

T.C.
İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ
COĞRAFYA ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

KARADAĞ'DAKİ SİRKLERİN MORFOMETRİK
ÖZELLİKLERİ

ONUR ALTINAY

2501161089

TEZ DANIŞMANI

Doç. Dr. CİHAN BAYRAKDAR

“BU ÇALIŞMA BİLİMSEL ARAŞTIRMA PROJELERİ
(PROJE NO: SYL-2018-30445) VE TÜBİTAK (PROJE NO: 117Y391)
TARAFINDAN DESTEKLENMİŞTİR.”

İSTANBUL – 2019



T.C.
İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ



YÜKSEK LİSANS
TEZ ONAYI

ÖĞRENCİNİN;

Adı ve Soyadı : Onur ALTINAY Numarası : 2501161089
Anabilim Dalı / Anasanat Dalı / Programı : Coğrafya Danışmanı : Doç. Dr. Cihan BAYRAKDAR
Tez Savunma Tarihi : 13.06.2019 Saati : 14:00
Tez Başlığı : "Karadağ'daki Sirklerin Morfometrik Özellikleri"

TEZ SAVUNMA SINAVI, İÜ Lisansüstü Eğitim-Öğretim Yönetmeliği'nin 36. Maddesi uyarınca yapılmış, sorulan sorulara alınan cevaplar sonunda adayın tezinin **KABULÜNE** OYBİRLİĞİ / OYÇOKLUĞUYLA karar verilmiştir.

JÜRİ ÜYESİ	İMZA	KANAATİ (KABUL / RED / DÜZELTME)
1- Prof. Dr. Hüseyin TUROĞLU		Kabul
2- Prof. Dr. Mehmet Akif SARIKAYA		Kabul
3- Doç. Dr. Cihan BAYRAKDAR		Kabul

YEDEK JÜRİ ÜYESİ	İMZA	KANAATİ (KABUL / RED / DÜZELTME)
1- Doç. Dr. T. Ahmet ERTEK		
2- Dr. Öğr. Üyesi Zeynel ÇILGIN		

ÖZ

KARADAĞ'DAKİ SİRKLERİN MORFOMETRİK ÖZELLİKLERİ

Onur ALTINAY

Sirk morfometrisi, sirk gelişiminde etkili olan süreçleri ve mekanizmaları ortaya koymak için kullanılır. Bunun sonucu olarak paleo-ortam hakkında bilgi sağlar. Bu çalışmada, Karadağ (Batı Toroslar) üzerindeki sirklerin morfometrik özellikleri değerlendirilmiştir. Yapılan değerlendirmeler sonucunda sirklerin gelişimini kontrol eden süreçler ortaya konulmuştur.

Batı Toroslar'ın bir parçası olan Karadağ, Fethiye'nin 30 km kuzeyinde yer alır. Karst ve buzul süreçleri ile oluşan yeryüzü şekilleri Karadağ topografyasının genel görünümünü oluşturur. Karadağ üzerinde kuzey yönlü iki buzul vadisi ve farklı yönlerde gelişmiş buzul sirkleri yer alır. İzole sirklerin cephe morenleri büyük oranda ilksel formlarını korumuştur. Acemioğlan Yaylası'ndaki tümseksi morenler de Karadağ üzerindeki Pleyistosen buzullaşmalarına dair bir başka kanıt niteliğindedir.

İHA (İnsansız Hava Aracı) ile çekilen ortofotolar, bu çalışmanın temel veri kaynağını oluşturmaktadır. Bu ortofotoların işlenmesiyle, sirklerin yüksek çözünürlüklü SYM'leri (Sayısal Yükselti Modeli) oluşturulmuştur. Morfometrik analizler bu veriler üzerinde yapılmıştır. Bu analizer sonucu elde edilen sirk taban yükseltilerinin, Karadağ'ın kalıcı kar sınırı (2080 m) ile tutarlılık gösterdiği görülmüştür. Bununla birlikte, sirklerin boyut, bakı ve eğim özellikleri değerlendirilmiştir. Sirklerin gelişiminde etkili olan ortak bir nokta bulunamamıştır. Aksine, her sirkin kendine has ayırtıcı özelliklerinin olduğu görülmüştür.

Anahtar Kelimeler: sirk morfometrisi, sirk, Pleyistosen buzullaşmaları, buzul jeomorfolojisi, paleo-ortam.

ABSTRACT

MORPHOMETRIC FEATURES OF THE CIRQUES ON KARADAĞ

Onur ALTINAY

The analysis of cirque morphometry is often aimed at understanding the processes and mechanisms responsible for cirque development and as a result, they have been used to obtain palaeoenvironmental information. This research evaluated the morphometric features of the cirques on Karadağ, SW Turkey. The controlling processes of the development of the cirques were asserted as a result of the evaluations.

As a part of the Western Taurus Mountains, Karadağ is located in the 30 km north of the Fethiye. Karst and landforms form a general view of Karadağ's topography. There are two valleys facing north and cirques developed in different aspects. The terminal moraines of the isolated cirques highly maintain their primary forms. Also, the hummocky moraines on Acemioğlu Plateau are another evidence of the Pleistocene glaciations on Karadağ.

Orthophotos that taken by the UAV (Unmanned Air Vehicle) are the main data source in this study. High resolution models of the cirques were created by processing these photographs. Morphometric features were calculated on these data. Cirque floor altitudes obtained from the results of morphometric analysis show consistency with the equilibrium line altitude of Karadağ (2080 m). Also, morphometric features of cirques such as size, aspect and gradient were evaluated. However, there is no common ground between morphometric features of cirques and cirque development. On the contrary, it is shown that each cirque has distinctive features.

Keywords: cirque morphometry, cirques, Pleistocene glaciations, glacial geomorphology, palaeoenvironment.

ÖNSÖZ

Dört bölümden oluşan bu çalışmada önce bölgenin fiziki coğrafyasını etkileyen temel unsurlar olan jeolojik yapı ve iklim özelliklerinden bahsedilmiş; bunu takiben, özellikle çalışma sahasının çevresindeki genel jeomorfolojik özelliklere değinilmiştir. Daha sonra ise asıl çalışma konusu sınırları içerisinde yer alan buzul jeomorfolojisi içerisinde Teke Yarımadası sınırları içerisinde yer alan ve Pleyistosen buzullaşmalarının izlerini taşıyan Sandıras Dağı, Akdağ ve Beydağları'na değinilmiş ve ayrı bir başlık altında Karadağ, buzul jeomorfolojisi kapsamında kapsamlıca değerlendirilmeye çalışılmıştır. Dördüncü bölümde ise sirklerin genel özellikleri ve bu özelliklerinin paleo-ortam koşullarıyla ilişkisi hakkında bilgi verilip, bu bilgilerin Karadağ'daki sirklerin morfometrik özellikleri üzerindeki uygulaması yapılmıştır.

Bu çalışma konusunun ve tez sahasının seçiminde beni yönlendiren, arazi çalışmalarında beni yalnız bırakmayan ve bana olan yardımları lisansüstü dönemimin öncesine dayanan danışman hocam Doç. Dr. Cihan BAYRAKDAR'a teşekkürlerimi borç bilirim. Lisans eğitimim süresince fiziki coğrafya temelimi kuran ve geliştiren değerli hocam Prof. Dr. Hüseyin TUROĞLU'na ve lisansüstü eğitimimde akademik anlamda bana katkıları azımsanmayacak kadar çok olan değerli hocalarım Prof. Dr. Hasan ÖZDEMİR , Doç. Dr. Tolga GÖRÜM ve Dr. Öğrt. Üyesi Zeynel ÇILĞIN'a çok teşekkür ederim. Tez çalışmam süresince desteğini esirgemeyen değerli arkadaşlarım Emre ELBAŞI, Onur YASAN ve Ferhat KESERCİ'ye teşekkür ederim. Bugünlere gelmemdeki en büyük pay sahibi, her şeyimi borçlu olduğum annem Nejla AKANER'e ve annemle birlikte yaşama sevincim olan Ebru HACIOĞLU'na minnettarım. Son olarak, bu tez çalışmasını destekleyen TÜBİTAK'a ve İstanbul Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi'ne teşekkürü borç bilirim.

Onur ALTINAY

İSTANBUL, 2019

İÇİNDEKİLER

ÖZ.....	iii
ABSTRACT	iv
ÖNSÖZ.....	v
ŞEKİLLER LİSTESİ.....	viii
FOTOĞRAFLAR LİSTESİ	x
TABLolar LİSTESİ.....	xii
KISALTMALAR LİSTESİ.....	xiii
GİRİŞ	1

BİRİNCİ BÖLÜM

BÖLGENİN JEOLojİK VE İKLİMSEL ÖZELLİKLERİ

1.1. Jeolojik Özellikler	10
1.1.1. Litoloji	13
1.1.2. Tektonik.....	19
1.2. İklim Özellikleri	20
1.2.1. Makroklimatik Etkiler.....	20
1.2.2. Bölgesel Klimatik Özelliklerinin Etkisi.....	20
1.2.3. Karadağ'da Sıcaklık ve Yağış.....	21

İKİNCİ BÖLÜM

GENEL JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLER

2.1. Çalışma Alanı ve Çevresinin Genel Jeomorfolojik Özellikleri.....	24
---	----

ÜÇÜNCÜ BÖLÜM

BUZUL JEOMORFOLOJİSİ

3.1. Teke Yarımadası'ndaki Diğer Buzullaşma Alanları	30
3.1.1. Sandıras Dağı.....	30

3.1.2. Akdağ.....	33
3.1.3. Beydağları.....	37
3.2. Karadağ	39
3.2.1. Karadere Buzul Vadisi, Güngediği Sirki ve Çağıllıpınaryayla Sirki.....	42
3.2.2. Gürlek Buzul Vadisi ve Gürlek Sirki.....	48
3.2.3. Akdağ Sirki	50
3.2.5. Koyunçukuru Sirki.....	53
3.2.6. Toranto Sirki	55

DÖRDÜNCÜ BÖLÜM

SİRKLER VE SİRKLERİN MORFOMETRİK ÖZELLİKLERİ

4.1. Sirklerin Genel Özellikleri	58
4.1.1. Sirk Oluşumu ve Gelişimi.....	59
4.1.2. Sirklerin Sınıflandırılması.....	60
4.1.3. Sirk Bakışı.....	62
4.1.4. Sirk Taban Yükseltisi.....	64
4.2. Paleo-ortam Koşulların Delilleri Olarak Sirkler	64
4.2.1. Sirk Bakışı ve Paleo-ortam Koşulları	65
4.2.2. Sirk Taban Yükseltisi ve Paleo-ortam Koşulları	67
4.3. Sirk Morfometrisi	69
4.3.1. Sirk Morfometrisi ve Paleo-ortam Koşulları	72
4.4. Karadağ'daki Sirklerin Morfometrik Özellikleri.....	74
4.4.1. Yükselti	74
4.4.2. Boyut.....	76
4.4.3. Eğim.....	81
4.4.4. Bakı.....	82
SONUÇ	83
KAYNAKÇA	87

ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil i: Çalışma sahasının lokasyon özellikleri	2
Şekil ii: Akdağ Sirki'nin 3D modelinin kuzeyden görünümü	5
Şekil iii: Agisoft PhotoScan programında ortofotoların eklenmesi.....	7
Şekil iv: Ortofotoların arasındaki köprü noktalarının oluşturulması.....	7
Şekil v: Kamera pozisyonlarına göre hesaplanan derinliğe bağlı oluşturulmuş yoğunluk bulutu	7
Şekil vi: Yoğunluk bulutundan oluşturulmuş sayısal yükselti modeli (SYM).....	8
Şekil 1.1: Toros kuşağında yer alan birliklerin yayılımını gösteren şematik harita ..	11
Şekil 1.2: Karadağ ve yakın çevresinin jeoloji haritası	12
Şekil 1.3: Karadağ ve çevresinin yapısal birimlerinin haritada gösterilmesi	17
Şekil 1.4: Çameli'nde ortalama, maksimum ve minimum sıcaklıkların aylara göre dağılışı	22
Şekil 1.5: Fethiye ve Çameli'de toplam yağışın aylara göre dağılışı	23
Şekil 2.1: Karadağ ve çevresinin genel jeomorfolojis haritası	28
Şekil 3.1: Sandıras Dağı'nın buzul jeomorfolojisi haritası.....	31
Şekil 3.2: Sandıras Dağı buzul jeomorfolojisi haritası.	32
Şekil 3.3: Akdağ buzul jeomorfolojisi haritası.	35
Şekil 3.4: Beydağları'nın sayısal yükselti modeli ile gösterilmesi.....	37
Şekil 3.5: Karadağ Kütlesi'nin buzul rekonstrüksiyonu.....	39
Şekil 3.6: Karadağ Kütlesi'nin kalıcı kar sınırı.....	41
Şekil 3.7: Karadağ üzerinde yer alan sirklerin lokasyonları.....	41
Şekil 3.8: Güngedigi Sirki'nin Buzul Jeomorfolojisi Haritası.....	45
Şekil 3.9: Çağıllıpınaryayla Sirki'nin 3D modeli.	46

Şekil 3.10: Çağıllıpınaryayla Sirki'nin Buzul Jeomorfolojisi Haritası.....	47
Şekil 3.11: Gürlek Sirki'nin Buzul Jeomorfolojisi Haritası	49
Şekil 3.12: Gürlek Sirki'nin ve Gürlek Buzul Vadisi'nin morenlerinin 3D modeli..	50
Şekil 3.13: Akdağ Sirki'nin ve sirkin cephe morenlerinin 3D modeli	51
Şekil 3.14: Akdağ Sirki'nin Buzul Jeomorfolojisi Haritası.....	52
Şekil 3.15: Koyunçukuru Sirki'nin Buzul Jeomorfolojisi Haritası.	54
Şekil 3.16: Koyunçukuru Sirki'nin ve morenlerinin 3D modeli.	55
Şekil 3.17: Toronto Sirki'nin 3D modeli	56
Şekil 3.18: Toronto Sirki'nin Buzul Jeomorfolojisi Haritası.....	57
Şekil 4.1: Sirk gelişiminin farklı buzullaşmalara göre reaksiyonunun illustrasyonu	60
Şekil 4.2: Kümülatif vektör diyagramı ve bakı dağılışını gösteren gül diyagramı....	63
Şekil 4.3: Galler'deki sirklerin dağılışı.....	68
Şekil 4.4: Sirklerin tanımlanmasında kullanılan ana çizgiler	70
Şekil 4.5: Karadağ üzerindeki sirklerin litolojisinin dağılışı.	81
Şekil 4.6: Karadağ üzerindeki sirklerin kümülatif vektör ve gül diyagramı	82

FOTOĞRAFLAR LİSTESİ

Fotoğraf i: Akdağ Sirki'nin (Karadağ) İHA ile ortofotolarının çekilmesi.....	6
Fotoğraf ii: Gürlek Sirki'nin ortomozaik görüntüsünün farklı yükseltilerden görünümü	9
Fotoğraf 2.1: Kuruova vadisinde morenler içerisinde oluşan çökme dolinleri.....	25
Fotoğraf 2.2: Karadağ üzerinde yer alan dolinler.	26
Fotoğraf 2.3: Karadağ üzerinde donma-çözölmeye bağı fiziksel parçalanmalar	27
Fotoğraf 3.1: Sandıras Dağı üzerindeki buzul vadilerinin kuzeyden görünümü	30
Fotoğraf 3.2 : Kartal Gölü, Sandıras Dağı	33
Fotoğraf 3.3: Taşkuzluklu Buzul Vadisi'ne doğudan bakış	34
Fotoğraf 3.4: Karadere buzul vadisi tabanında gruplaşmış hörgüç kayalar	34
Fotoğraf 3.5: Kuruova buzul vadisinin sonlandığı kesimdeki cephe morenleri (nihai, çekilme) ve moren setti gölünün dolmasıyla oluşan düzlük alan	36
Fotoğraf 3.6: Uyluk Tepe güneydoğusu, batısı ve kuzeydoğusundaki dik duvarlı sirkler.....	36
Fotoğraf 3.7: Beydağlarının kuzey yamaçlarında gelişen sirk ve önündeki relikt kaya buzulu.....	38
Fotoğraf 3.8: Kızlarsivrisi'ne güneydoğudan tırmanış ve zirveden güneydoğuya doğru dönüş	38
Fotoğraf 3.9: İHA ile çekilmiş olan Karadere Buzul Vadisi ve Acemioğlan Yaylası'ndaki hummocky morenler	42
Fotoğraf 3.10: Çağıllıpınaryayla Sirki'nin cephe morenlerinden kuzeydoğuya bakış ve Karadere Buzul Vadisi'ne kuzeydoğudan bakış ve bir yan al moren	43
Fotoğraf 3.11: Karadere Buzul Vadisi'nin kanyon vadiye dönüştüğü kısım	44
Fotoğraf 3.12: Acemioğlan Yaylası'ndaki tümseksi morenlerin İHA ile çekilmiş fotoğraflı.....	44

Fotoğraf 3.13: Çağıllıpımaryayla Sirki'nin İHA ile kuzeyoğudan çekilmiş fotoğrafı	46
Fotoğraf 3.14: Gürlek Vadisi'nin K-KB yönünden çekilmiş panoramik görüntüsü	48
Fotoğraf 3.15: Gürlek Sirki'nin üzerinden buzul vadisine (kuzeybatıya) bakış.....	48
Fotoğraf 3.16: Akdağ Sirki'nin üzerinden kuzeydoğuya bakış	56
Fotoğraf 3.17: Akdağ Sirki'nin kuzeybatıdan çekilmiş panoramik görüntüsü.....	53
Fotoğraf 3.18: Koyunçukuru Sirki cephe moreninin İHA ile çekilmiş fotoğrafı.	55
Fotoğraf 3.19: Toranto Sirki'nin cephe morenleri.....	56

TABLÖLAR LİSTESİ

Tablo 4.1: Sirklerin gelişim aşamasına göre sınıflandırılması.....	61
Tablo 4.2: Sirklerin çeşitli kriterlere göre sınıflandırılması.....	62
Tablo 4.3: Vektör kuvvetinin önerilen yorumu.....	64
Tablo 4.4: Sirk Morfometrik Parametreleri.....	71
Tablo 4.5: Yayınlanmış erozyon hızları.....	73
Tablo 4.6: Karadağ'daki sirklerin morfometrik değerleri.....	75
Tablo 4.7: Yunanistan'daki sirklerin morfometrik parametrelerinin değerleri.....	77
Tablo 4.8: Küresel ölçekteki sirklerden alınan bazı morfometrik veriler	78-79

KISALTMALAR LİSTESİ

AAR	: Accumulation-area Ratio
CBS	: Coğrafi Bilgi Sistemleri
cP	: Continental Polar
cT	: Continental Tropical
DEM	: Digital Elevation Model
ELA	: Equilibrium Line Altitude
GIS	: Geographic Information Systems
HGM	: Harita Genel Komutanlığı
İHA	: İnsansız Hava Aracı
KKS	: Kalıcı kar sınırı
MGM	: Meteoroloji Genel Müdürlüğü
mP	: Maritime Polar
mT	: Maritime Tropical
MTA	: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü
SfM	: Structure-from-motion
SRTM	: Shuttle Radar Topography Mission
SYM	: Sayısal Yükselti Modeli
UAV	: Unmanned Aerial Vehicle

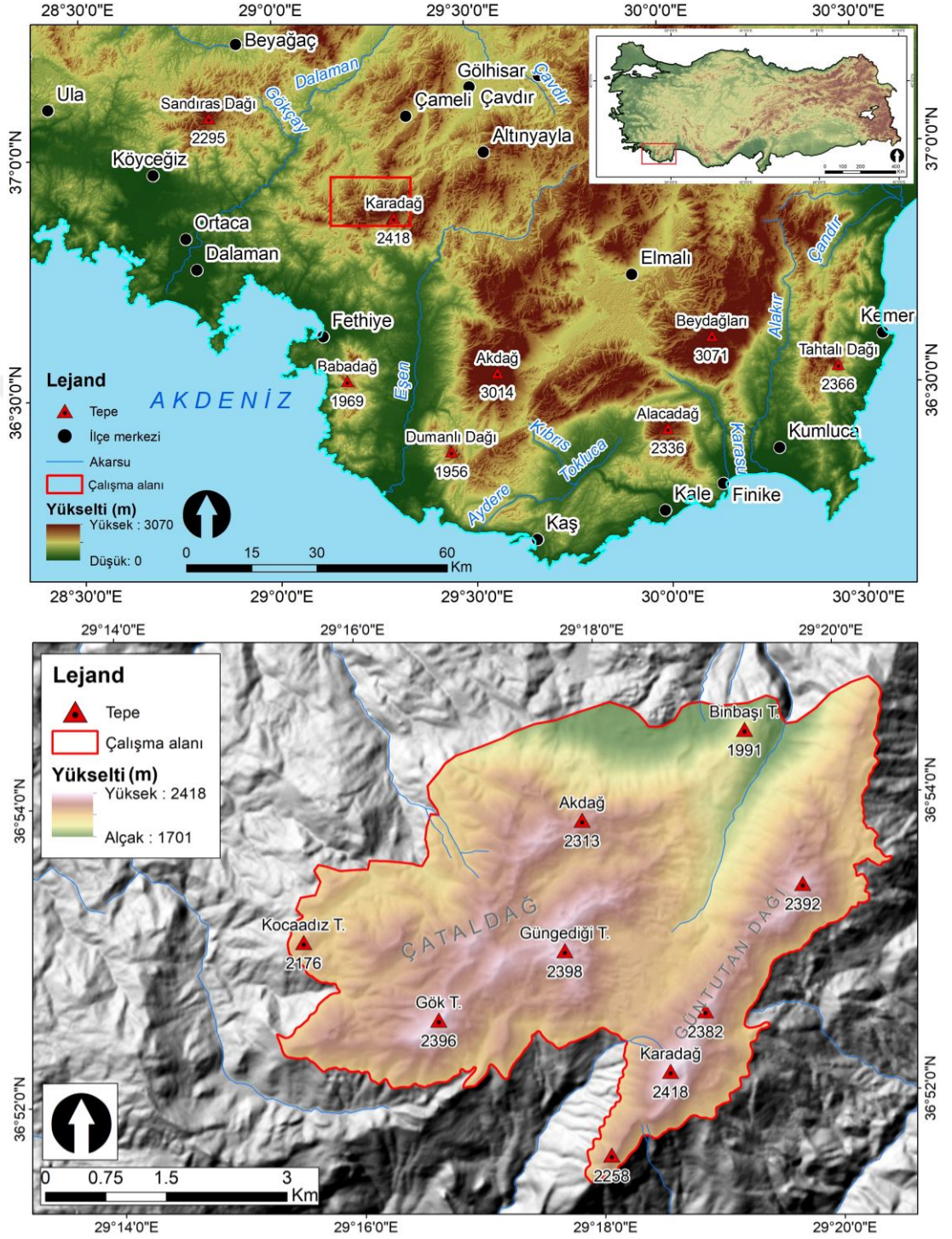
GİRİŞ

Pleyistosen’de meydana gelen iklim değişikliklerine bağlı gerçekleşen buzul ve buzularası dönemler, Türkiye’nin yüksek kesimlerinde gelişen jeomorfolojiyi doğrudan etkilemiştir. Özellikle de Toros Silsilesi gibi karbonatlı kayalardan oluşan yüksek kütleler üzerinde, buzul dönemlerinde buzul; buzul arası dönemlerde ise karst süreçleri etkili olmuştur.

Toros Silsilesi’nin en batı ucunu oluşturan Batı Toroslar (Teke Torosları), üzerinde herhangi bir güncel buzul barındırmamasına rağmen, Pleyistosen buzullaşmalarına ait morfolojik deliller görölmektedir. Sandıras Dağı (2295 m), Akdağ (3015 m) ve Beydağları’nın (3071 m) yer aldığı Batı Toroslar buzul envanterine son olarak, çalışma sahasının da konusu olan Karadağ eklenmiştir. Çalışma sahası, Karadağ’da morenlerin indiği en alt yükselti seviyesi olan ortalama 1900 m ve üzerini kapsamaktadır. Bu sınır kütleinin kuzeyinde 1800 m seviyelerine kadar inerken, güneyinde ise 2100 m seviyelerindedir.

Çalışma sahasındaki sirkleri barındıran ve güneybatıdaki Fethiye Körfezi ile kuzeydeki ameli Depresyonu arasında yükselen Karadağ, Denizli, Muğla ve Burdur il sınırlarının kesiştiği noktada yer alır. 2300 m üzerinde beş zirvesi olan Karadağ’ın en yüksek zirvesi, 2418 m ile kütleyle adını veren Karadağ Zirvesi’dir. Birbirinden Karadere Buzul Vadisi ile GB-KD yönlü olarak ayrılan Çataldağ ve Güntutan Dağı olmak üzere iki ayrı kütleiden oluşan Karadağ, çok büyük oranda kireçtaşları ve dolomitlerden oluşmaktadır.

Şekil i: Çalışma sahasının lokasyon özellikleri.



a. Amaç

Bu çalışmanın yapılmasındaki temel amaç, Türkiye’deki Pleyistosen buzullaşmalarına dair en güncel ve karakteristik örneklerden biri olan Karadağ üzerindeki sirklerin, morfometrik özelliklerinin ölçülüp değerlendirilmesiyle, sirkleri paleo-ortam göstergeleri olarak kullanarak kütle üzerindeki paleo-ortam koşullarına kantitatif veriler ile birlikte ışık tutmaya çalışmaktır.

b. Önceki Çalışmalar

Bölgeye dair yapılan tek çalışma, Bayrakdar vd. (2017) tarafından “Karadağ’da Pleyistosen Buzullaşmaları, Batı Toroslar, Türkiye” adı altında yapılmıştır. Bu çalışma kapsamında özetle, kütlein genel buzul jeomorfolojisinden bahsedilmiş, buzulların oluşturduğu aşınım ve birikim şekilleri haritalanmış ve kütle üzerinde yer alan paleo-buzulun rekonstrüksiyonu yapılmıştır. Ayrıca, kozmojenik ^{36}Cl tarihlendirme çalışması için araziden 20 adet numune alınmıştır. Yapılacak olan kozmojenik ^{36}Cl tarihlendirme ise, bu tez çalışmasını da destekleyen TÜBİTAK 1001 – Bilimsel ve Teknolojik Araştırmaları Destekleme Programı tarafından desteklenmektedir. Teke Yarımadası’nda yer alan ve Pleyistosen buzullaşmalarına maruz kalmış diğer kütlelere dair önceki çalışmalara ise “3.1. Teke Yarımadası’ndaki Diğer Buzullaşmalar” bölümünde değinilecektir.

c. Materyal ve Yöntem

Çalışma kapsamında kullanılan çeşitli basılı ve dijital materyaller ile bu materyallerin yöntem olarak kullanılması aşağıdaki gibidir:

c.1. Materyaller

_Harita Genel Komutanlığı’na ait 1/25.000 ölçekli topografya haritalarının O22a2, O22a3, O22b1, O22b2, O22b3, O22b4, O23a1 ve O23a4 paftaları ve bu paftalardan sayısallaştırılmasıyla oluşturulan 10 m çözünürlüklü sayısal yükselti modelleri,

_HGM Küre v4.2.98, Harita Genel Komutanlığı,

_MTA'ya ait 1/25.000 ölçekli sayısal jeoloji haritalarının O22b1 paftası; 1/100.000 ölçekli jeoloji haritalarının L7, L8 ve M8 paftaları ve 1/250.000 ölçekli jeoloji haritalarının Fethiye paftası,

_MTA Yerbilimleri Harita Görüntüleyici ve çizim editörü,

_Google Earth uydu ve oblik görüntüleri,

_SRTM DEM (30 m)

_CBS ve uzaktan algılama programları: ArcMap 10.2 (ESRI ArcGIS), SAGA GIS,

_Ortofoto çekimleri ve hava fotoğrafları için İHA: DJI Phantom 3 Advanced

_Ortofotoların işlenmesi, ortomozaik, 3D model ve yüksek çözünürlüklü SYM oluşturulması için Agisoft PhotoScan Professional,

_Diyagram oluşturulması için: Polar Plots and Circular Statistics (ArcGIS Extension)

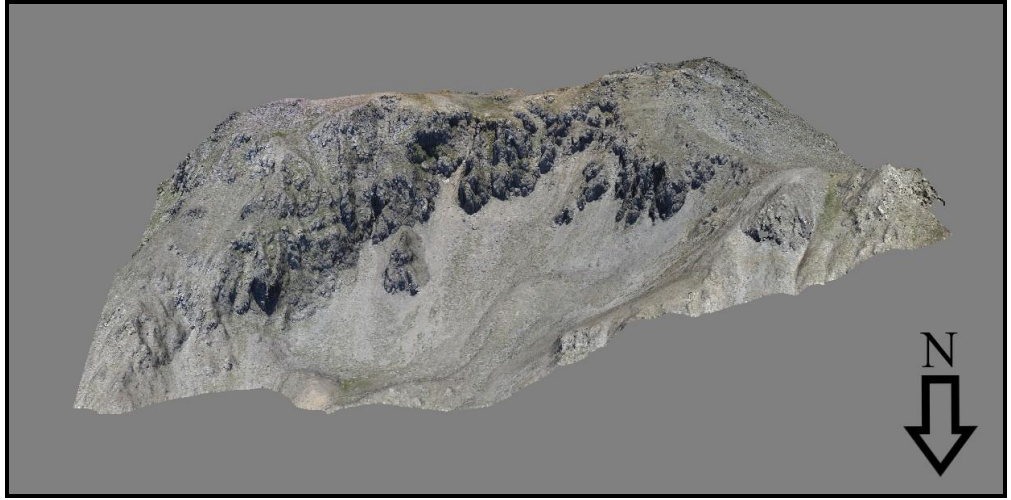
c.2. Yöntemler

1/25.000 ölçekli topografya haritaları CBS ortamında (ArcMap 10.2) ortamında sayısallaştırılmış ve bu haritalardan 10 m çözünürlüğünde sayısal yükselti modelleri (SYM) oluşturulmuştur. Daha sonra bu SYM'lerden üretilen eğim haritaları ile çalışma konusu olan sirkler çizilerek, ilk önce bu veri üzerinden morfometrik analizlere tabi tutulmuştur.

Karadağ'ın yakın çevresini kapsayan ve güneyde Fethiye Körfezi'nin güneyinde yer alan Babadağ-Ölüdeniz'e kadar uzanan, Şenel (1997)'e ait yapısal birimleri içeren jeoloji haritası, CBS ortamında sayısallaştırılarak yeniden üretilmiş ve Karadağ, üzerinde işaretlenmiştir. Daha büyük ölçekli olan Karadağ'ın jeoloji haritasını üretmek için ise, MTA'nın 1/25.000'lik sayısal jeoloji verisinden yararlanılmıştır. Bölge ve çevresinin genel jeomorfoloji haritası ise, Erinç vd. (1984), Kurter vd. (1989), Ertek vd. (2015)'ten alınarak yine CBS ortamında düzenlenmiş ve çalışma alanının sınırları çizilerek, buzul jeomorfolojisine ait şekiller, üzerinde gösterilerek güncellenmiştir.

Sirklerin ve özellikle de sirk buzullarının meydana getirdiği morenlerin haritalanmasında İHA'dan yararlanılmıştır. İHA ile çekilen ortofotolar, Agisoft PhotoScan Professional'da sırasıyla: hizalama, köprü noktaları oluşturma, yoğunluk bulutu oluşturma ve SYM oluşturma işlemleri gerçekleştirilmiştir. Haritalanan sirk alanlarında 0.4 m altında çözünürlükte SYM'ler oluşturulabilmektedir.

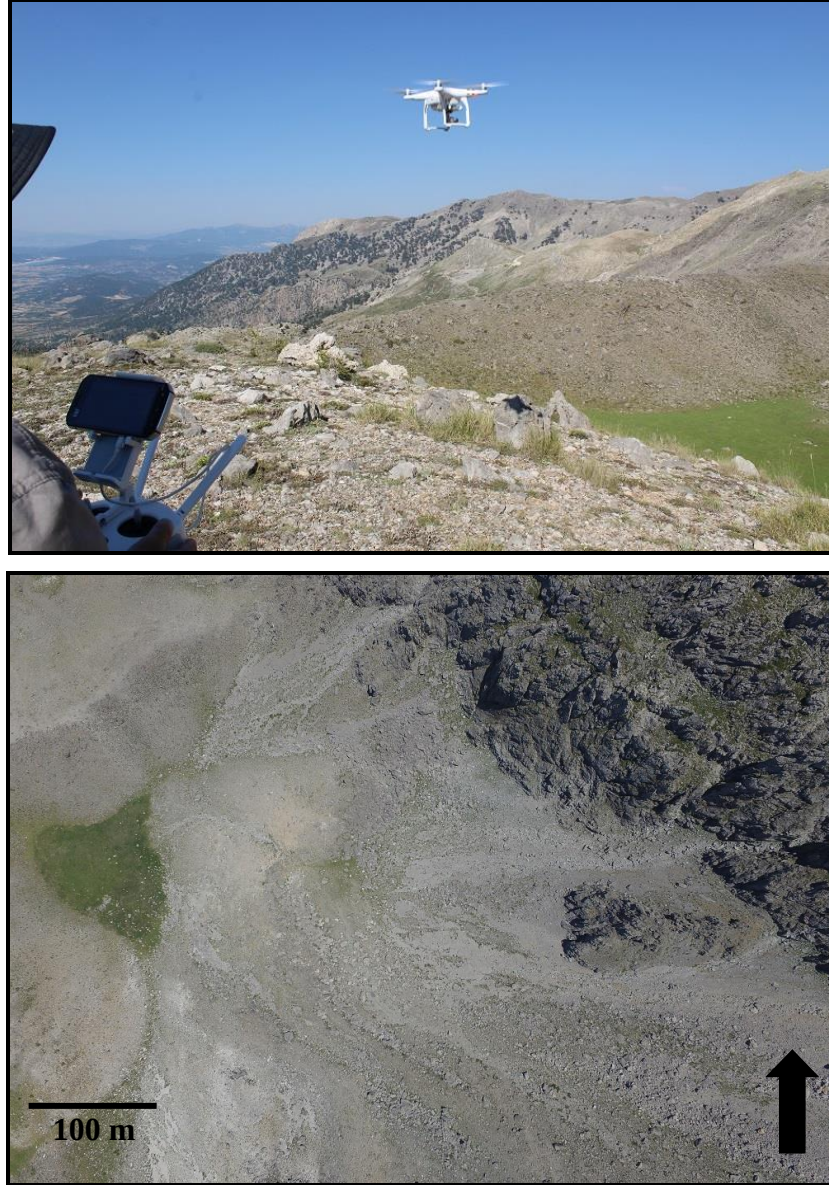
Şekil ii: Akdağ Sirk'i'nin 3D modelinin kuzeyden görünümü.



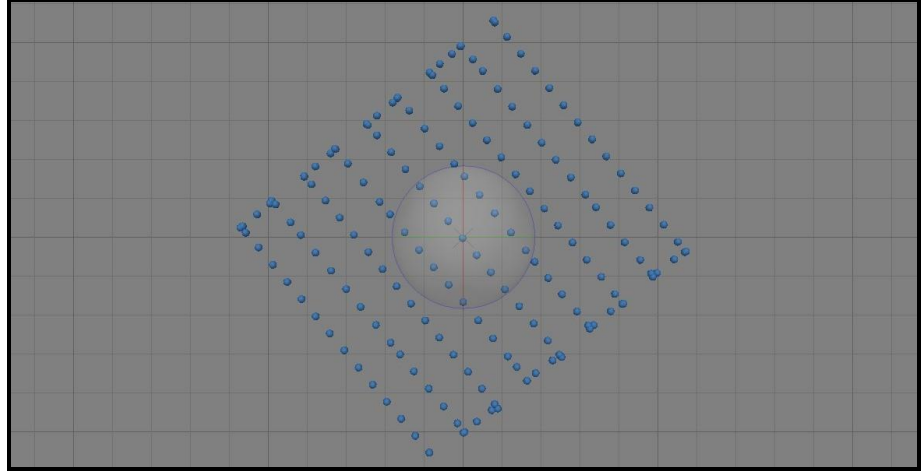
Agisoft PhotoScan Professional programı ile yüksek çözünürlüklü SYM üretiminin temel çalışma prensibi, “structure-from-motion (SfM)” olarak adlandırılan bir çeşit fotogrametrik mesafe görüntüleme tekniğidir. Bu teknik sayesinde lokal hareket sinyalleri aracılığıyla, iki boyutlu (2D) görüntü dizilerinden üç boyutlu (3D) yapılar üretilebilmektedir (Carrivick vd., 2016). Bu yöntem aracılığı ile üretilen üç boyutlu sirk modelleri; SYM'ler, fotoğraflar, topografya haritaları, uydu ve oblik görüntülerle birlikte incelenerek paleo-buzullaşmaya dair daha tutarlı değerlendirmeler yapılmıştır. Uygulamanın ilk aşamasında yazılım, SfM algoritmalarını kullanarak İHA'daki kameranın pozisyonuna bağlı olarak ortofotoların örtüşen kısımları tespit eder. Daha sonra, tespit ettiği bu bağlantı noktaları üzerinden bir yoğunluk bulutu oluşturur (Ryan vd., 2015). Oluşturulan bu yoğunluk bulutundan ise ortofotosu çekilen alanın 3D modeli, SYM'si ve ortomozağı oluşturulur. Çalışma konusunun ana kapsamı olan sirk morfometrisi, elde edilen bu yüksek çözünürlüklü veriler üzerinde tekrar uygulanmış ve her sirk için ayrı ayrı morfometrik parametre değerleri Excel'e geçirilerek, tablo çıktısı olarak alınmıştır.

