

Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi

Journal of Geomorphological Researches

© Jeomorfoloji Derneği

www.dergipark.gov.tr/jader

E - ISSN: 2667 - 4238



Araştırma Makalesi / Research Article

MESCİT-DUMLU DAğLARINDA GLASYAL VE PERİGLASYAL YERşEKİLLERİNİN DAğILIşI VE JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ

Spatial Distribution and Geomorphological Characteristics of Glacial and Periglacial Landforms in the Mescit-Dumlu Mountains

Serdar YEşİLYURT^a^a Sorumlu Yazar / Corresponding Author

Ankara Üniversitesi, Dil ve Tarih-Coğrafya Fakóltesi, Coğrafya Bölümü, Ankara, TÜRKİYE

yesilyurt@ankara.edu.tr  <https://orcid.org/0000-0002-2896-9644>

Makale Tariğesi

Geliş 19 Ağustos 2025

Kabul 20 Eylöl 2025

Article History

Received 19 August 2025

Accepted 20 September 2025

Anahtar Kelimeler

Soliflüksiyon, Palsa, Tufur, ELA, Permafrost

Keywords

Solifluction, Palsa, Thufur, ELA, Permafrost

Atıf Bilgisi / Citation Info

Yeşilyurt, S. (2025) Mescit-Dumlu Dağlarında Glasyal ve Periglasyal Yerşekillerinin Dağılışı ve Jeomorfolojik Özellikleri / Spatial Distribution and Geomorphological Characteristics of Glacial and Periglacial Landforms in the Mescit-Dumlu Mountains, Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi / Journal of Geomorphological Researches, 2025 (15): 100-125.

doi: 10.46453/jader.1768588

ÖZET

Mescit ve Dumlu dağları, Erzurum Ovası ile Çoruh Vadisi arasında konumlanan volkanik bir kütledir. Doğu Anadolu ile Doğu Karadeniz arasında geçiş kuşağında yer alan bu dağlık alan, glasyal ve periglasyal oluşumlar açısından büyük çeşitlilik göstermektedir. Arazi gözlemleri, İHA tabanlı fotogrametri ve CBS analizleri ile toplam 256 km²'lik buzullaşma alanı, 60'tan fazla buzul sirki, U profilili tekne vadiler ve morfostratigrafik olarak iki ana gruba ayrılan moren toplulukları haritalanmıştır. Hipsografik analizler, özellikle 2500–3000 m yükselti aralığında geniş plato yüzeyleri ve düşük eğimli vadi tabanlarının, buzulların yayılış alanını ve kalınlığını artırdığını göstermektedir. AAR, AABR ve MELM yöntemleriyle hesaplanan paleo denge hattı yüksekliği (pELA) değerleri, paleobuzulların kalıcı kar sınırının 2800–2900 m aralığında olduğunu ortaya koymuş; güncel sınırın yaklaşık 3700 m'de olması ise iklimdeki belirgin değişimlere işaret etmiştir.

Morenlerin morfolojik farklılıkları, en az iki ayrı buzullaşma evresine işaret etmektedir: Yuvarlatılmış ve volkanik kaya blokları bakımından fakir yaşlı morenler muhtemelen Son Buzul Maksimumu öncesine; keskin sırtlı, bloklu genç morenler ise SBM ve/veya Geç Buzul Dönemi'ne aittir. Periglasyal süreçler, hem paleobuzul alanlarında hem de bu alanlar dışındaki yüksek kesimlerde etkindir. Taş yığını ve çim yığını soliflüksiyon lobları, sığ buz çimentolu kaya buzulları, tufur, relict palsa ve desenli zeminler, bölgenin donma–çözölme döngülerine yüksek duyarlılığını yansıtmaktadır.

Sonuçlar, Mescit–Dumlu Dağları'nın volkanik litolojisi, geniş plato yüzeyleri ve topoğrafik özellikleriyle Türkiye'nin önemli glasyal–periglasyal alanlarından biri olduğunu göstermektedir. Çalışma, Kuvaterner buzullaşma evrelerinin, paleo–periglasyal süreçlerin ve güncel periglasyal süreçlerin mekânsal ilişkilerini belgeleyerek bölgesel jeomorfolojiye özün katkılar sunmaktadır. Gelecekte yapılacak kozmojenik yaşlandırma ve mikroklimatik ölçümler, bu alanın buzullaşma tariğesinin kesinleştirilmesinde kritik rol oynayacaktır.

ABSTRACT

The Mescit and Dumlu mountains are a volcanic massif located between the Erzurum Plain and the Çoruh Valley. Positioned within a transitional zone between Eastern Anatolia and the Eastern Black Sea region, this mountainous area exhibits considerable diversity in glacial and periglacial landforms. Through field observations, UAV-based photogrammetry, and GIS analyses, a total glaciated area of 256 km², more than 60 glacial cirques, distinct U-shaped valleys, and moraine assemblages divided into two main morphostratigraphic groups were mapped. Hypsometric analysis indicates that extensive plateau surfaces and low-gradient valley floors within the 2500–3000 m elevation range enhanced both the areal extent and thickness of glaciers. Paleo–equilibrium line altitude (pELA) values calculated using AAR, AABR, and MELM methods show that the ELA during past glaciations ranged between 2800 and 2900 m, whereas the current ELA, at approximately 3700 m, reflects significant climatic change.

Morphological differences among moraines point to at least two distinct glaciation phases: rounded, block-poor older moraines likely predate the Last Glacial Maximum (LGM), whereas sharp-crested, block-rich younger moraines are attributed to the LGM and/or the Late Glacial period. Periglacial processes are active both within former glaciated areas and in today's high mountain zones. Stone-banked and turf-banked solifluction lobes, shallow ice-cemented rock glaciers, thufurs, relict palsas, and patterned ground reflect the region's high sensitivity to freeze–thaw cycles.

The results demonstrate that the volcanic lithology, extensive plateau surfaces, and topographic features of the Mescit–Dumlu Mountains make them one of Türkiye's most significant glacial–periglacial environments. By documenting the spatial relationships of Quaternary glaciation phases, paleo–periglacial processes, and modern periglacial dynamics, this study provides valuable contributions to regional geomorphology. Future cosmogenic dating and microclimatic measurements will play a critical role in refining the glaciation history of this area.

© 2025 Jeomorfoloji Derneği / Turkish Society for Geomorphology
Tüm hakları saklıdır / All rights reserved.

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

In Türkiye, modern glaciers are restricted to a few high summits and cirques of Mount Ağrı, Cilo Mountains, Kaçkar Mountains, Munzur Mountains, Mount Erciyes, and the Central Taurus (Bobek, 1940; Erinç, 1951; Blumenthal, 1958; Messerli, 1964; Löffler, 1970; Kurter, 1991; Çiner, 2004; Gürgen et al., 2010; Gürgen & Yeşilyurt, 2012; Bayrakdar et al., 2014). Except for the ice cap on Mount Ağrı, most of these glaciers are small cirque glaciers or dead ice bodies. During the cold stages of the Pleistocene, however, many mountain ranges and volcanic massifs were extensively glaciated, and valley glaciers advanced up to 20 km (Louis, 1944; Bilgin, 1969; Löffler, 1970; Spreitzer, 1971; Bilgin, 1972; Doğu et al., 1993; Tonbul, 1996; Gürgen, 2009; Yeşilyurt et al., 2018; Kaldırım, 2023). The extent of these glaciations has been estimated at around 4000 km² (Yeşilyurt, 2017; Yılmaz & Yeşilyurt, 2023). Mountain glaciers are highly sensitive to climate changes and serve as reliable indicators of past climatic conditions (Oerlemans et al., 1998). Well-preserved moraine sequences in Türkiye provide critical information on glacial fluctuations (Reber et al., 2014; 2022; Yeşilyurt et al., 2018) and have been dated primarily using cosmogenic surface exposure dating (Akçar et al., 2007; Sarıkaya et al., 2008; 2014; Çiner et al., 2017). These paleoglacial landscapes are also the sites of ongoing periglacial processes. Among the most widespread periglacial landforms are rock glaciers and solifluction lobes (Gürgen et al., 2010; Çalışkan et al., 2012; Dede et al., 2015; Yeşilyurt, 2025a), which provide valuable information on climatic thresholds and permafrost distribution (Barsch, 1996; Matsuoka, 2001).

This study aims to investigate the distribution, morphology, and boundaries of glacial and periglacial landforms in the Mescit and Dumlu mountains, located in the transitional zone between Eastern Anatolia and the Eastern Black Sea. These volcanic massifs extend for ~32 km in a north–south direction between the Erzurum Basin and the Çoruh Valley. Their higher elevations preserve distinct traces of Pleistocene glaciations. Hipsographic analysis shows broad plateau surfaces between 2500 and 3000 m and more restricted areas above 3000 m. These wide, low-gradient surfaces facilitated glacier expansion in the past and today provide favorable conditions for periglacial processes.

Methods

Fieldwork was performed in the Mescit and Dumlu Mountains during four different seasons between 2021 and 2024. Investigations focused on Kuş Mountain in the north, valleys of the Tortum River basin in the east, the Aygırgölü and Viranşehir valleys in the west, and the Dumlu summit area in the south. Glacial and periglacial landforms were identified, and their positions, elevations, and morphologies were recorded. Unmanned aerial vehicles (UAVs) were used to obtain stereoscopic imagery for solifluction areas, enabling photogrammetric analyses (Yeşilyurt, 2025b). The distribution of glacial sediments was mapped to delineate maximum paleoglacier extents.

Mapping was based on 1:25,000 scale topographic maps, high-resolution DEMs, and orthophotos in a GIS environment. Initial digitization was performed in MapInfo Pro®, and datasets were transferred to ArcMap®. Glacier boundaries were mapped from DEMs and orthophotos and checked in the field using reference points. The most distal glacial traces

were used to reconstruct maximum glacier limits. Cirques, arêtes, moraines, and periglacial features were digitized and integrated with field observations to produce geomorphological maps. UAV images were processed in Agisoft Metashape® to create dense point clouds, DEMs, and orthophotos, and morphometric analyses were carried out in Global Mapper® (Uysal et al., 2015; Hendrickx et al., 2019).

Further analyses included slope maps, cirque morphometry, and reconstruction of the paleo-equilibrium line altitude (pELA). For pELA estimations, the most widely applied Accumulation Area Ratio (AAR) method was used (Porter, 1975; Nesje, 1992) with ratios of 0.58 and 0.65 (Benn & Lehmkuhl, 2000; Osmaston, 2005). The Area-Altitude Balance Ratio (AABR) method, which considers mass balance gradients (Pellitero et al., 2015), was also applied with balance ratios of 1.56 and 1.69 (Oien et al., 2021). In addition, the Maximum Elevation of Lateral Moraines (MELM) method was applied in selected valleys (Andrews, 1975; Porter, 1975; Nesje, 2014), and cirque floor elevations were included in pELA interpretations.

Results

Traces of glaciation extend over ~256 km². The orientation of the main ridge facilitated paleoglacier flow toward the northeast and northwest, producing long, well-developed valleys. Broad plateau surfaces on the eastern side enhanced glacier accumulation and led to the formation of trough valleys more than 400 m deep. By contrast, valleys around Kuş Mountain are shorter and shallower, while those on Mount Dumlu are more restricted in extent.

A total of 60 cirques were identified, with average floor elevations of 2920 m. Most are northeast-facing, and 30 contain lakes ranging from 120 to 450 m in diameter. Composite cirques are common in Viranşehir and Gökdere valleys, while cirques are mostly isolated in other sectors. Horns and arêtes are especially concentrated around the Mescit summit. The Gökdere Valley (15.6 km long, 38 km²) displays the most typical U-shaped profile, whereas Viranşehir Valley (44 km²) is the largest glacial erosion basin. Yedigöller, Çurman, and Kağans

valleys also exhibit pronounced glacial morphologies.

Glacial sediments cover ~35 km² and form moraines of different ages. Older moraines are subdued and eroded, often as faint lateral ridges with fewer boulders, while younger moraines are sharper, block-rich, and include lateral, frontal, and hummocky forms. The Yedigöller Valley clearly preserves both moraine generations. Hummocky moraines, with irregular ridges and numerous ponds, reflect stagnant ice and complex depositional processes. pELA estimates range from 2800 to 2900 m using AAR and AABR, whereas MELM yields lower values between 2650 and 2810 m. Cirque floor averages provide a pELA of 2885 m. Periglacial landforms are also widespread. Solifluction features cover ~30 km². Stone-banked and turf-banked solifluction lobes are dominant above 2600–2800 m slopes, developing on volcanic debris under freeze-thaw cycles. Rock glaciers occur mainly in cirques opening toward the Çoruh Valley and around Dumlu summit. They are generally thin, debris-rich, and cemented by ice, lacking the large ice-cored types observed in other ranges. Additional periglacial features include thufur, relict palsas, and patterned ground, especially on high meadows and plateau margins.

Discussion and Conclusions

The distribution of glacial and periglacial landforms demonstrates that the Mescit and Dumlu Mountains experienced extensive glaciation during the Pleistocene and continue to host active cold-climate processes today. Wide plateau surfaces at 2500–3000 m facilitated the development of large glaciers, while steeper valleys produced shallower ice bodies. The volcanic lithology influenced erosional morphometry, resulting in lower slope gradients than in carbonate massifs such as the Taurus, where karstification promotes steeper relief. Morphostratigraphic evidence suggests two main moraine groups. Older, subdued moraines likely predate the Last Glacial Maximum (LGM), while younger, sharper moraines probably correspond to the LGM and Late Glacial stages. Similar age patterns have been documented elsewhere in Anatolia (Yeşilyurt et al., 2017). Cosmogenic dating will be necessary to confirm these inferences.

pELA results consistently indicate values not lower than ~2800 m. In contrast, modern ELA observations from the Kaçkar Mountains, ~50 km to the north, are situated at approximately 3700 m. The ~1000 m discrepancy between paleo and modern ELAs underscores the magnitude of Quaternary climatic fluctuations.

Periglacial processes remain active. Solifluction lobes, rock glaciers, thufur, palsas, and patterned ground demonstrate the landscape's sensitivity to freeze-thaw dynamics. These landforms provide evidence of both current permafrost conditions and past periglacial environments. Their morphology also reflects the interplay of snow accumulation, seasonal frost, and slope dynamics. The transitional forms between solifluction and rock glaciers

observed in cirques illustrate the complexity of periglacial processes in this environment.

In conclusion, the Mescit and Dumlu Mountains represent one of Türkiye's most significant glacial-periglacial regions. Their transitional position between Eastern Anatolia and the Eastern Black Sea, combined with volcanic lithology and broad plateau topography, has favored extensive Pleistocene glaciations and contemporary periglacial activity. This study contributes to the understanding of regional paleoclimatic evolution and geomorphic processes. Future cosmogenic dating and microclimatic monitoring will be essential for refining the glaciation chronology and assessing the ongoing dynamics of cold-climate landforms.

1. GİRİŞ

Türkiye'de güncel buzullar, Ağrı Dağı, Cilo Dağları, Kaçkar Dağları, Munzur Dağları, Erciyes Dağı ve Orta Toroslar'ın yüksek zirve ve sirk alanlarıyla sınırlıdır (Bobek, 1940; Erinc, 1951; Blumenthal, 1958; Messerli, 1964; Löffler, 1970; Kurter, 1991; Çiner, 2004; Gürgen vd., 2010; Gürgen & Yeşilyurt, 2012; Bayrakdar vd., 2014). Ağrı Dağı'ndaki şapka buzulu hariç, mevcut buzullar çoğunlukla 2 km'yi aşmayan uzunluklara sahip sirk buzulları ya da sirk duvarlarının altına çekilmiş ölü buz kütleleridir (Yeşilyurt, 2025a). Buna karşın, Pleistosen'in soğuk evrelerinde bu dağların yanı sıra birçok yüksek sıradağ ve volkanik dağ, kalın buz örtüleriyle kaplanmış; bazı vadilerde buzul dilleri 20 km'ye kadar ilerlemiştir (Louis, 1944; Bilgin, 1969; Löffler, 1970; Spreitzer, 1971; Bilgin, 1972; Doğu vd., 1993; Tonbul, 1996; Gürgen, 2009; Yeşilyurt vd., 2018; Kaldırım, 2023). Bu eski buzulların bıraktığı erozyonel izler ve buzul çökelleri, geçmiş buzullaşma sınırlarının belirlenmesine olanak sağlamaktadır. Türkiye'de buzullaşma izlerinin yaklaşık 4000 km²'lik bir alanı kapladığı tahmin edilmektedir (Yeşilyurt, 2017; Yılmaz & Yeşilyurt, 2023).

