler karst şekilleri, volkanik koniler ve buzul vadileri gibi yüksek bilimsel ve estetik değerlere sahip jeomorfositlerin turistler için cazibe merkezleri haline geldiğini ve bunun da kırsal büyümeyi ve toplumsal kalkınmayı teşvik ederek yerel ekonomileri canlandırdığını göstermektedir. Jeomorfositler, sosyo-ekonomik kalkınmayı teşvik etmeleri, yerel kültürü desteklemeleri, istihdam olanakları yaratmaları ve koruma ve eğitim yoluyla sürdürülebilir kalkınma hedeflerini desteklemeleri nedeniyle jeoturizm açısından hayati öneme sahiptir (Kubalíková, 2019; Fassoulas & Zouros, 2017: 4).

Volkanlar tarafından oluşturulan jeomorfositler, bilimsel, estetik, kültürel ve eğitimsel değere sahip çeşitli volkanik yer şekillerini içerir. Yaygın volkanik jeomorfositler şunlardır:

Volkanik koniler – Monogenetik (magmatik ve hidromagmatik), polimagmatik ve poligenetik olarak ayrılır. Monojenetik kökenliler daha yaygındır (Páez & ark., 2020: 7; Kereszturi & Nemeth 2012; Nemeth & Kereszturi, 2015; Wood, 1980). Bunlar, magma, kül ve diğer volkanik malzemelerin

püskürmesiyle oluşan ve cüruf konileri veya kül konileri gibi dik yamaçlı tepeler veya dağlar oluşturan belirgin yer şekilleridir. Tendürek volkanik sisteminde Gülizar Tepe, Mor Tepe, Kül tepe buna örnek olarak verilebilir (Resim 1).

Cüruf konileri – Stromboliyan tipi patlamalarla oluşurlar, istisnalar hariç tek patlamalı koniler olup, bazik malzeme üretirler. Volkan bombalarından lapilli ve kül boyutuna malzeme üretirler. Tendürek çevresinde bir cüruf konisi jeomorfosit olarak örnek verilecek olursa, Van-Ağrı karayolu üzerinde Alakaya cüruf konisi ve koniye ait diğer yapıcı unsurlar (volkan bombaları, lapilli vb.) görülebilir (Resim 2).

Kalderalar ve Kraterler – Patlayıcı bir patlama veya magma odasının boşaltılmasının ardından bir volkanın çökmesi sonucu oluşan büyük, havza şeklindeki çöküntülerdir. Büyük Tendürek krateri, küçük tendürek krateri en büyük iki kraterdir (Resim 3 ve 4).

Lav Şekilleri –Lav şekilleri bilimsel, estetik, kültürel veya eğitimsel değer kazandıklarında jeomorfosit olarak kabul edilirler. Volkanik manzaralarda, lav akıntıları, lav tüpleri ve lavların oluşturduğu diğer volkanik yer şekilleri, volkanik jeomirasın temel bileşenleridir ve jeomorfosit olarak kabul edilirler.

Volkanik manzaralar ve kalıntılar – Bunlar arasında, volkanizmanın arazi evrimi üzerindeki uzun vadeli etkisini gösteren yapısal jeomorfolojiye sahip eski volkanik araziler bulunur; (Migoń & Pijet-Migoń, 2015).

Lav Akıntıları – Havai (‘a‘a phoehoe, bloklu) ve denizaltı (yastık lavlar) olarak sınıflandırılır. (Páez & ark., 2020: 8 ; Kilburn, 2000)

Tendürek volkanı, çeşitli lav akıntısı morfolojileri sergiliyor. Lav akıntıları, katılaşma sonrası yüzeylerinin özelliklerine göre

sınıflandırılır. Tanımlanan başlıca tipler pāhoehoe, ‘a‘ā ve bloklu lavlardır.

1. Pāhoehoe Lav Akıntıları

Açıklama: Pāhoehoe lavı, karakteristik olarak pürüzsüz ve sürekli bir yüzeye sahiptir. Bu lav türü, ipsi (veya kordonlu), ayak parmakları, kabuklu-pāhoehoe, yapboz, levha-pāhoehoe ve dikey ipsi lavlar dahil olmak üzere çok çeşitli yüzey özellikleri sunabilir. Diğer ilişkili yapılar arasında lav tüpleri, açık lav tüpleri (gökyüzü pencereleri), lav kanalları, basınç tümülüsleri ve basınç sırtları bulunur.

Tendürek volkanındaki Örnekler: ‘a‘ā lavları daha yaygın olsa da, pāhoehoe lav akıntılarının örnekleri de bulunur.

2. ‘A‘ā Lav Akıntıları

Açıklama: Pāhoehoe'nin aksine, ‘a‘ā lavı, üzerinde yürümeyi zorlaştıran kırık, pürüzlü ve dikenli bir yüzeye sahiptir. Karakteristik yüzey şekilleri arasında yassı-‘a‘ā, karnabahar-‘a‘ā ve molozlu-‘a‘ā bulunur (Kilburn, 2000; Woodcock & Harris, 2006; Lalla & ark., 2011).

Farklı akış dinamiklerinin nasıl farklı topografyalar ürettiğini vurgulamaktadır. "aa" lavları yüksek, dik cepheler oluştururken, "pahoehoe" lavları benzersiz dokulara sahip daha ince, daha pürüzsüz yüzeyler oluşturmaktadır (Costa, 2011: 167).

Tendürek volkanındaki Örnekler: ‘a‘ā lav yüzeyleri en yaygın olanlardır, kolayca tespit edilebilir. Van- Ağrı karayolu kenarında rahatlıkla ‘a‘ā lav akıntısını görülebilir (Resim 5).

3. Bloklu Lav Akıntılar ve Sütun Bazaltlar

Açıklama: Lav, breşleşmişse ve yüzeyi bir metreye kadar genişlikte, pürüzsüz, düzlemsel ve köşeli yüzeyler içeren kırık lavlarla kaplıysa bloklu olarak sınıflandırılır (Kilburn, 2000).

Yüzeyde başlayan lav akıntılarının soğuması zamanla lav kütlelerinin iç kısımlarına doğru ilerler. Bu soğuma, hacim küçülmesine bağlı kasılma ve büzülmelere yol açar. Yüzeyden derinlere doğru gerçekleşen bu soğuma birbirine kenetli beşgen veya altıgen biçimli bazalt sütunları meydana getirir (Remim 6). Bilimsel çalışmalar, bu sütunların genellikle aynı kalınlıkta veya jeokimyasal bileşime sahip lav akıntılarında oluştuğunu ortaya koymuştur.

Bu tür volkanik jeomorfositler, önemli jeomiras unsurları oluşturur, jeoturizm ve macera aktiviteleri için turistleri cezbeder ve volkanik süreçler ve Dünya'nın jeolojik tarihiyle ilgili önemli eğitim fırsatları sunar. Jeolojik nadirlik ve öneme sahip, ayırt edici doğal simge yapılar olarak hizmet ederler ve sürdürülebilir jeoturizm gelişimini desteklerler (Pérez-Umaña & ark., 2018; Erfurt-Cooper, 2010: 188; Tefogoum & ark., 2020).

Resim 1 Küçük Tendürek krateri ve Arkada Mor tepe konisi



Resim 2 Alakaya cüruf konisi



Resim 3 Küçük Tendiök Krateri



Resim 4 Taşkale Tepe krateri



Resim 5 Tendürek volkanı güneyi Aa lavlar



Resim 6 Sütün bazaltlar ve poligon yüzey



Kaynakça

Avcı, V. (2022). Bir Jeomorfosit Olarak Ambar Çayı Kanyonu (Hani-Diyarbakır). Emine Cihangir & Ali Can Selçuk (Ed.), *Güncel Turizm Konuları* içinde (s.190-206). Çanakkale: Paradigma Akademi.

Carrión-Mero, P., Montalván-Burbano, N., Paz-Salas, N., & Morante-Carballo, F. (2020). *Volcanic Geomorphology: A Review of Worldwide Research. Geosciences*, 10(9), 347.

Costa, F.L. (2011) Volcanic geomorphosites assessment of the last eruption, on April to May 1995, within the Natural Park of Fogo Island, Cape Verde. *GeoJournal Tour Geosites* 8(2):167–177

Dóniz-Páez, J., Beltrán-Yanes, E., Becerra-Ramírez, R., Pérez, N. M., Hernández, P. A., & Hernández, W. (2020). Diversity of Volcanic Geoheritage in the Canary Islands, Spain. *Geosciences*, 10(10), 390.

Erdeve Özvan, E., & Ünal, E. (2025). Potansiyel Sit Alanı Önemi Taşyan Ava Ore Şelalesi'nin (Hakkari) Jeolojik Açından Değerlendirilmesi. *Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi*, 3(2), 17-28.

Erfurt-Cooper, P. (2010). Geotourism in Volcanic and Geothermal Environments: Playing with Fire?. *Geoheritage* 3, 187–193.

Farsani, N. T., Coelho, C., Costa, C. (2011). Geotourism and geoparks as novel strategies for socio economic development in rural areas. *International Journal of Tourism Research*. 13, 68-81.

Fassoulas, C.; Zouros, N. (20..). Evaluating The Influence Of Greek Geoparks To The Local Communities. *Bull. Geol. Soc. Greece*2017,43,896.

Haklıdır, F., Şengün Çetin, R., and Görgülü, İ. S. (2024). Geothermal exploration in the Nemrut Caldera and surroundings (Eastern Anatolia-Turkey): Trying to unlock of geothermal potential in one of the world's largest calderas, *EGU General Assembly 2024*, Vienna, Austria, 14–19 Apr 2024, EGU24-3906,

Kereszturi, G.; Németh, K. (2012). Monogenetic Basaltic Volcanoes: Genetic Classification, Growth, Geomorphology and Degradation. In *Updates in Volcanology-New Advances in Understanding Volcanic Systems*; IntechOpen: London, UK, pp 1–89.

Kilburn, C. (2000). Lava flows and flows fields. In *Encyclopedia of Volcanoes*; Academic Press: San Diego, CA, USA, pp. 291–305.

Kubalíková, L. (2019). Assessing geotourism resources on a local level: A case study from Southern Moravia (Czech Republic). *Resources*, 8(3), 150.

Lalla, E.; Sansano Caramazana, A.; Sanz Arranz, A.; Navarro Azor, R.; Lopez Reyes, G.; Venegas del Valle, G.; Rodriguez Losada, J.A.; Medina García, J.; Martinez-Frías, J.; Rull Perez, F. (2011). Raman Spectroscopy of Pillow Lavas from the Anaga zone- Tenerife Canary Island. *Rev. Soc. Española Mineral*, 15, 119–120.

MiMigoñ P, Pijet-Migoñ E (2019). Natural disasters, geotourism, and geo interpretation. *Geoheritage* 11:629–640.

Necşeş, M.I. (2013). From Geomorphosite Evaluation To Geotourism Interpretation. Case Study: The Sphinx Of Romania's Southern Carpathians. *GeoJournal of Tourism and Geosites*. 12 (2), 145-162.

Németh, K.; Kereszturi, G. (2015). Monogenetic volcanism: Personal views and discussion. *Int. J. Earth Sci.*, 104, 2131–2146.

Özdemir, M.A. & Kaymak, H. (2024). İhsaniye (Afyonkarahisar) İlçesi Jeomorfosit ve Kültürel Sitler Envanteri. *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi*, 12, 54-91.

Panizza, M., (2001), Geomorphosites: Concepts, methods and examples of geomorphological survey, *Chinese Science Bulletin*, Vol. 46, pp. 4-5.

Pérez-Umaña D, Quesada-Román A, De Jesús J, Zamorano-Orozco J, Dóniz-Páez J, Becerra-Ramírez R (2018). Comparative analysis of geomorphosites in volcanoes of Costa Rica, Mexico, and Spain. *Geoheritage*, 11 (2), 545-559.

Polat, S. Ege, İ. & Özkan, E. (2023). İçmeler Kanyonu (Marmaris/Muğla) akarsu yatak çukurlarının jeomorfosit potansiyeli ve turizmde değerlendirilmesi. *Türk Coğrafya Dergisi*. 84, 27-40.

Quesada-Román A, Ballesteros-Cánovas JA, Granados-Bolaños S, Birkel C, Stoffel M (2020) Dendrogeomorphic reconstruction of floods in a dynamic tropical river. *Geomorphology*, 359.

Reynard E, Panizza M (2005). Geomorphosites: definition, assessment and mapping. *Géomorphologie* 3:177–180.

Reynard, E., Coratza, P. & Hobléa, F. (2016). Current Research on Geomorphosites. *Geoheritage*, 8, 1–3.

Sönmez, S., Polat, S. ve Ege, İ. (2023). Ümren Deresi Havzasının jeomorfosit potansiyeli. *Türk & İslam Dünyası Sosyal Araştırmalar Dergisi*, 10 (36), 480-510.

Ulusoy İ, Labazuy P, Aydar E, Ersoy O, Çubukçu E, (2008). Structure of the Nemrut caldera (Eastern Anatolia, Turkey) and associated hydrothermal fluid circulation, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 174 (4), 269-283, ISSN 0377-0273,

Ulusoy, İ., Çubukçu, H.E., Mouralis, D., Aydar, E. (2019). Nemrut Caldera and Eastern Anatolian Volcanoes: Fire in the Highlands. In: Kuzucuoğlu, C., Çiner, A., Kazancı, N. (eds) *Landscapes and Landforms of Turkey. World Geomorphological Landscapes*. Springer, Cham.

Wood, C. (1980). Morphometric evolution of cinder cones. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 7, 387–413.

Woodcock, D.; Harris, A. (2006). The dynamics of a channel-fed lava flow on Pico Partido volcano, Lanzarote. *Bull. Volcanol.*, 69, 207–215.