Sirklerin jeomorfoloji haritasının üretilmesinde arazi gözlemleri ile birlikte en önemli araç olan İHA ortofotolarının yanı sıra, Google Earth'teki ve HGM Küre'deki oblik görüntüler ile arazi çalışmalarında çekilen fotoğraflar kullanılmıştır.

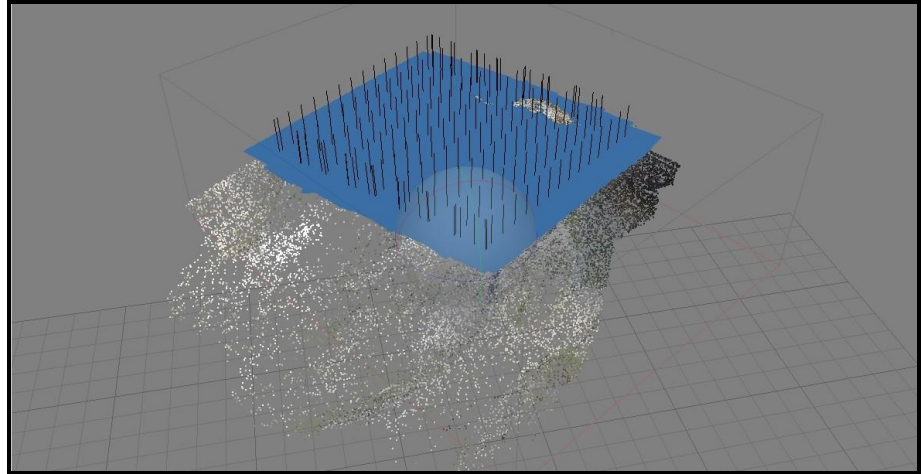
Fotoğraf i: Akdağ Sirki'nin (Karadağ) İHA ile ortofotolarının çekilmesi. Sirkin cephe moreni (üstte) ve Akdağ Sirki'nde cephe morenlerinin ve sirk duvarının bölümlerini kapsayan bir ortofoto (altta).



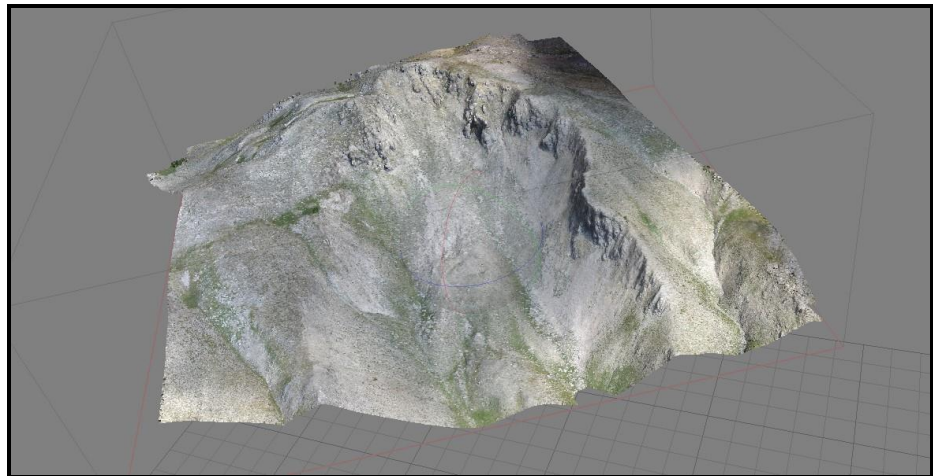
Şekil iii: Agisoft PhotoScan programında ortofotoların eklenmesi.



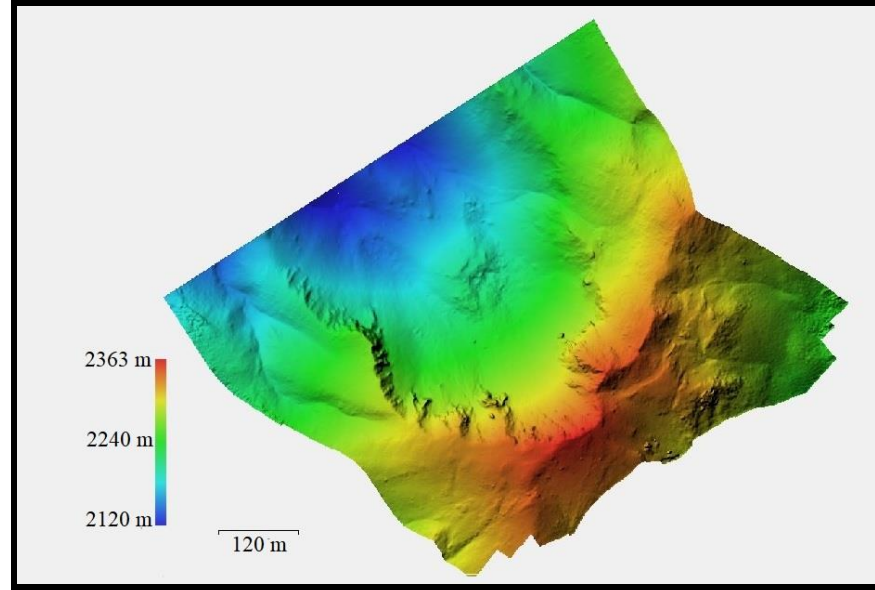
Şekil iv: Ortofotoların arasındaki köprü noktalarının oluşturulması.



Şekil v: Kamera pozisyonlarına göre hesaplanan derinliğe bağlı oluşturulmuş yoğunluk bulutu.



Şekil vi: Yoğunluk bulutundan oluşturulmuş sayısal yükselti modeli (SYM).



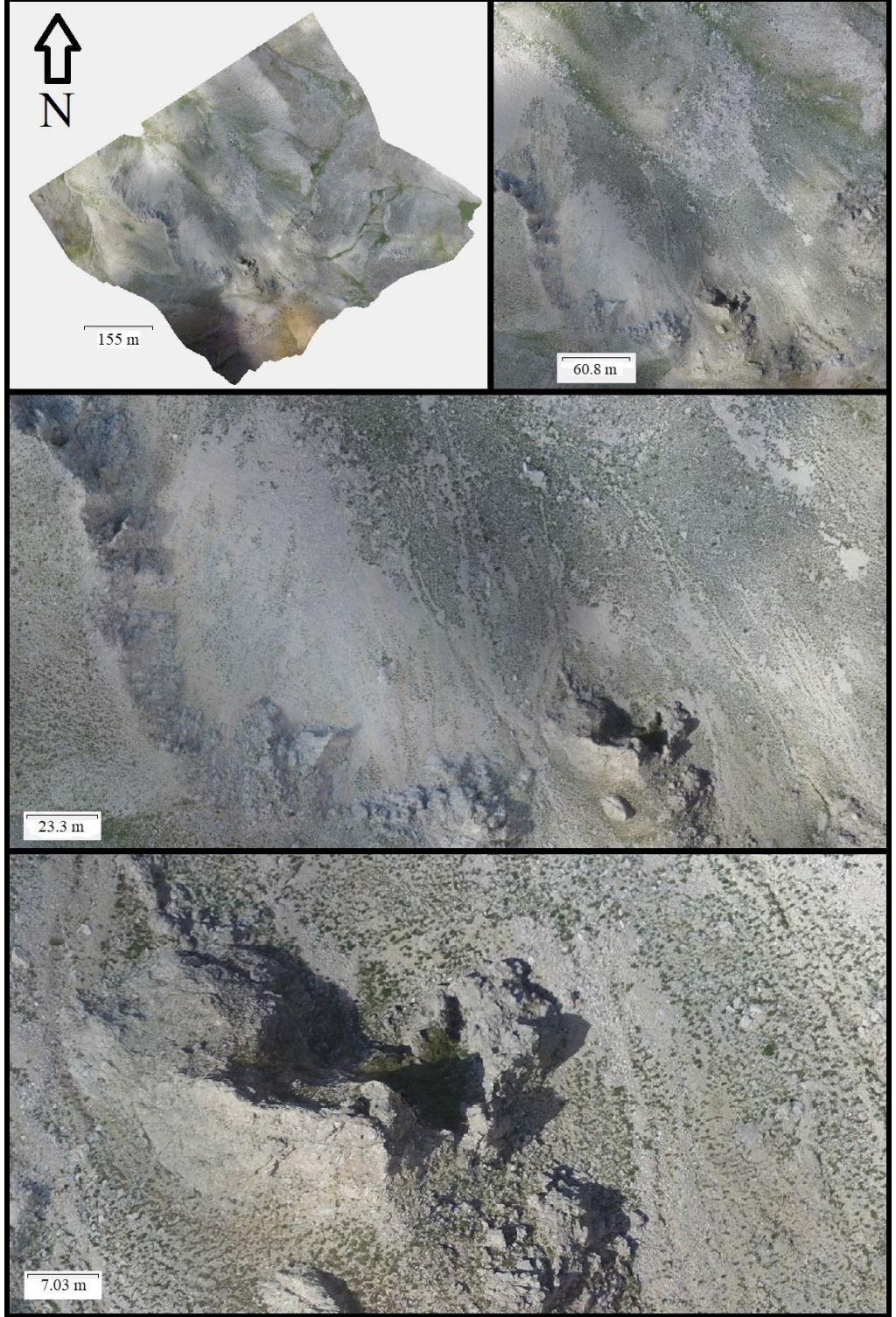
d. Karşılaşılan Güçlükler

Bu çalışmanın hazırlanmasına dair karşılaşılan bir takım güçlükler, çalışmanın genelini etkilemese de bütünlüğünde bazı eksikliklere neden olmuştur.

Bu güçlüklerden ilki, bölgede kullanılabilecek meteoroloji istasyonlarının az sayıda olması ve bu istasyonların daha çok ova tabanlarından kurulu olmasından dolayı dağlık alanlardaki iklim özelliklerinin yansıtmaması; bunun yanı sıra, istasyon verilerinde büyük eksiklikler olmasıdır. Bu nedenle Karadağ'ın yakın çevresinde bulunan Nif (Arpacık) Köyü/Fethiye, Kirazlıyayla/Çameli ve Elmalıyurt Mevkii/Göhlhisar gibi istasyonların verileri, çalışma için kullanılamamıştır.

Bir diğer sorun ise İHA ile çekilen ortofotolardaki kayıplar ve teknik sorunlardır. Güngediği Sirki için yapılan ortofoto çekimlerinin, arazi sonrası eksik olduğu görülmüş, sirkin modellemesi ve sayısal yükselti modeli üretilmesi başarılı bir şekilde yapılamadığından dolayı bu sirkin haritalanmasında ve morfometrik analizlerinin yapılmasında sayısallaştırılmış 1/25.000 ölçekli topografya haritaları kullanılmıştır. Diğer yandan, iki farklı dönemde yapılan arazi çalışmalarında iki ayrı bölüm olarak çekilen Akdağ ve Koyunçukuru Sirkleri'nin sirk ve moren bölümleri, modelleme ve SYM üretimi aşamasında teknik sorunlara bağlı olarak küçük çaplı uyumsuzluklar göstermiştir.

Fotoğraf ii: Gürlek Sirki'nin ortomozaik görüntüsünün farklı yükseltilerden görünümü.



BİRİNCİ BÖLÜM

JEOLJİK ÖZELLİKLER VE İKLİM ÖZELLİKLERİ

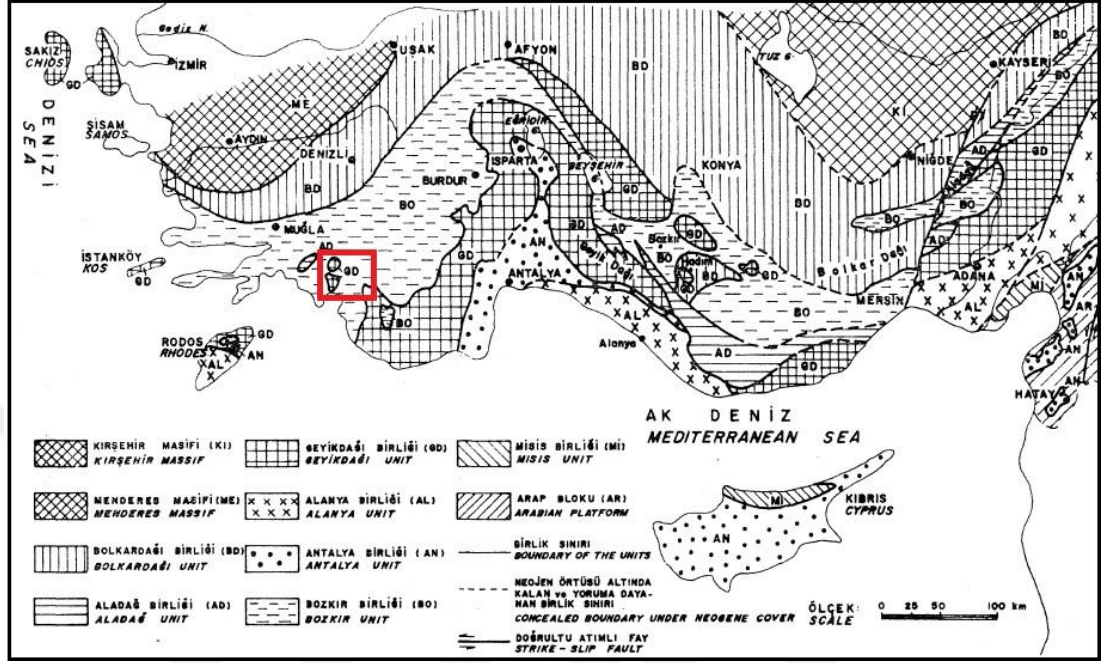
1.1. Jeolojik Özellikler

Toroslar, Alp orojenik kuşağının önemli bir bölümünü oluşturur ve Anadolu'nun güney ve doğu kesiminin önemli bir kısmını kapsar. Batı, Orta ve Doğu Toroslar olmak üzere üçe ayrılan Toroslar için Ketin (1966), yaptığı sınıflamada Torosların sınırlarını kuzeyde Anatolidler; güneyde ise Akdeniz ve kenar kıvrımları olarak belirlemiştir. Okay ve Tüysüz (1999) ise Torosları Anatolid-Torid bloğunun içerisinde göstermiştir.

Toroslar ayırt edici stratigrafi özellikleri ve kapsadıkları kaya birimleri açısından birbirinden değişik havza koşullarını yansıtan kaya birimi topluluklarını kapsamaktadır (Blumenthal, 1963; Özgül, 1971; Brunn ve diğerleri, 1971; Özgül ve Arpat, 1973; Özgül, 1973,1976). Bu kaya birimi toplulukları için Özgül (1973,1976), "birlik" terimini kullanmıştır. Özgül (1976), Karadağ'ın da içinde bulunduğu Teke Yarımadası'nın kuzeyini "Bozkır Birliği" içerisinde değerlendirmiş ve bölgede güneybatı-kuzeydoğu yönlü uzanan bu birliği kuzeyde Orta/Üst Devoniyen-Alt Tersiyer aralığında çökelmiş kaya birimlerini kapsayan Bolkardağı Birliği, güneyde ise Kambriyen-Tersiyer dönemleri arasında oluşmuş kaya birimlerini kapsayan Geyik Dağı Birliği ile sınırlamıştır (Şekil 1.1).

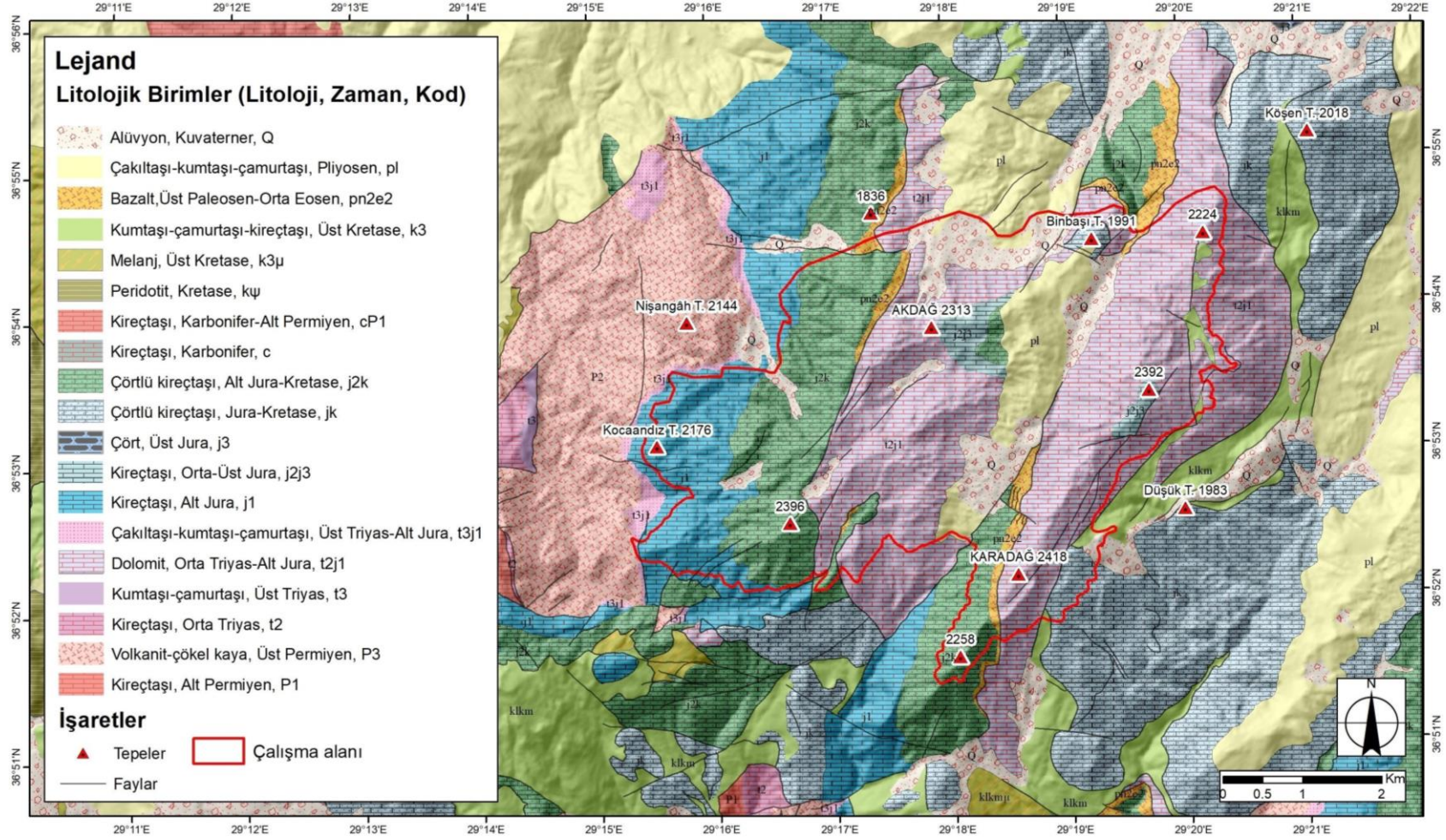
Toroslar hakkında yapılan sistemli çalışmalar Blumenthal tarafından 1940-1950 yılları arasında yapılmış olup, Toroslar'ın genel jeoloji özellikleriyle ilgili olarak ilk önemli verilerin kaynağını oluşturmaktadır (Özgül, 1976). Batı Toroslar hakkındaki ilk kapsamlı çalışma ise Campbell (1971)'in editörlüğünü üstlendiği "Geology and History of Turkey" adlı eserin "Outline Geology of the Western Taurids" bölümü olarak yayınlanmıştır.

Şekil 1.1: Toros kuşağında yer alan birliklerin yayılımını gösteren şematik harita (Özgül (1976)'den). Karadağ'ın lokasyonu kırmızı çerçeveyle belirtilmiştir.



Fethiye paftasını kapsayan sahada Üst Devoniyen'den günümüze değin oluşmuş kaya birimleri toplulukları bulunur (Şenel, 1997). Bu topluluklar, platformdan okyanusal alana kadar uzanan farklı ortam koşullarında gelişmiştir ve bunların çoğu allohton konumlu, bir kısmı ise otokton konumludur (Şenel, 1997). Temeli oluşturan Beydağları otoktonu, bölgede Üst-Kretase – Alt-Miyosen aralığında oluşmuş platform tipi çökeltilerle temsil edilir, allohton konumlu Likya Napları ise platformdan okyanusal alana kadar farklı ortamlarda gelişmiş kaya birimlerinden oluşur (Şenel, 1997).

Şekil 1.2: Karadağ ve yakın çevresinin jeoloji haritası (1/25.000 ölçekli sayısal jeoloji haritaları, MTA).



Collins ve Robertson, (1999), Likya Naplarını “Likya Allohtonu” içerisinde değerlendirmiş ve Mesozoik sedimanter kayalardan oluştuğunu ileri sürdüğü Likya Napları'nı alt bölümlere ayırmıştır: Geç Karbonifer, Alt ve Üst Permiyen kıtasal kabuk/lagün çökelimli ortam içeren Karadağ Napı, onun üzerini örten büyük kısmı Trias'ta yüzeylemiş olan Geç Permiyen ardışık rift vadileri içeren Teke Dere Napı ve onun üzerini örten Alt Jura karbonat platformun üzerinde riftleşmiş bir marjin boyunca uzanan Üst Triyas okyanusal kabuk içeren Köyceğiz Napı. Bu alt bölümlere ek olarak yer alan Yavuz Napı ise, Şenel (1997,2004) tarafından Yeşilbarak Napı'nın üst yapısal birimi olarak ele alınmış ve Yavuz Birimi/Yavuz Formasyonu olarak adlandırılmış ve Üst Lütəsiyen-Priaboniyen kireçtaşı ara seviyeli kumtaşı, silttaşı ve kilaşlarından oluştuğu belirtilmiştir. Collins ve Robertson (1997,1999) ek olarak, yapısal olarak Likya Napları üzerinde yüzeyleyen, Trias-Geç Kretase, Mesozoik (Neotetis) okyanus kabuğunun üzerinde depolanmış olan, içerisinde melanaj birimler içeren bloklar barındıran ve -çoğunlukla- derin deniz çökellerinden oluşan Likya Melanjı'nı da Likya Allohtonu'nun içinde değerlendirmiştir.

Karadağ Kütlesi'nin tamamı kuzeybatıda Menderes Masifi ve güneybatıda Beydağları otoktonu arasındaki Likya Napları içerisinde yer alır. Büyük oranda sedimenter kayalardan oluşan kütle, yer yer ofiyolit ve metamorfik kayalar da barındırır (Şenel, 1997).

1.1.1. Litoloji

Karadağ'ın zirvelerinin büyük bir kısmı ve bu zirvelerin çevreleri büyük oranda karbonatlı kayalardan oluşmaktadır. Bununla birlikte alttan Likya Napları'na bağlı oluşan ofiyolit-tektonik melanjlar ve geçirimsiz tabakalar ile geçişli bir yapı gösterir. Kütlede en geniş yayılım gösteren kayalar Orta Triyas dolomitleri, Jura kireçtaşları ve Kretase çörtlü kireçtaşlarıdır. Geniş dağılım gösteren karstik şekiller ve buzul jeomorfolojisine ait buzul vadileri ile sirkler büyük ölçüde Orta Triyas dolomitleri üzerinde gelişmiştir.

1.1.1.1 Yeşilbarak Napı (Ara Zon)

Önalan (1979) tarafından tanımlanan Yeşilbarak Napı (Ara zon, Şenel ve diğ. 1987), Likya Napları ile Beydağları Otoktonu arasında uzun mesafeler boyunca yanall yönlerde devamlılık gösterir ve Gömbe ile Yavuz birimleri olmak üzere iki yapısal birimden oluşur (Şenel, 1997). Çalışma alanı ve çevresini kapsayan yapısal birimler haritasında yalnızca Gömbe Birimi görüldüğünden dolayı Yavuz Birimi'ne değilnilmemiştir.

Elmalı Formasyonu (Te)

Genelde kumtaşı ve şeyllerden oluşan formasyon, Önalan (1979) tarafından adlandırılmıştır (Şenel, 1997). Birim, ince-orta-kalın tabakalı gri, yeşilimsi gri, koyu gri, grimsi kahve, sarımsı kahve renkli, mikro konglomera, kumlu-killi kireçtaşı, kalkarenit ve mikrit ara düzeyli kumtaşı, kilitaşı ve renkli silttaşılarından oluşur; Tamamen türbiditik özellikle özellikte olan birimde, kumtaşları derecelenmeli ve akıntı yapılıdır, silt ve kilitaşları sıkça yapraklanmalıdır, oldukça sık kıvrımlı kırıklı ve kendi içinde ekaylanmalıdır ve yüzeylendiği alanlarda, topografyanın da uygun olması halinde değişik ölçekte heyelanların gelişmesine neden olmaktadır (Şenel, 1997). Karadağ'ın güneyinde ve güneydoğusunda, Kemer çevresinde geniş yayılış gösterir. Genel olarak Kuvaterner birimleri tarafından parçalara ayrılmıştır.

1.1.1.2. Tavas Napı

Karadağ'ı oluşturan birimlerden biridir. Karadağ'ın batısında, kuzeyinde; Yeşilüzümlü'nün kuzey-kuzeybatısında ve Paşalı'nın kuzey-kuzeydoğusunda yayılış gösterir.

İncirbeleni Formasyonu (Pi)

Likya Napları'ndan Tavas Napı içerisinde Tekedere Serisi'ne ait bir formasyondur. Bazik volkanit, tabaklı çört ara düzeyli yeşil kumtaşlarından oluşan formasyon, Erakman ve diğ. 1982) tarafından adlandırılmış ve birim içindeki volkanitler, Volkanit üyesi; radyolarit, çört ve şeyller, Tabakalı çört üyesi olarak yer yer ayırtlanmıştır (Şenel, 1997).

Nişangahtepe Formasyonu (TRkp)

Nişangahtepe Formasyonu da tıpkı İncirbeleni Formasyonu gibi Teke Serisi içerisinde yer alır. Kireçtaşı, dolomit ve dolomitik kireçtaşlarından oluşan birim, şenel ve diğ. (1994) tarafından adlandırılmıştır (şenel, 1997). Birim, orta-kalın tabakalı, masif görünümlü, aşınma yüzeyi gri, koyu gri, kırılma yüzeyi koyu gri, siyahımsı gri, gri renkli dolomit, kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşlarından oluşur ve bazı düzeyleri yumrulu kireçtaşı niteliğindedir (şenel, 1997).

Ağaçlı Formasyonu (Ja)

Tavas Napı'nın içerisinde yer alır. Algli kireçtaşlarından oluşan formasyon, şenel ve diğ. (1994) tarafından adlandırılmıştır (şenel, 1997). Birim, masif görünümlü, kalın, yersel orta tabakalı, aşınma yüzeyi gri, açık gri, yersel koyu gri, kırılma yüzeyi gri, açık gri ve yersel koyu gri renkli dolomit, dolomitik kireçtaşı ve algli (Paleodosycladus) kireçtaşlarından oluşur (şenel, 1997).

Babadağ Formasyonu (JKb)

Babadağ Formasyonu da Tavas Napı'nın bir parçasıdır. rtl mikrit ve kalsitrbiditlerden oluşan Babadağ Formasyonu, Erakman ve diğ. (1982) tarafından adlandırılmıştır (şenel, 1997). Birimin tabanındaki kırmızı renkli, ammonitli kireçtaşları (ammonitica-rosso fasiyesi) Kırmızı mikrit yesi; kalın düzeyler oluşturan ve kısıtlı alanlarda izlenen oolitli kireçtaşları ise Oolitli kireçtaşı yesi olarak ayırtlanmıştır (şenel, 1997). Birim, genelde ince-orta tabakalı, aşınma yüzeyi gri, kirli sarı, açık gri renkli, kırılma yüzeyi gri, yeşilimsi gri, bej, krem, kirli sarı, yersel pembe renkli rt mercek ve bantlı mikrit ile ince-orta tabakalı kalsitrbiditlerden oluşur (şenel, 1997).

1.1.1.3. Bodrum Napı

Çalışma sahası ve çevresinde dağınık ve parçalar halinde yer alır. Karadağ'ın büyük bir kısmını oluşturur. Bulunduğu yerlerde genellikle Tavas Napı ile dokanak oluşturur.

Kayaköy Dolomiti (TRJk)

Çalışma sahasında Çökek Birimi olarak değerlendirilen Bodrum Napı'nın bir parçasıdır. Dolomitlerden oluşan formasyon, Şenel ve diğ. (1994) tarafından adlandırılmıştır (Şenel, 1997). Birim, masif veya kalın tabakalı, siyah, koyu gri, yersel açık gri, sık erime boşluklu, yer yer dağılğan dolomitlerden oluşur; özellikle üst düzeylerde dolomitik kireçtaşları yaygındır, yersel breş görünümlüdür ve karstlaşma yaygındır (Şenel, 1997).

Karaböğürtlen Formasyonu (Kka)

Yer yer bloklu fliş karkaterinde olan birim, Philipson (1915) tarafından tanımlanmıştır (Şenel, 1997). Likya Napları'nı oluşturan yapısal birimlerin çoğu Üst Senoniyen, düşey ve yanal yönlerde sık kayatürü değişimini gösteren flişlerle sonlanır (Şenel, 1997). Değişik adlarla (Çamova fm., Graciansky, 1972; Alakaya fm., Erakman ve diğ., 1982; Sofular fm., Şenel ve diğ., 1989,1994 gibi) bilinen bu kaya birimleri, karışıklığa neden olmamak ve formasyon adlandırılmasında birliktelik sağlamak amacıyla Karaböğürtlen adı altında toplanan formasyon bu kesimde Bodrum ve Gülbahar naplarının örtü kayalarını oluşturur (Şenel, 1997).

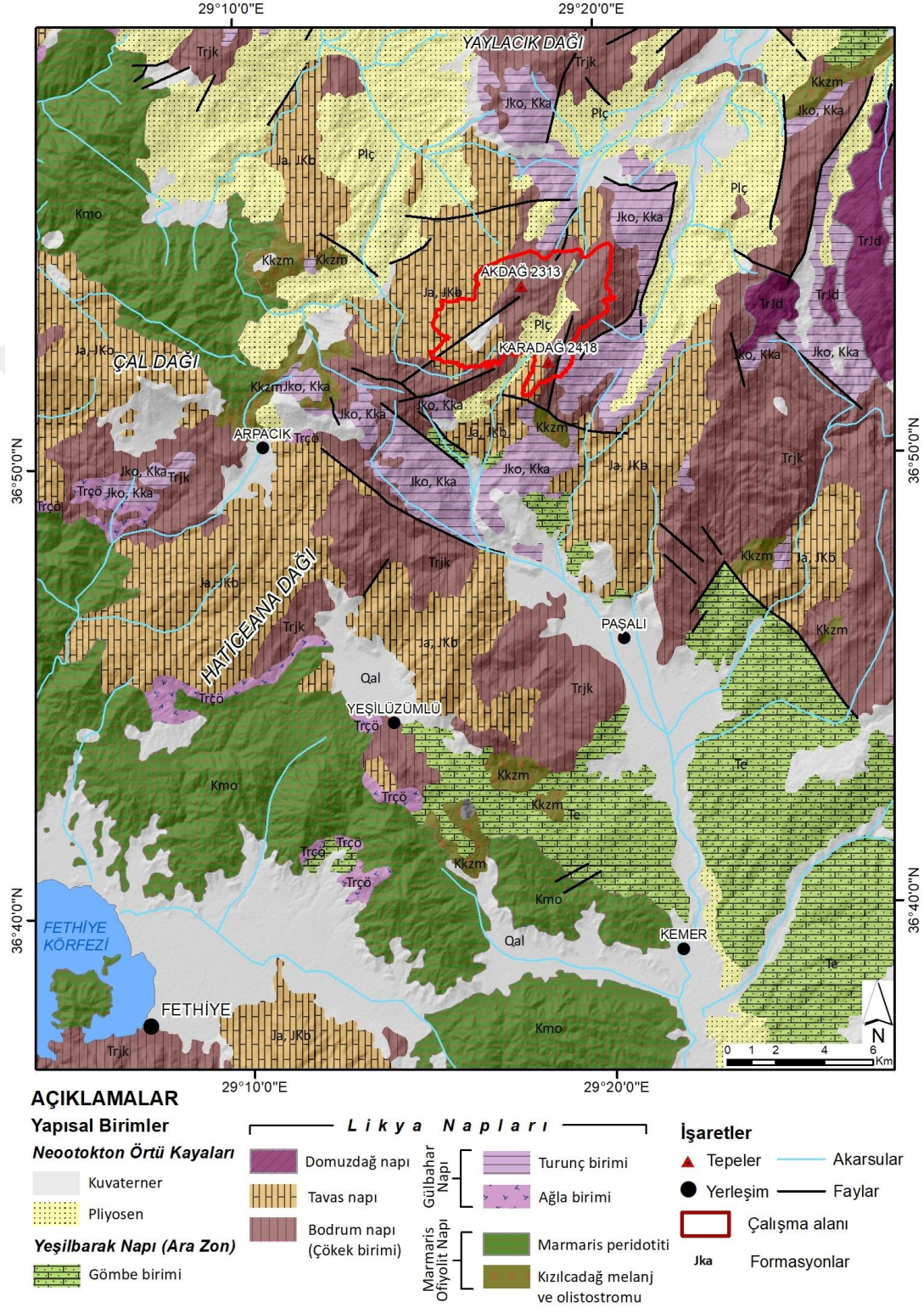
1.1.1.4. Gülbahar Napı

Genelde Bodrum Napı ile dokanak oluşturan Gülbahar Napı, Karadağ'ı oluşturan formasyonları barındırır. Karadağ'ın çevresinde, özellikle doğusunda geniş alanlar kaplar ve Paşalı çevresinde güneybatı-kuzeydoğu yönlü yayılış gösterir.

Çövenliyayla Volkaniti (TRçö)

Kalın volkanitlerle temsil edilen ve 1/100.000 ölçekli jeoloji haritasının hazırlık aşamasında tanımlanan birim, daha önce Maitre (1967) ve Graciansky (1972) tarafından diyabazlar olarak tanımlanmıştır (Şenel, 1997). Kızıl, kızıl kahve, yeşil, yeşilimsi gri, koyu yeşil vb. renklerde, yer yer yastık yapılı spilit, spilitletmiş bazalt, olivinli bazalt ve diyabazlardan oluşan birim, aşırı derecede deformasyona uğradığından, içerisinde seyrek ve küçük kütleler şeklinde olası Jura-Kretase çörtlü kireçtaşları yer alır (Şenel, 1997). Çalışma alanı ve çevresinde en geniş yer kaplayan formasyonlar aşağıda genel olarak verimiştir (Şekil 1.3) (Şenel, 1997).

Şekil 1.3: Karadağ ve çevresinin yapısal birimlerinin haritada gösterilmesi (Şenel (1997)'den düzenlenerek alınmıştır).



Orhaniye Formasyonu (JKo)

Gülbahar Napı'nın Turunç Birimi içerisinde yer alır. Bazik volkanit, radyolarit ve çört ara düzeyleri içeren birim, Meşhur ve diğ. (1989) tarafından adlandırılmıştır (Şenel, 1997). Birim, ince-orta tabakalı, aşınma yüzeyi gri, açık gri, kırılma yüzeyi bej, krem, açık gri, yeşilimsi gri, yersel kırmızı, pembe renklerde çok sık kıvrımlı, bazik volkanit (Volkanit üyesi) ve radyolarit, çört-şeyl (Tabakalı çört üyesi) ara düzeyli çörtlü mikritlerden oluşur (Şenel, 1997).

Karaböğürtlen Formasyonu (Kka)

Birim, Bodrum Napı'nın (Çökek Birimi) örtü birimlerini oluşturan Karaböğürtlen Formasyonu ile benzer kaya türleri içermesi ve özdeş olmasının nedeniyle daha önce anlatıldığından ötürü burada tekrarlanmayacaktır (Şenel, 1997).

1.1.1.5. Marmaris Ofiyolit Napı

Marmaris Ofiyolit Napı, genelde Bodrum Napı üzerinde bulunur ve tabanında genelde serpantinlerle temsil edilen adlandırılmamış bir melanj dilimi yer alır (Şenel, 1997). Karadağ'ın batısında ve Fethiye çevresinde Kuvaterner birimlerle dokanak oluştururlar. Özellikle

Marmaris Peridotiti (Kmo)

Çapan (1980) tarafından adlandırılan Marmaris peridotiti, yer yer serpantinleşmiş ultramafik kayalardan oluşur (Şenel, 1997).

Kızılcadağ Melanj ve Olistostromu (Kkzm)

Ofiyolitli melanjla temsil edilen birim, Poisson (1977) tarafından adlandırılmıştır ve yapısal olarak Marmaris Peridotiti üzerinde, ofiyolit üstü kireçtaşı naplarının altında yer alır (Şenel, 1997).

1.1.1.6. Domuzdağ Napı

Dutdere Kireçtaşı (TrJd)

Likya Naplarının en üst yapısal birimi olan Domuzdağ Napı, bölgede Orta-Üst Triyas, yer yer megalodonlu rekristalize kireçtaşı (Dutdere Kireçtaşı) ile temsil edilir

ve birim Ersoy (1989,1992) tarafından adlandırılmıştır (Şenel, 1997). Orta-kalın tabakalı, yersel masif, aşınma yüzeyi gri, açık gri, kırılma yüzeyi beyaz, kirli beyaz, yersel krem, açık gri, gri renkli yer yer megalodonlu ve/veya algli kireçtaşları ile temsil edilir (Şenel, 1997).

