




Narlıca Vadisi'nde Geç Kuvaterner buzullaşma izleri, Kavuşşahap Dağları

Traces of late Quaternary glaciations in the Narlıca Valley, Kavuşşahap Mountains

Serdar Yeşilyurt^{*a}  Uğur Doğan^b  Naki Akçar^a 

^a Bern Üniversitesi, Jeoloji Bilimleri Enstitüsü, Bern, İsviçre.

^b Ankara Üniversitesi, Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Ankara.

BİLGİ / INFO

Geliş/Received: 14.04.2018

Kabul/Accepted: 14.05.2018

Anahtar Kelimeler:

İhtiyarşahap Dağları
 Doğu Anadolu
 Kalıcı kar sınırı
 Buzul maksimumu
 Moren

Keywords:

İhtiyarşahap Mountains
 Eastern Anatolia
 Permanent snow line
 Maximum glaciation
 Moraine

*Sorumlu yazar/Corresponding author:

(S.Yeşilyurt) serdar_yesilyurt@yahoo.com

DOI: 19.17211/tcd.415232

Atf/Citation:

Yeşilyurt, S., Doğan, U., Akçar, N. (2018). Narlıca Vadisi'nde Geç Kuvaterner buzullaşma izleri, Kavuşşahap Dağları. *Türk Coğrafya Dergisi* (70), 99-108
 DOI:19.17211/tcd.415232.

ÖZ / ABSTRACT

Sıcak ve soğuk iklim döngüleriyle karakterize olan Kuvaterner'in soğuk dönemlerinde küresel buz hacmindeki artışlara paralel olarak Doğu Karadeniz Dağları, Toros Dağları ve Doğu Anadolu'daki bazı yüksek dağların uygun koşullara sahip bölümlerinde buzullar gelişmiştir. Bu buzullaşma alanlarından birisi olan ve bu çalışmanın gerçekleştirildiği Kavuşşahap Dağları, Türkiye'deki beşinci büyük buzullaşma alanıdır. Güneydoğu Toroslar'ın Van Gölü'nün güneyindeki uzantısını oluşturan Kavuşşahap Dağları'nın deniz seviyesinden yüksekliği 3634 m'yi bulur. Bu dağlık sahanın merkezinde bulunan Narlıca Vadisi, vadi morfolojisi, vadi büyüklüğü ve sahip olduğu moren sırtı sayısı bakımından en zengin buzul vadisidir. Bu nedenle de bu çalışma Narlıca vadisiyle sınırlandırılmıştır. Çalışmada saha araştırmasına ek olarak uzaktan algılama ve sayısal fotogrametri gibi güncel yöntemlerden yararlanılmıştır. Fotogrametri yöntemiyle sayısal hava fotoğrafı temelli yüksek çözünürlüklü arazi modeli ve perspektif hava fotoğrafı görüntüleri hazırlanarak çalışmada kullanılmıştır. Ayrıca Narlıca Vadisi'nin paleobuzul modeli oluşturularak maksimum buzullaşma dönemine ait kalıcı kar sınırı hesaplanmıştır. Buna ek olarak meteorolojik veriler kullanılarak çalışma alanının güncel kalıcı kar sınırı ve sıcaklık gradyanı hesaplanmıştır. Çalışma sonucunda 17 km uzunluktaki Narlıca Vadisi'nin morenleri 9 gruba ayrılmıştır. Farklı buzullaşmaları yansıtan bu moren grupları 30'dan fazla ardışık sırttan oluşur. Ayrıca yaptığımız hesaplamalar, Narlıca paleobuzulunun maksimum genişliğe ulaştığı dönemde kalıcı kar sınırının bugünkünden 900-1250 m daha düşük, iklimin ise en az 8-11 °C daha soğuk olduğunu göstermiştir.

In parallel with increases in the global ice volume during the cold periods of the Quaternary, which is characterized by warm and cold climate cycles, glaciers developed in parts of the Eastern Black Sea Mountains, Taurus Mountains, and some high mountains in Eastern Anatolia with appropriate conditions. The Kavuşşahap Mountains, which are one of these glaciation areas and where this study has been conducted, are the fifth largest glaciation area in Turkey. The altitude above sea level of the Kavuşşahap Mountains, which form the extension of the Southeast Taurus Mountains in the south of Lake Van, is 3634 m. Located at the center of this range, the Narlıca Valley is the richest glacial valley in terms of the valley morphology, valley size, and the number of moraine ridges it has. Therefore, this study is limited to the Narlıca Valley. In addition to the fieldwork in the study, current methods such as remote sensing and digital photogrammetry were used. High-resolution terrain model based on aerial photography and perspective aerial photographs were prepared by the photogrammetry method and used in the study. Furthermore, the palaeoglacier model of the Narlıca Valley was built and the permanent snow line of the maximum glacial period was calculated. In addition to this, the current permanent snow line and temperature gradient of the study area were calculated using the meteorological data. As a result of the study, the moraines of the Narlıca Valley, which is 17 km long, were divided into 9 groups. These moraine groups, which reflect different glaciations, consist of more than 30 consecutive ridges. Moreover, the calculations performed showed that in the period when the Narlıca palaeoglacier reached its maximum extend, the permanent snow line was 900-1250 m lower and the climate was at least 8-11 °C colder than today.

1. Giriş

Buzullar, iklim değişimlerine karşı oldukça hassastır (Oerlemans, 1998). Özellikle de dağ/vadi buzulları, iklim değişimine çok hızlı tepki verir (Nesje ve Dahl, 2000; Houghton vd., 2001). Kuvaterner dönemi, özellikle de orta ve geç Pleyistosen,

buzullarda ilerleme ve geri çekilmeler başta olmak üzere, önemli ortamsal değişimlere sebep olan sıcak ve soğuk iklim döngüleri ile karakterize olmuştur. Şiddetli gerçekleşmiş bazı soğuk dönemlerde, yüksek enlemlerde meydana gelen kitasal

ölçekteki örtü buzulları Avrupa'da 50°, Kuzey Amerika'da 40° enlemlerine kadar inmiştir (Ehlers ve Gibbard, 2008; Clark vd., 2009; Andrew ve Dyke, 2013). Alpler gibi yüksek dağlık sahalarda ise daha küçük ölçekte örtü buzulları gelişmiş ve bunlara ait buzul dilleri onlarca kilometre ilerlemiştir (Florineth ve Schlüchter, 1998; Kelly vd., 2004; Bini vd., 2009; Buoncristiani ve Campy, 2011; Ivy-Ochs, 2015).

Alp-Himalaya dağ kuşağı üzerinde bulunan Türkiye de, sahip olduğu yüksek dağlar nedeniyle Kuvaterner buzullaşmalarından etkilenmiştir. Geç Kuvaterner'de son buzul çağında, Alpler ölçeğinde olmasa da, Doğu Karadeniz Dağları, Toros Dağları ve Doğu Anadolu'nun yüksek dağlarının uygun koşullara sahip kesimlerinde buzullar gelişmiştir. Bu buzulların topoğrafyada bıraktığı aşınım izleri ve buzul çökelleri eski iklim değişimlerinin önemli karasal kayıtlarıdır. Bu kayıtlar, Anadolu'daki yüksek dağlar üzerinde geniş alanlar boyunca görece iyi korunmuş bir halde bulunmaktadır (ör., Louis, 1944; Messerli, 1967; Bilgin, 1972; Kurter, 1991; Doğu vd., 1993; Çiner, 2003; Akçar ve Schlüchter, 2005; Sarıkaya vd., 2011). Her ne kadar Anadolu'da buzullaşmaya uğramış olan yüksek dağlık alanlarda yapılan jeomorfoloji çalışmaları ve yakın zamanda yapılan tarihlendirme çalışmalarında artış görülse de, Türkiye'nin önemli buzullaşma alanlarının bulunduğu Doğu Anadolu Bölgesi'nde, son yarım asırda sınırlı sayıda çalışma yapılmıştır. Bu bölgedeki buzullaşmayla ilgili bilgilerimizin büyük bölümünü 1970'li yıllara kadar yapılan çalışmalar oluşturur (İzbirak, 1951; Erinç, 1953; Blumenthal, 1954; 1958; Klaer, 1965; Schweizer, 1972; Bilgin, 1972; Tonbul, 1996; Doğu, 2009; Çilgin, 2013; Bayrakdar vd., 2015). Ancak yapılan bu çalışmalar Doğu Anadolu'nun paleobuzul envanterini oluşturmada eksik kalmaktadır. Bu envantere katkı sağlamak için Kavuşşahap (İhtiyarşahap) Dağları'ndaki Narlıca Vadisi ele alınmıştır (Şekil 1).

Dağları'nın kuzey bölümünü konu alan çalışmalarda buz çağında bu bölümün yoğun buzullaşmaya uğradığı, Arpit Vadisi'ndeki morenlerin birden çok buzullaşmayı yansıtan özelliklere sahip olduğu ve kalıcı kar sınırının 2800-2900 metrelere kadar indiği saptanmıştır (Louis, 1944; Klaer, 1965; Schweizer, 1975). Bu bölümde ayrıca aktif ve inaktif kaya buzullarının varlığına ek olarak (Doğu, 2009; Sarıkaya, 2011), 1970'li yıllarda aktüel sirk buzulunun var olduğu vurgulanmıştır (Schweizer, 1972; Kurter, 1991). Bu çalışmanın odağını oluşturan Narlıca Vadisi, sadece Kavuşşahap Dağları'nın en büyük buzul vadisi değil, aynı zamanda moren sayısı ve morfolojisi bakımından da Kavuşşahap Dağları'ndaki en zengin vadidir. Dolayısıyla bu vadi, paleo iklim değişimlerinin hem yerel, hem de bölgesel ölçekte etkilerinin izlenebileceği anahtar bir lokasyon özelliğindedir. Narlıca Vadisi'nde, arazi çalışması, fotogrametri temelli ayrıntılı haritalama, modelleme ve kalıcı kar sınırının tespiti gibi güncel teknikler kullanılarak yapılan bu çalışmayla, bahsi geçen paleobuzul envanterine önemli bir katkı sağlanacağı düşünülmektedir.