Dağ buzulları, iklim değişimlerine duyarlılıkları nedeniyle geçmiş iklim koşullarını anlamada önemli jeomorfolojik arşivlerdir (Oerlemans vd., 1998). Günümüzde buzulların sınırlı olduğu Türkiye'de, önceki iklim dalgalanmalarının

tetiklediği buzul ilerleme ve gerilemeleri morfolojik izleriyle korunmuştur. Özellikle ardışık moren sırtlarının iyi korunduğu alanlar, geçmiş buzul salınımlarına dair kritik bilgiler sunar (Reber vd., 2014; 2022; Yeşilyurt vd., 2018). Bu morenler, geçmiş sıcaklık, yağış, güneşlenme (insolasyon), nem ve bulutluluk koşullarındaki değişimlerin paleoklimatik göstergeleridir (Mark & Osmaston, 2008). Moren yaşlandırmasında en yaygın kullanılan yöntem, kozmojenik yüzey yaşlandırma yöntemi olup; Türkiye'de özellikle Doğu Karadeniz ve Toroslar'daki 20'den fazla vadide uygulanarak bölgesel buzul kronolojileri oluşturulmuştur (Akçar vd., 2007; 2008; 2017; Sarıkaya vd., 2008; 2009; 2014; 2017; Zahno vd., 2009; 2010; Zreda vd., 2011; Reber vd., 2014; 2022; Çiner vd., 2017; Dede vd., 2017; Köse vd., 2022; Altınay vd., 2022; Bayrakdar vd., 2024). Günümüzde bu paleobuzul alanları, aynı zamanda aktif periglasyal süreçlerin gözlemlenebildiği sahalar olarak dikkat çekmektedir. Bu nedenle periglasyal yer şekillerinin dağılışı, çoğunlukla paleobuzullaşma sınırları içerisinde ele alınmaktadır. Öztürk & Taşoğlu (2025), Türkiye yüzölçümünün %11,8'ini periglasyal zon olarak tanımlamaktadır; bu oran yaklaşık 90 bin km²'lik geniş bir alanı ifade etmekte olup, paleobuzul alanlarından çok daha büyüktür. Türkiye'deki paleobuzul sahalarında en yaygın periglasyal yer şekilleri kaya buzulları ve soliflüksiyon

yapılarıdır; ancak bu konudaki çalışmalar oldukça sınırlıdır (Gürgen vd., 2010; Çalışkan vd., 2012; Dede vd., 2015; Yeşilyurt, 2025a). Kaya buzulları, genellikle buz çekirdeği veya buzla çimentolanmış donmuş sedimanların köşeli kaya döküntüleriyle örtülmesi sonucu oluşur ve permafrost sürünmesi neticesinde lav akışını andıran bir morfoloji sergiler. Alt sınırı ortalama -2 °C kabul edilen dağ permafrostunun yayılım sınırlarını göstermeleri açısından önemli jeomorfolojik göstergelerdir. Bu nedenle dağılışı ve sınırlarının belirlenmesi, dağlık bölgelerdeki mikroklimatik koşullar hakkında değerli bilgiler sunar. Kaya buzulları dışında yaygın diğer periglasyal oluşumlar soliflüksiyon yapılarıdır. Yüzeydeki suya doygun örtü malzemelerinin (ör. kaya döküntüsü, toprak, regolit) eğim yönünde kütle hareketiyle oluşan lob veya basamak şeklindeki bu şekiller, genellikle mevsimsel donma-çözülme döngüleriyle gelişir. Uzunluk ve genişlikleri 50 metreyi, yükseklikleri ise 2 metreyi bulabilir. Periglasyal morfolojinin tanımlanmasında orta ölçekli göstergeler arasında yer alırlar. Ayrıca periglasyal ortamlar, yoğun mekanik parçalanma sonucu bol miktarda kaya molozu üretimiyle karakterizedir; bu nedenle yüzey çoğu zaman iri taş yığınlarıyla kaplıdır.

Doğu Anadolu’da hem geçmişte geniş buzullaşmaların hem de günümüzde aktif periglasyal süreçlerin görüldüğü alanlardan biri Mescit ve Dumlu volkanik dağlarıdır. Buzul izlerinin geniş bir alan kapladığı bu dağlarda çalışmalar sınırlıdır (Yalçınlar, 1951; Atalay, 1984). Mevcut araştırmalar çoğunlukla Mescit Dağı’nın dar kesimlerine odaklanmıştır. Oysa bu volkanik sahada bazı buzul dilleri 15 km uzunluğa ulaşmış; volkanik litolojinin ürettiği bol miktardaki kaya döküntüsü, periglasyal yer şekillerinin gelişimi için elverişli bir ortam sağlamıştır.

Bu çalışmanın amacı, Türkiye’nin buzul jeomorfolojisi ve periglasyal süreçler açısından önemli olan bu dağlık alandaki glasyal ve periglasyal yer şekillerinin dağılışı, morfolojik özelliklerini ve sınırlarını ortaya koymaktır. Ayrıca, Doğu Anadolu ile Doğu Karadeniz arasındaki bu geçiş kuşağında yer alan buzul evrelerinin, ileride yapılacak yaşlandırma çalışmalarıyla Karadeniz Dağları ve Toroslar’daki kronolojilerle karşılaştırmalı

değerlendirilmesi hedeflenmektedir. Bu kapsamda, Doğu Anadolu karasal iklimi etkisindeki Mescit ve Dumlu volkanlarında yer alan erozyonel ve depozisyonel buzul şekillerinin yanı sıra, kaya buzulu ve soliflüksiyon gibi periglasyal yer şekillerinin morfolojisi ve dağılımı incelenmiştir. Çalışma kapsamında arazi gözlemleri, insansız hava aracı (İHA) ile havadan görüntüleme ve fotogrametri tabanlı haritalama yöntemleri kullanılmıştır. Böylece, Pleistosen buzullaşma evreleri ve güncel periglasyal süreçler açısından yeterince incelenmemiş bu alanın jeomorfolojik özelliklerinin belgelenmesi ve bölgesel buzul-periglasyal evrim tartışmalarına katkı sağlanması amaçlanmıştır.

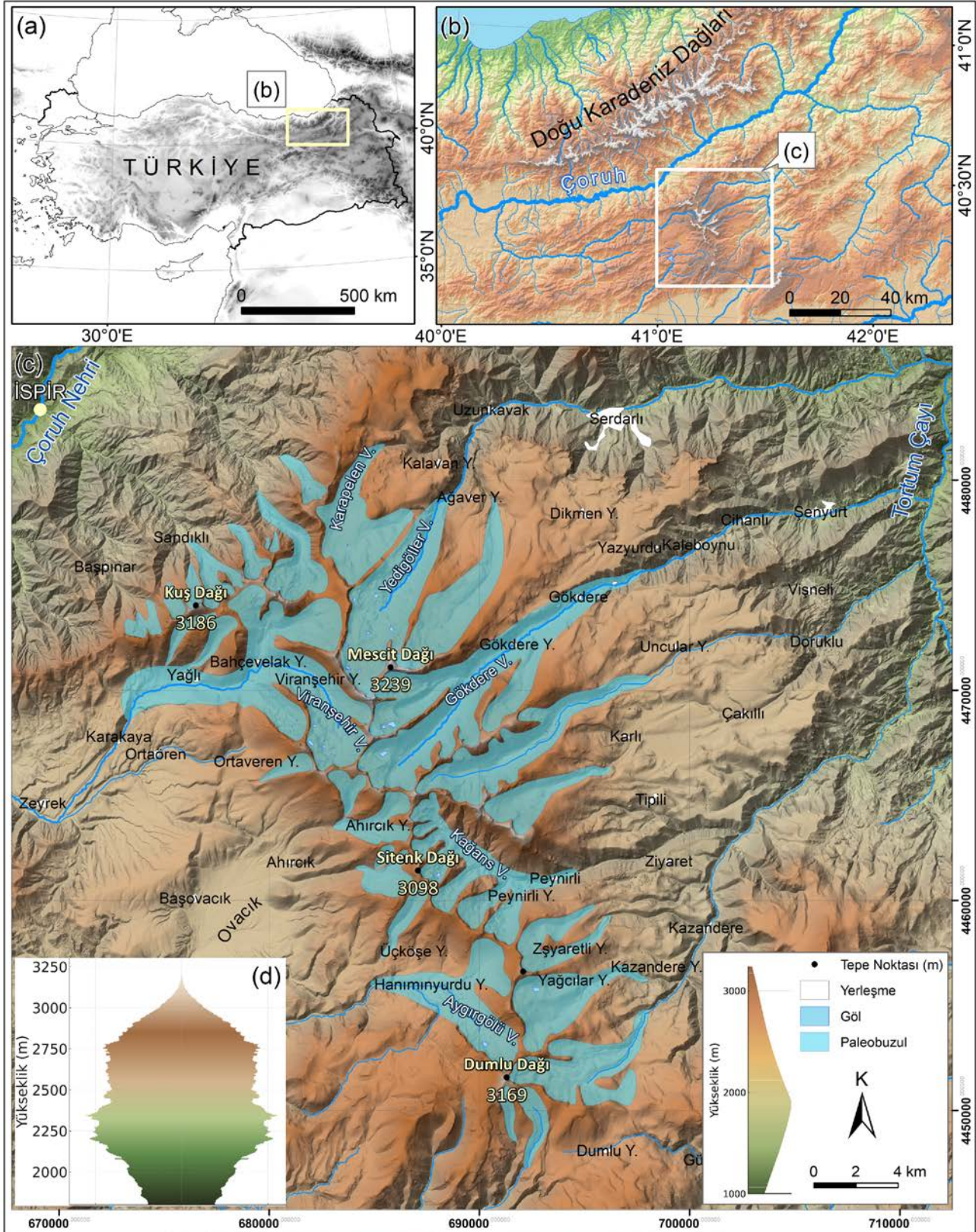
1.1. Çalışma Alanı / Çalışma Alanının Coğrafi Özellikleri

Mescit ve Dumlu dağları, Erzurum Ovası ile Çoruh Vadisi arasında, kuzey-güney doğrultusunda yaklaşık 32 km boyunca uzanan volkanik bir kütledir. Kütlenin kuzey kesimini Mescit Dağı (40.369652° K, 41.188154° D; 3239 m), güney kesimini ise Dumlu Dağı (40.192778° K, 41.247370° D; 3169 m) oluşturur (Şekil 1). Batı yamaçlar, Fırat Nehri’nin Karasu kolu ile Çoruh Nehri’nin kaynak kolları tarafından; doğu yamaçlar ise Çoruh’un kolu olan Tortum Çayı tarafından drene edilmektedir. Pleistosen buzullaşmalarının izlerinin görüldüğü bu yüksek kesimler, büyük ölçüde Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı bazalt, andezit ve riolititik lavlardan oluşmaktadır (Akkuş & Nazlıoğlu, 1989). Ayrıca, Çoruh Vadisi’nin güney yamaçlarındaki kuzeye bakan yüzeyler, Jura-Kretase yaşlı kumtaşı, çamurtaşı ve kireçtaşlarından meydana gelmektedir.

Mescit ve Dumlu Dağları’nın kuzey bölümü, coğrafi olarak Doğu Karadeniz Bölümü sınırları içinde yer alsa da, iklim özellikleri bakımından Karadeniz kıyı dağlarından belirgin biçimde ayrılır. Volkanik kütle, Çoruh Vadisi ile Doğu Karadeniz Dağları’ndan ayrılarak Doğu Anadolu ile Karadeniz bölgeleri arasında bir geçiş kuşağı oluşturur. Bu konum, bölgede geçiş tipi iklim koşullarının etkili olmasına zemin hazırlar. Nitekim yıllık ortalama yağış miktarı İspir’de (1222 m) 486 mm, Yusufeli’nde 487 mm, Tortum’da (1572 m) 436 mm, Uzundere’de (1151 m) benzer düzeyde, Erzurum’da (1757 m) 436 mm ve Oltu’da (1321 m) 384 mm olarak

ölçülmüştür. Ancak bu meteoroloji istasyonları buzullaşma alanına göre oldukça düşük kotlarda yer almakta, bu nedenle yüksek dağ kesimlerini karakterize edebilecek bir istasyon verisi bulunmamaktadır. Dolayısıyla, yüksek

kesimlerdeki gerçek yağış miktarları hakkında belirsizlik devam etmekte ve bu durum, özellikle buzullaşma sınırlarının ve iklimsel eşiklerin değerlendirilmesinde önemli bir kısıt oluşturmaktadır.



şekil 1: (a, b, c) Çalışma alanının lokasyon haritası; (d) Mescit ve Dumlu Dağları'nın 1800 m'den yüksek kesimlerinin hipsografik grafiği / **Figure 1:** Location map of the study area; (d) Hypsographic curve of areas above 1800 m in the Mescit and Dumlu mountains.

Çalışma alanının hipsografik özellikleri, özellikle 2500–3000 m yükselti aralığında geniş, 3000 m üzerindeki alanlarda ise sınırlı yüzeylerin bulunmasıyla dikkat çekmektedir. Kalıcı kar sınırına yakın bu geniş ve az eğimli plato yüzeyleri, geçmişte buzulların yayılımını kolaylaştırmış; günümüzde ise periglasyal süreçler için uygun topoğrafik koşullar oluşturmuştur (Şekil 1d).

2. YÖNTEM

2.1. Arazi Çalışmaları

Mescit ve Dumlu Dağları'nda arazi çalışmaları 2021–2024 yılları arasında, dört sezonda yürütülmüştür. 2021 yılı Ağustos ve 2024 yılı Eylül aylarında, çalışma alanının kuzey kesimini oluşturan Kuş Dağı ve çevresinde ölçüm ve gözlemler yapılmıştır. 2022 yılı Eylül ayında, dağın doğu yarısında yer alan ve Tortum Çayı Havzası'na bağlı Yedigöller, Gökdere, Çurman, Kağans, Kazan ve Huşkül vadileri incelenmiştir. 2023 yılı Ağustos ayında ise batı bölümde bulunan Aygırgölü ve Viranşehir vadilerinde çalışmalar gerçekleştirilmiştir.

Arazi sürecinde, insansız hava araçları (İHA) ile fotogrametri tabanlı veri üretimi yapılmıştır. Soliflüksiyon alanlarında stereoskopik hava fotoğrafları elde edilmiş; 2021 ve 2022'de DJI Mavic Pro, 2023 ve 2024'te DJI Mavic 3 Enterprise kullanılmıştır. Uçuş planlaması DJI Mavic Pro için Litchi®, DJI Mavic 3 Enterprise için DJI Pilot 2® yazılımı kullanılarak gerçekleştirilmiştir (Yeşilyurt, 2025b). Ayrıca paleobuzulların maksimum yayılış sınırlarının belirlenmesi amacıyla, buzul sedimanlarının dağılımı arazide haritalanmıştır.

2.2. Haritalama Çalışmaları

Yer adları, 1/25.000 ölçekli topoğrafya haritalarından alınmıştır. Haritalama süreci coğrafi bilgi sistemleri (CBS) ortamında yürütülmüş; yüksek çözünürlüklü sayısal yüzey modeli (SYM) ve ortofotolar, jeomorfolojik birimlerin sayısallaştırılmasında temel veri olarak kullanılmıştır. İlk olarak MapInfo Pro® ile sayısallaştırılan veriler, ArcMap® ortamına aktarılmış ve harita tasarımı burada tamamlanmıştır. Röl-yefin belirginliğini artırmak amacıyla vektör veriler SYM üzerinde gösterilmiştir.

SYM ve ortofotolar üzerinde buzullaşma alanlarının sınırları belirlenmiş, bu sınırlar arazide seçilen referans noktalarıyla kontrol edilmiştir. Paleobuzul sınırlarının tespitinde, buzulların bıraktığı en uzak moren ve buzul sedimanı izleri dikkate alınarak maksimum buzul yayılış alanı (tüm paleobuzulların kapsadığı en geniş alan) tanımlanmıştır. Sedimanların saptanamadığı kesimlerde ise vadi yamaçlarındaki törpülenme sınırı ve vadilerin tekne (U-profil) formu esas alınmıştır. Böylece paleobuzul alanı, çalışma alanında buzulların ulaştığı en geniş yayılış dönemini kapsayacak şekilde haritalanmıştır. Sonrasında sirkler, aretler, morenler ve periglasyal şekiller sayısallaştırılmış; tüm bu veriler arazi gözlemleriyle birlikte değerlendirilerek jeomorfoloji haritaları oluşturulmuştur (Şekil 2).

Soliflüksiyonların haritalanmasında İHA ile elde edilen stereoskopik görüntüler, Agisoft Metashape® yazılımında fotogrametrik olarak işlenmiştir. Yer kontrol noktası (YKN) kullanılmayan bu süreçte, GNSS tabanlı konum verileri, uçuş platformunun yönelme açıları (yaw, pitch, roll), kamera odak uzaklığı ve sensör boyutu gibi dış yöneltme parametreleri kullanılmıştır (Uysal vd., 2015; Hendrickx vd., 2019). Fotogrametrik dengeleme sonrası yoğun nokta bulutu oluşturularak SYM ve ortofotolar üretilmiş; morfometrik analizler Global Mapper® yazılımıyla yapılmıştır.

2.3. ELA Hesaplamaları

Denge hattı yüksekliği (İng: Equilibrium Line Altitude – ELA), bir buzul yüzeyinde yıllık net kütle dengesinin sıfır olduğu, yani birikim ve erimenin eşitlenerek kütle bakımından dengede bulunduğu ortalama yükselti seviyesidir (Porter, 2001). Hem güncel hem de geçmiş iklim koşullarının belirlenmesinde önemli bir gösterge niteliğindedir. Buzulun birikim ve ablasyon (erime) zonlarını ayıran bu çizgi, çoğu durumda kalıcı kar sınırıyla da çakıştığı için bu çalışmada "kalıcı kar sınırı" olarak da anılmıştır. Paleobuzulların ELA'sı (pELA), buzulun bıraktığı jeomorfolojik izlerden yararlanılarak yeniden yapılandırılmıştır.