1.1.1.7 Neotokton Örtü Kayaları

Gevenalanı Kireçtaşı Üyesi (plçg)

Gevenalanı Kireçtaşı Üyesi, Pliyosen oluşmuştur ve Çameli Formasyonu (plç)'nin bir parçasıdır. Üye, genelde breş ve traverten görünümlü karbonat, az oranda konglomera, kumtaşı vb. kaya türlerinden oluşur (Şenel, 1997).

1.1.2. Tektonik

Otokton konumlu (Beydağları otoktonu) ve allokton konumlu (Likya Napları-Yeşilbarak Napı) kaya birimlerinin yüzeylendiği bölgede birbirinden farklı deformasyon izleri taşıyan yapısal birimler yer alır (Şenel, 1997).

Üst Senoniye'de gelişmiş olan K-G yönlü sıkışma rejimine bağlı olarak Gülbahar Napı, Domuzdağ Napı ve Marmaris Ofiyolit Napı bir araya gelmiş ve Senoniye sonlarında da devam eden bu sıkışma rejimine bağlı olarak bu birimler Bodrum Napı üzerine yerleşmişlerdir (Şenel, 1997). Eosen sonlarında tekrar olası K-G yönlü sıkışma rejimine bağlı olarak bu naplar, altlarına Bodrum Napı'nı da alarak Tavas Napı üzerinde sürüklenmişlerdir (Şenel, 1997).

Alt Miyosen'de bölgede benzer K-G yönlü sıkışma rejimi tekrar gelişmiş, daha önce Menderes Masifi güneyine yerleşmiş olan Likya Napları Alt Langiye'de, Menderes Masifi ile Beydağları Otoktonu arasından kaynaklanan Yeşilbarak Napı'nı da altına alarak kuzeyden güneye doğru Beydağları Otoktonu üzerinde bindirmişlerdir, ayrıca Pliyosen sonu ve sonrasında bölgede, büyük çapta normal faylanmalar gelişmiştir (Şenel, 1997).

1.2. İklim Özellikleri

1.2.1. Makroklimatik Etkiler

Türkiye, sene içerisinde 4 ana hava kütesinin etkisi altında kalır. Bunlar; kuzeybatıda Atlantik doğuşlu (mP) hava kütleleri; kuzeydoğuda Sibiryaya doğuşlu (cP) hava kütleleri; doğu ve güneydoğuda Basra Körfezi (cT) doğuşlu hava kütleleri ve nihayet güney ve güneybatıda Akdeniz doğuşlu (mT) hava kütleleridir (Erol, 2010).

Orta enlemlerde, kıtaların batı kıyılarında etkili olan Akdeniz iklimi, Türkiye'nin Ege Denizi ve Akdeniz kıyıları boyunca (kısmen Marmara Denizi çevresinde) etkisi olan bir iklimdir. Akdeniz Havzası'nın güneyinin, batısı Atlantik kökenli mT hava kütesinin, doğuda ise cP hava kütesinin etkisi altındadır (Erinç, 1996). Yazın kontinental tropikal üst (cTs) hava kütleleri kuru-sıcak bir iklim dönemi, kışın ise maritim polar (mP) hava kütleleri ve gezici siklonlar yağışlı bir dönem yaratır (Erol, 2010). Kış mevsimini karakterize eden bu siklonik hava şartları, cephesel yağışlar ve birbirini takip eden sıcak ve soğuk devreler, mT ve cP hava kütlelerinin karşılaşması, en başta kuzeydeki soğuk, kutup kökenli hava kütlelerinin güneydeki sıcak hava kütleleri içersine şırınga edilmeleri sonucu meydana gelen cephesel siklojenez ile gelişir (Erinç, 1996).

1.2.2. Bölgesel Klimatik Özelliklerinin Etkisi

Çalışma alanının bulunduğu Batı Toroslar (Teke Yarımadası), Doğu Karadeniz'den sonra en çok yağış alan bölgedir. Bunun en büyük sebepleri kışın oluşan nemli ve ılık Akdeniz hava kütlesi ve bölgedeki ana rölyefin bir parçası olan yüksek kütlelerdir. Bölgenin ana rölyefi, sıcaklığı da tıpkı yağışı kontrol ettiği gibi kontrol eder.

Batı Toroslar'ın (Teke Yarımadası) Akdeniz İklimi özelliklerinin etkisi altında olmasının yanında bu bölgeye özel spesifik koşullar da mevcuttur. Bu özel koşulların varolmasını sağlayan nedenlerden biri şüphesiz ki -yukarıda da bahsedildiği gibi- bölgenin jeomorfolojik yapısıdır. Örneğin, Eşen Çayı ve Dalaman Çayı gibi akarsuları barındıran GB-G yönlü vadiler, kıyılarda birlikte en sıcak ortalama sıcaklığa sahip alanları oluştururlar. Buna istisna olan tek alan, Fethiye Körfezi'nin doğusudur. (Sayhan, 1990)'a göre, körfezin doğusunda yer alan Babadağ (1969 m),

bölgenin, kıyılardaki genel sıcaklık değerlerine göre daha düşük sıcaklıkta kalmasına sebep olmaktadır. Yine (Sayhan, 1990), sıcaklıktaki bu düşüşü, Fethiye'nin kurulu bulunduğu koyun güneye kapalı, kuzeye açık oluşuyla ilişkilendirmektedir.

Dağların uzanış doğrultusuyla doğrudan ilgili olarak en çok yağış alan kısım kıyı dağların denize bakan yamaçlarıyken, en az yağış alan bölgeler dağların arkasında kalan karstik depresyonlardır. Yıllık sıcaklık farklarının en az olduğu yerler ise kıyı şeridi ve çevresiyken, iç kısımlardaki depresyonlarda yıllık sıcaklık farkı fazladır. Bununla birlikte Muğla, Antalya ve İskenderun Körfezi'nin doğu kıyılarının, güneybatı yönlü kıyıları yüksek yağış alırken; Orta Toroslari Silifke kıyıları ve Antalya Körfezi'nin kuzey ucu gibi kısımlarda yağışın göreceli olarak azalması genellikle cepheler ile dağ doğrultuları, bazı durumlarda ise yeryüzü şekillerinin eriştiği yükseklik ve sebep olduğu lokal sirkülasyon şartları (fön) ile alakalı olan değişikliklerdir (Erinç, 1996).

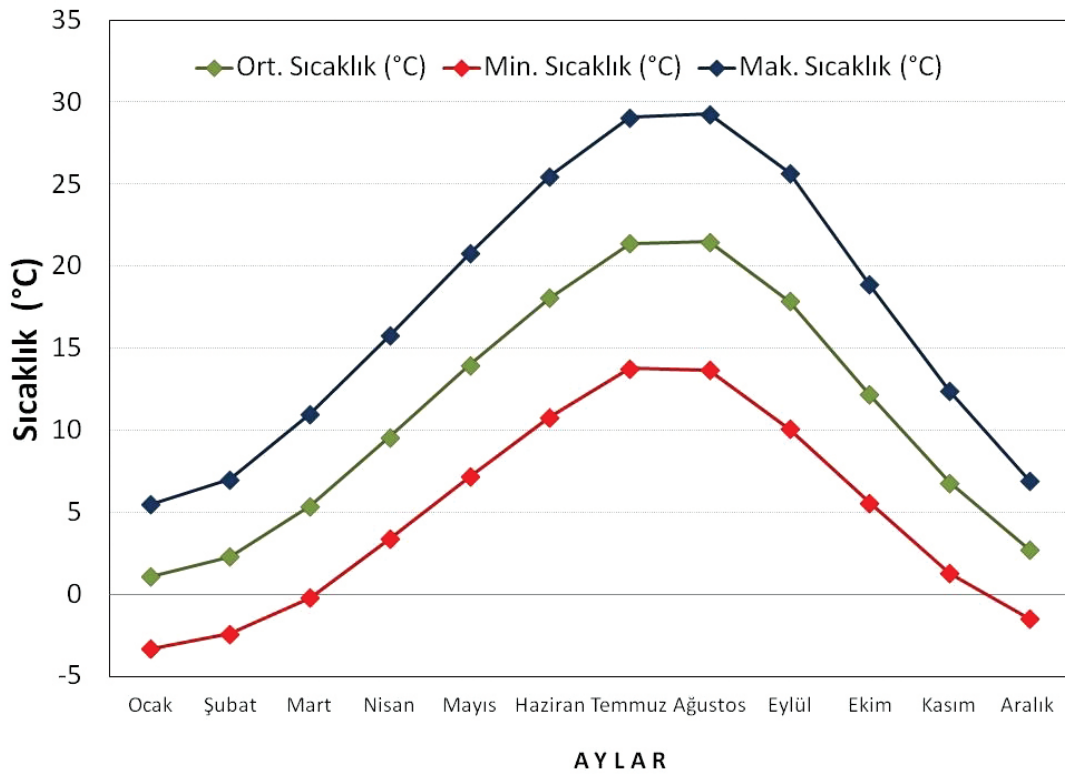
Teke Yarımadası'nda yer alan ve Pleyistosen'de buzullaşmalara maruz dağlardan Sandıras Dağı (2295 m), Karadağ (2418 m) ve Akdağ (3014 m), güneybatı yönlü denizel kökenli kütleleri direkt olarak karşıladığından dolayı şiddetli orografik yağış alır. Pleyistosen'in, günümüze göre düşük sıcaklık ve yüksek yağış şartları da hesaba katıldığında, bölgedeki orografik yağışların buzul oluşumu için oldukça elverişli olduğu görülmektedir. Fakat buna istisna olarak Beydağları, konumu itibariyle Teke Yarımadası'nın daha iç kısımlarında yer alması ve etrafında 2300 m seviyelerine ulaşan dağlarla çevrili olmasından dolayı bu yağışlardan yeterince yararlanamamıştır. Paleo-iklimsel koşullar da dikkate alındığında, Karadağ'ın göreceli düşük yükseltisine rağmen yüksek oranda yağış alması, buradaki buzullaşmaya zemin hazırlamıştır.

1.2.3. Karadağ'da Sıcaklık ve Yağış

Bayrakdar vd. (2017), Karadağ'daki buzullaşmalar ile yaptığı çalışmada, yükseltisi daha yakın olmasından dolayı, sıcaklık açısından Çameli'ndeki meteoroloji istasyonu (1262 m) verilerini dikkate alıp değerlendirmiştir (Şekil 1.4) (MGM'ye bağlı istasyonun verileri eksik olduğundan veriler, CLIMATE-DATA'dan alınmıştır). Buradaki yıllık ortalama sıcaklığı 11 °C, maksimum sıcaklığı 29.3 °C ile Ağustos ayı

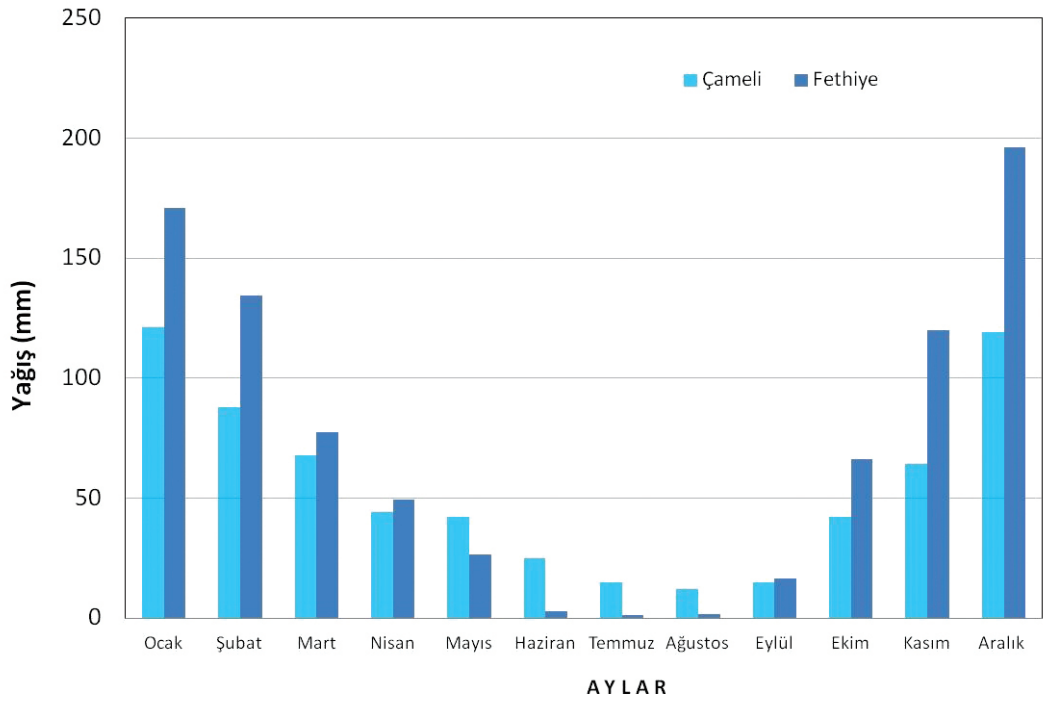
ve minimum sıcaklığı -3.3°C ile Ocak ayı olarak belirtmiştir. Grafikte, minimum sıcaklık eğrisi göz önüne alındığında, Aralık-Mart ayı arasında sıcaklıkların 0°C 'nin altına indiği görülmektedir. Bayrakdar vd. (2017), Çameli'nin sıcaklık değerlerini yükseltti ve karasallığa bağlamış ve bunu göz önüne alarak Karadağ'daki değerlerin çok daha düşük olacağını öne sürmüşlerdir. Yine Bayrakdar vd. (2017), bölgedeki yağış miktarını yorumlamak için Çameli ve Fethiye istasyonlarının yağış verilerini değerlendirmişlerdir (Şekil 1.5).

Şekil 1.4: Çameli'de (1262 m) ortalama, maksimum ve minimum sıcaklıkların aylara göre dağılışı (Bayrakdar vd., 2017).



Bu değerlendirme sonrası iki bölge de Akdeniz'in karakteristik iklim yapısına uygun olarak yağışların büyük çoğunluğunu kışın almasına karşın, ameli'ndeki yağışı yıllık 655 mm, Fethiye'deki yıllık yağışı ise 862 mm olarak belirtmişlerdir. Bayrakdar vd. (2017), bu istasyonların verilerinden yola çıkarak Karadağ'ın yüksekliğini ve orografik olarak yükselen havayı da hesaba katarak, buradaki yağışların yüksek tutarlarda ve kar şeklinde olacağını ne sürmüştür. Fethiye ve ameli istasyonlarından elde ettikleri yağış verilerine Schreiber formülü (Dönmez, 1990) uyguladıklarında ise Karadağ'daki yıllık toplam yağış tutarının yükselti farkına bağlı olarak 1300 ile 2000 mm arasında değişebileceğini belirlemişlerdir.

şekil 1.5: Fethiye ve ameli'de toplam yağışın aylara göre dağılışı (Bayrakdar vd., 2017).



İKİNCİ BÖLÜM

GENEL JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLER

2.1. Çalışma Alanı ve Çevresinin Genel Jeomorfolojik Özellikleri

Bölge, jeomorfolojik açıdan oldukça değişkenlik göstermektedir. Bunun en önemli sebebi de kuşkusuz tektonik ve litolojik özelliklerdir. Birbirinden ayrı jeomorfolojik ünitelerin iç içe geçmelerinde kapsadıkları kaya birimleri ve yapısal özellikleri ile oluştukları havzalar bakımından, birbirinden farklı olan tektonik birliklerini yatay düşey blok hareketleriyle yan yana ve üst üste gelmeleri etkili olmuştur (Şenel, 1997; raporda yer alan bu kısım Lütfi Nazik tarafından yazılmıştır).

Çalışma sahası çevresinde büyük oranda Batı Toroslar'ı oluşturan dağlık sahalar yer alır. Dağlık sahalar kıyı şeridi boyunca kuzeybatı-güneydoğu yönlü uzanır, iç kesimlerde ve güneyde (Eşen Çayı havzası) yerini platolara bırakır. Alüvyal ovalar Fethiye ve Gölhisar ile Eşen Çayı çevresi ve Dalaman Çayı'nın mansap kısmında yer alırken, kıyı jeomorfolojisine ait şekiller çalışma sahasının güneybatısında, Fethiye Körfezi çevresinde görülür. Çalışma sahası ve çevresinin genel jeomorfolojik özellikleri, Teke Yarımadası'nın batı bölümü temel alınarak belirtilmiştir.

Farklı yükseltilerde kütlelerin yer aldığı Teke Yarımadası'nın batı kısmındaki en yüksek kütleler, Pleyistosen buzullaşmalarına maruz kalmış Sandıras Dağı, Akdağ ve Karadağ'dır. Çalışma alanı ve yakın çevresi (Şekil 2.1) büyük oranda dağlık alanlar ve plato sahalarından oluştuğu görülmektedir. Çok farklı yönlerde uzanan fayların yapısal olarak genel jeomorfoloji üzerindeki etkisi net bir şekilde görülmekle birlikte karstik ve flüvyo-karstik süreçlerin de dağlık alan, plato ve kıyı ovaları gibi çeşitli jeomorfolojik birimler üzerinde etkili olduğu görülmektedir.

Sandıras Dağı (2295 m), Teke Yarımadası'ndaki Pleyistosen buzullaşmalarına uğramış en düşük yükseltide ki kütledir. Köyceğiz Gölü'nden (deniz seviyesi) kuş uçuşu 2295 m yüksekliğe yaklaşık 18 km mesafede ulaşılan Sandıras Dağı, rölyef enerjisinin fazla olmasının etkisiyle akarsularla oldukça parçalanmış, arızalı bir kütle özelliği kazanmış ve oldukça yarılmış, arızalı yüksek bir kütledir (Doğan, 2011). Miyosen sonlarından itibaren etkili olmaya başlayan ve Kuvaterner boyunca da

devam eden tektonik hareketlerin şekillendirdiği ve üzerinde, Miyosen aşınım yüzeylerinin, parçalar halinde çeşitli seviyelerde bulunduğu (Doğu, 1986) Sandıras Dağı, serpantinlerin Mesozoik kalkerler üzerine bindirdiği Teke napların batı bölümünü oluşturur (Pamir, 1974).

Teke Yarımadası'nın batı kısmındaki en yüksek kütle olan Akdağ (3015 m) Kütlesi'nin jeomorfolojik gelişiminde karst, buzul, tektonik ve flüviyal gibi birden fazla etken ve sürecin rolü olması sebebiyle burada polijenik bir jeomorfoloji gelişmiştir (Bayrakdar, 2012). Kütle üzerinde art arda gerçekleşen buzul-karst süreçleri, glasiyo-karstik vadiler oluşmasına sebep olmuştur. Bayrakdar (2012), Akdağ üzerindeki buzullaşmaların, büyük oranda karstlaşmış topografyayla uyum içerisinde geliştiğini belirtmiş, hatta buradaki jeomorfolojik şekillerin Kuvaterner iklim değişikliklerine bağlı olarak karstlaşma-buzullaşma süreçlerine bağlı iç içe geliştiğini belirtmiştir (Fotoğraf 2.1).

Fotoğraf 2.1: Kuruova Glasiyo-karstik vadisinde morenler içerisinde oluşan çökme dolinleri (a- Karkaldı Gediği b- Eren Tepe güneybatısı c- Göllü Tepe güneybatısı) (Bayrakdar, 2012).



Batı Toroslar'ın önemli bir bölümünü oluşturan Likya Napları bölgeye, yapısal açıdan olduğu gibi jeomorfolojik açıdan da önemli, farklı bir karakter kazandırmıştır. Özellikle de Fethiye Körfezi'nin kuzeyinde şaryajlı, ekaylı ve faylı çok karmaşık bir yapı üzerinde gelişmiş hem flüvyal hem de karstik topografyalara özgü ilginç yer şekilleri gözlemlendiği gibi (Avşarcan, 1999), Pleyistosen'e ait buzullaşma izleri de yakın zaman da Bayrakdar ve diğ., (2017) tarafından keşfedilmiştir. Bölgedeki diğer buzullaşma alanlarına ve Karadağ'daki buzullaşmalara "Buzul Jeomorfolojisi" bölümünde detaylı olarak değinilecektir.

Karadağ'ın oldukça karmaşık bir litolojiden oluşması nedeniyle karstlaşma göreceli olarak şiddetli gerçekleşmese de karst morfolojisine ait örnekler olan lapyalar ve dolinler burada geniş dağılış gösterir (Fotoğraf 2.2).

Fotoğraf 2.2: Karadağ üzerinde yer alan dolinler.



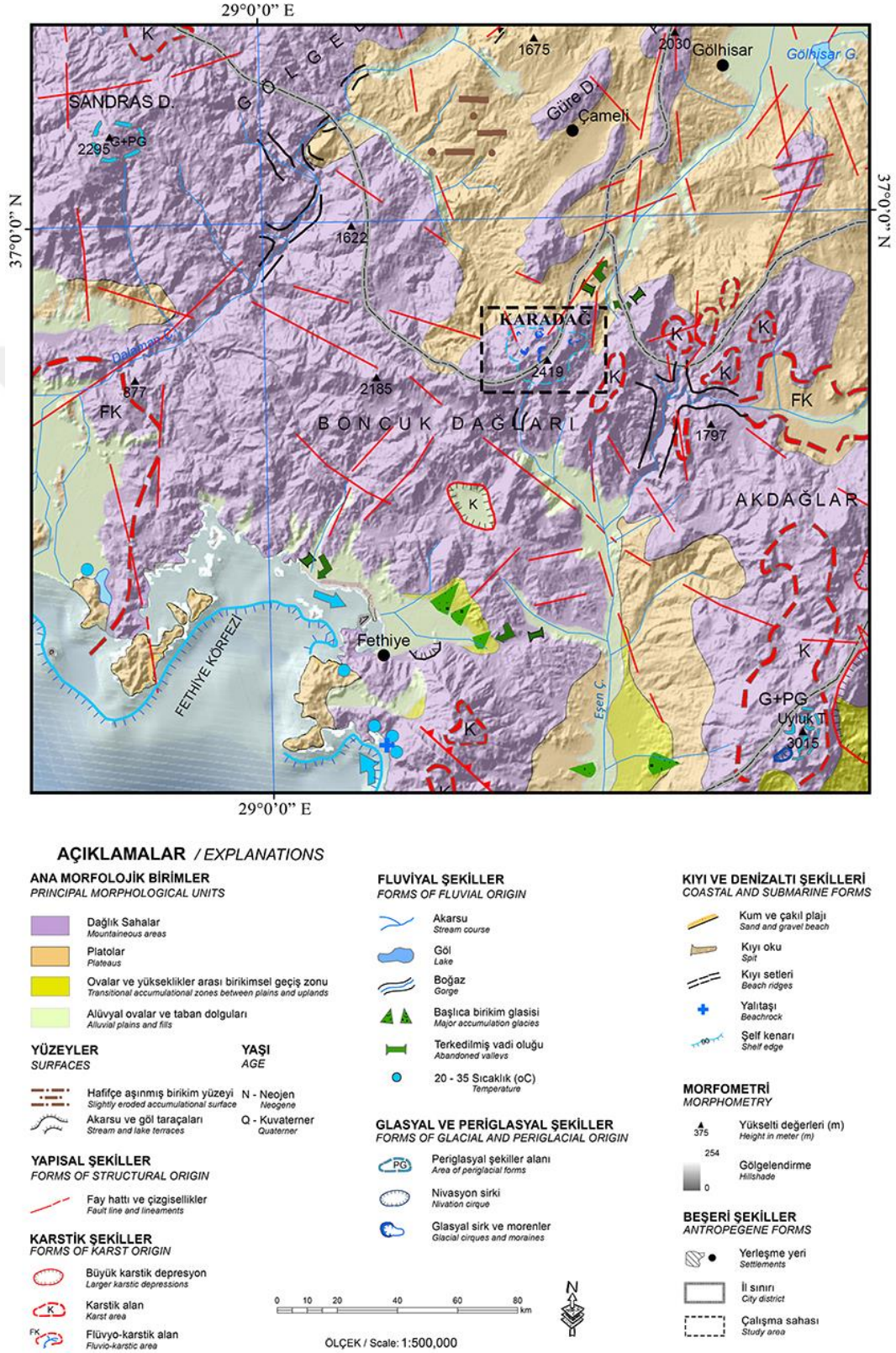
Bir kısmı Acemioğlan Yaylası'nda 2100 metre civarında yer alan dolinler, kütlenin diğer kısımlarında Gürlek Buzul Vadisi'nin güney-güneybatısında ve Akdağ Sirki'nin güney-güneydoğusunda büyük çoğunlukla 2200 metre üzerinde yer almaktadır.

Fotoğraf 2.3: Karadağ üzerinde donma-çözölmeye bağı fiziksel parçalanmalar.



Topografyanın 2000 metreden yüksek kesimlerinde tüm Toroslar'da görölen Miyosen Anadolu Penepleni'ne ait parçalar yer alır ve tektonik hareketlerle farklı yükselti ve yönlerde eğimlenen bu makro sistemin, kireçtaşları üzerinde gelişenlerinde polisiklik gelişime sahip yoğun bir karstlaşma görölür (Şenel, 1997). Bu karstlaşmalar, özellikle buzullaşmaların gerçekleştiğı alanlarda buzulların erime sularına bağı olarak şiddetli bir biçimde gerçekleşmiştir. Tıpkı buzul erime sularının karstlaşmayı şiddetlendirmesi gibi, karst litolojisine sahip alanlardaki litoloji (kireçtaşı, dolomit gibi), buzullaşmayı pozitif yönde etkilemiştir. Şöyle ki, karst süreçlerine bağı oluşın dolinler, sirklerin oluşumu için bir çanak görevi görmüş; bu çanak içerisinde oluşın buzulun sirk oluşma sürecini pozitif yönde etkilemiştir. Sirk içerisinde oluşın buzul da buna karşılık olarak buzulaltı erime suyu ile karstlaşma sürecini hızlandırmıştır. Bunun yanında, donma-çözölme süreçlerine bağı fiziksel parçalanmaya dair örnekler de arazi üzerinde oldukça yaygın bir şekilde yüzeylenmektedir (Fotoğraf 2.3). Gündüz, kaya üzerindeki çatlaklardan içeri giren su gece olduğunda donarak hacmini genişletir ve bu döngü devam ettikçe çatlağı genişleterek kayaların parçalanmasına sebep olur.

Şekil 2.1: Karadağ ve çevresinin genel jeomorfolojisi haritası (Erinç vd., 1984; Kurter vd., 1989; Ertek vd., 2015'ten düzenlenerek alınmıştır).



Batı Toroslar'daki ovaların büyük çoğunluğu, karstlaşma sonucu oluşmuş uvala ve polyelerden oluşur. Bu ovaların bazıları, tektonik kuvvetler tarafından da şekillendirilmiştir. Örneğin; Fethiye Körfezi'nin 10-15 km kadar kuzey-kuzeydoğusunda Geyran Dağı (1399 m), Haticeana Dağı (1079 m) ve Çal Dağı (2184 m) arasında, kuzeybatı-güneydoğu doğrultusunda uzanan tektono-karstik depresyonların tabanında Üzümlü, Nif ve Gedre polyeleri sıralanmaktadır (Kurt, 2000). Karadağ'ın kuzey-kuzeydoğusunda ise Çameli Polyesi ve Gölhisar depresyonu yer alır. Çameli Polyesi'nin çevresi antiklinaller ile çevrilidir ve polye, bir senklinal tabanına tekabül eder (Kurt, 2000). Kuzeydoğudaki Gölhisar depresyonu ise Mesozoyik kireçtaşlarından meydana gelir ve Neojen başı ile Neojen sonu-Kuvaterner başı olmak üzere iki kez çökmeye uğrayarak oluşmuştur (Atalay, 2017).

Karadağ'ın güneyinde yer alan ve kuzey-güney yönlü uzanan Eşen Çayı ise, çalışma sahasındaki önemli akarsulardan biridir (Şekil 2.1). Tektonik bir oluğun içerisine yerleşmiş olan bu akarsu, güneydeki ağız bölümünde geniş bir körfezi doldurarak oluşturduğu taşkın-delta ovası (Eşen Ovası) üzerinden denize ulaşır (Öner, 2001). Eşen Çayı, Fethiye Körfezi'ni besleyen akarsuların aksine, denize döküldüğü yerde alüvyal bir ova (Eşen Ovası) oluşturabilecek kadar çok sediman taşıyan akarsulardan biridir. Çalışma sahası içerisinde bu tip akarsulara bir diğer örnek ise Fethiye Körfezi'nin kuzeybatısında yer alan ve Dalaman Ovası'nı oluşturan Dalaman Çayı'dır (Şekil 2.1).

ÜÇÜNCÜ BÖLÜM

BUZUL JEOMORFOLOJİSİ

Bu bölümde önce, ilişki kurulabilmesi ve genel değerlendirme açısından Teke Yarımadası'nda buzullaşmaya uğramış diğer kütleler olan Sandıras Dağı, Akdağ ve Beydağları'na "Teke Yarımadası'ndaki Diğer Buzullaşma Alanları" başlığı altında değinilecektir. Daha sonra ise Karadağ'daki buzullaşma alanları kendi içinde ele alınarak ayrı ayrı açıklanacaktır.

3.1. Teke Yarımadası'ndaki Diğer Buzullaşma Alanları

Teke Yarımadası'nda, Sandıras Dağı, Akdağ, Beydağları ve Karadağ, Pleyistosen'de buzullaşmaya maruz kalan dağlardır. Bu dağlarda aktüel bir buzul bulunmamaktadır.

3.1.1. Sandıras Dağı

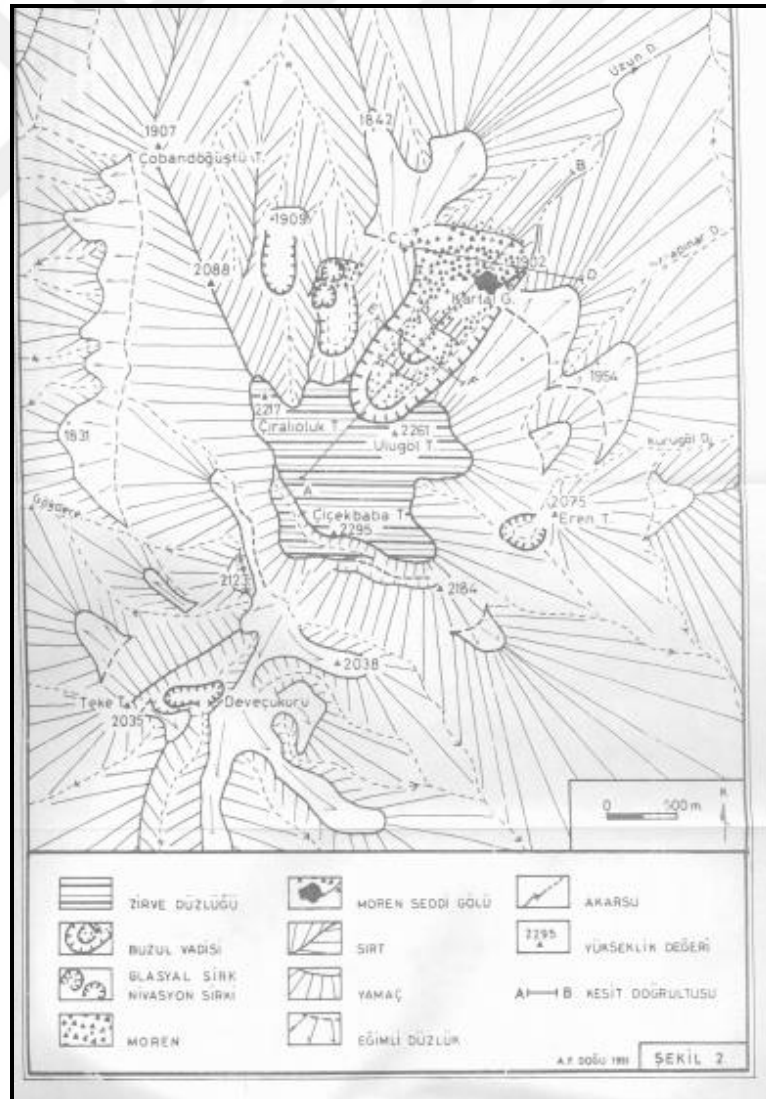
Fethiye'nin 53 km kuzeybatısında yer alan Sandıras Dağı (2295 m), Teke Yarımadası'ndaki buzullaşma alanlarının en batısında kalır. Buradaki buzullaşma izlerine ilk değinen Philippson (1915) olmuştur. Daha sonra, Planhol (1953) Sandıras Dağı'ndaki buzullaşmalar ile ilgili bir yayın yapmış, Messerli (1967) ve Erinç (1971) buradaki buzullaşmaların iklim ile ilişkilerine ve buzulun alt seviyelerine değinmiş, Doğu (1993), Sarıkaya vd. (2008) ve son olarak da Doğan (2011) yine Sandıras Dağı'ndaki buzullaşmalara dair makaleler yayınlamışlardır (Şekil 3.1 ve Şekil 3.2).

Fotoğraf 3.1: Sandıras Dağı üzerindeki buzul vadilerinin kuzeyden görünümü, Doğan, (2011) (solda); Sandıras Dağı üzerindeki Kartal Gölü Buzul Vadisi'nde yer alan Kartal Gölü ve çevresi (sağda) (Bayrakdar, 2018).



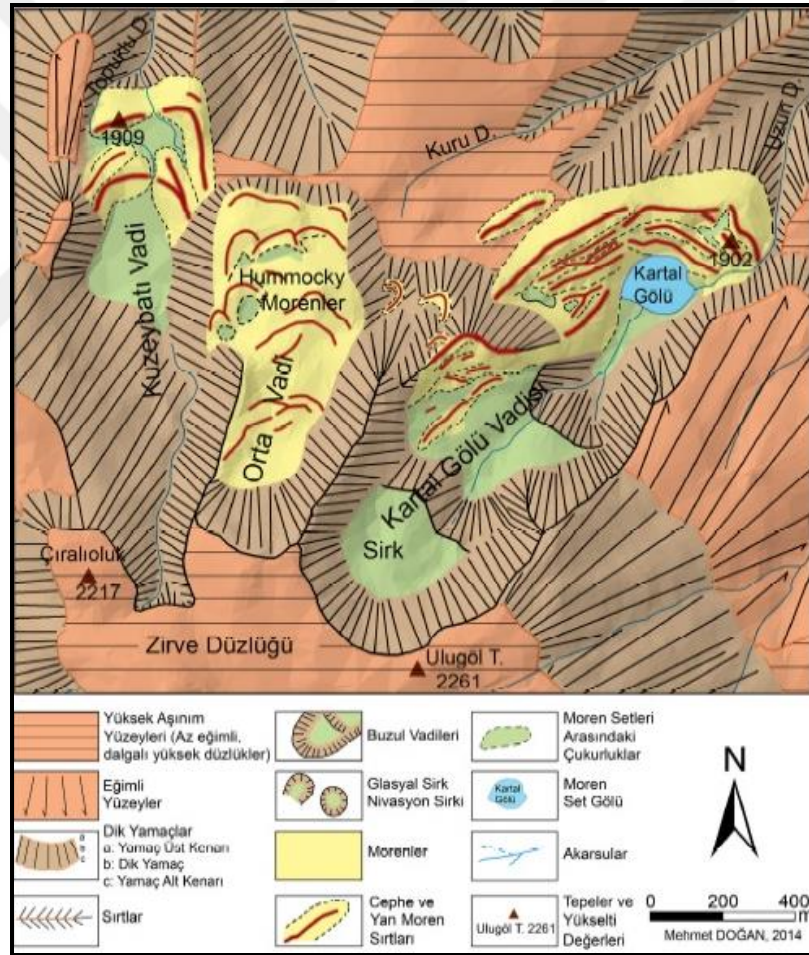
Sandıras Dağı'nı Teke Yarımadası'ndaki diğer buzullaşma sahalarından ayıran iki önemli özelliği vardır. Bunlardan ilki kütlenin, diğer kütlelerin aksine, kireçtaşları yerine magmatik ve metamorfik kayalardan oluşmasıdır. Likya naplarının en üst tektonik birimi olan peridotitler, Sandıras Dağı'nın büyük bölümünde yüzeylemekte, özellikle dağın zirve bölümleri ile kuzey ve batı kesiminin neredeyse tamamı bu kayalardan oluşmaktadır (Doğan, 2011). Kendi içerisinde sık sık ekaylı yapılar gösteren peridotitler, ezilmeler sonucu yoğun serpantinleşmeye uğramışlardır (Engin, 1972; Ersoy, 1990; Şaşmaz, 2005; Doğan, 2011). Sandıras Dağı'nın zirve bölümünde yer alan buzul şekilleri de bu peridotit anakaya üzerinde oluşmuştur (Doğan, 2011).

Şekil 3.1: Sandıras Dağı'nın buzul jeomorfolojisi haritası (Doğu, 1993).