1.1. Çalışman Alanı

Güneydoğu Toroslar'ın uzantısı olan Kavuşşahap Dağları (3634 m), Van ve Bitlis illerinin idari sınırları içerisinde bulunur. Dağlık alanın kuzeydoğusunda Gevaş, güneydoğusunda Çatak, batısında Hizan ve güneybatısında Bahçesaray ilçeleri bulunmaktadır. Bu dağlar kuzey-güney doğrultusunda yaklaşık 30 km, doğu-batı doğrultusunda yaklaşık 35 km genişliğe sahiptir. Kavuşşahap Dağları, Van Gölü'nden (1646 m) itibaren 2000 m'yi bulan bir nispi yükseltiye sahiptir (Şekil 1 ve 2). Bahçesaray ilçesinin kuzeyindeki kısım Hasanbeşir Dağı (3503 m), doğusundaki kısım ise Kavuşşahap Dağı (3634 m) olarak adlandırılır. Narlıca Vadisi, bu iki bölüm arasında, dağlık alanın merkezinde bulunur (Şekil 2).

Kavuşşahap Dağları, Bitlis Masifine ait kayalardan oluşur. Narlıca Vadisi ve çevresinde Paleozoyik ve Mesozoyik dönemine ait karbonatlı metamorfikler yaygın olarak görülür. Bu sahanın litolojisini kuvars içeren kırıklı ve akma kıvrımlı mermerler, şist, şeyl, fillat, kuvarsit rekristalize kireçtaşları ve dolomitler oluşturur (Aktürk, 1985; Şengün, 1993). Gevaş ilçesinin batısında (dağın kuzey bölümünde) Mesozoyik'e ait ofiyolitler ve volkanikler Kavuşşahap Dağları'yla dokanak halindedir (Yılmaz vd., 1981; Şenel ve Ercan, 2002; Ateş vd., 2007; Koçyigit, 2013).

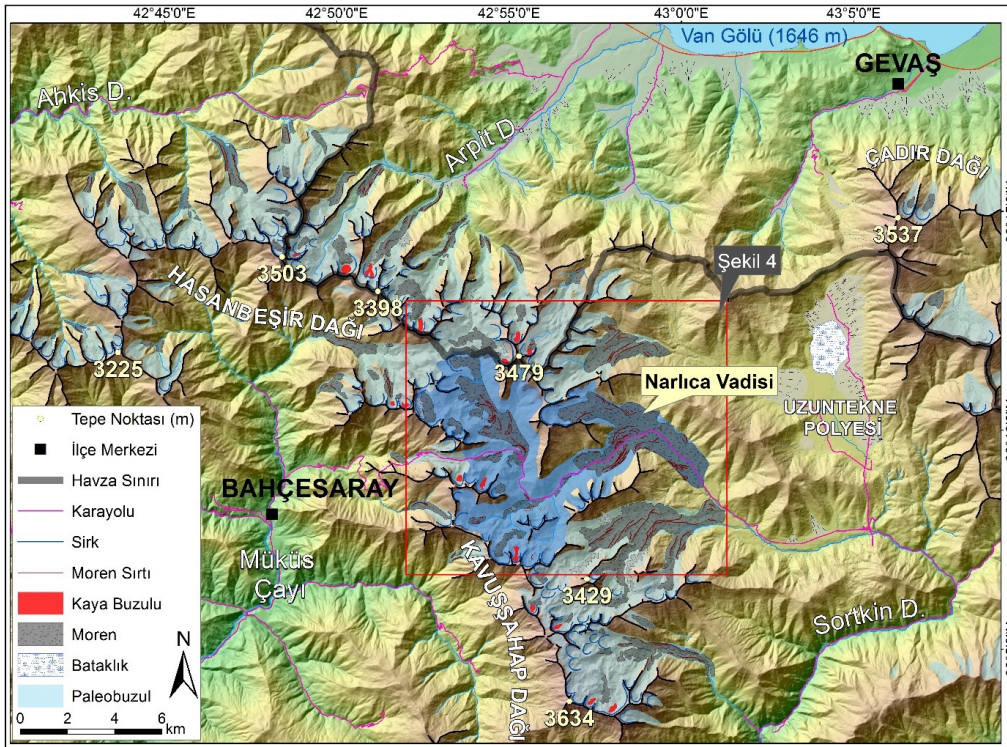
Çalışma alanı, Karasal Doğu Anadolu ile Karasal Akdeniz yağış bölgeleri arasında yer alır (Türkeş ve Erlat, 2005). Yılmaz ve Çiçek (2016) tarafından yapılan çalışmaya göre, çalışma alanının batısındaki Bitlis çevresi 1. Derecede Mezotermal (Orta sıcaklıktaki iklim sınıfında), Van Çevresi 2. Derecede Mikrotermal (Düşük sıcaklıktaki iklim) sınıfa dahildir. Bitlis çevresi (1206 mm) nemli, Van çevresi (388 mm) ise kurak-yarı nemli yağış etkinlik sınıfına girmekte ve yağışlar Bitlis'ten Van'a doğru hızla azalmaktadır. Akdeniz'den gelen güneybatı yönlü rüzgarlar, kış ve ilkbahar yağışları bırakır, yazlar kuzeyden gelen rüzgârlarla kuru geçer. Van Gölü'nün kuzey ve doğusu boyunca yıllık toplam yağış 300-400 mm, güneyinde 600-800 mm'dir. Güneybatıdaki dağlarda 1000 mm'yi bulan yağışlar çoğunlukla kar şeklindedir. Bu kesimlerde en çok yağış Mart ve Nisan aylarında düşer (van Zeist ve Woldring, 1978; Schweizer, 1975; Landmann ve Reimer, 1996; Wick vd., 2003). Bu merkezlere ait yıllık ortalama sıcaklıklar Van'da 9.3 °C, Gevaş'ta 8.8 °C, Tatvan'da 8.9 °C, Bitlis'te



Şekil 1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.

Figure 1. Location map of study area.

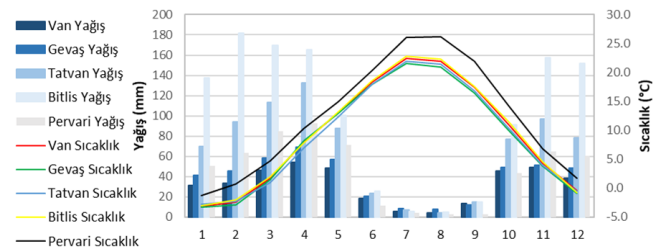
Kavuşşahap Dağları, sırasıyla Doğu Karadeniz Dağları, Munzur Dağları, Bolkar Dağları ve Aladağlar'dan sonra Türkiye'deki beşinci büyük Kuvaterner buzullaşma alanına sahiptir. Ayrıca bu dağlar, Doğu Anadolu Bölgesi'nde Kuvaterner buzullarının topoğrafyada bıraktığı izlerin en iyi gözlemlendiği sahaların başında gelir (Doğan vd., 2017; Yeşilyurt, 2017). Kavuşşahap



Şekil 2. Kavuşşahap Dağları'nın geliştirilmiş buzul jeomorfolojisi haritası.

Figure 2. Generalized glacial geomorphology map of Kavuşşahap Mountains.

9.5 °C ve Pervari'de 12.2 °C'dir (Meteoroloji Genel Müdürlüğü; Şekil 3).



Şekil 3. Çalışma sahası çevresindeki istasyonlara ait aylık ortalama sıcaklık ve yağışlar (1975-2010) arasındaki dönem, Veri kaynağı: Meteoroloji Genel Müdürlüğü.

Figure 3. Monthly temperature and precipitation of meteorological stations near study area (The period 1975-2010).

2. Yöntem

2.1. Haritalama

Bu çalışmadaki haritaların hazırlanmasında coğrafi bilgi sistemleri (CBS) yazılımları (ArcMap®, Mapinfo®, Global Mapper®) kullanılmıştır. 1/25000 ölçekli Topoğrafya haritalarının sayısal eşyüksekti katmanlarından arazi modeli üretilmiş ve jeomorfoloji haritalarında temel katman olarak kullanılmıştır. Yer isimleri ve yükselti değerleri de 1/25000 ölçekli topoğrafya haritalarından alınmıştır. Ek olarak jeomorfoloji haritalarının hazırlanması ve çizilmesinde Spot uydu görüntüleri, sayısal hava fotoğrafları ve ortofotolar kullanılmıştır. Arazi çalışmasıyla jeomorfoloji haritası detaylandırılmıştır. Çalışma alanına ait 2010 yılına ait 1/60000 ölçekli 45cm/piksel yersel çözünürlüğe sahip stereoskopik hava fotoğrafları kullanılmıştır. Hava fotoğrafları, fotogrametrik yöntemle referanslandırılmış, nokta bulutu oluşturulmuş, ~1 m/piksel çözünürlükte arazi modeli ve ~50 cm/piksel çözünürlükte ortomozaik görüntü elde edilmiştir. Bunlara ek olarak arazi çalışmasında fotoğraflamanın yetersiz

olduğu veya fotoğrafın çekim açısı ve yüksekliğinin elverişli olmadığı alanlara ait farklı açı ve yönlerden perspektif görüntüler elde edilmiştir.

Maksimum buzul yayılım sınırının çizilmesinde moren sırtlarının tepe çizgisi, moren sırtı bulunmayan yerlerde till sınırı, till bulunmayan yerlerde ise törpüleme sınırı (trimline), sirkler ve aretler dikkate alınmıştır. Cephe morenlerinin yükseltisi eski buzulların indiği minimum yükseltinin belirlenmesinde kullanılmıştır. Haritada topoğrafyanın genel hatlarının gösterilmesi amacıyla sayısal yükseklik modeli altlık olarak gösterilmiştir. Bu altlık üzerinde paleobuzulun maksimum yayılım alanı katmanı yerleştirilmiştir. Aynı zamanda bütün buzul çökelleri de alan olarak çizilmiş ve gösterilmiştir. Morenlerin morfolojik olarak birbirlerinden ayrıldığı veya belirgin sırtlar yaptığı yerlerde, sırtlar çizgi olarak gösterilmiştir. Narlıca vadisindeki morenler morfo-stratigrafik özelliklerine göre gruplandırılmıştır. Öncelikle hava fotoğrafları üzerinde arazideki konularına göre sıralanan morenler, arazi çalışması esnasında moreni oluşturan sediman özelliklerine (çimentolanma özellikleri, diğer morenlerle stratigrafik ilişkisi vb.) ve morfolojik özelliklerine göre (yükseklik, eğim, aşınma dereceleri vb.) gruplandırılmıştır. Vadinin aşağısındaki en yaşlı morenlerden (M1) başlanan kodlamaya sirkler alanındaki morenlerle devam edilmiş ve kaya buzulları (KB) ile sonlandırılmıştır.