Paleobuzullara ait pELA'nın belirlenmesinde çeşitli yöntemler kullanılmaktadır. Bu yöntemler arasında en yaygın olanlardan biri, birikim alanı oranı (İng: Accumulation Area Ratio - AAR) yöntemidir (Porter, 1975; Nesje,

1992). Bu yöntem daha çok tekil buzullarda iyi sonuç verir. AAR yöntemi, buzulun birikim alanının toplam yüzey alanına oranlanmasına dayanır. Literatürde yaygın olarak 0.50, 0.58, 0.65 ve 0.67 oranları kullanılmakta olup (Benn & Lehmkuhl, 2000; Porter, 2001; Osmaston, 2005; Bakke & Nesje, 2011; Oien vd., 2021), bu çalışmada 0.58 ve 0.65 oranları uygulanmıştır. Yöntemin kütle dengesi gradyanını veya buzul hipsometrisini hesaba katmaması, potansiyel hata kaynaklarından biridir (Pellitero vd., 2015). Ayrıca yüksek dağlık alanlarda karmaşık topografya, kütle dengesi ve ELA ilişkisini zorlaştırır (Nesje, 2014).

AAR oranlarına göre pELA hesaplaması için öncelikle buzul yüzeyi topografyasının belirlenmesi gereklidir. Bu amaçla, buzul tabanı topoğrafyası, buzul yayılış sınırı ve buzul çökel sınırlarına ihtiyaç vardır. Bu veriler, Benn & Hulton (2010) tarafından geliştirilen, akma gerilimi prensibine dayalı yazılımda işlenerek buzul kalınlık profili oluşturulmuştur (Paterson, 1994; Hambrey, 2011). Kalınlık verileri CBS ortamında topoğrafya haritasına aktararak buzul yüzeyine ait eşyüksekti eğrileri çizilmiş, bu eğriler buzullaşmamış bölümlerin eşyüksekti eğrileriyle birleştirilerek enterpolasyon yapılmıştır (Şekil 2c). Daha sonra buzul kalınlık haritasını oluşturmak için güncel topoğrafyaya it SYM (paleobuzul altı topoğrafyası) ile buzul yüzeyi topoğrafyasını yansıtan SYM Karşılaştırılarak piksel bazında buzul yüzeyi ile buzul tabanı arasındaki farkın alınması yoluyla buz kalınlığı hesaplanmıştır (Şekil 2d). Elde edilen kalınlık raster haritasında, her piksel metre cinsinden buzul kalınlığını temsil etmektedir. Bu yöntem, buzulun hacimsel özelliklerini doğrudan arazi ölçümü yapılmadan değerlendirme imkânı sunmakta olup glasyal morfometri çalışmalarında yaygın olarak kullanılan diferansiyel DEM analizine dayanmaktadır (Fischer vd., 2014; Paul & Linsbauer, 2012). Elde edilen buzul yüzeyi topoğrafyası, Pellitero vd. (2015) tarafından geliştirilen CBS tabanlı araç kullanılarak farklı AAR oranları için pELA hesaplamalarında kullanılmıştır.

Ayrıca, buzul hipsometrisi ve birikim-erime gradyanlarını dikkate alan daha gelişmiş bir ELA tahmin yöntemi olan alan-yükseklik dengesi oranı (İng: Area-Altitude Balance Ratio – AABR)

yöntemi de uygulanmıştır. Bu yöntemde, sabit bir “Balance Ratio (BR)” (yani birikim ve ablasyon gradyanlarının oranı) temel alınır (Pellitero vd., 2015). Küresel ölçekte en yüksek doğruluk sağlayan BR değeri 1.56’dır (Oien vd., 2021). Bu çalışmada AABR 1.56 ve 1.69 oranlarına göre pELA hesaplaması da aynı CBS aracıyla hesaplanmıştır (Pellitero vd., 2015).

Bu yöntemlere ek olarak, çalışma alanındaki bazı vadilerde maksimum buzul yayılışına karşılık gelen yanal morenlerin en yüksek seviyeleri (İng: Maximum Elevation of Lateral Moraines – MELM) de belirlenmiştir. Bu morfolojik seviye, pELA’nın minimum yüksekliğini yansıtmaktadır ve ELA’nın belirlenmesinde kullanılan klasik jeomorfolojik göstergelerden biridir (Andrews, 1975; Porter, 1975; Nesje, 2014). Yanal morenler, buzulun ablasyon bölgesinde, buzul kütlelerinin azalması ve taş/döküntülerin kenarda birikmesi sonucu oluşmaktadır. Uzun vadi buzullarında güvenilir sonuç verirler. Ancak morenin erozyona uğraması hataya sebep olabilir (Nesje, 2014). Ayrıca, çalışma alanındaki sirk tabanı yükseklik ortalamaları da hesaplanarak pELA yorumlarına eklenmiştir.

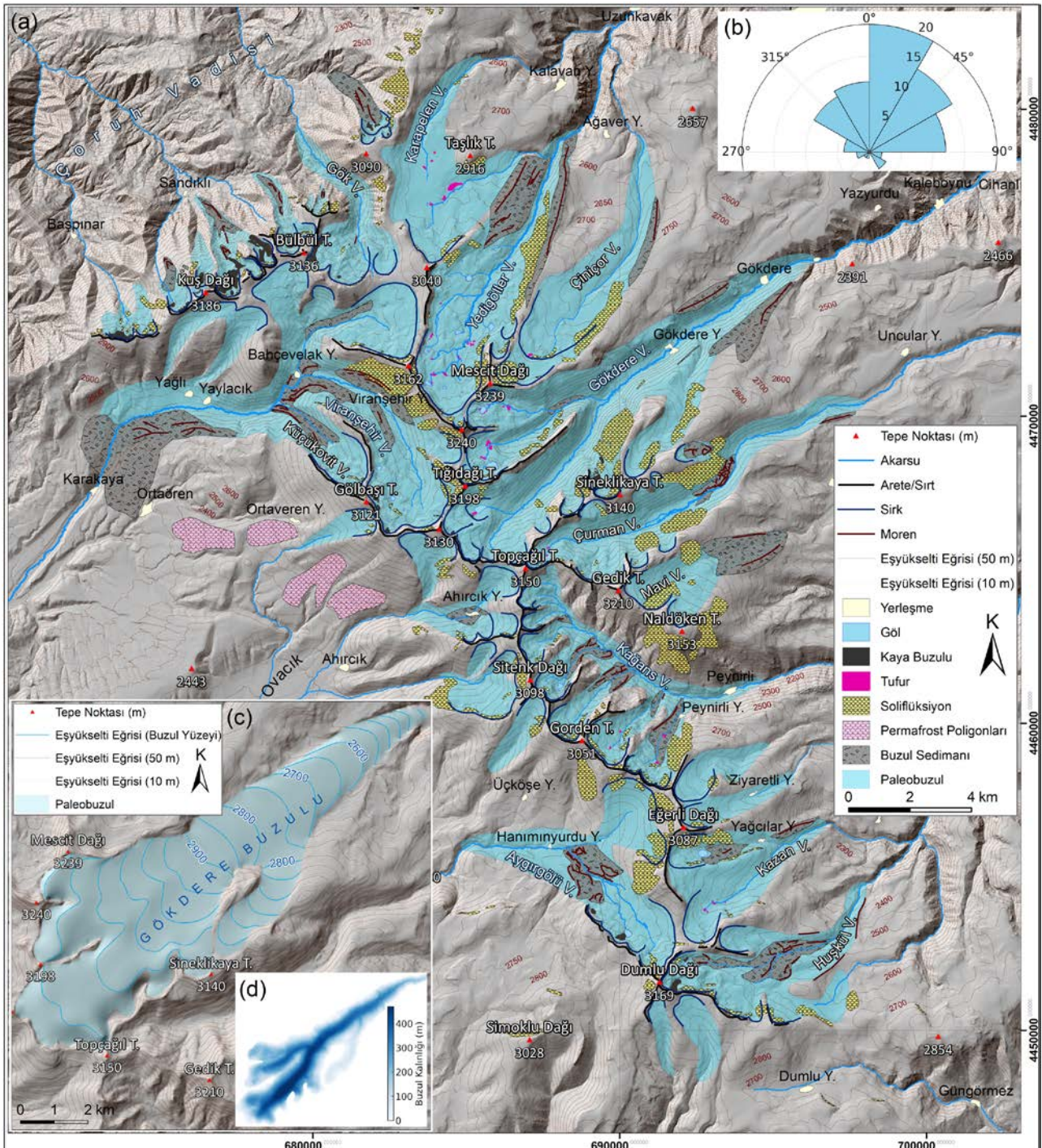
3. BULGULAR

3.1. Glasyal Yerşekilleri

Mescit ve Dumlu Dağları’nda buzul izleri, toplamda yaklaşık 256 km²’lik bir alana yayılmaktadır. Kuzey-güney doğrultusunda uzanan zirve hattı, paleobuzul akışlarının bu eksene dik şekilde, özellikle kuzeydoğu ve kuzeybatı yönlerinde gelişmesine olanak sağlamıştır (Şekil 2). Bu durum, buzul vadilerinin genel yönelimine de yansımaktadır. Mescit Dağı’ndan doğu ve kuzeydoğuya doğru uzanan yaklaşık 20 km genişliğinde az eğimli plato yüzeyi, oluşan buzulların daha geniş bir alana yayılmasını mümkün kılmıştır. Bu plato, zirve sırtından doğuya doğru ortalama 4° eğimle uzanmakta ve 2300–2500 m kotlarından itibaren yüksek eğimle ana vadi tabanına dik yamaçlar oluşturmaktadır. Kuvaterner dönemde gelişen buzul akışları, bu platoyu yer yer 400 metreden fazla derinlikte oyarak belirgin tekne vadiler meydana getirmiştir.

Buna karşın, Mescit Dağı'nın kuzey uzantısı olan Kuş Dağı, Çoruh Vadisi'ne doğru dik şekilde indiği için bu bölgede gelişen buzul vadileri daha kısa, dar ve sığ karakterlidir. Benzer şekilde ana zirve hattının güneye ve güneybatıya bakan yamaçlarında bakı koşulları nedeniyle buzul vadileri sınırlı gelişim

göstermektedir. Dumlu Dağı'nda ise buzul vadileri hem uzunluk hem de alan bakımından daha kısıtlıdır (Şekil 2). Bu paleobuzullara ait sedimanlar, çalışma alanındaki birçok vadide farklı tiplerde moren oluşumlarına neden olmuştur.

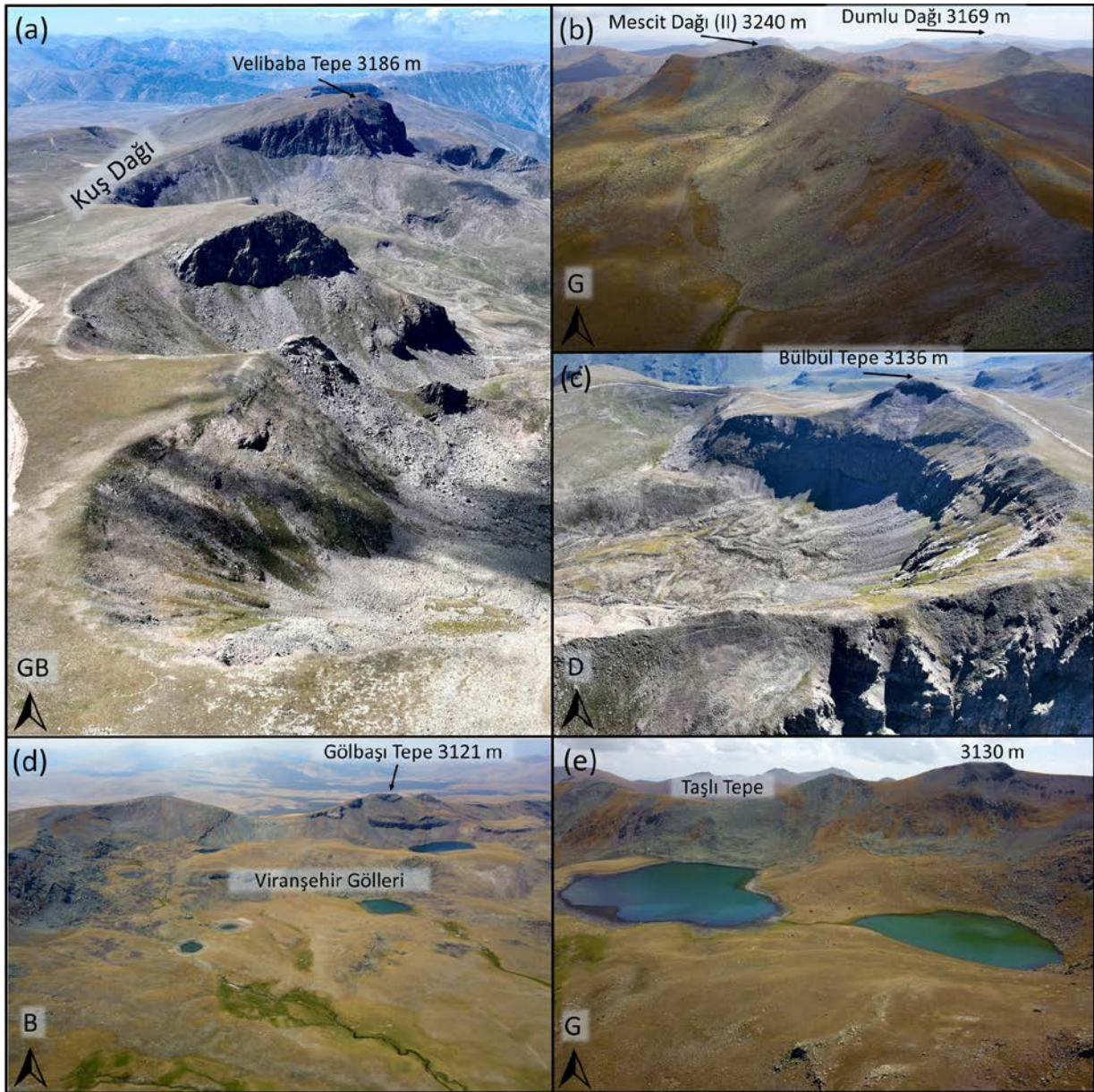


Şekil 2: (a) Mescit ve Dumlu Dağları'nın glasyal ve periglasyal jeomorfoloji haritası; (b) Sirklerin açıldıkları yönlere; (c) Gökdere paleobuzulunun maksimum yayılışına ait buzul modeli; (d) Gökdere paleobuzulunun kalınlık haritası.

3.1.1. Buzul Aşındırması ve Erozyonal Yerşekilleri

Mescit ve Dumlu Dağları'nda buzul erozyonuna bağlı oluşumlar, zirve hattı ile 2200 metre kotu arasındaki yüksek alanlarda yoğun olarak izlenmektedir. Buzul aşındırması, yüksek zirvelerden başlayarak genellikle kuzey ve kuzeydoğuya yönelen, derin oyulmuş vadilerde belirginleşir. Bu vadiler, yer yer aretelerle ayrılan geniş tabanlı sirklerle başlamakta ve uzandıkları doğrultuda U profilli tekne vadilere dönüşmektedir (Şekil 3 ve 4). Çalışma alanında tespit edilen 60 buzul sirki, bu sürecin başlangıç noktalarını oluşturmaktadır. Sirklerin ortalama

taban yüksekliği 2885 m, çapları ise 350 m ile 2600 m arasında değişmektedir. Sirklerin büyük çoğunluğu kuzeydoğu bakılıdır (Şekil 2b). Viranşehir, Yedigöller ve Gökdere vadilerinde sirkler genellikle birleşik yapıdayken, diğer vadilerde daha çok bireysel sirkler yaygındır. Sirklerin 40'ı tabanlı olup, bunların 30'unda sirk gölü bulunmaktadır. Bu göllerin çapları 120–450 m arasında değişmekte olup, buzul taban erozyonunun önemli göstergelerindendir. Özellikle Gökdere ve Viranşehir vadilerinde basamaklı sirk yapıları dikkat çekmekte, bu yapılarda farklı seviyelerde sirk gölleri oluşmuştur (Şekil 3).



Şekil 3: Çalışma alanındaki erozyonal yer şekilleri: sirkler, areteler ve piramidal zirvelerin havadan fotoğrafları. (a, c) Çalışma alanının kuzey bölümünde asimetrik yapı: kuzey yamaçlar dik, güney yamaçlar daha az eğimli; (b, d, e) Mescit Dağı ana zirvesi çevresindeki sirkler ve zirveler / **Figure 3:** Aerial photographs of erosional landforms in the study area: cirques, arêtes, and pyramidal peaks; (a, c) Asymmetric topography in the northern sector of the area: steep northern slopes versus gentler southern slopes; (b, d, e) Cirques and peaks around the main summit of Mount Mescit.

Çalışma alanındaki diğerk önemli buzul aşındırma şekilleri, piramidal zirveler ve aretelerdir. Piramidal zirveler, özellikle Mescit Dağı ana zirvesi çevresinde, ayrıca Gökdere, Çiniçor, Yedigöller, Viranşehir ve Çurman vadilerinin kaynak bölgelerinde, buzulların geri aşındırması sonucu belirgin piramit formunu kazanmıştır. Buna karşın, Çoruh Vadisi'nin güney yamacındaki Kuş Dağı ve çevresindeki piramidal zirve ve areteler, daha çok asimetrik yapılar sergilemektedir. Bu bölgede kuzeye bakan yamaçlar buzullar tarafından güçlü biçimde aşındırılmış olup, neredeyse dik duvar görünümündedir. Buna karşılık, güney yamaçlar, zayıf buzul etkisine maruz kaldığından veya pELA'nın altında kaldığından, daha az eğimli bir plato görünümü sunmaktadır. Bu durum, belirgin bir morfolojik asimetri oluşturmaktadır (Şekil 3a). Areteler genellikle birbirine yakın sirkler arasında gelişmiştir. Özellikle Mescit Dağı'nın kuzeydoğusundaki Çiniçor Vadisi ile Gökdere-Çurman vadileri arasında ve Aygırgölü Vadisi çevresinde belirgin areteler gözlenmektedir (Şekil 3b, 3d ve 3e).