İkinci önemli özelliği ise Sandıras Dağı, Anadolu'daki en alçak kar sınırına ait alanlardan biri olmasıdır (Erinç, 1971). Bu durum, çalışmanın iklim özellikleri kısmında da değinilen bölgedeki yüksek yağış miktarı ile doğrudan alakalıdır. Örneğin; yıllık ortalama yağış miktarları; Köyceğiz 1089 mm, Marmaris 1231 mm, Muğla 1198 mm ve Dalaman 1001 mm'ye ulaşmaktadır. Bu yağış değerlerinin özellikle dağların yüksek kesimlerinde daha da arttığı kestirilebilir (Doğan, 2011). Sandıras Dağı zirvesinde yıllık ortalama yağış 2316 mm olarak hesaplanmıştır (Doğan, 2011).

Şekil 3.2: Sandıras Dağı buzul jeomorfolojisi haritası. Doğan (2011)'dan.



Kütlenin kuzey yamacında çok net olarak belli olan üç ayrı buzul vadisi yer alır. Bu buzul vadileri, daha önce Sandıras Dağı'nda incelemeler yapmış araştırmacılar (Doğu, 1993; Sarıkaya vd., 2008) gibi, bu çalışma kapsamında da Kartal Gölü Buzul Vadisi, Kuzeybatı Buzul Vadisi ve Orta Buzul Vadisi olarak adlandırılmış ve

incelenmiştir (Doğan, 2011). Kartal Gölü Buzul Vadisi adını, cephe morenlerinin hemen gerisinde bulunan moren set gölünden almaktadır (Fotoğraf 3.2).

Fotoğraf 3.2 : Kartal Gölü, Sandıras Dağı (Bayrakdar, 2018).



Sarıkaya vd. (2008), yapmış oldukları kozmojenik ^{36}Cl yüzey tarihlendirme metodu ile buzulların en geniş yayılma sınırına ulaşmasını 20.4 ± 1.3 bin yıl öncesi olarak; son buzul erimesinin başlangıcını ise 16.2 ± 0.5 bin yıl öncesi olarak tarihlendirmişlerdir. Daha ayrıntılı incelenecek olursa, en yaygın buzullaşmanın Kartal Gölü Vadisi'nde 22.9 ± 3.3 bin yıl önce geri çekilmeye başladığı görülmekte; aynı vadi içindeki diğer morenler, buzulun 20.6 ± 3.1 bin yıl önce bir miktar ilerlediğini ve/veya birkaç bin yıl boyunca sabit kaldığını göstermektedir (Sarıkaya ve Çiner, 2015). Kartal Gölü Vadisi'nin kuzeybatısında yer alan bir diğer vadide ise 16.4 ± 3.2 bin yıl ve 17.2 ± 3.2 bin yıl önce depolanan morenler tespit edilmiştir (Sarıkaya ve Çiner, 2015).

3.1.2. Akdağ

Akdağ, hem aldığı yağış hem de sahip olduğu litostratigrafik yapı itibarıyla Karadağ'a oldukça benzemekle beraber bölgede, buzullaşma izlerini en yoğun barındıran kütledir. Fethiye'nin 40 km doğu-güneydoğu yönünde yer alan Akdağ, temelinde Likya Napları içerisinde yer alan geçirimsiz birimlerden oluşur fakat, bu temelin üzerinde yaşları Orta Triyas'tan Miyosen'e kadar uzanan kireçtaşları yer alır.

Büyük oranda kireçtaşlarından oluşması nedeniyle, üzerinde yoğun olarak karstik şekiller dağılışı gösterir. Zirveye kadar izlenebilen karst morfolojisine ait tipik topografya yaklaşık olarak 2250- 2300 metrelerden sonra glasyal şekillerle iç içe geçmiş bir haldedir (Doğu, 1999).

Akdağ Kütlesi'nde Doğu v.d. (1999) tarafından yapılan çalışmada buzul şekillerinin anahatları ile kuzeydoğuya bakan sirkler ve onların uzantısında yer alan üç vadide toplandığı belirtilmektedir. Bunlar batıdan doğuya doğru, Taşkuzlukçu buzul vadisi (Fotoğraf 3.3), Karadere buzul vadisi (Fotoğraf 3.4) ve Kuruova buzul vadisidir (Fotoğraf 3.5) (Bayrakdar, 2012). Yine Bayrakdar (2012), Akdağ Kütlesi'nde etkili olan Pleyistosen buzul dönemlerini, büyük ölçüde karstik yapıya uyumlu geliştiğini ve 2500 m ve üzerindeki paleo-karstik depresyonlarda kalın plato buzulları geliştiğini belirtmiştir (Şekil 3.3).

Fotoğraf 3.3: Taşkuzluklu Buzul Vadisi'ne doğudan bakış. (Bayrakdar, 2012)'dan.

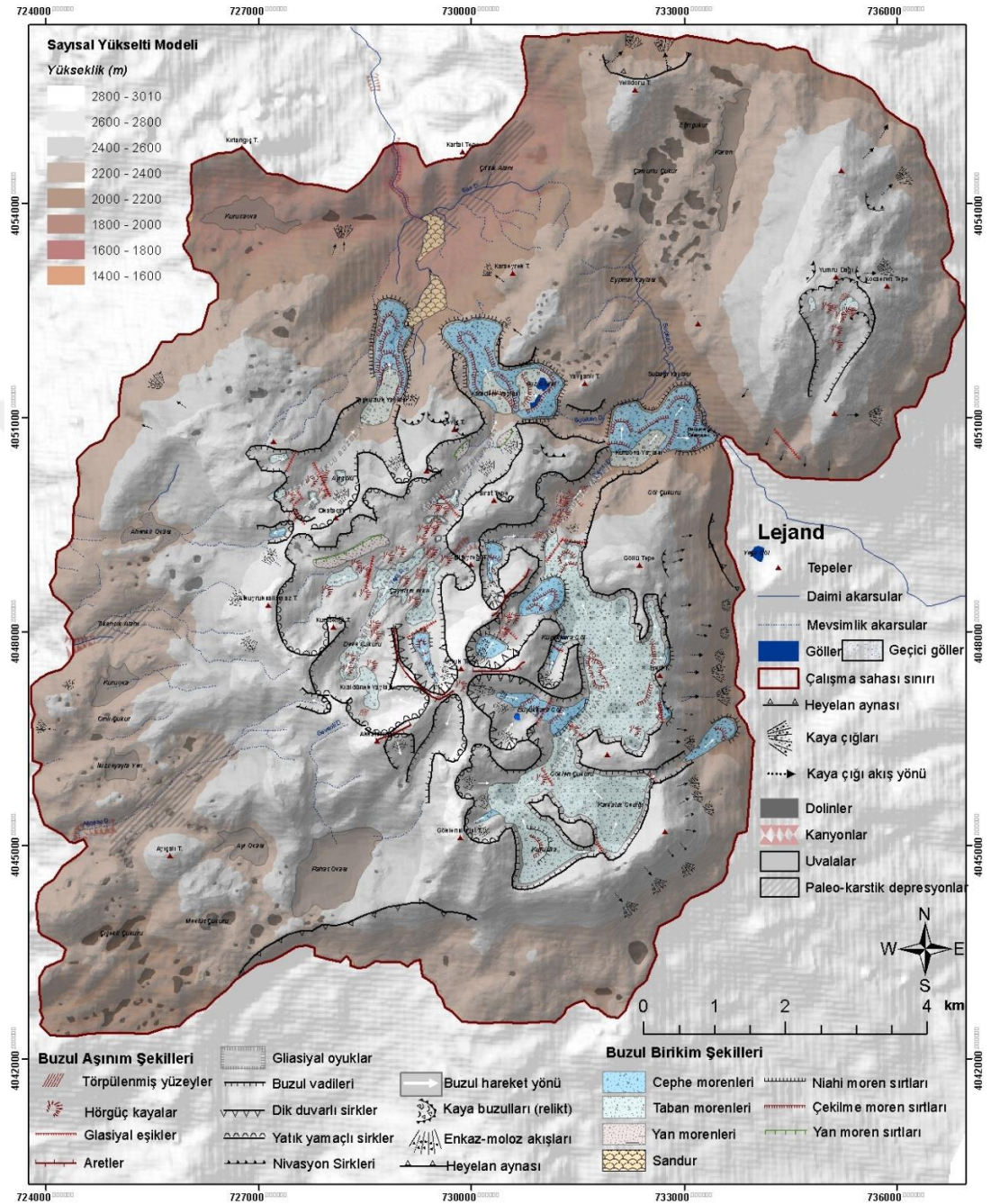


Akdağ kütlesinin, aktif tektonizmaya bağlı dört bir yandan normal faylarla sınırlanmış ve 2500 m üzerinde geniş, yüksek düzlükler barındırması ve bu düzlüklerde 2700 metreyi aşan çok sayıda zirve bulunması kütleyi, Akdeniz üzerinden gelen nemli havanın orografik yağışlar bırakmasına açık duruma getirmiştir (Bayrakdar, 2012). Pleyistosen hava koşulları düşünüldüğünde, bu denli yüksek olan kütlenin aşırı yağış alması sonucunda kütle üzerinde geniş alanlar kaplayan buzul morfolojisine ait yeryüzü şekilleri oluşmuştur (Fotoğraf 3.6).

Fotoğraf 3.4: Karadere buzul vadisi tabanında gruplaşmış hörgüç kayalar (vadiye KB'dan bakış), Bayrakdar (2012)'dan.



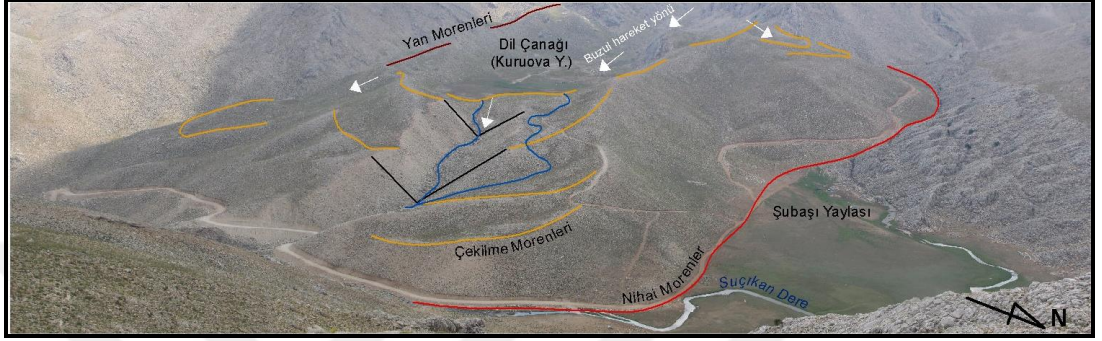
Şekil 3.3: Akdağ buzul jeomorfolojisi haritası. Bayrakdar (2012)'dan.



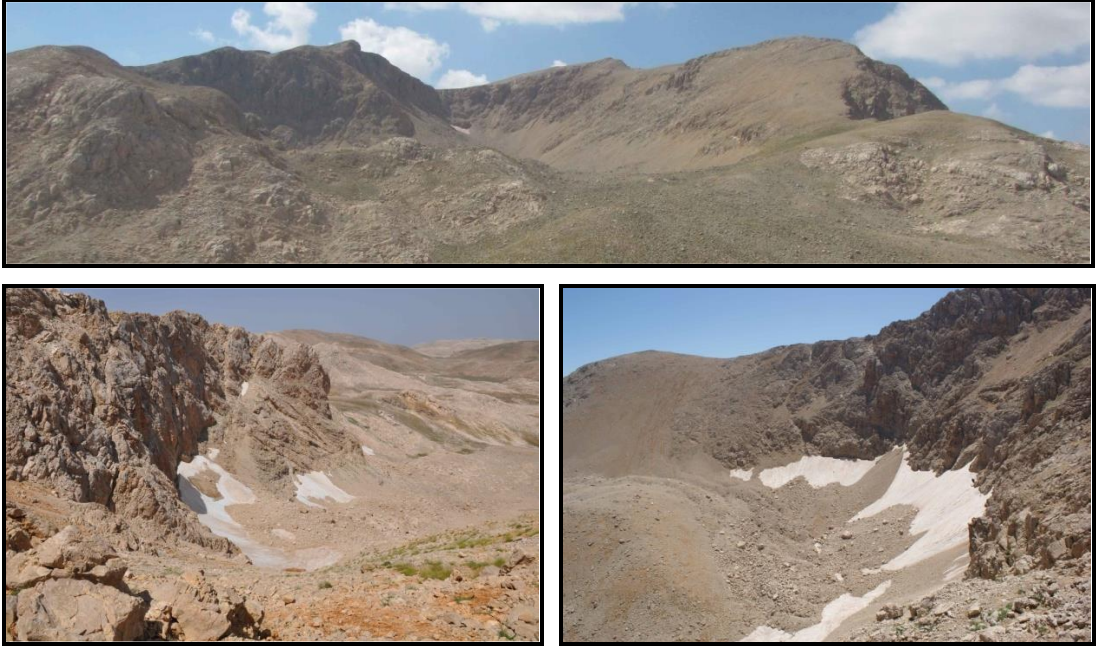
Akdağ'daki ilk mutlak tarihlendirme yöntemi, Bayrakdar (2012) tarafından OSL (Optically Simulated Luminescence) yöntemini kullanarak yapılmıştır. Bu kapsamda; taban tilleri, taban morenleri ve cephe morenlerinden alınan numunelerden elde edilen yaşlar; sırasıyla 20, 17, 17 bin yaşları ile son buzul maksimumu Würm II'ye (21-17 bin yıl) denk geldiği görülmüştür (Bayrakdar, 2012).

Bu yaşlara dayanarak, alandaki buzul jeomorfolojisine ait şekillerin bütünü, son buzul maksimumunda olduğu görülmektedir (Bayrakdar, 2012).

Fotoğraf 3.5: Kuruova buzul vadisinin sonlandığı kesimdeki cephe morenleri (nihai, çekilme) ve moren setti gölünün dolmasıyla oluşan düzlük alan. Bayrakdar (2012)'dan.



Fotoğraf 3.6: Uyluk Tepe güneydoğusu (a), batısı (b) ve kuzeydoğusundaki (c) dik duvarlı sirkler. Bayrakdar (2012)'dan.

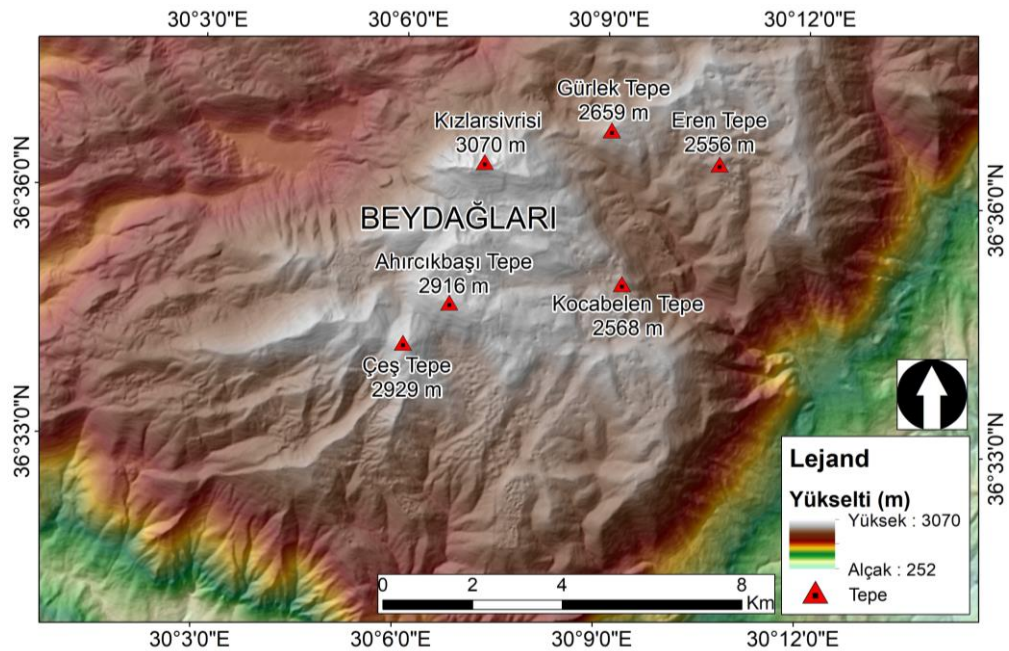


Sarıkaya vd. (2014) ise, Akdağ üzerindeki üç buzul vadisi üzerinde uyguladığı kozmojenik ^{36}Cl yüzey tarihlendirme yöntemi ile (en yüksek yaşlar olarak); Taşkuzluklu Vadisi'nde 19.0 ± 0.4 bin yıl, Karadere Vadisi'nde 18.3 ± 0.5 bin yıl ve Kuruova Vadisi'nde ise 35.1 ± 2.5 ile son buzul maksimumundan oldukça önce gerçekleşmiş buzullaşmalar olduğunu ortaya koymuştur. Sarıkaya vd. (2014), Kuruova Vadisi'ndeki yaşlar sonucunda, burada son buzul maksimumu döneminden önce ~ 35.1 bin yıldan başlayarak ~ 21.7 ile son buzul maksimumuna ve oradan ~ 15.1 bin yıl ile geç buzul dönemine kadar en azından üç farklı buzul aktivitesi gerçekleştiğini ileri sürmüştür.

3.1.3. Beydağları

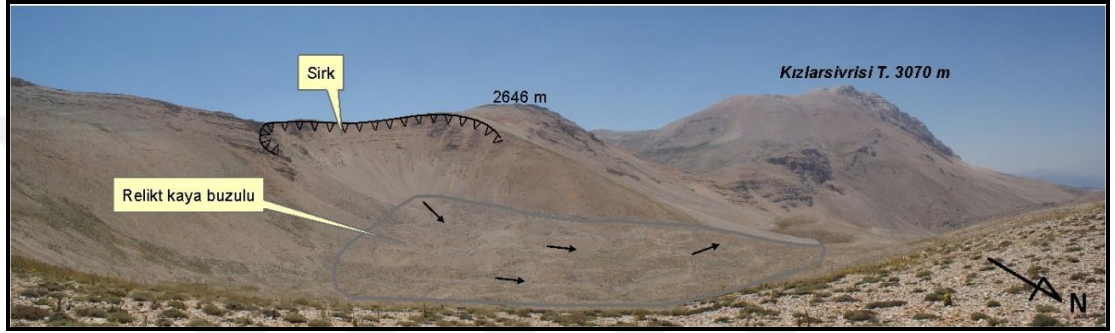
Beydağları, Teke Yarımadası'nın en yüksek zirvesini barındıran kütledir (Kızlarsivrisi, 3071 m) ve bölgenin en doğusunda yer alır (Şekil 3.4). Bütünüyle otokton bir yapıdır ve büyük oranda neritik ve pelajik karbonatlı kayalardan oluşmaktadır (Poisson 1967, 1977; Özgül 1976; Gutnic vd. 1979; Farinacci ve Köylüoğlu 1982; Özyeğin vd. 1985; Farinacci ve Yeniay 1986; Gültekin 1986; Köylüoğlu 1987; Özkan ve Köylüoğlu 1988; Naz vd. 1992).

Şekil 3.4: Beydağları'nın sayısal yükselti modeli ile gösterilmesi.



Batı Anadolu'da metamorfizmaya uğramamış en derin yapısal birim olmakla beraber (Şengör ve Yılmaz, 1981; Collins ve Robertson, 1998), batıda Likya Napları, doğuda ise Antalya Napları tarafından sürüklenim özelliği gösterir (Ricou vd. 1975; Poisson 1977; Robertson ve Woodcock 1980; Hayward 1984c; Marcoux vd. 1989; Collins ve Robertson 1998).

Fotoğraf 3.7: Beydağlarının kuzey yamaçlarında gelişen sirk ve önündeki relikt kaya buzulu. Bayrakdar (2012)'dan.



Bölgedeki diğer kütlelere göre fazla olan yükseltisine rağmen, Pleyistosen'deki buzullaşmalardan minimum düzeyde etkilenmiştir (Fotoğraf 3.7). Beydağları'ndaki buzullaşmalar hakkında direkt olarak herhangi bir çalışma yoktur. Fakat Louis (1994) Anadolu'daki Pleyistosen buzullaşmaları ile ilgili bir çalışmada, buradaki sirklerin 2500-2700 m seviyelerinde geliştiğinden ve morenlerin 1800 m seviyelerine kadar indiğinden bahsetmiş (Messerli (1967) ise Würm daimi kar sınırının Beydağları için 2600 m seviyelerinde olduğunu belirtmiştir).

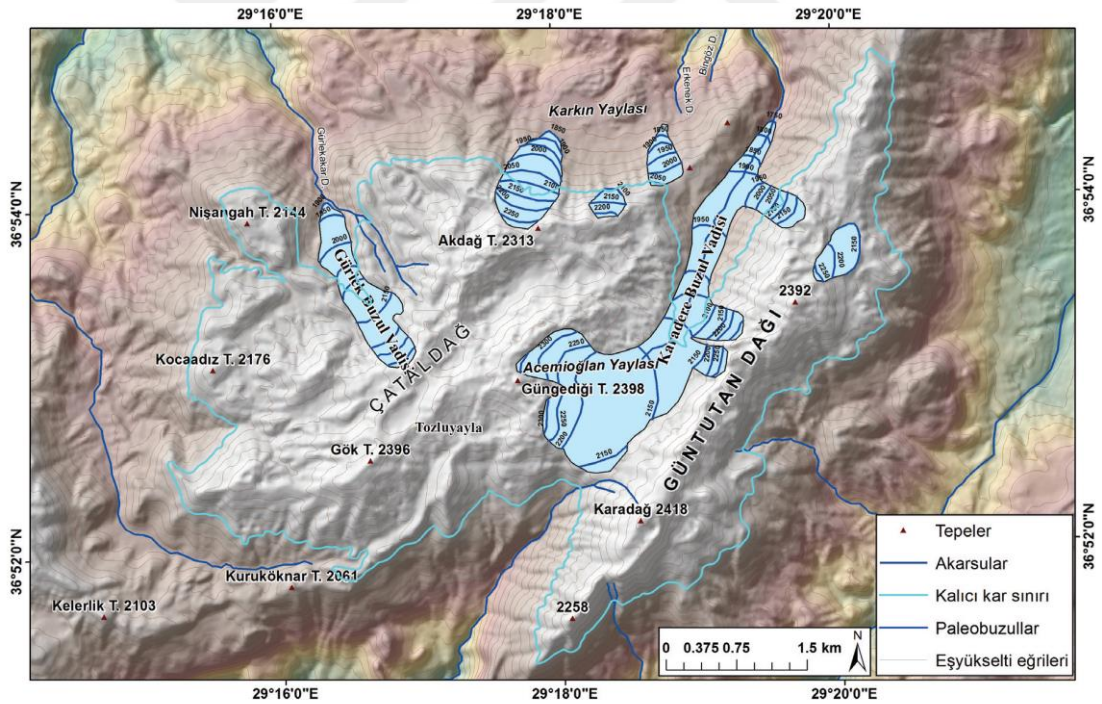
Fotoğraf 3.8: Kızlarsivrisi'ne güneydoğudan tırmanış (solda) ve zirveden güneydoğuya doğru dönüş (sağda).



3.2. Karadağ

Karadağ, buzul jeomorfolojisine dair barındırdığı bariz yeryüzü şekillerine rağmen, aynı bölgede yer aldığı diğer kütleler ile karşılaştırıldığında, hakkında yapılmış kapsamlı çalışmalar çok sınırlı kalmıştır. Literatüre bakıldığında, bu alanla ilgili buzul jeomorfolojisine dair verilen ilk bilginin Bayrakdar vd. (2017)'nin yapmış olduğu “Karadağ'da Pleyistosen Buzullaşmaları, Batı Toroslar, Türkiye” olduğu görülmekte (Şekil 3.5), bunun öncesinde ise Avşarcan (1999)'ın “Fethiye Körfezi Kuzeyindeki Dağlık Kesimde Jeomorfoloji Araştırmaları” adlı çalışmasında, bölgede kalıcı kar sınırının (KKS) alçalmasına bağlı olarak zirvelere yakın oluşan periglasiyal şekillerden bahsetmiş fakat buzul morfolojisine ait şekillere rastlanılmadığını belirtmiştir.

Şekil 3.5: Karadağ Kütleli'nin buzul rekonstrüksiyonu. Bayrakdar vd. (2017)'dan.



Karadağ'ın içinde bulunduğu Batı Toroslarda, birbirinden farklı jeomorfolojik birimlerin iç içe geçmelerinde, kaya birimleri ve yapısal özellikleri ile oluşukları havza bakımından, birbirinden farklı olan tektonik birliklerin, yatay ve düşey blok hareketleriyle yan yana ve üst üste gelmeleri etkili olmuştur (Şenel, 1997).

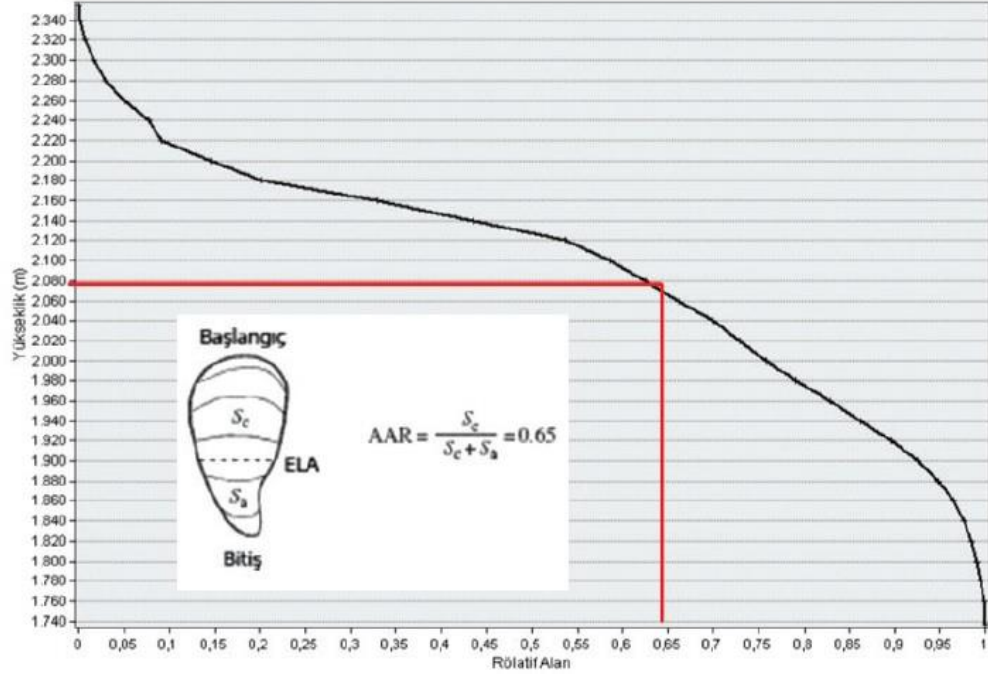
Kütle üzerindeki ve yakın çevresindeki faylar, litolojik birimlerin sınırlarını doğrudan etkilemiştir. Likya Napları'nın kütle üzerindeki iç içe geçmiş karmaşık yapısı göz önüne alındığında fayların burada genel olarak sürüklenme (overthrust) özelliği gösterdiği görülmekte, bunun dışında ise düşey ve normal faylar da farklı litolojiler arasında sınır oluşturmakta; kimi yerlerde ise aynı litolojik birimi kestiği görülmektedir (Şekil 1.2).

Bölgede büyük ölçüde karbonatlı kayalar yüzeylemiştir. Fakat düşey olarak kalın olmayan bu kayalar alt taraftan geçirimsiz birimlerin üzerinde uzanmasından ötürü karst jeomorfolojisi belirli bir seviyeye kadar gelişmiştir. Hemen hemen her yükseltide görülebilen lapyalar dışında dolinler oldukça geniş bir alanda yayılış göstermektedir. Dolinlerin görüldüğü yükseltiler ise 2100-2250 m arasındadır. Sığ karsta dayalı olarak kütle üzerinde herhangi bir derin mağara sistemi görülmemektedir.

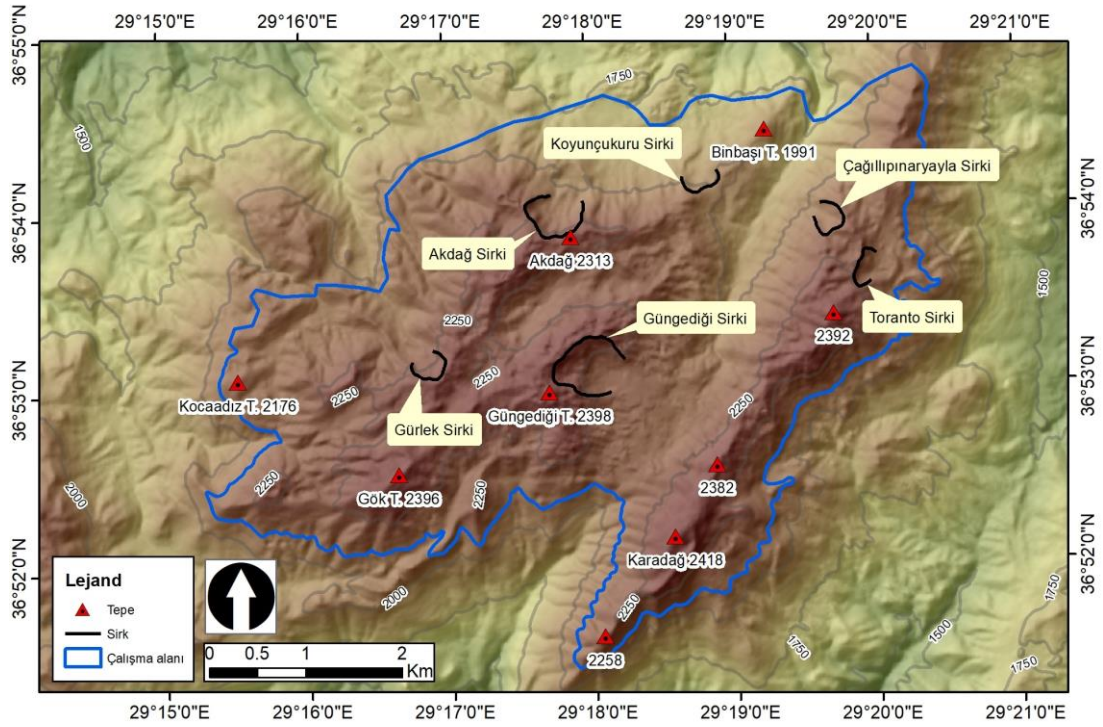
Buzul jeomorfolojisi açısından bakıldığında ise nispeten düşük yükseltisine göre Karadağ, tıpkı Sandıras Dağı gibi yüksek oranda orografik yağışa maruz kalması sebebiyle, yine Pleyistosen iklim koşulları dikkate alındığında, buzullaşma için uygun dönemler geçirmiştir. Karadağ üzerindeki KKS ise 2080 m olarak belirtilmiştir (Şekil 3.6) (Bayrakdar vd. 2017).

Karadağ üzerindeki buzullaşmalara dair örnekler sayıca fazla olmasa da buzul jeomorfolojisine ait karakteristik şekiller kendini göstermektedir. Kütle üzerinde oldukça iyi gelişmiş sirkler ve buzul vadileri gibi buzul aşınım şekillerinin varlığından ve bu aşınım şekillerine bağlı oluşan morenlerden söz edilebilmektedir. Bayrakdar vd. (2017) tarafından yapılan çalışmadan farklı olarak bu çalışmada altı adet sirk haritalanmış ve morfometrik özellikleri hesaplanmıştır (Şekil 3.7). Altı sirk ve iki buzul vadisi aşağıda, ayrı başlıklar halinde incelenmiştir.

Şekil 3.6: Karadağ Kütlesi'nin kalıcı kar sınırı (2080 m) (Porter, 2001; Hubbard ve Glasser, 2005), Bayrakdar vd. (2017)'dan.



Şekil 3.7: Karadağ üzerinde yer alan sirklerin lokasyonları.



3.2.1. Karadere Buzul Vadisi, Güngediği Sirki ve Çağıllıpınaryayla Sirki

“U” şekilli olan tekne vadiler (buzul vadileri), buzullaşma öncesi buzul arası veya interstadial dönemlere ait “V” şekilli akarsu vadilerini, buzullaşma koşulları etkin olduğunda, morfoloji ve eğim koşullarına bağlı olarak buzullar tarafından işgal edilmesiyle oluşurlar (Turoğlu, 2011).

Karadağ üzerinde yer alan iki buzul vadisinden biri olan Karadere Buzul Vadisi (Fotoğraf 3.9), Karadağ üzerindeki en gelişmiş ve en büyük buzullaşma alanıdır. Güntutan Dağı ve Çataldağ arasında güneybatı-kuzeydoğu yönlü uzanır. Vadinin kapsadığı alanın jeolojisine bakıldığında, büyük oradan Pliyosen çakıltası, kumtaşı ve çamurtaşından oluştuğu ve bu birimlerin Acemioğlan Yaylası ve vadinin son kısımlarında (Çağıllıpınaryayla Sirki’nin paleo-buzul vadisine katıldığı noktada) Kuvaterner alüvyonları tarafından kesintiye uğradığı görülmektedir (Şekil 1.2).

Fotoğraf 3.9: İHA ile çekilmiş olan Karadere Buzul Vadisi (doğudan).



Karadere Buzul Vadisi’nin yamaçlarında düzenli olmasa da parçalar halinde bulunan yanıl morenlerden söz edilebilmektedir. Bunların en belirgin olanı, Çağıllıpınaryayla Sirki’nin kabaca 500 m batısında kalır ve vadiye paralel olarak 100 m kadar uzanır

gösterir (Fotoğraf 3.10). Vadinin son bulduğu noktadan sonra buzul vadisi, yerini kanyon vadiye bırakmaktadır (Fotoğraf 3.11).

Fotoğraf 3.10: Çağıllıpınaryayla Sirki'nin cephe morenlerinden kuzeydoğuya bakış (üstte) ve Karadere Buzul Vadisi'ne kuzeydoğudan bakış ve bir yanal moren (altta).



Fotoğraf 3.11: Karadere Buzul Vadisi'nin kanyon vadiye dönüştüğü kısım.

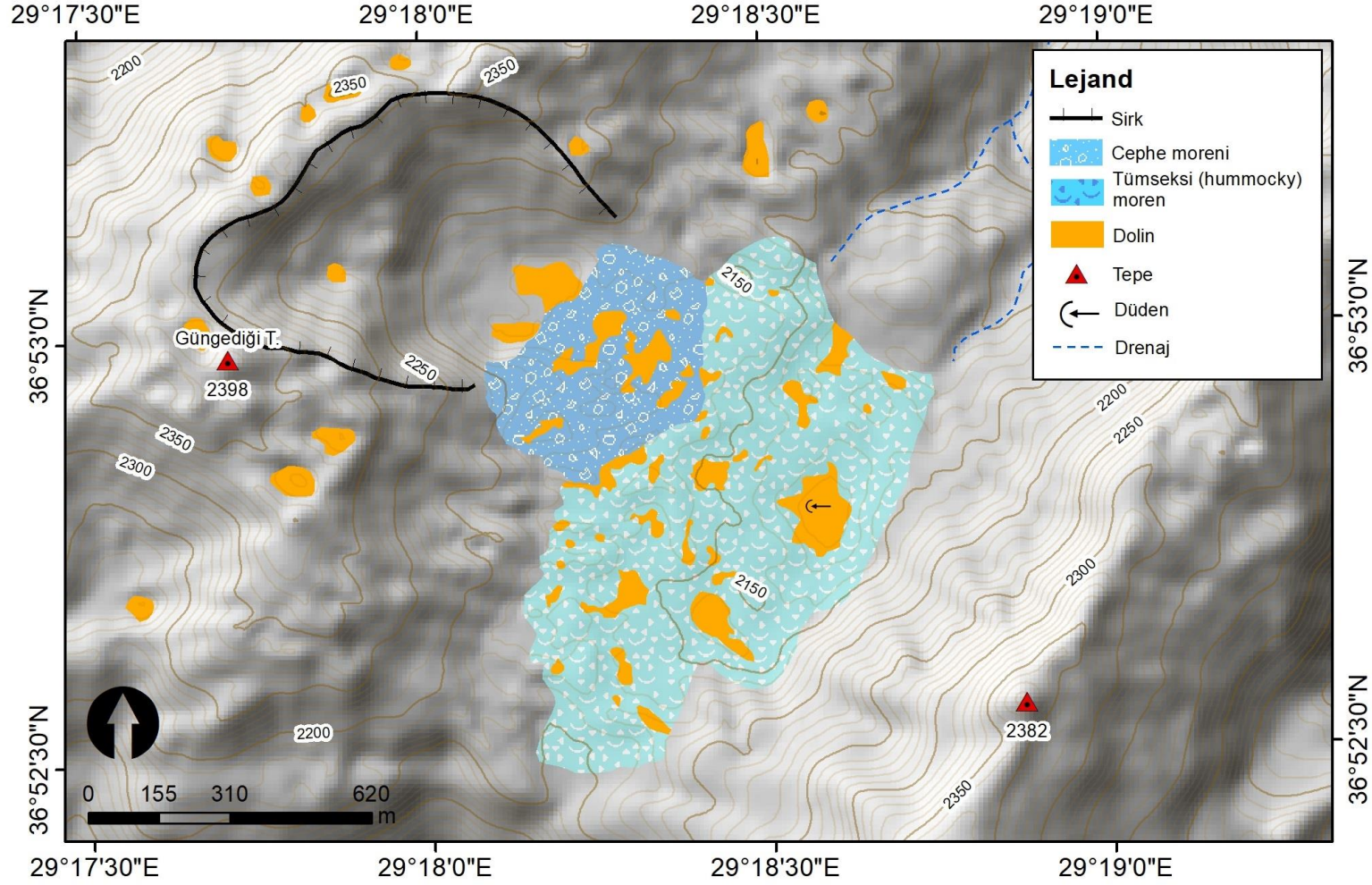


Vadiyi besleyen ana sirk olan Güngediği Sirk, Acemioğlan Yaylası batı-kuzeybatı yönünde, Güngediği Tepesi'nin (2398 m) doğu yamaçlarında Orta Triyas-Alt Jura dolomitler üzerinde gelişmiştir (Şekil 3.8). Bu sirkin önünde geniş yayılış gösteren tümseksi (hummocky) morenler yer alır (Fotoğraf 3.12). Tümseksi morenler, altında yer alan paleokarstik depresyonu büyük ölçüde işgal etmiştir. Genel olarak kuzey yönelimli olsalar da güneye doğru da sarkma biçiminde yayılış göstermişlerdir.