2.2. Buzul Modelinin Hazırlanması ve Kalıcı Kar Sınırının Hesaplanması

Çalışmada kalıcı kar sınırını belirlemek için öncelikle paleobuzul modeli oluşturulmuştur. Paleobuzul modeli maksimum buzul yayılımına göre hazırlanmıştır. Model oluşturulurken jeomorfolojisi haritasındaki buzullaşma sınırı ve buzul çökeli sınırı kullanılmıştır. Daha sonra paleobuzul yüzeyinin profili oluşturulmuştur. Buzul yüzeyi profili için Benn ve Hulton (2010)

tarafından geliştirilen ve vadi tabanı topoğrafyasının eğim koşullarında buzulun akma gerilimi prensibine göre çalışan bilgisayar programı kullanılmıştır. Akma gerilimi buzullarda 50 ile 250 hPa (0.5 ile 2.5 bar) arasında değişmektedir (Paterson, 1994; Hambrey, 2011). Buzul tabanı topoğrafyasına ait yükseklik bilgileri girişi yapıldıktan sonra, buzul kalınlığının yaklaşık bilindiği noktalara ait yükseklikler (hedef yükseklikler) girilmiştir. Bu noktalar buzulun erime (ablasyon) alanına karşılık gelen aşağı bölümündeki yanal morenlerin tepe çizgisidir. Hedef yükseklikler sayesinde buzulun akma gerilimi değeri hesaplanmış ve böylece sirkler bölümlerindeki buzul kalınlığı doğru bir şekilde belirlenmeye çalışılmıştır.

Buzul profili çıkarıldıktan sonra buzul kalınlığına ait metrik değerler haritaya aktarılarak buzul yüzeyine ait eşyüksekti eğrileri çizilmiştir. Bu eğriler, buzullaşmamış bölümlere ait eşyüksekti eğrileri ile birleştirilerek enterpolasyon yapılmıştır. Paleobuzul modelinin oluşturulmasından sonra buzul yüzeyi topoğrafyasına ait veriler kullanılarak, farklı Birikme Alanı Oranı'na (AAR:Accumulation Area Ratio) göre kalıcı kar sınırları Pellitero vd. (2015) tarafından geliştirilen GIS aracı ile otomatik olarak hesaplanmıştır. Bu yöntemle buzulun birikme alanı tespit edilir. Bir buzulun stabil olduğu dönemde (denge koşulları altında) birikme alanının toplam buzul alanına oranı sabit olur. Bu oran genellikle 0.5-0.8 arasında değişmekle birlikte, birçok vadi buzulunda yaklaşık 0.65'dir (Porter, 2001; Osmaston, 2005; Bakke ve Nesje, 2011). AAR yöntemine ek olarak Narlıca Vadisi'nin paleo kalıcı kar sınırı yanal morenlerin en yüksek noktası (MELM: Maximum Elevation of Lateral Moraines) yöntemine göre de hesaplanmıştır.

Güncel kalıcı kar sınırını belirlemenin en doğru yolu doğrudan gözlemdir (Porter, 2001). Ancak Türkiye dağlarında olduğu gibi, geçmişte buzullaşmaya uğramış, günümüzde büyük bölümünde buzul bulunmayan, dolayısıyla modern kalıcı kar sınırının altında kalan dağlarda bu sınırı gözlemlerle doğrudan belirlemek mümkün olmamaktadır. Bu nedenle kalıcı kar sınırı bazı meteorolojik verileri kullanarak dolaylı yoldan yaklaşık olarak tespit edilebilir. Bu yöntemlerin başında ravinsonde ve/veya radiosonde rasatları gelir (Greene ve Broecker, 1999; Carrasco vd., 2008). Bu yöntemle yüksekliğe bağlı olarak sıcaklık değişimleri doğrudan ölçülebilir ve temmuz ayı veya erime sezonu (haziran, temmuz ve ağustos) donma yüksekliği (serbest atmosferdeki) tespit edilebilir. Ancak çalışma alanımızın bulunduğu Van bölgesinde ravinsonde rasatları yapılmadığı için donma yükseklikleri dolaylı yoldan hesaplanmıştır. Erimenin en yüksek olduğu kabul edilen temmuz ayı veya erime sezonunun donma yüksekliği doğrudan kalıcı kar sınırına eşit olarak kabul edilir (Bradley, 1975) veya kalıcı kar sınırını tespit etmek için yağış değişimleriyle birlikte kullanılır (Greene, 2002; Stansell, 2007).

Kavuşşahap Dağları'nda güncel buzul bulunmaması nedeniyle doğrudan gözlemlerle günümüz kalıcı kar sınırı belirlenmemektedir. Bu nedenle erime dönemine karşılık gelen haziran, temmuz ve ağustos aylarının ortalama 0 °C izotermine karşılık gelen yüksekliği belirlenmiştir. Bunun için çalışma alanının çevresinde yaklaşık 100 km yarıçapında bir alana giren 18 meteoroloji istasyonunun deniz seviyesinden yüksekliği ile uzun yıllar ortalama sıcaklık verileri kullanılarak, doğrusal regresyon analizi yardımıyla, sıcaklık gradyanı (yüksekliğe bağlı olarak sıcaklığın değişme oranı) tespit edilmiştir. Sıcaklık gradyanı kuru adyabatik lapse rate (100 metrede 1 °C civarı) ve nemli adyabatik lapse rate (100 metrede 0.6 °C'den az) olarak değerlendirilir (Fair-

ridge ve Oliver, 2005; Osmaston, 2006; Zemp vd., 2007). Sıcaklık gradyanından yola çıkılarak erime sezonunda kalıcı kar sınırına yaklaşık olarak karşılık gelen 0 °C'nin izotermine yüksekliği hesaplanmıştır.

3. Bulgular

3.1. Buzul Morfolojisi

Kavuşşahap Dağları'nda geç Kuvaterner buzullaşmalarına ait morfolojik izler, uzunlukları 3 km'nin üzerinde olan 20 ana vadede görülmektedir. Dağın orta ve güney bölümünde buzul topoğrafyası vadiler içerisinde ~2300 m'de, kuzeyde Van Gölü havzasına açılan vadilerde ~2000 m'de son bulur. Buzul vadilerinin çoğunda iyi korunmuş moren sırtları bulunmakta ve vadilerin bir kısmında buzul morfolojisi cephe morenleri ile son bulmaktadır. Pleistosen'de Kavuşşahap Dağları'nın 3000 m'nin üzerinde olan kesimlerinde gelişen buzulların toplam alanı 200 km²'yi bulmuştur. Günümüzde, buzullaşmaya maruz kalan bu sahanın ¼'ü buzul depolarıyla örtülüdür (Şekil 2).

3.1.1. Narlıca Vadisi'nin genel özellikleri

Narlıca, Kavuşşahap Dağları'nda buzul izlerinin görüldüğü en büyük tekne vadidir. Vadi, Kavuşşahap Dağları'nın merkezi kısmında bulunan Varibani Tepe (3345 m) kuzeyindeki sirkten başlar ve Yukarınarlıca köyü yakınlarında yaklaşık 2300 m'deki cephe morenlerine kadar 17 km'yi geçer. Buzulun yerleşmiş olduğu eski akarsu vadisi muhtemelen tektonik kontrollü olduğu için buzul vadisi tek yönde uzanış göstermez ve birkaç kez yön değiştirir (Şekil 4).

Vadinin başlangıç bölgesi olan sirkler alanı (Soğuksu sirkler alanı), etrafı ~3300-3500 m arasında yükseltilere sahip sırt ve zirveler tarafından çevrelenen yüksek bir çanak (tabanı ~3000 m). Bu yüksek çanak geçmişte çevredeki sirklerde gelişen buzulların birleştiği bir buzullaşma alanıdır. Narlıca Vadisi'nin bu yüksek sirkler alanı ile kuzeydeki Merdiven Vadisi ve kuzeybatıya açılan Han Vadisi, birbirlerinden 3050-3100 m yüksekliğindeki boyunlarla ayrılırlar (Şekil 4). Dolayısıyla bu alan, üç vadinin kesiştiği ortak buzul beslenme alanına karşılık gelir.

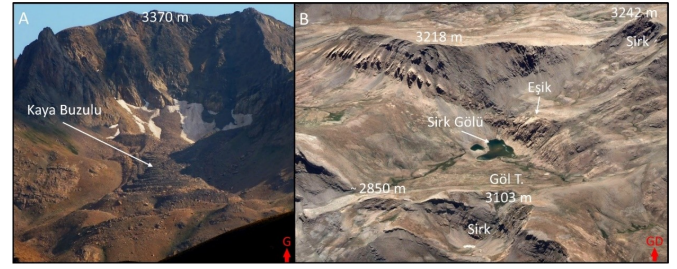
Soğuksu sirkler alanı, güneybatıdan yükselteleri 3300 m ve 3400 m arasında değişen piramidal zirveler ve sırtlar tarafından çevrelenmiştir. Doğuda ise KB-GD uzanışlı sırt hattı üzerindeki zirveler 3479 m'ye kadar çıkmaktadır. Bu iki sırt hattı arasında kalan sirkler alanı, KB-GD yönünde yaklaşık 5 km uzunlukta ve D-B yönünde 3 km genişliktedir. Bu geniş çanağın tabanı buzul depolarıyla yer yer örtülmüştür ve buradaki morenler belirgin sırtlar oluşturur (Şekil 4).