Gökdere Vadisi, çalışma alanındaki en belirgin U profiline sahip buzul vadisi olarak öne çıkar (Şekil 4). Yaklaşık 15.6 km uzunluğundaki vadideki buzul izleri, toplamda 38 km²'lik bir alanı kaplamaktadır. Paleobuzul alanında ortalama eğim 20° iken, sirk yamacından buzul cephesine kadar olan vadi taban eğimi ortalama 4°'dir. Vadi, kuzeydoğu yönünde uzanmakta olup ortalama 49° doğrultusundadır. Üç kolun birleşmesiyle oluşan Gökdere Vadisi, Tığıdağı (3198 m) ve Topçağıl (3150 m) tepeleri arasındaki sirklerden başlar ve kuzeydoğu yönünde ilerler. Yaklaşık 7 km sonra, Mescit Dağı zirvesinin (3239-3240 m) güneyinde yer alan sirklerden doğuya yönelen 5 km uzunluğundaki bir kolla birleşir. Vadi, bu noktadan itibaren yaklaşık 6 km boyunca belirgin tekne karakterini sürdürür ve 2150 m kotunda U profili kaybolarak tamamen flüvyal bir karaktere dönüşür. İki ana kolun birleştiğı kesimde vadi genişliği 1.5 km'ye ulaşmakta ve törpülenme sınırı ile vadi tabanı arasındaki yükseklik farkı 400 metreyi aşmaktadır. Gökdere Vadisi, Mescit ve Dumlu Dağları'nda buzul erozyonunun en net gözlemlendiğı alan olup, tekne vadi morfolojisini en açık biçimde sergileyen örnektir (Şekil 4c ve 4e). Vadinin

güney yamacında, belirli seviyelerde basamaklı eğim kırıkları dikkat çekicidir (Şekil 4e). Vadi içerisinde toplam 10 sirk yer almakta, bunların üçünde sirk gölü bulunmaktadır. Bu göllerin çapları 120 m ile 450 m arasında değişmektedir. Viranşehir Vadisi ise 15 km uzunluğu ve 44 km²'lik yüzey alanıyla çalışma alanındaki en geniş buzul aşındırma sahasını temsil eder. Üç büyük koldan oluşan vadi sisteminde, zirve kotları 3040 ile 3240 m arasında değişmekte olup, bu kotlardan başlayan buzul izleri 2212 m'ye kadar izlenebilmektedir. Ana vadi ile Küçükovit kolu belirgin bir U profiline sahipken, diğerk yan kollar bu morfolojik özelliğı daha sılık biçimde yansıtır (Şekil 4a). Ana vadi tabanının ortalama eğimi 3,3° civarındadır. Vadi boyunca çapları 350 m'ye ulaşan 14 sirk gölü yer almakta ve bu göllerin önemli bir kısmı birleşik sirk yapılarının tabanlarında bulunmaktadır.

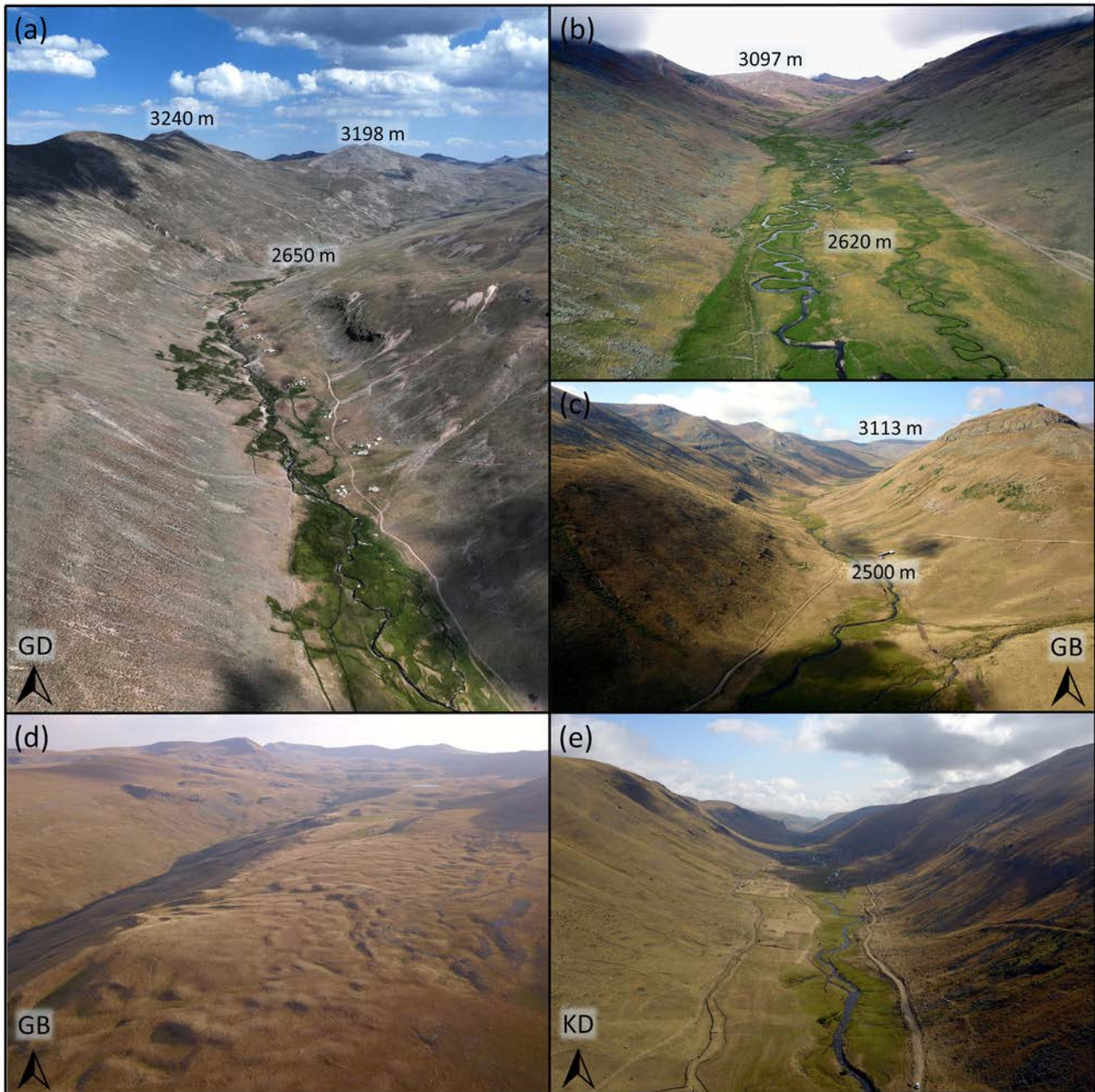
Yedigöller Vadisi ise Mescit Dağı zirvesinin (3240 m) kuzeyinde yer almakta olup, geniş bir sirkten başlayarak kuzeydoğu yönünde 10.8 km uzunluğ'a ulaşmaktadır (Şekil 4d). Ana sirkten itibaren ilk 4 km'lik bölüm, buzul beslenme alanına karşılık gelen birleşik sirkler alanı özelliğı taşımaktadır. Bu kesimde vadinin en geniş yeri yaklaşık 3 km'dir. 2700 m kotundan itibaren vadi profili belirginleşmekte ve derinleşmektedir. Toplam 20 km² yüzey alanına sahip vadinin taban eğimi ortalama 5°'dir. Yedigöller Vadisi, Ağaver Yaylası civarında 2270 m kotunda glasyal karakterini kaybetmektedir.

Mescit ve Dumlu dağlarında belirgin tekne karakteri gösteren diğerk bir buzul vadisi ise Çurman Vadisi'dir. Çurman Vadisi ise Gökdere Vadisi'nin güneyinde yer almakta ve ona paralel şekilde yaklaşık 13 km boyunca uzanmaktadır. Bu vadi, çalışma alanındaki belirgin tekne vadilerden biri olup, yaklaşık 17 km²'lik buzul izine sahiptir (Şekil 4b). Vadi tabanı ortalama 3,7° eğime sahipken, genel uzanımı doğuya (82°) doğrudur. Vadi, birkaç sirkin birleşimiyle oluşmuş sade bir morfolojik yapıya sahiptir ve yan kol barındırmaz. Sirklerin gerisindeki zirve kotları 3150 m ile 3210 m arasında değişmektedir. Orta kesimde yer alan tümseksi (İng: hummocky) morenlerin gerisinde vadi derinliğı 300 metreyi aşmakta olup, buzul karakteri 2324 m kotunda sona ermektedir.

Çalışma alanındaki belirgin U profiline sahip diğerk bir vadi ise Kağans Vadisi'dir. Bu vadi, Mescit Dağı ile Dumlu Dağı arasında yer alan, altı koldan oluşan bir vadi sistemidir. Ana vadi eksenı kuzeybatı-güneydoğud doğrultusunda uzanırken, buzul izlerinin en belirgin olduğu yan kollar genellikle güneybatı-kuzeydoğud yönünde gelişmekte ve ana vadiyle birleşmektedir. Yan kollar tipik tekne vadi özellikleri sunarken, ana vadide U profili daha silik bir görünüme sergiler. Sirklerin gerisindeki zirve kotları kuzeyden güneye doğru sırasıyla 3150 m, 3098 m ve 3051 m'dir. Vadi sisteminin toplam alanı 17 km², ana vadinin uzunluğu 9 km, tüm sistemin uzunluğu ise 23 km'dir. Ana

vadinin taban eğimi ortalama 6°, yan kollarınkı ise 10–11° arasında değışmektedir. Buzul vadisi 2160 m kotunda son bulmaktadır.

Bu vadilere ek olarak Karapelen, Çiniçor, Kazan, Huşköl, Aygırgölü ve Mescit Dağı'nın kuzey uzantılarındaki daha küçük boyutlu vadilerde de buzul izlerine rastlanmaktadır. Bu vadiler, genellikle daha silik bir tekne karakteri sunmakla birlikte, buzul sedimanlarının oluşturduğu morenler ve periglasyal oluşumlar açısından önemli alanlardır. Bu grubun en uzun vadisi 6 km uzunluğundaki Gök Vadisi olup, diğerklerinin uzunlukları 1,6–5 km arasında değışmektedir.



Şekil 4: Çalışma alanındaki buzul vadilerine ait görüntüler. (a) Viranşehir Vadisi; (b) Çurman Vadisi; (c, e) Gökdere Vadisi; (d) Yedigöller Vadisi / **Figure 4:** Views of glacial valleys in the study area. (a) Viranşehir Valley; (b) Çurman Valley; (c, e) Gökdere Valley; (d) Yedigöller Valley.

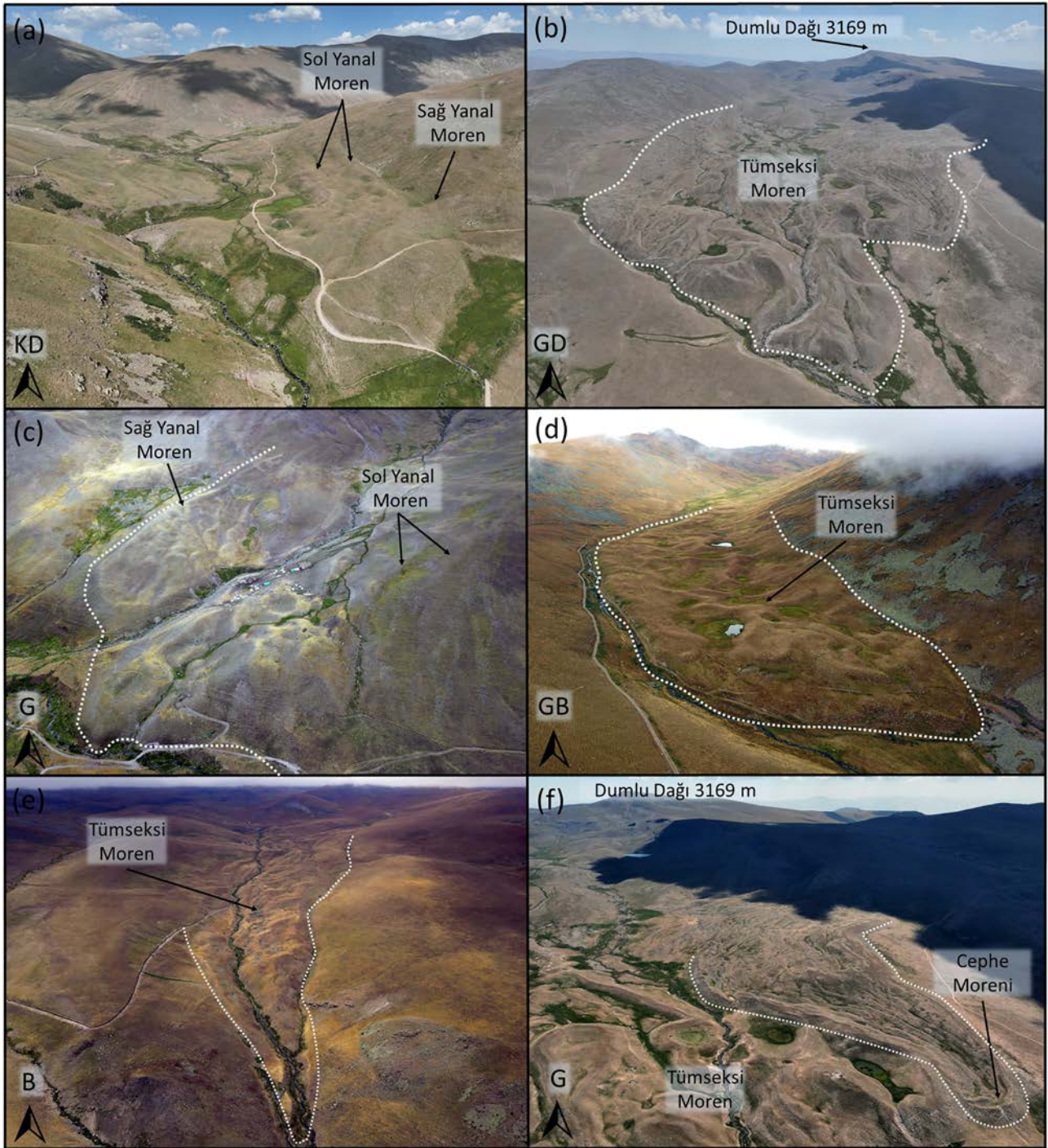
3.1.2. Buzul Depoları ve Morenler

Mescit ve Dumlu Dağları'nda buzul erozyonu ile taşınan buzul sedimanları, sirklerin içinde, vadi tabanlarında, yamaçlarda ve plato yüzeylerinde depolanmıştır. Yaklaşık 35 km²'lik bir alanı kaplayan bu depolar, buzulların konumuna, buzullaşma sürecindeki evrelerine (ilerleme, duraklama, gerileme) ve buzul geometrisine bağılı olarak farklı türde moren şekilleri oluşturmuştur. Genellikle till içeren, yer yer iri bloklarla ya da yıkanmış sedimanlarla zenginleşmiş bu morenler, hem buzullaşmanın yayılış sınırlarının belirlenmesinde hem de bölgesel buzul tarihçesinin anlaşılmasında önemli yerşekilleridir. Çalışma alanında bazıları kilometrelerce uzunluğa ulaşan morenler, morfostratigrafik özelliklerine göre iki ana gruba ayrılmıştır. İlk grubu oluşturan yaşlı morenler, maksimum buzullaşma sınırlarını temsil eden ve daha eski dönemlere ait birikimlerdir. Bu morenler genellikle belirgin olmayan sırtlara sahip, aşınmış ve silik morfolojili yanal moren karakterindedir. Viranşehir, Yedigöller, Çiniçor, Gökdere, Çurman, Mavi ve Yağcılar vadilerinde, paleobuzulların cephelelerine yakın konumlanmış yanal morenler bu gruba dâhildir. Bu morenlerin zayıf topografik iz bırakmasının yanı sıra, üzerindeki kaya bloklarının azlığı da uzun zaman içinde yaşanan bozunmayı yansıtmaktadır.

Daha genç olan ikinci grup morenler ise, daha belirgin morfolojik özellikler sergileyen, blok bakımından zengin, keskin sırtlı ve engebeli bir yapıdadır. Genellikle maksimum buzullaşma sınırlarının gerisinde oluşmuş olan bu morenler; yanal moren, cephe moreni ve tümseksi morenler şeklinde farklı formlarda gözlenmektedir (Şekil 5). Özellikle Yedigöller, Viranşehir, Kağans vadileri ile kuzeye bakan küçük vadilerde genç yanal morenler oldukça yaygındır (Şekil 5a ve 5c). Cephe morenleri çeşitli vadilerde tespit edilmiş olsa da, çalışma sahasında gerçek anlamda korunmuş terminal moreni bulunmamaktadır. Bunun başlıca nedeni, buzulların genellikle vadi içerisinde sona ermesi ve bu alanlardaki morenlerin zamanla tahrip olarak çoğunlukla yanal morenlerin uzantısı şeklinde korunmuş olmasıdır.