Fotoğraf 3.12: Acemioğlan Yaylası'ndaki tümseksi morenlerin İHA ile çekilmiş fotoğrafı.

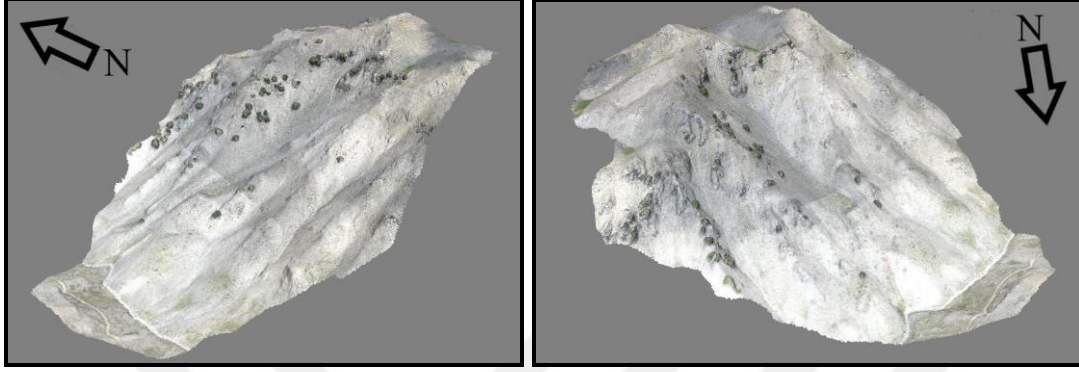


Şekil 3.8: Güngediği Sirk'i'nin buzul jeomorfoloji haritası.



Güngediği Sirkleri ile birlikte Karadere Buzul Vadisi ile entegre olmuş olan bir diğer sirkir. Buzul vadisinin doğu yamacında, Güntutan Dağı üzerinde, vadinin sonlandığı yere yakın bir noktada paleo-buzul vadisine katılır. Çağılıpınaryayla Sirki de Orta Triyas-Alt Jura dolomitleri üzerinde gelişmiştir (Şekil 3.9 ve Fotoğraf 3.13).

Şekil 3.9: Çağılıpınaryayla Sirki'nin 3D modeli.

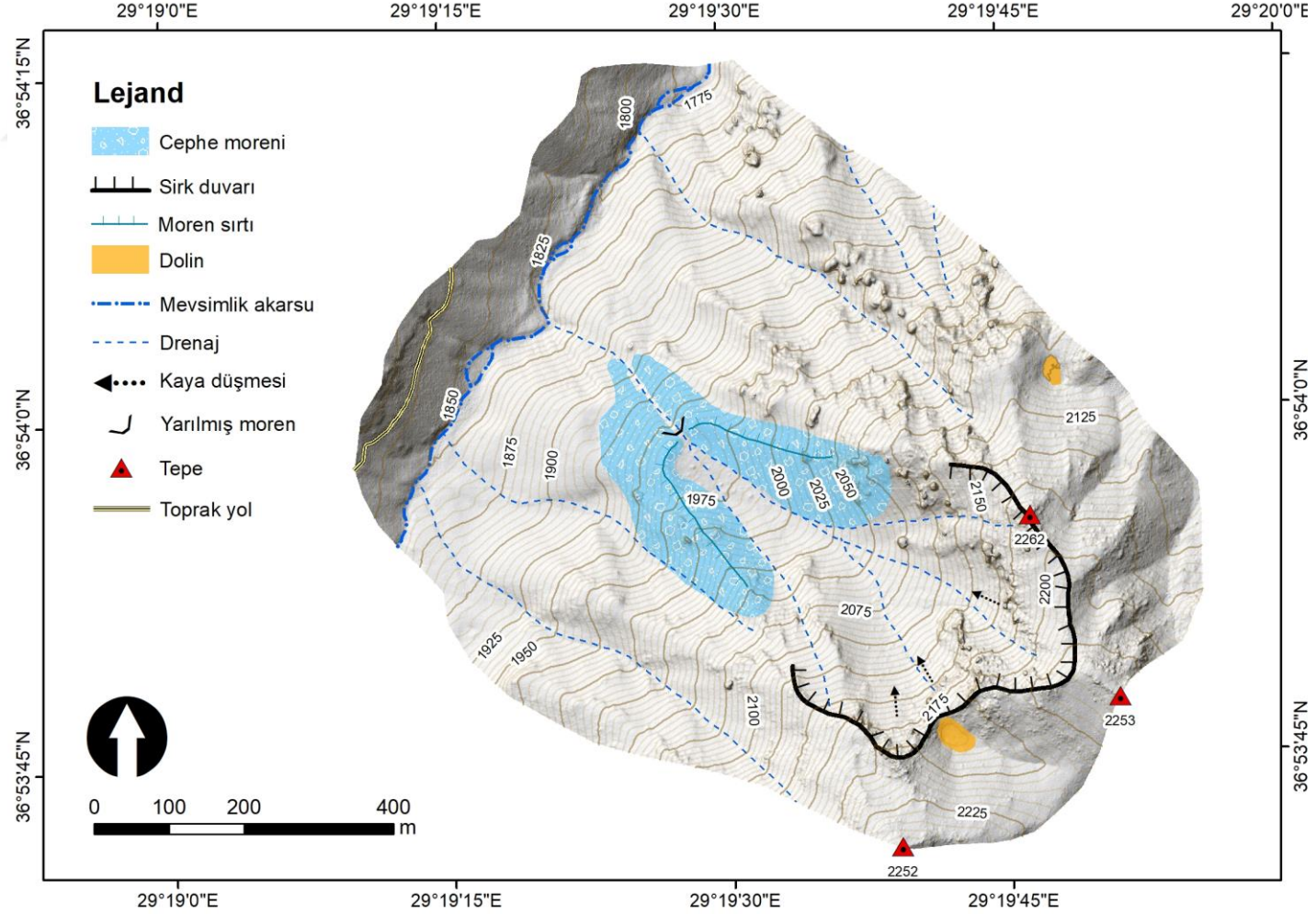


Çağılıpınaryayla Sirki de cephe morenlerinin ilksel formunu önemli ölçüde korumuştur fakat çekilme morenleri büyük oranda deforme olmuştur. Buna sebep olan buzul sonrası süreçlerin etkisinin yanı sıra, nispeten yüksek eğimin de süreci hızlandırdığı düşünülmektedir. Cephe morenlerinin seviyesi ise 1900 metrelere kadar inmektedir (Fotoğraf 3.13 ve Şekil 3.10).

Fotoğraf 3.13: Çağılıpınaryayla Sirki'nin İHA ile kuzeyoğudan (solda) ve cephe morenlerinden sirk duvarına doğru (sağda) çekilmiş fotoğrafları.



Şekil 3.10: Çağıllıpınaryayla Sirki'nin buzul jeomorfoloji haritası.



3.2.2. Gürlek Buzul Vadisi ve Gürlek Sirki

Karadağ üzerinde yer alan iki buzul vadisinden diğeri ise Gürlek Buzul Vadisi'dir. Gelişimi, Çataldağ'ın hemen kuzeybatısında oluşmuş olan Gürlek Sirki'ni oluşturan buzullar ile başlamıştır. Orta Jura-Kretase çörtlü kireçtaşlarından oluşan Gürlek Sirki'ni oluşturan buzul sirk eşiğini aştıktan sonra vadi buzuluna dönüşerek Gürlek Buzul Vadisi'ni oluşturmuş, daha sonra ise kısa mesafe içerisinde Kuvaterner alüvyonları ile örtülü şekilde karakterini kazanmıştır (Şekil 3.11 ve 3.12).

Fotoğraf 3.14: Gürlek Buzul Vadisi'nin K-KB yönünden çekilmiş panoramik görüntüsü.

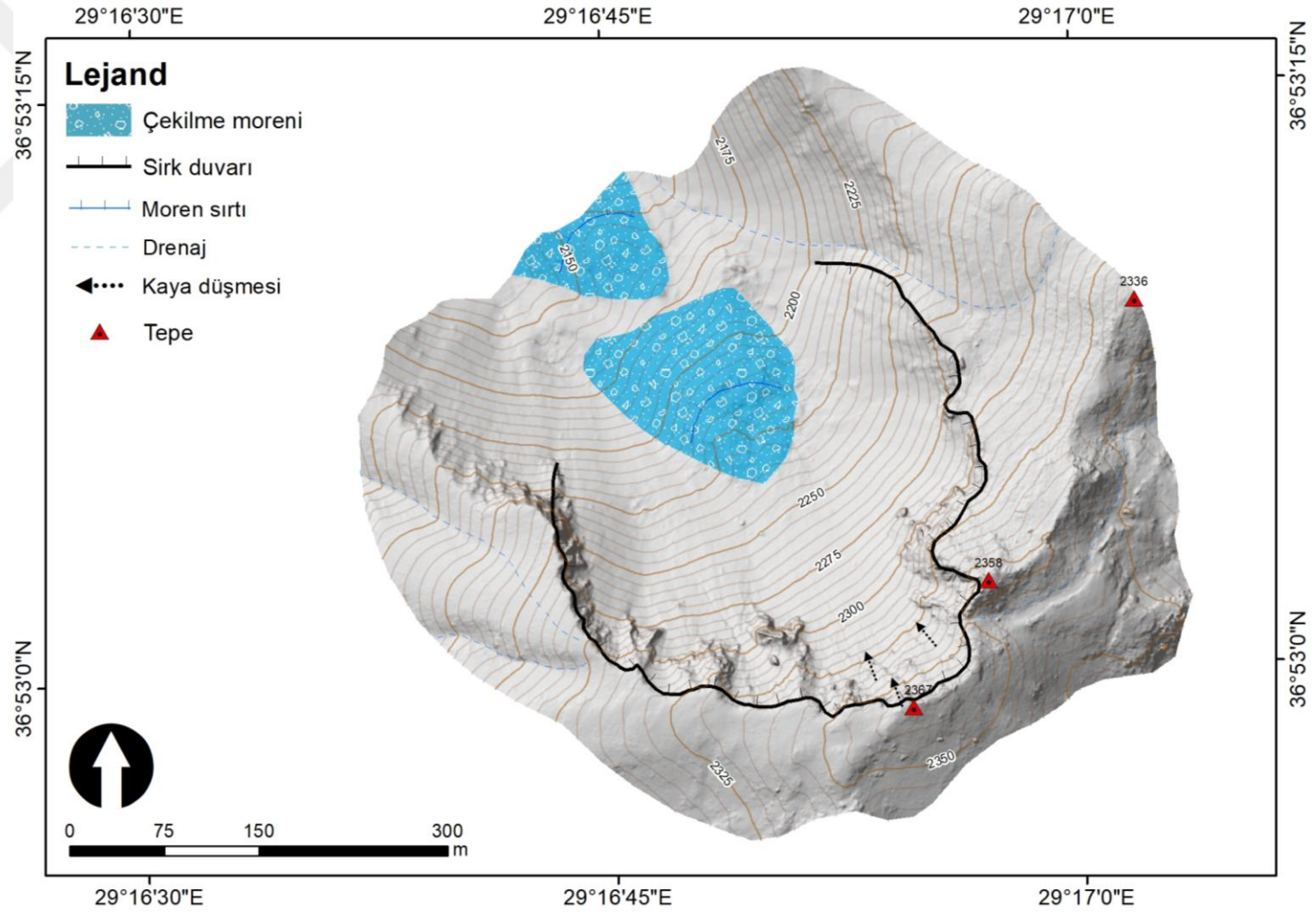


Kabaca 1.5 km uzunluğa sahip vadinin bitiminde cephe morenleri yer alır ve bu morenler 1900 m seviyelerine kadar inmektedir. Gürlek Sirki'nin hemen önünde ise çekilme morenleri yer alır. Karadere Buzul Vadisi'ne oranla daha küçüktür fakat iyi gelişmiş bir tekne vadi görünümüne sahiptir (Fotoğraf 3.14 ve 3.15).

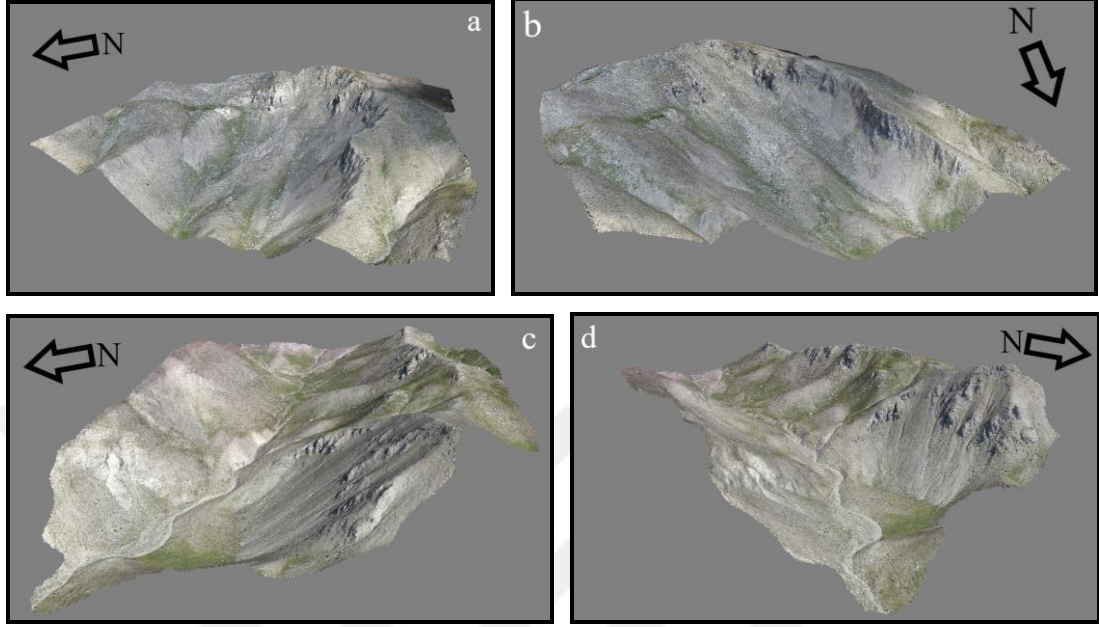
Fotoğraf 3.15: Gürlek Sirki'nin üzerinden buzul vadisine (kuzeybatıya) bakış.



Şekil 3.11: Gürlek Sirki'nin buzul jeomorfoloji haritası.



Şekil 3.12: Gürlek Sirki'nin (a ve b) 3D modeli ve Gürlek Buzul Vadisi'nin cephe morenlerinin (c ve d) 3D modeli.



3.2.3. Akdağ Sirki

Üzerindeki iki buzul vadisi dışında Karadağ üzerinde, herhangi bir buzul vadisine entegre olmamış sirkler de yer alır. Bu sirklerin en iyi gelişmiş ve kendini en iyi korumuş olanı, kütlenin kuzey yamacında yer alan Akdağ Sirki'dir (Şekil 3.14).

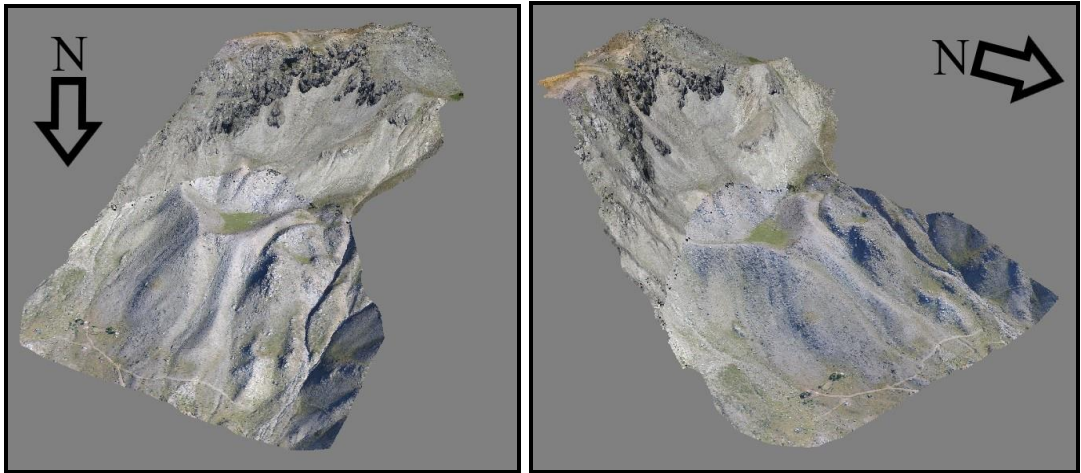
Sirk, kütle üzerindeki diğer sirklerin çoğu gibi bütünüyle Orta Triyas-Alt Jura dolomitleri üzerinde gelişmiştir. Çekilme ve cephe morenlerini kapsayan kısım daha sonra Kuvaterner alüvyonları ile örtülmüştür. Sirk'in hemen önünden başlayan morenler, 1800 m seviyelerine kadar inmektedir. Cephe ve çekilme morenlerinden oluşan bu morenler, ilksel formlarını oldukça iyi korumuştur (Şekil 3.13).

Fotoğraf 3.16: Akdağ Sirki'nin üzerinden kuzeydoğuya bakış.

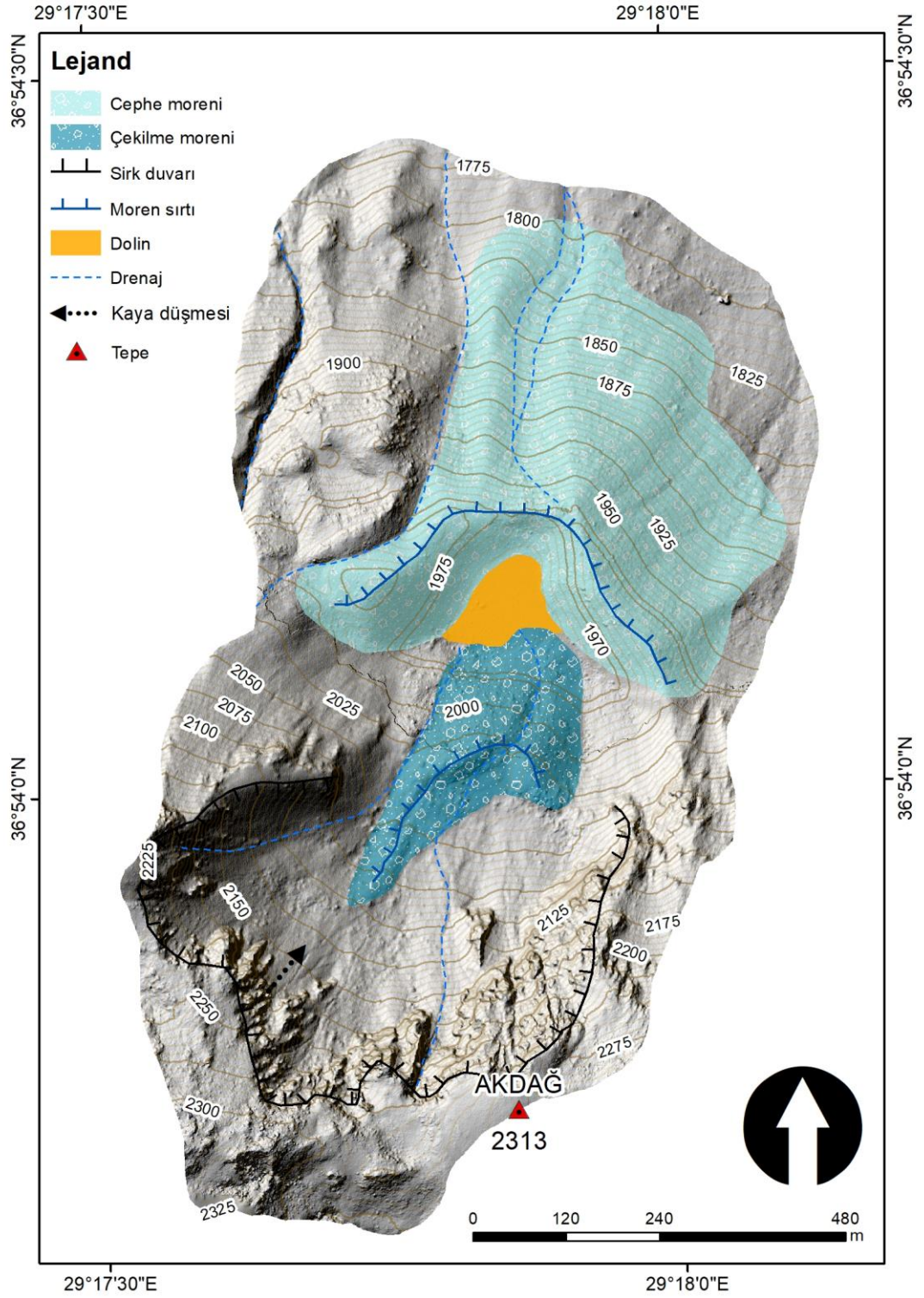


Kütle üzerinde en geniş yayılım gösteren cephe morenlerine sahip Akdağ Sirki içerisinde bir de dolini andıran kapalı bir depresyon barındırır. Bu depresyon, yüksekliği 20-30 m arasında değişen ve cephe morenlerinin oluşturduğu hilal şeklindeki, henüz buzul sonrası süreçlere maruz kalmamış sırtların içinde, tabanı düz ve ince taneli malzemezlerden meydana gelmiştir (Fotoğraf 3.16 ve 3.17).

Şekil 3.13: Akdağ Sirki'nin ve sirkin cephe morenlerinin 3D modeli.



Şekil 3.14: Akdağ Sirki'nin buzul jeomorfoloji haritası.



Çekilme morenleri, cephe morenlerinin hemen gerisinde yer alır. Buzul sonrası süreçler ile birlikte deforme olmuş olsa da ana şekillerini korumuşlardır. Çekilme morenleri üzerinde de yine 5-10 m kadar yüksekliğe ulaşmış moren sırtları görülebilmektedir (Şekil 3.14).

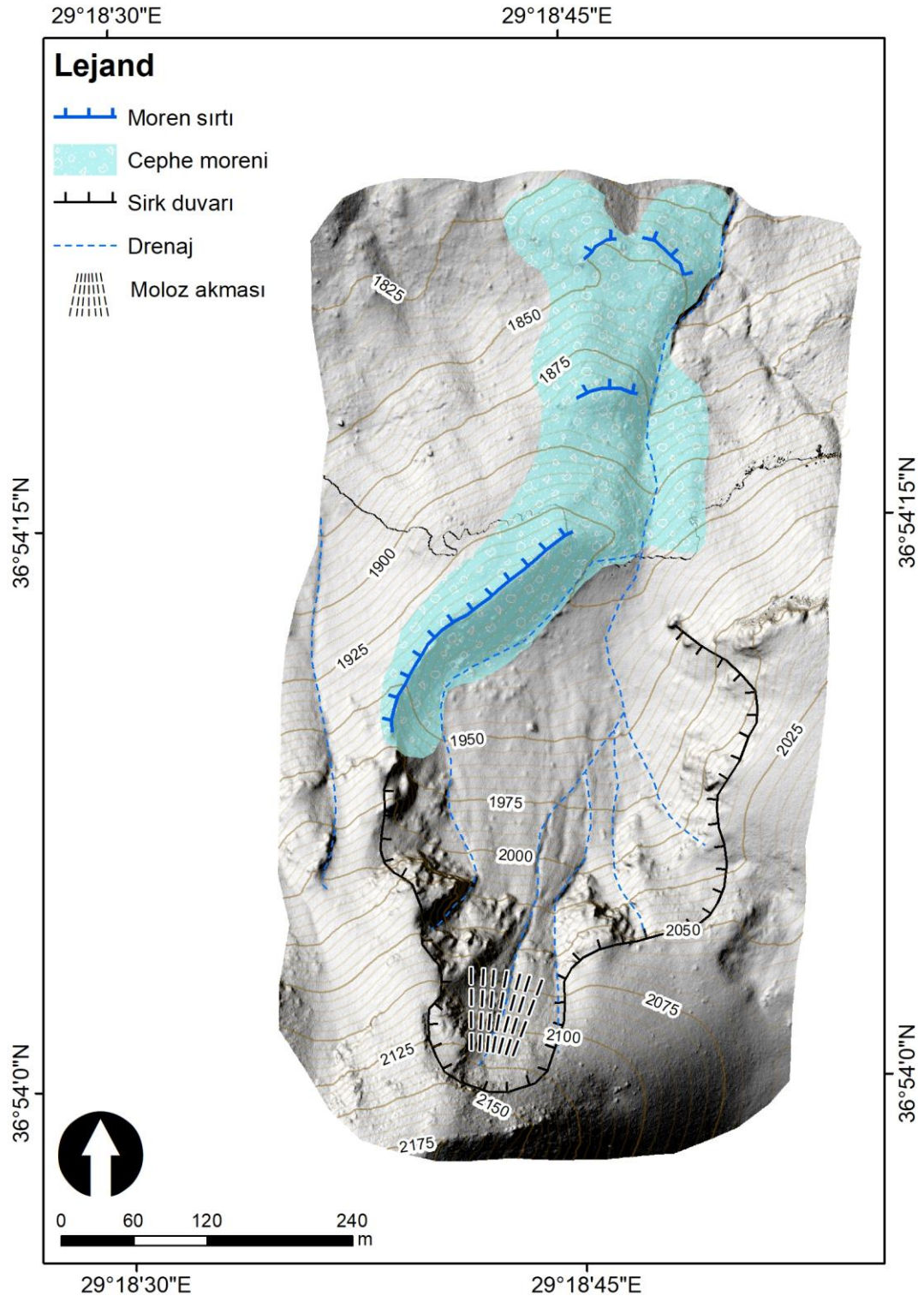
Fotoğraf 3.17: Akdağ Sirki'nin kuzeybatıdan çekilmiş panoramik görüntüsü.



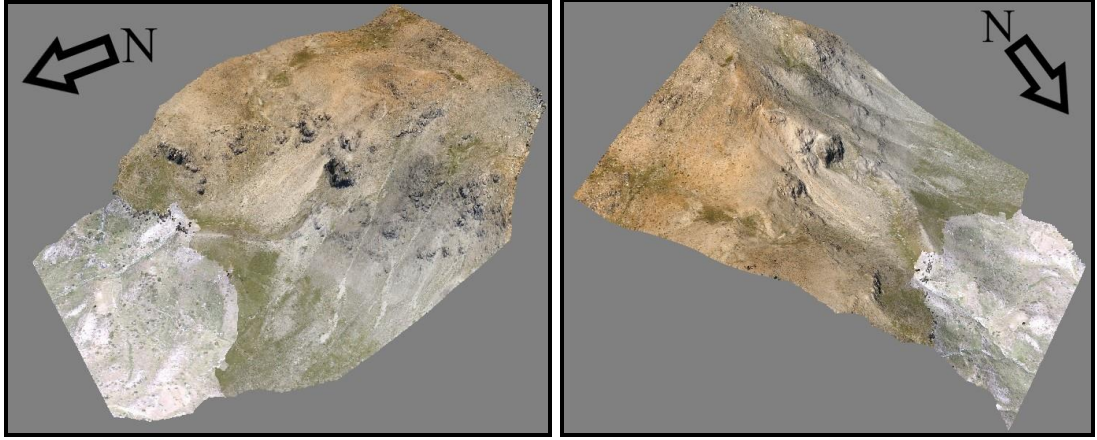
3.2.5. Koyunçukuru Sirki

Akdağ Sirki ile aynı yamaçta yer alıp, tıpkı Akdağ Sirki gibi direkt olarak kuzey yönlü gelişmiş bir sirkadır. 2035 m seviyelerinde, Koyunçukuru Tepe'nin hemen kuzeyinde gelişmiştir (Şekil 3.15). Koyunçukuru Sirki'ni diğer sirklerden ayıran en önemli özelliği, Pliyosen çakıltası, kumtaşı ve çamurtaşı üzerinde oluşmuş olmasıdır. Bu yüzden de diğer sirklerle karşılaştırıldığında en fazla deformasyona uğramış sirkadır. Sirk çevresine bakıldığında buzul sonrası süreçlerin sirk çanağı ve sirk duvarı üzerindeki deformasyonu oldukça net bir şekilde görülmektedir (Şekil 3.16). Yüksek orandaki deformasyona rağmen seviyeleri 1800 metrelere kadar üç kademe halinde inen morenler ilksel formunu korumuştur (Fotoğraf 3.18).

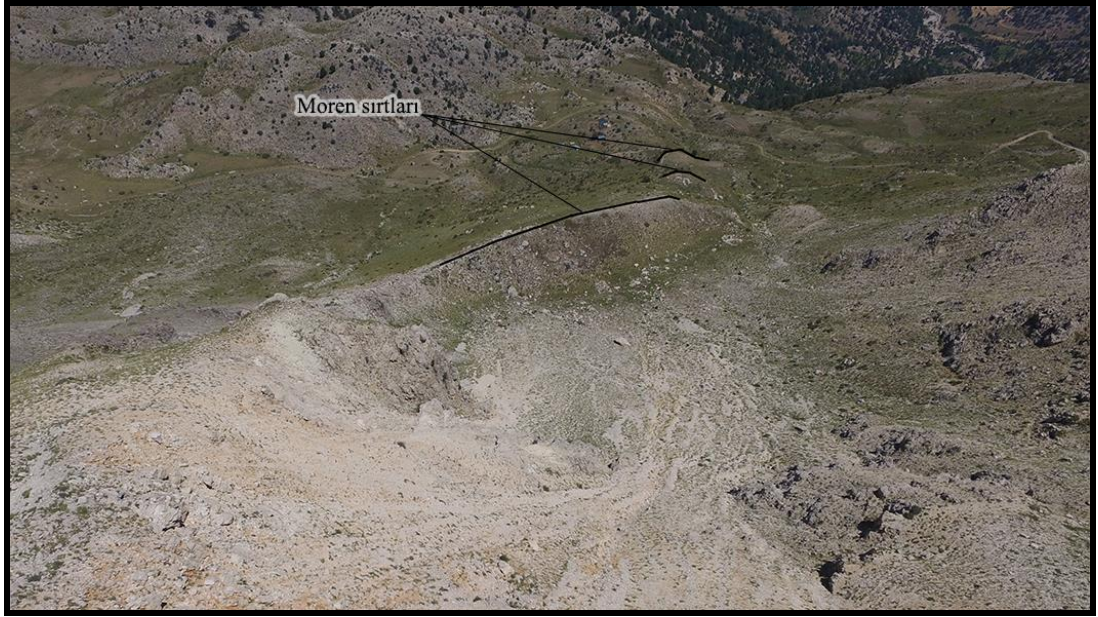
Şekil 3.15: Koyunçukuru Sirkî'nin buzul jeomorfoloji haritası.



Şekil 3.16: Koyunçukuru Sirki'nin ve morenlerinin 3D modeli.



Fotoğraf 3.18: Koyunçukuru Sirki cephe moreninin İHA ile çekilmiş fotoğrafı.



3.2.6. Toranto Sirki

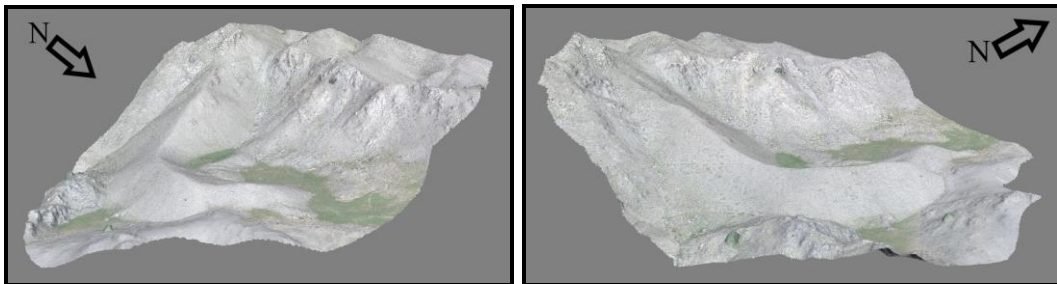
Toranto Sirki, Güntutan Dağı'nın batı yamacında yer alan Çağıllıpınaryayla Sirki'nin güneydoğusunda, Güntutan Dağı'nın doğu yamacında yer alır (Fotoğraf 3.19). Kabaca 350 m güneybatısında yer alan 2392 metre zirveye sahip bir tepenin hemen önünde, diğer sirklerin birçoğu gibi Orta Triyas-Alt Jura dolomitleri üzerinde gelişmiştir.

Fotoğraf 3.19: Toronto Sirki'nin cephe morenleri.

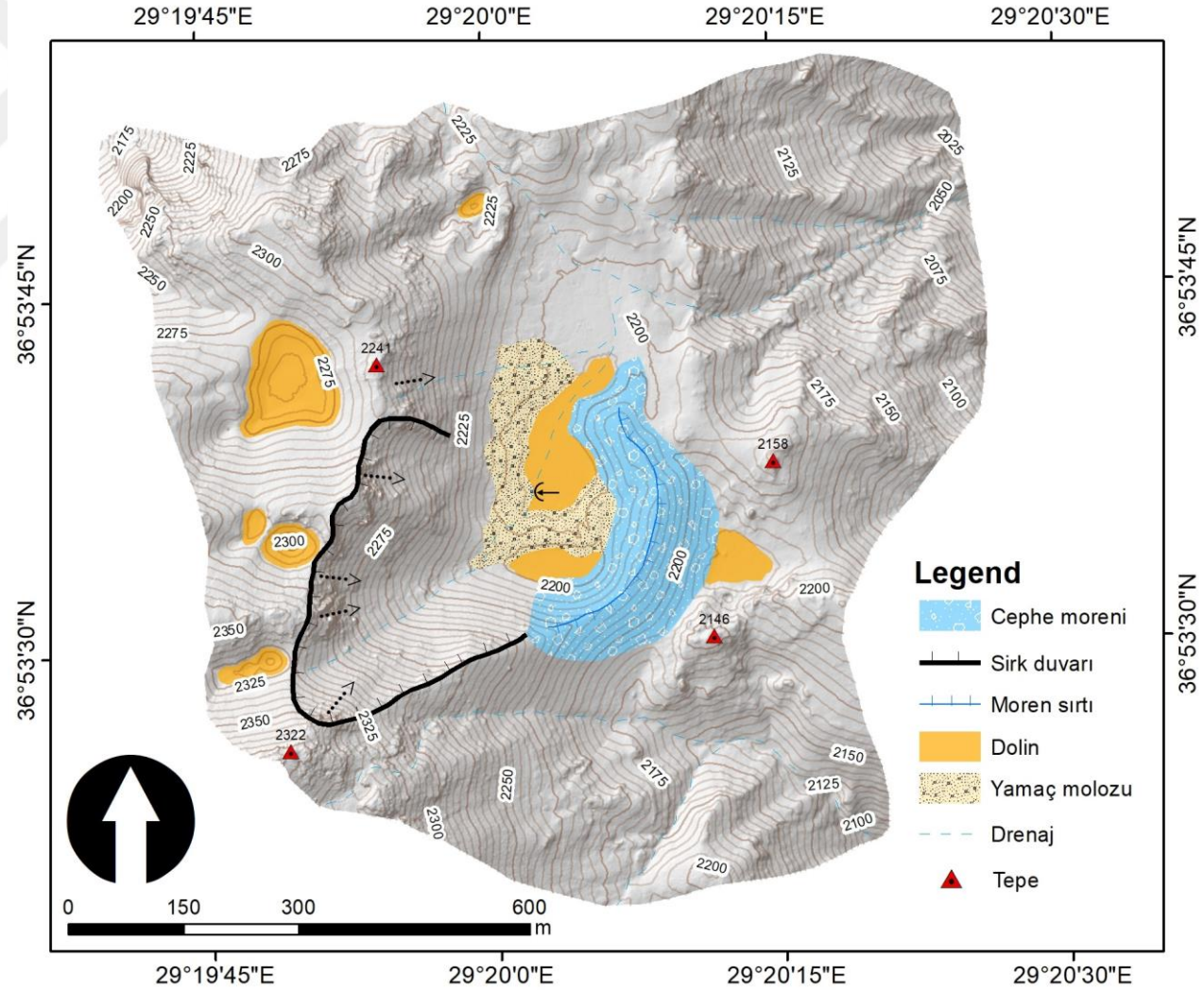


Küçük bir sirk olmamasına rağmen cephe morenleri oldukça iyi gelişmiştir ve 2100 m seviyelerine kadar inerler (Şekil 3.18). Morenlerin başlangıç kısmı, görünüş olarak Koyunçukuru Sirki'nin morenleri ile benzerlik taşır (Fotoğraf 3.19 ve Şekil 3.17).