Soğuksu buzul çanağı Varikirapit Yaylası yakınlarında daralarak, ~2850 m'de Varikirapit Vadisiyle birleşir. Birleşme yerinde her iki vadinin yanal morenleri birbirlerine yaslanmıştır. Narlıca Vadisi'nin kolu olan Varikirapit Vadisi'de tıpkı Soğuksu sirkler alanının Han ve Merdiven vadilerinden ayrılmış olduğu gibi, D-B doğrultulu uzanış gösteren Hırçek Buzul Vadisi'nden 2975 m yükseklikteki bir boyunla ayrılır. Boyun noktasının güneyinde 2 sirk bulunur. Her ikisinin tabanında da kaya buzulu bulunan bu sirklerden çıkan paleobuzullar boyun bölgesinde birleşmiş, batıdaki ve doğudaki vadi buzulunu beslemişlerdir. Van-Bahçesaray karayolu Narlıca Vadisi'ni takip eder ve vadinin yan

kollarından birisi olan Varikirapit Vadisi'ni, Hırçek vadisinden ayıran boyundan (~3000 m) Müküs (Bahçesaray) vadisine iner.

Varikirapit Yaylası'ndan itibaren Narlıca Vadisi K-G yönünde yaklaşık 2 km uzandıktan sonra önemli bir yan kolu olan Hatungölü Vadisi ile birleşir. Kavşak noktasında vadi tabanının yüksekliği yaklaşık 2650 m'dir. Hatungölü Vadisi kabaca GB-KD doğrultulu 3 km uzunluktadır. Vadinin kuzeybatısındaki sırt hattı ve zirveler onu Varikirapit Vadisi'nden ayırır. Vadinin batı ucunda bulunan sirk içerisinde Hatungölü bulunur. Hatungölü Vadisi'nin diğer önemli sirkleri ise güney yamacı boyunca uzanır. Göl Tepe (3103 m) kuzeyindeki sirkler Hatungölü Vadisi'nin yamaçlarında asılı olarak durur. Göl Tepenin güneyinde 4 sirk bulunur. Bu sirklerin içerisinde yer alan kaya buzulları dikkat çekicidir (Fotoğraf 1A). Bu sirklerden batıdaki iki tanesi Hatungölü Vadisi'ne asılı olarak bağlanır. Doğusundaki sirkler ise eşiklerle daha alçaktaki büyük sirke açılır. Büyük sirkte içerisinde buzul/sirk gölü bulunmaktadır. Sirkten doğu yamacındaki 3000 m yükseklikteki boyun, Siyah Buzul Vadisi'ne bağlanırken, kuzeyde eğimli bir şekilde Narlıca Vadisi'nin tabanına iner. Göl Tepe ve çevresi bütün olarak geniş bir buzullaşma alanıdır ve Narlıca Paleobuzulu'nun önemli beslenme sahalarından birisidir (Fotoğraf 1B).

Narlıca Vadisi, Hatungölü Vadisi ile birleştikten sonra keskin bir dönüş yaparak KD doğrultusunu alır. Narlıca buradan itibaren KD yönünde son dirseğe kadar kıvrımlı bir şekilde 5 km uzanır. Bu bölümde Narlıca Vadisi'nin kuzeyinde bulunan Havrik Tepenin (3398 m) doğusunda derin bir sirk bulunur. İçerisinde 90 m derinlikte bir glasyokarstik depresyon bulunan bu sirkten başlayan bir buzul vadisi, önce doğu yönünde uzanır, daha sonra güneydoğu yönüne kıvrılarak asılı olarak Narlıca Vadisi'ne bağlanır. Bu asılı vadinin tabanı tamamen glasyal depolarla kaplıdır. Yan kolun Narlıca Vadisi ile birleştiği kavşak noktasında Narlıca Vadisi son defa yön değiştirir ve bu sefer GD yönünde yaklaşık



Fotoğraf 1. Hatungölü vadisindeki sirkler. (A) Göl kaya buzulunun bulunduğu yüksek sirk; (B) Basamaklı sirkler ve sirk gölü.

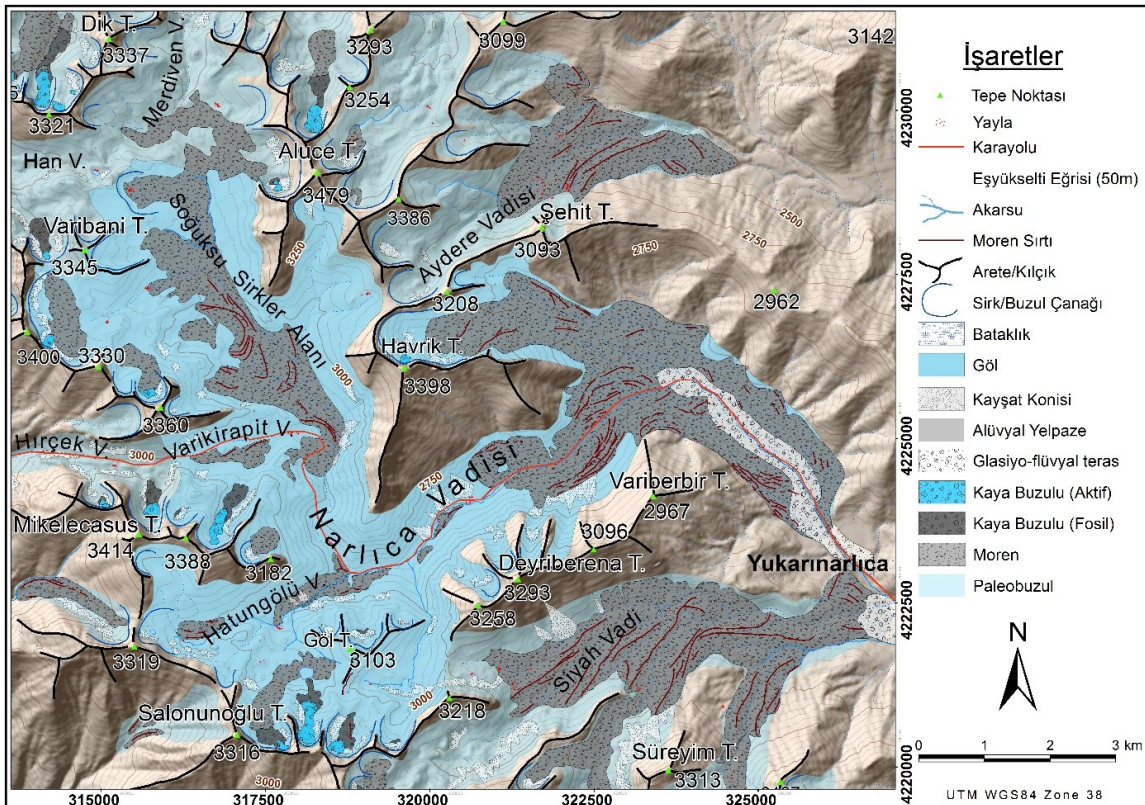
Photo 1. Cirques in the Hatungölü valley. (A) Göl rock glacier located in high cirque; (B) Stepped cirques and cirque lake.

4 km ilerledikten sonra ~2300 m'de cephe morenleri ile glasyal karakterini kaybeder. Vadinin son 7 km'lik bölümü morenlerle tamamen örtülüdür (Şekil 4).

Buzulların maksimum yayılış gösterdiği dönemde Narlıca Paleobuzulu'nun uzunluğu yan kollarla birlikte 25 km'yi aşmış, alanı ise yaklaşık 47.5 km² olmuştur. Bu durum Kavuşşahap Dağları'nın tamamında gelişen buzulların dörtte birinin yalnızca Narlıca Vadisi'nde geliştiğini kanıtlar. Narlıca Vadisi'nin U profili, Hatungölü yan koluyla birleştiği yerden itibaren belirginleşir. Kavuşşahap Dağları'ndaki diğer buzul vadilerinin genişliği genellikle 600 m'yi geçmezken, Narlıca Vadisi'nin genişliği 1 km'yi aşar ve hatta son olarak dirsek yaptığı bölümde 1.5 km'yi bulur (Şekil 2).

3.1.2. Vadideki morenler

Narlıca Vadisi'nde en yaşlı morenlerden en genç morenlere kadar (M1-M9 arası) 30'dan fazla ardışık moren sırtını içeren 9 moren grubu saptanmıştır. Ayrıca aktif ve inaktif kayabuzulla-



Şekil 4. Narlıca Vadisi'nin buzul jeomorfolojisi haritası.
Figure 4. Glacial geomorphology map of Narlıca Valley.

rı'da (KB) ayrı bir grup olarak değerlendirilmiştir (Şekil 5).

Morenler, Deyriberena Tepe (3293 m) kuzeyinde vadinin her iki yamacında (2650 m) yanal morenlerle başlar ve ~2300 m'de cephe morenleri ile son bulur. Vadinin son 4 km'lik bölümü boyunca en eski morenler (M1) vadi yamaçlarını kaplamaktadır. Bu morenler 2670 m yükseltide başlarlar ve ~2300 m yükseltide son bulur. Till sınırı ile vadi tabanındaki glasyoflüvyal terasın yüzeyi (yaklaşık 2400 m) arasındaki yükselti farkı 250 m'yi bulur. Aynı zamanda vadinin her iki yakasındaki till sınırının birbirine olan mesafesi 1.5 km'dir. Başka bir anlatımla; Narlıca paleobuzulunun bu kesimdeki kalınlığı 250 m'yi, genişliği de 1.5 km'yi bulmuştur (Şekil 5 ve Fotoğraf 2).



Fotoğraf 2. Narlıca Vadisi'nde yan ve ön morenlerin perspektif hava fotoğrafı görüntüsü, bakış yönü doğudan batıya doğrudur.