Çalışma alanının en dikkat çekici moren şekilleri, yüzey morfolojileri açısından farklılaşan tümseksi morenlerdir. Bu morenler, özellikle dar vadilere kanalizasyon olmayan ve düşük eğimli alanlarda, buzulların durağan dönemlerinde gelişmiştir. Tümseksi morenlerin oluşumunda bir diğer etken ise, paleobuzulların taşıdığı yoğun kaya döküntüsünün zamanla buzulun cephe bölgesini örterek ablastasyon sürecini yavaşlatmasıdır. Bu süreç, buzulun gerilemeden uzun süre cephe hattında kalmasına ve düzensiz moren birikimlerine neden olmuştur. Tümseksi morenler, dalgalı yüzey yapıları, düzensiz ve kavisli sırtlar ile aralarındaki depresyonlarla tanımlanır. Bu nedenle, bu moren alanlarında çok sayıda göl oluşumu gözlenmektedir. Örneğin, Çurman Vadisi'nin tabanındaki tümseksi morenler, düşük eğimli zemin üzerinde gelişmiş olup, üzerlerinde çok sayıda sığ göl ve çukurluk barındırmaktadır (Şekil 5d). Benzer şekilde Aygırgölü Vadisi'ndeki tümseksi morenler üzerinde de çoğunluğu mevsimlik olmak üzere çok sayıda göl bulunmaktadır (Şekil 5f).

Yedigöller Vadisi, yaşlı ve genç morenlerin belirgin olarak ayrılabilirdiği alanların başında gelmektedir. Hem sol yanal moren hem de sağ yanal moren vadinin en eski buzullaşmasını yansıtır. Vadinin sağ ana yanal moreni 2850 m ile 2350 m arasında 4 km uzunluğunda kesintisiz bir sırt oluşturmaktadır. En geniş yerde 500 metreyi bulan bu morenin vadi içine bakan yamaçlarında soliflüksiyon oluşumları gözlenir. Sırt morfolojisi korunmakla birlikte yuvarlatılmış yayvan bir özellik sergiler. Vadinin sol yanal moreni ise 2810 m ile 2600 m arasında yaklaşık 2.5 km uzanır. Ortalama 30 m yüksekliğinde olan bu moren de yuvarlak sırt hattına sahiptir. morenin dış yamacında soliflüksiyonlar gözlenir. Yedigöller Vadisi'nin genç morenleri ise bu morenin doğusunda kalmaktadır. Vadi tabanı ile sol ana yanal moren arasındaki yüzeyde tümseksi morenler genç yanal morenlerle bölünmüştür. Bu moren alanının uzunluğu 3.7 km, genişliği ise 300-500 m arasında değişmektedir. Paleobuzul cephesine doğru yanal morenler vadi tabanına doğru belirgin şekilde kapanma eğilimi gösterirler.



Şekil 5: Çalışma alanındaki morenlerin havadan görüntüleri. (a) Viranşehir Vadisi ile Küçükövit kolunun yanal morenleri; (b, f) Aygırgölü Vadisi'ndeki morenler. Buradaki cephe moreninin, tümseksi moren yanında kavis yapmasının nedeni, muhtemelen tümseksi moreni oluşturan paleo döküntü örtülü buzulun bu noktada buzul dilini ötelemesidir. Normalde arazi eğimine göre vadi tabanına inmesi gereken buzul, mevcut diğer paleobuzul nedeniyle yön değiştirerek kavislenmiştir; (c) Kağans Vadisi yan kolundaki morenler; (d) Çurman Vadisi tabanındaki tümseksi morenler ve üzerindeki göller; (e) Huşköl Vadisi'nde tümseksi morenler.

Figure 5: Aerial views of moraines in the study area. (a) Lateral moraines of the Viranşehir Valley and Küçükövit tributary; (b, f) Moraines in the Aygırgölü Valley. The curvature of the frontal moraine next to the hummocky moraine is caused by the paleo debris-covered glacier, which displaced the ice tongue at this location. Normally, the glacier would descend toward the valley floor following the slope, but here it was deflected by the presence of another paleoglacier; (c) Moraines in a tributary of the Kağans Valley; (d) Hummocky moraines and associated lakes on the floor of the Çurman Valley; (e) Hummocky moraines in the Huşköl Valley.

3.1.3. Buzulların Kütle Dengesi

Çalışma alanındaki yedi buzul vadisinde uygulanan AAR, AABR ve MELM yöntemlerine göre pELA hesaplanmıştır (Tablo 1). Vadiler arasında AAR yönteminde fark daha büyük, AABR'da daha küçüktür. Büyük vadi sistemlerinde (Viranşehir, Yedigöller, Gökdere

ve Çurman vadileri) pELA daha yüksek, küçük vadilerde ise daha alçak olarak hesaplanmıştır. MELM yöntemine göre belirlenen pELA sonuçları, AAR ve AABR ile elde edilen sonuçlara göre daha alçakta kalmaktadır. Ayrıca AAR sonuçları da AABR'a göre daha düşük kotları işaret etmektedir.

Tablo 1: Çalışma alanındaki ana buzul vadilerinin pELA verileri / **Table 1:** pELA values of the main glacial valleys in the study area.

Vadiler	Uzunluk (km)	Alan (km ²)	Vadi Tabanı Eğimi (°)	Yükseklik (min.) (m)	AAR (0.58)	AAR (0.65)	AABR (1.56)	AABR (1.69)	MELM
Viranşehir V.	15	44	3.3	2210	2800	2790	2900	2910	2650
Yedigöller V.	10.8	20	5	2270	2960	2900	3030	3040	2810
Gökdere V.	15.6	38	4	2150	2880	2820	2960	2970	2700
Curman V.	13.2	17.8	3.7	2320	2900	2850	2940	2950	-
Kağans V.	9	17.3	6	2160	2670	2620	2790	2800	-
Huskul V.	8	14	6	2260	2730	2690	2820	2830	-
Aygırgolu V.	8.3	16	5	2410	2740	2710	2820	2830	-

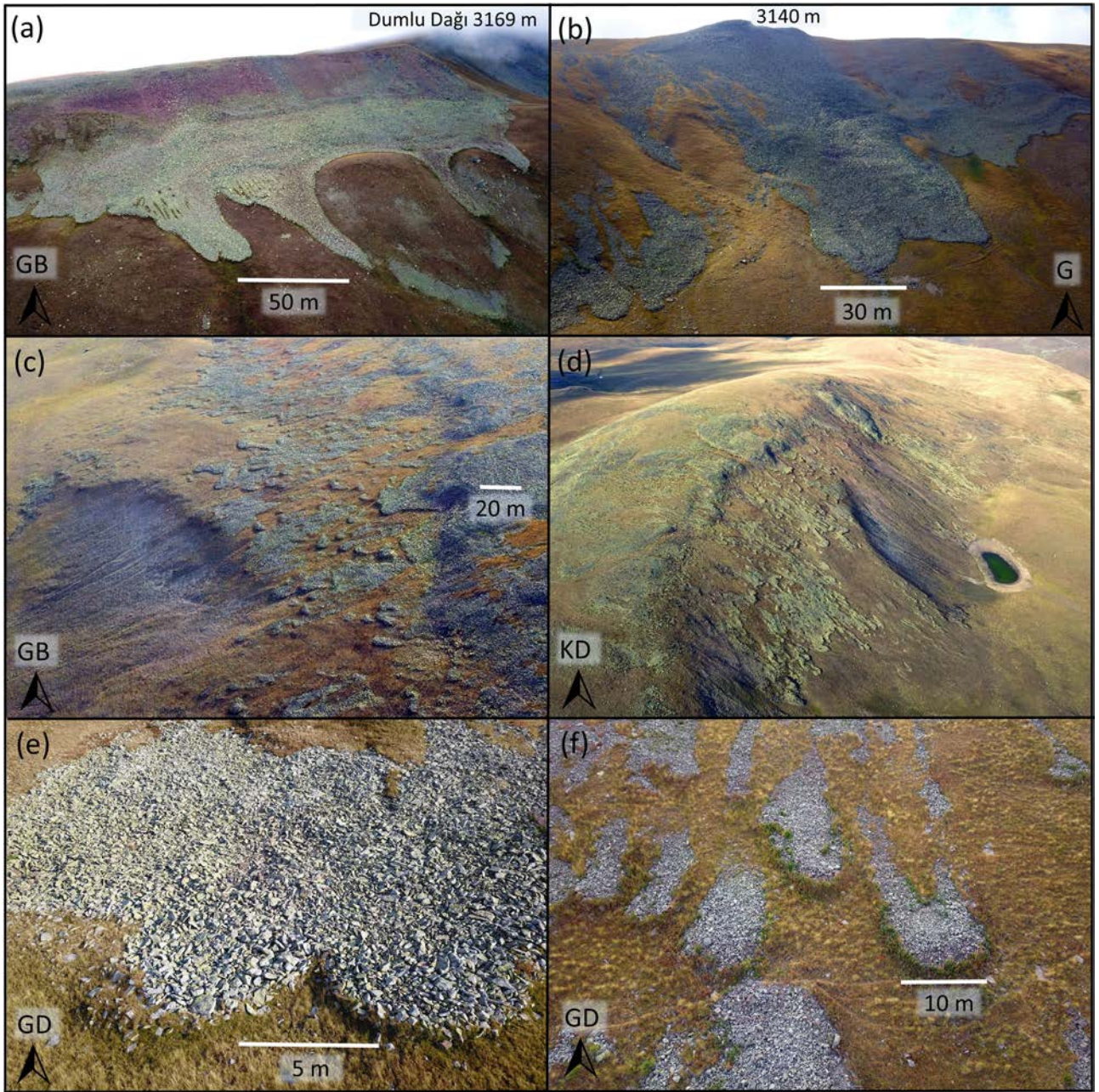
Vadilerin ortalama pELA değerleri AAR 0.58'e göre 2829 m, AAR 0.65'e göre 2782 m, AABR 1.56'ya göre 2910 m, AABR 1.69'a göre 2920 m olarak hesaplanmıştır. Bu sonuçlar Mescit ve Dumlu dağlarında pELA'nın ortalama 2800-2900 metrelerde olması gerektiğini göstermektedir. MELM yöntemi yalnızca Viranşehir, Yedigöller ve Gökdere vadilerine uygulanmıştır. Bunun sebebi, diğer vadilerde uygun yanal morenin olmayışı, var olan morenlerin pozisyonu ve moren tipinin pELA'yı belirlemeye uygun olmamasından kaynaklanmaktadır. Viranşehir Vadisi'nde MELM'e göre pELA 2650 m, Yedigöller Vadisi'nde 2810 m ve Gökdere Vadisi'nde 2700 m olarak belirlenmiştir. Bunlara ek olarak sirk tabanı ortalamasına göre Çalışma alanının pELA'sı 2885 m olarak belirlenmiştir.

3.2. Periglasyal Yerşekilleri

Mescit ve Dumlu dağlarında periglasyal yer şekilleri büyük ölçüde buzullaşma alanlarının içinde yer almakla birlikte, buzullaşma alanlarının dışında da bazı örnekler gözlemlenmektedir. Çalışma sahasında en yaygın periglasyal oluşumlar soliflüksiyon yapılarıdır; bunlara ek olarak desenli zeminler ve kaya buzulları da geniş bir yayılım alanına sahiptir.

3.2.1. Soliflüksiyon

Mescit ve Dumlu volkanik dağlarında en yaygın görülen periglasyal yer şekilleri soliflüksiyon yapılarıdır ve bu oluşumlar toplamda yaklaşık 30 km²'lik bir alanı kaplamaktadır (Şekil 6 ve 7). Bu yapılar arasında en belirgin olanları taş yığını soliflüksiyon loblarıdır (İng: stone-banked solifluction lobe). Volkanik litolojinin bol kaya döküntüsü üretmesi, ortalama 20,7° eğime sahip ve 2600 m'den yüksek yamaçlarda bu tip soliflüksiyon oluşumlarının gelişimini desteklemektedir (Şekil 6). Taş yığını soliflüksiyon lobları genellikle 10 metre genişlikte ve cepheleri yaklaşık 1 metre kalınlığındadır. Eğim aşağı yönde hareketle kenarları kuyruk biçiminde uzanarak karakteristik U şeklinde bir görünüm oluştururlar (Şekil 6f). Ancak yamaç eğiminin arttığı kesimlerde bu simetrik formlar bozulur ve daha düzensiz şekiller ortaya çıkar. Arazi gözlemlerine göre çalışma sahasında hemen her bakı yönünde taş yığını soliflüksiyon loblarına rastlanmaktadır. Bunlara ek olarak, döküntünün bol olduğu sırtlar ve nivasyon alanlarında taş döküntülerinden oluşan soliflüksiyonlar kaya buzullarına geçiş formu oluştururlar (Şekil 6a ve 6b). Bu oluşumlar birkaç yüz metre genişliğe ulaşabilirken, uzunlukları yer yer 100 metreyi bulabilmektedir.



Şekil 6: Çalışma alanındaki taş yığını soliflüksiyon loblarına ait fotoğraflar ve yaklaşık ölççekler. (a, b) Dumlu Dağı ve Sineklikaya Tepe yamaçlarındaki soliflüksiyon–kaya buzulu geçiş formları; (c, d) Yedigöller Vadisi’nde taş yığını soliflüksiyon loblarının havadan görüntüleri; (e, f) taş yığını soliflüksiyon loblarının yakın plan görüntüleri. Bu kesimlerde taş yığınının sürünmesine bağlı olarak toprak katmanındaki deformasyon görülmektedir / **Figure 6:** Photographs and approximate scales of stone-banked solifluction lobes in the study area. (a, b) Transitional forms between solifluction and rock glaciers on the slopes of Mount Dumlu and Sineklikaya Hill; (c, d) aerial views of stone-banked solifluction lobes in the Yedigöller Valley; (e, f) close-up views of stone-banked solifluction lobes. In these examples, deformation of the soil layer is observed due to the creep of the stone mantle.

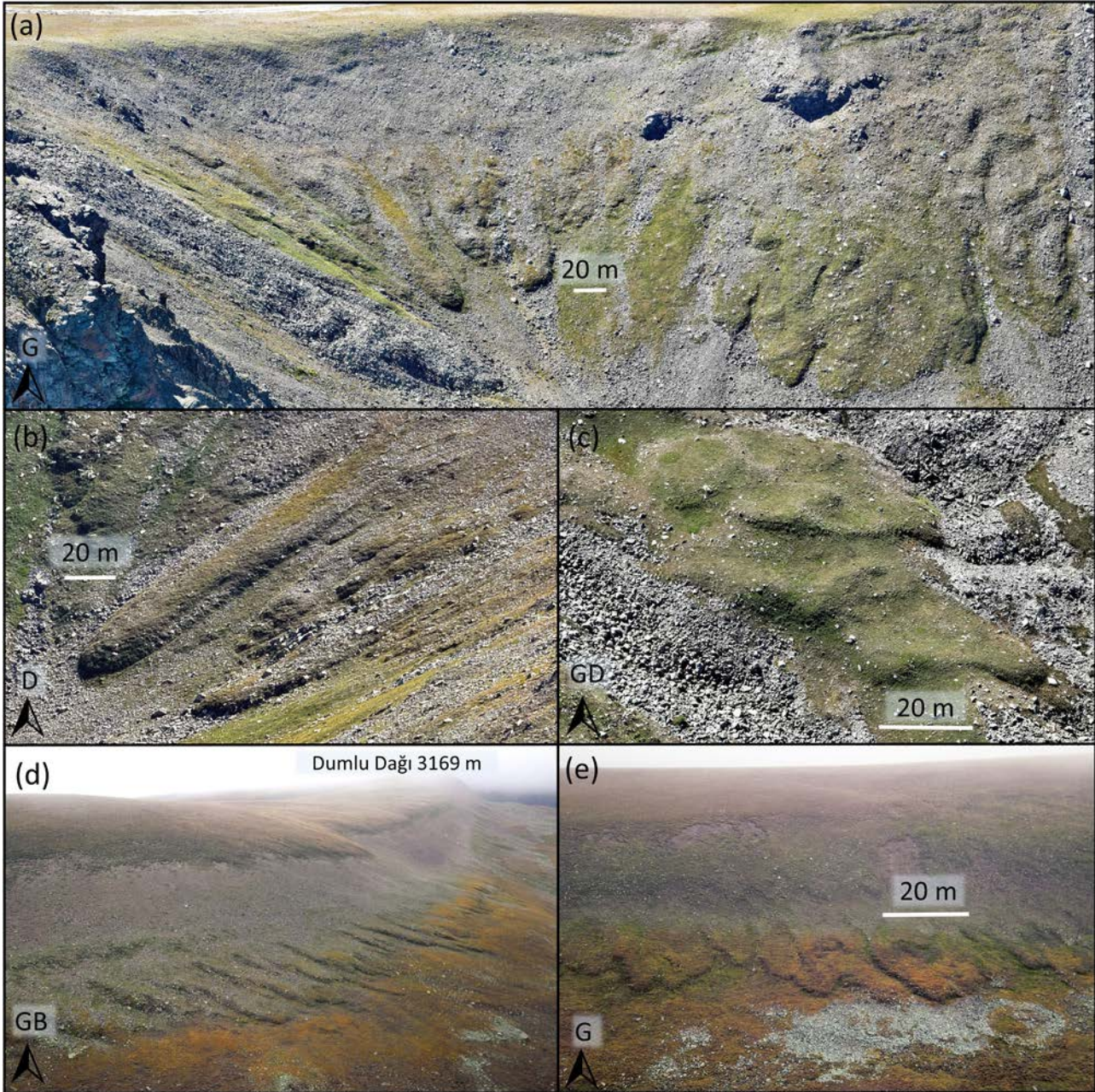
Bir diğer önemli soliflüksiyon yapısı ise çim yığını soliflüksiyon lobları (İng: turf-banked solifluction lobe) ve bunlara eşlik eden basamaklar ya da teraslardır (Şekil 7). Bu yapılar, özellikle sırtların kuzeye bakan ve nivasyon etkisi altındaki ortalama 24° eğime sahip ve 2800 m’den yüksek olan yamaçlarda gelişim göstermektedir. Üzerinde bitki örtüsü gelişmiş suya doymun toprak katmanı, donma-çözülme döngülerinin etkisiyle eğim aşağı

yönde yavaşça hareket ederek V ve U şeklinde belirgin tümsekler oluşturur.