Şekil 3.17: Toronto Sirki'nin 3D modeli.



Şekil 3.18: Toronto Sirki'nin buzul jeomorfolojisi haritası.



DÖRDÜNCÜ BÖLÜM

SİRKLER VE SİRKLERİN MORFOMETRİK ÖZELLİKLERİ

4.1. Sirklerin Genel Özellikleri

Buzul aşındırması sonucu oluşmuş en etkileyici yeryüzü şekli olan sirkler (bundan sonra “sirkler”), geçmiş dönemlerdeki buzullaşmaların en kesin delilleri olarak kabul edilirler. Köken olarak Fransızca bir kelime olan “sirk” (*fr. cirque*), günümüz literatüründe uluslararası olarak kullanılmaktadır. Bunun dışında, Britanya’da Keltçe’den türetilmiş bir terim olarak “corrie”, Galler’de “cwm” olarak da adlandırılmaktadır (Hambrey, 1994).

Sirkler basitçe, küçük buzulların (sirk tipi) erozyonu ile oluşmuş, tipik olarak yüksek alanlarda bulunan ortası etrafına göre daha çukur, amfi tiyatro şeklindeki yeryüzü şekilleridir. (Barr ve Spagnolo, 2015b). Evans ve Cox (1974) ise sirkleri aşağı yönde açık, yukarı yönde sarp yamaçların sırtları ile sınırlandırılmış ve ortasında hafif eğimli yamaçları olan kavisli bir tabana sahip boşluklar olarak tanımlamıştır.

Sirklerin araştırmalara konu olması 150 yıl öncesine kadar dayanmaktadır (Darwin, 1842; Tyndall, 1862; Gastaldi, 1873 gibi). Bir dizi çalışma, dağılımlarını ve karakteristik morfolojilerini hesaba katarak, sirk oluşumundan sorumlu mekanizmaları ve süreçleri anlamaya odaklanmıştır (Graf, 1976; Gordon, 1977; Jansson vd., 1999 gibi) (Barr ve Spagnolo, 2015a). Bu çalışmalara dayanarak, sirk morfolojisi ve dağılışının yalnızca bölgenin jeolojik ve topografya özelliklerini değil, spesifik paleo-ortam koşullarını da yansıttığı ortaya çıkarılmıştır. Bununla birlikte sirkler, geçmişteki buzullara ve iklim karakteristiklerine dair niteliksel ve niceliksel bilgi sağlayabilmektedir (Barr ve Spagnolo, 2015b).

4.1.1. Sirk Oluşumu ve Gelişimi

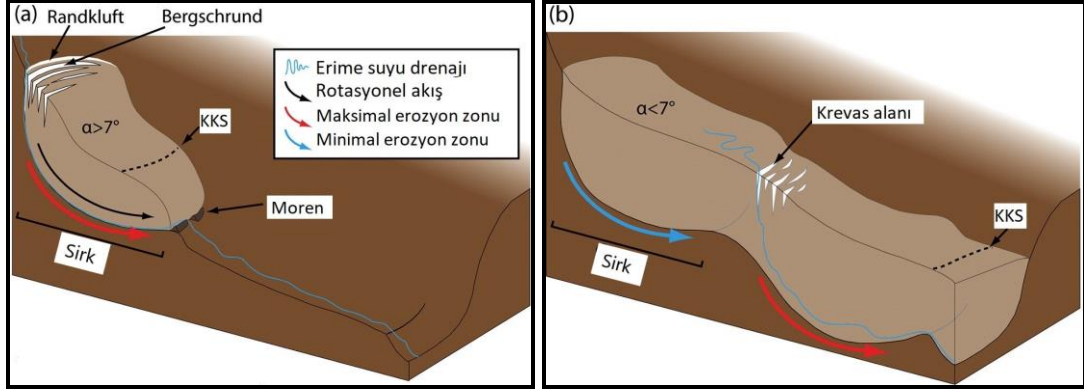
Buzul aşındırması ile oluşmuş amfi tiyatro, yarım daire veya elips şeklinde çanaklar olan sirkler (Erinç, 1971; Turoğlu, 2011), çok büyük oranda yüksek kesimlerde meydana gelirler. İstisna olarak plato yüzeylerini kesen sirkler (Batı Kamçatka, Barr and Spagnolo (2013) gibi) yukarıda da bahsedildiği gibi tipik olarak yüksek kesimlerde oluşsa da günümüz deniz seviyesinde de sirklere rastlanılmaktadır (Faroe Adaları'nın kuzeyindeki sirkler gibi).

Sirkin oluşması için öncelikle buzul buzunun oluşmasına elverişli bir ortam olması gerekir. Buzul buzu basitçe, bilinen kar ve buz kristallerinden farklı karakterdeki özel yapısını kendi ağırlığı altında yeniden kristallenme ile kazandığı, oluşumu uzun yıllar süren, hareket yeteneği olan, suyun kristalize haline ait kütledir (Turoğlu, 2011).

Dağ buzullarında birikim zonu olarak kabul edilen neve sahasında, basit bir kar birikimi yamaçta tutunarak zamanla hacmi artar ve niteliği değişerek nivasyon sirki durumuna geçer (Turoğlu, 2011). Nivasyon sirki üzerindeki kar örtüsüne her yıl yeni kar örtüsü eklenmesi sonucunda, karı oluşturan kristaller arasındaki hava boşlukları zaman geçtikçe sıkışmaya bağlı olarak daha da azalır. Bu sırada kar örtüsünün en alt kısmından başlayarak kar, firn'e (neve buzulu) dönüşmeye başlar. Döngü devam ettikçe firn de metamorfizmaya uğrayarak buzul buzuna dönüşmüş olur. Buzul buzunun aşındırma faaliyetleri sonucunda ise sirkler yani söz konusu "sirkler" oluşur.

Buzulların aşındırmasını ve iyi gelişmiş sirkler oluşturmalarını sağlayan anahtar unsur rotasyonel akış (Lewis, 1949, 1960), buzul altı kaymayı artırır ve buzul yatağındaki aşınma sonucu oluşmuş malzemeleri ortadan kaldırır (Lewis, 1960). Rotasyonel akış tipik olarak buzulun yüzey açısı (α) $\sim 7^\circ$ 'yi aşınca başlar (Lewis, 1960) (Şekil 4.1). Sirkin, rotasyonel akışa bağlı gelişmesini sağlayan mekanizmalar ise dinamik (yüksek kütle akışlı), sıcak tabanlı buzulların tabanında maksimize olan koparma (*ing. quarrying/plucking*) ve abrazyondur (Galibert, 1962; White, 1970).

Şekil 4.1: Sirk gelişiminin farklı buzullaşmalara göre reaksiyonunun illüstrasyonu (a ve b) (Cook ve Swift, 2012; Barr ve Spagnolo, 2015b).



Buzul altı erime suyu drenajı, buzul altı erozyonda önemli faktörlerden biridir (Benn ve Evans, 2010). Bu drenaja kaynak akışının gerçekleştiği oluşumlar ise “randkluft” ve bergschrund” olarak adlandırılır. Sirk duvarı ve buzul arasındaki boşluğa randkluft; sirk duvarına yakın fakat temas etmeyen – genelde, hareketli ve hareketsiz buzulu ayırdığı düşünülen- krevaslara ise bergschrund denir (Barr ve Spagnolo, 2015b) (Şekil 4.1).

4.1.2. Sirklerin Sınıflandırılması

Sirklerin ayırımına dair pek çok sınıflama yapılmıştır (de Martonne, 1901; Rudberg, 1952; Vilborg, 1984 gibi) fakat bu sınıflamalardan en yaygın olarak kullanılmış olanı Evans ve Cox (1995) tarafından yapılmış olan sınıflamadır (Tablo 4.1 ve Tablo 4.2).

Sirkler, gelişim aşamalarına göre sınıflandırıldığı gibi, tiplerine göre de sınıflandırılır. Bu sınıflandırmalardan en bilineni Gordon (1977) ve Benn ve Evans (1998, 2010)’ın yaptığı sınıflandırma aşağıdaki gibidir:

Basit Sirkler: Orta boyutlarda, belirginleşmiş sirk unsurları ihtiva eden (taban, sirk duvarı, eşik), izohipslerin yarı dairesel uzanış gösterdiği, sirk içinde basamak veya eşik bulundurmeyen sirklerdir.

Sirk Tekneleri: Buzul vadisinin en yüksekte yer alan bölümüdür. Sirk-vadi arası bir şekle sahip olup, buzul vadisine doğru genişleyerek açılır.

Birleşik Sirkler: Benzer boyutlara sahip, birbirinden küçük sırtlarda ayrılan bir veya daha fazla sirk in birleşimi ile oluşan sirklerdir. Basamaklı Sirkler iki veya daha fazla sirk in birbiri üzerinde yer aldığı sirklerdir (Tablo 4.2).

Tablo 4.1: Sirklerin gelişim aşamasına göre sınıflandırılması. Evans ve Cox (1995)'dan.

Sirk Gelişim Aşaması	Tanımı
1= Klasik	Sirk duvarı ve sirk tabanı belirgin olarak ortaya çıkmıştır. Sirk duvarı taban çevresinde kavislenerek uzanmakta ve sirk tabanında göl bulunmaktadır.
2= İyi Gelişmiş	Sirk duvarı ve tabanı belirgin olarak ortaya çıkmıştır. Sirk duvarı taban çevresinde kavislenerek uzanmakta ancak sirk tabanında göl bulunmamaktadır.
3= Belirgin	Sirkin varlığı tartışmasızdır, ancak tabanı veya sirk duvarı özelliklerinden biri zayıf olabilir.
4= Az Gelişmiş	Zayıf, az gelişmiş ve bazı şüphelerin olduğu sirklerdir. Ancak iyi gelişmiş özelliklerden biri zayıf olanı telafi eder.
5= Marjinal	Varlığı ve orijini şüpheli olan sirklerdir.

Bir diğer sınıflandırma ise sirklerin buzul vadisine göre konumuna dair yapılan sınıflandırmadır (Trenhaile, 1976). Buna göre de sirkler üç sınıfa ayrılmıştır: (a), buzul vadisinin başlangıç noktasında yer alan “vadi başı sirkleri”; (b), buzul vadisinin yamaçlarında yer alan “vadi yamacı sirkleri”; (c), buzul vadisi ile bağlantısı olmayan izole veya bağımsız sirkler. Aşağıda, Karadağ’daki sirklerin farklı kriterlere göre sınıflandırılması verilmiştir (Tablo 4.2).

Tablo 4.2: Sirklerin çeşitli kriterlere göre sınıflandırılması.

Sirk Adı	Sınıflama kriterleri							Gelişim aşaması	Bakı
	Buzul vadisi ile olan konuma göre			Şekillerine göre					
	Vadi başı sirkleri	Vadi yamacı sirkleri	İzole veya bağımsız sirkler	Basit sirk	Sirk tekneleri	Birleşik sirkler	Basamaklı sirkler		
Akdağ			*	*				2	KD
Koyunçukuru			*	*				3	KB-K
Çağıllıpınaryayla		*		*				3	KB
Toranto			*	*				3	KD-D
Güngediği	*						*	2	GD
Gürlek	*				*			2	KB

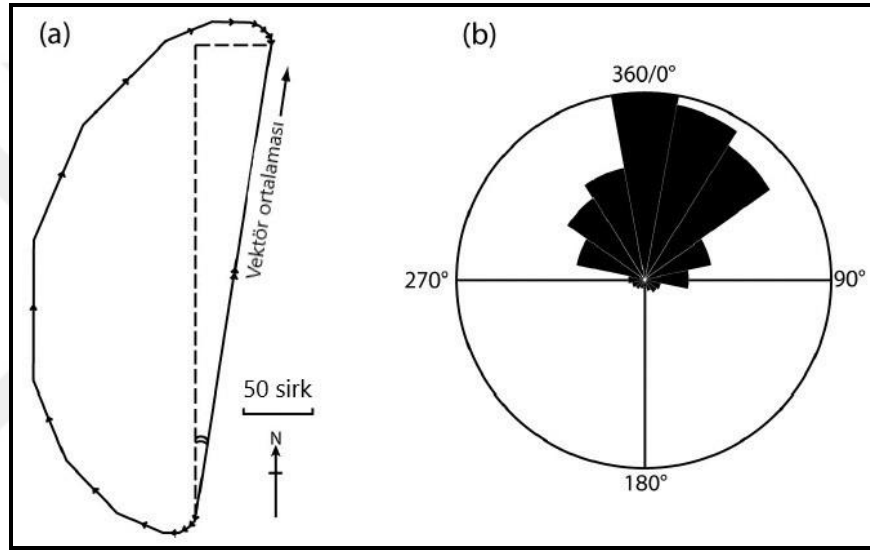
4.1.3. Sirk Bakısı

Bakı bir şeklin yatay düzlemdeki geometrik yönünün (kuzeyden saat yönünde derece cinsinden ölçülür) ölçüsüdür ve dairesel bir değişkendir (Barr ve Spagnolo, 2015b). Sirk bakısını ölçmek için çeşitli yöntemler (Evans, 1977; Evans ve Cox, 1995; Mîndrescu ve Evans, 2014; Delmas vd., 2015 gibi) kullanılmasının yanı sıra genellikle, sirki kabaca iki eşit parçaya ayıracak şekilde, sirk duvarından sirk eşiğine doğru çizilen orta eksen çizgisinin kuzey yönüyle yaptığı açı ile belirtilir (Evans, 1977; Evans ve Cox, 1995).

Sirk bakısı ölçüldükten sonra, kümülatif vektör diyagramları (Evans, 1977; Hassinen, 1998; Nelson and Jackson, 2003) kullanılarak sirklerin bakı görünümleri çizilmiştir, fakat gül diyagramlarına (Evans, 1977; DeGraff, 1979; Bathrellos vd., 2014) yönelik çizimler daha yaygındır (Şekil 4.2).

Kümülatif vektör diyagramları, çalışılan bölgedeki sirklerin oryantasyon yönünü, bir başka deyişle bölgedeki sirk popülasyonunun ortalama bakısını belirleyen bir yöntemdir (Evans, 1977). Bu diyagramlar, yön verisi için tek geçerli ortalama olan sonuç vektörünü gösterir (Curry, 1956). Elde edilen sonuç vektörünün, diğer münferit vektörlerin uzunluğunun toplamına olan yüzdesel oranı ise vektör kuvvetini yani bakıların yoğunlaşma derecesini verir (Evans, 1977).

Şekil 4.2: (a) Kümülatif vektör diyagramı (Evans, 1977) ve (b) bakı dağılışını gösteren gül diyagramı (Evans, 1977; Barr ve Spagnolo, 2015b)'dan alınmıştır.



Pawlowski (1936), bir kütle üzerindeki ana zirvelerin her iki tarafında yer alan sirklerin dağılışının dengesizliğini “buzul asimetrisi” olarak tanımlamıştır. Evans (1977) ise vektör kuvvetinin sirk oryantasyonunun asimetri (buzul asimetrisi) derecesi olarak yorumlanabileceğini ileri sürmüştür (Tablo 4.3). Bu görüşe göre asimetri, buzul oluşumu ve dolayısıyla sirk oluşumu için “en iyi yön” tercihini temsil etmektedir (vektör ortalamasına bağlı olarak).

Evans (1977) buzul asimetrisinin kalıcı kar sınırı alçaldığında bakının kontrolünün azalmasına bağlı olarak azaldığını belirtmiş ve sonuç olarak “buzul örtüsünün artışıyla buzul asimetrisinin azalması kanunu”nu ortaya koymuştur. Buna göre, buzullaşma sınırlıysa (zirvelerin, bölgesel KKS’nin hemen üzerinde olması gibi), buzullar yalnızca iklimik şartların lehine olduğu yamaçlarda gelişip sirk oluşturabilirken, daha geniş çaplı buzullaşma dönemlerinde (zirvelerin, bölgesel

KKS'nin çok üzerinde olması gibi) buzulların ve dolayısıyla sirklerin gelişmesi, iklimatik şartlara daha az bağılılık göstermektedir (Barr ve Spagnolo, 2015b).

Tablo 4.3: Vektör kuvvetinin önerilen yorumu (Evans, 1977)'dan alınmıştır.

Vektör Kuvveti	Asimetri Derecesi
> %80	Aşırı Asimetrik
% 60-80	Çok Asimetrik
% 40-60	Oldukça Asimetrik
% 20-40	Az Asimetrik
< %20	Simetrik

4.1.4. Sirk Taban Yükseltisi

Sirk taban yükseltisi için çeşitli ölçümler (Mîndrescu ve Evans, 2014; Bathrellos vd., 2014; Federici ve Spagnolo, 2004 gibi) olsa da kullanılan en yaygın ölçümler minimum taban yüksekliği ya da sirk eşiğinin minimum yükseltisidir (Andrews ve Miller, 1972; Evans ve Cox, 1995 gibi) (Barr ve Spagnolo, 2015b). Sirk taban yükseltisinin en önemi özelliği tek bir dağ silsilesi içerisinde bile önemli ölçüde değişebilmesidir (Flint, 1957; Anders vd., 2010; Barr ve Spagnolo, 2015b).

4.2. Paleo-ortam Koşulların Delilleri Olarak Sirkler

Sirkler, eğer bir buzul tarafından işgal edilmiş durumdaysa genellikle “aktif”, buzul tarafından işgal edilmemiş durumdaysa “aktif olmayan” sirkler olarak tanımlanırlar. Buna bakılarak, söz konusu çalışma sahası olan Karadağ üzerindeki tüm sirklerin aktif olmayan sirkler olduğunu söylemek mümkündür.

Aktif sirkler, paleo-ortam koşullarına dair bir delil olarak kullanılma açısından daha az elverişlidir. Bunun temel sebebi sirkin özelliklerinin (taban yükseltisi gibi) detaylı analizlerinin yapılamayacak olmasıdır (Mitchell and Humphries, 2015). Aksine, aktif olmayan sirkler yapılacak herhangi bir ölçüm için daima uygundur, dolayısıyla bu sirklerden paleo-ortam koşulları (özellikle de buzul ve periglasiyal koşulların stil, süre ve yoğunluğu gibi) hakkında bilgi edinilebilir. Bunun dışında sirkler, geçmiş periyotlardaki buzullaşma dönemleri sırasındaki sıcaklıklar, yağış gradyanları, bulut

örtüsü ve rüzgar yönleri hakkında bilgi sağlayabilir (Hughes vd., 2007; Anders vd., 2010; Mîndrescu vd., 2010). Bu bilgileri elde etmek için bazı faktörleri değerlendirip analiz etmek gerekir: (i) sirk bakışı; (iii) sirk taban yükseltisi; (iv) sirk morfometrisi (boyut ve şekilleri gibi) (Barr ve Spagnolo, 2015b).

4.2.1. Sirk Bakışı ve Paleo-ortam Koşulları

Kuzey yarımküredeki en düşük KKS'lerin bir çoğu, güneybatı yönlü hakim rüzgarlara ve düşük solar radyasyona bağlı olarak kuzeydoğu yönlü yamaçlarda/havzalarda yer alır (Douglas ve Evans, 2010).

İlk defa Helland (1877) tarafından, sirklerin kökenine kanıt olarak kullanılan sirk bakışı, daha sonra Enquist (1916) tarafından paleo-rüzgarların rekonstrüksiyonu için kullanılmıştır. Bu yaklaşımda, rüzgarla birlikte gelen karın sürüklenme yönü, sirk bakışı ile aynı yönde olması gerektiği varsayılmıştır (Holtedahl, 1949; Garcia-Sáinz, 1950; Evans, 1977). Enquist (1916), buna dayanarak buzul oluşmadan önceki rüzgarların esiş yönü hakkında fikir sahibi olunabileceğini iddia etmiştir. Fakat Evans (1997)'a göre, buradan elde edilecek bilgi, bir kesinlik taşımamaktadır.

Rüzgarlar yalnızca esiş yönüne bağlı olarak kar birikimi gerçekleştirmezler. Douglas ve Evans (2010), bölgesel KKS'nin en yüksek zirvelerin hemen altında uzandığı yerlerde, yalnızca rüzgaların karları püskürtmesiyle kar birikiminin gerçekleşebileceğini ve buzulların oluşabileceğini; buna ek olarak sarp yamaçları olan zirveler üzerinde yeterli birikim gerçekleştiremeyen karların, çığ olarak daha alçak yükseltilere inmesiyle buzulları besleyerek, buzulların KKS'nin altında gelişmelerini bile sağlayabildiğini belirtmiştir.

Solar radyasyon ise buzulun, dolayısıyla sirkin gelişmesini etkileyen bakıyla ilişkili bir diğer etmendir. Sirklerin kuzey yarımkürede çoğunlukla K-KD, güney yarımkürede ise çoğunlukla G-GD yönde gelişmesi üzerinde doğrudan etkilidir. Solar radyasyonun doğrudan ilişkili olduğu bir diğer parametre ise bulut örtüsüdür.

Sirklerin bakı asimetrisi paleo-bulut örtüsü için bilgi sağlayabilir (Barr ve Spagnolo, 2015b). Benzer şekilde, sirk taban yükseltisindeki bakıyla ilgili farklılıklar da paleo-bulut örtüsü için kullanılabilir (Evans, 2006). Öne sürülen bu iki uygulama

da yeryüzünün aldığı direkt solar radyasyondaki değişimlerin buzul oluşumunu doğrudan etkilediği varsayımına dayalıdır (Evans, 2006). Doğrudan solar radyasyona maruz kalan yamaçlardaki buzul gelişimi yükseltiyle doğrudan ilişkilidir. Eğer yükselti yeterli değilse, buzul oluşumu için gerekli sıcaklığa ulaşamaz. Gerekli yükseltiye ulaşamayan yerlerde solar radyasyonun direkt olarak engelleyecek yegane unsur bulutluluk olacağından, bu bölgelerde bulut örtüsü buzullaşmayı kontrol eden ana etkenlerden biridir.

Sirk bakısından elde edilebilecek bir diğer veri ise paleo-buzullaşmanın yayılışıdır. Evans (1997)'in ortaya koyduğu “azalan buzul asimetrisiyle buzul örtüsünün artması kanunu”na göre (Bölüm 4.1.3) buzullaşmanın geniş çaplı olduğu bölgelerdeki sirkler geniş bakı aralıklarındayken (vektör kuvvetinin düşük olması gibi), marjinal buzullaşma alanlarında sirkler, tutarlı bir bakı aralığındadır (vektör kuvvetinin yüksek olması gibi) (Barr ve Spagnolo, 2015b).

Evans (1974,1977), ortaya koyduğu “azalan buzul asimetrisiyle buzul örtüsünün artması kanunu”na dayanarak British Columbia’da yaptığı çalışmada, iç kısımlardaki marjinal buzullaşma alanlarında %95 olarak hesapladığı vektör kuvvetini, geçmişteki KKS’nin daha düşük olduğu kıyıya yakın alanlarda ise %55 yani “oldukça asimetrik” olarak hesaplamıştır. Hassinen (1998) de Kuzey İskandinav’da Senja (Norveç)-Kilpisjärvi (Finlandiya) arasındaki sirkler ile ilgili yaptığı çalışmada Evans (1997)’i destekleyen bir sonuca ulaşmıştır. Bölgedeki sirklerin vektör kuvvetlerinin %15.8 ile %79.9 arasında çeşitlilik gösterdiğini belirten Hassinen (1998), vektör kuvvetinin yüksek olduğu alanlarda buzullaşmanın yoğun olmadığını, %15.8-%22.4 gibi düşük olduğu alanlarda ise buzullaşmanın yoğun ve geniş olduğunu sonucuna varmıştır.

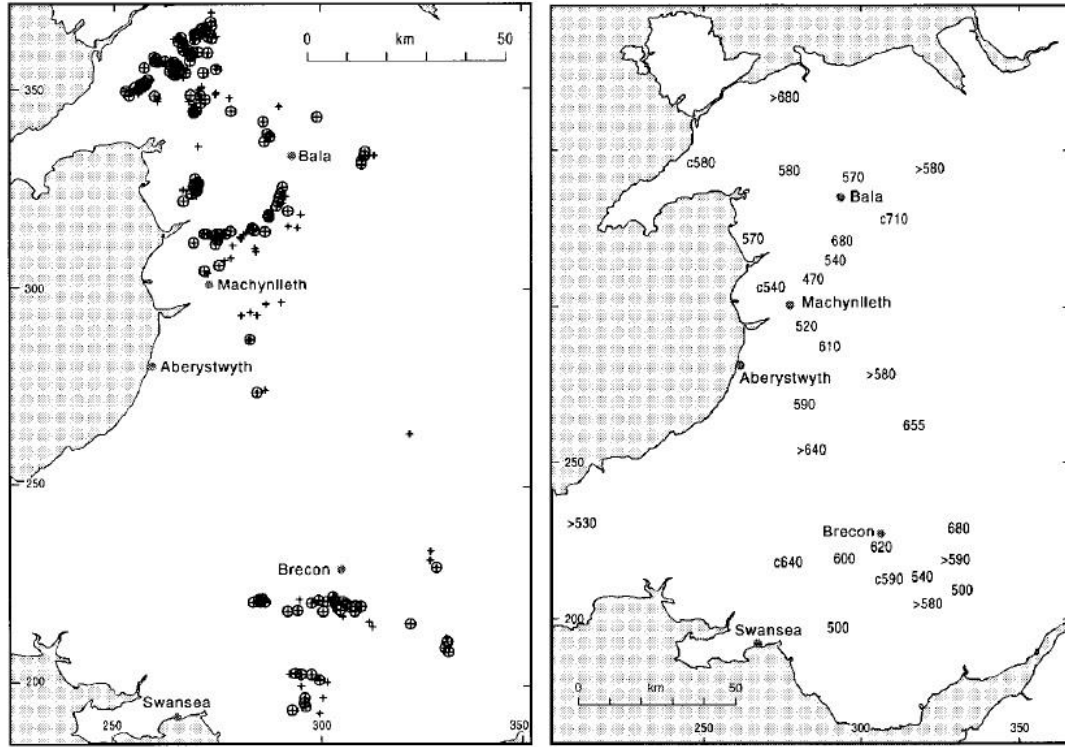
4.2.2. Sirk Taban Yükseltisi ve Paleo-ortam Koşulları

Sirk taban yükseltisi, sirk bakısı ile birlikte buzul dönemlerindeki iklimin morfolojik etkisini uzun vadede bütünlüğünü gösteren parametrelerden biridir (Evans, 1977; Nelson ve Jackson, 2003). Litoloji, yapı, topografya ve paleo-iklim gibi faktörler, sirk taban yükseltisinin değişebilirliği üzerinde etkili olan temel faktörlerdir.

Birçok ortamda, buzulların oluşabileceği yükseklikteki bölgesel eğilimler, nemin varlığına bağlıdır. Bunun sonucu olarak sirk taban yükseltisindeki bölgesel değişimlerin genellikle geçmiş dönem buzullaşmalarındaki paleo-yağış değişimlerini yansıttığı nitelendirilir (Peterson ve Robinson, 1969; Hassinen, 1998; Principato ve Lee, 2014; Barr ve Spagnolo, 2015b). Örneğin; Evans (1999), Galler boyunca var olan sirk taban yükseltilerini analiz etmiş ve şu anki düşük yağış ve nispeten yüksek sıcaklığa rağmen, Galler'in güney bölümünde yer alan sirk taban yükseltilerinin, Galler'in kuzeyindekilere göre daha düşük olduğunu belirtmiştir (Şekil 4.3). Buna göre, bu sirk tabanlarının bulunduğu sirklerin oluşumu sırasında Galler'in güneyindeki kar yağışının, kuzeyine göre daha fazla olduğu söylenebilir. Evans (1999), bununla ilgili iki olası açıklama ileri sürmüştür: (i) daha önceki buzullaşma dönemlerinde Cardigan Körfezi ve İrlanda Denizi'ndeki buzlu koşulların (denizin buz tutması) Kuzey Galler'deki kar yağışını sınırlaması; ve (ii) geçmiş dönemlerde güneyden esen rüzgarların etkisinin artması. Bu rüzgarlar güneyden eserken Güney Galler'e yağış bırakmış olabilir, fakat Kuzey Galler'e ulaştığında bütün nemini kaybetmiş ve kar yağışını sınırlamış olabilir (Barr ve Spagnolo, 2015b).

Yukarıda da bahsediliği gibi nem (daha geniş kapsamla iklim), yükseltiye bağlı buzullaşmada; buna bağlı olarak da sirk taban yükseltisinin üzerinde anahtar rol oynamaktadır. Bu, geçmiş dönemlerdeki buzul oluşumunda bölgesel iklimik KKS'nin, sirk tabanını kontrol ettiği anlamına gelmektedir (Barr ve Spagnolo, 2015b). Bu ortaklığın sonucu olarak, sirk taban yükseltileri, geçmiş dönemlerdeki KKS'leri belirlemek için kullanılmıştır (Porter, 1964, 1989; Williams, 1975; Pelto, 1992 gibi).

Şekil 4.3: Galler'deki sirklerin dağılışı. Daha iyi gelişmiş derecedeki sirkler (belirgin, iyi gelişmiş ve klasik) dairelerle, az gelişmiş ve marjinal sirkler ise artılarla gösterilmiştir (solda); sirklerle ifade edilen paleobuzullaşma seviyeleri ("m" olarak). Sonuçlar ± 20 metreden daha kesin olmakla birlikte "c", daha geniş bir hata payını (40 m gibi) ima etmektedir. Evans (1999)'dan.



Porter (1989), Kuzey Cascade Dağları'nda (North Cascades/Amerikan Alpleri) yaptığı çalışmada, sirk taban yükseltilerinin eski sirk buzullarının KKS'sinin 50 m kadar altında uzandığını belirtmiştir. Bununla birlikte sirklerin oluşumunda birden fazla buzullaşmanın etkili olması ve sirk taban tarafından işgal edildiğine dair kronolojinin oluşturulamaması, belirli evrelere dair KKS hesaplamasını zorlaştırır (Barr ve Spagnolo, 2015b). Bu sebeple, -yukarıda da belirtildiği gibi- çok sayıda buzul devresinin kompozit ürünü olan sirkler gibi, sirk taban yükseltilerinin de "kompozit" Pleyistosen KKS'lerini yansıttığı varsayılmalıdır (Flint, 1957; Porter, 1964).

Buzul erozyonunun maksimum seviyede olduğu KKS (buzul akışının ve hızının en yüksek olduğu nokta olarak) dikkate alınarak sirk taban yükseltileri, buzulların yeryüzünün gelişimindeki etkisini analiz etmek için de kullanılmıştır (MacGregor vd., 2000; Mitchell ve Montgomery, 2006). Şöyle ki, bir bölge geniş çaplı buzullar

tarafından işgal edildiğinde ve KKS, sirk taban yükseltilerinin altında kaldığında buzul, sirk eşiğini aşar ve maksimum buzulaltı erozyonun gerçekleşmesiyle birlikte buzul vadisi oluşturmaya başlar (Oskin ve Burbank, 2005; Valla vd. 2011). Aksine, sirk tipi buzul oluşumunda ise maksimum buzulaltı erozyon sirkin içerisine odaklanır ve düşey (vertikal) erozyon ve özellikle de sirk duvarındaki erozyon dikleşmeye sebep olur ve yamaçların sirk tabanına çökmesine sebep olur (Mitchell ve Montgomery, 2006; Anders vd., 2010, Champagnac vd., 2012). Sonuç olarak, sirk buzulunun gerçekleştirdiği erozyon, zirve yükseltilerini efektif bir şekilde etkileyebilir.

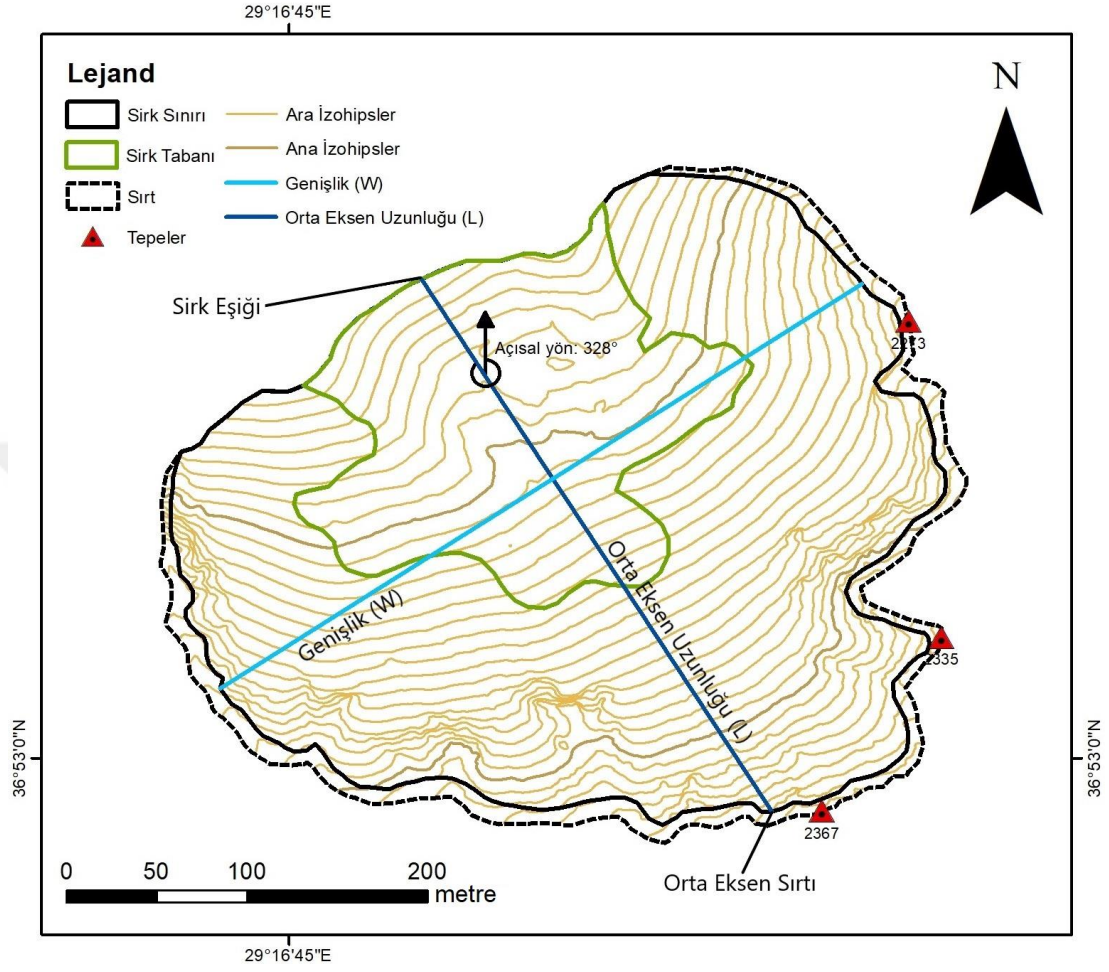
4.3. Sirk Morfometrisi

Morfometri, en basit tabirle yeryüzündeki bir şeklin ya da alanın çeşitli şekilsel özelliklerinin, harita veya arazi üzerinde ölçülmesidir. Bu ölçümler sonucunda elde edilen nicel verilerin analizi ile araştırılan şekillerin morfolojisi, geçmişi, güncel durumu vb. özellikleri hakkında kayda değer bilgiler edinmek mümkündür (Barr ve Spagnolo, 2015b).

Morfometri çalışmalarının, geçmişte yalnızca arazi üzerinde ve topografya üzerinden yapılırken, günümüzde özellikle de bilgisayarların gelişmesi ile birlikte ortaya çıkan Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) yazılımları ve uzaktan algılama tekniklerinin gelişmesi ile geçmişteki ağır iş yükü çok büyük oranda hafiflemiştir.

Sirk morfometrisinde ise amaç, sirk gelişimi sırasındaki süreci ve sirk oluşumundan sorumlu mekanizmayı anlamak ve bunun sonucunda edinilen bilgiyi paleo-ortam koşullarını yorumlamak için kullanmaktır (Barr ve Spagnolo, 2015b). Sirk morfometrisi bu amaçlar için kullanıldığında sirk ile ilgili çeşitli ölçülebilen parametreler dikkate alınmaktadır (Şekil 4.4). Sirk morfometrisi için kullanılan temel parametreler dahi çeşitlilik gösterir. Bu çalışma kapsamındaki morfometrik analizler Çılğın (2012) ve Çılğın ve Bayrakdar (2018)'ın kullandığı parametreler temel alınmıştır (Tablo 4.4).

Şekil 4.4: Sirklerin tanımlanmasında kullanılan ana çizgiler (Örnek: Gürlek Sirki).



Tablo 4.4: Sirk Morfometrik Parametreleri (Evans, 2006; Evans ve Cox, 1995; Simoni, 2011; Çılğın, 2012; Çılğın ve Bayrakdar, 2018).