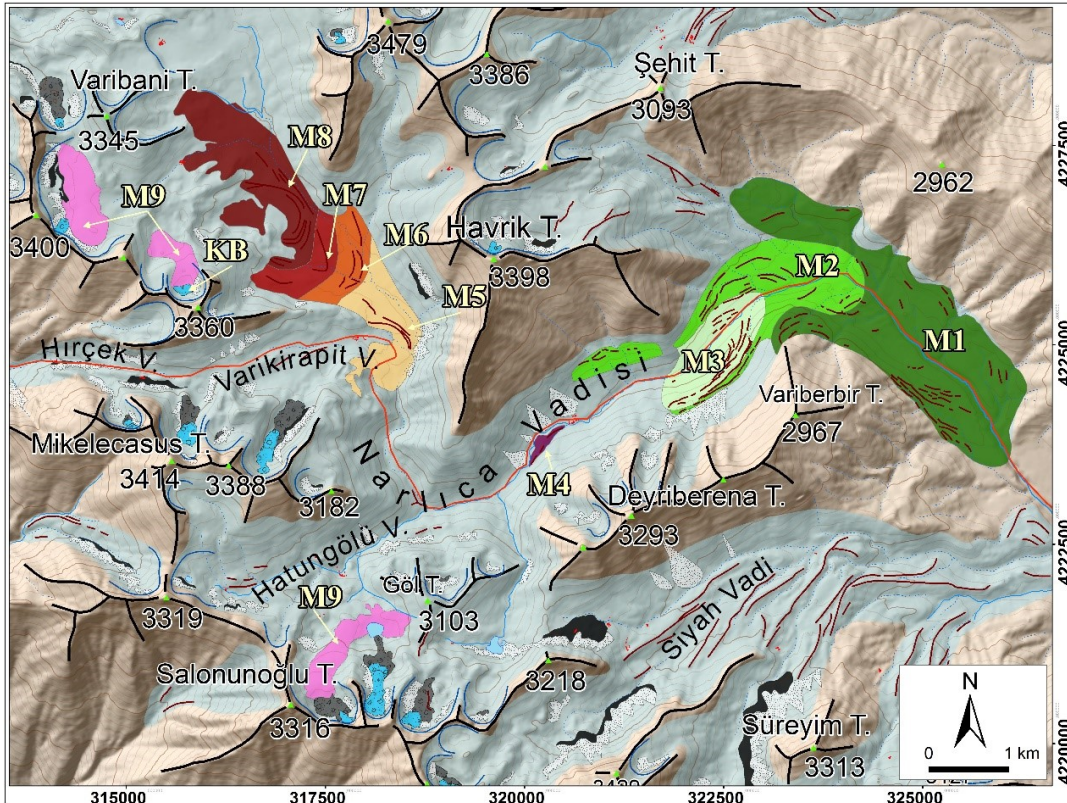
Photo 2. Perspective aerial view of the lateral and terminal moraines in the Narlıca Valley, view direction is from east to west.

En eski moren grubunun içerisinde daha yeni bir buzullaşmaya ait morenler (M2) bulunmaktadır. Bu morenler, vadinin son yön değiştirdiği (son dirsek) yerden geriye doğru, yaklaşık 2.5 km uzunlukta ve 900 m genişlikte olan bir alanı kaplamaktadır. Cephe ve yan moren karakterinde olan bu morenler 2620 m ile 2400 m arasında uzanan birçok sırttan oluşur. Bu gruptaki morenlerin önemli bir bölümü vadinin sol yamacında bulunur. Buna ek olarak, bu morenlerin vadi içerisindeki devamı vadinin dik olan kuzey yamacında (Bahçesaray karayolunun hemen kuzeyinde) asılı haldedir. Till ile anakaya kontağı ve törpüleme sınırı (trimline) arasındaki ilişki burada çok iyi gözlenir. Vadinin aşağı bölümündeki en genç morenler (M3) doğal olarak içerde kalmaktadır. 2590 m ile 2430 m arasında uzanan bu gruptaki morenler hem sağ hem de sol yanal moren karakterindedir ve Narlıca Vadisi'nde M2 grubu morenlerle birlikte en belirgin sırt morfolojisini bunlar oluşturur (Şekil 5 ve Fotoğraf 3A).

M2 ve M3 grubu morenlerden sonraki sırt oluşturan ilk moren (M4) vadi tabanında Deyriberena Tepesi'nin (3293 m) kuzey-batısında bulunur. M4 moreni yaklaşık 700 m uzunlukta ve akarsu yatağına paralel uzanan tek bir sırttan oluşmaktadır (Şekil 5 ve Fotoğraf 2). Bu morenden sonra sirkler alanına kadar sırt morfolojisi oluşturan başka moren bulunmamaktadır.

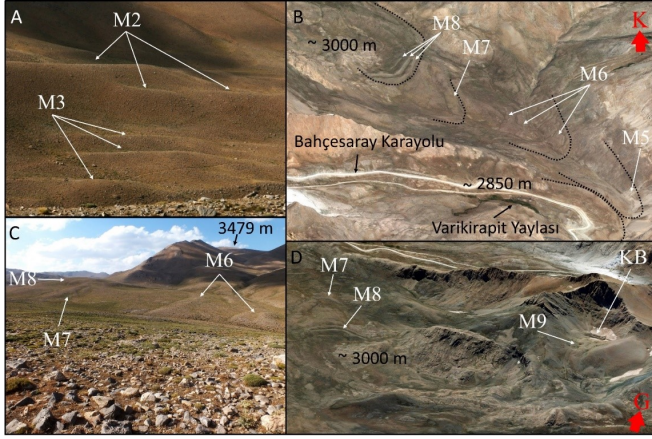
Narlıca Vadisi'nde sırt morfolojisi oluşturan diğer önemli morenler Varikirapit ile Soğuksu yan kollarının birleştiği sirkler bölgesinde bulunmaktadır. Burada bulunan ve tamamı cephe moreni karakterinde olan morenlerden en yaşlı olan grup (M5) Varikirapit Yaylası'nın doğusunda yer alır. Soğuksu ve Varikirapit paleobuzullarına ait olan cephe ve kısmen yan morenler Bahçesaray karayolunun yakınında birbirine yamanmış haldedir (Fotoğraf 3B).

M5 cephe moreninin gerisinde vadi tabanı 2 km boyunca buzul çökelleriyle kaplıdır. Soğuksu sirkler alanının tabanı burada ge-



Şekil 5. Narlıca Vadisi'nde moren sırtları (koyu kırmızı çizgiler) ve moren grupları (haritada kullanılan işaretler için Şekil 4'e bakınız).
Figure 5. Moraine ridges, dark red lines, and moraine groups in the Narlıca Valley (see Figure 4 for the map legend).

nişler ve eğimi oldukça azalır. M6 grubu cephe morenleri 3 farklı moren sırtından oluşur. Birbirinden ayırt edilebilen bu moren sırtları basık sırt morfolojisine sahiptir. Bu grubun yukarısında ve benzer özelliklere sahip tek bir cephe moreni sırtından oluşan M7 moreni yer alır. Ancak bu bölümdeki en tipik moren sırtları M8 grubu morenlerdir. Bu moren grubu 3 belirgin sırt oluşturan cephe moreni karakterindedir (Fotoğraf 3B, 3C ve 3D).



Fotoğraf 3. (A) Narlıca Vadisi'nin aşağı bölümündeki sol yanal morenler, güneyden kuzeye bakış; (B) Soğuksu ve Varikirapit sirkler bölgesinde genç moren sırtlarının perspektif hava fotoğrafı görüntüsü, siyah noktalı çizgiler morenlerin dış sınırını göstermektedir. (C) Soğuksu sirkler alanında bulunan genç moren sırtları, bakış yönü kuzeydoğudur; (D) Soğuksu sirkler alanında bulunan genç moren sırtlarının (M7, M8, M9 ve KB) perspektif hava fotoğrafı görüntüsü.

Photo 3. (A) Left lateral moraines of the lower part of Narlıca Valley, view direction is from south to North; (B) Perspective aerial view of the young moraine ridges in the Soğuksu and Varikirapit cirques region; (C) Young moraine ridges in the Soğuksu cirques area, view direction is to the northeast; (D) Perspective aerial view of young moraine ridges (M7, M8, M9 and KB) of the Soğuksu cirques area.

M8 grubu cephe morenlerinden sonra sirklerin içerisinde en genç morenler (M9) ve kaya buzulları (KB) bulunmaktadır. M9 morenleri sırt oluşturmeyen, çoğunlukla anakaya yüzeyini örtecek şekildeki morenlerden oluşur. Aynı morenler Hatungölü

sirklerinde ve kuzeydeki vadilerin sirkler bölgesinde de kaya buzullarının çevresinde gözlenmektedirler. Bu morenlerin tipik özelliklerinden bir diğeri ise üzerinde alüvyal dolinlerin gelişmiş olmasıdır. En genç morenlerden sonra sirk tabanlarında kaya buzulları gelmektedir. Kavuşşahap Dağları'ndaki yüksek sirklerin önemli bir bölümünde kaya buzulları bulunmaktadır (Fotoğraf 3D).