Zouros, N. (2007). Geomorphosite assessment and management in protected areas of Greece. The case of the Lesvos Island—Coastal geomorphosites. *Geogr. Helv*, 62, 169–180.

BATI ANADOLU NEOJEN HAVZALARINDA JİPS OLUŞUMU ve PALEOÇEVRE YORUMU: KÜÇÜKDERBENT (GB UŞAK) ÖRNEĞİ

Pelin GÜNGÖR YEŞİLOVA³
Esin ÜNAL⁴

Giriş

Batı Anadolu, Alp–Himalaya orojenik kuşağının batı ucunda yer alan ve Neotektonik dönemde etkin olan genişlemeli rejimin ve bu rejime bağlı olarak gelişen çek-ayır havzaların en belirgin şekilde izlendiği bölgelerden biridir. Orta Miyosen’den itibaren kuzey–güney yönlü uzama sonucu gelişen normal fay sistemleri, bölge boyunca doğu–batı uzanımlı grabenlerin oluşumuna yol açmıştır (Şengör, Görür, & Şaroğlu 1985: 233; Koçyiğit, Yusufoglu & Bozkurt, 1999: 605; Ersoy & ark., 2014: 33). Bu sistemin bir sonucu olarak gelişen çok sayıda Neojen yaşlı kapalı veya yarı kapalı gölsel havza hem iklimsel hem de tektonik süreçlerin etkileşimini olağanüstü biçimde kaydetmiştir (Seyitoğlu & Scott, 1996: 147; Bozkurt, 2001: 12). Uşak Havzası, bu genişlemeli sistemin kuzey

³ Doç. Dr., Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Orcid: 0000-0002-8884-0842

⁴ Dr. Öğr. Üyesi, Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Orcid: 0000-0002-8337-4651

kesiminde yer alan ve Gediz ile Büyük Menderes grabenlerinin arasında konumlanmış önemli bir iç havzadır. Uşak Havzasının güneybatısında yer alan Ulubey ilçesi ve çevresi gerek jeomorfolojik konumu gerek litostratigrafik çeşitliliği gerekse evaporitik jips birimleriyle Batı Anadolu'nun Neojen evriminde ayrı bir öneme sahiptir.

Evaporitler, çökeltme ve diyajenez süreçlerinin sınırında yer alan, su-tuz dengesinin hassas değişimleriyle oluşan minerallerdir (Schreiber & El-Tabakh, 2000: 216; Warren, 2006: 2). Özellikle jips ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) ve anhidrit (CaSO_4) mineralleri, yarı kurak iklim koşullarında gelişen sığ göl, lagün veya sabkha sistemlerinde çöker (Lawrence & Hardie, 1967: 171; Kendall, 1992: 380). Bu mineraller, sadece evaporasyon sürecini değil, aynı zamanda paleoklimatik koşulları, su kimyasını ve havza hidrojeolojisini de arşivleyen jeolojik göstergelerdir. Bu nedenle, jipsli birimlerin ayrıntılı olarak incelenmesi hem paleoiklim hem tektonik gelişim hem de havza hidrolojisi açısından son derece değerlidir (Helvacı & Orti, 1998: 1025; Orti & Rosell, 2014: 668).

Batı-Orta Anadolu'da Denizli-Tavas-Honaz, Kütahya-Emet ve Afyon-Şuhut, Manisa-Salihli ve Uşak-Ulubey-Banaz gibi birçok havzada Neojen yaşlı jips-marn ardalanmaları gözlenmektedir. Bu alanlarda evaporit çökelişi genellikle aktif tektonizmanın kontrol ettiği sığ göl-sabkha ortamlarında gerçekleşmiştir (Rouchy, 1995: 982; Helvacı, 1998: 81; Karakaya & ark., 2020: 2). Bu sistemlerde mevsimsel yağış-buharlaştırma döngüleri, jips-anhidrit-halit sırasını düzenlemiştir; ayrıca sodyum, magnezyum ve kalsiyum iyonlarının yoğunluğu, suyun kimyasal evrimini kontrol etmiştir. Ulubey çevresinde-Küçükderbent Formasyonunda gözlenen jipsli seviyeler, bu geniş sistemin Batı Anadolu'daki karakteristik bir örneğini temsil eder.

Bölgedeki jipslerin stratigrafik konumu (Küçükderbent Formasyonu) ve yapısal ilişkileri, çökelmenin Neojen açılmalı havza evresinde, görsel bir ortamda, tekrarlayan kuraklaşma–tatlılaşma salınımlarıyla gerçekleştiğini göstermektedir. Jipsin mineralojik bileşimi, dokusal çeşitliliği ve faz dönüşümleri (birincil jips ↔ anhidrit ↔ ikincil jips) çökelme sonrası diyajenezsel değişimlerle zenginleşmiştir. Bu özellikler, Ulubey jipslerinin sadece lokal değil, bölgesel ve küresel ölçekte karşılaştırılabilir bir evaporit dizisini temsil ettiğini kanıtlar. Messiniyen Akdeniz Evaporitleri (Sicilya, Sorbas, Güney İspanya) ile olan benzerlikler (Bourillot & ark., 2010: 480) Ulubey’deki çökelim koşullarının da benzer paleoklimsel ve hidrolojik parametreler altında geliştiğini düşündürür (Rouchy, 1995: 986; Manzi & ark., 2012: 992).

Bu çalışma, Ulubey (Uşak güneybatısı) çevresindeki jipslerin litofasiyes karakteristiklerini, petrografik dokularını, diyajenez evrimini ve tektonik–iklimsel ilişkilerini çok disiplinli bir yaklaşımla ele almaktadır. Ayrıca Batı Anadolu’daki diğer Neojen evaporit havzaları ve dünya analoglarıyla (Sorbas, Messiniyen Sicilya, Delaware, Red Sea Rift) karşılaştırmalı değerlendirmeler sunulmuştur. Bu sayede, Ulubey jipsleri sadece yerel bir oluşum değil, aynı zamanda Batı Anadolu’nun Neojen iklimsel–tektonik arşivinin önemli bir parçası olarak değerlendirilmektedir.

Bölgesel Jeolojik ve Tektonik Çerçeve

Batı Anadolu, Neotektonik dönemde gelişen genişlemeli bir rejim altında şekillenmiş, E–W uzanımlı normal faylarla sınırlı çok sayıda graben ve yarı kapalı havzadan (Şekil 1a) oluşur (Şengör, Görür & Şaroğlu, 1985: 234; Seyitoğlu & Scott, 1996: 149). Bu yapısal sistem, Gediz, Büyük Menderes, Denizli ve Uşak–Ulubey gibi havzaların gelişimine yol açmıştır. Genişleme, kabukta incelleme, volkanik etkinlik ve yerel çökelme alanlarının oluşturduğu karmaşık bir jeodinamik ortama işaret eder. Batı Anadolu’da Neojen zaman

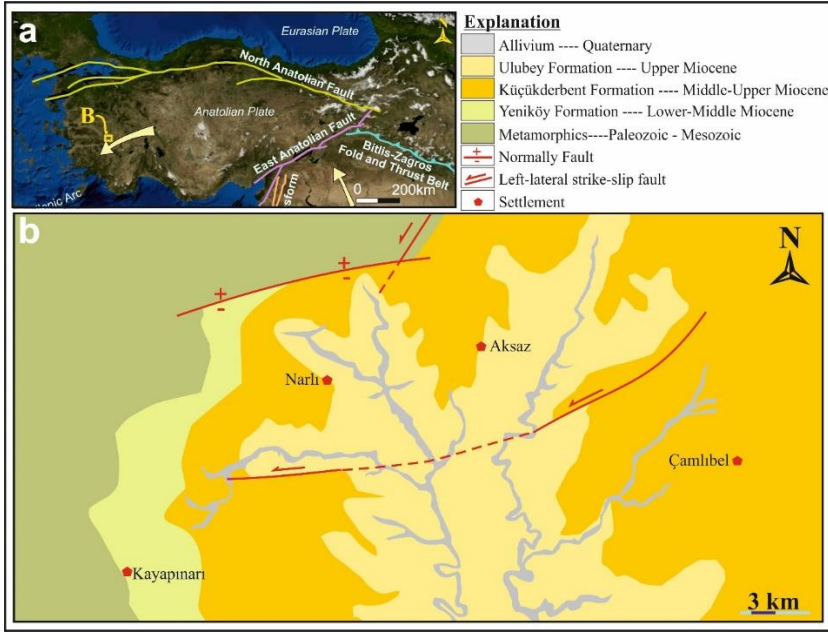
aralığında gelişen genişlemeli tektonik rejim, havza oluşumlarını büyük ölçüde belirlemiştir. Bu rejim, kuzey–güney yönlü gerilme ile birlikte aktif normal fayların oluşmasına ve kıta litosferinde çek-ayır sistemlerinin gelişmesine yol açmıştır (Şekil 1a) (Şengör, Görür & Şaroğlu, 1985: 227). Bu bağlamda, İç Anadolu ve Ege kıyıları arasında kalan Uşak bölgesi de genişleyen sistem içinde yer alır ve havza morfolojisi açısından oldukça elverişli çökel ortamları sunmuştur.

Uşak Havzası, görece küçük ama jeolojik anlamda önemli bir iç havzadır. Çalışma alanı, Uşak İli'nin güneybatısında yer alan Ulubey İlçesi sınırları içinde, Narlı ve Aksaz köyleri çevresinde Küçükderbent Formasyonunda konumlanmaktadır (Şekil 1b). Bölge, Uşak Havzası'nın güneybatı kesimini temsil eder ve kuzeyde Ulubey ilçe merkezi, doğuda Karahallı yönü, batıda Eşme ve güneyde Denizli sınırlarıyla çevrilidir. Narlı ve Aksaz köyleri, Ulubey ilçe merkezine yaklaşık 8–10 km, Uşak kent merkezine ise 30–35 km uzaklıktadır. Ortalama yükselti 900–950 m civarındadır. Arazinin genel eğimi kuzeydoğuya doğrudur ve Ulubey Çayı vadisi boyunca derin yarılmış topoğrafya gelişmiştir. Bu morfoloji, Neojen yaşlı çökellerin (özellikle Küçükderbent ve Ulubey formasyonlarının) yüzeylemesini sağlamıştır.

Çalışma alanı, havzanın güneybatısında yer alan Ulubey İlçesi ve yakın çevresinde bulunmaktadır (Şekil 1b). Uşak ve çevresindeki Neojen istifin stratigrafisi üzerine yapılan klasik çalışmalar, temel kayalar üzerinde Yeniköy, Küçükderbent ve Ulubey Formasyonlarının ardışık dizilimini, ortamını ve yaş dağılımını ortaya koymuştur (Ercan & ark., 1977: 1, 1978: 100; Aydın, 1996: 1; Şentürk, 2017: 23; Aslan & Altay (2021: 451). Ayrıca Uşak Neojen havzalarının genel stratigrafisi ve tektonik evrimi de Koçyiğit Yusufoglu & Bozkurt (1999: 168) ve Ersoy & ark. (2014: 33) tarafından çalışılmıştır.

Bölgenin temel jeolojik yapısı, Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı kristalin şist, gnays ve masiv karbonatlardan oluşan bir temel platform (Şekil 1b) üzerine oturmaktadır (Çakmakoglu, 1986; Şentürk, 2017: 23). Bu birimler üzerinde açısız uyumsuzlukla Neojen yaşlı çökel istifi yer alır (Aslan & Altay, 2021). Bu açısız uyumsuzluk, havzanın tektonik olarak aktif olduğunu ve temel birimlerin yükselip çökel havzasına göre yeniden konumlandığını göstermektedir. Stratigrafik olarak bakıldığında, tabanda yer alan Yeniköy Formasyonu (Alt-Orta Miyosen), konglomera, kumtaşı, kırmızımsı kilaşı ve tuf gibi klastik-vulkanik karışımlardan (Şekil 1b) oluşur (Ercan & ark., 1978: 100). Bu birim, erken havza açılım evresinde akarsu-göl sistemlerinin birikimine işaret eder. Ardından gelen Küçükderbent Formasyonu (Orta–Üst Miyosen) gölsel ve sabkha karakterli çökel ortamını temsil eder; marn, kilaşı, mikritik kireçtaşı aralanmalarının yanı sıra jipsli evaporitik seviyeleri (Şekil 1b) içerir (Aslan & Altay, 2021). Bu formasyonun üzerinde yer alan Ulubey Formasyonu (Üst Miyosen) ise kalın gölsel karbonatlar ve marn aradüzeyleriyle temsil edilir. En üstte ise Pliyosen–Kuvaterner alüvyonları (Şekil 1b) ile güncel birikimler yer alır (Ercan & ark., 1978: 100).

Şekil 1. Çalışma alanının, a-Yer bulduru, b-1/25000/lik jeoloji haritası



Tektonik olarak normal faylarla sınırlanan havza kenarlarının yükselmesi ve çökel havza tabanlarının çökmesi, havzanın kapalı ya da yarı kapalı sistem haline gelmesine neden olmuştur. Bu durum, su beslenmesinin kısıtlandığı, buharlaşmanın artabildiği bir ortamı yaratmıştır ki bu da evaporit minerallerinin birikimi için ideal koşullar üretir (Lawrence & Hardie, 1967: 172; Kendall, 1992: 392). Ayrıca, faylanma yalnızca çökme ortamını etkilemekle kalmamış, aynı zamanda gömülmeden sonra akışkan dolaşımını, çatlak gelişimini ve diyajenez süreçlerini de doğrudan kontrol etmiştir. Örneğin, havza kenarlarında görülen volkanik/püskürük katkılar ve değişken litoloji; havzanın tektonik-sedimanter evriminin heterojen olduğunu göstermektedir (Ersoy & ark., 2014: 36). Bir diğer kritik unsur ise havzanın morfolojisi ve drenaj biçimidir. Yavaş çökme alanları, sığ göl/sabkha ortamları ve sınırlı beslenme koşulları jips çökeli için uygun zemini hazırlamıştır. Bu bağlamda, Ulubey’de

görülen jipsli seviyeler yalnızca çökelimle değil, çökelim sonrası tektonik ve akışkan sistem değişimleriyle de ilişkilidir. Böylece bölgesel jeolojik ve tektonik çerçeve, jips oluşumunu ve dolayısıyla küresel evaporit evrim modelleriyle (örneğin Messiniyen Evaporitleri) karşılaştırılabilir kılmaktadır (Rouchy, 1995: 989; Rouchy & Caruso, 2006: 43).