No.	Morfometrik Parametreler	Ölçü Birimi	Hesaplama Yöntemi	Kategori
V1	Minimum taban yüksekliği (lowalt)	m	Ölçme	Yükseklik
V2	Ortalama taban yüksekliği (flooralt)	m	$(V3+V1)/2$	
V3	Maksimum taban yüksekliği (maxfalt)	m	Ölçme	
V4	Orta eksen de sirk duvarı yüksekliği (medcalt)	m	Ölçme	
V5	Ortalama sirk yüksekliği (medalt)	m	$(V4+V1)/2$	
V6	Maksimum sirk duvarı yüksekliği (maxcalt)	m	Ölçme	
V7	Su bölümü çizgisi maksimum yüksekliği (maxabalt)	m	Ölçme	
V8	Orta eksen yüksekliği (H)	m	$V4-V1$	Boyutlar
V9	Maksimum taban amplitüdü (maxflaml)	m	$V3-V1$	
V10	Orta eksen uzunluğu (sırttan eşiğe) (L)	m	Ölçme	
V11	Orta eksene dik maksimum genişlik (W)	m	Ölçme	
V12	Orta eksen duvar yüksekliği	m	$V4-V3$	
V13	Uzunluk/genişlik oranı (L/W)		$V10/V11$	
V14	Uzunluk/yükseklik oranı (L/H)		$V10/V8$	
V15	Genişlik/yükseklik oranı (W/H)		$V11/V8$	
V16	Çevre uzunluğu (P)	m	Ölçme	
V17	Sirk tabanı alanı	km ²	Ölçme	
V18	Sirk alanı	km ²	Ölçme	
V19	Relatif boyut	km ²	$V18/V8$	
V20	Ana boyut	km ³	$2*V18*V8/3$ veya $\pi*(V10-V11)*V8/6$	
V21	Dairesellik indeksi		$4\pi*V18/V16^2$	
V22	Orta eksenin yönü	derece	Ölçme	Bakı
V23	Relatif yön		Ölçme	
V24	Orta eksen eğimi	derece	$\arcsin(V8/V10)$	Eğim
V25	Ortalama taban eğimi	derece	$\arcsin(V9/ L \text{ sirk tabanı})$	
V26	Ortalama sirk duvarı eğimi	derece	$\arcsin(V12/ L \text{ sirk duvarı})$	

4.3.1. Sirk Morfometrisi ve Paleo-ortam Koşulları

Sirk morfometrisindeki değişkenlik Federici ve Spagnolo, (2004) ve Mîndrescu vd., (2010) gibi araştırmacılar tarafından paleo-ortam koşullarına delil olarak kullanılmıştır (Barr ve Spagnolo, 2015b). Sirk morfometrisindeki morfometrik bilgi ise spesifik olarak, sirk gelişiminin niteliğini ve boyutunu değerlendirmek ve daha sonra paleoiklim ile bağlantı kurmak için kullanılmıştır (Barr ve Spagnolo, 2015b).

Sirk boyutlarının genellikle buzul erozyonunun yoğunluğunu, süresini, niteliğini ve periglasiyal ayrışmayı yansıttığı ifade edilir. Sonuç olarak, sirk morfometrisindeki mekansal değişkenlik, bu faktörlerdeki mekansal değişkenliği ortaya çıkarmak için kullanılmıştır (Federici ve Spagnolo, 2004; Steffanová ve Mentlík, 2007; Delmas vd., 2015 gibi). Genel olarak bu yaklaşım, üç temel varsayıma dayanmaktadır: (i) sirk içinde nispeten büyüyen buzulun ilerleyip sirk eşiğini aştığında, sirk in uzama, genişleme (yanlara aşındırma) ve derinleşme (derine aşındırma) hızını geride bırakır ve buzulun sirk içindeki rotasyonel hareketi (Şekil 4.1) büyük oranda yavaşlar, böylelikle düşey (vertikal) oyulma limitlenmiş olur; (ii) sirk tipi buzulların işgal ettiği dönemlerdeki sirk gelişimi kabaca izometrik olur, yine de genişleme, uzunlaşmayı nispeten geride bırakırken üstüne, derinleşmeyi de oransal olarak geçer; (iii) sirk gelişimi periglasiyal ayrışma tarafından domine ediliğinde de genişleme, uzunlaşmayı geçer; özellikle de derinleşmeyi geride bırakır (Barr ve Spagnolo, 2015b). Sirk duvarı ile sirkteki düşey erozyonun karşılaştırılmasına dair yapılan denemeleri göstermek için hazırlanmış olan tabloda (Tablo 4.5), (ii) numaralı varsayımın az da olsa desteklendiği görülmesine rağmen, diğer varsayımları test etmek için elde edilmiş herhangi bir veri bulunmamaktadır ve bununla birlikte bu varsayımlar makul görünmekte olup bir çok araştırmacı tarafından (Damiani ve Pannuzi, 1987; Federici ve Spagnolo, 2004; Barr ve Spagnolo, 2013; Seif ve Ebrahimi, 2014 gibi) kabul edilmektedir.

Tablo 4.5: Yayınlanmış erozyon hızları. Sanders vd. (2013)'ten alınmıştır.

Lokasyon	Erozyon hızı (mm a⁻¹) (Düşey/sirk duvarı)	Zaman ölçeği (yıl)	Kaynak
Marie Byrd Arazisi, Antarktika	0.4/5.8	3–8 × 10 ⁵	Andrews ve LeMasurier (1973)
Arapho Buzulu, Front Range, Colorado, ABD	0.095-0.17/-	Yeni	Reheis (1975)
Pangnirtung Fiyordu, Baffin Adası, Kolorado, ABD	0.008-0.076/-	~103	Anderson (1978)
Sangre de Cristo Range, Kolorado, ABD	-/0.92-1.31	~104	Grout (1979)
Kråkenes, Norveç	0.5-0.6/-	7 × 10 ⁵	Larsen ve Mangerud (1981)
Ivory Gölü, Güney Alpleri, Yeni Zelanda	5.3-5.9/-	4	Hicks vd. (1996)
Ovre Beiarbreen, Norveç	430.18/-	6	Bogen (1996)
Ben Ohau Range, Yeni Zelanda	0.29/0.44	7.5 × 10 ⁵	Brook vd. (2006)
Nisqually Buzulu, Washington, USA	5/-	Yeni	Mills (1979)

Sirk morfometrisindeki bakı ile ilgili varyasyonlar da lokal iklime dair geçmişteki farklılıklara ve geçmiş buzullaşmaların yayılış ve boyutlarına dair bağlantı oluşturur (Barr ve Spagnolo, 2015b). Örneğin, Delmas vd. (2014,2015), Fransız Pireneleri'ndeki kuzeydoğu yönlü sirkler en yüksek irtifaya (*ing.* altitudinal range, H) sahipken, güneydoğu yönlü yamaçta gelişen sirklerin daha sığ olduklarını belirtmiştir. Sonuç olarak Delmas vd. (2014,2015), kuzeydoğu yönlü gelişen buzulların belki de daha uzun ömürlü olup, kayda değer bir buzulaltı aşındırmaya izin verdiğini, bununla birlikte güneydoğu yönlü yamaçlarda gelişen sirklerin belki de kısa ömürlü olup periglasiyal genişlemenin buzulaltı aşındırmayı geride bıraktığını iddia etmiştir.

4.4. Karadağ'daki Sirklerin Morfometrik Özellikleri

Alpin tipi buzullaşmalara örnek olan Karadağ'da, iyi gelişmiş sirk örnekleri mevcuttur. Karadağ'da mevcut altı sirk üzerinde yapılan morfometrik analizler sonucunda elde edilen kantitatif verilerden birtakım sonuçlar elde edilmiştir (Tablo 4.6). Bu sonuçlara ait bulgular ve aşağıda açıklanmaya çalışılmıştır. Bu kapsamda sirklerin yükselti, boyut, eğim ve bakı özellikleri açıklanmıştır.

4.4.1. Yükselti

Genel olarak, belli bir buzullaşma alanı içerisinde gelişen sirklerde daha yüksekte olanların, daha çok buzullaşma döngüsüne maruz kalması ve buzullar tarafından daha çok işgal edilmesine bağlı olarak, daha gelişmiş olmaları kabul edilir. İyi gelişmiş sirklerin temel özelliği, iç bükeylik (*ing. concavity*) ve kapalılık (*ing. closure*) özelliklerini daha iyi yansıtmaları olarak belirtilmektedir (Çılğın ve Bayrakdar, 2018).

Karadağ üzerindeki sirkler, daha önce de bahsedildiği gibi buzullaşma alt sınırının nispeten alçak olmasından dolayı, oldukça düşük seviyelerde gelişmişlerdir. Burada bulunan 6 sirkin ortalama taban yükseltisi (sirk tabanı dikkat alındığında) 2108 m olarak bulunmuştur. Koyunçukuru Sirki, 1920 m yükseltisi Karadağ üzerindeki en alçak sirktir. Maksimum sirk duvarı yükseklikleri de dikkate alındığında yükseltisi 2418 m olan Karadağ'da, zirveye yakın sirk gelişmemesi dikkat çekmektedir. Nispeten zirveye yakın seviyelerde gelişen Güngediği ve Gürlek Sirkleri, zirvenin bulunduğu Güntutan Dağı'nın doğu ve batı yamaçlarında gelişmemiş olması, bir diğer dikkat çekici noktadır. Ayrıca bu iki sirk, kütle üzerindeki en yüksek sirklerdir ve ikisi de buzul vadisi başlangıç noktasıdır.

Sirklerin yükselti aralığı ise 1920-2233 m arasındadır. Yükselti, düşükten yükseğe doğru sıralandığında Koyunçukuru Sirki dışındaki sirklerin arasında yükselti farkının 70 m olduğu görülmekte olup; Toranto, Güngediği ve Gürlek Sirklerinin arasındaki yükselti farklarının birbirine yakın olduğu görülmektedir.

Tablo 4.6: Karadağ'daki sirklerin morfometrik değerleri

		Morfometrik Parametreler																										
		Min. Taban Yük. (m)	Ort. Taban. Yük. (m)	Maks. Taban Yük. (m)	O.E. Sirk Duvarı Yük. (m)	Ort. Sirk Yüksekliği (m)	Maks. Sirk Duvarı Yük. (m)	S.B.Ç. Maks. Yük. (m)	O.E. Yüksekliği (H) (m)	Maks. Taban Amp. (m)	O.E. Uzunluğu (L) (m)	O.E. Dik Maks. Genişlik (W) (m)	O.E. Duvar Yüksekliği (m)	Uzunluk/Genişlik Oranı (L/W)	Uzunluk/Yükseklik Oranı (L/H)	Genişlik/Yükseklik Oranı (W/H)	Çevre Uzunluğu (P) (m)	Sirk Tabanı Alanı (km ²)	Sirk Alanı (S) (km ²)	Relatif Boyut (km)	Ana Boyut (km ³)	Dairesellik indeksi	Orta Eksenin Yönü (°)	Relatif Yön	Orta Eksen Eğimi (°)	Ort. Taban Eğimi (°)	Ort. Sirk Duvarı Eğimi (°)	Sirkin Gelişim Aşaması
sirk	No.	V1	V2	V3	V4	V5	V6	V7	V8	V9	V10	V11	V12	V13	V14	V15	V16	V17	V18	V19	V20	V21	V22	V23	V24	V25	V26	
	Akdağ	2037	2090	2144	2293	2165	2296	2308	256	107	484	578	149	0.83	1.89	2.25	1741	0.065	0.208	0.81	0.0354	0.86	25	KD	31.9	22	48	2
	Koyunçukuru	1889	1920	1951	2024	1957	2054	2060	135	62	293	381	73	0.76	2.17	2.82	1165	0.026	0.097	0.5	0.0087	0.89	343	KB-K	27.4	25.3	29.6	3
	Çağıllıpınaryayla	2040	2065	2091	2195	2117	2204	2222	155	51	275	312	104	0.88	1.77	2.01	1051	0.01	0.074	0.47	0.0076	0.84	309	KB	34.3	23.7	45	3
	Toranto	2130	2160	2190	2245	2188	2247	2250	115	60	295	338	55	0.87	2.56	2.93	1098	0.013	0.075	0.65	0.0058	0.78	68	KD-D	22.9	15.8	48	3
	Güngediği	2158	2184	2210	2370	2264	2376	2388	212	52	637	630	160	1.01	2.97	2.97	2214	0.084	0.337	1.58	0.0476	0.86	115	D-GD	19.4	9.8	28.9	2
	Gürlek	2195	2233	2271	2343	2269	2348	2361	148	76	282	311	72	0.9	1.9	2.1	1041	0.034	0.075	0.5	0.0074	0.86	328	KB	31.6	23.3	53.1	2
	Ortalama	2074	2108	2143	2245	2160	2254	2260	170	68	377	425	102	0.87	2.21	2.51	1385	0.038	0.144	0.75	0.018	0.85	198	GB	28	20	42.1	

4.4.2. Boyut

Sirkler, dağ buzullarının sıklıkla karşılaşılan aşınım şekillerinden biridir ve buzul akışına elverişli olarak gelişen yeryüzü şekilleridir (Turoğlu, 2011). Dolayısıyla, gelişim sürecinde en son evreye ulaştıklarında, buzul akışı için de en elverişli döneme ulaşmış olurlar. Barr ve Spagnolo (2015)'nin dünyanın farklı noktalarında yapılan araştırmalardan, derledikleri toplam 10.362 sirkin morfometrik özellikleri dikkate alındığında, ortalama bir sirkin 744 m uzunluğa, 749 m genişliğe ve 309 m yüksekliğe sahip olduğu belirtilmiştir (Tablo 4.8).

Karadağ'daki sirklerin ortalama uzunluğu 377 m, ortalama genişliği 425 m, ortalama yüksekliği ise 170 m olarak tespit edilmiştir (Tablo 4.6). Bu sirklerin ortalama uzunluk, genişlik ve yükseltisi, Barr ve Spagnolo (2015b)'nin verileri ile karşılaştırıldığında, oldukça alt seviyelerde kalmaktadır (Tablo 4.8). Diğer yandan, veriler birbirleriyle oranlandığında uzunluk ve yükseltide Barr ve Spagnolo (2015b)'nin verisindeki değerlerin hemen hemen yarısına denk gelen Karadağ'daki sirkler, genişlik olarak yarı değerden fazla görülmektedir. Bathrellos vd. (2014), iklim ve enlem açısından Türkiye'nin Ege ve Akdeniz kıyıları ile benzer olan Yunanistan'daki sirkler ile ilgili yaptığı çalışmasında, Karadağ'da yer alan sirklerin ortak noktaları olduğu görülmektedir (Tablo 4.7).

Uzunluğun genişliğe (L/W), uzunluğun yükseltiye (L/H) ve genişliğin yükseltiye (W/H) olan oranları, sirkin boyut oranları için kullanılan parametrelerdir (Graf, 1976; Seif ve Ebrahimi, 2014 gibi). L/W oranı sirkin alan-ölçümsel şeklini tanımlar (Uzunluğun genişlikten fazla ($L/W > 1.0$), genişliğin uzunluktan fazla ($L/W < 1.0$) veya neredeyse dairesel ($L/W \sim 1.0$) olması gibi) (Barr ve Spagnolo, 2015b). L/H ve W/H ise sirkin oyulmasını, yani aşınmaya bağlı derinleşmesini ifade eder (Barr ve Spagnolo, 2015b). L/H ve W/H oranlarının düşük olması, oyulmanın fazla olduğunu gösterir (Bathrellos, 2014).

Tablo 4.7: Yunanistan'daki sirklerin morfometrik parametrelerinin değerleri (maksimum, minimum ve ortalama değerler): alan (A) (km² olarak); orta eksen de sirk duvarı yüksekliği (Ap) ve orta eksen de sirk eşiği (Lip), ortalama sirk yüksekliği (M), genlik (Am), genişlik (W), uzunluk (L) (metre olarak); uzunluk-genişlik oranı (L/W) ve genişlik-amplitüt oranı (W/A). Bathrellos vd. (2014)'ten alınmıştır.

	A	Ap	Lip	M	Am	W	L	L/W	W/A
Macedonia: 48 sirk									
Maks.	3.1	2900	2700	2770	700	2212	1779	5.6	8.5
Min.	0.1	1820	1600	1710	60	320	195	0.3	1.1
Ort.	0.5	2471	2209	2340	263	702	630	1.0	3.2
Top.	24.1								
Epirus: 68 sirk									
Maks.	2.5	2600	2320	2460	900	2146	1797	2.9	8.4
Min.	0.1	1700	1500	1600	80	166	137	0.1	0.6
Ort.	0.4	2201	1893	2047	308	766	502	0.7	2.8
Top.	30.3								
Thessaly: 50 sirk									
Maks.	3.5	2280	2000	2070	640	2468	1334	2.1	5.3
Min.	0.1	1700	1500	1620	120	304	159	0.3	1.0
Ort.	0.5	1958	1669	1814	289	731	473	0.7	2.7
Top.	22.9								
Stereia Hellas: 63 sirk									
Maks.	0.6	2480	2300	2370	380	956	2575	3.6	16.2
Min.	0.03	1700	1600	1650	40	149	53	0.1	0.8
Ort.	0.2	2091	1911	2001	180	457	374	0.9	3.2
Top.	10.9								
Peloponnesus: 19 sirk									
Maks.	0.3	2280	2220	2250	300	804	654	1.8	9.2
Min.	0.03	1700	1600	1650	40	163	145	0.2	1.4
Ort.	0.1	1942	1797	1869	145	442	253	0.6	3.8
Top.	2.6								
Crete (Girit): 17 sirk									
Maks.	0.5	2440	2320	2360	540	837	905	2.2	18.5
Min.	0.10	1920	1820	1870	20	290	162	0.3	1.0
Ort.	0.2	2275	2096	2186	179	489	524	1.1	5.1
Top.	4.2								

Tablo 4.8: Küresel ölçekteki sirklerden alınan bazı morfometrik veriler. Ölçümler her bir çalışma için minimum, ortalama ve maksimum olarak; uzunluk (L), genişlik (W) ve yükseklik (H) metre cinsinden ve alan km^2 cinsinden kaydedilmiştir. Her bir çalışma için alıntılar: (1) Gómez-Villar vd. (2015); (2) Bathrellos vd. (2014); (3) Delmas vd. (2014); (4) Mîndrescu ve Evans (2014); (5) Principato ve Lee (2014); (6) Seif and Ebrahimi (2014); (7) Barr and Spagnolo (2013); (8) Křížek and Mida (2013); (9) Křížek et al. (2012); (10) Ruiz-Fernández vd. (2009); (11) Hughes vd. (2006); (12) Steffanová ve Mentlík (2007); (13) Marinescu (2007); (14) Evans (2006a); (15) Richter (2006); (16) Federici ve Spagnolo (2004); (17) Nelson ve Jackson (2003); (18) Urdea (2001); (19) García-Ruiz vd. (2000); (20) Davis (1999); (21) Hassinen (1998); (22) Evans ve Cox (1995); (23) Evans ve McClean (1995); (24) Aniya ve Welch (1981); ve (25) Gordon (1977).

No.	Ülke	Bölge	Sirk sayısı	L	L	L	W	W	W	H	H	H	L/W	L/W	L/W	L/H	L/H	L/H	W/H	W/H	W/H	Alan	Alan	Alan
1	İspanya	Yukarı Sil Nehri havzası, Cantabrian Dağları	67	589	625	1286	213	707	1821	118	277	477	0.4	0.96	2.2	1.5	2.3	3.9	1.2	2.5	5.0	0.07	0.37	1.28
		Orta Montaña, Cantabrian Dağları	89	168	468	960	192	655	1320	89	237	453	0.1	0.8	2.5	0.2	2.1	6.0	0.5	3.0	7.5	0.06	0.24	0.08
2	Yunanistan	Makedonya bölgesi	48	195	630	1779	320	702	2212	60	263	700	0.3	1	5.6	—	—	—	1.1	3.2	8.5	0.1	0.5	3.1
		Epirus	68	137	502	1797	166	766	2146	80	308	900	0.1	0.7	2.9	—	—	—	0.6	2.8	8.4	0.1	0.4	2.5
		Thessaly	50	159	473	1334	304	731	2468	120	289	640	0.3	0.7	2.1	—	—	—	1	2.7	5.3	0.1	0.5	3.5
		Stera Hellas	63	53	374	2575	149	457	956	40	180	380	0.1	0.9	3.6	—	—	—	0.8	3.2	16.2	0.03	0.2	0.6
		Peloponnesus	19	145	253	654	163	442	804	40	145	300	0.2	0.6	1.8	—	—	—	1.4	3.8	9.2	0.03	0.1	0.3
		Crete	17	162	524	905	290	489	837	20	179	540	0.3	1.1	2.2	—	—	—	1	5.1	18.5	0.1	0.2	0.5
3	Fransa	Doğu Pireneler	1071	93	489	1851	99	482	2011	20	223	1070	0.28	1.08	2.83	0.58	2.15	26.1	0.48	2.48	26.4	0.01	0.21	2.56
4	Romanya, Ukrayna	Çeşitli	631	—	654	—	—	718	—	—	318	—	0.32	0.88	2.17	—	2.1	—	—	—	—	—	—	—
5	KB İzlanda	Vestfirðir	100	180	515	1780	260	752	1800	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6	İran	Zardkuh Dağı	28	413	880	1555	353	805	1800	116	268	611	0.776	1.116	1.868	1.508	2.74	5.4	—	—	—	—	—	—
7	Rusya	Kamçatka	3520	125	868	2110	250	992	2601	60	421	983	0.5	0.9	2.04	0.92	2.12	5.41	1.02	2.43	7.43	0.031	0.73	4.017
8	Slovakya, Polonya	Yüksek Tatra	116	179	570	1961	206	550	1905	103	311	603	0.41	1.09	2.3	0.69	1.87	4.25	0.54	1.82	3.71	0.04	0.3	3.2

(Tablo 4.8'in devamı.)

No.	Ülke	Bölge	Sirk sayısı	L	L	L	W	W	W	H	H	H	L/W	L/W	L/W	L/H	L/H	L/H	W/H	W/H	W/H	Alan	Alan	Alan
9	Çekya, Almanya, Polonya	Çeşitli	27	278	788	1798	360	700	1467	116	272	453	0.5	1.16	1.97	1.5	2.96	5.3	0.95	2.63	3.92	0.1	0.49	1.54
10	İspanya	Pico de Europa'nın Batı Masifi	59	125	295	475	125	467	1375	119	294	530	0.18	0.78	1.67	0.32	1.08	2.18	0.49	1.66	4.89	0.01	0.11	0.31
	İspanya	Güneybatı Asturias'ın sıradağları	70	125	487	950	250	594	2000	57	255	423	0.31	0.9	2.09	1.15	1.95	4.39	0.8	2.45	7.09	0.03	0.23	0.94
11	Yunanistan	Kuzey Pindus	35	200	787	2675	250	662	1550	100	331	600	0.3	1.2	2.9	—	—	—	0.7	2.7	6.3	—	—	—
12	Çekya, Almanya	Çeşitli	7	677	1040	1237	608	949	1352	187	287	385	0.77	1.16	1.84	3.07	3.74	5.6	—	—	—	0.37	0.78	1.12
13	Romanya	Gilort Havzası	10	839	1172	1727	589	1124	2549	230	358	490	0.68	1.2	1.92	2.13	3.33	4.54	—	—	—	0.42	1.15	2.95
14	Galler	Çeşitli	260	215	667	2750	235	772	2397	43	236	686	0.29	0.82	2.04	—	2.56	—	—	—	—	—	—	—
15	Yeni Zelanda	Fiordland	1296	—	855	—	—	882	—	—	463	—	—	—	—	—	1.9	—	—	—	—	—	—	—
	Yeni Zelanda	Westland	480	—	1069	—	—	961	—	—	580	—	—	—	—	—	1.93	—	—	—	—	—	—	—
16	Fransa/İtalya	Batı Alpleri	432	233	672	2410	211	663	2906	87	355	1328	0.51	1.07	2.47	0.78	1.93	4.65	0.64	1.92	5.03	0.06	0.42	5.23
17	Kanada	Batı-orta Yukon	331	—	802	—	—	736	—	—	214	—	—	1.4	—	—	4.8	—	—	—	—	—	—	—
18	Romanya	Retezat Dağları	31	400	879	1975	275	727	1600	130	294	530	0.74	1.3	2.47	1.53	3.07	5.96	—	—	—	0.12	—	2.1
19	İspanya	Orta İspanyol Pireneleri	206	100	519	1600	200	691	2700	100	364	943	0.25	0.79	2	0.39	1.48	3.98	—	—	—	0.03	0.34	3.14
20	ABD	New Hampshire	49	610	1687	3505	455	954	1900	190	442	760	0.93	1.86	2.99	2.1	3.82	12.84	0.97	2.38	8.32	—	—	—
21	Norveç, İsveç, Finlandiya	Çeşitli	539	150	845	4000	250	888	3100	90	400	1180	0.33	0.98	3.07	—	2.22	—	—	—	—	0.028	0.68	7.2
22	İngiltere	Lake District	158	220	620	1830	215	680	1700	75	241	580	0.49	0.88	1.67	—	2.24	—	—	—	—	—	—	—
23	Kanada	Cayoosh Açıklığı, British Columbia	198	—	798	—	—	749	—	—	288	—	—	1.14	—	—	1.96	—	—	—	—	—	—	—
24	Antarktika	Kuru Vadiler	56	660	2116	4584	840	1679	3240	314	515	849	0.46	1.31	2.93	2.57	5.86	19.48	—	—	—	0.7	3.1	9.8
25	İskoçya	Kintail-Affric-Cannich	231	100	625	1840	130	586	2250	92	276	670	0.37	1.12	4.05	0.84	2.21	4.96	0.65	2.18	5.47	0.02	0.37	1.96
	Ortalama			258	744	1925	284	749	1956	104	309	669	0.40	1.03	2.51	1.28	2.58	7.35	0.82	2.72	8.73	0.12	0.54	2.67

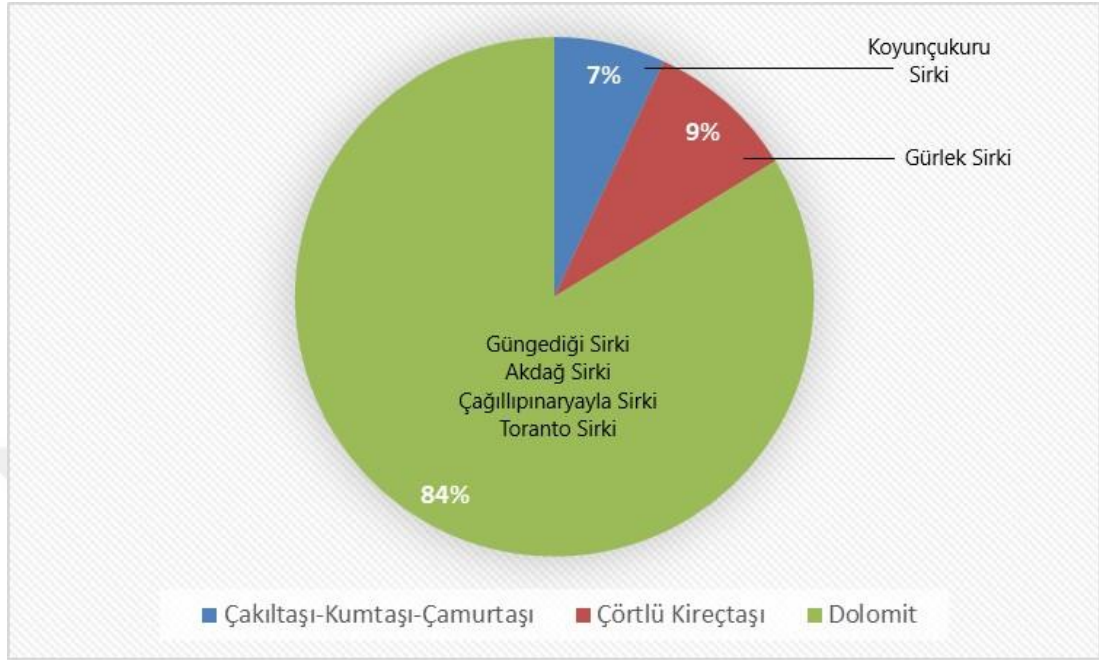
Karadağ'daki sirklerin, bu parametrelere dair değerleri ise L/W: 0.88, L/H: 2.21 ve W/H: 2.5 olarak hesaplanmıştır. Buna göre L/W oranına bakıldığında, Karadağ'daki sirklerin, ortalama olarak neredeyse dairesel bir yapıya sahip oldukları söylenebilir. L/H ve W/H oranlarına bakıldığında ise sirk oyulmasının nispeten fazla olduğu görülmektedir. Karşılaştırma açısından Tablo (4.8)'ün incelenmesi faydalı olacaktır.

Sirklerin ortalama alanı hesaplandığında, 0.144 km² sonucuna ulaşılmıştır. Barr ve Spagnolo (2015b)'nin derlediği tablodaki alan verisi ile karşılaştırıldığında ortalamanın oldukça altında bir sonuç elde edilmiştir. Sirkler tekil olarak değerlendirildiğinde bile bu ortalamanın üzerine çıkan bir örnek görülmemektedir (Tablo 4.6).

Dairesellik indeksi ise, L/W oranına benzer olarak sirkin şeklini karakterize eden dairesellik oranının farklı bir şekilde hesaplanmasına yarayan başka bir parametredir. Geçmişe dönük yapılan yedi çalışmada minimum, ortalama ve maksimum olmak üzere yayınlanmış olan değerlerde, ortalama dairesellik indeksinin 1.02 olarak hesaplandığı görülmektedir (Delmas, 2014; Barr ve Spagnolo, 2013; Křížek ve Mida 2013; Hughes vd., 2007; Richter, 2006; Urdea, 2001; Aniya ve Welch, 1981). Karadağ'daki sirklerde ise ortalama olarak 0.84 değerine ulaşılmıştır. Sirkler tek tek değerlendirildiğinde de değerler 0.78-0.89 aralığında olduğundan, kayda değer bir farklılık görülmemektedir.

En büyük hacimlere sahip olan Güngediği ve Akdağ Sirkleri dışındaki sirklerin hacimleri birbirlerine oldukça yakın olmakla beraber, morfometrik parametreler incelendiğinde, diğer sirkler arasında küçük farklılıklar göze çarpmaktadır. Örneğin, Gürlek ve Çağılıpınaryayla Sirklerinin, farklı yükseltilerde ve farklı litolojilerde (Şekil 4.5) gelişmelerine rağmen hemen hemen tüm parametrelerde yaklaşık değerlere sahip olduğu görülmektedir. Büyük kısmı karbonatlı kayaç üzerinde gelişmeyen tek sirk olan Koyunçukuru Sirki ise, Güngediği ve Akdağ Sirklerinden sonra en büyük hacme sahip olmasına karşın, Orta Eksen Duvar Yüksekliği ve Orta Eksen Yüksekliği (H) göz önüne alındığında, Toranto Sirki'nden sonra en düşük derinliğe sahip olduğu görülmektedir.

Şekil 4.5: Karadağ üzerindeki sirklerin litolojisinin dağılışı.



4.4.3. Eğim

Derbyshire ve Evans (1976), Evans (2006), Evans ve Cox (1974, 1995) ve Simoni, (2011), sirklerin ortalama eğiminin (ortalama eksen eğimi) 12° - 45° (ideal eğim değerleri 20° - 30° arasında), sirk taban eğiminin $<20^{\circ}$ ve sirk duvarı eğiminin $>33^{\circ}$ olması gerektiğini belirtmişlerdir. Rotasyonel akış gösteren buzullar, 45° üzerinde ve 12° altındaki eğimli alanlarda akışa uygun koşullar sağlanmadığı için burada gelişen sirk benzeri şekillerin sirk olduğu şüphelidir (Derbyshire ve Evans, 1976). Çalışma sahasındaki sirklerin eğim değerleri, yukarıda belirtilen eğim kriterleri ile karşılaştırıldığında, değerlerin büyük oranda kriterlere uyduğu, bir kaç değer kriterlerdeki sınırlara yakın olduğu, bazı değerlerin ise nispeten kriterlerin dışında olduğu görülmüştür.

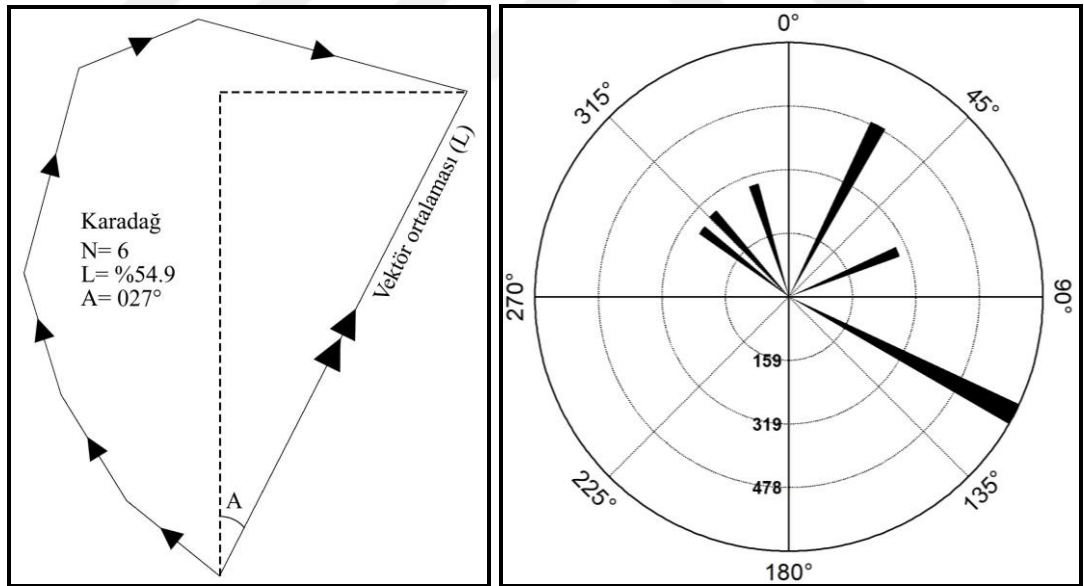
Bütün sirkler Ortalama Eğim Değeri kriterine uymakla beraber “ideal eğim değerleri”ne içerisinde kalan sirkler Toronto ve Koyunçukuru Sirkleridir. Eğim değerleri (sirk eğimi, taban eğimi ve duvar eğimi) en düşük olan Güngediği Sirk aynı zamanda en geniş hacme sahiptir. Güngediği Sirk’i ile birlikte Ortalama Sirk Duvarı Eğimi kriteri sınırında kalan diğer sirk Koyunçukuru Sirk’i’ken; Ortalama

Sirk Taban Eğimi kriterine tam anlamıyla uyan iki sirk ise Toranto ve Güngediği Sirkleridir.

4.4.4. Bakı

Karadağ üzerinden gelişen sirklerin, büyük oranda kuzey yönlü geliştiği görülmektedir. Sirk gelişim aşaması değerleri göz önüne alındığında iyi gelişmiş iki sirk olan Akdağ ve Güngediği Sirklerinin KD ve GD yönünde oluştuğu görülmektedir. Buna karşın, yine iyi gelişmiş olan Gürlek Sirki, kütlenin KB yamaçlarında gelişmiştir. Genel olarak bakıldığında ise altı sirkin beşi kuzey yönlü, biri ise doğu-güneydoğu yönlü gelişmiştir. Doğü-güneydoğu yönlü gelişen tek sirk olan Güngediği Sirki'nin aynı zamanda Karadere Buzul Vadisi'ni oluşturan buzulun başlangıç noktası olması dikkat çekicidir.

Şekil 4.6: Karadağ üzerindeki sirklerin kümülatif vektör diyagramı (solda) ve gül diyagramı (sağda). Gül diyagramındaki çizgiler, sirklerin uzunluğunu (L) göstermekte olup, “m” cinsinde ifade edilmiştir.



Kümülatif vektör diyagramı oluşturulduğunda, sirklerin ağırlıklı olarak KB yönlü gelişmesinin aksine, vektör ortalamasının (yani bölgedeki sirk popülasyonunun ortalama bakı değerinin) 027° ile KKD-KD olduğu görülmekte; vektör kuvvetinin %54.9 olması ise, bölgedeki sirklerin bakı ortalamasının oldukça asimetrik (Tablo 4.3) olduğunu göstermektedir (Şekil 4.6).

SONUÇ

Karadağ'daki sirklerin morfometrik özelliklerinin yükselti, boyut, eğim ve bakı gibi unsurlara göre değerlendirildiğinde, kütle üzerindeki bu sirklerin birbirlerinden oldukça farklı olduğu görülmüştür. Örneğin, yükselti ve gelişim arasında genel bir bağlantı bulunamamış ve yine, iç bükeylik ve kapalılık ile yükselti arasında genel bir bağlantı kurulamamıştır. Örnekleme yapılam sahadaki numunelerin az olmasının da bu durumun üzerinde etkili olduğu düşünülmektedir. Bunun aksine, sahada en iyi gelişen sirklerden biri olan Akdağ Sirki, Koyunçukuru ve Çağıllıpınaryayla Sirki'nden sonra en alçakta gelişen sirklerdir. Sahadaki diğer iyi gelişmiş sirkler ise en yüksekte yer alan iki sirk olan Gürlek ve Güngediği Sirkleridir.

Gürlek Sirki'nin sahip olduğu avantaj, bir akarsu vadisinin içerisinde gelişmiş olmasıdır. Bu sebeple, sirk içinde gelişen buzullar sirk eşiğini aşarak bir vadi buzuluna dönüşerek Gürlek Buzul Vadisi'ni oluşturmuştur. İlerleme yönünde gelişmeye müsait bir topografya olmasına rağmen Karadere Buzul Vadisi ile karşılaştırıldığında daha kısa bir vadi görünümündedir. Bunun temel sebebi geçmişte Karadere Buzul Vadisi'ni besleyen Güngediği Sirki'nin daha gelişmiş olmasından kaynaklı olarak daha büyük hacimli buzul barındırması (ve hacimle doğru orantılı olarak aşındırmanın da artması) ve sirkin hemen önünde yer alan ve vadi buzulunu besleyen bir diğer kaynak olan Acemioğlan Yaylası'ndaki plato buzulunun varlığıdır. Fakat buna rağmen Karadere Buzul Vadisi'ndeki buzul 1750 m seviyelerine kadar inebilmiş ve vadi sonundaki kanyon vadiye ulaşmadan ortadan kalkmıştır (Fotoğraf 3.11).