3.2. Kalıcı Kar Sınırı

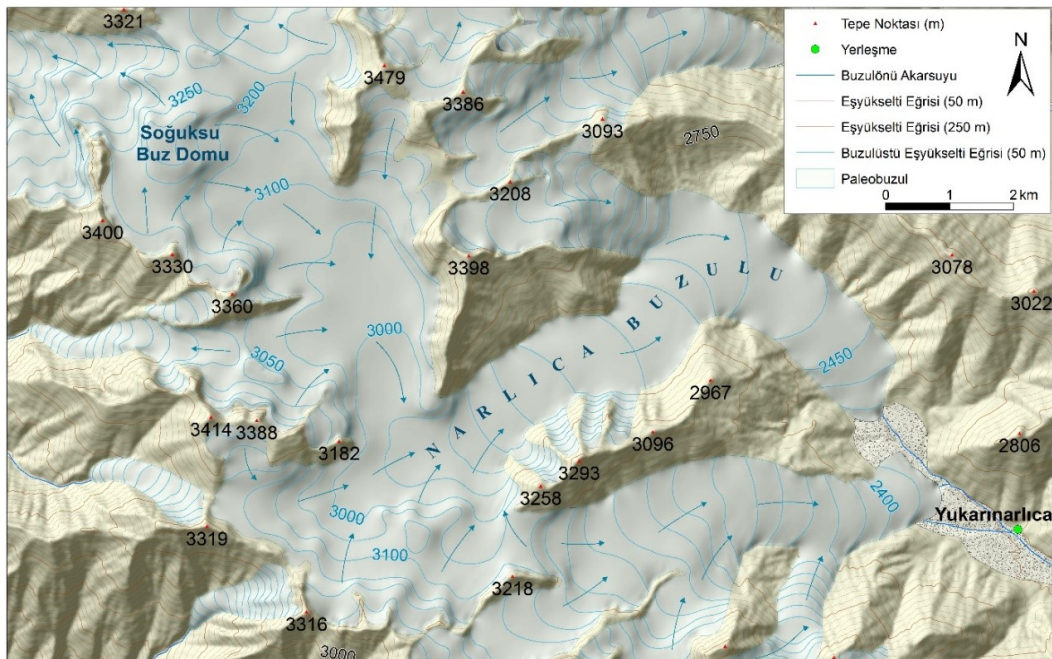
Kalıcı kar sınırı arazideki çok yıllık karın alt sınırı olarak tanımlanır ve ılıman Alpin buzullarda erime mevsimi sonundaki en alçak kar sınırı olan, firn sınırına eşit kabul edilir (Porter, 2001). Bazı buzullarda firn sınırı kütle dengesinin sıfır olduğu kalıcı kar sınırı/neve sınırına (ELA: equilibrium line altitude) karşılık gelir. Bu nedenle çoğu paleo kalıcı kar sınırı çalışmalarında neve sınırı, kalıcı kar sınırıyla aynı kabul edilmektedir (Porter, 2001). Bu çalışmada AAR yöntemine göre kalıcı kar sınırı Narlıca paleobuzulunun maksimum yayılış modeli kullanılarak hesaplandı (Şekil 6). AAR 0.65'e göre Narlıca Vadisi'nde maksimum buzlaşma dönemindeki kalıcı kar sınırı 2987 m, MELM yöntemine göre ise 2670 m olarak hesaplanmıştır (Tablo 1).

Tablo 1. Narlıca Vadisi'nin kalıcı kar sınırı yükseklikleri.

Table 1. Snow line altitudes of Narlıca Valley.

Vadi Yönü	Zirve Yüksekliği (m)	Paleobuzul Dili Yüksekliği (m)	Paleobuzul Alanı (km ²)	Uzunluk (km)	AAR (0,55)	AAR (0,65)	AAR (0,75)	Yan Moren
G-KD-GD	3479	2320	47,5	17	3037	2987	2837	2670

Kalıcı kar sınırı çalışmalarının çoğunda güncel ve eski kalıcı kar sınırı arasındaki farka bakılarak, günümüz ve geçmiş arasında iklimdeki sıcaklık farkı (sıcaklık gradyanının/lapse rate bilinmesi koşuluyla) hesaplanabilmektedir. Yapılan hesaplama sonucu adyabatik lapse rate oranı yıllık 8.2 °C/km, temmuz ayında 9.2 °C/km, sıcaklık ortalaması haziran, temmuz ve ağustos ayları için 9.1 °C/km olarak hesaplanmıştır. Elde edilen sıcaklık gradyanı kullanılarak çalışma alanının çevresindeki meteoroloji istasyonları çevresinde, 0 °C'nin karşılık geldiği yükseklik tespit



Şekil 6. Narlıca paleobuzulunun yüzey modeli.

Figure 6. Ice surface model of the Narlıca palaeoglacier.

edilmiştir (Tablo 2).

Tablo 2. İstasyonlara ait meteorolojik veriler ve 0 °C izotermine yükseltisi.
Table 2. Meteorological data of stations and elevation of 0 °C isotherm.

İstasyon Adı	İstasyon Yükseliği (m)	Temmuz Ayı Ortalama Sıcaklık (°C)	Ablasyon Sezonu Ortalama Sıcaklık (°C)	Yıllık Ortalama Sıcaklık (°C)	Temmuz Ayı 0 °C Yükseltisi (m)	Ablasyon Sezonu 0 °C Yükseltisi (m)	Yıllık Ortalama 0 °C Yükseltisi (m)
Siirt	896	30.5	28.8	16.1	4211	4064	2861
Şirvan	1000	30.0	28.2	15.5	4261	4099	2893
Eruh	1125	27.7	25.8	13.6	4136	3960	2783
Şirnak	1380	27.2	25.9	14.1	4337	4222	3101
Pervari	1380	26.1	24.2	12.2	4217	4039	2869
Hizan	1480	22.6	20.9	9.7	3937	3773	2662
Bitlis	1573	22.9	21.3	9.5	4062	3910	2736
Tatvan	1665	21.9	20.4	8.9	4045	3910	2752
Van	1671	22.4	20.9	9.3	4106	3968	2810
Erciş	1678	21.5	19.9	7.7	4015	3865	2621
Adıcevaz	1680	21.5	19.6	9.1	4017	3838	2792
Gevaş	1696	21.5	20.0	8.7	4033	3894	2761
Hakkari	1728	25.0	23.4	10.3	4445	4296	2985
Ahlat	1730	21.9	20.4	9.0	4110	3968	2826
Bahçeşarayı	1750	21.4	19.1	8.7	4076	3849	2812
Gürpınar	1750	20.7	19.3	8.1	4000	3867	2739
Erçek	1900	20.2	18.2	6.7	4096	3904	2719
Başkale	2286	19.7	18.2	6.3	4427	4286	3049

Çalışma alanının çevresindeki istasyonların deniz seviyesinden yüksekliği 900 ile 2300 m arasında değişmektedir. Kavuşşahap Dağları'nın yakın çevresindeki 0 °C yükseltilerinin birbirine oldukça yakın olduğu görülür. Van, Gevaş, Tatvan, Bitlis, Bahçeşarayı, Gürpınar, Hizan ve Pervari istasyonlarının temmuz ayına ait 0°C yüksekliği ortalaması 4059 m ve erime sezonu ortalamasının 3901 m'dir.

Narlıca Vadisi'nin AAR (0.65)'e göre ortalama paleo kalıcı kar sınırı 2987 m; yanal morenin maksimum yüksekliğine göre 2670 m olarak hesaplanmıştır. Dolayısıyla diğer koşullar (yağış, rüzgar yönü vb.) gözardı edildiğinde, günümüz için hesaplanan kalıcı kar sınırı ile Narlıca buzunun maksimum genişliğe ulaştığı dönemde hesaplanan kalıcı kar sınırı arasında yaklaşık ~900-1250 m yükseklik farkı olduğu ortaya çıkar. Bu yükseklik farkına göre, yağış koşullarının aynı kaldığı varsayıldığında, ortalama sıcaklığın maksimum buzullaşmada günümüz sıcaklık gradyanına göre günümüzden en az 8.5-11 °C daha düşük olmuştur.

4. Tartışma

Narlıca Vadisi, sahip olduğu moren sayısı, vadi morfolojisi ve büyüklüğü açısından Kavuşşahap Dağları'ndaki diğer vadilere kıyasla oldukça farklı özelliklere sahiptir. Klaer (1965), Kavuşşahap Dağları'nın kuzeye açılan vadilerinde 2000-2300 metreler arasında bulunan morenler ile Arpit Deresi'ne ait akarsu teraslarının korelasyonunu yaparak, burada en az 2 ayrı buzullaşmanın olduğunu; Schweizer (1975) ise, hem akarsu hem göl teraslarıyla korelasyonunu yaptığı morenlerin, 4 ayrı buzullaşmayı yansıttığını iddia etmiştir. Uzaktan algılama yöntemi ile hava fotoğrafları üzerinde yaptığımız değerlendirmeye göre kuzeye açılan vadiler sahip oldukları moren sırtı sayısı bakımından farklılıklar göstermektedir. Sadece tek bir moren sırtına sahip olan vadiler olduğu gibi bu bölümde birden fazla moren sırtına sahip buzul vadisi de bulunmaktadır. Dolayısıyla bulgularımız, Klaer (1965) ve Schweizer (1975) tarafından bu vadilerdeki morenlerin birden fazla buzullaşmayı yansıttığı iddiasını desteklemektedir. Bunlar dışında, Kavuşşahap Dağları'ndaki çoğu buzul vadisinde, birkaç moren sırası görülmektedir (Şekil 2). Bu vadilere nazaran Narlıca Vadisi, sahip olduğu moren sayısı (9 grup ve 30'dan fazla moren sırtı) ile öne çıkar. Bu vadideki morenlerin korunması ile vadi morfolojisi arasında sıkı bir ilişki olduğu söylenebilir. Narlıca Vadisi'ndeki morenlerin oluşması ve/veya

korunmasında, vadinin ablasyon bölgesinin eğiminin düşük (% 2'den az) olması ve vadinin adeta zikzak yaparak, sıklıkla yön değiştirmesi gibi özelliklerinin önemli rol oynadığını düşünmekteyiz. Vadi yönünün sıklıkla değişmesi, paleobuzulun geometrisini ve akış dinamiklerini etkileyerek, farklı buzullaşma evrelerinde, vadinin farklı yamaçlarında moren oluşumuna ve oluşan morenlerin korunmasına sebep olmuş olmalıdır. Ayrıca vadinin ablasyon bölgesindeki genişliğinin artması da morenlerin korunmasında etkili olan sebeplerden bir diğeridir. Bahsi geçen koşullar, kuzeye açılan buzul vadileri başta olmak üzere, diğer vadilerde çok farklıdır. Bu vadiler, Narlıca Vadisi'ne göre oldukça yüksek eğime sahiptir. Ayrıca vadilerin ablasyon bölgesinin genişliği, Narlıca Vadisi'nin yarısından daha küçüktür. Ek olarak, bu vadiler genellikle tek yönlü uzanış gösterirler. Bu nedenle bu vadilerde oluşan ve/veya korunan moren sayısı, Narlıca Vadisi'ndeki moren sayısına göre çok daha azdır. Elbette morenlerin geniş alanlara yayılmasında morfoloji dışında, eski iklim koşullarının etkisi ve paleobuzulların kendine has özellikleri de (akma gerilimi, kalınlık, beslenme alanının genişliği, beslenme alanının yüksekliği vb) etkili olmuş olmalıdır. Gibbons vd.'ne (1984) göre bir vadide 10 buzul dönemi sonrasında korunabilen moren sayısı yalnızca 3'tür. Bu durum Kavuşşahap Dağları'ndaki vadilerin çoğunda geçerli olmalıdır. Ancak Narlıca Vadisi'nde, diğer vadilere kıyasla, gerçekleşen buzullaşmaların izleri büyük oranda korunmuştur.