Jips ve Anhidrit Oluşumu, Kökeni ve Bölgesel Karşılaştırmalar

Evaporit mineralleri içinde jips ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) ve anhidrit (CaSO_4) başlıca yer tutar. Bu mineraller, genellikle buharlaşmanın yoğun olduğu kapalı ya da yarı kapalı göl, lagün ve sabkha sistemlerinde çökelişirler (Schreiber & El-Tabakh, 2000: 217; Warren, 2006: 3). Çökelim sırasında suyun kimyasal bileşimi, sıcaklık, tuzluluk, pH-Eh koşulları, $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ oranı ve mikro-biyolojik etkinlik gibi faktörler büyük önem taşır. Denizel kaynaklı çözeltilerde Ca^{2+} ; SO_4^{2-} oranı görece sabittir, ancak karasal kaynaklı sularda bu oranlar ve diğer iyonik bileşenler hızla değişebilir. Bu değişkenlik, çökelim minerallerinin morfolojisi ve diziliş biçimini etkiler. Jips $\sim 30^\circ\text{C}$ altı ve tuzluluk $\sim 3.35\text{--}4.8 \times$ normal deniz suyu konsantrasyonunda çökelişirken, anhidritin $\sim 42^\circ\text{C}$ ve daha yüksek tuzluluk koşullarında çökelmektedir (Lawrence & Hardie, 1967: 173). Ayrıca modern çalışmalarda, yeniden kristallenme ve hidrasyon–dehidrasyon döngüleriyle jips $\leftrightarrow$ anhidrit dönüşümünün oldukça yaygın olduğu vurgulanmaktadır (Jarzyna & ark., 2022: 58).

Batı -Orta Anadolu’da benzer evaporitik fasiyesler Denizli–Honaz (Pekuz, 1998: 10; Gündoğan, Helvacı & Sözbilir, 2008: 54), Denizli Baseni Kolankaya Formasyonu (Alçıçek, Varol & Özkul, 2007: 610); Karakeçilli Havzası (Türkmen & Özkul, 1999: 22) ve Tuz Gölü Havzası (Delikan, Bozdağ & Karakaya, 2017: 6; Karakaya & ark., 2020: 3) gibi bölgelerde rapor edilmiştir. Bu alanlarda da sabkha-benzeri, düşük enerjili sığ göl ortamlarında tabakalı jips–

marn ardalanmaları yaygındır. Örneğin, Tuz Gölü çevresinde yapılan izotopik çalışmalar ($\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{18}\text{O}$) çökel suyunun karasal–denizel karışım kökenli olduğunu göstermiştir (Karakaya & ark., 2020: 12). Bu, Uşak Havzası gibi iç havzalarda da buharlaşma süreçlerinin karma su kaynaklı olabileceğine işaret eder.

Evaporit oluşumunun kökeni açısından, havza morfolojisi ve hidrosalinitesi kritik rol oynar. Kapalı havzalarda su çıkışı sınırlanmış, buharlaşma artmış ve iyon yoğunluğu yükselmiştir. Bu durumda önce karbonatlar (CaCO_3) çökelmiş, sonra jips/anhidrit, en sonunda halit gibi tuzlar birikmiştir (Lawrence & Hardie, 1967: 174). Bu klasik evaporit sıralaması, ancak sıvı beslenmesi ve morfolojik kontrol ile modifiye olabilir. Örneğin Rouchy (1995) tarafından Red Sea Rift sisteminde yapılan araştırmalar, fay-kontrollü derin havza modelinde jips ve anhidritin fasiyeslerin karmaşık bir şekilde birbirine geçiş yaptığına işaret etmektedir. Dolayısıyla, Ulubey'deki jipsler yalnızca çökelim ürünü değil, bölge tektoniği, iklim koşulları, su beslenmesi ve zaman içindeki kimyasal değişkenliklerin bileşimidir. Bu kapsamlı bakış açısı, çalışmanın sadece yerel anlamda değil, Türkiye ve dünya ölçeğinde önem teşkil etmesini sağlar.

Küçükderbent Jipslerinin Sedimentolojisi

Küçükderbent Formasyonu, çalışma alanındaki jipsli evaporitik litofasiyesleri kapsar ve formasyonu içinde yüzeylenen jipsli seviyelerin 50–60 m kalınlığa ulaşabildiği, açık beyaz-gri renk tonlarında görüldüğü, gevşek ayrışmalı marn/kiltaşı matrisi içinde mercek ve tabaka şeklinde veya ince tabakalı marn/kiltaşı-mikritik kireçtaşı ile ardalanmalı şekilde yer aldığı tespit edilmiştir (Şekil 2a). Jipsli birimler, özellikle Narlı–Aksaz arasında yüzeylenen Küçükderbent Formasyonu içinde gelişmiştir. Tabakalar genellikle doğu-batı uzanımlı olup, kuzey ve güney kenarlarda aktif normal faylarla sınırlanmış küçük yarı kapalı alt havzalar şeklinde görülür.

Bu jips seviyeleri, litofasiyes bakımından dört ana tipe ayrılmaktadır: tabakalı-laminalı, yumrulu, masiv ve selenitik.

Tabakalı-Laminalı Jips Litofasiyesi

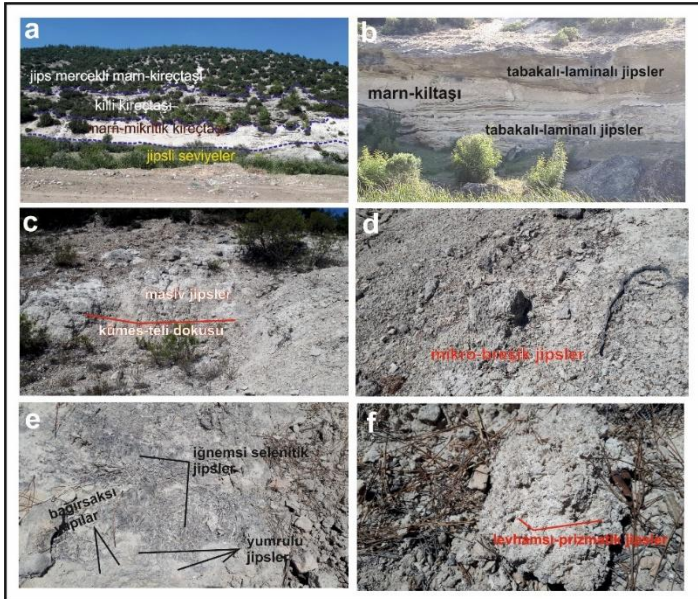
Bu fasiyes, ince–orta kalınlıkta (1–5 cm) laminalar halinde gelişmiştir. Tabakalar genellikle beyaz-krem renkli marn veya kilitaşı ardalanması içinde yer alır (Şekil 2b). Birincil ince tabakalı jips seviyeleri, ikincil iri kristalli ve masiv jipslerle birlikte gözlenmektedir. Arazi gözlemlerinde, tabakaların dalgalı veya düzensiz laminasyonlar oluşturduğu, kristallerin tabakaya paralel yönlendiği görülür (Şekil 2b). Bu tür laminasyon, mevsimsel kuraklaşma–yağış döngülerini yansıtır (Butler, Harris & Kendall, 1982: 37; Schreiber, 1988: 597). Çökelme koşulları, sığ–durgun bir gölsel ortamın kenar kesiminde, mevsimsel olarak kuruyan sabkha düzlüğünde gelişmiştir. Yaz aylarında buharlaşma artarken, göl suyu tuzluluğu yükselmiş, iyonik derişim jips çökelimi için gerekli eşik değere ulaşmıştır (yaklaşık 2.5 mol/kg H₂O CaSO₄ doygunluğu). Kış aylarında ise sınırlı tatlı su girişiyile tabakalar arasına ince kil ve marn laminaları çökelmiştir. Bu tip fasiyes, Tuz Gölü Havzası (Karakaya & ark., 2020: 5) ve Sivas Havzası (Kangal, Erdem & Varol, 2017: 132) bölgelerindeki laminalı jips-marn ardalanmalarıyla benzerlik gösterir. Ayrıca İspanya’daki Sorbas Havzası (Rosell & ark., 1998: 66) ve Messiniyen Sicilya’sındaki Realmonte Evaporitleri (Decima & Wezel, 1971: 132) de aynı tür birincil laminalı jips çökelimiyle karakterizedir.

Masiv Jips Litofasiyesi

Masiv jips, tabakalanmanın tamamen kaybolduğu, kalın beyaz–gri bloklar halinde gelişmiştir (Şekil 2c). Masiv jipsler birncil jipslerin gömülme evresinde önce anhidritleşip sonra artan sıcaklık ve basınç koşulları altında anhidritin yeraltı suları ile teması ile tekrar ikincil jipse dönüşümüyle oluşurlar (Shearman, 1985: 42). Masiv jips, yüksek buharlaşma ve tuzluluğun hâkim olduğu, su giriş-

çıkışının sınırlı olduğu sabkha, lagün veya kapalı göl gibi evaporitik ortamlarda Ca^{2+} ve SO_4^{2-} iyonlarının doymunluğa ulaşmasıyla çökelir. Bu süreç genellikle yarı-kurak iklimlerde gerçekleşir ve kristal büyümesiyle kalın, homojen jips kütleleri oluşur. Ayrıca bu jipslerin bazı seviyelerinde kümes-teli dokuları ve mikro-breşik yapılar gözlenmektedir (Şekil 2c, d). Mikro-breşik” terimi, jips ya da onun öncülü olan anhidrit gibi sülfat minerallerinin erken ya da geç dönemde gelişen küçük çaplı (mikro) çatlak, kırık ya da kopma parçacıkları ile birlikte bulunduğu dokuları ifade eder. Evaporit ortamlarda jips kristalleri çökelirken ya da çökelmeden sonra su çekilmesi, çökelme yüzeyi çökmesi ya da çözelti beslemesinin durması gibi nedenlerle kırılma ya da çökmeye bağlı parçalanma oluşabilir.

Şekil 2. Küçükderbent Formasyonunun ait jips litofasiyesleri. a- Jips-marn,-kireçtaşı ardalalanması, b- Tabakalı-laminalı jipsler, c- Kümesteli dokusu içeren masiv jipsler, d- Mikro-breşik jipsler, e- Levhamsı-prizmatik jipsler, f-İğnemsı selenitik ve yumrulu jipsler ve bağırsaksı yapılar



Bu durumda oluşan çapraz çatlaklar veya blok- parçacıkları jips matriks içinde yer alır ve “mikro-breşik” dokuya dönüşür (Dedic, Ilijanić & Miko, 2018: 22; Peryt, Gedl & Peryt, 2020: 18). Bu yapı, çökme sonrası gerilme (örneğin tuzluluk artışı, buharlaşma, çökelti yükü artışı) ve diyajenez etkilerinin bir sonucudur. Dolayısıyla çökme sonrası ortamda mekanik ya da kimyasal bozunma, çökme, çatlaklanma veya diyajenezle aşınma/yeniden kristalleşme gibi süreçlerin varlığı sözkonusudur. Küresteli dokusunun varlığı da havzanın çökme sonrası stabil değil, değişken koşullarla (örneğin tuzluluk değişimi, su seviyesinde düşme-çökme, akış değişimi) karşılaştığını vurgular (Warren, 2016: 210).

Yumrulu Jips Litofasiyesi

Bu fasiyes, kilaşı veya marn matriksi içinde düzensiz yumru veya mercek biçimli jips agregalarıyla temsil edilir. Yumrular genellikle 1–10 cm çapında izlenmektedir (Şekil 2e). Yumrulu (nodüler) jipsler, genellikle arid–yarı arid iklim koşullarında, yüksek buharlaşmanın etkili olduğu sabkha veya sıg lagün ortamlarında, Ca^{2+} ve SO_4^{2-} iyonlarının doygunluğa ulaşmasıyla gözenek suyu içinde yerinde çökme veya yeniden kristalleşme sonucu oluşup ikincildir (Kinsman, 1969: 835; Hardie, Smoot & Eugster, 1978: 35; Al-Juboury & McCann, 2008: 163). Bu ortamlar düşük enerji ve sınırlı su dolaşımıyla karakterizedir; dolayısıyla yumrulu yapı, erken diyajenez sırasında gözenek suyunun etkisiyle gelişen heterojen kristal büyümesini ve çamur-silt matriksinde deformasyonu temsil eder. Bu yumrular arasında bağırsaksı (enterolitik) yapılar yer yer gözlenir (Şekil 2e). Zamanla bu yumrular, mikrobiyal matların etkinliği, gözenek suyu akışı ve yüklenmeye bağlı deformasyon süreçleriyle birlikte bağırsaksı yapılara dönüşebilir; bu yapılar, jips tabakalarında içbükey-dışbükey kıvrımlı, bağırsak benzeri desenler şeklinde görülür ve erken diyajenezle mikrobiyal etkileşimin göstergesidir (Sánchez-Román & ark., 2023: 70; Flinch & Soto,

2020: 17). Bu nedenle yumrulu ve bağırsaksı jips dokuları, çökelme sonrası deformasyon, mikrobiyal etki ve gözenek suyu hareketinin birlikte rol oynadığı dinamik evaporitik bir ortamın varlığını ifade eder. Çalışma alanındaki çökelme ortamı tam olarak göl tabanının altındaki sabkha altı çamurluk zonudur. Burada suyun iyonik doygunluğu yüksek, pH nötre yakın (7–7.5), sıcaklık 30–40°C civarındadır. Bu koşullar, yavaş kristal büyümesi için elverişlidir. Denizli Havzası Kızılyer Formasyonunda (Alçiçek, 2002: 10) bu tip litofasiyes belirtilmiştir.