Genişlikleri 10 ila 30 metre arasında değişen bu oluşumlar, yer yer 50 metreye kadar uzunluk kazanabilmektedir. Toprak katmanının kalınlığına bağlı olarak bu yapıların cephe kalınlığı 2 metreye ulaşabilir. Çim yığını soliflüksiyonlar genellikle sırtlara paralel şekilde çoklu sıralar halinde dizilerek karakteristik bir görünüm sergiler. Bu yapıların

en tipik örnekleri Kuş Dağı, Dumlu Dağı ve Simoklu Dağı'nın kuzey yamaçlarında gözlenmektedir. Ayrıca Kuş Dağı'nın kuzey

sirklerinde, soliflüksiyon loblarına ek olarak belirgin soliflüksiyon terasları da gelişmiştir.



Şekil 7: Çalışma alanındaki çim yığını soliflüksiyon loblarına ait fotoğraflar ve yaklaşık ölçekler. (a, b) Kuş Dağı ile Bülbül Tepe arasındaki sirk yamaçlarında gelişmiş çim yığını soliflüksiyon lobları; (c) aynı bölgedeki soliflüksiyon terasları; (d, e) Dumlu Dağı ile Eğerli Dağı sırtlarında, nivasyon etkisiyle oluşmuş ve sırtlara paralel uzanan çoklu soliflüksiyon lobları / **Figure 7:** Photographs and approximate scales of turf-banked solifluction lobes in the study area. (a, b) Turf-banked solifluction lobes developed on cirque slopes between Mount Kuş and Bülbül Hill; (c) solifluction terraces in the same area; (d, e) multiple solifluction lobes formed under nivation influence and aligned parallel to the ridges of Mount Dumlu and Mount Eğerli.

3.2.2. Kaya Buzulları

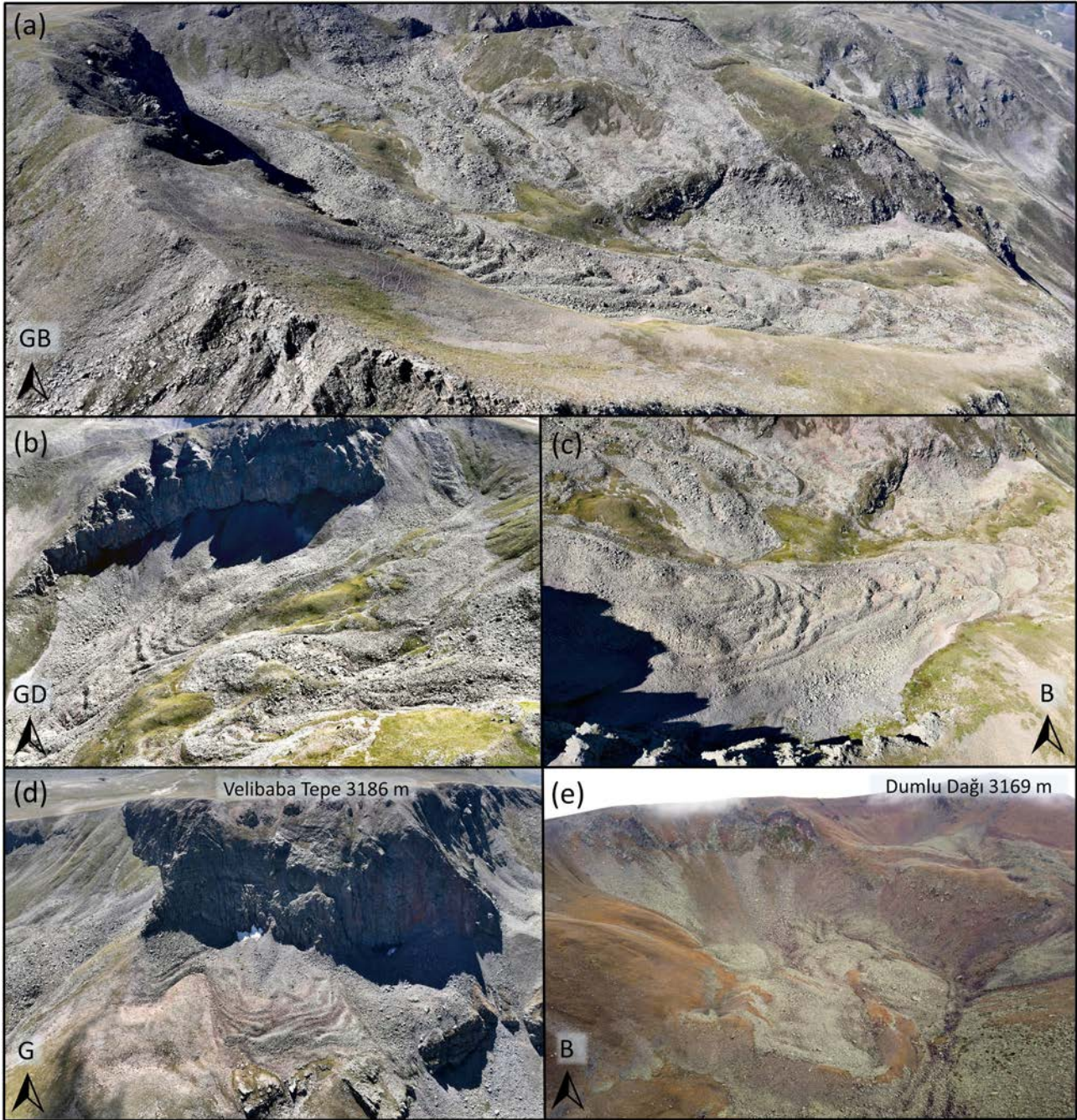
Çalışma alanındaki kaya buzulları, ağırlıklı olarak Çoruh Vadisi'ne bakan dağın kuzey sirklerinde ve Dumlu Dağı sirklerinde yayılış göstermektedir (Şekil 8). Bu kaya buzulları genellikle sığ özellikte olup büyük kalınlıklar sunmazlar. Alanın en uzun kaya buzulu yaklaşık 1000 metre uzunluğa sahiptir ve volkanik kaya

döküntüsünün yamaç boyunca sürünmesiyle oluşmaktadır (Şekil 8a, 8b ve 8c).

Sirklerde biriken bol miktardaki volkanik döküntü, içerdiği buz çimentolu matris sayesinde eğim aşağı yönde hareket ederek yüzlerce metre uzunluğa ulaşabilmektedir. Permafrost sürünme sayesinde eğim aşağı konsantrik sırt ve oluklardan oluşan buruşuk

görünüm kazanırlar. Bu oluşumlar, tamamen permafrost modeliyle açıklanan ve kaya-buz melanjından oluşan kaya buzulu sınıfına

girmektedir. Çalışma sahasında buzul kökenli, buz çekirdekli kaya buzulu tipine ise rastlanmamıştır.



Şekil 8: Çalışma alanındaki kaya buzulu örnekleri. (a, b, c) Bülbül Tepe'nin batısındaki sirkte yer alan ve uzunluğu 1000 metreyi bulan kaya buzunun farklı açılardan görüntüleri; (d) Velibaba Tepe'nin kuzeyindeki kaya buzulu; (e) Dumlu zirvesinin kuzeydoğusundaki kaya buzulu. Bu örnekte, bazı sırtlar üzerinde gelişen toprak ve bitki örtüsü, kaya buzulu aktivitesinin sona erdiğini göstermektedir / **Figure 8:** Examples of rock glaciers in the study area. (a, b, c) Different views of the rock glacier within the cirque west of Bülbül Hill, extending up to 1000 m in length; (d) rock glacier north of Velibaba Hill; (e) rock glacier northeast of the Dumlu summit. In this case, the development of soil and vegetation cover on some of the ridges indicates that the rock glacier is no longer active.

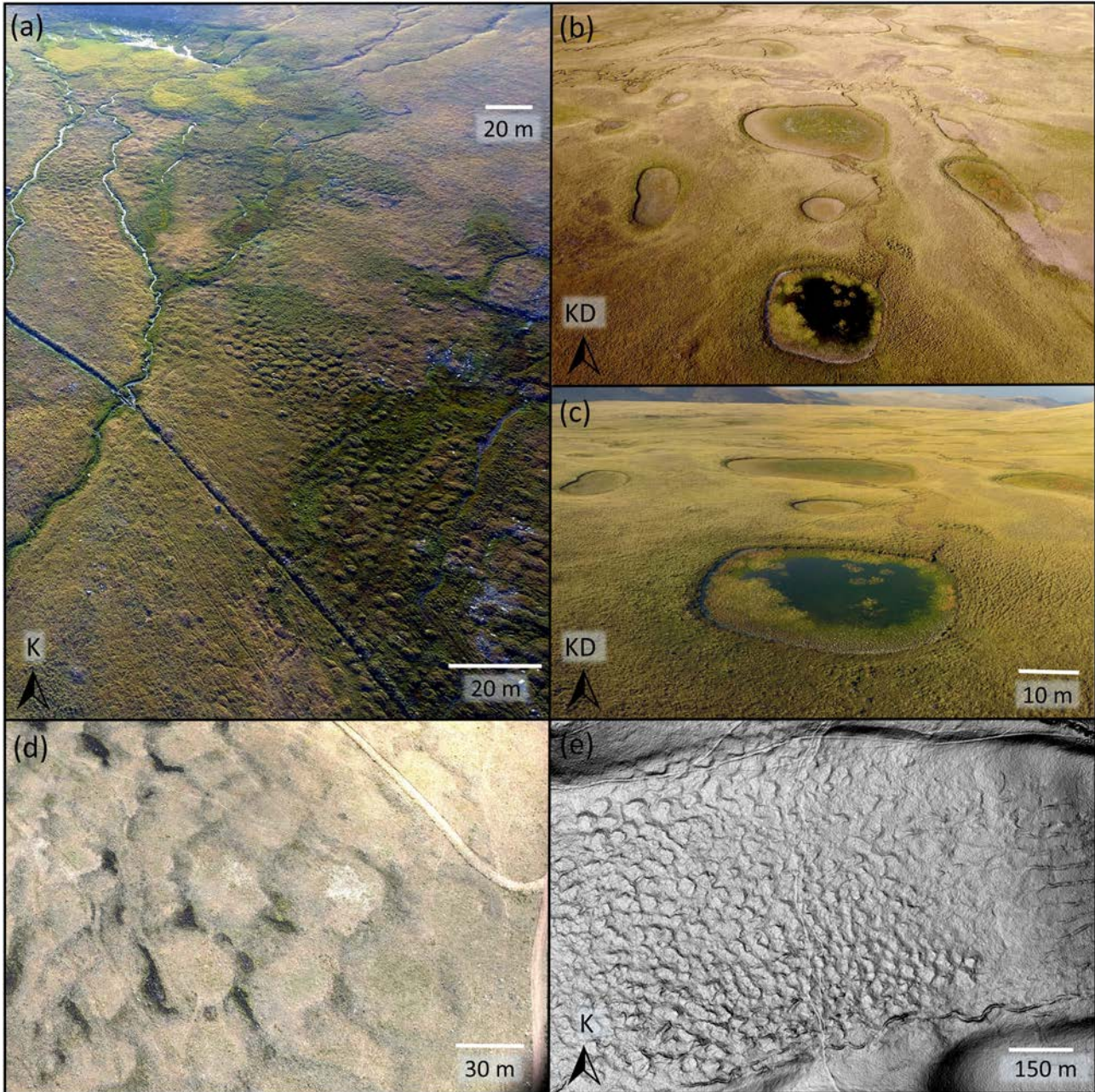
3.2.3. Diğer Periglasyal Oluşumlar

Çalışma alanında soliflüksiyon ve kaya buzullarına ek olarak tufur, paleo palsa ve desenli zeminler gibi periglasyal oluşumlar da görülmektedir (Şekil 9). Mescit ve Dumlu dağlarında, 2750 metre üzerindeki yükseltilerde

ve genellikle 3,5° eğimi aşmayan nemli çayır alanlarında tufur (İng: thufur / earth hummocks) oluşumları yaygın olarak gözlenmektedir. Bu kriyojenik toprak tümsekleri çapı 0.5-3 m, dairesel veya elips biçiminde olup 1.5 m yüksekliğe ulaşabilirler (Şekil 9a). Genellikle

çekirdeği mineraloji açısından zengin (kil ve silt gibi ince malzemeler içerir), yüzeyi ise bitki örtüsüyle kaplıdır. Alanda daha küçük çaplı tufur

örneklerinin de bulunması muhtemeldir; ancak mevcut veri seti bu küçük örneklerin saptanmasına imkân vermemiştir.



Şekil 9: Çalışma alanındaki diğer periglasyal oluşum örnekleri. (a) Karapelen Vadisi'ndeki tufurlar; (b, c) Karapelen Vadisi'ndeki muhtemel relict palsa örnekleri; (d, e) Ortaören Köyü güneydoğusundaki desenli zeminlere ait ortofoto ve DEM / **Figure 9:** Examples of other periglacial features in the study area. (a) Thufur in the Karapelen Valley; (b, c) possible relict palsas in the Karapelen Valley; (d, e) orthophoto and DEM views of patterned ground southeast of Ortaören village.

Çalışma alanındaki bir diğer periglasyal oluşum ise az eğimli nemli çayır alanlarında görülen dairesel çukur alanlardır. Bu çukurların bir kısmı suyla doluyken, bazıları geçici göllere ev sahipliği yapmakta, bazıları ise tamamen kuru kalmaktadır (Şekil 9b ve 9c). Bu oluşumlar muhtemelen relict palsa yapıları olarak değerlendirilebilir. Saha içinde bu tür oluşumların en yoğun görüldüğü yer, Karapelen

Vadisi'nin az eğimli, yüksek rakımlı sulak alanlarıdır. Buradaki bazı göllerin çapı 50 metreyi aşmakla birlikte, genelde bu göl ve çukurlar 1–2 metre derinlikten sığ özellik göstermektedir.

Mescit Dağı'nın batı yamaçlarında eğimin azaldığı Başovacık Köyü'nün kuzey ve kuzeydoğusunda, Ortaören Köyü'nün güneydoğusunda desenli zemin örnekleri

yaygın şekilde gözlenmektedir. Bu oluşumlar buzullaşma alanlarının dışında gelişmiştir. Büyük olasılıkla buzullaşma sürecinde zeminin daha nemli olması ve soğuk iklim koşullarıyla birlikte bol miktarda volkanik döküntünün birikmesi, bu desenli zeminlerin oluşumuna zemin hazırlamıştır. Yaklaşık 30–40 metre çapındaki poligon yapılar, aktif oldukları dönemde don kabarmasıyla merkezleri yükselmiş poligon formu sergilerken; kenarlarda çatlamalara bağlı olarak kaya döküntüsünün halka şeklinde biriktiği görülmektedir (Şekil 9d ve 9e).

4. TARTIŞMA

Bu çalışmada Mescit ve Dumlu dağlarında tespit edilen glasyal ve periglasyal yer şekillerinin dağılımı ve sınırları, bölgenin hem Kuvaterner dönemindeki hem de günümüzdeki iklimsel ve morfolojik gelişimini anlamada önemli ipuçları sunmaktadır. 256 km²'lik geniş buzullaşma alanı, vadilerin uzunlukları, belirgin buzul aşındırma izleri, sirk sayısı ve tümseksi morenlerin varlığı, bu volkanik kütlenin özellikle soğuk evrelerde geniş çaplı buzullaşmalara sahne olduğunu ortaya koymaktadır. Ana zirve ekseninin konumu, plato yüzeyinin düşük eğimi ve bölgesel iklim koşulları, Mescit ve Dumlu dağlarının kuzey ve kuzeydoğu yönlü paleobuzul akışlarını şekillendiren başlıca faktörler olmuştur. Bulgular, morfolojik açıdan Doğu Karadeniz Dağları gibi diğer buzullaşmış alanlarla belirgin farklılıklar göstermektedir. Bazı buzul vadilerinde U profillerinin belirginliğinin azalması ve buzullaşmanın yalnızca sınırlı alanlarda derin oyuntu oluşturmaması, litolojik ve topoğrafik farklılıklarla ilişkili olabilir.