Karadağ üzerinde gelişen izole sirklerin tamamında cephe morenleri korunmasına rağmen Koyunçukuru Sirki'nin duvarlarındaki geniş çaplı deformasyonun sebebi buzul sonrası süreçlerin şiddeti ile ilgilidir. Sirk duvarlarındaki bu deformasyonlar aşınan malzemenin duvar eğimini azaltacak şekilde birikmesi sonucunda gerçekleşmiştir. KB yönlü Koyunçukuru Sirki'nin KD-D yönlü Toranto Sirki'nden sonra en düşük orta eksen yüksekliğine (H) sahip olması, çakıltaşı-kumtaşı-çamurtaşı üzerinde gelişmiş olmasıyla ilgili olduğu düşünülmektedir. Zira, çakıltaşı-kumtaşı-çamurtaşından oluşan birimler, karbonatlı kayalara göre daha kolay

deforme olabileceğinden dolayı, Koyunçukuru Sirki'nin yamaçları şiddetli erozyonel süreçlere maruz kaldığı ve sonuç olarak yamacın gerilemesiyle eğimini de kaybetmesi sebebiyle sirkin derinliğini azaltmış olabileceği düşünülmektedir. Sirk duvarı eğimi yüksek sayılabilecek Toranto Sirki'nin, diğer bir çok sirkle aynı litoloji (Şekil 4.5) üzerinde (dolomit) gelişmiş olmasına karşın en düşük orta eksen yüksekliğine (H) sahip olması ise direkt olarak buzul sonrası süreçlerin (flüvyal süreçler ve kütle hareketleri gibi) şiddetiyle ilgilidir. Gürlek ve Güngediği gibi buzul vadisi oluşturan sirklerde ise sirklerin formları belirgindir. Fakat yamaç eğiminin bu sirklerde de az olması, yine sirk duvarındaki malzeme birikimidir. Çağıllıpınaryayla Sirki'nde ise farklı bir durum söz konusudur. Bu sirk, bir buzul vadisinin yamacında geliştiğinden, sirk içindeki buzul oluştuktan sonra buzul akışı, eğime bağlı olarak nispeten hızlı akış gösterdiğinden, rotasyonel akışa bağlı derine kazma yeterince gerçekleşmemiştir. Sirk duvarı ve cephe morenleri arasındaki mesafenin sirk hacmi ile karşılaştırması da bu tespiti destekler niteliktedir (Tablo 4.6).

Elde edilen eğim oranları değerlendirildiğinde, Toranto ve Güngediği Sirkleri dışındaki sirklerin kriterler içerisinde kalmaması, yine buzul sonrası süreçlerin bir ürünü olarak ortaya çıkmaktadır. Söz konusu kriter dışı sirklerin ortalama taban eğimi olması gereken maksimum eğimin bir kaç derece üzerinde olması, buzullar çekildikten sonra flüvyal süreçler sonucu biriken alüvyonlar ve sirk yamacında donma-çözölmeye bağlı fiziksel parçalanma sonucu yamaç boyunca yuvarlanıp tabanda biriken malzeme ile ilgilidir. Donma-çözölmeye bağlı kaya düşmeleri, Gürlek, Çağıllıpınaryayla, Toranto ve özellikle Akdağ Sirkleri'nin sirk duvarlarında oldukça belirgin bir şekilde görölmektedir. Acemioğlan Yaylası ile iç içe olan Güngediği Sirki'nin ortalama taban eğiminin oldukça düşük çıkması, Acemioğlan Yaylası'nın, Pleyistosen buzullaşmalarının öncesinde bir karstik depresyon olması ile alakalı bir durumdur. Orta eksen eğiminde göze çarpan en yüksek değere sahip Çağıllıpınaryayla Sirki, Karadere Buzul Vadisi'nin yamacında geliştiğinden dolayı düşey yönde yaptığı aşındırma yetersiz kalmış ve bundan dolayı diğer sirklerden daha eğimli bir yapıda gelişimini tamamlamıştır. Gürlek Sirki'nin KB yönlü olup, en yüksek sirk duvarı eğimi ortalamasına sahip olması, sirk yamacının üst kısımlarındaki fiziksel parçalanmayla ilişkilendirilmiştir; yüksek duvar eğimine

rağmen orta enlem yüksekliğinin (H) düşük kalmış olması, bu yargıyı destekler niteliktedir. Bununla birlikte çörtlü kireçtaşı, kireçtaşına göre daha dayanıklı olduğundan sirk duvarının aşınma dirençli olması da yamacın aşınımından ziyade donma-çözülmeyle gerçekleşen fiziksel parçalanmaya dayalı şekillendiğini desteklemektedir.

Sirklerin bakı derecelerine göre oluşturulan vektör diyagramda vektör ortalamasının (A) 027° olması, kütle üzerinde oluşacak sirk gelişimi için en olası bakı değerini vermektedir. Gerçekten de bu bakı değeriyle hemen hemen aynı değere sahip Akdağ Sirki (25°), kütle üzerindeki en belirgin sirk örneklerinden biridir. Vektör diyagramından elde edilen bir diğer sonuç olan ve buzullaşmayı “marjinal ve geniş buzullaşma” arasında konumunu gösteren vektör kuvveti (L), %54.9 değeri ile kütledeki buzul asimetrisini “oldukça asimetric” (Tablo 4.3) olduğunu göstermektedir. Bu oran, sirklerin bakı aralığı (309° - 115° arasında) birlikte değerlendirildiğinde buzullaşmanın tam olarak marjinal ve geniş buzullaşma arasında kaldığı görülmektedir. “Azalan buzul asimetrisiyle buzul örtüsünün artması kanunu”na göre (bölüm 4.1.3) buzullaşmanın geniş çaplı olduğu bölgede sirklerin geniş bakı aralıklarındayken, marjinal buzullaşma alanlarında ise sirklerin tutarlı bir bakı aralığında yer aldığı değerlendirilir. Buna göre Karadağ’daki sirkler, BKB (batı-kuzeybatı)-DGD (doğu-güneydoğu) yönlerinde nispeten tutarlı bakı değerlerine sahip olduğundan (Şekil 4.6) dolayı marjinal buzullaşma tabiri bu noktada biraz daha ağır basmaktadır. Bu yoruma ek olarak, kütle üzerindeki buzullaşma yayılımının kabaca Bayrakdar vd. (2017)’in yaptığı çalışmadaki buzul rekonstrüksiyonu ile benzer olduğu söylenebilmektedir (Şekil 3.5).

Sirk tabanları, geçmiş dönemlerdeki KKS hesaplamaları için kullanılmıştır (bölüm 4.2.2). Bayrakdar vd. (2017), uyguladığı yüzölçümü metodu (*ing.* Accumulation-area Ratio (AAR) Method) ile, Karadağ’daki KKS’yi 2080 m olarak hesaplamıştır (Şekil d). Karadağ üzerindeki sirklerin tabanlarının minimum yükseltilerinin (2074 m) ortalaması ve ortalama yükseltilerinin (2108 m) ortalaması göz önüne alındığında (Tablo 4.6), bulunan bu değerlerin Bayrakdar vd. (2017)’nin ulaştığı değerle oldukça tutarlı olduğu görülmektedir. Minimum taban yükseltisi ile dikkate alınmayacak

kadar az bir fark olsa da ortalama taban yükseltisi değerlendirildiğinde, aradaki 28 metrelik farkın sebebinin KD ve KB-K yönlü Akdağ ev Koyunçukuru gibi sirklerin moren seviyelerinin 1850 m seviyelerine kadar; Gürlek Sirki'nin morenlerinin ise 1990 m seviyelerine kadar indiğinden dolayı gerçekleştiği düşünülmektedir.

Buzulun, dolayısıyla da sirkin gelişimini etkileyen solar radyasyon, Karadağ'da sirklerin bakılarını belirleyen bir unsur olmuştur. Sabah saatlerinde solar radyasyon minimum olduğundan, geçmişte KD-D-GD yamaçlarına yerleşmiş buzullar, günlük döngüdeki güneşin ısısından daha az etkilenmiş, dolayısıyla daha gelişmiş sirkler oluşturmuşlardır. En iyi gelişmiş iki sirk olan Akdağ ve Güngediği Sirkleri'nin bu yönlerde gelişmiş olduğu görülmektedir. KD-D yönlü olan Toranto Sirki ise iyi korunmuş ve iyi gelişmiş morenlerine rağmen belirgin bir sirk görüntüsüne sahip olmaması yukarıda bahsedildiği üzere buzul sonrası süreçlerle ilgilidir.

Karadağ ile ilgili yapılan iki çalışmadan biri olan bu tez içerisinde özetle, asıl amaç olan sirkler ve paleo-ortam ilişkisine dair yapılan değerlendirmeler ile ulaşılan sonuçlar ile ortaya, mümkün olduğunda kantitatif verilere dayalı bazı çıkarımlar ortaya koymaya çalışmak olmuştur. Bu çıkarımlar, elbette ki yapılması umulan kozmojenik ³⁶Cl tarihlendirme yöntemi sonucunda elde edilecek sonuçlar ile birlikte değerlendirildiğinde daha da anlam kazanacaktır.

KAYNAKÇA

- ANDERS, A. M., MITCHELL, S. G., & TOMKIN, J. H.: 2010 Cirques, peaks, and precipitation patterns in the Swiss Alps: Connections among climate, glacial erosion, and topography. **Geology**, 38(3), 239-242.
- ANDREWS, J. T., & MILLER, G. H.: 1972 Quarternary History of Northern Cumberland Peninsula, Baffin Island, N. W. T., Canada: Part IV: Maps of the Present Glaciation Limits and Lowest Equilibrium Line Altitude for North and South Baffin Island. **Quaternary Research**, 4(1), 49-59.
- ANIYA, M., & WELCH, R.: 1981 Morphometric Analyses of Antarctic Cirques from Photogrammetric Measurements. **Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography**, 63 (1/2), 41-53.
- ATALAY, İ.: 2017 **Türkiye Jeomorfolojisi**. İzmir: Meta Basım Matbaacılık Hizmetleri
- AVŞARCAN, B.: 1999 Fethiye Körfezi Kuzeyindeki Dağlık Kesimde Jeomorfoloji Araştırmaları. **İstanbul Üniversitesi Coğrafya Dergisi**, 325-356.
- BARR, I. D., & SPAGNOLO, M.: 2013 Palaeoglacial and palaeoclimatic conditions in the NW Pacific, as revealed by a morphometric analysis of cirques upon the Kamchatka Peninsula. **Geomorphology** (192), 15-29.
- BARR, I. D., & SPAGNOLO, M.: 2015a Understanding controls on cirque floor altitudes: Insights from Kamchatka. **Geomorphology**, 248, 1-13.

- BARR, I. D., & SPAGNOLO, M.: 2015b
Glacial cirques as palaeoenvironmental indicators: Their potential and limitations. **Earth-Science Reviews** (151), 48-78.
- BATHRELLOS, G. D., SKILODIMOU, H. D., & MAROUKIAN, H.: 2014
The Spatial Distribution of Middle and Late Pleistocene Cirques in Greece. **Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography**, 96(3), 323-338.
- BAYRAKDAR, C.: 2012
Akdağ Kütlesi'nde (Batı Toroslar) Karstlaşma-Buzul İlişkisinin Jeomorfolojik Analizi, Doktora tezi, İstanbul: İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü.
- BAYRAKDAR, C., ÇILGIN, Z., & SARIŞ, F.: 2017
Karadağ'da Pleyistosen Buzullaşmaları, Batı Toroslar, Türkiye (Pleistocene Glaciations in Karadağ, Western Taurus Mountains, Turkey). **Türkiye Jeoloji Bülteni**, (60), 451-470.
- BENN, D. I., & EVANS, D. J.: 2010
Glaciers and Glaciation (2nd Edition). London: Hodder Education.
- BLUMENTHAL, M. M.: 1963
Le système structural du Taurus sud-Anatolien, Durand-Delga M (ed) Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot, consacré à l'évolution paléogéographique et structurale des domaines méditerranéens et alpins d'Europe. **Mémoire hors-série de Société Géologique de France**, 611-662.
- BRUNN, J.H.; DUMONT, J.H.; GRACIANSKY, P.C.H.; GUTNIC, M.; JUTEAU, T.; MARCOUX, J.; MONOD, O. AND POISSON, A.: 1971
Outline of the geology of the Western Taurids; Campbell, A.S., Ed., Geology and history of Turkey: Pet. Expl. Soc. Libya Tripoli, 225-255.
- CARRIVICK, J. L., SMITH, M. W., & QUINCEY, D. J.: 2016
Structure from Motion in the Geosciences. Wiley-Blackwell.

- CHAMPAGNAC, J. D., MOLNAP, P., SUE, C., & HERMAN, F.: 2012 Tectonics, climate, and mountain topography. **Journal of Geophysical Research**, 117 (B2).
- CHRISTIANSEN, H. H.: 1998 Nivation forms and processes in unconsolidated sediments, NE Greenland. **Earth Surface Processes and Landforms**, 23(8), 751-760.
- COLLINS, A. S., & ROBERTSON, A. H.: 1997 Lycian MeÂlange, southwestern Turkey: An emplaced Late Cretaceous accretionary complex. **Geology** (25), 255-258.
- COLLINS, A. S., & ROBERTSON, A. H.: 1998 Processes of Late Cretaceous to Late Miocene episodic thrust-sheet translation in the Lycian Taurides, SW Turkey. **Journal of the Geological Society** (155), 759-772.
- COLLINS, A. S., & ROBERTSON, A. H.: 1999 Evolution of the Lycian Allochthon, western Turkey, as a north-facing Late Palaeozoic to Mesozoic rift and passive continental margin. **Geological Journal**, 34, 107-138.
- COOK, S. J., & SWIFT, D. A.: 2012 Subglacial basins: Their origin and importance in glacial systems and landscapes. **Earth-Science Reviews**, 115(4), 332-372.
- CURRAY, J. R.: 1956 The analysis of two-dimensional orientation data. **Journal of Geology**, 64(2), 117-131
- ÇILĞIN, Z.: 2012 **Dedegöl Dağı (Batı Toroslar) Buzul Jeomorfolojisi Etüdü. Doktora tezi.** İstanbul: İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü

ÇILĞIN, Z., & BAYRAKDAR, C.:
2018

Dedegöl Dağı'ndaki Glasiyal Sirklerin
Morfometrik Özellikleri. **Coğrafya
Dergisi** (36), 27-48.

DAMIANI, A. V., & PANNUZI, L.:
1987

La glaciazione pleistocenica
nell'Appennino laziale-abruzzese. III
nota: Opportunità di precisazioni
terminologiche, metodologiche ed
introduzione di parametri morfometrici.
Bollettino- Societa Geologica Italiana,
105(1985-86), 75-96.

DARWIN, C. R.: 1842

Notes on the effects produced by the
ancient glaciers of Caernarvonshire, and
on the boulders transported by floating
ice. **The London, Edinburgh, and
Dublin Philosophical Magazine and
Journal of Science** (21), 180-188.

DE MARTONNE, E.: 1901

Sur la formation des cirques. **Annales de
géographie** (49), 10-16.

DEGRAFF, J. V.: 1979

Numerical analysis of cirques in the
Bear River Range, north-central Utah.
Modern Geology, 7, 43-51.

DELMAS, M., GUNNELL, Y., &
CALVET, M.: 2014

Environmental controls on alpine cirque
size. **Geomorphology**, 206, 318-329.

DELMAS, M., GUNNELL, Y., &
CALVET, M.: 2015

A critical appraisal of allometric growth
among alpine cirques based on
multivariate statistics and spatial
analysis. **Geomorphology**, 228, 637-
652.

DERBYSHIRE, E., & EVANS, I. S.:
1976

The climatic factor in cirque variation.
E. Derbyshire içinde, **Geomorphology
and Climate** (s. 447-494). Chichester:
John Wiley & Sons.

DOĞAN, M.: 2011

Sandıras Dağı'nda (Muğla) Buzullaşma ve Buzul Şekilleri. **Ege Coğrafya Dergisi** (20/1), 29-52.

DOĞU, A. F.: 1986

Köyceğiz-Dalaman Ovaları ve Çevresinin Jeomorfolojisi. Ankara: Ankara Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü.

DOĞU, A. F.: 1993

Sandıras dağındaki buzul şekilleri. **Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi**, 263-274.

DOĞU, A. F., ÇİÇEK, İ., & TUNÇEL, H. & GÜRGE, G.: 1999

Akdağ'ın Jeomorfolojisi ve Bunun Beşeri Faaliyetler Üzerine Etkisi. **Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi** (7), 95-120.

DÖNMEZ, Y.: 1990

Umumi Klimatoloji ve İklim Çalışmaları. İstanbul: İstanbul Üniversitesi.

ENGİN, T.: 1972

Andızlık-Zırnparalık sahası (Fethiye, Güneybatı Anadolu) ultramafik kayaların petrolojisi ve bölgenin genel jeolojik konumu. **M.T.A. Dergisi**, 78, 1-20.

ERAKMAN, B., MEŞHUR, M., GÜL, M., ALKAN, H., & ÖZTAŞ, Y. V.: 1982

Fethiye-Köyceğiz-Elmalı-Kalkan Arasında Kalan Alanın Jeolojisi. **Türkiye Altıncı Petrol Kongresi Tebliğleri**, (s. 23-31). Ankara.

ERİNÇ, S.: 1971

Jeomorfoloji II. İstanbul.

ERİNÇ, S.: 1996

Klimatoloji ve Metodları. İstanbul: Alfa Yayınları.

ERİNÇ, S., KURTER, A., & EROSKAY, O. & MATER, B.: 1984

Batı Anadolu ve Trakya Uygulamalı Jeomorfoloji Haritası (1/500.000). Ankara.

EROL, O.: 2010

Genel Klimatoloji. İstanbul: Çantay Kitabevi.

ERSOY, Ş.: 1989

Fethiye (Muğla)-Gölkisarr (Burdur) Arasında Güney Dağı ile Kelebekli Dağı ve Dolayının Jeolojisi. *Doktora Tezi*, 246. İstanbul: İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.

ERSOY, Ş.: 1990

Batı Toros (Likya) naplarının yapısal öğelerinin ve evriminin analizi. **Jeoloji Mühendisleri Dergisi**, 37, 5-16.

ERSOY, Ş.: 1992

Dirmil (Burdur) ve Güneyindeki Tektonik ve Neotokton Birimlerin Stratigrafisi ve Ortamsal Yorumu. **Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni**, 35 (2), 9-24.

ERTEK, A., ÖZDEMİR, H. & SOL, B.: 2015

Batı Anadolu ve Trakya Uygulamalı Jeomorfoloji Haritasının (1:500.000) Güncellenmesi ve CBS Ortamında Sayısallaştırılması. İstanbul.

EVANS, I. S.: 1977

World-Wide Variations in the Direction and Concentration of Cirque and Glacier Aspects. **Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography**, 59(3-4), 151-175.

EVANS, I. S.: 1999

Was the cirque glaciation of Wales time-transgressive, or not? **Annals of Glaciology**, 28, 33-39.

EVANS, I. S.: 2006

Local aspect asymmetry of mountain glaciation: A global survey of consistency of favoured directions for glacier numbers and altitudes. **Geomorphology**, 73(1), 166-184.

- EVANS, I. S., & COX, N.: 1974
Geomorphometry and the operational definition of cirques. **Area**, 4 (2), 150-153.
- EVANS, I. S., & COX, N. J.: 1995
The form of glacial cirques in the English Lake District, Cumbria. **Zeitschrift für Geomorphologie** (39), 175-202.
- FARINACCI, A., & KÖYLÜOĞLU, M.: 1982
Evolution of the Jurassic-Cretaceous Taurus shelf (southern Turkey). **Boletino della Società Paleontologica Italiana** (21), 167-176.
- FARINACCI, A., & YENİAY, G.: 1986
Biostratigraphy and event-analysis of the Cenomanian-Maastrichtian carbonates of the Bey Dağları (western Taurus, Turkey). **Geologica Romana**, 25, 257-284.
- FLINT, R. F.: 1957
Glacial and Pleistocene Geology,. New York: Wiley & Sons.
- GALIBERT, M. G.: 1962
Recherches sur les processus d'érosion glaciaires de la Haute Montagne Alpine. **Bulletin de l'Association de Géographes Français** (303-304), 8-46.
- GARCÍA-SÁINZ, L.: 1950
L'Origine des glaciers ibériques quaternaires et la trajectoire cyclonale de l'Atlantique. **16th Congres Intern. de Geogr.**, 2, s. 722-730. Lisbonne.
- GARDINER, V., & DACKOMBE, R.: 1983
Geomorphological Field Manual. London, UK: George Allen & Unwin Ltd.
- GASTALDI, S. B.: 1873
On the Effects of Glacier-erosion in Alpine Valleys. **Quarterly Journal of the Geological Society** (29), 396-401.

- GORDON, J. E.: 1977
Morphometry of cirques in the Kintail–
Affric–Cannich area of northwest
Scotland. **Geografiska Annaler: Series
A, Physical Geography**, 59(3-4), 177-
194.
- GRACIANSKY, P. C.: 1972
**Recherches géologiques dans le
Taurus Lycien occidental. Doktora
tezi**, 571. Paris, Fransa.
- GRAF, W. L.: 1976
Cirques as glacier locations. **Arctic and
Alpine Research**, VIII(1), 79-90.
- GUTNIC, M., O., M., POISSON, A., &
DUMONT, J. F.: 1979
Géologie des Taurides occidentale
(Turquie). **Mémoires de la Société
Géologique de France** (137), 1-112.
- GÜLTEKİN, M. C.: 1986
**Batı Toroslar Beydağı Otokton
Birliğindeki Beydağı Formasyonunun
Senomaniyen Yaşlı Karbonat
Dizilimlerinin Mikrofasiyesleri,
Çökelme Ortamları, Karbonat
Çökelme Modeli ve Diyajenezi.**
Turkish Petrolleri Anonim Ortaklığı
(TPAO).
- HAMBREY, M.: 1994
Glacial Environments. Vancouver,
Canada: UBC Press, University of
British Columbia.
- HASSINEN, S.: 1998
A morpho-statistical study of cirques
and cirque glaciers in the Senja-
Kilpisjärvi area, northern Scandinavia.
**Norsk Geografisk Tidsskrift -
Norwegian Journal of Geography**,
52(1), 27-36.

- HAYWARD, A. B.: 1984
Sedimentation and Basin Formation
Related to Ophiolite Nappe
Emplacement, Miocene, SW Turkey.
Sedimentary Geology (71), 105-129.
- HELLAND, A.: 1877
On the ice-fjords of North Green- land
and on the formation of fjords, lakes and
cirques in Norway and Greenland On the
ice-fjords of North Green- land and on
the formation of fjords, lakes and cirques
in Norway and Greenland. **Quaternary
Journal**, 33(129), 142-176.
- HUGHES, P. D., GIBBARD, P. L., &
WOODWARD, J. C.: 2006
The Glacial History of the Pindus
Mountains, Greece. **The Journal of
Geology**, 114(4), 242-253.
- HUGHES, P. D., GIBBARD, P. L., &
WOODWARD, J. C.: 2007
Geological controls on Pleistocene
glaciation and cirque form in Greece.
Geomorphology, 88(3), 242-253.
- JANSSON, P., RICHARDSON, C., &
JONSSON, S.: 1999
Assessment of requirements for cirque
formation in northern Sweden. **Annals
of Glaciology**, 28, 16-22.
- KETİN, İ.: 1966
Anadolu'nun Tektonik Birlikleri. **Maden
Tetkik ve Arama (MTA) Dergisi**,
No:66.
- KÖYLÜOĞLU, M.: 1987
**Beydağları Otoktonu Maestrihtiyen
Karbonatlarının Mikropaleontolojisi,
Mikrofasiyes ve Ortamsal Yorumları.**
Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı
(TPAO).
- KŘÍŽEK, M., & MIDA, P.: 2013
The influence of aspect and altitude on
the size, shape and spatial distribution of
glacial cirques in the High Tatras
(Slovakia, Poland). **Geomorphology**,
198, 57-68.

- KURT, H.: 2000 **Batı Toros Polyeleri (Jeomorfolojik Etüt). Doktora Tezi**, 360. İstanbul: Marmara Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü.
- LEWIS, W. V.: 1949 Glacial Movement by Rotational Slipping. **Geografiska Annaler**, 31(1-4), 146-158.
- LEWIS, W. V.: 1960 The problem of cirque erosion. W. Lewis içinde, **Norwegian cirque glaciers** (s. 97-100). London: Royal Geographical Society.
- LOUIS, H. L.: 1944 Evidence for Pleistocene glaciation in Anatolia (in German). **Geologische Rundschau** (34 (7-8)), 447-481.
- MACGREGOR, K. R., ANDERSON, R. S., & WADDINGTON, E. D.: 2000 Numerical simulations of glacial-valley longitudinal profile evolution. **Geology**, 28(11), 1031-1034.
- MARCOUX, J., RICO, L. E., BURG, J. P., & BRUN, J. P.: 1989 Shear-sense criteria in the Antalya and Alanya thrust system (southwestern Turkey): evidence for a southward displacement. **Tectonophysics** (161), 81-91.
- MESSERLI, B.: 1967 Die eiszeitliche und die gegenwertige Vergletscherung in Mittelmeerraum. **Geographica Helvetica** (22), 105-228.
- MÎNDRESCU, M., & EVANS, I. S.: 2014 Cirque form and development in Romania: Allometry and the buzzsaw hypothesis. **Geomorphology**, 208, 117-136.
- MITCHELL, S. G., & HUMPHRIES, E. E.: 2015 Glacial cirques and the relationship between equilibrium line altitudes and mountain range height. **Geology**, 43(1), 35-38.

- MITCHELL, S. G., & MONTGOMERY, D. R.: 2006
Influence of a glacial buzzsaw on the height and morphology of the Cascade Range in central Washington State, USA. **Quaternary Research**, 65(1), 96-107.
- NAZ, H., ALKAN, H., & ERK, S.: 1992
Facies and sequence characteristics of the Late Cretaceous-Palaeocene drowning on the west Taurus carbonate platform, S. W. Türkiye. **Abstracts of the 9th Petroleum Congress of Turkey**, (s. 121-134).
- NELSON, F. E., & JACKSON, J. L.: 2002
Cirque forms and alpine glaciation during the Pleistocene, west-central Yukon. **Yukon Exploration and Geology**, 183-198.
- OKAY, A. I., & TÜYSÜZ, O.: 1999
Tethyan sutures of northern Turkey. **Geological Society, London, Special Publications**, 475-515
- OSKIN, M., & BURBANK, D. W.: 2005
Alpine landscape evolution dominated by cirque retreat. **Geology**, 33(12), 933-936.
- ÖNALAN, M.: 1979
Elmalı-Kaş (Antalya) Arasındaki Alanın Jeolojisi. Doktora tezi. (29), 139. İstanbul, Turkey: İstanbul Üniversitesi.
- ÖNER, E.: 2001
Eşen Çayı Delta Ovasının Alüvyal Jeomorfolojisi ve Jeoarkeolojik Değerlendirmeler. **Türkiye Kuvaterneri Çalıştay Makaleler Kitabı** (s. 103-121). İstanbul: İstanbul Teknik Üniversitesi Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü.

ÖZGÜL, N.: 1971

Orta Torosların Kuzey Kesiminin Yapısal Gelişiminde Blok Hareketlerin Önemi. **Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni**, 75-87.

ÖZGÜL, N.: 1976

Toroslar'ın Bazı Temel Jeolojik Özellikleri. **Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni**, No: 19 (1), 65-78.

ÖZGÜL, N., & ARPAT, E.: 1973

Structural units of the Taurus orogenic belt and their continuation in neighbouring regions; selection of papers on the Eastern Mediterranean region. **23 rd congress of CIESM in Athens** (s. 155-164). Athens: Bulletin Geological Society Greece.

ÖZKAN, S., & KÖYLÜOĞLU, M.: 1988

Campanian-Maastrichtian planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Beydağları Autochthonous Unit, Western Taurids, Turkey. **Journal of Pure and Applied Sciences**, 377-388.

ÖZYEGİN, G., KÖYLÜOĞLU, M., KURU, F., & KIRICI, S.: 1985

Beydağları Otoktonu Kretase ve Tersiyer Yaşlı Birimlerin Mikropaleontolojileri ve Fasiyesleri. **Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO)**.

PAMİR, H. N.: 1974

Denizli Paftası İzahnamesi. **1 / 500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası**. Ankara: MTA Enstitüsü Yayınları.

PAWLOWSKI, S.: 1936

Les Karpates a l'epoque glaciaire. 2, s. 89-141. Varşova: **Congrès international de Géographie**.

PELTO, M. S.: 1992

Equilibrium line altitude variations with latitude, today and during the Late Wisconsin. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 95(1-2), 41-46.

- PETERSON, J. A., & ROBINSON, G.: 1969 Trend Surface Mapping of Cirque Floor Levels. **Nature**, 222, 75-76.
- PHILIPPSON, A.: 1915 Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien. **Petermanns Geogr. Mitteilungen Heft** (1-5), 167–183.
- PLANHOL, X.: 1953 Les Formes Glaciaires du Sandıras Dağ et la Limite Des Neiges Eternelles Quaternaires Dans le so de Anatolie. **Compte Rendu Sommaire de la Societe Geologique de France**, 263-265.
- POISSON, A.: 1967 Données nouvelles sur le Crétacé superieur et le Tertiaire du Taurus au NW d’Antalya. **Compte Rendu Academie Sciences** (264), 2243-2446.
- POISSON, A.: 1977 **Recherches geologiques dans les Taurides occidentales (Turquie)**. *Doktora tezi*, 795. Paris: Paris Üniversitesi.
- PORTER, S. C.: 1964 Composite Pleistocene Snow Line of Olympic Mountains and Cascade Range, Washington. **GSA Bulletin**, 75(5), 477-482.
- PORTER, S. C.: 1989 Some geological implications of average Quaternary glacial conditions. **Quaternary Research**, 33(3), 245-261.
- PRINCIPATO, S. M., & LEE, J. F.: 2014 Principato, S. M., & Lee, J. F. (2014). GIS analysis of cirques on Vestfirðir, northwest Iceland: implications for palaeoclimate. **Boreas**, 43(4), 807-817.
- RICHTER, D.: 2006 **Morphometric Analysis of Cirques in Fiordland**. New Zealand: Dresden University of Technology.

- RICOU, L. E., ARGYRIADIS, I., & MARCOUX, J.: 1975
L'axe calcaire du Taurus, un alignement de fenêtres arabo-africaines sous des nappes radiolaritiques, ophiolitiques et métamorphiques. **Bulletin de la Société Géologique de France** (17), 1024-1043.
- ROBERTSON, A. H., & WOODCOCK, N. H.: 1980
Strike-slip related sedimentation in the Antalya Complex, S.W. Turkey. **International Association of Sedimentologists Special Publication** (4), 127-145.
- RUDBERG, S. (1952
Some observations on the geology and morphology of the Pältsa area. **Särtryck Bot. Notiser Suppl.**, 3((2)), 14-44.
- RYAN, J. C., HUBBARD, A. L., BOX, J. E., TODD, J., CHRISTOFFERSEN, P., CARR, J. R., HOLT, T. O. & SNOOKE, N.: 2015
UAV photogrammetry and structure from motion to assess calving dynamics at Store Glacier, a large outlet draining the Greenland ice sheet. **The Cryosphere**, 9, 1-11.
- SANDERS, J. W., CUFFEY, K. M., MACGREGOR, K. R., & COLLINS, B. D.: 2013
The sediment budget of an alpine cirque. **GSA Bulletin**, 125, 229-248.
- SARI, B., & ÖZER, S.: 2002
Upper Cretaceous Stratigraphy of the Bey Dağları Carbonate Platform, Korkuteli Area (Western Taurides, Turkey). **Turkish Journal of Earth Sciences**, XI, 39-59.
- SARI, S.: 2009
Batı Akdeniz Bölümü'nden İç Anadolu'ya Geçiş İklimleri. Konya: Selçuk Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü.
- SARIKAYA, M. A.: 2012
Kuvaterner Buzullaşması: Yayılımı ve Zamanlaması. (N. Kazancı, & A. Gürbüz) **Kuvaterner Bilimi**, 350, 41-58.

SARIKAYA, M. A., & ÇİNER, A.: 2015

Türkiye Geç Pleyistosen Buzullaşması ve Paleoiklimi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 151, 111-132.

SARIKAYA, M. A., ÇİNER, A., & ZREDA, M.: 2011

Quaternary Glaciations of Turkey. J. Ehlers, P. Gibbard, & P. Hughes **Developments in Quaternary Science** (Cilt 15, s. 393-403). Amsterdam, The Netherlands.

SARIKAYA, M. A., ÇİNER, A., HAYBAT, H., & ZREDA, M.: 2014

An early advance of glaciers on Mount Akdağ, S W Turkey, before the global Last Glacial Maximum; insights from cosmogenic nuclides and glacier modeling. **Quaternary Science Reviews** (88), 96-109.

SARIKAYA, M. A., ZREDA, M., ÇİNER, A., & ZWECK, C.: 2008

Cold and wet Last Glacial Maximum on Mount Sandıras, SW Turkey, inferred from cosmogenic dating and glacier modeling. **Quaternary Science Reviews** (27), 769-780.

SAYHAN, S.: 1990

Teke Yarımadası'nın Bitki Coğrafyası. İstanbul: **İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü**.

SEIF, A., & EBRAHIMI, B.: 2014

Combined use of GIS and experimental functions for the morphometric study of glacial cirques, Zardkuh Mountain, Iran. **Quaternary International**, 353, 236-249.

SIMONI, S.: 2011

Typological and morphometric characteristics of the glacial cirques in Doamnei River basin (făgăraş massif). **Forum Geografic**, 10 (1), 35-49.

- STEFFANOVÁ, P., & MENTLÍK, P. : 2007 Comparison of morphometric characteristics of cirques in the Bohemian Forest. **Silva Gabreta**, 13 (3), 191-204.
- ŞAŞMAZ, A.: 1987 Buzulların Jeomorfolojik Yönden Klasifikasyonu. **Ankara Üniversitesi Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi Dergisi**, 31 (1.2), 413-458.
- ŞAŞMAZ, A.: 2005 **Dalyan ve Çevresinin Fiziki Coğrafyası**. Van: Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi.
- ŞENEL, M.: 1997 1:100.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, No:2, Fethiye - L8 Paftası. Ankara: **Maden Tetki Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi**.
- ŞENEL, M.: 2004 Batı Toroslar'daki Yeşilbarak Napı'nın Stratigrafik ve Yapısal Özellikleri, GD Anadolu'daki ve Kuzey Kıbrıs'taki Benzer Birimlerle Karşılaştırılması. **Maden Tetkik ve Arama (MTA) Dergisi**, No:128, 1-26.
- ŞENEL, M; AKDENİZ, N.; ÖZTÜRK E.M.; ÖZDEMİR, T.; KADINKIZ, G.; METİN, Y.; ÖZER, H.; SERDAROĞLU, M.; ÖRÇEN, S.: 1994 Fethiye, (Muğla)-Kalkan (Antalya) ve Kuzeyinin Jeolojisi (Geology of the Region North of Fethiye-Kalkan). Ankara: **Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü**.
- ŞENGÖR, A. M., & YILMAZ, Y. : 1981 Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach. **Tectonophysics** (75), 181-241.
- THORN, C. E.: 1988 Nivation: a geomorphic chimera. M. Clark içinde, **Advances in periglacial geomorphology** (s. 3-31). Chichester: John Wiley.

- TRENHAILE, A. S.: 1976
Cirque Morphometry in the Canadian Cordillera. **Annals of the Association of American Geographers** (66), 451-462.
- TUROĞLU, H.: 2011
Buzullar ve Buzul Jeomorfolojisi.
İstanbul: Çantay Kitabevi.
- TYNDALL, F. R.: 1862
On the conformation of the Alps. **The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science**, 24 (160), 169-173.
- URDEA, P. : 2001
Glacial relief and pleistocene glaciation in retezat mountains (Transylvanians Alps, Romania). **Geographica Pannonica**, 5, 4-7.
- VALLA, P. G., SHUSTER, D. L., & VAN DER BEEK, P. A. : 2011
Significant increase in relief of the European Alps during mid-Pleistocene glaciations. **Nature Geoscience**, 4, 688-692.
- VAN HINSBERGEN, D. J., DEKKERS, M. J., & KOÇ, A.: 2010
Testing Miocene Remagnetization of Bey Dağları: Timing and Amount of Neogene Rotations in SW Turkey. **Turkish Journal of Earth Sciences**, XIX, 123-156.
- VILBORG, L.: 1984
The Cirque Forms of Central Sweden. **Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography**, 66(1-2), 41-77.
- WHITE, W. A.: 1970
Erosion of Cirques. **The Journal of Geology**, 78(1), 123-126.
- WILLIAMS, L. D.: 1975
The Variation of Corrie Elevation and Equilibrium Line Altitude with Aspect in Eastern Baffin Island, N. W. T., Canada. **Arctic and Alpine Research**, 7(2), 169-181.