Selenitik Jips Litofasiyesi

Selenitik jips, levhamsı-prizmatik veya iğnemsî kristalleriyle tanımlanır (Şekil 2e, f). Bu kristaller, genellikle çatlak dolgularında, tabaka aralarında veya damar şeklinde gelişmiştir. Çoğunlukla şeffaf, camsı, yarı saydamdır; kristal boyları birkaç cm’den 10–15 cm’ye ulaşabilir. Bu tip jips, genellikle hiçbir diyajenetik değişime uğramadan tuzlu sudan direk çökelen jipse işaretir (Kendall, 1992: 399). Dolayısıyla bu kristallerin oluşumu erken diyajenez ya da çökelme sonrası kristal yeniden düzenlenmesi ile de ilişkilendirilebilir (Natalicchio & ark., 2021: 8). Özellikle çatlak dolgularında ve tabaka aralarında gelişen tipleri, yüzeylenme ve yeraltı suyu etkisiyle anhidrite ve yeraltı sularının CaSO_4 açısından doygun hale gelmesi ile tekrar ikincil jipse dönüşmüştür. Selenitik jipslerin gelişimi, sabkha sistemlerinde tektonik çatlak ve damar boşluklarında yoğunlaşır. Bu nedenle, çalışma alanındaki selenitik damarların varlığı, yüzeylenme evresinde artan tektonik deformasyonun bir göstergesidir. İğnemsî, prizmatik ya da levhamsı jips kristalleri, çökelme ortamında yüksek derecede kristal büyümesi, nispeten açık ve durgun bir ortam ve genellikle evaporitik koşullar, yani buharlaşmanın önemli olduğu tuzlu havzalar olduğunu gösterir (Orti, 2010: 432). Batı Anadolu Denizli Havzası’nda Miyosen yaşlı evaporit istiflerinde “birincil” jips fasiyesleri arasında iri prizmatik/levhamsı selenit kristalli seviyelerin yaygın olduğu ve

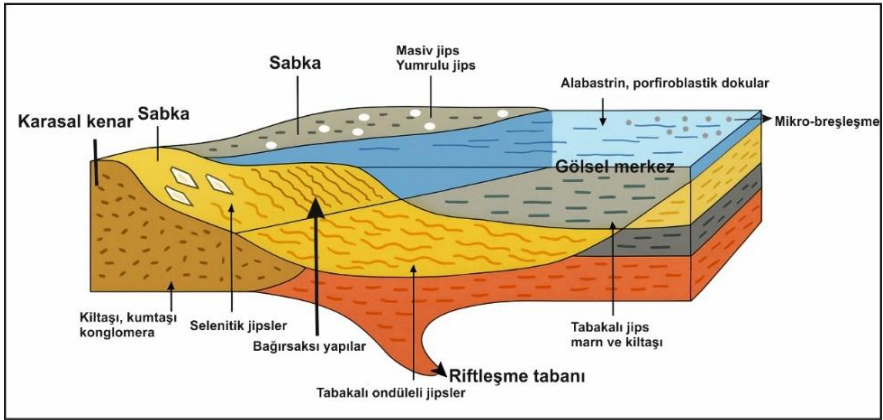
bunların, buharlaşmanın yüksek; su giriş-çıkışının ve kırıntılı girdiğin düşük olduğu, sık ve sakin salin havza koşullarında serbest kristal büyümesiyle (çoğu kez tabana dik gelişen) çökelimi temsil ettiği raporlanmıştır (Alçiçek, Varol & Özkul, 2007: 615). Bunlarla beraber bu tip selenitik jipsler İtalya'daki Messinian yaşlı selenit litofasiyesi ile mikroskopik ve makroskopik düzeyde büyük benzerlik taşır (Caselle & ark., 2022: 378).

Sonuç olarak tüm bu sedimantolojik incelemelere göre; gölün kıyı kesimleri ve dış kuşağında masiv jips fasiyesi hakimken, gölün orta-kenar kuşağı, mevsimsel olarak su derinliğinin azaldığı, gelip giden su düzeyleriyle şekillenen bir geçiş zonunda yumrulu (nodüler) ve enterolitik jips fasiyesleri yaygındır. Gölün merkezi kesiminde durgun su koşulları hâkimdir. Bu alan, düşük enerji seviyeleri ve sürekli su sütunu varlığı nedeniyle ince tabakalı (laminalı) jips-marn aralanmaları ve yer yer mikritik kireçtaşları ile temsil edilir. Bu fasiyesler, birincil çökelim ürünleri olup doğrudan evaporasyonla çökelmiş ince selenitik jips laminasyonları içerir (Tablo 1 ve Şekil 3).

Tablo 1. Çalışma alanındaki jipsli birimlerin merkezden kenara doğru litofasiyes zonlanması

Konum	Fasiyes Tipi	Sedimenter Yapılar	Ortam Yorumu
Göl merkezi	İnce tabakalı laminalı jips marn aralanması	Dalgalı laminasyon, varv benzeri bantlar	Sık, düşük enerjili göl ortamı
Orta-kenar geçiş	Yumrulu jips, marnlı jips	Bağırsaksı yapı, displasif kristaller	Su seviyesi dalgalı sabkha kenarı
Kıyı-sabkha alanı	Masiv jips ve birincil selenit	Alabastrin doku çatlak dolgusu	Kurak, yüksek buharlaşmalı sabkha ortamı

Şekil 3. Çalışma alanına ait jips litofasiyelerinin blok diyagram (göl-sabka ortamı) üzerinde dağılımları



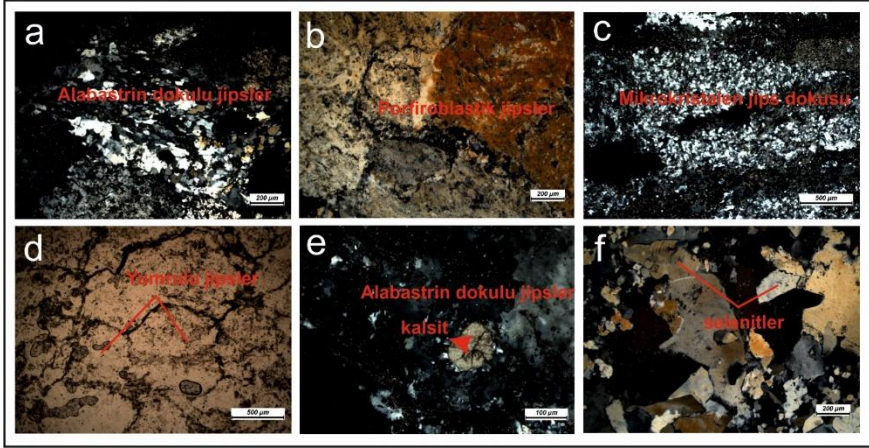
Küçükderbent Formasyonu Jipslerinin Petrografik Özellikleri

Petrografik incekesit analizlerinde jipsler, çok çeşitli doku ve optik özelliklerle temsil edilmektedir. Alabastrin doku incekesitlerde birbirini kesen, yarı saydam mozaik kristallerle karakterizedir (Şekil 4a). Kristaller genellikle 0.1–0.5 mm boyutlarında olup, polarizan mikroskop altında düşük girişim renkleri (birinci dizi gri–sarı) gösterir. Kristal sınırları dalgalıdır ve çoğu zaman belirsizdir; bu, gömülme sırasında yeniden kristallenmenin (recrystallization) etkisini yansıtır (Shearman, 1985: 45; Warren, 2006: 15). Porfiroblastik doku, milimetre–santimetre boyutlu iri jips kristallerinin ince taneli/mozayik (alabastrin) matrisi yeniden kristalleşme sırasında “yutarak” büyümesiyle gelişir (Şekil 4b); bu doku genellikle geç diyajenez koşullarında, özellikle anhidritin meteoritik/yeraltı suyuyla hidratasyonu ya da gömülme-boşalma döngülerindeki çözünme-yeniden çökelme süreçleri sonucu oluşur (Warren, 2006: 15). Kristaller çoğu kez düz kenarlı/iyi biçimlenmiş olup tek yönlü uzanım gösterir; polarizan altında jipste yaygın ikizlenmeler gözlenir ve bunların başlıcaları (100) “kırlangıç

kuyruğu” ve (101) temas/penetrasyon ikizleridir (Cotellucci & ark., 2023: 603). Özetle, söz konusu doku iri, iyi şekillenmiş porfiroblastların ince matrisi tüketerek büyüdüğü geç diyajenezsel yeniden büyümenin tipik göstergesidir. Mikrokristalin masiv doku, ince taneli, şeker taneleri görünümündeki kristallerin yönsüz bir şekilde sıkıca dolduğu alanlarda gözlenmiştir (Şekil 4c). Bu görünüm, tabakalanmanın kaybolduğu, derin gömülmede yeniden kristalleşmenin baskın olduğu jipsleri temsil eder.

Yumrulu dokuda, matris içinde oval–yuvarlak jips kümeleri belirgindir. Bu kümeler optik olarak çevresinden farklı renk ve çift kırılma özellikleri gösterir (Şekil 4d). Yumru sınırlarında çatlaklar boyunca ince kristal dolgular bulunur; bu, displasif büyüme ve hacimsel genişleme sonucunda matriksin deforme olduğunu gösterir (Lawrence & Hardie, 1967: 176; Kendall, 1992: 376). Ayrıca geç diyajenetik evrede karbonatça zengin yeraltı sularının havza içerisine sirkülasyonu kalsit kristallerinin alabastrin dokulu ikincil jipslerle yerdeğiştirmesine neden olmuş (Şekil 4e) ve karbonatlaşma başlamıştır. Optik incelemelerde birincil selenitik jips, iri levhamsı ve prizmatik kristallerden oluşur. Mikroskopta yüksek şeffaflık, belirgin dilinim ve düzlemsel ikizlenme karakteristiktir (Şekil 4f). Bu kristallerin uç kısımlarında genellikle kırık ve yeniden büyüme izleri gözlenir. Bu, anhidritin yüzeylenme evresinde yeraltı suyu etkisiyle yeniden jipse dönüştüğü rehidratasyon sürecini belgelemektedir.

Şekil 4. Çalışma alanı jipslerinin optik özellikleri. a-Alabastrin dokulu ikincil jipsler, b- Porfiroblastik dokulu ikincil jipsler, c- Mikrokristalen dokulu ikincil jipsler, d- Yumrulu ikincil jipsler, e- İkincil jipslerin yerini alan kalsit taneleri, f-Diliniimli özşekilli-yarı özşekilli selenitler



Diyajenez Süreçleri: Faz Dönüşümleri ve Akışkan–Kayaç Etkileşimi

Küçükderbent Formasyonu’ndaki jipsli seviyelerin diyajenez evrimi, jips $\rightleftharpoons$ anhidrit çiftinin kısa ölçekli (mevsimsel–erken gömülme) ve uzun ölçekli (derin gömülme–yüzeyleme) hidrotermal/meteorik salınımlara verdiği tepkilerin bütünüdür; erken gömülmede dehidrasyon ile jipsin anhidrite geçişi, yüzeyleme veya sık gömülme koşullarında rehidratasyon ile anhidritten yeniden jipse dönüşü, tekrarlayan bir faz döngüsü olarak gözlenmektedir (Şekil 5). Bu döngü, alanımızda tabakalı birincil jipsin laminalarının bükülmesi (ondülasyonlar, enterolitik şekiller), yumrulu/displasif kristal büyüme ile matrisin yerinden edilmesi, mozaik (alabastrin) ve porfiroblastik yeniden büyüme dokuları ve çatlak boyunca selenitik damarların oluşumu şeklinde, birbiriyle ilişkili petrografik göstergeler bırakır. Laboratuvar ve saha verileri, jips–anhidrit denge sınırının sıcaklık–aktivite koşullarına duyarlı

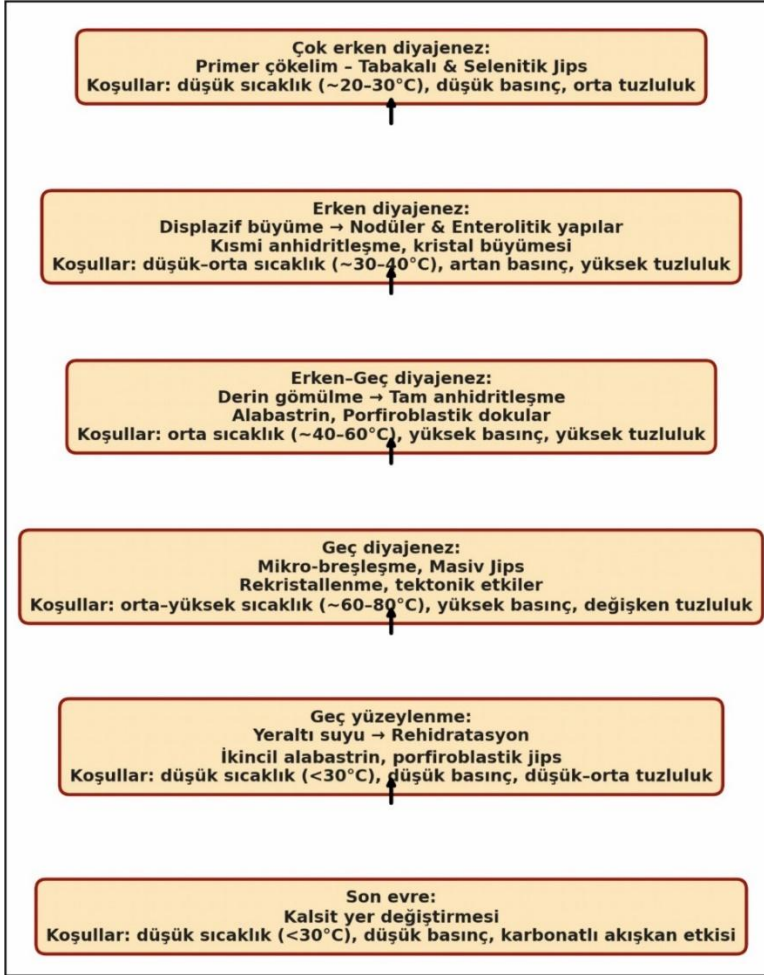
olduğunu; düşük basınçta dahi $\sim 40-60$ °C aralığında anhidritleşmenin başlayabildiğini, su aktivitesi ve tuzluluk (özellikle Ca-SO_4 doygunluğu ve yüksek iyonik güç) arttıkça anhidrit lehine dengenin kaydığını ortaya koyar (Şekil 5); uluslararası klasik çalışmalarla (Lawrence & Hardie, 1967: 178; Shearman, 1985: 46; Kendall, 1992: 379) örtüşen bu çerçeve, gözlediğimiz mikrobreşleşme ve yeniden kristallenme dokularının gömülme-yüzeyleme salınımlarına eşlik eden hacim değişimleriyle (hidrasyon-dehidrasyon) doğrudan ilişkili olduğunu düşündürür. Bu evrim özellikle Batı Anadolu neotektoniğinin (genleşme, normal faylanma) oluşturduğu çatlak-fay ağlarıyla hızlanan meteorik su sirkülasyonu altında belirginleşir; Sivas, Denizli, Tuz Gölü ve Sorbas (İspanya) havzaları örnekleri gibi iç/kenar havzalarında bildirilen rehidratasyon-yeniden kristallenme dizileri ile tam benzerlik gösterir.