Mescit ve Dumlu dağları, Türkiye'nin en geniş buzullaşma alanlarından birini barındırmaktadır (Yeşilyurt vd., 2018; Yılmaz & Yeşilyurt, 2023). Bu geniş yayılımın oluşmasında, ana zirve hattı çevresindeki az eğimli plato yüzeyleri belirleyici olmuştur. Hipsografik analizler (Şekil 1d), 3000 m üzerindeki alanların sınırlı, buna karşın 2500–3000 m aralığındaki alanların oldukça geniş olduğunu göstermektedir. Kalıcı kar sınırına yakın konumdaki bu geniş ve az eğimli yüzeyler, paleobuzullarda düşük akma gerilimine neden olmuş ve buzulların geniş

alanlara yayılmasını kolaylaştırmıştır. Bu durum, vadi buzullarının kalınlığını da artırmıştır. Örneğin, Gökdere Vadisi'nde düşük taban eğimi, paleobuzul kalınlığının 400 m'yi aşmasına olanak sağlamıştır. Benzer durumlar, Kavuşşahap Dağları'ndaki Narlıca Vadisi ile Doğu Karadeniz Dağları'ndaki Ovıt Vadisi'nde de rapor edilmiştir (Yeşilyurt vd., 2018; Kaldırım, 2023). Buna karşılık, kuzey vadilerindeki yüksek taban eğimleri muhtemelen daha sığ buzulların oluşmasına yol açmıştır.

Topoğrafik koşulların yanı sıra, volkanik litoloji de erozyonel buzul şekillerinin morfometrisini etkilemektedir. Toros Sıradağları'ndaki buzul aşınım şekilleriyle karşılaştırıldığında, çalışma alanındaki piramidal zirveler, sirk yamaçları ve vadi yamaçlarının daha düşük gradyanı sahip olduğu görülmektedir. Bu farklılık, volkanik litolojinin dayanım özelliklerinden kaynaklanabilirken, Toros kireçtaşlarının yüksek geçirgenliği ve karstlaşma potansiyeli, aşınmanın daha derine doğru gerçekleşmesini sağlayarak daha dik yamaçların oluşmasına neden olmaktadır.

Araştırma kapsamında Mescit ve Dumlu dağlarında buzullaşmanın maksimum yayılımını yansıtan erozyonel izler ve morenler haritalanmıştır. Gibbons vd. (1984) bir buzullaşma alanında gerçekleşen ana buzul ilerlemelerinin yalnızca %30'una ait morenlerin günümüze ulaşabildiğini, yani on buzul çağından ancak üçünün morenlerinin korunabildiğini belirtmektedir. Çalışma alanında, özellikle Viranşehir ve Aygırgölü vadileri başta olmak üzere bazı vadilerde birden fazla moren sırtı tespit edilmiştir. Ancak bu morenlerin kaç farklı buzullaşma dönemini temsil ettiği, mutlak yaşlandırma yapılmadan kesin olarak bilinemeyecektir. Morfolojik gözlemler, belirgin şekilde iki farklı moren grubunun varlığını ortaya koymaktadır. Gökdere, Viranşehir, Yedigöller, Çurman ve Mavi vadilerinde yaşlı morenler, daha yuvarlatılmış ve silik sırt morfolojisine sahip olup çoğunlukla yanal moren formundadır. Bu durum, morenlerin çok daha eski buzullaşma evreleriyle ilişkili olabileceğini düşündürmektedir. Daha uzun süre erozyona maruz kalan bu eski morenler, zamanla keskin sırt morfolojilerini kaybetmişlerdir. Ayrıca, yaşlı

morenler üzerinde daha az volkanik blok bulunması da kayda değerdir. Buna karşılık, tümseksi morenler dahil olmak üzere daha genç morenler daha belirgin sırt hatlarına ve daha bloklu bir yapıya sahiptir. Moren yaşı, bu morfolojik farklılıkların başlıca nedeni olmalıdır. Benzer morfostratigrafik farklılıklar Yeşilyurt vd. (2017) tarafından Kavuşşahap Dağları'nda da rapor edilmiştir. İlgili çalışmada, yaşlı morenlerin ortalama 47 bin yıl önce oluştuğu, genç morenlerin ise Son Buzul Maksimumu (SBM) ve Geç Buzul Dönemi'ne tarihlendiği belirtilmiştir. Bu nedenle, Mescit ve Dumlu dağlarındaki eski morenlerin küresel SBM öncesi bir buzullaşma evresine ait olması; genç morenlerin ise muhtemelen SBM buzullaşmalarıyla ilişkili olması olasıdır.

Kalıcı kar sınırı veya ona yakın konumdaki denge hattı yüksekliği (ELA), buzul ortamlarında geçmiş ve güncel iklim koşullarının karşılaştırılmasında temel göstergelerden biridir (Porter, 1975). Topoğrafya ve iklimin bileşik etkisini yansıtan bu sınır (Nesje, 1990), buzul geometrisi ve morfometrik verilerden türetilmediği gibi doğrudan gözlem ve jeomorfolojik kanıtlarla da belirlenebilir. Ancak güvenilir sonuçlar elde edebilmek için, benzer iklim ve topoğrafik koşullara sahip güncel buzullardan kalibrasyon yapılması gereklidir (Bolch & Loibl, 2018). Çalışma alanında güncel bir buzulun bulunmaması, kalibrasyon için uygun referans eksikliğine yol açmakta; ayrıca paleobuzulların bulunduğu dönemden günümüze topoğrafyanın değişmiş olması hesaplamalara ek belirsizlik katmaktadır. Daha küçük buzulların eski sınırlara ulaşamaması, vadilerde moren bırakması ve paraglasyal süreçlerin vadi morfolojisini dönüştürmesi, mevcut morfometrik parametrelerin gerçek paleotopoğrafyayı yansıtmamasına neden olmaktadır.

AAR yöntemi ile hesaplanan pELA değerleri 0.58 oranında 2670–2960 m, 0.65 oranında 2620–2900 m; AABR yöntemi ile 1.56 oranında 2790–3030 m, 1.69 oranında 2800–3040 m aralığındadır. AAR yöntemi vadiler arasında 300 m'ye yaklaşan farklar üretirken, AABR bu farkı azaltmakla birlikte ortalama 100 m daha yüksek değerler vermektedir. AABR'nin daha yüksek sonuçları, kütle dengesi gradyanını dikkate alması ve akümülyasyon–ablasyon alanlarını

daha dengeli temsil etmesi ile açıklanabilir. MELM yöntemi ise bu iki yöntemle göre daha düşük kotlar sunmuş, yalnızca üç vadiye yanal moren üst sınırı 2650–2810 m aralığında belirlenmiştir. Sirk tabanı ortalamasına göre pELA 2885 m olarak hesaplanmıştır. Çalışma alanında 2800 m'nin altında kalan zirvelerde buzul erozyon izlerinin bulunmaması, pELA'nın bu seviyenin altına inmediğini güçlü biçimde göstermektedir. Ancak derin kazılmış sirklerde, topoğrafik etkiler nedeniyle bu sınırın lokal olarak daha düşük seviyelere inmiş olması mümkündür. Elde edilen değerler, Messerli (1967) tarafından belirtilen 2600–2700 m ve Çiner (2004) tarafından verilen 2750 m değerleri ile genel olarak uyumludur.

Güncel ELA doğrudan gözlemlenebildiği en yakın alan, yaklaşık 50 km kuzeydeki Kaçkar Dağı'dır. Kaçkar zirvesinin güneybatısındaki sirk buzulu, Çoruh Havzası'ndaki konumu nedeniyle Mescit ve Dumlu dağlarına benzer iklim koşullarına sahiptir. Gözlemler, bu buzulda günümüzde ELA'nın yaklaşık 3700 m'de olduğunu ortaya koymaktadır. Dolayısıyla 3700 m'yi aşan belirgin bir yamaç bulunmadıkça bu bölgede güncel buzul gelişimi olası değildir. Mescit ve Dumlu'nun en yüksek noktası 3240 m olup güncel sınırın yaklaşık 500 m altındadır. Bu nedenle günümüzde bu sahada buzul bulunmamaktadır. Buna karşılık, hesaplanan pELA ile güncel ELA arasındaki fark yaklaşık 1000 m'dir. Türkiye'nin farklı dağlık bölgelerinde yapılan çalışmalar da benzer ELA farkları ortaya konmuştur. Örneğin, Yeşilyurt (2017) Kavuşşahap Dağları'nda 1000–1150 m, Çiner (2004) Ağrı Dağı'nda 1300 m, Mescit Dağları'nda 950 m, Aladağlar'da 1250 m, Messerli (1967) Doğu Karadeniz Dağları'nda 1100 m ve Orta Toroslar'da 900–1000 m ELA farkı hesaplamıştır. Bu değerler, güncel iklim ile buzul dönemleri arasında belirgin sıcaklık farklarına işaret etmektedir. Nitekim Yeşilyurt (2017), Kavuşşahap Dağları'nda 1000–1150 m'lik ELA farkının en az 8–10,5 °C'lik bir sıcaklık farkı doğuracağını belirtmiştir. Ancak, çalışma alanındaki meteoroloji istasyonlarının buzullaşma sınırının altında kalması, adyabatik sapma oranı (adiabatic lapse rate) üzerinden güvenilir bir sıcaklık farkı hesaplamasını kısıtlamaktadır. Bu nedenle, geçmiş ve güncel

iklim arasındaki sıcaklık farkının tam olarak ne kadar olduğu bu aşamada belirlenememektedir.

Periglasyal sũreçlerle ilişkili yerşekilleri, yũksek dağlık alanlarda hem gũncel iklim koşullarının hem de geçmiş iklim evrelerinin anlaşılmasında ȳnemli jeomorfolojik gȳstergeler olarak değerlendirilir. Bu bağlamda, çalışma alanında tespit edilen taş yĩđını ve çim yĩđını soliflũksiyon lobları, kaya buzulları, tufur alanları ve desenli zeminler, bȳlgenin gũncel donma-çȳzũlme sũreçlerine açık olduğunu ve geçmiş iklim koşullarının bugũnkũ mikrorȳlyef ȳzerinde bıraktığı izleri ortaya koymaktadır. Bu durum, hem gũncel permafrost sınırlarının varlığına işaret etmekte hem de paleoperiglasyal koşulların etkilerini yansıtmaktadır. Mescit ve Dumlu dağlarında geniş alanlara yayılan soliflũksiyon yapıları, yũksek dağlık bȳlgelerde yaygın olarak gȳrũlen ve donma-çȳzũlme sũreçlerinin etkisiyle yamaç aşağı gerçekteşen yavaş toprak hareketlerinin tipik ȳrnekleridir (French, 2007; Matsuoka, 2001; Jaesche vd., 2003; Harkema vd., 2023). Bu sũreçler, her ne kadar yıllık milimetre-santimetre ȳlçeđinde gerçekteşse de, uzun vadede sediman taşınımı ve yamaç gerilemesine ȳnemli katkılar sağlar (Berthling vd., 2002; Draebing & Eichel, 2018).

Çalışma alanında ȳzellikle çim yĩđını soliflũksiyon loblarının hareketi, yıllık donma sũrũklenmesi (frost creep) ve jeliflũksiyon (İng: gelifluction) sũreçleriyle sağlanmakta; hareket genellikle kış başındaki donma ve ilkbahar erimeleri sırasında maksimuma ulaşmaktadır (Matsuoka, 2001; Jaesche vd., 2003). Mevsimlik donmanın etkili olduğu dũřũnũlen bu yapılar, çoğunlukla zirve sırtlarının rũzgar ardı yũzlerinde veya bu yũzlerdeki nivasyon çukurlarının altında gelişmektedir. Bu sahalar, rũzgarın etkisiyle yoğun kar birikiminin gȳrũldũđũ ve çoğu zaman bũyũk kar kornişlerinin olduğu alanlardır. Kar ȳrtũsũ genellikle yaz ortasına kadar yerde kalmakta, bu sũreç boyunca altındaki sediman ve toprağı nemli tutarak donma-çȳzũlme dȳngũlerinin etkisini artırmakta ve toprak ȳrtũsũnũn çok

yavaş biçimde eğim aşağı hareket etmesine neden olmaktadır.

Sirk yamaçlarında yer yer soliflũksiyonlardan kaya buzullarına geçiş formları da gȳzlenmektedir. Soliflũksiyon, ȳzũlen aktif katman içinde gerçekteşen sũrũnme ile; kaya buzulları ise permafrost seviyesinin altındaki donmuş kũtlenin hareketiyle oluşur. İki yer şekli arasındaki geometrik benzerlik, malzemenin stabil olmayan halde kayma dũzlemi oluşmadan sũrũnmesine bağlanmaktadır (Haeberli, 1985; Harris vd., 1997). Ancak sahada gȳrũlen geçişsel formlar, bu iki oluşumun net biçimde ayrılmasını gũçleřtirmekte ve çevresel gȳstergeler olarak kullanımını sınırlamaktadır. Bu nedenle morfoloji, iç yapı, termal rejim ve hareket mekanizmalarının birlikte değerlendirilmesi gerekmektedir (Matsuoka vd., 2005). Çalışma alanındaki kaya buzullarının sığ ve buz çimentolu matris içeren formlar halinde gelişmesi, tipik dağ permafrostu modelleriyle uyumlu değildir. Doğu Karadeniz, Kavuşşahap ve Orta Toroslar'da yaygın olan buz çekirdekli kaya buzulu tipinin burada bulunmaması ise sirklerin gũncel ELA'dan uzak konumda yer almasıyla ilişkili olabileceği gibi (Gũrgen vd., 2010; Gũrgen vd., 2012; Yeşilyurt vd., 2018; Yeşilyurt, 2025a), dağ permafrost sınırı olan -2 ȳC sınırının altında olduğunun işareti de olabilir.

Bulgular, periglasyal sũreçlerin hem gũncel iklim koşullarına hem de paleoiklim koşullarına karşı duyarlılık gȳsterdiđini ortaya koymaktadır. ȳzellikle kar birikimi, kar ȳrtũsũnũn kalış sũresi ve donma-çȳzũlme dȳngũlerinin sıklığı, bu sũreçlerin şiddetini doğrudan etkilemekte; dolayısıyla bȳlgedeki periglasyal morfodinamiğin iklim değişimlerine karşı hassas bir gȳsterge olarak değerlendirilebileceğini dũřũndũrmektedir. Ayrıca, ȳnemli bir mera alanı olan Mescit ve Dumlu dağlarında, periglasyal kȳkenli mikrorȳlyef ȳzerinde hayvan varlığının da etkili olduğu gȳrũlmektedir. Bu durum, bazı şekillerin mikrotopografik bũtũnlũđũnũ bozarak morfolojik değişim sũreçlerine katkıda bulunabilir.

5. SONUÇ

Mescit ve Dumlu dağlarında yürütülen bu çalışma, bölgenin Pleistosen dönemindeki geniş buzullaşmalar ile güncel periglasyal süreçlerin oluşturduğu jeomorfolojik çeşitliliği ortaya koymuştur. Arazi gözlemleri, İHA tabanlı fotogrametri ve CBS tabanlı analizler, toplamda 256 km²'lik bir buzullaşma alanı, 60'tan fazlabuzul sirki, belirgin U profilli vadiler ve morfostratigrafik olarak iki ana gruba ayrılan moren topluluklarının varlığını göstermiştir. Hipsografik özellikler ve topoğrafik koşullar, özellikle 2500–3000 m aralığında geniş plato yüzeyleri ve düşük eğimli vadi tabanlarının, buzulların hem yayılış alanını hem de kalınlığını artırdığını göstermektedir. pELA hesaplamaları (AAR, AABR, MELM) paleobuzulların kalıcı kar sınırının ortalama 2800–2900 m aralığında olduğunu, güncel sınırın ise yaklaşık 3700 m'lerde olduğunu göstermiştir.

Bulgular, moren morfolojisi ve konumlarının farklı buzullaşma evrelerini temsil ettiğini, yaşlı ve yuvarlatılmış sırtların muhtemelen SBM öncesi bir evreye, daha keskin ve bloklu genç morenlerin ise SBM veya Geç Buzul Dönemi'ne ait olabileceğini düşündürmektedir. Periglasyal süreçler hem paleobuzul alanlarında hem de bu alanların dışındaki yüksek bölümlerde aktif olarak izlenmekte; taş yığını ve çim yığını soliflüksiyon lobları, sığ buz çimentolu kaya buzulları, tufurlar, relikt palsa ve relikt desenli zeminler, bölgenin donma–çözülme döngülerine duyarlılığını göstermektedir. Bu oluşumlar hem mevcut permafrost sınırlarının hem de geçmiş soğuk evrelerin morfolojik kanıtlarını sunmaktadır.

Sonuç olarak Mescit ve Dumlu dağları, Doğu Anadolu ile Doğu Karadeniz arasındaki geçiş kuşağında, volkanik litolojisi, geniş plato yüzeyleri ve topoğrafik özellikleri sayesinde Türkiye'nin en önemli glasyal–periglasyal alanlarından birini temsil etmektedir. Çalışma, bu sahada glasyal–periglasyal süreç etkileşiminin bölgesel ölçekte anlaşılmasına katkılar sağlayarak, ileride yapılacak kozmojenik yaşlandırma ile mikroklimatik ölçümlerin, buzullaşma kronolojisinin kesinleştirilmesinde anahtar rol oynayacağını ortaya koymaktadır.

KATKI BELİRTME VE TEŞEKKÜR

Makalenin değerlendirme sürecindeki katkı ve yapıcı eleştirileri için editörlere ve hakemlere teşekkür ederim.