Vadi tabanı eğiminin düşük olması, vadinin ablasyon bölümünde genişliğinin artması ve sıklıkla yön değiştirmesi gibi nedenler, oluşan ve/veya korunan moren sayısını etkilediği gibi, Narlıca Paleobuzul dilinin yüksekliğini de (2300 m) denetlemiş olmalıdır. Özellikle vadi eğiminin çok düşük olması, paleobuzulun bu bölümde 2200 m'ye (100 m'lik bir yükseklik kaybı) kadar inebilmesi için en az 3 km kadar daha fazla yol etmesine yol açmıştır. Eğim koşulları sirkler bölgesinde buzulun akma gerilimini düşürdüğü için, maksimum buzullaşmada kalıcı kar sınırı üstünde kalan Soğuksu sirkler bölgesinde bir buz domu oluşumuna sebep vermiş olmalıdır. Eğim koşullarına ek olarak bakı şartları da, vadideki paleobuzul dilinin kuzeydeki vadilere (~2000 m) göre daha yüksek kalmasında etkili olmuştur. Narlıca Vadisi'ne göre taban eğimi yüksek olan kuzeye açılan vadilerde morenlerin görüldüğü en alt seviye 1920 m'dir.

Türkiye'de geç Kuvaterner buzullaşma izlerinin en iyi şekilde bulunduğu sahaların başında gelen Kavuşşahap Dağları, Doğu Karadeniz Dağları, Munzur Dağları, Bolkar Dağları ve Aladağlar'dan sonra Anadolu'daki beşinci büyük buzullaşma alanıdır. 17 km'yi aşan uzunluğuyla Narlıca Vadisi, Kavuşşahap Dağları'nın en büyük buzul vadisi olduğu gibi, Türkiye'deki en büyük tekne vadilerden birisidir (Yeşilyurt, 2010; Akçar vd., 2017). Kavuşşahap Dağları'nda buzullaşmanın maksimuma ulaştığı dönemde paleobuzullar ~200 km² alan kaplamışlardır. Bu dönemde Narlıca Vadisi'nde gelişen paleobuzulun genişliği 47.5 km²'yi bulmuştur. Narlıca Vadisi'nde maksimum buzullaşma dönemine ait kalıcı kar sınırı ise 2670-3000 m aralığında hesaplanmış ve dolayısıyla Klaer'in (1965), kuzeye açılan vadilerde maksimum buzullaşma döneminde hesapladığı kalıcı kar sınırıyla (2800-2900 m) uyumlu olduğu görülmüştür. Messerli (1967), Son Buzul Çağında Kavuşşahap Dağları'nın olduğu bölgede kalıcı kar sınırını 2900-3000 m, güncel kalıcı kar sınırını ise 3750-4000 m aralığında hesaplamıştır. Narlıca Paleobuzulu'nun maksimum yayılış döneminde günümüze göre ~1000 m alçak olan kalıcı kar sınırı, Akçar vd., 2017 tarafından Doğu Karadeniz Dağları ve Uludağ'da yapılan güncel çalışmada rapor edilen ka-

lıcı kar sınırı düşüşüyle benzerlik göstermektedir. Güncel kalıcı kar sınırı Kavuşşahap Dağlarında 3900-4100 m aralığında hesaplanmış olmamız Messerli'nin (1967) sonuçlarını doğrulamıştır. Yaptığımız modellemeye göre, Narlıca Vadisi'nde paleobuzul dilini 2300 metrelere inmesine ve kalıcı kar sınırının ~950-1100 m (AAR 0.65'e göre) alçalmasına neden olan iklimdeki soğumanın, en az 8.5-11 °C olması gerektiği ortaya konmuştur. Sarıkaya vd. (2009 ve 2014) de Erciyes Dağı ve Akdağ'da buzul modeli kullanılarak yaptıkları hesaplamaya göre, bu dağlarda maksimum buzullaşmada ortalama sıcaklıklar günümüz'e göre 8-11 °C daha düşük olduğunu saptamıştır.

5. Sonuç

Van Gölü'nün güneyinde bulunan Kavuşşahap Dağları, Kuvaterner boyunca defalarca ilerleyen buzullar tarafından derin şekilde aşındırılmıştır. Deniz seviyesinden yüksekliği 3600 m'yi bulan Kavuşşahap Dağları, sırasıyla Doğu Karadeniz Dağları, Munzur Dağları, Bolkar Dağları ve Aladağlar'dan sonra Türkiye'deki beşinci büyük buzullaşma alanıdır. Burada Kuvaterner'deki maksimum yayılış döneminde paleobuzulların kapladığı alan 200 km²'yi bulmuştur. Bu saha içerisinde 20'yi aşkın vadi buzulu gelişmiş ve kilometrelerce uzanan buzul dilleri deniz seviyesinden 2000 m yükseltiye kadar inmiştir. Buzul vadileri içerisinde buzul çökelleri görece geniş alanlara yayılmış ve moren morfolojisi çoğu vadede korunmuştur. Vadilerin büyük bir bölümünde morenler birden fazla buzullaşmayı yansıtır. Bu vadiler içerisinde vadi morfolojisi, büyüklüğü ve morenler bakımından Narlıca Vadisi öne çıkmaktadır. Kavuşşahap Dağları'nın merkezi kısmında bulunan bu buzul vadisi, 17 km'yi bulan uzunluğuyla, bu dağlardaki en büyük buzul vadisidir. Ana vadi zikzaklı bir özellik gösterir ve sirkler alanından paleobuzul dilinin indiği 2300 m'ye kadar birkaç kez ani olarak yön değiştirir. Bu ani yön değiştirmeler paleobuzulun geometrisini etkilediği için, başlıca erime bölgesinde olmak üzere, çok sayıda moren oluşmuş ve oluşan morenler korunmuştur.

Morfo-stratigrafik özelliklerine göre 9 gruba ayrılan bu morenler en yaşlı cephe morenlerinden, sirkler bölgesindeki daha genç morenlere kadar ardışık olarak 30'dan fazla sırt oluşturur. Vadinin ablasyon bölgesinin düşük eğime sahip olması da morenlerin korunmasında etkili olan sebeplerden bir diğeridir. Aynı zamanda düşük eğim koşulları nedeniyle paleobuzulun akma geriliminin düşmesi, bu bölümde paleo vadi buzulunun genişliğinin 1.5 km'ye, kalınlığının ise 250 m'ye ulaşmasında etkili olmuştur. AAR ve MELM yöntemlerine göre Narlıca Vadisi'nin maksimum buzullaşma dönemindeki ve günümüzdeki kalıcı kar sınırları hesaplanmıştır. Buna göre, maksimum buzullaşmada kalıcı kar sınırı, günümüz kalıcı kar sınırından 900-1250 m daha düşük olmuştur. Yağış koşullarının aynı kaldığı varsaydığımızda, kalıcı kar sınırının bu ölçüde düşmesi için, sıcaklığın günümüze göre en az 8-11 °C daha düşük olması gerekmektedir.

Katkı Belirtme

Bu çalışma, 114Y218 no'lu TÜBİTAK projesi kapsamında desteklenmiştir. Ayrıca TÜBİTAK Bilim İnsanı Destekleme Daire Başkanlığı (BİDEB) 2214/A-Yurt Dışı Doktora Araştırma Burs Programı kapsamında da desteklenmiştir.

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: *Quaternary Glaciation in the Mediterranean Region*. Editör: P. D. Hughes and J. C. Woodward, Geological Society of London Special Publications.
- Aktürk. A. (1985). *Çatak-Narlı (Van) Yöresinin Stratigrafisi ve Tektoniği*. Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yayınlanmamış Doktora Tezi, Elazığ.
- Andrews, J.T., Dyke, A.S. (2013). "GLACIATIONS: Late Quaternary in North America". *Encyclopedia of Quaternary Science* (Second Edition), pp.245-249.
- Ateş, Ş., Göksel, M., Özerk, O.C., Çiçek, İ., Karakaya Gülmez, F., Bulut Üstün, A., Karabıyıkoglu, M., Osmançelebioğlu, R., Özata, A., Aksoy, A. (2007). *Van İlinin Yerbilim Verileri*. MTA Jeoloji Etütleri Dairesi.
- Bakke, J., Nesje, A. (2011). Equilibrium line altitude (ELA). In: *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Editor: V.P. Singh, P. Singh & U.K. Haritashya, Springer, 979-984, ISBN 978-90-481-2641-5.
- Bayrakdar, C., Çilgin, Z., Döker, M.F., Canpolat, E. (2015). Evidence of an active glacier in the Munzur Mountains, eastern Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences* 24, 56-71.
- 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.
- Bilgin, T. (1972). *Munzur Dağları Doğu Kısmının Glasiyal ve Periglasiyal Morfolojisi*. İstanbul Üniversitesi Yayınları No:1757, Coğrafya Enstitüsü Yayınları No: 69, İstanbul.
- Bini, A., Buoncristiani, J.F., Couterrand, S., Ellwanger, D., Felber, M., Florineth, D., Graf, H.R., Keller, O., Kelly, M., Schlüchter, C., Schöneich, P. (2009). *Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM), karte 1:500000*. Federal Office of Topography swisstopo, Wabern, Switzerland.
- Blumenthal, M. M. (1954). Im Südostanatolischen Hochland zwischen dem Van-See und den Cilo-Ketten. *Die Alpen*, 30, 223-240.
- Blumenthal, M. M. (1958). Vom Ağrı Dag (Ararat) zum Kaçkar Dag. Bergfahrten in nordostanatolischen Grenzlanden. *Die Alpen* 3, 125-137.
- Bradley, R. S. (1975). Equilibrium-line altitudes, mass balance, and July freezing-level heights in The Canadian High Arctic. *Journal of Glaciology* 14 (71), 267-274.
- Buoncristiani, J.F., Campy, M. (2011). *Quaternary glaciations in the French Alps and Jura. In Quaternary Glaciations-Extent and Chronology*. J. Ehlers, P. Gibbard (Eds.), Elsevier, Amsterdam, pp. 117-126.
- Carrasco, J.F., Osorio, R., Casassa, G. (2008). Secular trend of the equilibrium-line altitude on the western side of the southern Andes, derived from radiosonde and surface observations. *Journal of Glaciology* 54 (186), 538-550.
- Çilgin, Z., (2013). Ovacık Ovası (Tunceli) ve Munzur Dağlarının Güneybatı Aklanının Jeomorfolojisinde Buzullaşmaların Etkisi. *Kilis Üniversitesi Sosyal Bilimler Dergisi* 3 (6), 103-121.
- Çiner, A. (2003). Türkiye'nin güncel buzulları ve Geç Kuvaterner buzul çökelleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni* 46(1), 55-78.
- Clark, P.U., Dyke, A.S., Shakun, J.D., Carlson, A.E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J.X., Hostetler, S.W., McCabe, A.M. (2009). The Last Glacial Maximum. *Science* 325, 710-714.
- Doğan, U., Akçar, N., Yeşilyurt, S. (2017). *Kavuşşahap Dağları'nın (Doğu Anadolu) Geç Kuvaterner Buzullaşması ve Paleoklim Koşullarının Değerlendirilmesi*. TÜBİTAK 114Y218 No'lu Araştırma Projesi, Ankara.
- 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.
- Doğu, A. F. (2008). İhtiyarşahap Dağları. Van'ın Buzulları. *Yeşil Atlas* 11, 66-71.