Erken diyajenetik evrede, lamine/birincil jips çökeliminin hemen ardından gömülme ile gelen sıcaklık artışı ve iyonik güç (yüksek toplam tuzluluk; Mg/Ca oranındaki değişimler) jipsin kısmi anhidritleşmesi için uygun zemin oluşturur; bu sırada laminalar içinde displasif büyüme ve yumrulu doku başlar; laminaların kıvrılması ve enterolitik (bağırsaksı) şekiller, yerinde büyümenin matris üzerinde yarattığı hacimsel zorlamaların doğrudan ürünüdür.

Bu süreç, Türkiye’de Sivas Havzası (yumrulu-bağırsaksı yapıların çokluğu), Tuz Gölü (lamina bükülmeleri, displasif nodüller) ve Ulukışla (Orta Anadolu) evaporitlerinde ayrıntılı biçimde rapor edilmiştir; Sorbas ve Messiniyen Sicilya örnekleri de benzer bir lamine jips $\rightarrow$ anhidritleşme $\rightarrow$ bağırsaksı/nodülerleşme rotası sergiler. Bu evrede, organik maddece zengin ince kil-marn ara laminalarıyla birlikte mikrobiyal süreçler (sülfat indirgenmesi/oksidasyonu döngüleri) de çökel suyunun kimyasını değiştirerek jips-anhidrit denge çizgisini oynatabilir; mikrobiyal matlara eşlik eden mikrolamina paketleri ve ince, ağsı jips

iğnecikleri (fibro-jerasitik mikrokristaller) literatürde sabkha/göl kenarı örneklerinde betimlenmiştir (Duran & Canbaz, 2023: 423).

Şekil 5. Çalışma alanı jipslerinin diyajenetik gelişimi



Derinleşen gömülme ve süregelen ısı akısı altında, jipsin tam anhidrite geçişi yaygınlaşır; bu evre, incekesitte alabastrin ve yer yer porfiroblastik (iri kristalin, matris yutan) jips dokuların protolikleriyle temsil edilir. Mikro-breş zonları boyunca kırık dolgu anhidrit-jips-kalsit aralanmaları, tektonik titreşimlerle (sismik

pompalama) akışkanların ritmik dolaşımını gösterir; benzer bir karbonatlaşma (jips → kalsit yer değiştirmesi) eğilimi, Delaware (Castile) Formasyonu ve Orta Anadolu iç havzalarında da iyi belgelenmiştir.

Rejimin yüzeyleme fazında, meteorik suların yeniden hâkim olmasıyla rehidratasyon gelişir; çatlak/lamina arası selenitik damar–levhalar (cm–dm ölçekli, cam parlaklığında) oluşur; bu kristaller çoğu kez düzlemsel ikizlenmeler ve iyi gelişmiş dilinimlerle optik mikroskopta seçilir. Alanımızdaki selenitik damarların fay–çatlak izleklerine oturması, geç neotektoniğin akışkan geçişlerini kontrol ettiğini doğrular; aynı tip geç diyajenez damarları Goncalı–Denizli ve İspanya-Sorbas havzalarında da rapor edilmiştir (Warren, 2016: 382).

Küçükderbent Formasyonu Jipslerinin Paleoçökme Koşulları: İklim, Tuzluluk ve Organik Madde Rolü

Küçükderbent Formasyonu jipslerinin fasiyes–doku bileşimi; yarı kapalı, düşük enerjili, sık gölsel–sabkha bir havzada mevsimsel buharlaşma ve sınırlı taze su beslenmesi altında gelişen bir çökme sistemini işaret etmektedir: lamine jips–marn ardalanmaları, yaz–kış salınımını; displasif yumrular ve bağirsaksı yapılar, gömülme sırasında hidratasyon–dehidrasyon kaynaklı hacim değişimlerini; selenitik damarlar ise yüzeyleme–rehidratasyon pencerelerini temsil eder. Bu paleoortam modeli, Ege iç havzalarının (Denizli–Honaz, Denizli-Tavas- Sarayköy, Salihli–Alaşehir, Afyon–Sincanlı–Şuhut ve Dinar, Kütahya-Emet, Uşak-Banaz) Neojen kurak–yarı kurak iklim fazlarında rapor edilen evaporit–marn ardalanmalarıyla ayrıntılı düzeyde örtüşür (Seyitoğlu & Işık, 1996: 75; Helvacı, 1998: 77; Koçyiğit, 2005: 170). Tuz Gölü’nde yapılan S–O izotop çalışmaları (denizel–karasal karışık kaynak, yüksek $\delta^{34}\text{S}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ varyasyonları) benzer mevsimsel tuzluluk dalgalanmalarını göstermiştir; Sivas’ta ise çökellerin

kalınlığı, tekrarlı kuraklaşma evrelerini belgeleyen masiv/laminalı jips istifleriyle desteklenir (Rouchy, 1995: 991; Karacan & Yılmaz, 2000: 79; Karakaya & ark., 2020: 4). Sorbas (İspanya) ve Messiniyen Sicilya’da (Realmonte), Akdeniz’in kısıtlı sirkülasyonu altında gelişen jips–anhidrit döngüleri, Ulubey’deki gölsel ölçekli fakat benzer mekanizmalı (buharlaşma baskın) sistemlere güçlü analoglar sunar.

İklimsel olarak, yaz aylarında artan evaporasyon ve yüksek sıcaklıklar (30–40 °C ve üzeri yüzey suyu; sıg tabanda daha yüksek) ile iyonik güç (özellikle Ca^{2+} – SO_4^{2-} , yüksek toplam salinite) jips doyumuna ulaştırırken, kış–bahar dönemlerinde sınırlı tatlı su girdisi (yerel drenaj–fay kontrollü kaynaklar), organik madde ve ince kil taşınımını artırır; bu, laminalar arası marn/kil bantlarını zenginleştirir, jips tabakalarının içinde marn/kil aralanmalarının oluşmasına ve mikrobiyal mat gelişimine uygun zemin yaratır. İklimsel bağlamda, bu tür ortamlar kurak/yarı kurak iklim rejimlerinin hâkim olduğu dönemlerle örtüşür. Örneğin Messiniyen Evaporitleri’nde yapılan çalışmalarda yüksek frekanslı iklim osilasyonlarının evaporit çökelimini kontrol ettiği gösterilmiştir (Manzi & ark., 2012: 1002). Benzer dinamikler çalışma alanı jipsleri için de geçerli olabilir; mevsimsel döngüler, tuzluluk değişimleri ve çökelim hızları arasında doğrudan ilişki kurulabilir.

Jips-marn aralanmaları içinde gözlenen bitümlü şeyl kırıntıları, düşük oksijenli sıg göl çevresinde mikrobiyal süreçlerin etkin olduğunu gösterir. Bu tür mikrobiyal etkinlikler, sülfat indirgenmesi veya oksidasyonu (PH ve Eh dalgalanmaları) aracılığıyla çözelti kimyasını değiştirebilir ve jips çekirdekleşmesini veya kristal büyümesini etkileyerek çok ince lifsi kristal demetleri oluşturur (Rouchy & Monty, 2000: 210; Jehlicka & ark., 2024: 16). Abu Dhabi sabkhaları (Alsharhan & Kendall, 2010: 192), İspanya-Sorbas ve modern kıyı sabkhaları bu ilişkinin modern–antik spektrumunu sunar. Benzer biyojenik etkiler, Tuz Gölü kenar

sabkhalarında rapor edilen laminasyon–mikrolaminasyon metrikleri ve izotop sapmaları ile de desteklenmektedir.

Havza ölçeğinde tektonik kontrol, sadece drenajı kapatıp buharlaşmayı güçlendirmekle kalmamış, akışkan geçiş yollarını (fay–çatlak, karstik süreksizlikler) belirleyerek diyajenez zamanlamasını da yönetmiştir. Çalışma alanında saptadığımız iğnemsili-levhamsı selenitik damarlar ve mikro-breş dolguları, geç neotektonik hareketlerle tetiklenen meteorik su girişlerinin (rehidratasyon pencereleri) göstergesidir; Denizli-Honaz ve Kızılyer Formasyonlarında (Alçıçek, 2002:10; Gündoğan, Helvacı & Sözbilir, 2008: 57; Gireson, 2013: 7) ve Manisa-Alaşehir’de (Özgür & Anılır, 2019: 3; Şen, Karaağaç & Erbil, 2024: 27) aynı dönemsellikte gelişen damar–yeniden kristallenme setleri bağıntılı sonuçlar vermiştir. Bölgesel karşılaştırmalar, İç Anadolu’da (Ulukışla–Bala alt havzaları) gölssel/denizel geçişli sistemlerde de benzer evaporit–marn ritimleri ve diyajenez imzaları bulunduğunu ortaya koyar (Keskin & ark., 2017: 237); bu, iklim–tektonik–hidrojeoloji üçlüsünün evaporitlerde “faz kararsızlığı/geri dönüşümlülük” üretme kapasitesinin geniş ölçekte ortak olduğunu düşündürür.

Sonuçlar

(1) Litofasiyes–süreç ilişkisi: Ulubey-Küçükderbent Formasyonu lamine–yumrulu–masiv–selenitik jips birlikteliği, ilksel çökelim (lamine), erken gömülme anhidritleşmesi ve displasif büyüme (yumrulu/bağırsaksı), derinleşen gömülmede yeniden kristallenme (alabastrin–porfiroblastik masiv), ve yüzeylenmede rehidratasyon (selenitik damarlar) şeklinde okunabilen, çok aşamalı bir jeokimyasal–fiziksel evrimi temsil eder; bu evrim, Sivas, Tuz Gölü, Denizli-Honaz ve Sorbas-Messiniyen Sicilya gibi analog alanlardaki ayrıntılı betimlemelerle güçlü biçimde tutarlıdır.

(2) İklim–hidroloji: Yarı kurak iklim fazlarında mevsimsel buharlaşma ve sınırlı taze su beslenmesi jips doyumunu sağlayan başlıca itici güçlerdir; organik madde ve mikrobiyal matlar çökelim–erken diyajenez eşiklerini hassaslaştırarak laminasyon mimarisini, izotop imzalarını ve kristal morfolojisini belirgin biçimde etkiler; bu rol, modern sabkha ve Tuz Gölü benzerleriyle desteklenmektedir.

(3) Tektonik–akışkan kontrolü: Neotektonik normal faylanma havza drenajını kapatıp evaporasyonu arttırmakla kalmamış; fay–çatlak koridorları boyunca meteoroik su sirkülasyonunu hızlandırarak rehidratasyon ve karbonatlaşma (jips → kalsit) gibi geç süreçleri kolaylaştırmıştır; Delaware (Castile) ve Ege iç havzaları karşılaştırmaları, mikro-breşleşme ve damar dolgu dizilerini benzer jeodinamik tetikleyicilerle açıklar.

Kaynakça

Alçıçek, H. (2002). *Sedimentological investigation of Kızılyer Evaporites (Denizli, SW Anatolia)* [Unpublished master's thesis]. Pamukkale University, 65 pp.

Alçıçek, H., Varol, B., & Özkul, M. (2007). Sedimentary facies, depositional environments and palaeogeographic evolution of the Neogene Denizli Basin (SW Anatolia, Turkey). *Sedimentary Geology*, 202(4), 596–637.

Alsharhan, A. S., & Kendall, C. G. St. C. (2003). Holocene coastal carbonates and evaporites of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues. *Earth-Science Reviews*, 61(3–4), 191–243.

Al-Juboury, A. I., & McCann, T. (2008). The Middle Miocene Fatha (Lower Fars) Formation, Iraq. *GeoArabia*, 13(3), 141–174.

Aslan, İ., & Altay, T. (2021). Banaz Havzasındaki (Uşak, B-Türkiye) Neojen yaşlı sedimanter birimlerin mineralojik ve jeokimyasal özellikleri. *Afyon Kocatepe University Journal of Science and Engineering*, 21, 449-461.