KAYNAKÇA

- Akçar, N., Yavuz, V., Yeşilyurt, S., Ivy-Ochs, S., Reber, R., Bayrakdar, C., Kubik, P., Zahno, C., Schlunegger, F., & Schlüchter, C. (2017). Synchronous glacier maximum extent during last glaciation over the Anatolian peninsula. In P. D. Hughes & J. C. Woodward (Eds.), *Quaternary Glaciation in the Mediterranean Region*. Geological Society of London Special Publications. <https://doi.org/10.1144/SP433.7>
- Akçar, N., Yavuz, V. S., Ivy-Ochs, S., Kubik, P. W., Vardar, M., & Schlüchter, C. (2007). Paleoglacial records from Kavron Valley, NE Turkey: Field and cosmogenic exposure dating evidence. *Quaternary International*, 164–165, 170–183. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2006.12.020>
- Akçar, N., Yavuz, V. S., Ivy-Ochs, S., Kubik, P. W., Vardar, M., & Schlüchter, C. (2008). A case for a downwasting mountain glacier during Termination I, Verçenik Valley, northeastern Turkey. *Journal of Quaternary Science*, 23(3), 273–285. <https://doi.org/10.1002/jqs.1144>
- Akkuş, İ., & Nazlıoğlu, K. (1989). Erzurum-Dumlu-Akdağ alanının jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları ile Ilıca alanının gradyan kuyuları raporu. MTA Rapor No: 9940.
- Altınay, O., Sarıkaya, M. A., Çiner, A., Žebre, M., Stepšnik, U., Yıldırım, C., Yetemen, Ö., & Wilcken, K. M. (2022). Cosmogenic ³⁶Cl surface exposure dating of glacial landforms on Mt. Barla (SW Turkey). *Geomorphology*, 416, 108424. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108424>
- Andrews, J. T. (1975). *Glacial systems: An approach to glaciers and their environments*. Duxbury Press.
- Atalay, İ. (1984). Mescit Dağı'nın glasiyal morfolojisi. *Ege Coğrafya Dergisi*, 2, 129–138.
- Bakke, J., & Nesje, A. (2011). Equilibrium line altitude (ELA). In V. P. Singh, P. Singh, & U. K. Haritashya (Eds.), *Encyclopaedia of Snow, Ice and Glaciers* (pp. 979–984). Springer. ISBN 978-90-481-2641-5
- Bayrakdar, C., Çilgin, Z., Döker, M. F., & Canpolat, E. (2014). Evidence of an active glacier in the Munzur Mountains, eastern Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 23, 1–16. <https://doi.org/10.3906/yer-1403-7>

- Bayrakdar, C., Çilğın, Z., Sarış, F., Yeşilyurt, S., Keserci, F., Büyükdeniz, Y., Halis, O., Vockenhuber, C., Ivy-Ochs, S., & Akçar, N. (2024). Late Pleistocene glacial history of Mount Karadağ, SW Türkiye. *Geomorphology*, 467, 109740. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2024.109467>
- Benn, D. I., & Lehmkuhl, F. (2000). Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. *Quaternary International*, 65–66, 15–29. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(99\)00034-8](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(99)00034-8)
- Benn, D. I., & Hulton, N. R. J. (2010). An ExcelTM spreadsheet program for reconstructing the surface profile of former mountain glaciers and ice caps. *Computers & Geosciences*, 36(5), 605–610.
- Berthling, I., Etzelmueller, B., Kielland Larsen, C., & Nordahl, K. (2002). Sediment fluxes from creep processes at Jomfrunet, southern Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift – Norwegian Journal of Geography*, 56(2), 67–73. <https://doi.org/10.1080/002919502760056378>
- Bilgin, T. (1969). Gavurdağ Kütlesinde glasiyal ve periglasiyal topoğrafya şekilleri. İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Yayınları, No: 58.
- Bilgin, T. (1972). Munzur Dağları doğu kısmının glasiyal ve periglasiyal morfolojisi. İstanbul Üniversitesi Yayınları No: 1757, Coğrafya Enstitüsü Yayınları No: 69. İstanbul.
- Blumenthal, M. M. (1958). Vom Ağrı Dağ (Ararat) zum Kaçkar Dağ. *Bergfahrten in nordostanatolischen Grenzlanden. Die Alpen*, 3, 125–137.
- Bobek, H. (1940). Die gegenwärtige und eiszeitliche Vergletscherung im zentralkurdischen Hochgebirge. *Zeitschrift für Gletscherkunde*, 27(1–2), 50–87.
- Bolch, T., & Loibl, D. (2018). GIS for glaciers and glacial landforms. In *GIS Applications for Socio-Economics and Humanity* (Vol. 3, pp. 112–139). Elsevier B.V. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.09639-1>
- Çalışkan, O., Gürgen, G., Yılmaz, E., & Yeşilyurt, S. (2012). Bolkar Dağları kuzeydoğusunun glasyal morfolojisi ve döküntüyle örtülü buzullar. *Uluslararası İnsani Bilimler Dergisi*, 9(1), 889–910.
- Çiner, A. (2004). Turkish glaciers and glacial deposits. In J. Ehlers & P. L. Gibbard (Eds.), *Quaternary Glaciations: Extent and Chronology, Part I: Europe* (pp. 419–429). Elsevier Publishers.
- Çiner, A., & Sarıkaya, M. A. (2017). Cosmogenic ³⁶Cl geochronology of late Quaternary glaciers in the Bolkar Mountains, south central Turkey. In P. D. Hughes & J. C. Woodward (Eds.), *Quaternary Glaciation in the Mediterranean Mountains* (Vol. 433). Geological Society, London, Special Publications.
- Dede, V., Çiçek, İ., & Uncu, L. (2015). Karçal Dağları'nda kaya buzulu oluşumları. *Yerbilimleri*, 36(2), 61–80.
- Dede, V., Çiçek, İ., Sarıkaya, M. A., Çiner, A., & Uncu, L. (2017). First cosmogenic geochronology from the Lesser Caucasus: Late Pleistocene glaciation and rock glacier development in the Karçal Valley, NE Turkey. *Quaternary Science Reviews*, 164, 54–67. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.03.025>
- Doğu, A. F., Somuncu, M., Çiçek, İ., Tunçel, H., & Gürgen, G. (1993). Kaçkar Dağında buzul şekilleri, yaylalar ve turizm. *A.Ü. Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi*, 2, 157–184.
- Draebing, D., & Eichel, J. (2018). Divergence, convergence, and path dependency of paraglacial adjustment of alpine lateral moraine slopes. *Land Degradation & Development*, 29(6), 1979–1990. <https://doi.org/10.1002/ldr.2983>
- Eriç, S. (1951). Glasiyal ve postglasiyal safhada Erciyes glasiyesi. İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi, 1(2), 82–90.
- French, H. M. (2007). *The periglacial environment*. John Wiley & Sons.
- Gibbons, A. B., Megeath, J. D., & Pierce, K. L. (1984). Probability of moraine survival in a succession of glacial advances. *Geology*, 12, 327–330.
- Gürgen, G., & Yeşilyurt, S. (2012). Karçal Dağı buzulları (Artvin). *Coğrafi Bilimler Dergisi*, 10(1), 91–104.
- Gürgen, G. (2009). Anzer-Kemer-Orsor Dağları kuzeyinin (Rize) glasyal morfolojisi. *e-Journal of New World Sciences Academy*, 4(4), 175–190.
- Gürgen, G., Çalışkan, O., Yılmaz, E., & Yeşilyurt, S. (2010). Yedigöller Platosu ve Emli Vadisinde (Aladağlar) döküntü örtülü buzullar. *NWSA*, 5(2), 98–116.
- Haeberli, W. (1985). Creep of mountain permafrost. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich*, 77, 142.
- Harkema, M. R., Nijland, W., de Jong, S. M., Kattenborn, T., & Eichel, J. (2023). Monitoring solifluction movement in space and time: A semi-automated high-resolution approach. *Geomorphology*, 433, 108727. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.108727>

- Harris, C., Davies, M. C. R., & Coutard, J.-P. (1997). Rates and processes of periglacial solifluction: An experimental approach. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, 849–868.
- Hendrickx, H., Vivero, S., De Cock, L., De Wit, B., De Maeyer, P., Lambiel, C., Delaloye, R., Nyssen, J., & Frankl, A. (2019). The reproducibility of SfM algorithms to produce detailed digital surface models: The example of PhotoScan applied to a high-alpine rock glacier. *Remote Sensing Letters*, 10, 11–20. <https://doi.org/10.1080/2150704X.2018.1519641>
- Jaesche, P., Veit, H., & Huwe, B. (2003). Snow cover and soil moisture controls on solifluction in an area of seasonal frost, eastern Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14, 399–410. <https://doi.org/10.1002/ppp.471>
- Keserci, F. (2025). Köse Dağı'nda (Ağrı) Geç Kuvaterner buzullaşması; buzul rekonstrüksiyonu ve paleoklimsel uygulamalar. *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi*, 14, 97–125. <https://doi.org/10.46453/jader.1651329>
- Köse, O., Sarıkaya, M. A., Çiner, A., Candaş, A., Yıldırım, C., & Wilcken, K. M. (2022). Reconstruction of Last Glacial Maximum glaciers and palaeoclimate in the central Taurus Range, Mt. Karanfil, of the Eastern Mediterranean. *Quaternary Science Reviews*, 291, 107656. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107656>
- Kurter, A. (1991). Glaciers of Middle East and Africa: Glaciers of Turkey. In R. S. Williams Jr. & J. G. Ferrigno (Eds.), *Satellite Image Atlas of Glaciers of the World* (U.S. Geological Survey Professional Paper, 1386, G1–G30).
- Löffler, E. (1970). Untersuchungen zum eiszeitlichen und rezenten klimagenetischen Formenschatz in den Gebirgen Anatoliens. *Heidelberger Geographische Arbeiten*, 27, 162 p.
- Louis, H. (1944). Die Spuren eiszeitlicher Vergletscherung in Anatolien. *Geologische Rundschau*, 34, 447–481.
- Mark, B. G., & Osmaston, H. A. (2008). Quaternary glaciation in Africa: Key chronologies and climatic implications. *Journal of Quaternary Science*, 23, 589–608. <https://doi.org/10.1002/jqs.1210>
- Matsuoka, N. (2001). Solifluction rates, processes and landforms: A global review. *Earth-Science Reviews*, 35, 107–134.
- Matsuoka, N., Ikeda, A., & Date, T. (2005). Morphometric analysis of solifluction lobes and rock glaciers in the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16(1), 99–113. <https://doi.org/10.1002/ppp.517>
- Messerli, B. (1964). Der Gletscher am Erciyas Dağ und das Problem der rezenten Schneegrenze im anatolischen und mediterranen Raum. *Geographica Helvetica*, 19(1), 19–34.
- Messerli, B. (1967). Die eiszeitliche und die gegenwärtige Vergletscherung im Mittelmeerraum. *Geographica Helvetica*, 22, 105–228.
- Nesje, A. (1992). Topographical effects on the equilibrium-line altitude on glaciers. *Geojournal*, 27(4), 383–391. <https://doi.org/10.1007/BF00179763>
- Nesje, A. (2014). Reconstructing paleo ELAs on glaciated landscapes. In *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.09425-2>
- Oien, R. P., Ely, J. C., Rea, B. R., & Boston, C. M. (2021). Testing the area–altitude balance ratio (AABR) and accumulation–area ratio (AAR) methods of calculating glacier equilibrium-line altitudes. *Journal of Glaciology*, 67(263), 359–373. <https://doi.org/10.1017/jog.2021.100>
- Osmaston, H. (2005). Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the area–altitude, the area–altitude balance ratio and the area–altitude balance index methods and their validation. *Quaternary International*, 138–139, 22–31. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2005.02.004>
- Öztürk, M. Z., & Taşoğlu, E. (2024). Alpine periglacial zones in Anatolia: Spatial distribution and main characteristics. *Mediterranean Geoscience Reviews*. <https://doi.org/10.1007/s42990-024-00115-9>
- Pellitero, R., Rea, B. R., Spagnolo, M., Bakke, J., Hughes, P., Ivy-Ochs, S., Lukas, S., & Ribolini, A. (2015). A GIS tool for automatic calculation of glacier equilibrium-line altitudes. *Computers & Geosciences*, 82, 55–62. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2015.05.005>
- Porter, S. C. (1975). Equilibrium-line altitudes of late Quaternary glaciers in the Southern Alps, New Zealand. *Quaternary Research*, 5(1), 27–47. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(75\)90077-7](https://doi.org/10.1016/0033-5894(75)90077-7)
- Porter, S. C. (2001). Snowline depression in the tropics during the last glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 20, 1067–1091. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00178-5](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00178-5)
- Reber, R., Akçar, N., Yeşilyurt, S., Yavuz, V., Tikhomirov, D., Kubik, P. W., & Schlüchter, C. (2014). Glacier advances in northeastern Turkey

- before and during the global Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 101, 177–192.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.07.014>
- Reber, R., Akçar, N., Tikhomirov, D., Yeşilyurt, S., Vockenhuber, C., Yavuz, V., Ivy-Ochs, S., & Schlüchter, C. (2022). LGM glaciations in the Northeastern Anatolian Mountains: New insights. *Geosciences*, 12, 257.
<https://doi.org/10.3390/geosciences12070257>
- Sarıkaya, M. A., Zreda, M., Çiner, A., & Zweck, C. (2008). Cold and wet Last Glacial Maximum on Mount Sandıras, SW Turkey, inferred from cosmogenic dating and glacier modelling. *Quaternary Science Reviews*, 27, 769–780.
- Sarıkaya, M. A., Zreda, M., & Çiner, A. (2009). Glaciations and paleoclimate of Mount Erciyes, central Turkey, since the Last Glacial Maximum, inferred from ³⁶Cl cosmogenic dating and glacier modeling. *Quaternary Science Reviews*, 28(23–24), 2326–2341.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.04.015>
- Sarıkaya, M. A., Çiner, Ç., Haybat, H., & Zreda, M. (2014). An early advance of glaciers on Mount Akdağ, SW Turkey, before the global Last Glacial Maximum; Insights from cosmogenic nuclides and glacier modeling. *Quaternary Science Reviews*, 88, 96–109.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.01.016>
- Sarıkaya, M. A., Çiner, A., & Yıldırım, C. (2017). Cosmogenic ³⁶Cl glacial chronologies of the Late Quaternary glaciers on Mount Geyikdağ in the Eastern Mediterranean. *Quaternary Geochronology*, 39, 189–204.
<https://doi.org/10.1016/j.quageo.2017.03.003>
- Spreitzer, H. (1971). Rezente und eiszeitliche Grenzen der glazialen und periglazialen Höhenstufen im Zentralen Taurus (vornehmlich am Beispiel des Kilikischen Ala Dağ). *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark*, 101, 139–162.
- Tonbul, S. (1996). Bingöl Dağı'nda buzul şekilleri. *A.Ü. Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi*, 6, 347–374.
- Yalçınlar, İ. (1951). Soğanlı-Kaçkar ve Mescitdağ silsilelerinin glasiyasyon şekilleri. *İ.Ü. Coğrafya Enstitüsü Dergisi*, 2, 20–55.
- Yeşilyurt, S. (2017). Kavuşşahap Dağları'nda (Van) Geç Kuvaterner Buzullaşması: Bölgesel Paleoklim Açısından Bir Değerlendirme (Tez No:490694) [Doktora Tezi, Ankara Üniversitesi]. Yükseköğretim Kurulu Başkanlığı Tez Merkezi.
- Yeşilyurt, S. (2025a). The role of Little Ice Age glaciation in shaping the rock glacier morphology of Mount Kaçkar, Türkiye. *Mediterranean Geoscience Reviews*.
<https://doi.org/10.1007/s42990-025-00160-y>
- Yeşilyurt, S. (2025b). Geomorphology and kinematic characteristics of the Derebaşı Rock Glacier, Mt. Kaçkar. *Journal of Geomorphological Researches*, 14, 74–96.
<https://doi.org/10.46453/jader.1633480>
- Yeşilyurt, S., Doğan, U., & Akçar, N. (2018). Narlıca Vadisi'nde Geç Kuvaterner buzullaşma izleri, Kavuşşahap Dağları. *Türk Coğrafya Dergisi*, 70, 99–108. <https://doi.org/10.17211/tcd.415232>
- Yılmaz, E., & Yeşilyurt, S. (2023). Yer sistem modellerinin Son Buzul Maksimumu iklim ardörülerinin Holdridge biyomları ve paleobuzul alanları ile değerlendirilmesi. *Coğrafi Bilimler Dergisi*, 21(2), 394–426.
<https://doi.org/10.33688/aucbd.1290590>
- Zahno, C., Akçar, N., Yavuz, V., Kubik, P. W., & Schlüchter, C. (2009). Surface exposure dating of Late Pleistocene glaciations at the Dedegöl Mountains (Lake Beyşehir, SW Turkey). *Journal of Quaternary Science*, 24(8), 1016–1028.
<https://doi.org/10.1002/jqs.1280>
- Zahno, C., Akçar, N., Yavuz, V., Kubik, P. W., & Schlüchter, C. (2010). Chronology of Late Pleistocene glacier variations at the Uludağ Mountain, NW Turkey. *Quaternary Science Reviews*, 29(9–10), 1173–1187.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.01.012>
- Zreda, M., Çiner, A., Sarıkaya, M. A., Zweck, C., & Bayarı, S. (2011). Remarkably extensive glaciation and fast deglaciation and climate change in Turkey near the Pleistocene–Holocene boundary. *Geology*, 39(11), 1051–1054.