- Ehlers, J., Gibbard, P. (2008). Extent and chronology of Quaternary glaciation. *Episodes* 31 (2), 211-218.
- Erinç, S. (1953). Van'dan Cilo Dağlarına. *İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi* 3-4, 84-106.
- Fairbridge, R.W., Oliver, J.E. (2005). *Lapse Rate. Encyclopedia of World Climatology*. Editor: J.O. Oliver. Springer, Netherlands.
- Florineth, D., Schlüchter, C. (1998). Reconstructing the Last Glacial Maximum (LGM) ice surface geometry and flowlines in the Central Swiss Alps. *Eclogae Geologicae Helveticae* 91, 391-407.
- Greene, A.M., Broecker, W.S. (1999). Swiss glacier recession since the Little Ice Age: Reconciliation with climate records. *Geophysical Research Letters*, 26 (13), 1909-1912.
- Greene, A.M., Seager, R., Broecker, W.S. (2002). Tropical snowline depression at the last glacial maximum: comparison with proxy records using a single-cell tropical climate model. *Journal of Geophysical Research* 107 (4), 1-17.
- Hambrey, M.J. (2011). Structural Glaciology. *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Springer pp. 1089-1091.
- Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Nohuer, M., van der Linden, P.J., Dai, X., Maskell, K., Johnson, C.A. (2001). *Climate change 2001: the scientific basis*. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, etc., Cambridge University Press.
- Ivy-Ochs, S. 2015. Glacier variations in the European Alps at the end of the Last Glaciation. *Cuadernos de Investigacion Geografica* 41 (2), 295-315.
- İzbirak, R. (1951). *Cilo Dağları ve Hakkari ile Van Gölü Çevresinde Coğrafya Araştırmaları*. DTCF Yayınları 67.
- Kelly, M., Buoncristiani, J.F., Schlüchter, C. (2004). A reconstruction of the last glacial maximum (LGM) ice-surface geometry in the western Swiss Alps and contiguous Alpine regions in Italy and France. *Eclogae Geologicae Helveticae* 97, 57-75.
- Klaer, W. (1962). Untersuchungen sur klimagenetischen Geomorphologie in den Hochgebirgen Vorderasiens. *Heidelberger Geographische Arbeiten* 11, 135 p.
- Klaer, W. (1965). Geomorphologische Untersuchungen in den Randgebirgen des Van-See (Ostanatolien). *Zeitschrift für Geomorphologie*, neue folge 9 (3), 346-355.
- Koçyiğit, A. (2013). New field and seismic data about the intraplate strike-slip deformation in Van region, East Anatolian plateau, E. Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences* 62, 586-605.
- Kurter, A. (1991). *Glaciers of Middle East and Africa: Glaciers of Turkey, Satellite Image Atlas of Glaciers of the World*. Editor: Richard S. Williams, Jr., And Jane G. Ferrigno, U.S. Geological Survey Professional Paper 1386, G1-G30.
- Landmann, G., Reimer, A., Lemcke, G., Kempe, S. (1996). Dating Late Glacial abrupt climate changes in the 14,570 yr long continuous varve record of Lake Van, Turkey. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 122, 107-118.
- Louis, H. (1944). Die Spuren eiszeitlicher Vergletscherung in Anatolien. *Geologische Rundschau* 34, 447-481.
- Messerli, B. (1967). Die eiszeitliche und die gegenwärtige Vergletscherung in Mittelmeerraum. *Geographica Helvetica* 22, 105-228.
- Nesje, A., Dahl, S.O. (2000). *Glaciers and environmental change: Key Issues in Environmental Change Series*. Oxford University Press, London.
- Oerlemans, J. (1998). *Into the Second Century of Worldwide Glacier Monitoring: Prospects and Strategies*. Chapter Modelling Glacier Fluctuations, UNESCO 56, 8-94.
- 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.
- Osmaston, H. (2006). Should Quaternary sea-level changes be used to correct glacier ELAs, vegetation belt altitudes and sea level temperatures for inferring climate changes?. *Quaternary Research* 65, 244-251.
- Paterson, W.S.B. (1994). *The physics of glaciers* (3rd Edition), Pergamon/Elsevier Science, Inc., 480 p., Tarrytown, New York.
- Porter, S. C. (2001). Snowline depression in the tropics during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews* 20, 1067-1091.
- 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 modelling. *Quaternary Science Reviews* 28(23-24), 2326-2341.
- Sarıkaya, M.A. (2011). Türkiye'nin Güncel Buzulları. *Fiziki Coğrafya Araştırmaları Sistemik ve Bölgesel*, Türk Coğrafya Kurumu Yayınları 6, 527-544, İstanbul.
- Sarıkaya, M. A., Çiner, A., Zreda, M. (2011). Chapter 30 - Quaternary Glaciations of Turkey. *Developments in Quaternary Sciences*. J. Ehlers, P. L. Gibbard and P. D. Hughes, Elsevier. 15: 393-403.
- 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.
- Schweizer, G. (1972). Klimatisch bedingte geomorphologische und glaziologische Züge der Hochregion vorderasiatischer Gebirge (Iran und Ostanatolien), in: *Geoecology of the high mountain regions of Eurasia*. Erdwissenschaftliche Forschung 4, 221-236.
- Schweizer, G. (1975). Untersuchungen zur Physiogeographie von Ostanatolien und Nordwestiran. *Tübinger Geographische Studien* 60, Special issue 9, 145s.
- Stansell, N.D., Polissar, P.J., Abbott, M.B. (2007). Last glacial maximum equilibrium-line altitude and paleo-temperature reconstruction for the Cordillera de Merida, Venezuelan Andes. *Quaternary Research* 67, 115-127.
- Şenel, M., Ercan, T. (2002). 1/500.000 Ölçekli Jeoloji Haritası Van Paf-tası. *MTA Genel Müdürlüğü*, Ankara.
- Şengün, M. (1993). Bitlis Metamorfizması ve Örtü Çekirdek ilişkisi. *MTA Dergisi* 115, 1-13.
- Tonbul, S. (1996). Bingöl Dağ'ında Buzul Şekilleri. *A.Ü. Türkiye Coğ. Arş. ve Uyg. Mer. Dergisi* 6, 347-374, Ankara.
- Türkeş, M., Erlat, E. (2005). Climatological responses of winter precipitation in Turkey to variability of the North Atlantic Oscillation during the period 1930-2001. *Theor. Appl. Climatology* 81, 45-69.
- van Zeist, W., Woldring, H. (1978). A Postglacial pollen diagram from Lake Van in East Anatolia. *Review of Palaeobotany and Palynology* 26, 249-276.
- Wick, L., Lemcke, G., Sturm, M. (2003). Evidence of Lateglacial and Holocene climatic change and human impact in eastern Anatolia: high-resolution pollen, charcoal, isotopic and geochemical records from the laminated sediments of lake Van, Turkey. *The Holocene* 13 (5), 665-675.
- Yeşilyurt, S. (2010). CBS ve Uzaktan Algılama Yöntemleriyle Munzur Dağları Glasyal Jeomorfolojisinin Analizi. *Ankara Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü*, Yayınlanmamış Yüksek Lisans Projesi, Ankara.
- Yeşilyurt, S. (2017). Kavuşşahap Dağları'nda (Van) Geç Kuvaterner Buzullaşması: Bölgesel Paleoklim Açısından Bir Değerlendirme. *Ankara Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü*, Yayınlanmamış Doktora Tezi, Ankara.
- Yılmaz, E., Çiçek, İ. (2016). Türkiye Thornthwaite iklim sınıflandırması. *Journal of Human Sciences* 13 (3), 3973-3994.
- Yılmaz, Y., Dilek, Y., Işık, H. (1981). Gevaş (Van) Ofiyolitinin Jeolojisi ve Sinkinematik Bir Makaslanma Zonu. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni* 24, 37-44.
- Zemp, M., Hoelzle, M., Haeberli, W. (2007). Distributed modelling of the regional climatic equilibrium line altitude of glaciers in the European Alps. *Global and Planetary Change* 56, 83-100.