Aydın, A. (1996). *Uşak–Banaz yörelerinin jeolojisi ve kömür olanakları* (MTA Rapor No. 10260). Ankara: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü.

Bourillot, R., Vennin, E., Rouchy, J.-M., Durlet, C., Rommevaux, V., Kolodka, C., & Knap, F. (2010). Structure and evolution of a Messinian mixed carbonate-siliciclastic platform: The role of evaporites (Sorbas Basin, SE Spain). *Sedimentology*, 57(2), 477–512.

Bozkurt, E. (2001). Neotectonics of Turkey—A synthesis. *Geodinamica Acta*, 14(1–3), 3–30.

Butler, G. P., Harris, P. M., & Kendall, C. G. St. C. (1982). Recent evaporites from the Abu Dhabi coastal flats. In C. R. Handford, R. G. Loucks, & G. R. Davies (Eds.), *Depositional and Diagenetic Spectra of Evaporites* (Core Workshop No. 3, pp. 33–64). Tulsa, OK: SEPM (Society for Sedimentary Geology).

Caselle, C., Pastero, L., Cavagna, S., & Bonetto, S. (2022). *Preliminary Mineralogical Characterization of Branching Selenite Gypsum: New Insights for the Paleoenvironmental Reconstruction and Mechanical Characterization. Minerals, 12*(3), 378.

Cotellucci, A., Otálora, F., Canals, À., Criado-Reyes, J., Pellegrino, L., Bruno, M., Aquilano, D., García-Ruiz, J. M., Dela Pierre, F., & Pastero, L. (2023). 101 contact twins in gypsum experimentally obtained from calcium carbonate enriched solutions: Mineralogical implications for natural gypsum deposits. *Journal of Applied Crystallography, 56*, 603-610.

Çakmakoglu, A. (1986). *Çivril–Banaz–Sandıklı–Dinar arasındaki bölgenin jeolojisi* (MTA Rapor No. 8062, 28 s.). Ankara: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü.

Decima, A., & Wezel, F.-C. (1971). Osservazioni sedimentologiche e stratigrafiche sui gessi messiniani della Serie gessoso-solfifera in Sicilia. *Rivista Mineraria Siciliana, 22*(132–136), 13–95.

Dedic, Ž., Ilijanić, N., & Miko, S. (2018). A mineralogical-petrographical study of evaporites from Mali Kukor, Vranjkovići and Slane Stine quarry (Upper Permian evaporites from Dalmatia, Croatia). *Geologia Croatica, 71*(1), 19–28.

Delikan, A., Bozdağ, A., & Karakaya, N. (2017). Structural properties of the Neogene evaporite deposits in the south of Tuz Gölü Basin, Turkey. *Proceedings of the Geobalkanica Conference 2017*.

Duran, Z., & Canbaz, O. (2023). Economically the Sivas Basin natural anhydrite potential, reserve estimation and geochemical characteristics, Central Anatolia, Türkiye. *Çukurova Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi*, 38(2), 421–431.

Ercan, T., Dinçel, A., Günay, E., & Türkcan, A. (1977). *Uşak yöresinin jeolojisi ve volkanitlerinin petrolojisi* (MTA Rapor No. 6354). Ankara: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü.

Ercan, T., Dinçel, A., Metin, S., Türkecan, A., & Günay, E. (1978). Uşak yöresindeki Neojen havzalarının jeolojisi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 21, 97–106.

Ersoy, E. Y., Çemen, İ., Helvacı, C., & Billor, Z. (2014). Tectono-stratigraphy of the Neogene basins in Western Turkey: Implications for tectonic evolution of the Aegean extended region. *Tectonophysics*, 635, 33–58.

Flinch, J. F., & Soto, J. I. (2022). Structure and Alpine tectonic evolution of a salt canopy in the western Betic Cordillera (Spain). *Marine and Petroleum Geology*, 143, 105782.

Gireson, K. (2013). *Kızılyer (Denizli) jips ve dolomitlerinin jeomekanik özelliklerinin araştırılması* (Yüksek lisans tezi). Pamukkale Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Denizli, Türkiye.

Gündoğan, İ., Helvacı, C., & Sözbilir, H. (2008). Gypsiferous carbonates at Honaz Dağı (Denizli): First documentation of Triassic gypsum in western Turkey and its tectonic significance. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32(1), 49–65.

Lawrence & Hardie, L. A. (1967). The gypsum–anhydrite equilibrium at one atmosphere pressure. *American Mineralogist*, 52, 171–200.

Hardie, L. A., Smoot, J. P., & Eugster, H. P. (1978). Saline lakes and their deposits: A sedimentological approach. In A. Matter & M. E. Tucker (Eds.), *Modern and Ancient Lake Sediments* (pp. 7–41). Oxford, UK: Blackwell.

Helvacı, C., & Ortı, F. (1998). Sedimentology and diagenesis of Miocene colemanite–ulexite deposits (western Anatolia, Turkey). *Journal of Sedimentary Research*, 68(5), 1021–1033. Doi:10.2110/jsr.68.1021

Helvacı, C. (1998). The Beypazarı trona deposit, Ankara Province, Turkey. In *Proceedings of the First International Soda Ash Conference* (Vol. 2, pp. 67–103). Laramie, WY.

Jarzyna, A., Bąbel, M., Ługowski, D., & Vladi, F. (2022). Petrographic record and conditions of expansive hydration of anhydrite in the recent weathering zone at the abandoned Dingwall gypsum quarry, Nova Scotia, Canada. *Minerals*, 12(1), 58. Doi:10.3390/min12010058

Jehlicka, J., Oren, A., Vitek, P., & Wierzbos, J. (2024). Microbial colonization of gypsum: From the fossil record to the present day. *Frontiers in Microbiology*, 15, 1397437.

Kangal, Ö., Erdem, N. O., & Varol, B. (2017). Depositional stages of the Eğribucak inner basin (Terrestrial to marine evaporite and carbonate) from the Sivas Basin (Central Anatolia, Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 26 (2), 81-101.

Karacan, E., & Yılmaz, I. (2000). Geotechnical evaluation of Miocene gypsum from Sivas (Turkey). *Geotechnical & Geological Engineering*, 18(2), 79–90.

Karakaya, M. Ç., Bozdağ, A., Ercan, H. Ü., & Karakaya, N. (2020). The origin of Miocene evaporites in the Tuz Gölü Basin (Central Anatolia, Turkey): Implications from strontium, sulfur and

oxygen isotopic compositions of the Ca-sulfate minerals. *Applied Geochemistry*, 120, 104682.

Kendall, A. C. (1992). Evaporites. In R. G. Walker & N. P. James (Eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Change* (pp. 375–409). St. John's, NL: Geological Association of Canada.

Keskin, Ş., Şener, M., Şener, M. F., & Öztürk, M. Z. (2017). Depositional environment characteristics of Ulukışla evaporites, Central Anatolia, Turkey. *Carbonates and Evaporites*, 32(2), 231–241.

Kinsman, D. J. J. (1969). Modes of formation, sedimentary associations, and diagnostic features of shallow-water and supratidal evaporites. *AAPG Bulletin*, 53(4), 830–840.

Koçyiğit, A., Yusufoglu, H., & Bozkurt, E. (1999). Evidence from the Gediz Graben for episodic two-stage extension in western Turkey. *Journal of the Geological Society*, 156(3), 605–616.

Koçyiğit, A. (2005). The Denizli graben-horst system and the eastern limit of western Anatolian continental extension: Basin fill, structure, deformational mode, throw amount and episodic evolutionary history, SW Turkey. *Geodinamica Acta*, 18(3–4), 167–208.

Manzi, V., Gennari, R., Lugli, S., Roveri, M., Scafetta, N., & Schreiber, B. C. (2012). High-frequency cyclicity in the Mediterranean Messinian evaporites: Evidence for solar–lunar climate forcing. *Journal of Sedimentary Research*, 82(12), 991–1005.

Natalicchio, M., Pellegrino, L., Clari, P., Pastero, L., & Dela Pierre, F. (2021). Gypsum lithofacies and stratigraphic architecture of a Messinian primary gypsum succession (Italy). *Sedimentary Geology*, 425, 106009.

Orti, F., & Rosell, L. (2014). Evaporite systems and diagenetic patterns in the Calatayud Basin (Miocene, central Spain). *Sedimentology*, 47(3), 665–685. Orti, F., & Rosell, L. (2000). Evaporite systems and diagenetic patterns in the Calatayud Basin (Miocene, central Spain). *Sedimentology*, 47(3), 665–685.

Orti, F. (2010). *Selenite facies in marine evaporites: A review*. In C. G. S. C. Kendall & A. S. Alsharhan (Eds.), *Quaternary carbonate and evaporite sedimentary facies and their ancient analogues* (IAS Special Publication 43, pp. 431-464). Oxford, UK: Wiley-Blackwell.

Özgür, N., & Anılır, E. Y. (2019). Hydrogeological conceptual model of geothermal waters in Baklacı (Alaşehir, Manisa), Western Anatolia, Turkey. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 362, 012007.

Pekuz, F. (1998). Denizli–Honaz yöresindeki Neojen evaporitlerinin sedimantolojik özellikleri. Yüksek lisans tezi, Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.

Peryt, D., Gedl, P., & Peryt, T. M. (2020). Marine transgression(s) to evaporite basin: The case of Middle Miocene (Badenian) gypsum in the Central Paratathys, SE Poland. *Journal of Palaeogeography*, 9, 16.

Rosell, L., Orti, F., Kasprzyk, A., Playa, E., & Peryt, T. M. (1998). Strontium geochemistry of Miocene primary gypsum: Messinian of southeastern Spain and Sicily and Badenian of Poland. *Journal of Sedimentary Research*, 68(1), 63–79.

Rouchy, J.-M. (1995). Deep-water resedimentation of anhydrite and gypsum deposits in the Middle Miocene Belayim Formation of the Red Sea (Egypt). *Sedimentology*, 42(5), 979–994.

Rouchy, J.-M., & Monty, C. (2000). Gypsum microbial sediments: Neogene and modern examples. In R. E. Riding & S. M.

Awramik (Eds.), *Microbial Sediments* (pp. 209–216). Berlin, Germany: Springer.

Rouchy, J.-M., & Caruso, A. (2006). The Messinian salinity crisis in the Mediterranean Basin: A reassessment of the data and an integrated scenario. *Sedimentary Geology*, 188–189, 35–67. Doi: 10.1016/j.sedgeo.2006.02.005

Sánchez-Román, M., del Buey, P., Sanz-Montero, M. E., et al. (2023). Sabkha and salina dolomite preserves the biogeochemical conditions of its depositional paleoenvironment. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 356, 66–82.

Schreiber, B. C. (Ed.). (1988). *Evaporites and Hydrocarbons*. New York, NY: Columbia University Press.

Schreiber, B. C., & El-Tabakh, M. (2000). Deposition and early diagenesis of evaporites. *Sedimentology*, 47(S1), 215–238. Doi: 10.1046/j.1365-3091.2000.00003.x

Seyitoğlu, G., & Scott, B. C. (1996). Age and nature of the Cenozoic extensional tectonics in western Turkey. *Journal of Geodynamics*, 22(1–2), 145–153.

Seyitoğlu, G., & Işık, V. (2009). Late Cenozoic extensional tectonics in western Anatolia: Exhumation of the Menderes core complex and formation of related basins. *Geological Society, London, Special Publications*, 311(1), 207–227.

Shearman, D. J. (1985). Syndepositional and late diagenetic alteration of primary gypsum to anhydrite. In B. C. Schreiber & H. L. Harner (Eds.), *Proceedings of the Sixth International Symposium on Salt* (Vol. 1, pp. 41–50). Alexandria, VA: The Salt Institute.

Şen, F., Karaağaç, S., & Erbil, Ü. (2024). Evidence for high-angle origin of the Alaşehir detachment fault and layer-parallel

shortening during Miocene time in Alaşehir Graben, Western Anatolia. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration (Maden Tetkik ve Arama Dergisi)*, 67(1), 17–50.

Şengör, A. M. C., Görür, N., & Şaroğlu, F. (1985). Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In K. T. Biddle & N. Christie-Blick (Eds.), *Strike-Slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation* (SEPM Special Publication No. 37, pp. 227–264). Tulsa, OK: SEPM.

Şentürk, M. (2017). *Banaz (Uşak) Neojen Havzasının jeolojisi ve kömür potansiyeli* [Doktora tezi, Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü]. Isparta. 126 s.

Türkmen, İ., & Özkul, M. (1999). Sedimentology and evaporite genesis of Neogene continental sabkha–playa complex, Karakeçili Basin, Central Anatolia, Turkey. *Carbonates and Evaporites*, 14, 21–31.

Warren, J. K. (2006). *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*. Berlin: Springer.

Warren, J. K. (2016). *Evaporites: A geological compendium* (Second edit). Cham: Springer.

KARBONAT YOKUŞ ORTAMLARI

Aslı KARABAŞOĞLU⁵

Giriş

Güncel karbonat çökel oluşumu, çökelme ortamlarının su derinliği, coğrafik dağılımları ile ortamın fiziksel, kimyasal ve biyolojik özellikleri gibi etkenler tarafından denetlenir. Karbonat mineralleri, kimyasal ve biyokimyasal tepkimelerin ürünü olarak oluşurlar. Fiziksel etkenler, genellikle hidrolojik koşulları kapsar ve dolaylı olarak karbonat çökelimini etkiler.

Çoğu karbonat rezervuar kayası deniz kökenlidir; dolayısıyla, bireysel çökelme ortamlarının tanımlanması, deniz ortamını ayrı alt ortamlar olarak ayırt edilebilecek kadar belirgin özelliklere sahip daha küçük bölümlere ayırmakla mümkündür. Kıyı kumulları, genellikle plaj ve kıyı deniz ortamının bir parçası oldukları için dahil edilir. Oşinograflar, deniz ortamını neritik, batiyal ve abisal bölgeler gibi ekolojik bölgelere ayırmak için keyfi su derinliklerini kullanmışlardır. Ancak bu derinlik bölgeleri kaya kayıtlarında tanımlanamaz (Ahr, 2008).

⁵ Dr. Öğretim Üyesi, Afyon Kocatepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Orcid: 0000-0001-6980-0194

Karbonat platformu, çökme alanında tortulların birikmesiyle oluşan büyük bir yapıdır. Bu tür yapılar birkaç kilometre kalınlığında olabilir, yüzlerce kilometrekarelik bir alanı kaplayabilir ve üst üste yığılmış karbonat yokuşları ve/veya düz tepeli platformlardan oluşabilir (James, 1978).

Karbonat fasiyesleri Wilson (1975) tarafından doku, tane tipi, sedimanter yapı ve canlı topluluğu özelliklerine göre zonlara bölünmüş ve bu standart mikrofasiyes kavramı olarak geliştirilmiştir. Ahr (1985) tarafından ise şelfler ve yokuşlar üzerinde çökme modelleri oluşturularak modifiye edilmiştir. Bu çalışmadaki yedi standartlaştırılmış istif bazı değişkenlere izin verecek şekilde tasarlanmış ve irdelenmiştir. Örneğin plaj-kumul istifleri ana karadan kopuk ya da ana karaya bağlı olabilir. Ya da gelgit düzlüklerinin gelgit arası zonunda geniş ölçüde kanallar bulunabilir ya da bulunmayabilir. Bu değişkenler ışığında yedi bölümde karbonat yokuşları derlenmiştir.

Ahr (2008)'e göre karbonat yokuşları ve şelfler 7 alt bölüme ayrılır, Bunlar; (1) kumullu veya kumulsuz bağlı veya ayrılmış plaj çevresi (veya bariyer adası); (2) gelgit düzlüğü ve buna bağlı lagünler veya bitişik gelgit altı sular; (3) ayrılmış bariyer adalarının arkasındaki lagün çevresi (kumsallar ve kumullar dahil); (4) sık gelgit altı (neritik ortam); (5) Yamaç (eğim)-kırılma ortamı; (6) yamaç ortamı; ve (7) havza ortamı.

Plaj-kumul ortamı; Plajlar, anakara ile deniz arasındaki sınırı belirler veya lagünlerle anakaradan ayrılabilirler. Anakaradan doğrudan denize uzanan plajlar, anakaranın uzantıları oldukları için bağlı plajlar olarak adlandırılır. Lagünlerle anakaradan ayrılanlar ise ayrık plaj-kumul kompleksleri veya basitçe bariyer adalarıdır. Kumullar genellikle karbonat ortamlarında plajların hemen yukarısında bulunurlar, ancak tortu kaynağı sınırlıysa, eolianitler iç kesimlere göç ederse veya rüzgarlar düzenli olarak plajlardaki kumu

hareket ettirecek kadar güçlü değilse, kumullar olmayabilir. Eski plajlar ve kumullardaki bazı rezervuarlar, çökelme özellikleri hakkında bilgi eksikliği nedeniyle muhtemelen fark edilmeden kalmıştır.

Plaj ortamı, sedimantolojik açıdan üç ana bölüme ayrılmaktadır: alt kıyı, orta kıyı ve üst kıyı bölümleri. Bu bölümlere ait çevresel özellikler, hidrodinamik rejime ve bölgesel iklimsel kontrollere sıkı sıkıya bağlıdır. Kıyı şeridi sedimanter süreçlerini yönlendiren temel öge, açık okyanus kaynaklı dalga enerjisidir. Dalgalar, rüzgârın su yüzeyini süpürmesi sırasında gerçekleşen momentum transferi ile oluşur. Rüzgâr sistemleri, bir yandan küresel atmosferik sirkülasyonun ayrılmaz bir parçası iken, diğer yandan alçak basınç sistemleriyle ilişkili tropikal fırtınalar veya yüksek basınç cephelerine eşlik eden bölgesel iklim olaylarından da kuvvetle etkilenir. Rüzgârdan suya transfer edilen momentum miktarı ve bunun sonucunda gelişen dalga iklimi, öncelikle üç faktörle belirlenir. Bunlar; Rüzgârın su yüzeyinde etkili olduğu mesafe, rüzgârın esme süresi ve rüzgârın hızı. Uzun mesafelerde, uzun süre yüksek hızda esen fırtına rüzgarları, kırıcı bölgede önemli yüksekliklere ulaşabilen büyük dalgalar üretir. Bu dalgalar, kıyı şeridindeki morfolojiyi ve sediman taşınımını şekillendiren birincil dinamik faktördür.

Derin su ortamlarında, okyanus dalgaları enine kesitlerinde sinüzoidal profil sergilerler. Bu derin su kabarmaları, deniz tabanı ve derin deniz sedimanları üzerinde ihmal edilebilir bir etkiye sahiptir. Ancak, dalgalar sıkı sulara yaklaştıkça, her dalganın altındaki su kolonunda gözlemlenen dairesel salınım hareketi, eliptikleşerek bir dönüşüme uğrar. Bu dönüşüm, dalgaların sırasıyla tekil dalgalara, kırılan dalgalara ve son olarak da kıyı akıntılarına evrilmesiyle sonuçlanır. Aşırı dikleşen tekil dalgalar, kırıcı bölge içerisinde kırılır ve eğimli kumsal yüzeyine doğru ilerler. Kumsala kırılan dalgaların kütlesi, geri akış olarak yokuş aşağı geri döner. Kırıcı bölgeden

geçtikten sonra denize doğru geri dönen su, kıyıya paralel uzanan bir kıyı akıntısı oluşturarak yanal yönde kademeli olarak hareket eder. Bu akıntı sistemi, bazen suyu kıyıya dik yönde taşıyan ve yüksek hızlara ulaşabilen rip akıntılarını oluşturacak şekilde hızlanabilir. Bu rip akıntıları, kıyı şeridine dik olarak hareket eden yoğun su boşalım kanallarıdır. Plaj ortamları, iyi hava koşullarında dalgaların hareketinin, dalgaların dibe değmeye ve gevşek tortularla etkileşime girmeye başladığında oluşturduğu salınım hareketiyle tortuları hareket ettirdiği su derinliklerine kadar uzanır. Bu salınım hareketinin, kum büyüklüğündeki tortuları hareket ettirecek kadar yeterli hızla dibe ulaştığı derinlik, diğer faktörlerin yanı sıra tanecik boyutu, dalga iklimi ve plaj eğimine bağlıdır.

Plaj dizisinin en alt bölümü alt kıyı bölgesi olarak adlandırılır ve bu bölge, üzerinden geçen airy dalgalarının salınım hareketi ve dipte yaşayan canlıların kazma hareketleri ile şekillenir. Orta kıyı yüzü ortamında, salınım dalga hareketinden ziyade tek yönlü akıntılar görülür. Akıntılar, dalgalar tarafından dolaylı olarak oluşur ve kıyı akıntıları olarak bilinir. Dalga iklimi ve bunun sonucunda oluşan kıyı akıntılarının gücüne bağlı olarak, yaklaşık 1 ila 4 veya 5 m arasında değişen su derinliklerinde bar-trough topografyası oluştururlar. Üst kıyı ortamı, eğimli plaj yataklarının olduğu dalgaların kırıldığı bölgedir. Bu bölgede fırtınalar ve bunlara eşlik eden yüksek gelgitler ve büyük dalgalar, kumullar varsa, üst kıyı yüzeyinin iç kesimlerinde ve bitişik kumulların önünde bir fırtına seti oluşturabilir.

Karbonat kumulları genellikle plajlara bitişik kıyı bölgelerinde bulunur, çünkü plajlar bunların sediman kaynağıdır. Ancak, deflasyon karbonat tanelerini ortaya çıkararak veya parçalayarak onları kayan kumullara beslediğinde, kumullar iç kesimlere doğru onlarca kilometre göç edebilir (Abegg ve diğ., 2001). Buna karşılık, silisiklastik çöl eoliyanitleri kıyı kum kaynağına bağlı olmadıkları kıta ortasında da oluşabilirler.

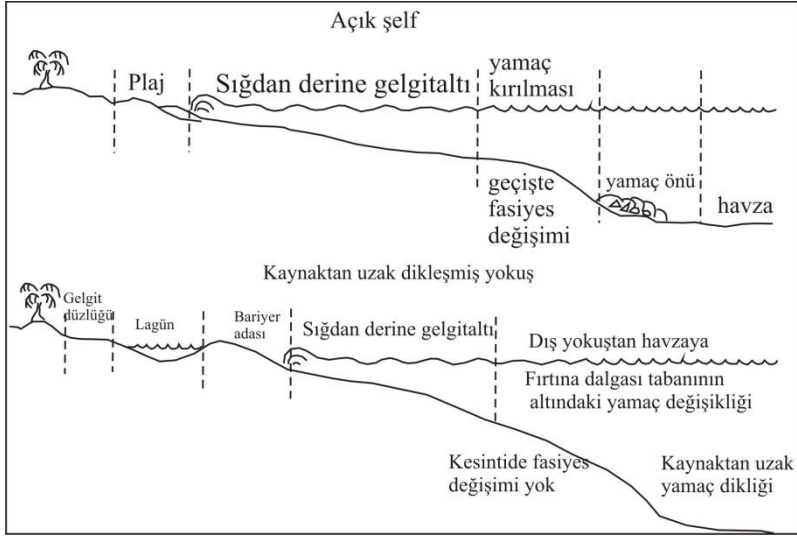
Eolinitleri oluşturan karbonatların büyük kısmı Heterozoan (resif yapmayan farklı organizmaların oluşturduğu) bileşime sahiptir. Bu baskın olarak ılıman ve subtropikal karbonat bölgelerinde, düşük karasal sediman girdisinin olduğu yerlerde üretildiği anlamına gelir. Birçok bölgede büyük eolinit birimleri, karasal sedimanlardan oluşan kıyı çökellerinin üzerinde yer alır. Bu dizilimler, Kuaterner boyunca karasallığa yönelen eğilimin ve selflere karasal sediman tedarikindeki azalmanın, karbonat üretimini ve eolinit çökmesini artırdığını göstermektedir (Brooke, 2001).

Gelgit düzlüğü ve Lagün ortamı; Bu ortamlar açık okyanus dalgalarından ve akıntılardan korundukları için kireç çamuru ağırlıklı ortamlardır. Gelgit düzlükleri, çamur hakim sistemler oldukları için tortul porozite oluşumu için sınırlı bir potansiyel sunar. Basra Körfezi gibi kurak iklimlerdeki gelgit düzlükleri genellikle evaporit tortuları içerir; Bahamalar'daki Andros Adası gibi nemli iklimlerdeki gelgit düzlükleri ise içermez. Bu düşük enerjili düzlüklerde, taneli tortuları yoğunlaştıran dalgalar ve güçlü akıntılar yoktur ve bu alanlar resif organizmalarının büyümesi için elverişsiz yerlerdir; sonuç olarak, tortul gözeneklilik gelgit kanallarında taneli tortu birikimlerinin olduğu küçük alanlarla ve fenestral gözenekliliğin yaygın olduğu bölgelerle sınırlıdır. Fenestral gözeneklilik, esas olarak kireç çamurunun kurumamasından ve kısmen de alg matlarının ayrışmasından oluşur. Gelgit düzlükleri üç bölgeye ayrılabilir: (1) lagüner veya açık okyanus ortamları (gelgit altı bölgesi); (2) açık su ile kara arasındaki, gelgit arası bölge; ve (3) normal yüksek gelgit seviyesinin üzerindeki alan gelgit üstü bölge.

Gelgit altı veya gel-git düzlüğünün fizyografisine bağlı olarak bir bariyer arkasında göllenmiş bir lagün ya da açık okyanusun sığ bir uzantısı olabilir. Kısıtlanmış sirkülasyon ve kurak iklim, evaporitlerin çökmesi ve nispeten düşük oranlarda kireç çamuru birikimi ile sonuçlanır. Açık sirkülasyon ve nemli iklim ise

evaporit çökelişini sınırlar ancak kireç çamuru birikimini destekler (Ahr, 2008).

Şekil 1: Açık şelfler ve kaynaktan uzak dikleşmiş yokuşlarda fasiyes değişimleri (Ahr, 2008)



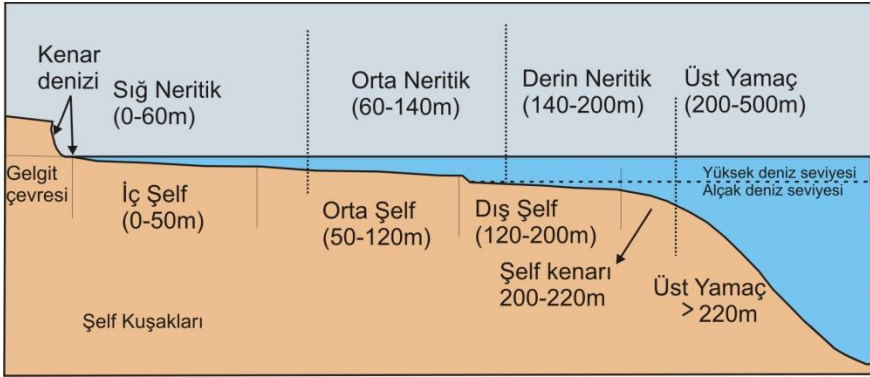
Kaynak: Ahr. W. M (2008)

Sığ gelgit altı (Neritik ortam); Kıtasal şelfler ve diğer neritik ekosistemler okyanusların toplam alanının nispeten küçük ancak ekolojik açıdan önemli bir bölümünü oluşturur. Neritik ekosistemin alt sınırı olarak 200 m derinliği kullanan Sverdrup ve diğ. (1962) tüm okyanus alanının %7.6'sının neritik habitat olarak kabul edilebileceğini öngörmüştür. Sığ gelgit altı ortamı, batimetrik olarak şelflerde (kıta sahanlığında) en düşük gelgit seviyesinden şelf eğiminin kırıldığı yere ve en düşük gelgit seviyesinden dış yamaça kadar uzanan bölge olarak tanımlanır. Karbonat yokuşları çoğu araştırmacı tarafından iç, orta ve dış yokuş olarak ayrılmaktadır (Burchette ve Wright, 1992). Plaj-kumul, gel-git düzlüğü ve lagün ortamı, iç yokuş ortamının yukarı eğim kenarının parçalarını oluşturmaktadır. Bu yokuş bölümlerini birbirinden ayıran belirli bir

derinlik tanımı yoktur. Orta yokuş ortamı daha düşük taksonomik çeşitlilik, daha düşük tane ve çamur oranı ve daha az yama resifi ile karakterize edilmesi bakımından iç yokuş ortamından ayrılır. Bunun yanı sıra orta yokuş fasiyesleri yaygın olarak yamaç veya havzadan ziyade sığ, açık okyanusun tipik özelliklerini yansıtan organizmaları, sedimanter yapıları ve çökelme dokularını içerir; bu nedenle hem iç hem de orta yokuş ortamları sığ neritik ortama dahil edilebilir. Resifler de dahil olmak üzere yüksek taksonomik çeşitlilik orta yokuş ortamının karakteristik özellikleridir. Dış yokuş ortamı batiyal ortamda yer alabilir. Dış yokuş havza ortamına geçişi sağlayan derin su geçişini temsil eder. Dolayısıyla, açık şelflerdeki üst yamaç ortamına biraz benzeyebilir; fakat dış rampa ortamı, kenarlı (rimmed) şelflerdeki yamaç ortamından çok farklıdır. Çünkü yokuşlarda belirgin eğim kırılmaları (slope breaks) yoktur ve dolayısıyla çamur akmaları, kaya düşmeleri, döküntü akıntıları ve benzeri yerçekimi kaynaklı yamaç çökellerine yol açan denizaltı kütle hareketlerine eğilim göstermezler. Yokuşlar ve bazı açık şelfler bu tür çökel tiplerinden yoksundur. Yokuşlar ve şelflerdeki karbonat çökelişini, ortamın hidrodinamiği, temel olarak dalga ve akıntı enerjisi miktarı, besin içeriği, tuzluluk, sıcaklık ve su berraklığı. Sığ alt gel-git ortam hem yokuşlarda hem de şelflerde mevcuttur; ancak kenarlı (rimmed) şelfler ile yokuşlardaki fasiyesler birbirinden farklıdır. Rampaların ve açık şelflerin iç kısımları gelen okyanus dalgalarına ve fırtınalara karşı korumasızken, kenarlı şelf içleri, şelf kırılmasındaki (slope break) kenar yapısı tarafından korunur. Karbonat üretkenliği ve taksonomik çeşitlilik; batimetriye, iklime ve hidrolojik özelliklere bağlıdır. Tropikal iklimlerde optimum karbonat üretimi, yaklaşık 10 metre derinliğe kadar uzanır ve sediment üretiminin maksimum derinliği yaklaşık 200 metredir (Wilson, 1975). Ilıman okyanuslarda ise karbonat üretimi 100 metre derinliğe kadar ulaşabilir; çünkü ılıman karbonat fabrikasındaki üretkenlik, James (1997) tarafından diğerlerinin yanı sıra

ekinodermiler (derisi dikenliler), briyozonlar, foraminiferler ve kırmızı algler gibi soğuk su topluluklarını tanımlamak için türetilen bir terim olan heterozoonlara dayanır. Tropikal ve ılıman iklimlerdeki iç yokuş ortamı; tane bakımından zengin sedimentler, birim alan başına çok sayıda bentik organizmaya, yama resifi büyümesi için iyi bir potansiyele ve genellikle yüksek taksonomik çeşitliliğe sahiptir.

Şekil 2. Şelf üzerinde neritik ortamlar



Kaynak: James, N.P., Bone, Y. (2011)

Yamaç (Eğim) Kırılma Ortamı

Batimetrik haritalar karbonat şelflerinin, 10 m veya daha az derinliklerde eğim kırılmalarına sahip olduğunu göstermektedir. Tropikal kenarlı şelflerdeki eğim kırılmaları, yüksek karbonat üretkenliğine ve yüksek taksonomik çeşitliliğe sahiptir. Kenarlı ve açık şelflerin temel bir özelliği, şelf-yamaç kırılmalarının, bu kırılmaya paralel uzanan kalıcı ve belirgin fasiyes değişimlerine sahip olmasıdır. Bu özellik, hem kenarlı hem de açık şelfleri, eğimdeki ani değişimlere paralel fasiyes değişimleri göstermeyen distal olarak dikleşmiş yokuşlardan ayırır. Distal olarak dikleşmiş yokuşlarda eğim değişimlerinde fasiyes değişimleri meydana gelmez; çünkü distal dikleşme, normal hava dalgalarının ve akıntıların tabanla etkileşime girerek sedimentasyonu etkilediği

derinlikten daha derinde oluşur. Yokuşlardaki distal dikleşme, karbonat fabrikasının işlediği en büyük derinliğin altında gerçekleşir ve buralarda allakton çamurtaşları ve vaketaşları yer alır. Buna karşın, tropikal, sıg su kenarlı şelflerdeki yamaç kırılmalarında yüksek enerjili çökeller hakimdir. Şelf kenarları neredeyse deniz seviyesine kadar yükselir ve gelen okyanus dalgaları ile akıntılarına karşı bariyer görevi görür. Kenarlar, kırılan dalgalar ve güçlü akıntılarla dövülür, bu yüzden sadece en dirençli resif yapıları bu darbelere dayanabilir. Genellikle kenarların denize bakan taraflarında kaba ruditler birikirken, kenarların hemen rüzgaraltı (iç) kısımlarında tanece zengin istifler birikir. Yamaç kırılmasına sahip bir diğer platform ise açık şelflerdir. Açık şelf ve kenarlı şelf yamaç (eğim) kırılmalarının biriktirdiği sedimentler farklıdır. Bu farklar, ilgili hidrolojik rejimlerin dinamiklerinin birbirinden çok farklı olmasından kaynaklanır. Yamaç kırılmasının denize bakan tarafında taneli fasiyesler, karbonat çakılları ve masif resif büyümleri ile karakterize edilirken, rüzgaraltı tarafında daha düşük enerjili fasiyesler gelişir.

Yamaç ortamı

Yamaç (slope) ortamlarının batimetrik özellikleri; mekanik yamaç stabilitesine, yamaç açısına ve fiziksel oşinografik ortamın şiddetine bağlı olarak değişir. Yamaç ortamları hem kenarlı hem de açık şelfleri karakterize eder ancak yokuşları karakterize etmez. Yamaç ortamlarını karakterize eden fiziksel süreçler; su derinliğine, hidrolojik rejimin doğasına, yamaç özelliklerine ve yamaca olan yakınlığa bağlı olarak değişir.

Sıg sudaki üst yamaç bölgeleri, yamaç kırılma ortamında olduğu gibi rüzgâr veya fırtına dalgalarına, okyanus akıntılarına ve gel-gitlere maruz kalabilir. Yamaçlar; genellikle upwelling (yukarı akıntı), yoğunluk veya türbidite akıntılarının başlaması ve yamaç yenilmeleriyle tetiklenen kaymalar (slump), kaya düşmeleri ve

döküntü akıntılarının (debris flow) başlangıç alanlarıdır. Orta yamaç ve yamaç tabanı bölgeleri tipik olarak normal hava dalga tabanının ve yüzey akıntılarının etkisi altındadır. Karbonat yamaçları, silisiklastik yamaçlara göre daha diktir. Silisiklastik yamaçlar 3° – 6° iken karbonat yamaçları 5° – 15° dir. Resif büyümesi ve çimentolaşma dikliği arttıran etkenlerdir. (Coniglio ve Dix, 1992). Yamaçların derin kısımları yamaçtan aşağı sürüklenen kayaç ve sedimentlerin durulup biriktiği yerlerdir. Dik ve stabil olmayan yamaçlar; kaya düşmeleri, döküntü akıntısı çökelleri ve kaba tane akışlarının çökmesi için ideal yerlerdir. Az eğimli yamaçların türbiditler, ritmitler ve yumuşak sediment kaymaları ile ilişkilidir. Dik yamaçlar yaygın olarak çökmeye uğrar ve kaba döküntüler, yamacın hemen yakınında ‘platform çevresi molozu’ olarak ya da yamaçtan daha uzaklara debritler ve türbiditler olarak dökülür.

Havza ortamı

Basit anlamda kıyı çizgisinden başlayan ve çökme havzasının en derin kısmında sona eren denizel ortam olarak tanımlanabilir. Havza ortamını tanımlayan tek bir derinlik yoktur. Bir havzadaki mevcut en büyük derinlik, başka bir havzadaki sığ alt gel-git rejimin ölçülen derinliği ile aynı olabilir. Epikontinental denizlerin (kıta içi denizler) ortalama derinliği birkaç on metreyi geçmeyebilirken, dünya okyanuslarının merkezleri birkaç kilometrelik ortalama derinliklere sahip olabilir. Karbonat sedimentlerinin havza ortamında birikebilmesi için su derinliklerinin karbonat kompanzasyon derinliğinden (CCD) daha sığ olması gerekir; çünkü CCD'nin altında karbonat parçacıkları çözünür. Bu derinlik, temel olarak su sıcaklığına ve kısmi basıncına bağlı olarak değişir. Ayrıca kalsit ve aragonitin çözünürlükleri farklı olduğu için bu derinlik her ikisi için de farklıdır. Bu bölgede sediment üretimi çok azdır, bu nedenle serin su çökeltileri yamaçlardan dökülen taşınmış sedimentlerden ve yaşayıp ölen pelajik organizmalar vardır. Tipik havza sedimentleri; hem karbonat hem de silisiklastik

çamurlar ile ince kumları, foraminiferler, kokolitoforlar, diskasterler, radyolaryalar, kalsiyonellidler ve tintinidler gibi planktonik iskelet kalıntılarını, sünger spiküllerini ve yoğunluk veya türbidite akıntıları ile taşınan kaba sedimentleri içerebilir. Kısıtlanmış havza ortamları sınırlı su sirkülasyonuna sahiptir. Havza derinlikleri yaklaşık 200 metreden fazlaysa veya su bulanıklığı (türbidite) yüksekse, deniz tabanına çok az güneş ışığı nüfuz edebilir veya hiç edemez. Belirli bir havzadaki akıntı sirkülasyonunun miktarına ve türüne bağlı olarak; dip suları durgun, anoksik, karanlık, soğuk ve normal tuzluluğun üzerinde olabilir. Ancak, havzanın dünya okyanuslarına açık bağlantıları varsa ve sirkülasyon güçlüyse, dip suları hareket halinde olacak, oksijen daha bol bulunacak, Eh (redoks potansiyeli) nötr ila pozitif olabilecek ve tuzluluk normale daha yakın olacaktır. Derinlik CCD'den (Karbonat Kompanzasyon Derinliği) fazlaysa, ince karbonat sedimentlerinin korunma potansiyeli düşüktür. Havza ortamları, sadece birkaç yüz metre derinlikte olanlar bile, genellikle dalga hareketinden, yüzey akıntılarından ve sıradan gel-git etkilerinden korunur.

Genel olarak havza ortamları; disoksik (düşük oksijenli) ve anoksik olabilen, negatif ve nötr Eh değerlerine sahip olabilen; serin, karanlık ve yüksek basınçlı ortamlar olarak karakterize edilebilir. Genellikle düşük taksonomik çeşitliliğe sahiptirler; ayırt edici iz fosiller, spiküllü çert (chert) sergileyebilirler ve jeostrofik ile yoğunluk akıntıları tarafından üretilen sedimanter yapılar gösterebilirler.

Kaynakça:

Abegg, F. E. , Loope, D. B., Harris, P. M. (2001). Deposition and diagenesis of carbonate eolianites. In: Modern and Ancient Carbonate Eolianites: Sedimentology, Sequence Stratigraphy and Diagenesis. SEPM Special Publication No. 71, pp. 17-32.

Ahr, W. M. (2008). Geology of carbonate reservoirs: the identification, description, and characterization of hydrocarbon reservoirs in carbonate rocks. Wiley, New York

Burchette, T. P. and Wright, V. P. (1992). Carbonate ramp depositional systems. Sediment. Geol. 79: 3 – 57.

Brooke, B. (2001). The distribution of carbonate eolianite. Earth Science Rev. 55, 136-164.

Coniglio, M. and Dix, G. R. (1992). Carbonate slopes. In: Facies Models: Response to Sea Level Change, R. G. Walker and N. P. James (Eds.). Geological Association of Canada, pp.349-373.

James, N.P. (1978). Neritic carbonate depositional environments. In: Sedimentology. Encyclopedia of Earth Science. Springer, Berlin, Heidelberg . https://doi.org/10.1007/3-540-31079-7_145

James, N. P. (1997). The cool water depositional realm. In: Cool Water Carbonates. SEPM. Special Publication No. 56, pp.1-20.

James, N.P., Bone, Y.(2011). Neritic Carbonate Sediments in a Temperate Realm. Springer Science+Business Media B.V. <https://doi.org/10.1007/978-90-481-9289-2>

Sverdrup, H. U., Johnson, M. W., Fleming, R. H. (1962). The oceans: their physics, chemistry and general biology. Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall.