

T. C.
İstanbul Üniversitesi
Sosyal Bilimler Enstitüsü
Coğrafya Anabilim Dalı

Doktora Tezi

Akdağ Kütlesi'nde (Batı Toroslar)
Karstlaşma-Buzul İlişkisinin Jeomorfolojik Analizi

Cihan BAYRAKDAR

2502060011

Tez Danışmanı

Prof. Dr. Hüseyin TUROĞLU

İstanbul, 2012

**T. C.
İstanbul Üniversitesi
Sosyal Bilimler Enstitüsü
Coğrafya Anabilim Dalı**

Doktora Tezi

**Akdağ Kütlesi'nde (Batı Toroslar)
Karstlaşma-Buzul İlişkisinin Jeomorfolojik Analizi**

Cihan BAYRAKDAR

2502060011

Tez Danışmanı

Prof. Dr. Hüseyin TUROĞLU

“Bu çalışma İstanbul Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projelerince desteklenmiştir.
Proje No:3604”

İstanbul, 2012



DOKTORA

TEZ ONAYI

ÖĞRENCİNİN

Adı ve Soyadı : Cihan Bayrakdar Numarası : 2502060011
Anabilim/Bilim Dalı : Coğrafya Danışman Öğretim Üyesi : Prof. Dr. Hüseyin Turoğlu
Tez Savunma Tarihi : 28/06/2012 Tez Savunma Saati : 10.00
Tez Başlığı : Akdağ Kütlelerinde (Batı Toroslar) Karışma-Buzul İlişkisinin Jeomorfolojik Analizi.

TEZ SAVUNMA SINAVI, Lisansüstü Öğretim Yönetmeliği'nin 35. Maddesi uyarınca yapılmış, sorulan sorulara alınan cevaplar sonunda adayın tezinin **KABULÜ'NE** OYBİRLİĞİ / **EVÇOKLUĞUYLA** karar verilmiştir.

JÜRİ ÜYESİ	İMZA	KANAATI (KABUL / RED / DÜZELTME)
1-Prof. Dr. Barry Mater		Kabul
2- Prof. Dr. Hakan Yiğitbaşoğlu		Kabul
3-Prof. Dr. Meral Avcı		Kabul
4-Prof. Dr. Barbaros Gönençil		Kabul
Prof. 5-Doç. Dr. Hüseyin Turoğlu		Kabul

ÖZ

Batı Torosların en yüksek ikinci zirvesine (Uyluk T. 3014 m) sahip olan Akdağ, batıda Eşen Ovası (60 m) doğuda Elmalı Ovası (1100 m) arasında yer alan ve 2700 m üzerinde birçok zirve barındıran, çevresine göre oldukça yüksek bir kütle görünümündedir. Akdağ Kütlesi Oligosen kara haline geçmesiyle bölgede karstlaşma başlamıştır. Pleistosen’de yaşanan iklim değişimleriyle birlikte Akdağ Kütlesi’nde birden fazla buzullaşma etkili olmuştur. Holosen’de buzulların zamanla etkinliklerini yitirmelerine paralel olarak, karstlaşma tekrar canlanmış ve etkinliğini giderek arttırarak, günümüze kadar devam ettirmiştir.

Akdağ Kütlesi’nin jeomorfolojik gelişiminde birden fazla etken ve sürecin rolü olmuştur. Bu süreçlerin başında karst, buzul, tektonik ve flüviyal gelmektedir. Akdağ Kütlesi’nde bu farklı etken ve süreçlerin ürünü polijenik bir jeomorfoloji gelişmiştir. Özellikle 2000 m ve üzerindeki sahalarda karst ve buzul jeomorfolojine ait şekiller iç içe geçmiş halde görünürler. Akdağ Kütlesi’nde etkili olan Pleistosen buzul dönemleri, büyük ölçüde karstik yapıya uyumlu gelişmiş ve 2500 m ve üzerindeki paleo-karstik depresyonlarda kalın plato buzulları gelişmiştir. Bu buzulların ürünü buzul birikinti depolarından alınan örneklerle ait OSL tarihlendirmelerinde 17-21 bin yaşları çıkmıştır ki bu da son buzul dönemi Würm’e denk gelmektedir. Akdağ, Toroslar’da Pleistosen’de buzullaşmış diğer dağlara oranla daha fazla buzullaşmaya maruz kalmıştır. Bunda, iklim, yükselti ve enlemin etkisi olmakla birlikte Likya Napları’na bağlı gelişen lito-stratigrafik yapının etkisi büyüktür.

Akdağ kütlesinin glasio-karstik evriminin ortaya konmasında; coğrafi bilgi sistemleri ve morfometrik analizler, jeofizik yöntemleri, OSL tarihlendirme yöntemi ve sedimantolojik analizlerden faydalanılmıştır.

ABSTRACT

Having the second highest peak (Uyluk Peak 3014 m) in Western Taurus, Akdağ is a massif, higher than its surrounding and surrounded by Eşen Plain (60 m) in the west, Elmalı Plain (1100 m) in the east and consisting of several peaks more than 2700m. Karstification started in the area as Akdağ Massif turned into Oligocene land. With the climate changes in Pleistocene, more than one glaciations were effective in Akdağ Massif. In parallel with loss of efficiency of glaciers in Holocene by time, karstification revived again and survived until today by increasing its efficiency.

Several factors and processes had role in the geomorphological development of Akdağ Massif. Karst, glacier, tectonic and fluvial are primary among these processes. A polygenic geomorphology, which is a product of these different factors and processes, developed in Akdağ Massif. Especially in fields at the height of 2000 m and more, formations belonging to karst and glacier geomorphology are seen one within the other. Pleistocene glacier periods, which were efficient in Akdağ Massif, developed in accordance with the karst formation to a great extent and thick plateau glaciers developed in paleo karstic depressions at the height of 2500 m and over. According to OSL dates belonging to samples obtained from glacier depots which are products of these glaciers, it was revealed that they were 17-21 thousand years old and this occurs at the same time as the last glacial period Würm. Akdağ was exposed to more glaciation compared to other glaciated mountains in Taurus in Pleistocene. Together with the effect of climate, height and latitude in this, the effect of lithostratigraphic structure developed based on Lykia Nappes is also significant.

Geographical information systems and morphometric analyses, geophysical methods, OSL date method and sedimentologic analyses were benefited in exerting the glacio-karst evolution of Akdağ Massif.

ÖNSÖZ

“Akdağ Kütlesi’de (Batı Toroslar) Karstlaşma-Buzul İlişkisinin Jeomorfolojik Analizi” başlıklı bu doktora tez çalışması, 2009 Mart ayında başlayarak dört yıl süren büro ve arazi çalışmaları ile sonuçlanmıştır.

Çalışma beş bölümden oluşmuştur. Birinci bölümde jeomorfolojiye etki eden özelliklere (jeoloji, iklim) değinilmiştir. İkinci bölümde sahanın genel jeomorfolojik özelliklerinden, morfolometrik analizlerden faydalanılarak bahsedilmiştir. Üçüncü ve dördüncü bölümde, sırasıyla karst ve buzul jeomorfolojisinin genel özelliklerinden bahsedilmiştir. Beşinci bölümde ise karst ve buzul jeomorfolojisine ait etken ve süreçler bir arada değerlendirilerek, bunların ardalanmalı olarak nasıl sahanın jeomorfolojik gelişimini etkilediği ve iki etken ve sürecin ortak ürünü şekillerin oluşumundan bahsedilmiştir.

Bugüne kadar yüksek alanlarda yapılan buzul ya da karst jeomorfoloji çalışmalarında, tek sürecin üzerinde durulmuş ya da iki sürecin ilişkisi pek göz önünde bulundurulmamıştır. Bu çalışma ile karbonatlı kayalardan oluşan ve Pleistosen daimi kar sınırı üzerinde jeomorfolojik şekiller barındıran sahalar için bir jeomorfolojik gelişim modeli oluşturulmaya çalışılmıştır. Yapılan çalışmanın sonuçları da göstermiştir ki, bu tür sahalarda karst ve buzul jeomorfolojisinin karşılıklı sinerjisi beklenenden çok daha büyük ölçekli bir karstlaşma ve buzullaşmanın oluşmasına imkan vermektedir.

Bu çalışma için başlangıçta hedeflenen çalışmaların tamamını gerçekleştirildiğini söylemek mümkün değildir. Bundan dolayı, çalışmalar sırasında, çalışmanın içerik ve gidişatını sınırlandıran bir takım olumsuzluklar ve veri engelleriyle karşılaşmıştır. Bunlar Giriş kısmında ayrı bir başlık altında ele alınmıştır.

Bu tez sahanın ve konusunun seçiminde beni yönlendiren aynı zamanda bu tezin hazırlanması sürecinde görüş ve bilgileri ile çok büyük katkılar sunan danışman hocam Prof. Dr. Hüseyin TUROĞLU’na teşekkürlerimi borç bilirim. Tez izleme komitelerinde olumlu eleştirileriyle beni motive edip çalışmaya sevkeden, genç yaşta kaybettiğimiz rahmetli hocam Prof.Dr. Erkan GÖKAŞAN’a minnettarım. Allah'ın Rahmet'i üzerine olsun. Tez çalışmalarında bilgi ve önerilerinden faydalandığım

Prof.Dr. Barış MATER'e, Prof.Dr. Hakan YİĞİTBAŞIOĞLU'na, Prof.Dr. Barbaros GÖNENÇGİL'e, Prof.Dr. Meral AVCI'ya, Prof.Dr. Murat TÜRKEŞ'e ve Prof.Dr. Şükrü ERSOY'a çok teşekkür ederim. Ayrıca lisans öğrenciliğimden bu yana MTA kamplarına beni davet edip karst ve mağaracılık konusunda bilgi birikiminin artmasına vesile alan ve tez çalışmamda çokça fikirlerine başvurduğum değerli hocam Y.Doç.Dr. Lütfi NAZİK'e teşekkür ederim.

Tez çalışmam süresince modern jeomorfoloji yöntemlerinin kullanımı konusunda beni cesaretlendiren ve bu konuda bana her türlü desteği sağlayan değerli hocam Doç.Dr. A. Evren ERGİNAL'a ve asistanı M. Zeynel ÖZTÜRK'e, ayrıca OSL yaşlandırmaları konusunda tüm maddi imkansızlıklara rağmen numunelerimi yaşlandıran Prof. Dr. Nafiye KIYAK'a ve asistanı Arş.Gör. Tuğba ÖZTÜRK'e sonsuz teşekkür ederim. Yine GPR ölçümlerinin yapılması konusunda bilgilerine ve yönlendirmelerine başvurduğum Y.Doç. Fethi Ahmet YÜKSEL'e, ölçümlerin ücretsiz olarak gerçekleştirip yorumlamalarını yapan PM Prestij Mühendislik sahibi Jeofizik Mühendisi Mehmet Şafi YILDIZ'a ve zor şartlarda araziye gelip ölçümleri gerçekleştiren Jeofizik Mühendisi Erdi YALÇIN'a sonsuz minnettarlığımı belirtmek isterim.

Tez hazırlama sürecinde, arazi çalışmalarında, veri ve kaynak temininde, CBS ve Uzaktan Algılama konularında yardımlarını benden esirgemeyen çok değerli dostlarım; Zeynel ÇILGIN'a, Ergin CANPOLAT'a, Y.Doç.Dr. Hasan ÖZDEMİR'e, Arş.Gör. Tolga GÖRÜM'e, Arş.Gör. M.Fatih DÖKER'e, Y.Doç.Dr. Ebru AKKÖPRÜ'ye ve Serkan KARA'ya çok teşekkür ederim. Arazi çalışmalarım sırasında beni yalnız bırakmayan değerli arkadaşım Ebubekir GÜLEÇ'e, veri girişlerindeki yardımlarından dolayı Fatih TIRZİK'e, Murat ADAMHASAN'a, Onur YASAN'a ve Emre ELBAŞI'na çok teşekkür ederim. Tezin yazım yanlışları ve imla hatalarının düzeltilmesinde büyük yardımları olan arkadaşım Türkçe Öğretmeni Birsen GÜDÜK'e ayrıca teşekkür ederim. Yine Tezimi destekleyen İstanbul Üniversitesi Rektörlüğü Bilimsel Araştırma Projeleri Yürütücü Sekreterliği'ne teşekkürü borç bilirim.

Cihan BAYRAKDAR

İstanbul, 2012

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ	iv
İÇİNDEKİLER	viii
ŞEKİL LİSTESİ.....	xi
TABLO LİSTESİ.....	xv
FOTOĞRAF LİSTESİ	xvi
HARİTA LİSTESİ	xxi
GİRİŞ	1
Amaç	4
Önceki Çalışmalar ve Gerekçe.....	4
Materyal ve Yöntem.....	5
Karşılaşılan Güçlükler.....	7
1. JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLERE ETKİ EDEN FAKTÖRLER	8
1.1. Jeolojik Özellikler	8
1.1.1. Stratigrafi ve Litoloji.....	8
1.1.1.1. Stratigrafi	8
1.1.1.2. Litoloji	9
1.1.2. Tektonik	17
1.2. İklim Özellikleri	20
1.2.1. Sıcaklık.....	21
1.2.2. Yağış	26
1.2.3. Basınç ve Rüzgar.....	35
2. GENEL JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLER	38
3. KARST JEOMORFOLOJİSİ.....	53

3.1.	Karstlaşmada Rol Oynayan Faktörler	58
3.1.1.	Jeolojik Faktörler	58
3.1.2.	Jeomorfolojik Faktörler.....	66
3.2.	Karstik Şekiller.....	71
3.2.1.	Karstik Aşınım Şekilleri.....	71
3.2.1.1.	Lapyalar	71
3.2.1.2.	Dolinler	73
3.2.1.3.	Uvalalar.....	76
3.2.1.4.	Flüvyo-Karstik Depresyonlar	78
3.2.1.5.	Kanyonlar ve Birleştirme Boğazları	80
4.	BUZUL JEOMORFOLOJİSİ	81
4.1.	Buzulların Oluşturduğu Şekiller	84
4.1.1.	Buzul Aşınım Şekilleri.....	85
4.1.1.1.	Küçük Buzul Aşınım Şekilleri.....	85
4.1.1.1.1.	Buzul Çizik ve Cilaları	85
4.1.1.1.2.	Buzul Oluk Kanal ve Flüviyoglasiyal Çukurları.....	88
4.1.1.2.	Büyük Buzul Aşınım Şekilleri.....	89
4.1.1.2.1.	Hörgüç Kayalar	89
4.1.1.2.2.	Balina Sırtları	91
4.1.1.2.3.	Eşik ve Sürgüler	91
4.1.1.2.4.	Yatak İçi Çukur ve Göller	91
4.1.1.2.5.	Aretler.....	92
4.1.1.2.6.	Sirkler	92
4.1.1.2.7.	Buzul Vadileri	95
4.1.2.	Buzul Birikim Şekilleri	99

4.1.2.1.	Moren Depoları.....	99
4.1.2.2.	Sandurlar.....	111
5.	KARST - BUZUL POLİJENİK JEOMORFOLOJİSİ.....	114
5.1.	Batı Toroslarda Pleistosen Buzullaşma Alanları.....	115
5.2.	Akdağ Kütlesi'nin Glasiyo-Karstik Paleotopografyası.....	119
5.2.1.	Buzullaşma Öncesi Karstlaşma.....	119
5.2.2.	Pleistosen Buzullaşmaları ve Son Buzul Maksimumunda Buzul Rekonstrüksiyonu.....	127
5.2.2.1.	Würm Daimi Kar Sınırı	128
5.2.2.2.	Buzul Rekonstrüksiyonu.....	129
5.2.2.3.	Buzul Kronolojisi ve Mutlak Yaşlar.....	131
5.2.3.	Paleo-Karstik Sahalarda Pleistosen Buzullaşmaları.....	135
5.2.4.	Pleistosen Buzullaşma Dönemlerinde Karstik Gelişim	146
5.2.5.	Holosen'de Karstlaşma	153
5.3.	Akdağ Kütlesi'nde Karst-Buzul Şekil İlişkisi.....	159
5.3.1.	Buzul Çiziği-Lapya İlişkisi	159
5.3.2.	Dolin-Sirk-Dolin İlişkisi	160
5.3.3.	Hum-Hörgüç Kaya İlişkisi	161
	SONUÇLAR VE ÖNERİLER	163
	KAYNAKÇA.....	169
	ÖZGEÇMİŞ	180

ŞEKİL LİSTESİ

Şekil 1: Çalışma sahasının lokasyon özellikleri.....	2
Şekil 2: Çalışma sahası ve yakın çevresinin anaglif görüntüsü.	3
Şekil 3: Çalışma sahası ve çevresinin yapısal şeması. (Şenel M. , 2004).....	9
Şekil 4: Çalışma sahasında yer alan yapısal birimler (Şenel, et al., 1989).	10
Şekil 5: Çalışma sahasındaki gerçekleşen depremler (Sayısal Grafik, 2010 http://www.sayisalgrafik.com.tr/deprem/).....	18
Şekil 6: Elmalı, Kaş ve Fethiye Meteoroloji İstasyonlarına ait uzun yıllar sıcaklık ortalamaları (1975-2009).	22
Şekil 7: Çalışma sahası yakınındaki Meteoroloji istasyonlarının Thiessen poligonlanmasına göre etki alanlarının bölümlenmesi.	23
Şekil 8: Ortalama sıcaklık değerlerinin dağılışı.....	25
Şekil 9: Ocak ayı ortalama sıcaklık değerlerinin dağılışı.....	25
Şekil 10: Temmuz ayı ortalama sıcaklık değerlerinin dağılışı.....	25
Şekil 11: Türkiye'de yıllık ortalama yağışın dağılışı (www.dmi.gov.tr)	26
Şekil 12: Elmalı, Fethiye ve Kaş meteoroloji istasyonlarına ait uzun yıllar yağış ortalamaları (1975-2009)	27
Şekil 13: Akdağ Kütlesi'nde orografik yağışlar (Türkeş, 2010'dan çalışma sahasına uyarlanarak hazırlanmıştır).	29
Şekil 14: Ortalama yağış tutarının dağılışı.....	30
Şekil 15: Elmalı Meteoroloji İstasyonuna ait kar yağışlı ve örtülü günler sayısı.....	31
Şekil 16: Akdağ'ın kuzeydoğusunu kapsayan 19.11.2004 tarihli uydu görüntüsü (Google Earth).	32
Şekil 17: Akdağ'ın merkezi ve doğusunu kapsayan 18.02.2008 tarihli uydu görüntüsü (Google Earth).	32

Şekil 18: Akdağ'ın merkezi ve doğusunu kapsayan 13.05.2008 tarihli uydu görüntüsü (Google Earth).	32
Şekil 19: Torntwaite formülüne göre Elmalı'nın su bilançosu.....	33
Şekil 20: Torntwaite formülüne göre Fethiye'nin su bilançosu.	34
Şekil 21: Torntwaite formülüne göre Kaş'ın su bilançosu.	34
Şekil 22: Rubinstein formülüne göre Kaş, Fethiye ve Elmalı'nın hakim rüzgar yönleri ve frekansları.....	37
Şekil 23: Akdağ Kütlesi'nin Hipsometrik İntegral değeri ve Eğrisi.....	39
Şekil 24: Akdağ Kütlesi'nin Hipsografik Eğrisi.	39
Şekil 25: Akdağ Kütlesi'ne ait Süperimpoze, Birleşik ve Mürtesem Profiller.....	42
Şekil 26: Akdağ Kütlesi'nin Morfoteknik Özellikleri.....	45
Şekil 27: Akdağ Kütlesi ve Yakın Çevresinin Eğim Özellikleri.....	46
Şekil 28: Akdağ Kütlesi'nde belirgin fay dikliği olan alanların dağ cephesi sinüslük oranları.	47
Şekil 29: Akdağ Kütlesi'nin doğu yamacındaki karstik kaynaklar ve heyelanlar.	51
Şekil 30: Türkiye karstik bölgeler haritası (Nazik 2010a).....	54
Şekil 31: Akdağ Kütlesi'ndeki karbonatlı kayaçların profili (Şenel, et al., 1989 tarafından hazırlanan 1/25000'lik jeoloji haritasından faydalanarak hazırlanmıştır).	63
Şekil 32: Çalışma sahasında zirve hatlarında çatlakların genel yönelimi.....	65
Şekil 33: Akdağ Kütlesi'nde karst taban düzeyini gösteren K-G ve D-B profiller. .	67
Şekil 34: Çalışma sahasında karstik gelişime etki eden eğim özellikleri.....	69
Şekil 35: Çalışma sahasındaki karstik alanların dağılımı	70
Şekil 36: Çalışma sahasının güney ve batısındaki karstik depresyonların profili.....	78
Şekil 37: Türkiye'de güncel buzullar ve buzul morfolojine ait şekillerin görüldüğü alanlar (Erinç , 1949, 1951, 1953, 1955a; Flint R. , 1957; Planhol & Bilgin,	

1961; Bilgin, 1969; Arpat & Özgül, 1972; Bilgin, 1972; Ardos, 1974-1977; Ardos, 1977; Atalay, 1984; Atalay, Tetim, & Yılmaz, 1985; Kurter & Sungur, 1991; Doğu, 1993; Doğu, Somuncu, Çiçek, Tunçel, & Gürgen, 1993; Tombul, 1997; Doğu, Çiçek, Tunçel, & Gürgen, 1999a; Doğu, Çiçek, Gürgen, & Tunçel, 1999b; Erinç, 2001; Çiner, 2003; Ege & Tonbul, 2005; Biricik, 2010; Turoğlu, 2011; Sarıkaya, Çiner, & Zreda, 2011)	82
Şekil 38: Türkiye'de güncel ve son buzul maksimumuna ait daimi kar sınırı (Sarıkaya, Çiner, & Zreda, 2011).....	83
Şekil 39: Akdağ Kütlesi'nde örnek, dik duvarlı, yatık yamaçlı ve nivasyon sirklerinden boyuna profilleri ve planları.	93
Şekil 40: Akdağ Kütlesi'ndeki buzul vadilerinin boyuna ve enine profilleri.	96
Şekil 41: Uyluk tepe batısında sirk tabanındaki morenlerde yapılan radargram görüntüleri ve yorumlanmaları.	102
Şekil 42: Çayırılı mevkiindeki taban morenlerindeki radargram görüntüsü.....	103
Şekil 43: Karadere buzul vadisinin sonlandığı İkizgöl mevkiinde nihai ve çekilme morenleri.	106
Şekil 44: Taşkuzluklu buzul vadisinin sonlandığı kısımda iki kademe halinde gelişen sandur.	112
Şekil 45: Batı Toroslarda 2000 m üzerindeki Pleistosen buzullaşmasından etkilenmiş dağlar ve Sandras, Akdağ ve Beydağları'nın profili.....	116
Şekil 46: Akdağ Kütlesi'nde kuzeydoğuya yönelen üç büyük buzul ünitesinin (Karadere, Kuruova ve Taşkuzluklu buzul vadileri) hipsografik eğrisi... ..	122
Şekil 47: Çalışma sahasındaki buzul vadilerinin enine profilleri; (a)Karadere, (b) Kuruova, (c) Taşkuzluklu, (d) güneye bakan münferit vadiler.....	123
Şekil 48: Çalışma sahasındaki buzul vadilerinin ve yan kollarının boyuna profilleri; (a)Karadere, (b) Kuruova, (c) Taşkuzluklu, (d) güneye bakan münferit vadiler.	124

Şekil 49: Çalışma sahasında kuzeye gelişen buzul vadilerinin hipsometrik eğrisi ve yüzölçümü metoduyla daimi kar sınırın ortaya konması (Porter, 2001) (Hubbard & Glasser, 2005).....	129
Şekil 50: Akdağ Kütlesi'nde son buzul maksimumunda (Würm) buzul rekonstrüksiyonu.....	130
Şekil 51: Çalışma sahasında OSL için numune alınan yerlerin lokasyonları.	132
Şekil 52: Kuruova Glasiyo-Karstik vadisinde morenlerin enine ve boyuna kesitleri.	140
Şekil 53: Karedere glasiyo-karstik vadisinin Uyluk Tepe batısındaki sirkinin tabanındaki radargram görüntüsü.	144
Şekil 54: İkizgöl mevkinde büyük olan gölün batısındaki su kuyusunun stratigrafik kesiti.....	150
Şekil 55: İkizgöl mevkiindeki su kuyusundaki karbonat çökelinin mineral grafiği ve SEM görüntüleri.....	151
Şekil 56: İkizgöl mevkiindeki su kuyusunundaki karbonat çökelinin XRD sonuçları.	152
Şekil 57: Kuruova Glasiyo-Karstik vadisindeki Kuruova ve Karkaldı Gediği uvalalarındaki karstik gelişim evreleri.....	155

TABLO LİSTESİ

Tablo 1: İnceleme alanı ve çevresinde bulunan Meteorolojik Gözlemevleri ve genel özellikleri.	20
Tablo 2: Elmalı Meteoroloji İstasyonuna ait kar yağışlı ve örtülü günler sayısı ile maksimum kar kalınlığı.	31
Tablo 4: Torntwaite göre Fethiye'nin su bilançosu tablosu.....	34
Tablo 3: Torntwaite göre Elmalı'nın su bilançosu tablosu.....	33
Tablo 5: Torntwaite göre Kaş'ın su bilançosu tablosu.....	35
Tablo 6: Batı Toroslarda Karstlaşmanın Evrimi	55
Tablo 7: Çalışma alanında bulunan kayalar ve bunların çözünme ve karstlaşma özellikleri (Şenel vd., 1989; Şenel, 1997 ve Lütfi Nazik ile sözlü görüşme 2011)	59
Tablo 8: Karadere buzul vadisindeki taban morenlerine ait tekstür analizi.....	104
Tablo 9: Teke yarımadasındaki meteoroloji istasyonlarına ait yıllık yağış ortalamaları (1980-2000).....	117
Tablo 10: Akdağ Kütlesi'nde uygulanan daimi kar sınırı belirleme yöntemleri.	129
Tablo 11: Çalışma sahasında farklı seviyelerdeki cephe ve taban morenlerinden alınan OSL yaşları.....	132

FOTOĞRAF LİSTESİ

Foto 1: Çalışma sahasında en fazla yüzeyleyen neritik kireçtaşlarından oluşan Madırkaya formasyonu (Akdağ zirvesi yakın çevresi).....	13
Foto 2: Akdağ'ın 2700 metrelerde kuzeye bakan korunaklı yamaçlarında Ağustosta erimeyen kar örtüsü (14 Ağustos 2009, 17:18).....	32
Foto 3: Akdağ Güneyindeki Heyelan.....	43
Foto 4: Saklıkent Kanyonu	49
Foto 5: Akdağ Kütlesi'nin doğu yamacında yer alan karstik kaynaklardan en büyüğü Uçarsu Pınarı ve yer altı kaynakları ile beslenen Yeşil Göl.	50
Foto 6: Akdağ Kütlesi'nin güney yamacında yerleşim alanlarını ve karayollarını tehdit eden heyelanlar.	51
Foto 7: Akdağ'ın güneybatı yamacındagelişen uvalalardan Rahat Ovası..	68
Foto 8-9: Taze kireçtaşı yüzeylerinde gelişen oluklu lapyalar.	72
Foto 10: Diaklaz (çatlak) lapyalar.....	72
Foto 11: Çıplak kireçtaşı blokları üzerindeki lapyalar.....	71
Foto 12: Çalışma sahasındaki erime dolinleri.....	74
Foto 13: Çalışma sahasının kuzeydoğusundaki fay hatlarına bağlı olarak gelişen ve birleşme dolinleri.	74
Foto 14: Dolinler ve tabanlarındaki düdenler.	74
Foto 15: Dolinlerin birleşmesi ile oluşmuş uvalalara bir örnek Ahenkli Ovası.....	76
Foto 16: Kartın Uvalası.....	77
Foto 17: Kuruova Uvalası.....	77
Foto 18: Rahat Ovası (Uvala)	77
Foto 19: Rahat Ovası güneyinde karst taban düzeyi oluşturan geçirimsiz birimler ..	77
Foto 20: Akdağ Kütlesi'nin batısındaki uvalalar ve flüvyo karstik alanlar.	79

Foto 21: Akçasu flüvyo-karstik depresyonun (uvalasının) dış drenaja açılmasıyla ortaya.....	79
Foto 22: Çayırılı flüvyo-karstik depresyonunu dış drenaja bağlayan birleştirme boğazı.....	80
Foto 23: Karadere buzul vadisinde buzul aşınım şekillerinden cilalanmış yüzeyler.	86
Foto 24: Kuruova buzul vadisinin en daraldığı kesimde oluşan cilalanmış yüzey....	86
Foto 25: Akdağ'da zirve hattındaki buzul çizikleri (a) ve morenler içerisinde buzul hareketi esnasında zemine sürterek bir tarafı törpülenmiş bloklar (b).....	87
Foto 26: Akdağ'da buzul çizikleri.	87
Foto 27: Karadere buzul vadisi doğu yamacında gelişmiş buzul aşınım şekillerinden kanal.....	88
Foto 28: Uyluk Tepe kuzeydoğusundaki sirklin önündeki eşikte gelişmiş Flüviyoglasial Çukur.....	88
Foto 29: Karadere buzul vadisi tabanında gruplaşmış hörgüç kayalar (vadiye KB'dan bakış).....	90
Foto 30: Karade buzul vadisinde buzul hareket yönünde uzamış sırtıyla hörgüç kaya.	90
Foto 31: Taşkulzuk buzul vadisinde yanyana gelişmiş iki hörgüç kaya.....	90
Foto 32: Kuruova buzul vadisinin daraldığı alt kısımlarında sırtı ve eğimli yüzeyi törpülenmiş hörgüç kaya.....	90
Foto 34: Uyluk Tepe batısında sirkleri birbirinden ayıran aretler.....	92
Foto 33: Buzul Vadisi tabanında farklı aşınımına bağlı gelişen çukur ve göller (a) Karadere Buzul vadisi Uyluk T. kuzeybatısı (b) Taşkulzuk Buzul vadisi tabanında Ayı Gölü mevkiindeki çukur.....	92
Foto 35: Karadere buzul vadisinin başlangıç kısımlarında dik duvarlı ve yatık yamaçlı sirkler.....	94

Foto 36:Uyluk Tepe güneydoğusu (a) batısı (b) ve kuzeydoğusundaki (c) dik duvarlı sirkler.....	94
Foto 37: Akkatsivrisi Tepe kuzeyinde yatık yamaçlı sirkler.	94
Foto 38: Uyluk T. GD’da Büyükkara Göl (tarn).....	94
Foto 39: Karadere yaylası G’de nivasyon sirki.....	93
Foto 40: Karadere buzul vadisine kuzeybatıdan bakış.....	96
Foto 41: Uyluk Tepe'den kuzeybatıya Karadere buzul vadisine bakış.....	95
Foto 42: Uyluk Tepe'den doğuya Kuruova buzul vadisine bakış.	98
Foto 43: Kuruova buzul vadisinin daraldığı ve eğiminin arttığı kısım.	98
Foto 44: Taşkuzluklu buzul vadisine doğudan bakış.	98
Foto 45: Yumru Dağı güneyindeki buzul vadisi.....	98
Foto 46: Uyluk Tepe güneyindeki buzul vadisi.....	97
Foto 47:Uyluk Tepe batısındaki sirk içindeki morenlerde çökme çukuru (Kettle).	101
Foto 48: Uyluk Tepe batısındaki sirk tabanında sahadaki en genç morenler ve gerisinde birkaç yıl erimeyen kar ve buz kütlesi a-30.10.2010, b-06.08.2010.....	101
Foto 49: Uyluk Tepe batısındaki sirk tabanındaki buz kütesinden alınan karot ve farklı dönemlerdeki birikimi yansıtan buz örnekleri.	101
Foto 50: Çayırılı mevkiinde GPR ile ölçüm yapılan saha (a) ve akarsularca yarılmış taban moreninden bir kesit (b).	103
Foto 51: Karadere buzul vadisi KB yamacındaki yan morenlere GD’dan (Uyluk Tepe’den) bakış.....	105
Foto 52: Karadere buzul vadisi KB yamacındaki yan morenlerin enine profiline GB’dan bakış.	105

Foto 53: Karadere buzul vadisinin daraldığı alanda vadinin KD yamacında 2500 m seviyelerindeki yan morenleri.....	105
Foto 54: Karadere buzul vadisinin doğuya yöneldiği İkizgöl mevkiinde dil çanağı içindeki İkizgöller ve cephe morenleri (nihani ve çekilme).	106
Foto 55: Uyluk Tepe kuzeydoğusundaki sirk içinde ve buzul vadisinin devamında cephe morenleri, taban morenleri (a) ve sirk tabanında relikt kaya buzulları (b).....	108
Foto 56: Uyluk Tepe güneydoğusunda iki sirkin birleşme noktasında gelişen moren setti gölü (Büyük Karagöl) (Beyaz oklar buzul hareket yönünü göstermektedir).	108
Foto 57: Kuruova buzul vadisinin daraldığı kısımdaki glasiyal eşik ve çekilme morenleri.....	108
Foto 58: Kuruova buzul vadisinin sonlandığı kesimdeki cephe morenleri (nihai, çekilme) ve moren setti gölünün dolmasıyla oluşan düzlük alan.	110
Foto 59: Beydağlarının kuzey yamaçlarında gelişen sirk ve önündeki relikt kaya buzulu.....	118
Foto 60: Karadere buzul vadisinde glasiyal ve karstik aşınım şekillerinin iç içe geçtiği 2500-2800 m seviyelerindeki yüksek plato.	126
Foto 61: Kuruova buzul vadisinin güneyinde basamaklı olarak alçalan paleo-ovalalar ve bunların tabanlarındaki kalın glasiyal tiller.....	126
Foto 62: Taşkuzluklu buzul vadisinin 2550 m seviyelerindeki buzullar tarafından törpülenmiş paleo-dolinler.	126
Foto 63: Çalışma sahasında OSL numunelerin alındığı lokasyonlar.	134
Foto 64: Uyluk Tepe doğusundaki sirklerde gelişip plato tabanına yayılan buzulların hareket yönleri ve glasiyo-karstik vadi tabanında buzul hareket yönlerini gösteren hörgüç kayalar	138
Foto 65: Karkaldı gediğinden Akdağ'ın doğusuna yönelen buzulların hareket yönleri.	138

- Foto 66: Kuruova glasiyo-karstik vadisinde buzul hareket yönleri (a) ve doğu yamaçta cephe moreni ve gerisindeki dil çanağı (b)..... 138
- Foto 67: Kuruova glasiyo-karstik vadisinde paleo-karstik depresyonlara yönelen hummoky morenlerine kuzeyden (a) ve güneydendoğudan bakış (b)..... 141
- Foto 68: Karadere glasiyo-karstik vadisinde paleo-karstik depresyonların buzullarca törpülenmesi sonucu oluşan hörgüç kayalar ve basal tillerle doldurulmuş paleo-dolinler. 143
- Foto 69: Taşkuzluklu glasiyo-karstik vadisinde paleo-dolinler ve dolinler arası eşiklerin buzullarca törpülenmesiyle oluşan hörgüç kayalar. 145
- Foto 70: Akdağ Kütlesi'de güneye gelişen Yumru Dağ (a) ve Rahat (b) glasiyo-karstik vadilerinde paleo-karstik depresyonlar. 145
- Foto 71: Karadere buzul vadisinde nihai moren setleri gerisinde buzul erime sularıyla gelişmiş dolinler..... 148
- Foto 72: İkizgöl mevkiinde dil çanağı içerisinde gelişen buzul göllerinin fazla sularını drene eden düden. 148
- Foto 73: Karadere Buzul vadisi ikizgöl mevkiinde nihai morenler ve gerisindeki dil çanağı. 150
- Foto 74: Kuruova Glasiyo-karstik vadisinde morenler içerisinde oluşan çökme dolinleri (a- Karkaldı Gediği b- Eren Tepe güneybatısı c- Göllü Tepe güneybatısı)..... 156
- Foto 75: Karadere glasiyo-karstik vadisinde Holosen'de taban tilleri içerisinde gelişen düdenler. 157
- Foto 76: Karede buzul vadisinde yüzeysel drenajın Taşlı Dere tarafından kapılması. 157
- Foto 77: Subaşı Yaylası'nda Cephe morenlerinin flüvyal süreçlerle taşındığı noktalarda ortaya çıkan örtülü karst alanı. 158
- Foto 78: Çalışma sahasında buzullar tarafından törpülenmiş, cilalanmış ve çizikli kireçtaşı yüzeylerinde lapyaların gelişimi. 160

Foto 79: Karadere buzul vadisinin başlangıç bölümünde Kızıldünek Kayası mevkiinde yatık yamaçlı sirkler içinde gelişen dolinler ve tabanlarındaki düdenler.....	161
Foto 80: Basal tillerle kısmen tıkanmış, geçici göller barındıran sirk-dolinler a- Uyluk Tepe batısındaki dik yamaçlı sirk önü, b- Taşkuzluklu buzul vadisinde Ayı Gölü mevki.	161
Foto 81: Taşkuzluklu glasiyo-karstik vadisinde 2500 m seviyelerinde, buzullar tarafından törpülenerek hörgüç kayalara dönüşen paleo-humlar.....	162

HARİTA LİSTESİ

Harita 1: Akdağ Kütlesi ve yakın çevresinin jeoloji haritası.	19
Harita 2: Akdağ Kütlesi ve yakın çevresinin Jeomorfoloji Haritası	52
Harita 3: Çalışma sahasının Karst Jeomorfolojisi Haritası	75
Harita 4: Çalışma sahasının Buzul Jeomorfolojisi Haritası	113

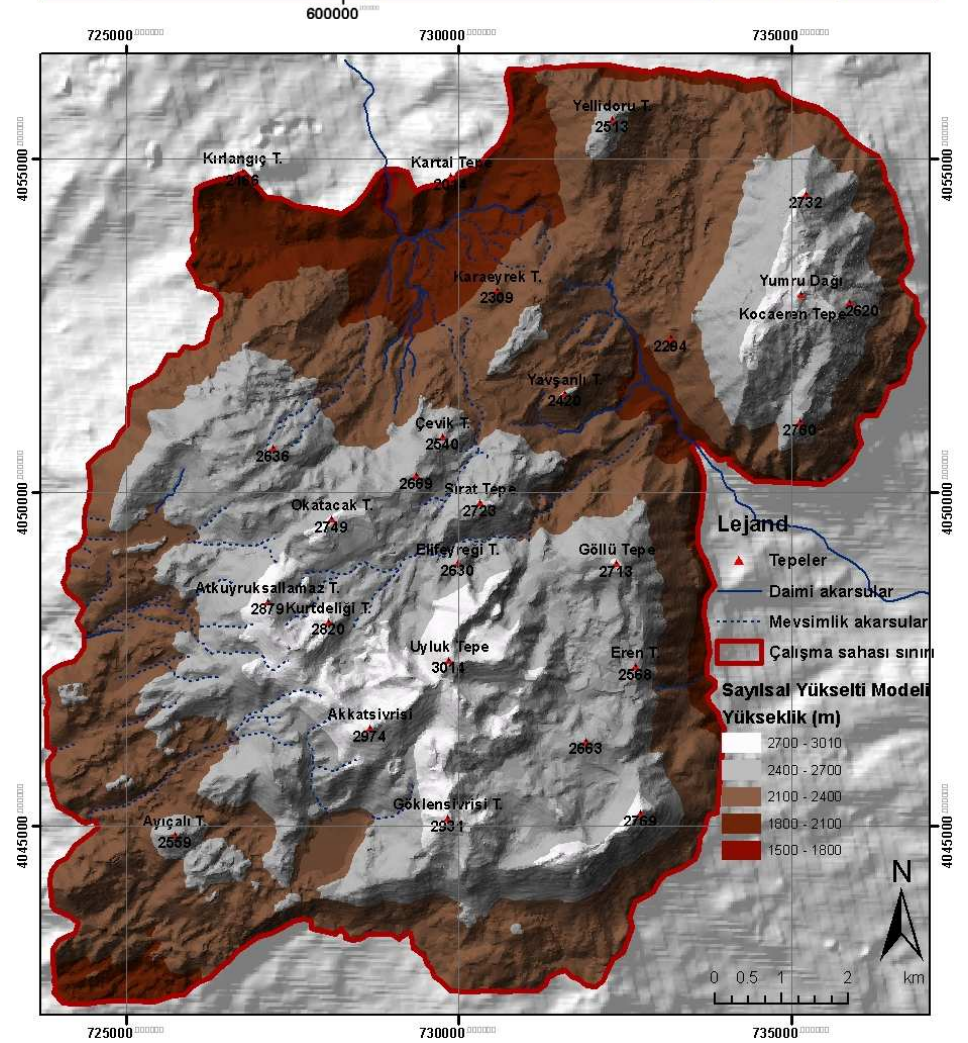
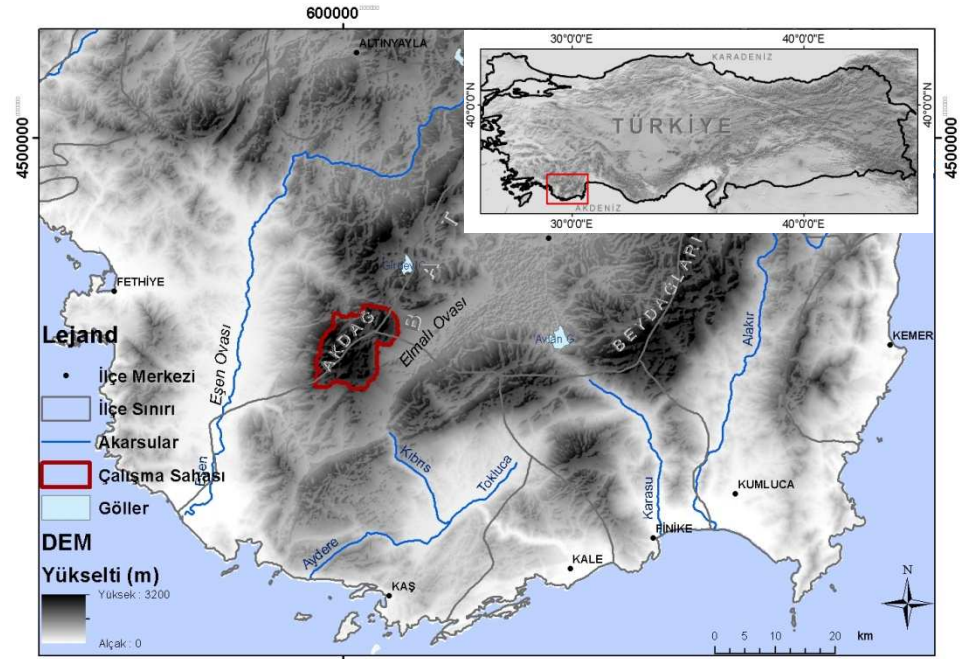
GİRİŞ

Kuaterner’de meydana gelen iklim değişiklikleri ve buna bağlı olarak gerçekleşen küresel soğumalar, Anadolu’nun yüksek kesimlerinde birden fazla buzul ve buzularası döneminin yaşanmasına sebebiyet vermiştir. Özellikle Anadolu’nun güneyini, batıdan doğuya kuşatan, yer yer kalın karbonatlı birimleri içeren Toros Dağ Kuşağı bu buzullaşmalardan büyük lde etkilenmiştir. Torosların yüksek kesimlerinde, günümüzde de son buzul dönemine ait şekiller bozulmadan kaldığı gibi, ülkemizdeki en büyük aktüel buzullarını da (Buzul-İkiyaka Dağları) barındırmaktadır.

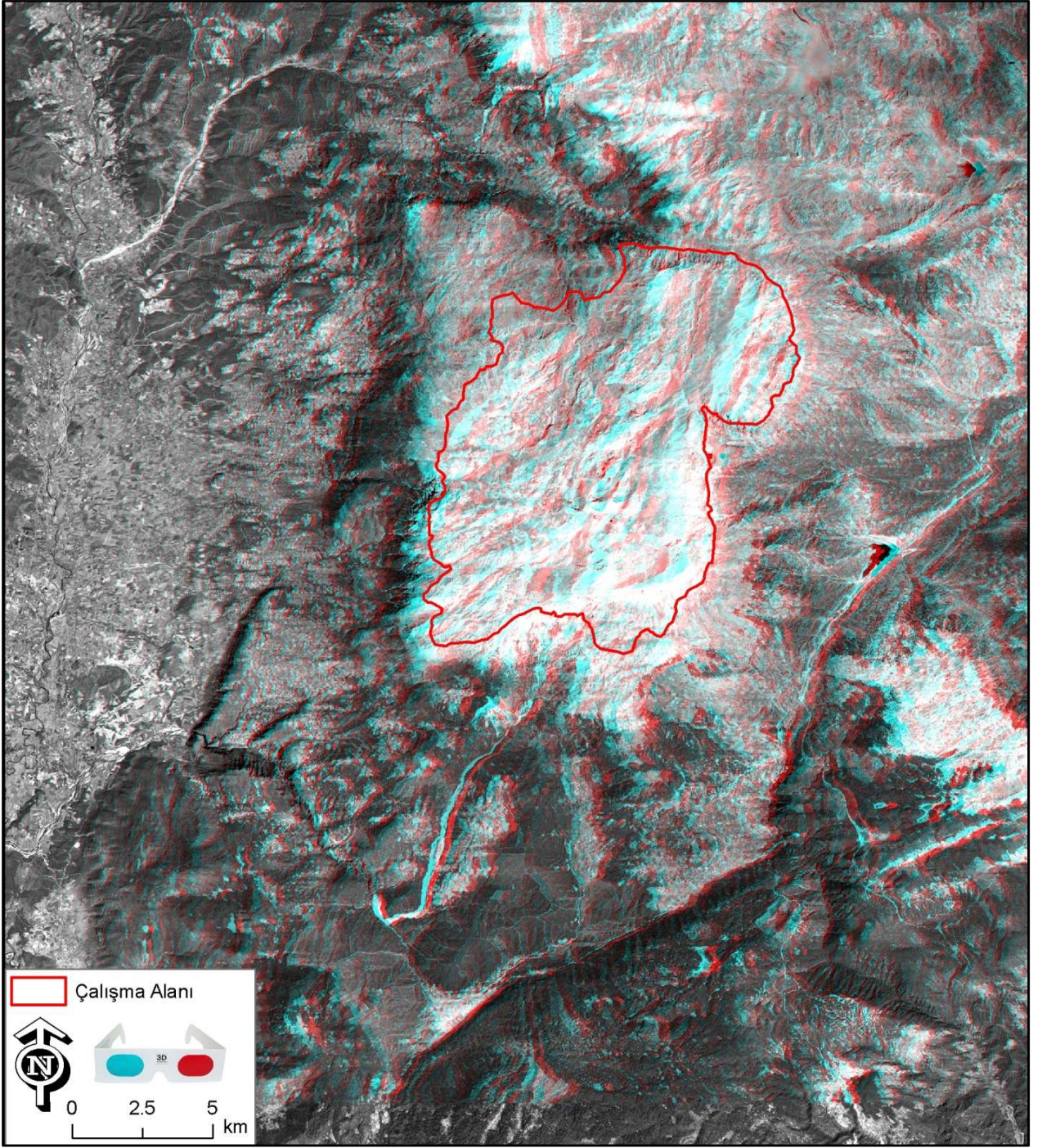
Litolojik olarak büyük lde karbonatlı birimlerden oluşan Akdağ Kütlesi’nde içinde bulunduğu Toros Silsilesi, buzullaşma öncesi, arası ve sonrasında yoğun bir şekilde karstlaşmanın etkisi altında kalmıştır. Bölgedeki bu karstlaşma, zaman zaman buzullaşmanın etkili olduğu sahalarda kesintiye uğrayarak günümüze kadar gelmiştir.

Tez çalışmasının konusunu oluşturan Akdağ Kütlesi; Torosların batı ucunda, Teke Yarımadası’nda, Kuaterner’deki buzullaşmalardan etkilenmiş ve büyük lde kireçtaşlarından oluşan iki büyük kütleden (Beydağları-Akdağ) biridir.

Akdağ; Eşen Ovası (60 m) ile Elmalı Ovası (1100 m) arasında yer alan ve 3014 m yükseklikte bir zirveye (Uyluk Tepe) sahip yüksek bir kütledir. Akdağ Kütlesi 2700 m üzerinde birçok zirve barındıran (Akkatsivrisi 2974 m, Göklensivrisi T. 2931 m, Atkuyruksalmaz T. 2879 m, Yumru T. 2760 m, Okatacak T. 2749 m, Sırat T. 2723 m, Gll T. 2713 m) konik bir yapıdan çok, dört tarafı faylarla sınırlanmış, farklı yükseltelerde düz ve düze yakın seviyelerin olduğu basamaklı bir yapı görünümündedir. Çalışma sahası; Akdağ Kütlesi’nde glasiyal ve periglasiyal şekillerin göründüğü alt sınır olan ortalama 2000 m ve üzerindeki alanları içerir. Bu sınır kuzey ve kuzeydoğuda 1900 m seviyelerindeyken, güney ve güneybatıda 2200 m seviyelerinden geçer. Akdağ Kütlesi’nin zirvesinden (Uyluk Tepe) KD-GB yönünden geçen bir hat idari olarak Fethiye (Muğla) ile Kaş (Antalya) sınırlarını oluşturur (şekil 1, 2).



Şekil 1: Çalışma sahasının lokasyon özellikleri.



Şekil 2: Çalışma sahası ve yakın çevresinin anaglif görüntüsü.

Amaç

Akdağ Kütlesi'nde, çalışma alanını oluşturan 2000 m ve üzerindeki sahada; karst ve buzul jeomorfolojisinin gelişimini ayrı ayrı ortaya koyarak, Kuaterner'de meydana gelen karstlaşma ve buzullaşma süreçlerinin etkilerini bir arada barındıran yüzey şekillerini incelemek çalışmanın temel amacıdır. Kuaterner'e ait paleotopografik özellikleri ve glasiyo-karstik gelişim evrimini mutlak yaşlar kullanarak modellemek bu çalışmanın diğer bir hedefidir. Yine bu çalışmada Akdağ Kütlesi'ni, Batı Toroslarda Kuaterner buzullaşmalarının görüldüğü diğer dağlarla karşılaştırarak, çalışma sahasını farklı kılan özelliklerin ortaya konması hedeflenmiştir.

Önceki Çalışmalar ve Gerekçe

Çalışma sahasının bulunduğu Akdağ Kütlesi'nde Pleistosen buzullaşmalarını konu alan bazı araştırmalar olmuştur.

Bunlardan ilki Onde (1952) tarafından hazırlanan bir bildiridir. Akdağ ile ilgili bir diğer yayın Planhol ve İnandık (1958) tarafından kaleme alınmış kısa bir makaledir. Son olarak da Doğu, Çiçek, Tunçel & Gürgen (1999a) tarafından hazırlanmış bir makaledir. Yine ülkemizde buzul-karst ilişkisini konu birkaç çalışma da mevcuttur. Bunlar; Aladağlar'da Törk (2008) tarafından hazırlanan doktora tezi ve Klimchouk v.d. (2006) tarafından yapılan makaledir. Ayrıca Ege & Tonbul (2005) tarafından Soğanlı Dağları'nda karstlaşma-buzulaşma ilişkisini konu alan bir bildiri de mevcuttur. Bu çalışmalarla ilgili bilgilere tez metninin ilgili bölümlerinde yer verilmiştir.

Tez sahasında yapılan yukarıda adı geçen çalışmalarda, Akdağ Kütlesi'nde buzul jeomorfolojisine ait özellikler ortaya konmaya çalışılmıştır. Fakat, hem çalışmaların yapıldığı dönemdeki veri ve teknik imkanlardaki yetersizlik, hemde sadece buzul ya da karst temelindeki yaklaşım nedeniyle Akdağ Kütlesi'nde etkili olan buzullaşmanın boyutu ve yayılım alanları net bir şekilde ortaya konamamıştır. Yine buzullaşma öncesi karstlaşma ve bu karstlaşmanın buzulların gelişime olan etkisine yeterince değinilmemiştir.

Bu çalışmada ise, imkanların elverdiği ölçüde modern jeomorfolojik teknikler kullanılmak suretiyle, farklı etken ve süreçlerin (tektonik, karst, buzul) arasında gerçekleşen sinerjinin, Akdağ Kütlesi'nde nasıl beklenenden daha gelişmiş bir buzullaşmaya ve karstlaşmaya neden olduğu ortaya konmaya çalışılmıştır.

Materyal ve Yöntem

Çalışma sahasında buzul-karst ilişkisini ortaya koymak için birtakım materyal ve yöntemler kullanılmıştır. Bunlar;

Materyaller:

_Harita Genel Komutanlığı'na ait 1/25.000 (O22_c3,O23_d4, O23_d3, P22_b2, P23_a1, P23_a2) ve 100.000 (O22,O23,P22,P23) ölçekli topografya haritaları.

_MTA ait 1/25.000 (Şenel vd. 1989) ve 1/100.000 (Fethiye L-9 paftası) ölçekli jeoloji haritaları.

_ Harita Genel Komutanlığı'na ait 1/35.000 ölçekli hava fotoğrafları.

_Aster 1B uydu görüntüsü (14.08.2003) ve Aster Dem

_GoeEye (Google Earth) uydu görüntüsü (01.09.2011).

_Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü'nün Fethiye, Kaş ve Elmalı Meteoroloji İstasyonlarına ait 1975-2009 iklim verileri.

_CBS ve UA yazılımlarından ArcGIS 10, Erdas 8.5 ve Surfer.

_Mobile Mapper 6 GPS, Jeolog Pusulası, Jeolog Çekici, DSLR Fotoğraf Makinası, Hidroklorik Asit.

Yöntemler:

_ Coğrafi Bilgi Sistemleri metodolojisi ve teknolojilerinden (ArcMap 10, Surfer, Erdas 8.5) faydalanılarak, çalışmanın amacına katkıda bulunacak veriler üretilmiştir. Farklı ölçekteki topografya ve jeoloji haritaları sayısallaştırılarak elde edilen sayısal verilerden ve arazi çalışmalarından sağlanan sözel verilerden çalışmaya katkı

sağlayacak analizler yapılmıştır. Ayrıca Uzaktan Algılama yöntemlerinden faydalanılarak (Aster ve GeoEye uydu görüntüleri) çalışmaya katkı sağlayacak yeni veriler üretilmiştir.

_İklim verileri, topografik ölçümler, arazi ölçümleri, sayısal arazi modelleri ve sözel veriler kullanarak; coğrafi proseslerin oluşum ve gelişimleri hakkında kantitatif değerlere ulaşılmıştır. Bunun için birtakım klimatik ve jeomorfik indis ve formüllerden faydalanılmıştır. Bunlar; thiessen polygonları, spline nokta enterpolasyon tekniği, Schreiber formülü, Rubinstein formülü, hipsometrik eğri ve integrali, profil serileri, dağ cephesi eğrilik indeksi, çatlak ve eklem yönelimleridir.

_ Çalışma sahasındaki buzul depolarından mutlak yaşlar elde etmek için; kuvars tanelerinin en son ne kadar zaman önce gün ışığına maruz kaldığını belirleyen Optically Stimulated Luminescens (OSL) yöntemi kullanılmıştır. Bu maksatla 40 cm uzunluğunda 7 cm çapındaki demir boruların morenlere yatay olarak çakılması suretiyle örnekler alınmıştır. Alınan örnekler; Işık Üniversitesi Fizik Bölümü Lüminesans Araştırma ve Arkeometri Laboratuvarı'nda Arş.Gör. Tuğba ÖZTÜRK tarafından analize hazırlanarak Prof.Dr. Nafiye KIYAK tarafından doz sayımı ve mutlak yaş tayinleri yapılmıştır. Ayrıca numunelerden sağlıklı kuvars sayımının yapılabilmesi için aynı numuneler U, Th, K analizi için Kanada'da AcmeLabs'a gönderilmiştir.

_Çalışma sahasında morenlerin kalınlıkları, moren ve örtü malzemeleri altındaki buzul kalıntılarını tespit etmek amacıyla Ground-Penetrating Radar (GPR) ölçümlerinden faydalanılmıştır. Bu kapsamda İ.Ü Jeofizik bölümünden Y.Doç. Fethi Ahmet YÜKSEL'in yönlendirmeleriyle PM Prestij Mühendislik'te Jeofizik Mühendisi Mehmet Şafi YILDIZ tarafından GPR ölçümleri yapılmış ve radargram görüntüleri hazırlanmıştır.

_Buzul ve karstik depolardan alınan örnekler İzmir Yüksek Teknoloji Enstitüsü laboratuvarlarına gönderilerek, Taramalı Elektron Mikroskopu (SEM) ve X Işınları Kırımı (XRD) kullanılarak çökellerin mineral tanımlamaları ve şekilsel özellikleri ortaya konmuştur. Yine SEM ve XRD analizi için numunelerin hazırlanması, tekstür analizi ve kalsimetre ile yapılan CaCO_3 ölçümleri ÇOMÜ Coğrafya Bölümü

Jeomorfolojik Analiz Laboratuvarı'nda Doç.Dr. A.Evren ERGİNAL gözetiminde, Arş.Gör. M. Zeynel ÖZTÜRK'ün desteğiyle gerçekleştirilmiştir.

Karşılaşılan Güçlükler

Tez hazırlama aşmasında bir takım güçlüklerle karşılaşmıştır. Bunlar; temelde verilerin eksikliği ile maddi imkanların yeterli olmamasıdır. Bu iki ana konu aşağıda detaylandırılmıştır. Bunlar;

_Sahanın sayısal 1/25000 ölçekli topografya haritalarına ulaşamaması,

_Dağlık olan ve çok sayıda karstik depresyon barındıran çalışma sahasında sayısallaştırılmanın oldukça çok zaman alması,

_Çalışma alanı içerisinde meteoroloji istasyonlarının olmaması ve mevcut kıyıda ve ova tabanındaki istasyon verilerinin dağlık alanın özelliklerini yansıtmaması,

_Aster görüntülerinin yeterli çözünürlük ve ayrıntı içermemesinden dolayı istenilen detayda çalışma yapılamaması,

_Çalışma sahasının dağlık olmasından dolayı arazi çalışmalarının ancak kar örtüsünün büyük ölçüde kalktığı Temmuz, Ağustos ve Eylül ayı içerisinde yapılabilen olması,

Çalışmada maddi imkanlar bakımından sadece İstanbul Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri'nce, doktora tez bütçesi olan 14.800 TL'lik bir destek sağlanmıştır. Bu destek; arazi çalışmalarına, netbook, gps, jeolog pusulası, kamp malzemesi v.b demirbaş alımlarına, ayrıca aster uydu görüntüsü teminine ve fotokopi giderlerinde kullanılmıştır.

Mutlak yaşlandırılmalar (OSL), GPR ölçümleri ve SEM-XRD analizleri kişisel ilişkiler ve bireysel maddi katkı konarak yapılmaya çalışılmıştır.

İ.Ü. Bilimsel Araştırma Projeleri'nden sağlanan destek dışında farklı bir projeye başvurma imkanı olmadığından tez çalışması istenen ve planlanan düzeyde gerçekleştirilememiştir.

1. JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLERE ETKİ EDEN FAKTÖRLER

Çalışma sahasında jeomorfolojik özelliklerin, karst ve buzul jeomorfolojisi arasındaki etkileşimin net bir şekilde ortaya konması için jeomorfolojik gelişime etki eden fiziki özellikler hakkında bilgi sahibi olunması gerekmektedir. Bu kapsamda, bu bölümde sahaya ait jeolojik, stratigrafik ve iklim özelliklere değinilecektir.

1.1. Jeolojik Özellikler

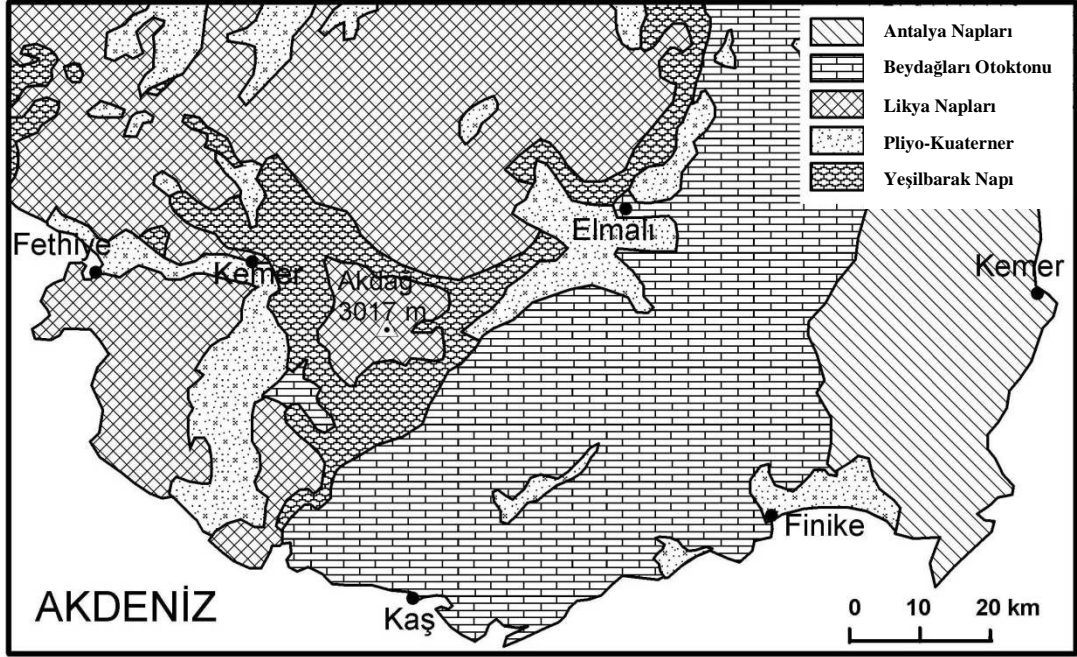
Çalışılan sahanın jeomorfolojik karakterini ortaya koymada, jeolojik özelliklerin büyük etkisi vardır. Litolojik formasyonların dağılışı, bunların fiziksel ve kimyasal yapısı jeomorfolojik gelişimi önemli ölçüde etkilemektedir. Yüzey şekillerinin oluşum ve gelişiminde tektonik faaliyetler de yönlendirici rol oynamıştır. Yine karstlaşmada eriyebilen kayaların türleri, yaşları ve bunların yayılış alanlarını tespiti çok önemli bir rol oynamaktadır (Harita 1). Kayaların aşınımına olan dirençleri buzul jeomorfolojisinin gelişiminde de önemli bir paya sahiptir.

1.1.1. Stratigrafi ve Litoloji

Çalışma sahasında farklı jeolojik zamanlarda oluşmuş litolojik birimler eskiden yeniye doğru incelenmiştir. Araştırma alanında, Mesozoik ve Senozoyik kaya birimleri yüzeylenir. Bölgedeki kaya türlerinin çoğu tortul kayalardanır (Harita 1).

1.1.1.1. Stratigrafi

Yeşilbarak Napı ve Likya (Teke) Naplarının yüzeylendiği bölgede; Beydağı otoktonuna ait Üst Kretase yaşlı neritik kireçtaşları ile temsil edilen Beydağları formasyonu yer alır. Beydağı otoktonu üzerine tektonik örtü olarak, Gömbe ve Yavuz birimlerinden oluşan Yeşilbarak Napı yer alır. Yeşilbarak Napı üzerinde ise farklı ortam koşullarında gelişmiş Likya Napları bulunur. Likya Napları çalışma alanında Ofiyolit Altı Naplar (Alt Naplar), Ofiyolit Napı (Orta Naplar) ve Ofiyolit Üstü Naplar (Üst Naplar) ile temsil edilir. Pliosen-Kuaterner yaşlı gölsel ve karasal oluşuklar bölgede neotokton örtü kaya birimleridir (Şekil 3), (Şenel, 1997).



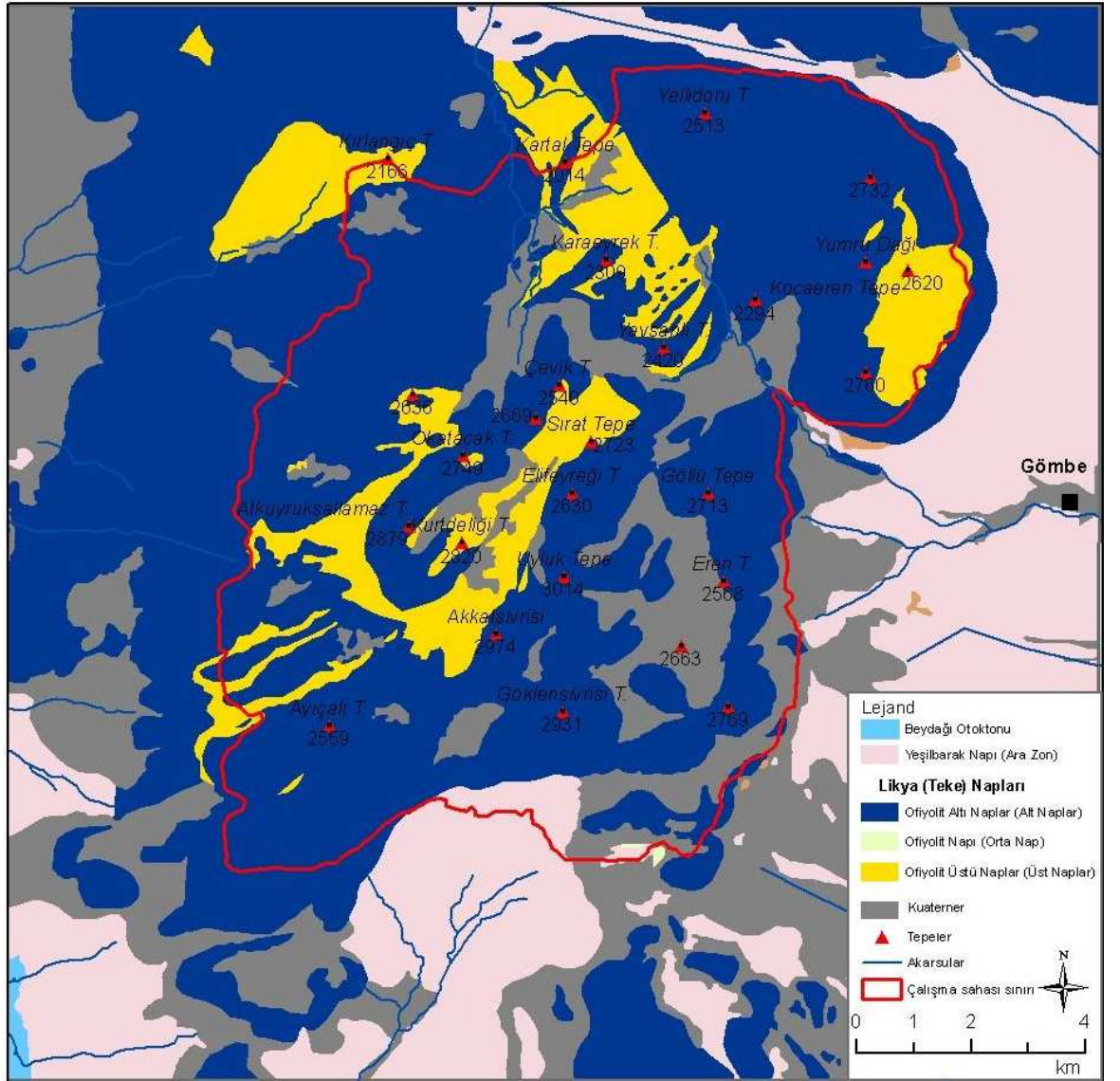
Şekil 3: Çalışma sahası ve çevresinin yapısal şeması. (Şenel, 2004)

1.1.1.2. Litoloji

Tez sahasındaki jeolojik birimler; bölgedeki otokton birimler, naplar ve bunların içindeki formasyonlar şeklinde ele alınmıştır. Bu kapsamda, jeolojik birimler otokton ve naplar içinde en yaşlı olanlardan başlayarak açıklanmaya çalışılmıştır (Harita 1). Sahadaki en eski jeolojik birim Orta Triyas'tan başlar ve Kuaterner'e kadar devam eder (Şekil 4).

BEYDAĞLARI OTOKTONU

Güneybatı Türkiye'de Teke Yarımadasının güney ve iç kesimlerindeki güneybatı-kuzeydoğu uzanımlı, platform tipi çökeller, Beydağı otoktonu olarak tanımlanır. Çalışma sahasında, Elmalı-Akçay-Gömbe çizgisinin güneyinde ve Akdağ batısında Arsaköy dolaylarında yüzeylenen Beydağları otoktonu Üst Kretase'den günümüze dek oluşan kaya birimlerini kapsar (Şenel vd., 1989). Çalışma sahasında Beydağları Otoktonu ait Senikçi formasyonu yer alır.



Şekil 4: Çalışma sahasında yer alan yapısal birimler (Şenel vd., 1989).

Sinekçi Formasyonu: Alt Miyosen algli kireçtaşı, killi kireçtaşı ve kiltaşlarından oluşur. Üstte Kretase ve Eosen kayaları üzerinde uyumsuz olarak bulunur ve Yeşilbarak Napı tarafından tektonik olarak örtülür (Şenel , 1997). Çalışma sahasının güneydoğu ve güneybatı ucunda dar alanlarda yüzeyleir (Harita 1).

Kasaba formasyonu: Bu formasyon; Alt-Orta Miyosen yaşlı kalın tabakalı polijenik konglomera, kumtaşı ve siltaşlarından oluşur (Şenel vd., 1989). Çalışma sahasının güneybatısında çok dar bir alanda yüzeyleir (Harita 1).

YEŞİLBARAK NAPI (ARA ZON)

Yeşilbarak Napı Beydağları otoktonu üzerinde tektonik örtü olarak yer alır (Şenel, 1997). Güneybatı Türkiye’de, Likya (Teke) Napları olarak bilinen allokton birimlerin ön cephesinde, “Ara Zon” olarak tanımlanan yapısal birimler; Likya Napları ile Beydağları otoktonu arasında uzanır (Şenel vd, 1989). Likya Napları altında yanal yönlerde süreklilik gösteren Yeşilbarak Napı altta Gömbe birimi, üstte Yavuz birimi olarak iki yapısal birime ayrılmıştır (Şenel, 1997).

Yavuz Formasyonu: Birim; Eosen yaşlı altta mikritik kireçtaşı, detritik kireçtaşı, killi kireçtaşı, ağırlıklı kiltası, kumtaşı aralanması, üstte ise kiltası ağırlıklı kumtaşı, mikritik kireçtaşı, detritik kireçtaşı ve killi kireçtaşı aralanmasından meydana gelmiştir (Şenel, 1989). Yavuz formasyonun üst biriminde, alt bölümüne oranla kireçtaşı düzeyleri daha az orandadır. Birim içindeki kireçtaşı seviyeleri aşırı deformasyon nedeniyle makaslanmış ve blok görünümü kazanmıştır. Yavuz formasyonu, Likya Napları ön cephesinde genellikle devrik olarak bulunur (Şenel, 1997). Formasyon çalışma sahasının kuzey doğusunda geniş alanlarda yüzeyleir.

Elmalı Formasyonu : Eosen- Alt Miyosen yaşlı bu formasyon; ince-orta- kalın tabakalı, gri, koyu gri, yeşilimsi gri, sarımsı kahve renkli, yer yer kalsitürbidit ve mikrit ara düzeyli kumtaşı, kiltası ve siltaşlarından oluşur. Kumtaşlarında yastık yapısı egemendir. Seyrek konglomera düzeylidir. Aşırı deformasyon nedeniyle, kireçtaşı ara düzeyleri blok; kil ve siltaşları ile yapraklanmış ve şeyl görünümü almıştır. Tamamen türbititik karakterde olan Elmalı formasyonu, kendi içinde kıvrımlı, kırıklı ve ekaylı bir yapı gösterir. Topoğrafyanın uygun olduğu yerlerde heyelan gelişimine neden olmaktadır (Şenel, 1997). Akdağ Kütleli’nin kuzey, doğu, güney ve güneydoğu eteklerinde geniş yayılım gösterir.

Uçarsu Formasyonu: Birim, genelde Alt-Orta Miyosen polijenik konglomeralardan oluşur. Likya Naplarından türemiş yuvarlak çakıllı, orta-iri boylanmalı olan bu konglomeralarla birlikte, gri, yeşil, yeşilimsi gri renkli, orta kalın tabakalı kumtaşı düzeyleri ile bej, açık kahve renkli biyohermal kireçtaşı mercikleri bulunur. Bol organizma (alg, mercan, lamelli, gastropod) yığışlımlı olan Uçarsu formasyonunda az oranda kil ve siltaşı düzeyleri de görülür. Birim yer yer köşeli, iri çakıllı ve bloklu

bir düzey ile sonlanır (Şenel, 1997). Elmalı Formasyonu üzerine yerel uyumsuz olarak bulunan Uçarsu formasyonu; üstte Likya Napları tarafından tektonik olarak örtülür. Kalınlığı 0-215 m arasında değişir. Çalışma sahasında Uçarsu Pınarı ve yakın çevresinde çok dar bir alanda yüzeylenir.

LİKYA (TEKE) NAPLARI

Güneybatı Türkiye’de Menderes Masifi ile Beydağları otoktonu arasında kalan jeolojik ünite Likya Napları olarak bilinir. Allokon konumlu bu jeolojik ünite değişik araştırmacılar tarafından “Teke Torosları” (Demirtaşlı, 1975), “Lisiyen veya Likya Torosları” (Blumenthal, 1963), Batı Toros Napları (Ersoy, 1990), Bozkır Birliği (Özgül, 1976) olarak nitelendirilmiştir. Ayrıca, yerel olarak Fethiye-Köyceğiz dolayındakiler “Batı Likya Napları” (Graciansky, 1968; Brunn, 1970), Elmalı-Korkuteli dolayındakiler ise “Doğu Likya Napları” (Brunn, 1970) olarak adlandırılmıştır (Aksoy, 2008). Likya Naplarındaki birimler yapısal konumu bakımından da birbirinden farklılıklar gösterir. Bu yapısal farklılıklar, ofiyolit altı napları (alt napları), ofiyolit napı (orta naplar), ofiyolit üstü naplar (üst naplar) şeklinde özetlenebilir (Şenel vd., 1989).

OFİYOLİT ALTI NAPLAR (ALT NAPLAR)

Ofiyolit altı naplar, Menderes masifi ile Beydağı otoktonu arasında kalan alanın güneybatı uzanımında yoğunlaşmıştır (Şenel vd., 1989).

DUMANLIDAĞ GRUBU

Çalışma alanı içinde Akdağ ve çevresindeki Jura-Kretase neritik kireçtaşları Dumanlıdağ grubu olarak adlandırılmıştır. Dumanlıdağ grubu iki tip kesit sunmaktadır. Bunlardan biri Jura Maestrihtiyen aralığında çökelmiş neritik karakterdeki kireçtaşlarını kapsar. İkincisi ise Jura- Alt Senoniyen neritik kireçtaşları ve bunların üzerinde uyumsuz, pelajik karakterde, Üst Senoniyen şarabi mikritler bulundurur. Her iki tip kesit, üstte açılmalı uyumsuz olarak Karanasifler formasyonu tarafından örtülür (Şenel vd., 1989).

Madırkaya Formasyonu: Orta Jura-Kretase neritik kireçtaşlarından oluşur. Birim, orta-kalın tabakalı, bej, krem, açık kahve renkli, yer yer gastropod, alg, mercan v.b izli kireçtaşlarından oluşur. Dolomit ve dolomit kireçtaşı düzeyleri de içerir. Birim içinde yer yer pelletli düzeyler belirgindir. Birim üstte, orta-kalın tabakalı, krem açık gri ve kirli beyaz renkli, yer yer rekristalize, rudistli kireçtaşları ile sonlanır. Alt ilişkisi tektonik olan formasyon, üstten Camialanı formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülür (Harita 1). Yaklaşık 700 m. kalınlık gösterir (Şenel, 1997).

Madırkaya formasyonu çalışma sahasında en fazla yüzeylenen birimdir. Hemen hemen çalışma sahasının yarısını kapsar. Akdağ zirvesi ve yakın çevresi de neritik kireçtaşlarından (Madırkaya formasyonu) oluşur (Foto 1).



Foto 1: Çalışma sahasında en fazla yüzeylenen neritik kireçtaşlarından oluşan Madırkaya formasyonu (Akdağ zirvesi yakın çevresi)

Hacıosmandağı Dolomitleri : Masif ve kalın tabakalı Jura dolomitleridir. Yüzlerce metre kalınlıktaki bu dolomitler, çoğu masif, yer yer orta-kalın tabakalı, sık erime boşlukludur. Birim, aşırı tektonizma sonucu oldukça kıvrılmış, kırılmış ve kendi içinde ekaylanmıştır (Şenel vd., 1989). Bu birim çalışma sahasının kuzeydoğunda çok dar bir alanda yüzeylenir (Harita 1).

Göçgediği Formasyonu: Genellikle ince-orta, seyrek kalın tabakalı, bej, açık kahve, krem, gri, açık gri renklere, çört bant ve yumrulu Kretase kireçtaşlarından oluşur.

Kendi içinde ekaylanma, sürüklenme ve kıvrımlanma gösterir (Şenel vd., 1989). Çalışma sahasında kuzey doğusunda çok dar bir alanda yüzeyleir.

Güğüçay Formasyonu: Kretase-Orta Jura kalsitürbidit ve çörtlü mikritlerden oluşur. Birim altta orta-kalın tabakalı yersel dolomitik ya da rekristalize kireçtaşları, bunların üzerinde orta-kalın tabakalı çört yumrulu, mikritik dokulu, radyolarlı kireçtaşlarından oluşur. Üstte ise orta-kalın tabakalı rudist parçalı breşik kireçtaşları ile sonlanır (Şenel, 1997). Çalışma sahasında batı be güneybatıda gözlemlenir.

Karasindere Formasyonu: Dumanlıdağ ve Göçek grupları üzerinde bulunan, şarabi renkli, mikritik kireçtaşlarından oluşan ve yer yer kumlu kireçtaşı, killi kireçtaşı, marn, kumtaşı, kalkarenit, kalsuridit vb. kaya türleri de içeren birimdir. Birim Üst Kretase yaşlı olup, kalınlığı oldukça değışkendir. Yer yer 110 m. ye ulaşır (Şenel vd., 1989). Çalışma alanında Akdağ'ın zirve kısımlarında 2500 metreler civarında yüzeyleirken yine çalışma sahasının kuzeybatısında görülür (Harita 1).

Faralya Formasyonu: Paleosen-Orta Eosen yaşlı, yeryer bazik volkanit ara tabakalı kumtaşı, konglomera, kilitaşı, kireçtaşı, çörtlü kireçtaşı v.b kaya türlerini kapsayan birimdir (Şenel vd., 1989). Çalışma sahasının kuzeyinde çok dar bir alanda yüzeyleir.

Karanasıflar Formasyonu : Orta-Kalın tabakalı, bej,krem, açık gri, açık kahverengi Orta Eosen-Paleosen breşlerinden oluşan Karanasıflar formasyonu, değışen boyutta, çört, çörtlü kireçtaşı, kireçtaşı v.b kaya türü parçalarından meydana gelmiştir. Çakıllar köşeli ve yarı yuvarlak karakterdedir. Orta-kötü boylanmalı olup, yer yer derecelenme gösterirler (Şenel vd., 1989). Çalışma sahasının merkezi kısmında dar kuşaklar halinde yüzeyleendiğı gibi kuzeybatıda geniş yayılım gösterir.

OFİYOLİT NAPI (ORTA NAPLAR)

Menderes Masifi ile Beydağları Otoktonu arasında peridotit, dunit, gabro, diyabaz v.b kayalardan oluşur. Çalışma sahasında sadece Kızılcadağ birimi çok dar alanlarda yüzeyleir (Şenel vd., 1989).

Kızılcaadağ Ofiyolitli Olistostrom ve Melanjı: Üst Kretase serpantin hamur içinde karbonat, radyolarit, çört, çörtlü kireçtaşı, bazalt, tuf, gabro, diyabaz v.b. bloklardan oluşur (Şenel, 1997), (Harita 1)

OFİYOLİT ÜSTÜ NAPLAR (ÜST NAPLAR)

Likya Napları içindeki diğer yapısal birimlerden, az çok stratigrafik farklılıklar sunan ve ofiyolit napı üzerinde tektonik olarak bulunan Domuzdağ ve Gülbahar grupları ofiyolit üstü naplar olarak tanımlanmıştır (Şenel vd., 1989).

DOMUZDAĞ NAPI

Likya Naplarının bu alanda en üst yapısal birimi olan Domuzdağ Napı, bölgede Orta Triyas-Liyas Dutdere kireçtaşı ile temsil edilir (Şenel, 1997). Ofiyolit nap ve ofiyolit melanj/olistostromu üzerine irili ufaklı birbirinden kopuk parçalar halinde bulunan neritik kireçtaşları Poisson, (1977) tarafından Domuzdağ ünitesi olarak tanımlanmıştır. Çalışma alanında Domuzdağ grubu içinde Üst Triyas-Liyas kireçtaşları Taşkesiği formasyonu olarak adlandırılır (Şenel vd., 1989).

Taşkesiği Formasyonu (Liyas-Üst Triyas): Masif görümlü, kalın tabakalı, beyaz, kirli beyaz renkli, yer yer bol Megalodon'lu oldukça kristalize kireçtaşlarından oluşan Taşkesiği formasyonu çalışma sahasında 2600 m üzerinde zirve hatlarında yüzeylenir. Likya Napları içinde irili ufaklı birbirinden kopuk kütleler halinde bulunan Domuzdağ grubunun büyük bir bölümünü oluşturur. Taşkesiği formasyonu altta kalın beyaz renkli kristalize kireçtaşları; üstte kalınlığı 2-10 m arasında değişen birbirleriyle grift olarak bulunan breşik kireçtaşları ve mikritler, daha üstte stratigrafik boşlukla Titoniyen-Berriasiyen mikrit-çörtlü mikrit (1-1,5 m kalınlıkta), en üstte ise yine stratigrafik boşlukta 4 m kalınlıkta Üst Senoniyen çörtlü mikritler kapsar (Şenel vd., 1989).

GÜLBAHAR GRUBU

Likya Napları içinde çok fazla kıvrımlı ve kırıklı özellikte bulunan ve genelde radyolarit çört araseviyeli, Orta Triyas-Kretase çörtlü kireçtaşlarından oluşan birimdir. Gülbahar grubu yatay ve düşey yönde oldukça değişken kayatürü kapsar

(Şenel vd., 1989). Çalışma sahasında zirve kesiminde ve kuzeyinde yüzeyleyir (Harita 1).

Orluca Formasyonu: Çalışma sahasındaki en yaşlı jeolojik birimdir. Gülbahar grubu tabanında tektonizma nedeniyle seyrek olarak ve kısıtlı alanlarda yüzeyleyen Orta-Üst Triyas kayalar Orluca formasyonu olarak adlandırılmıştır (Şenel, et al., 1989). Formasyon; kireçtaşı, kumtaşı, dolomit, şeyl, kumlu killi kireçtaşlarından oluşur. Çalışma sahasının kuzeybatısında çok dar bir alanda yüzeyleyir. Alt ilişkisi tektoniktir, üstten Orhaniye formasyonu ile geçişlidir. En çok 120 m kalınlık gösterir (Şenel, 1997).

Yeldeğirmeni Formasyonu: Genellikle orta-kalın tabakalı, seyrek ince tabakalı, bej, açık gri, krem, kirli sarı renklerde kireçtaşı görünümlü Üst Kretase- Alt Paleosen breşlerden meydana gelmiştir. Kireçtaşı ve çört parçalarından oluşan birimin üst seviyelerinde, sık olmamakla birlikte, diyabaz, gabro, bazik volkanit çakıllar izlenir (Şenel vd., 1989). Çalışma sahasının kuzeyinde yüzeyleyir (Harita 1).

KUATERNER

Çalışma sahasında Kuaterner, alüvyonlar, yamaç molozları, birikinti konileri ve morenler ile temsil edilir. Kuaterner depolarına ait ayrıntılı bilgilere jeomorfoloji bahsinde değinilecektir.

Yamaç Molozları: Akdağ yamaç ve eteklerinde köşeli çakıllı ve bloklu, orta derece tutturulmuş yamaç molozları yer alır (Harita 1).

Morenler: Akdağ zirvesi yakın çevresinde 2000 m ve üstü alanlarda köşeli çakıllı ve bloklu morenler yer alır (Harita 1).

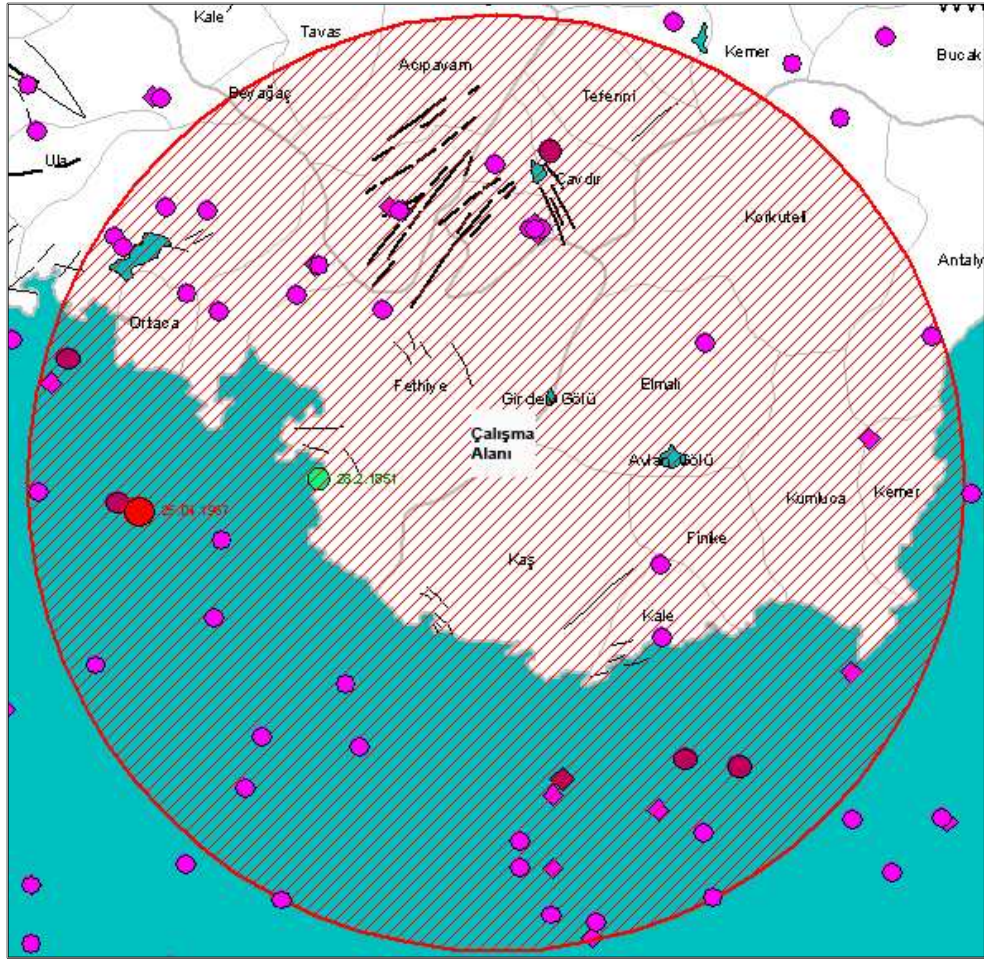
Alüvyonlar: Akarsu yataklarında, çöküntü alanlarında, ovalarda depolanmış olan çakıl, kum ve çamur birikintilerinden oluşur (Harita 1).

1.1.2. Tektonik

Çalışma alanı Batı Toroslar içerisinde yer alır. Batı Toroslar, Alp orojenik kuşağının Anadolu'nun güneybatı kesimlerindeki önemli bir bölümünü oluşturmaktadır. Çalışma alanı nap ve bindirme hareketlerinden büyük ölçüde etkilenmiştir. Bu hareketler kaya birimlerinin yapısını oldukça karmaşık hale getirmiştir.

Otokton konumlu (Beydağları Otoktonu) ve allokton konumlu (Likya Napları, Yeşilbarak Napı) kaya birimlerinin yüzeyletiği bölgede, birbirinden farklı deformasyon izleri taşıyan yapısal birimler yer alır. Üst Senoniyen'de gelişmiş olan olası K-G yönlü sıkışma rejimine bağlı olarak Gülbahar ve Domuzdağ grubu (Üst Naplar) ile Marmaris Ofiyolit Napı bir araya gelmişler ve Senoniyen sonlarında devam eden aynı özellikteki sıkışma rejimine bağlı olarak bu kütleler Bodrum Napı üzerine yerleşmişlerdir. Eosen sonlarında tekrar olası K-G yönlü sıkışma rejimine bağlı olarak bu allokton kütleler, altlarına Çörek Grubunu (Alt Naplar) olarak Haticeana grubunu (Alt Naplar) üzerine sürüklenmişlerdir. Alt Miyosen'de bölgede benzer K-G yönlü sıkışma rejimi tekrar gelişmiş, tüm bu allokton kütleler kuzeyden güneye doğru altlarına Yeşilbarak Napı'nında alarak Orta Miyosen'de Beydağları Otoktonu üzerine bindirmişlerdir (Şenel, 1997). Çalışma sahasındaki naplaşma hareketlerinin Orta Miyosen (Langiyen)'de son bulması ile paleotektonik dönem sona erip neotektonik dönem başlamıştır (Ersoy, 1990).

Çalışma sahası aktif tektonizma açısından GB-Anadolu' da Isparta Açısı olarak bilinen bölgesel jeolojik yapının batı kenarı üzerinde yer almaktadır. Bu alan Fethiye- Burdur fay zonunun denetimi altındadır (Şekil 5). Fethiye- Burdur fay zonu (Barka vd.,1995) aynı zamanda, Isparta Açısını Batı Anadolu'nun genişleme bölgesinden ayıran bir yapısal çizgiye karşılık gelmektedir. Barka ve diğerlerinin (1995) işaret ettikleri gibi K-G gerilmeli Batı Anadolu ve Ege levhası, Fethiye- Burdur fay zonu ile birlikte BKB-DGD gidişli Eskişehir fay zonunun denetiminde (McKenzie, 1978; Barka, 1995) yaklaşık 15-30 mm/yıllık bir hızla (McClusky, 2000; Yılmaz, 2000) güney batıya doğru (aynı zamanda kuzey-güney yönlü genişleme yaratarak) hareket etmektedir (Bozcu, 2007). Bu hareketliliğe bağlı olarak çalışma sahasında irili ufaklı depremler oluşmuş, oluşmaya da devam etmektedir (Şekil 5).



Deprem Büyüklükleri	Adet	
	Kandilli	USGS
5.0 - 5.9	36	12
6.0 - 6.9	5	1
7.0 - 9.9	1	0
Toplam	42	13

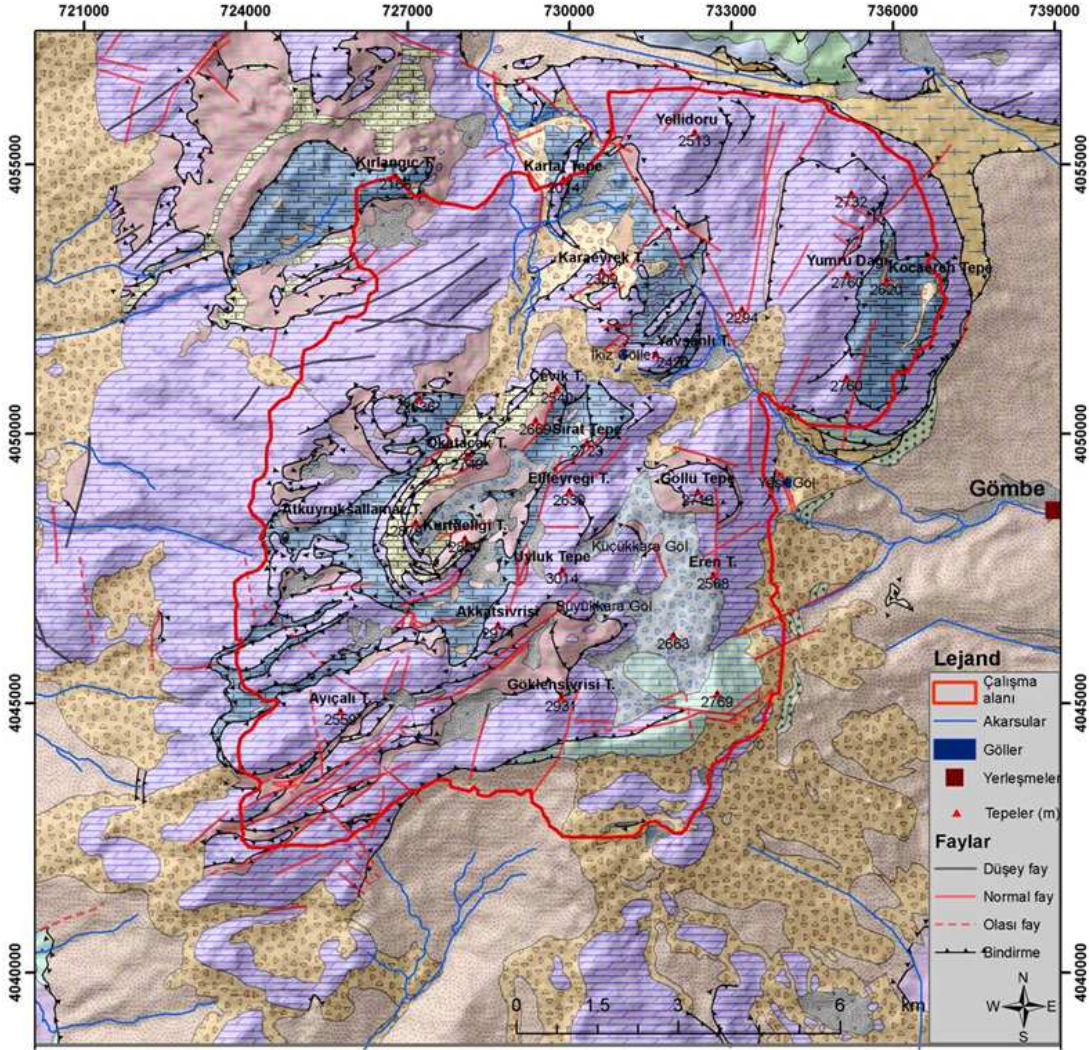
Kandilli: Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü

USGS: ABD Jeolojik Araştırma Kurumu

Deprem büyüklükleri (magnitüde). Daireler Kandilli kayıtları, diğerleri USGS kayıtları için kullanılmıştır.

- 9.0 - 9.9 ★
8.0 - 8.9 ★
7.0 - 7.9 ◆
6.0 - 6.9 ◆
5.0 - 5.9 ◆
4.0 - 4.9 ◆
3.0 - 3.9 ◆
2.0 - 2.9 ◆
- **X Şiddetinde** 1900 öncesi büyük depremler için şiddet ölçeği (intensity).
● **IX Şiddetinde**
— **Diri Faylar**
— **Olası Diri Faylar**
▲ **Yaşlı Yanardağlar**

Şekil 5: Çalışma sahasındaki gerçekleşen depremler (Sayısal Grafik, 2010 <http://www.sayisalgrafik.com.tr/deprem/>)



Jeolojik Birimler

Simge - Ad- Yaş; Birim	
Qal - Kuvaterner; Alüvyon	Km - Kızıldag ofiyoliti - Üst Senoniyen; Ofiyolitik melanj
Qm - Kuvaterner; Moren	Kk - Karasindere Fr. - Üst Senoniyen; Mikirik kireçtaşı
Ym - Kuvaterner; Yamaç Molozu	Kg - Göç gedigi Fr. - Kretase; Çörtlü kireçtaşı
Tmka - Kasaba Fr. - Üst Burdigaliyen - Alt Langiyen; Konglomera ve kumtaşı	Jkg - Güğüçayı Fr. - Kretase Dogger; Kireçtaşı
Tmu - Uçarsu Fr. - Üst Burdigaliyen - Alt Langiyen; makro fosilli kumtaşı konglomera	Jkm - Madirkaya Fr. - Dogger-Kretase; Neritik kireçtaşı
Tmsç - Sinekçi Fr. - Burdigaliyen; Algli kireçtaşı, killi kireçtaşı, kilitaşları	Mzgr - Gülbahar Gr. - Orta Triyas Kretase; Çörtlü kireçtaşı
Te - Elmalı Fr. - Üst lütesiyen Alt Burdigaliyen; Kırıntılı kayalar	Mzg - Gülbahar Gr. - Orta Triyas Kretase; Çörtlü kireçtaşı
Tey - Yavuz Fr. - Üst lütesiyen Priaboniyen; Kireçtaşı, kumtaşı kilitaş	Jh - Haciosmandagı dolomitleri - Jura; Dolomit
Ky - Yeldigirmeni Fr. - Alt Paleosen; Çört ve kireçtaşı	Mzd - Taşkesigi Fr. - Liyas Üst Triyas; Kristalize kireçtaşı
Tk - Karanasiflar Fr. -Orta Eosen Paleosen; Kireçtaşı çört parçalarından oluşan breş	Tro - Orluca Fr. - Orta Üst Triyas; Kumlu çörtlü kireçtaşı, bazik volkanit
Tf - Faralya Fr. - Paleosen - Lütesiyen; Kilitaş, kireçtaşı, volkanik kumtaşı	V - Bağımsız volkanit dilim - ? (Eosen);Kazıl k.rengi yastık yapılı volkanit

MTA'nın 1/100000'lük ve 1/25000'lük Jeoloji paftalarından faydalanılarak hazırlanmıştır.

Harita 1: Akdağ Kütlesi ve Yakın Çevresinin Jeoloji Haritası.

1.2. İklim Özellikleri

Rölyefin oluşmasında dış etmen ve süreçlerin rolü büyüktür. İklim ise bu etmen ve süreçleri belirlemesi bakımından şekillenmede en önemli unsurdur. İklim bu işlevini iki şekilde gerçekleştirmektedir. Bunlardan birincisi; sıcaklık, yağış, nem ve rüzgarlardan kaynaklanan doğrudan; diğeri ise bitki örtüsü ve diğere süreçleri etkilemesinden kaynaklanan dolaylı işlevidir. Yerçekilleri, çeşitli iklim bölgelerinde bu iklimlerin özelliklerine bağlı etmen ve süreçlere göre şekillenmektedir (Kurter, 1979). Her ne kadar çalışma sahasındaki buzul jeomorfolojisine ait şekiller, günümüzden ortalama 20 bin yıl önceki son buzul maksimumu sırasındaki iklim şartlarında oluşmuş olsa da; sahadaki bugünkü iklim şartlarının bilinmesi geçmişten günümüze nasıl bir değişimin ortaya çıktığını ortaya koymak açısından önemlidir. Günümüzde hala son buzul çağında oluşmuş glasiyal şekillerinin bir kısmının bozulmadan kalabilmiş olması; dağın zirve kısımlarında buna uygun iklimsel şartların günümüzde de kısmen var olmasıyla ilişkilidir. Yine, son buzul maksimumundan günümüze artarak etkinliğini devam ettiren karstik süreçlerin etkinliğini ortaya koymada, iklim verilerinin önemli katkısı olacaktır.

Çalışma sahasının iklim özelliklerinin ortaya konmasında, sahaya yakın meteoroloji istasyonlarının (Fethiye, Kaş, Elmalı) verileri kullanılmıştır. Fakat sahanın dağlık olması ve en yakın istasyonlardan ikisinin deniz kıyısında (Fethiye, Kaş), diğereinin 1095 metrelerde, ova tabanında (Elmalı) olması nedeniyle, belirtilen istasyonların verileri yeterince sağlıklı değildir (Tablo 1). Fakat; farklı meteorolojik formüller kullanılarak çalışma sahasına ait iklim özellikleri ortaya konmaya çalışılmıştır.

Tablo 1: İnceleme alanı ve çevresinde bulunan Meteorolojik Gözlemevleri ve genel özellikleri.

İstasyon Adı	No	İstasyona Ait		Yükseklik (m)	Çalışma Süresi (Yıl)
		Enlem (°)	Boylam(°)		
Fethiye	17296	36.37	29.07	3	1975-2009
Elmalı	17952	36.45	29.55	1095	1975-2009
Kaş	17380	36.12	29.39	153	1975-2009

Akdağ, Batı Toroslar'ın Teke Yarımadası'nda yer alır. Teke Yarımadası doğu-batı ve güneyden Akdeniz ile çevrelendiğinden Akdeniz ikliminin etkisi bu alanda net bir şekilde görülmektedir.

Bu alanda yüksek kenar dağların kıyımın hemen gerisine başlaması, derin ve sıcak bir su kütlesi olmasına rağmen Akdeniz'in termik tesirlerinin ancak çok dar bir kıyı şeridinde etkili olmasına yol açar. Bu etki kış mevsiminde kendini daha çok hissettirir (Erinç, 1984).

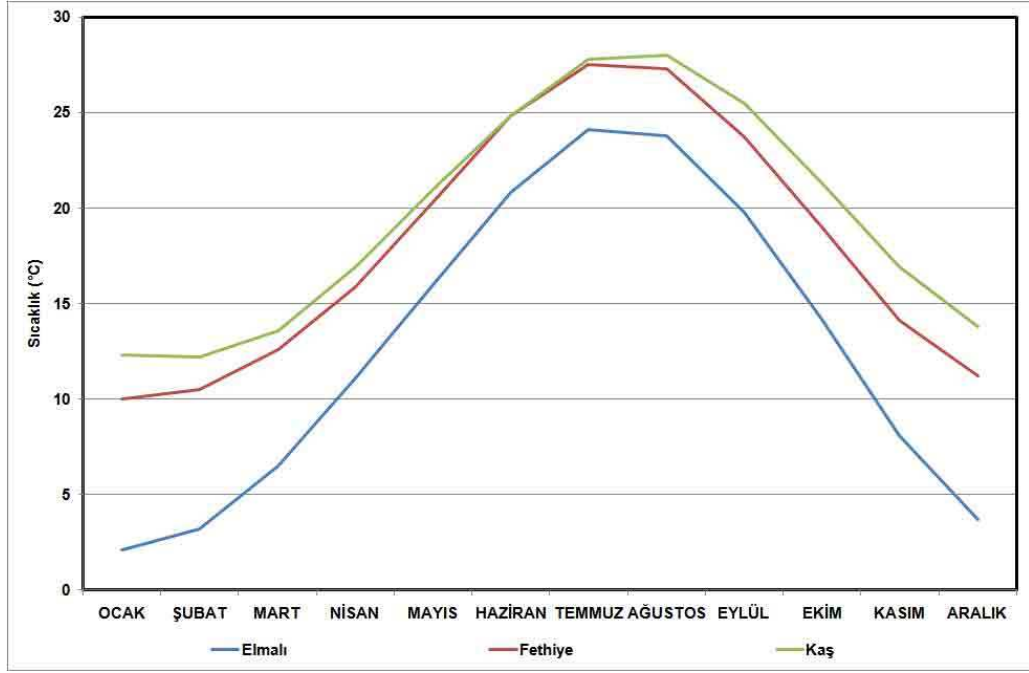
Bu haliyle denizel etkilere açık olan bu alan, Pleistosen'de de benzer koşullara sahip olduğundan buzullaşma için gerekli olan beslenmenin büyük ölçüde sağlandığını söyleyebiliriz.

1.2.1. Sıcaklık

Çalışma sahasının dağlık olmasından dolayı yükseltiye bağlı olarak sıcaklık şartlarında değişkenlikler gözlenir. Yükselti faktörünün yanı sıra; hakim rüzgar yönleri, bakı şartları, bulut örtüsü ve albedo, karasallık sıcaklığın değişken olmasındaki diğer faktörlerdir.

Çalışma sahası sıcaklık rejimi olarak Koçman (1993) tarafından İç Anadolu karasal termik rejimi ile Akdeniz denizel termik rejim tipi arasında geçiş tipini temsil eden "Karasal Geçiş Tipi Rejimi" olarak ayırt edilmiştir.

Daha öncede belirtildiği gibi; çalışma sahası içerisinde meteoroloji istasyonları yer almadığı için yakın çevredeki meteoroloji istasyonlarının verilerinden faydalanılmıştır. Bu veriler ışığında, çalışma sahasının günümüz sıcaklık koşulları ortaya konmaya çalışılmıştır. Çalışma konusuna hizmet etmesi açısından uzun yıllar ortalamaları kullanılmıştır (Şekil 6).



Şekil 6: Elmalı, Kaş ve Fethiye Meteoroloji İstasyonlarına ait uzun yıllar sıcaklık ortalamaları (1975-2009).

Şekil 6'da üç meteoroloji istasyonuna ait uzun yıllar sıcaklık ortalamaları verilmiştir. Fakat bu istasyonlardan Fethiye ve Kaş'ın deniz kıyısında olması; Elmalı istasyonunun da, 1095 metrelerde ova tabanında olmasından dolayı bu veriler, çalışma sahasına ait sağlıklı yorumlar yapmak için yeterli değildir.

Sahanın sıcaklık özelliklerini daha net bir şekilde ortaya koymak ve mekansal olarak CBS ortamında haritalayabilmek amacıyla belirtilen meteoroloji istasyonlarına ait ortalama sıcaklık verileri çalışma sahasına uyarlanmıştır. Bu kapsamda, sıcaklığı bilinmeyen dağlık sahadaki noktaların sıcaklıkları, her 100 m yükseldikçe 0,65°C düşer formülü kullanılarak belirlenmiştir (Türkeş, 2010). Bunun için;

$$\Gamma \equiv - \frac{\Delta T}{\Delta z}$$

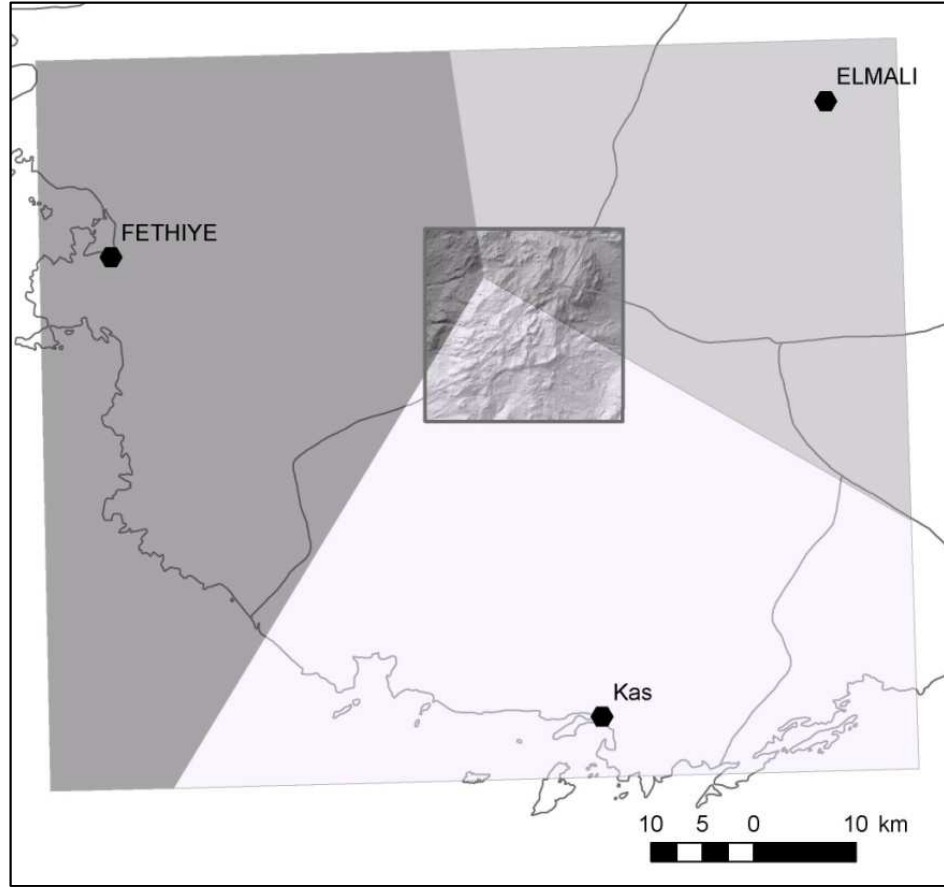
Formülde ;

Γ : Sıcaklık değişim oranı (lapse-rate)

T: Sıcaklık (°C)

z: Yükselti (m)

Thiessen Polygonları uygulanmak suretiyle istasyonların çalışma sahasında etkinliğinin olduğu alanlar ortaya konmuştur¹ (Şekil 7). İlgili istasyon poligonuna giren alanlara, istasyon verileri belirtilen formüle göre çekilerek sıcaklık dağılış haritaları *spline nokta enterpolasyon* tekniği ile üretilmiştir.



Şekil 7: Çalışma sahası yakınındaki Meteoroloji istasyonlarının Thiessen poligonlanmasına göre etki alanlarının bölünmesi.

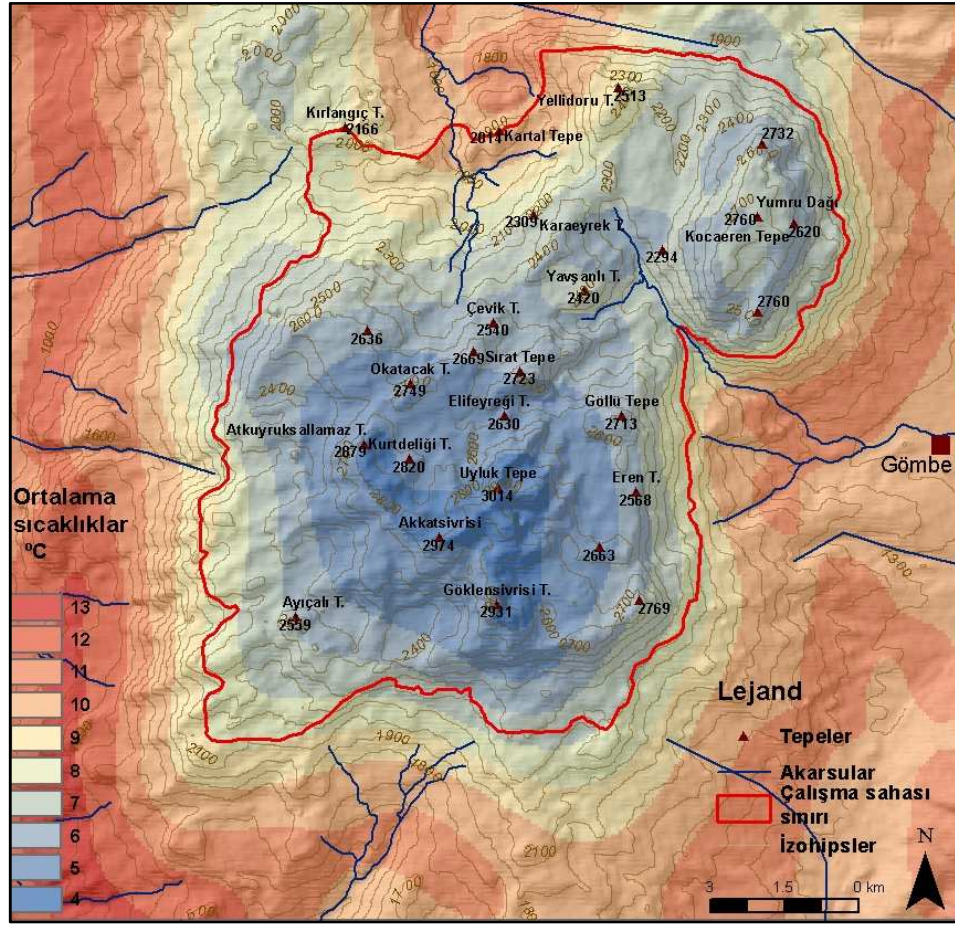
Meteoroloji istasyonlarından alınan veriler formül yardımıyla çalışma sahasına uygulandığında, kabullenilebilir sonuçlar ortaya çıkartılmıştır. Bu bağlamda sahaya ait uzun yıllar sıcaklık (1975-2009) ortalamaları kullanılarak ortalama sıcaklık, ocak ayı sıcaklık ve temmuz ayı sıcaklık dağılış haritaları üretilmiştir (Şekil 8, 9, 10).

¹ Thiessen poligonları vasıtasıyla istasyon bazlı olarak alınan meteorolojik verilerin mekansal dağılımları belirlenebilmekte buna bağlı olarak da toplam alanın ortalama değerleri alınabilmektedir (Demirci, Karaburun, &Kara, 2009).

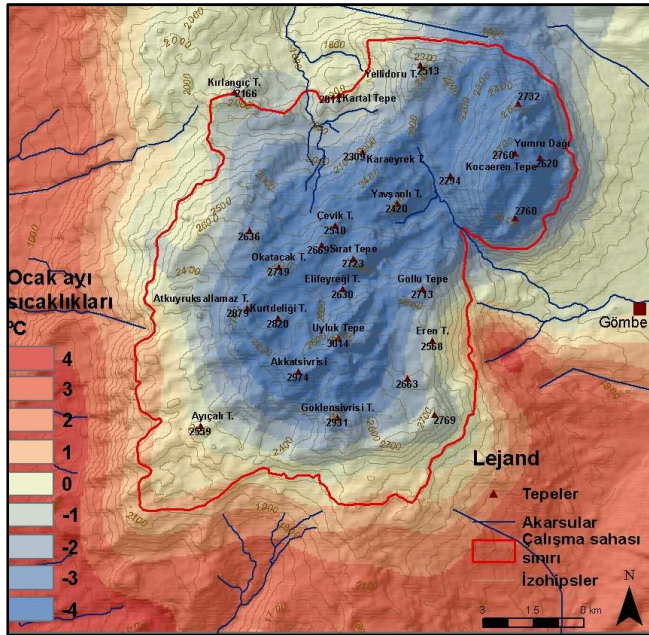
Sıcak dağılış haritalarına bakıldığında yükselti ve bakı şartlarının sıcaklık dağılışını belirlediği ortaya çıkmıştır.

Çalışma sahasında yıllık ortalama sıcaklıklara bakıldığında (Şekil 8), en düşük sıcaklıklar yükseltiye bağlı olarak 2500 m üzerindeki zirveler düzlüğü ve yakın çevresinde gözlenir. Bu alanda yıllık ortalama sıcaklıklar 4°C dolaylarındadır. Sahanın güneye bakan yamaçlarında ortalama sıcaklıklar; 2000 metrelerde 10°C'nin altına düşerken, kuzey ve kuzeydoğu yamaçlarında bu değer 1600 metrelerde gerçekleşir. Bu durum büyük ölçüde bakı faktörü ile ilişkilidir. Özellikle güneybatıdan esen lodosun ısınmadaki rolü fazladır. Yine ocak ayı sıcaklık dağılışında yükseltinin yanında bakının etkisi çok daha bariz şekilde ortaya çıkmaktadır. Akdağ'ın uzun yıllar ocak ayı ortalamalarına göre sıcaklığın düşük olduğu alanlar sadece zirveler düzlüğü ile sınırlı kalmayıp kuzey ve kuzeydoğu kesimlerde de takip edilir (Şekil 9). Dağın güney ve güneybatı yamaçlarında 2000 m ve üzerindeki alanlar 0°C'nin altında kalırken, kuzey ve kuzeydoğu yamaçlarda 0°C altına düşen alanlar 1600-1800 metrelerin üzerindeki kesimlerdir. Temmuz ayı uzun yıllar ortalamalarında dikkat çeken husus sıcaklık değerlerinin dağılışında en etkili belirleyici faktörün yükselti olmasıdır. 2400 m ve üzerindeki zirveler düzlüğünde sıcaklık 14°C dolaylarında seyrederek ve gün içindeki sıcaklık farkları fazladır (. Şekil 10).

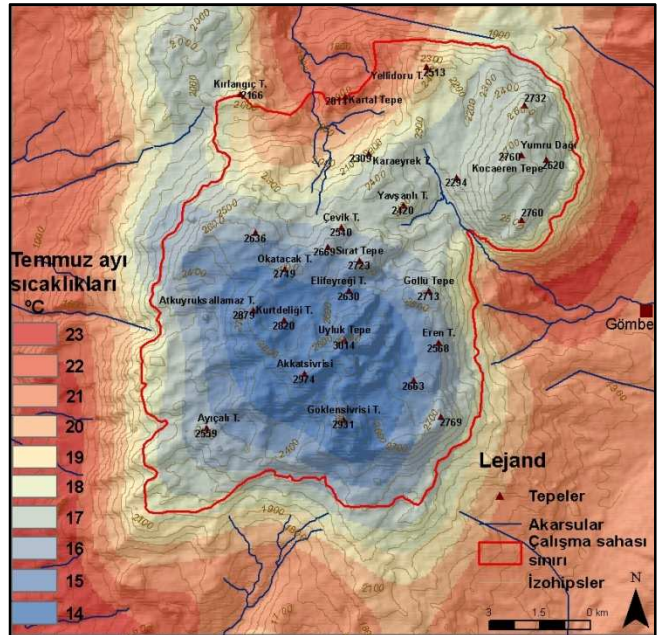
Son buzul maksimumundan günümüze, iklimin ısınma yönünde değişim göstermesine rağmen geçen süre içinde daha soğuk ve sıcak salınımların meydana geldiği bilinmektedir. Akdağ Kütlesi'nin günümüz iklim özelliklerini bu bakış açısıyla baktığımızda daha sağlıklı değerlendirmek mümkündür. Özellikle Akdeniz ikliminin en belirgin olduğu bir bölgede 2400 m ve üzerindeki alanlarda kış sıcaklarının büyük ölçüde eksi derecelerde seyretmesi, yine aynı alanda yaz sıcaklıklarının da artı 15°C lerde olması bugün glasiyal ve periglasiyal şekillerinin bütünüyle bozulmamış bir şekilde gözlemlememize imkan vermektedir.



Şekil 8: Ortalama sıcaklık değerlerinin dağılışı



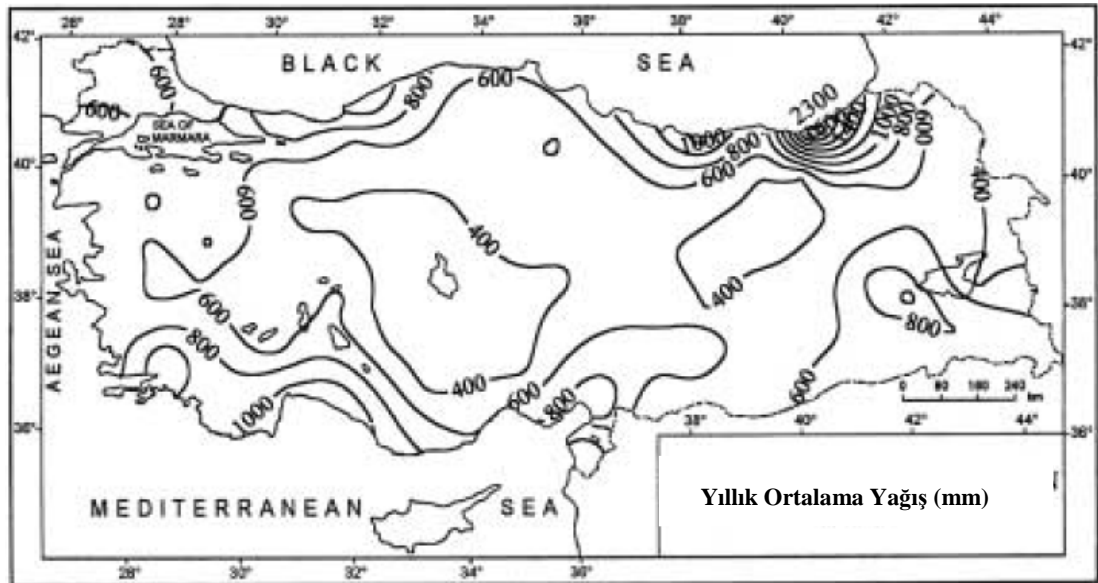
Şekil 9: Ocak ayı ortalama sıcaklık değerlerinin dağılışı.



Şekil 10: Temmuz ayı ortalama sıcaklık değerlerinin dağılışı.

1.2.2. Yağış

Türkiye’de kuzeyde Karadeniz Dağlarının, güneyde çalışma sahasında içinde bulunduğu Torosların dış yamaçlarında cephelerin, bilhassa sıcak cephelerin alıkonması buralarda yağış sahasının genişlemesine, yağış süresinin ve şiddetinin artmasına yol açarak azami yağış miktarının dış yamaçlarda erişilmesine sebep olur (Erinç, 1984). Türkiye’de Doğu Karadeniz Bölümünden sonra en fazla yağışı Batı Torosların denize dönük yamaçları ile bu dağlarla kıyı arasında bulunan geniş veya dar kıyı ovaları alır (Yiğitbaşıoğlu, 2000), (Şekil 11). Çalışma sahasında, kışları yağışlı yazları kurak subtropikal Akdeniz yağış rejimi egemendir. Akdeniz yağış rejiminde, kış yağışlarının yıllık toplam yağışa katkısı, istasyonların çoğunda %45’in üzerindeyken, yaz yağışlarının katkısı %5’in altındadır (Türkeş, 2010).

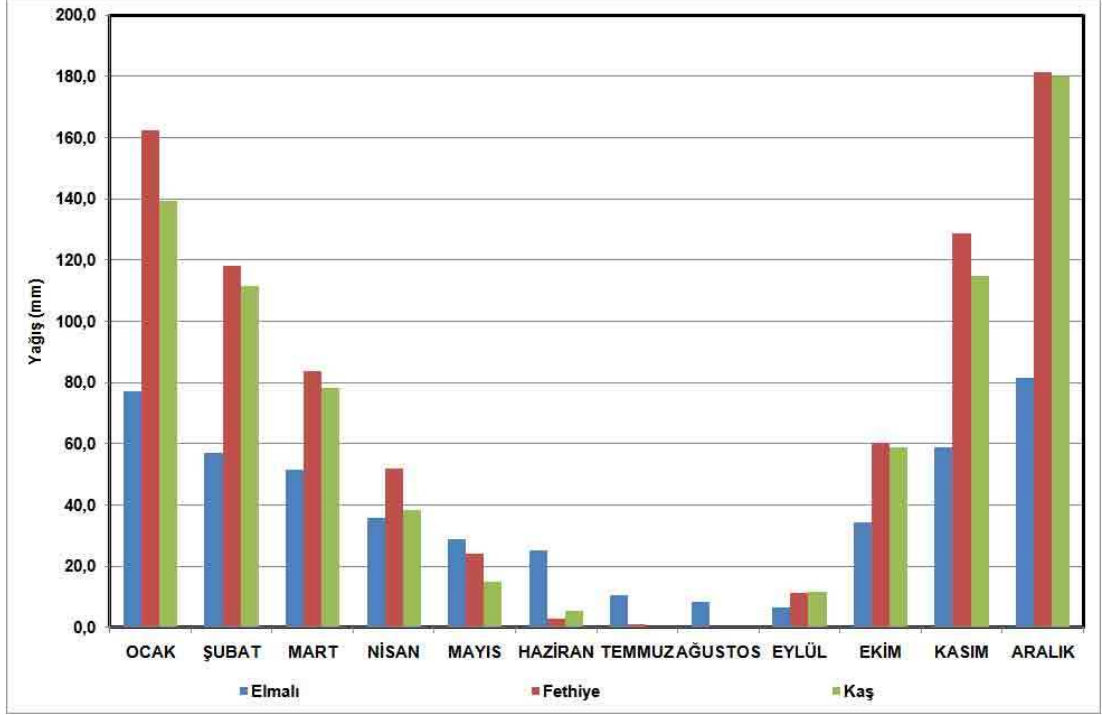


Şekil 11: Türkiye'de yıllık ortalama yağışın dağılışı (Türkeş, 1999)

Genel olarak çalışma sahasının da içinde bulunduğu Batı Toroslar ve kıyı şeridi; kışlar yağışlı ve nemli, yazlar sıcak ve kurak, ilkbahar kararsız ve çok değişken, sonbahar ise nispeten kısa ve çoğu kez kış rejimi ile karışmış durumadır. (Yiğitbaşıoğlu, 2000).

Akdağ üzerinde ve yakın çevresinde yağış değerlerini ölçecek meteoroloji istasyonları yer almadığı için yakın çevredeki meteoroloji istasyonlarının (Elmalı,

Fethiye, Kaş) verilerinden faydalanılmıştır. Bu veriler ışığında çalışma sahasının günümüz yağış koşulları ortaya konmaya çalışılmıştır (Şekil 12).



Şekil 12: Elmalı, Fethiye ve Kaş meteoroloji istasyonlarına ait uzun yıllar yağış ortalamaları (1975-2009)

Şekil 12’de görüldüğü gibi Fethiye, Kaş istasyonların bulunduğu kıyı şeridinde, yıl içindeki yağış dağılımları ve miktarları birbirine çok yakındır. Bu alanlarda yağışın büyük bölümü kışın düşüp (Aralık 180 mm) yaza doğru düzenli bir şekilde azalmaktadır ve yazın yağış hiç yok gibidir. Daha karasal bir karakterde verilere sahip Elmalı istasyonunda kıyı şeridindeki gibi mevsimlik farklar çok bariz olmayıp az da olsa yaz yağışları da mevcuttur. Elmalı’da kış yağışları kıyıdakilere oranla daha azdır.

Daha önce sıcaklık bahsinde de belirtildiği gibi sahanın dağlık olması ve üzerinde yağış değerlerini ölçecek bir meteoroloji istasyonunun olmamasından dolayı sahaya yakın istasyonların verileri kullanılmıştır. Bu veriler sahanın karakteristik yağış özelliklerini tam anlamıyla yansıtmamaktadır. Bu nedenle çalışma sahasının gerçek

yağış değerlerinin belirlenmesinde Akdağ Kütlesi'nin orografik¹ karakteri büyük önem taşımaktadır.

Çalışma sahası, Teke Yarımadası gibi üç tarafı denizle çevrili bir alanda olmasından ötürü Akdeniz üzerinden gelen nemli hava kütlelerine açıktır. Özellikle güneybatıdan gelen nemli hava Akdağ Kütlesi'ne ulaştığında yükselmeye zorlanır ve yükselirken adyabatik soğuma sonucu dağın yamaçlarında orografik yağışa dönüşür. Yağış, sıcaklığın sıfırın altına düştüğü alanlarda kar şeklinde düşer (Şekil 13). Yüksek kesimlere fazla yağış düşmesine karşılık Akdağ'ın ardında kalan karstik depresyonlar daha az yağış alırlar (Elmalı 470 mm).

Bu bilgiler ışığında çalışma sahasının sıcaklık özelliklerini daha net bir şekilde ortaya koymak ve mekansal olarak CBS ortamında haritalayabilmek amacıyla belirtilen meteoroloji istasyonlarına ait ortalama yağış verileri çalışma sahasına uyarlanmıştır. Bu verilere *Schreiber Formülü* kullanılmak suretiyle haritalamalar yapılmıştır (Dönmez, 1984). Belirtilen istasyonların uzun yıllara ait ortalamaları alınmış, *Thiessen Polygonları* uygulanmak suretiyle istasyonların yağış etkinliğinin olduğu alanlar ortaya konmuştur.

Schreiber formülü:

$$Ph=Po+54h$$

Formülde;

Ph= Yükseltisi bilinen noktanın bulunacak yağış tutarı

Po= Yükseltisi bilinen ve yağış rasadı yapan mukayese istasyonunun yağış tutarı

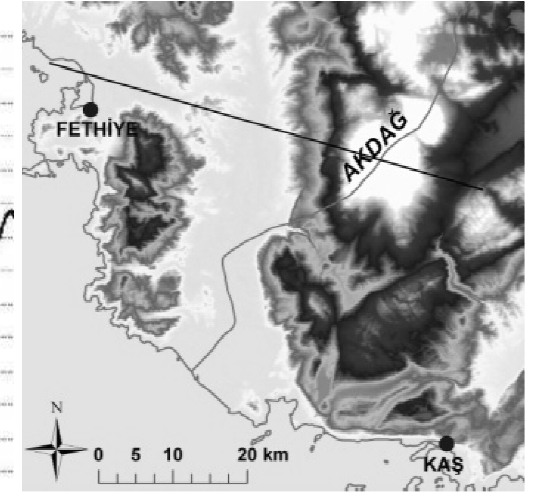
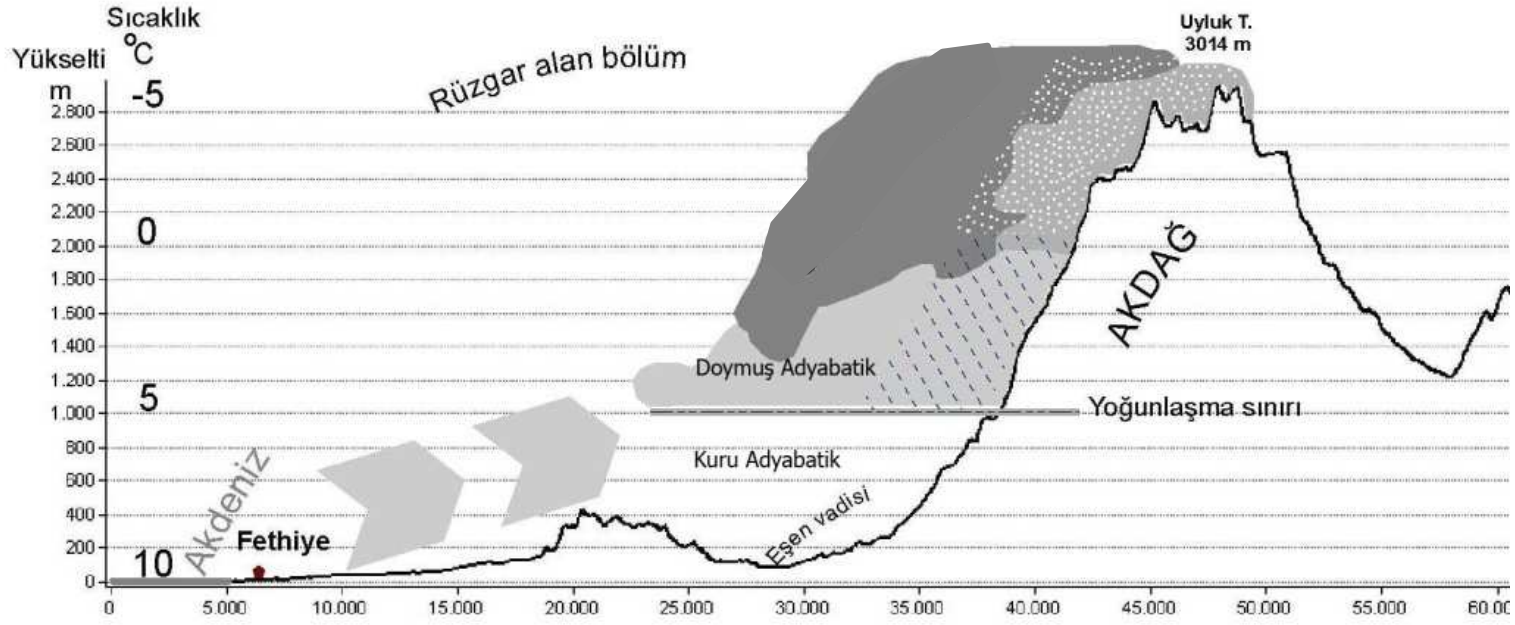
(Toplam yağış)

54= Her 100 m. yükseldikçe yağışın 54 mm. arttığını gösteren katsayı,

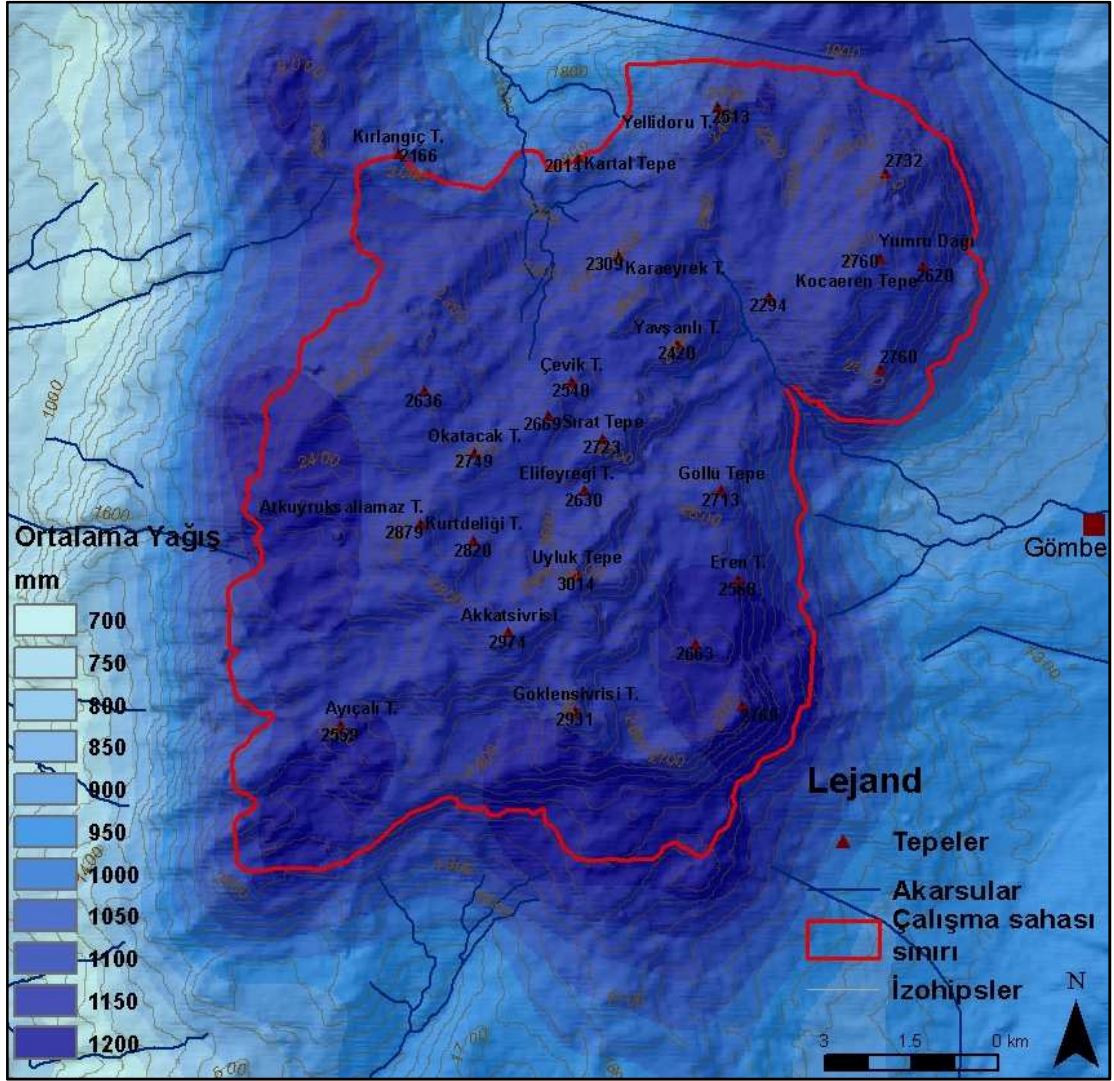
h = Baz alınan istasyon ile yağış miktarı bulunacak nokta arasında yükselti farkıdır

(hektometre olarak).

¹ Dağlık sahalar gibi çevresine göre yüksek olan alanlar hava akımlarının önünde engeller oluşturduğunda, hava akımlarının bu engeller üzerinde tırmanmaya zorlanması sonucunda gerçekleşen yükselme orografik yükselme olarak adlandırılır. Bir hava kütlesi, bir dağın yamacında yükseldiğinde, gerçekleşen adyabatik soğuma havanın doyma noktasına ulaşarak yoğunlaşmasına, yoğun bulut ve bereketli yağışlar oluşturmaya neden olur. Gerçekten de Yerküre'nin en yağışlı yerleri, dağların egemen hava akımlarına bakan (rüzgar alan) yamaçlarında oluşur (Türkeş, 2010).



Şekil 13: Akdağ Kütlesi'nde orografik yağışlar (Türkeş, 2010'dan çalışma sahasına uyarlanarak hazırlanmıştır).



Şekil 14: Ortalama yağış tutarının dağılışı.

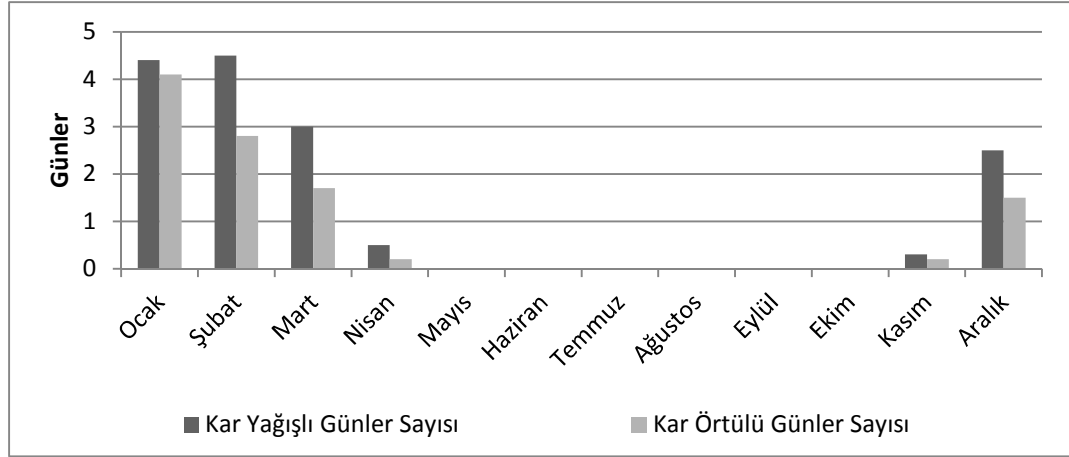
Şekil 14’de görüldüğü gibi meteoroloji istasyonlarına ait veriler Schreiber formülü ile sahaya uyarlandığında, yıllık ortalama yağışlar 2000 m ve üzerinde 1200 mm’ye ulaşmaktadır. Zirvelerden etek kısımlara doğru yağış değerleri 1000 metrelerde 670 mm düzeyine düşer. Yağışlar kış aylarında 2000 m ve üzerindeki alanlarda büyük ölçüde kar şeklindedir.

Yükseltiye bağlı yağış artışı orman üst sınırına (2000 m) kadar arttırılmış sonrasında yükselti değeri sabit olarak değerlendirilmiştir (M.Türkeş ile sözlü görüşme, 2011).

1095 m dolaylarında yer alan Elmalı meteoroloji istasyonuna ait verilere göre kasım ayında başlayan kar yağışları bir sonraki yılın nisan ayına kadar devam etmektedir. Ocak ayı dışında kar yağışı ile karın yerde kalma süresi paralellik göstermez (Tablo 2, Şekil 15).

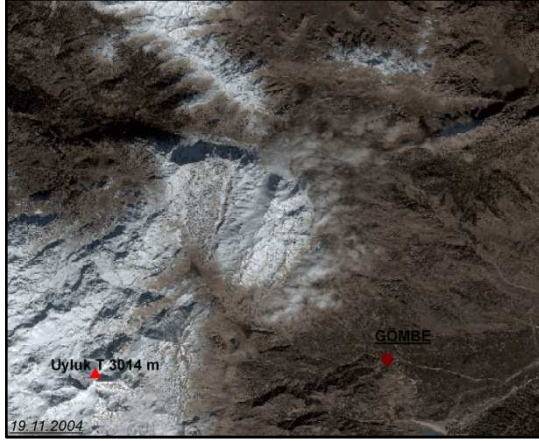
Tablo 2: Elmalı Meteoroloji İstasyonuna ait kar yağışlı ve örtülü günler sayısı ile maksimum kar kalınlığı.

Enlem	36.45								
Boylam	29.55								
Yükseklik	1095	17952-ELMALI							
Parametre	Rasat (YIL)	S.	Ocak	Şubat	Mart	Nisan	Mayıs-Eylül	Kasım	Aralık
Kar Yağışlı Günler Sayısı	35		4.4	4.5	3.0	0.5		0.3	2.5
Kar Örtülü Günler Sayısı	35		4.1	2.8	1.7	0.2		0.2	1.5
Maksimum Kar Kalınlığı (cm)	35		35	36	11	14		14	28

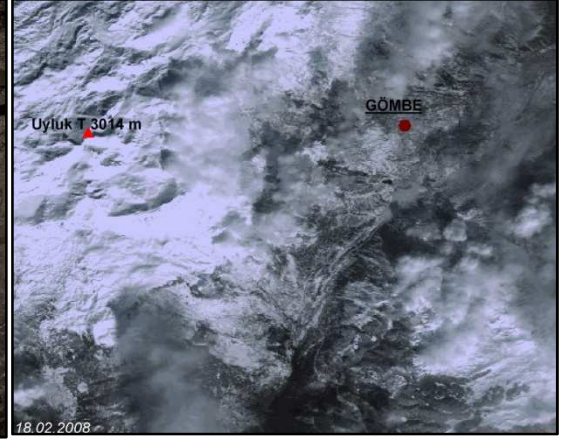


Şekil 15: Elmalı Meteoroloji İstasyonuna ait kar yağışlı ve örtülü günler sayısı.

Çalışma sahasının 3000 metreyi bulan yüksek bir kütle olmasından ötürü kar yağışları, Elmalı istasyonunda (1095 m) ölçülen değerlerden daha fazladır. Bu da yıl içinde farklı tarihlerde alınan uydu görüntülerinde de net bir şekilde ortaya konmaktadır (Şekil 16, 17, 18) Akdağ'da kasım ayında düşen kar mayıs, haziran aylarında erimeye başlar korunaklı kuzey yamaçlarda ise ağustos ayı sonuna kadar kalır (Foto 2). Karın uzun süre yerde kalması yüksek kesimlerde periglasiyal süreçlerin varlığı açısından önemlidir.



Şekil 16: Akdağ'ın kuzeydoğusunu kapsayan 19.11.2004 tarihli uydu görüntüsü (Google Earth).



Şekil 17: Akdağ'ın merkezi ve doğusunu kapsayan 18.02.2008 tarihli uydu görüntüsü (Google Earth).



Şekil 18: Akdağ'ın merkezi ve doğusunu kapsayan 13.05.2008 tarihli uydu görüntüsü (Google Earth).



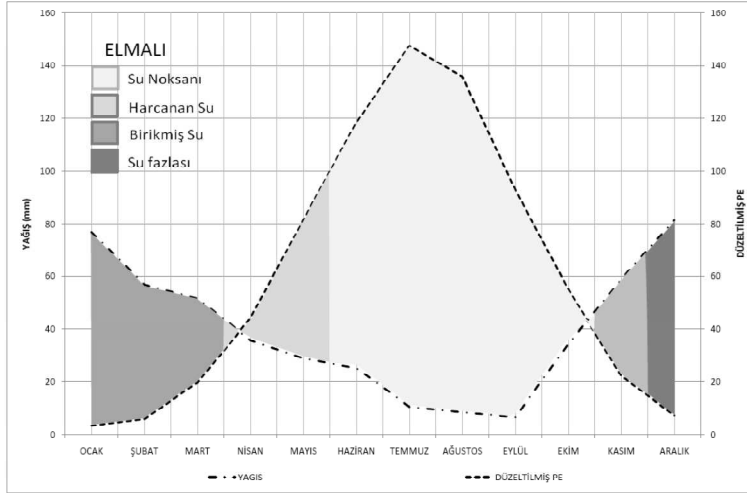
Foto 2: Akdağ'ın 2700 metrelerde kuzeye bakan korunaklı yamaçlarında Ağustosta erimeyen kar örtüsü (14 Ağustos 2009, 17:18).

Schreiber formülü uygulanarak elde edilen değerler birebir gerçek değerleri vermese de fikir edinmek açısından önemlidir. Akdeniz ikliminin hüküm sürdüğü bu alan için, bu yağış değerleri oldukça yüksektir. Son buzul çağında da benzer yağış şartlarının daha soğuk sıcaklıklarda seyrettiği varsayımından hareket edersek, dağın yüksek kesimlerde oluşan buzullar iyi beslenmiş olmalıdır.

Thorntwaite metodu kullanılarak hazırlanan su bilançosu diyagramlarına bakıldığında veri alınan istasyonlarda (Elmalı, Kaş, Fethiye), kış aylarında çok kuvvetli su fazlası olan; yaz aylarında ise özellikle Fethiye ve Kaş'ta yaz kuraklığı

olan denizel şartlara yakın bir iklim tipi yansıtılır. Kaş ve Fethiye nemli iken, Elmalı kurak ve az nemli bir özellik gösterir (Şekil 19, 20, 21), (Tablo 3, 4, 5).

Çalışma sahasındaki kış şartları, belirtilen istasyonların su bilançolarıyla benzerlik göstermekle beraber sahanın yükseklik şartlarından kaynaklanan yaz yağışları yaz aylarında yaşanan su kaybını azaltır. Çalışma sahasının yüksek kısımlarında özellikle 2000 m ve üzerinde, yaz aylarında karların erimesi ve yaz yağışlarının etkisiyle toprak suya doymun halde bulunur. Özellikle günlük sıcaklık farklarından doğan donma ve çözülme olayları, eğimin de müsait olduğu alanlarda periglasiyal şekillerin oluşmasına imkan tanır.



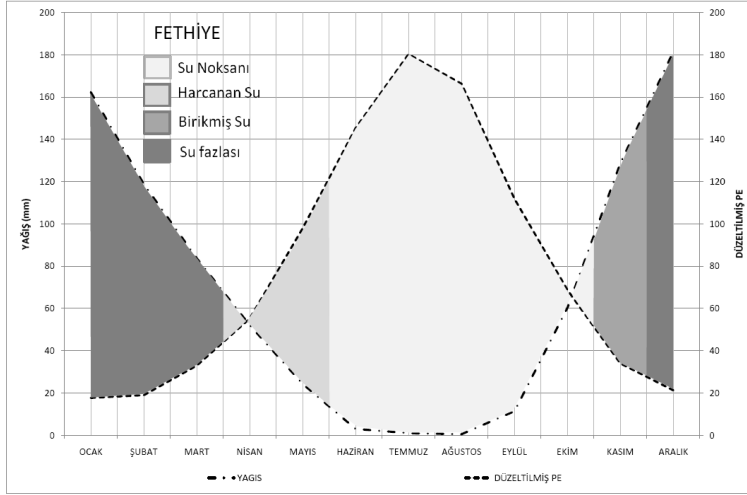
Tornthwaite göre iklim tipi : C1 B'2 S2 B'3.

Elmalı kurak ve az nemli ikinci dereceden mezotermal kış mevsiminde çok kuvvetli su fazlası olan ve denizel şartlara yakın iklim tipine girer.

Şekil 19: Tornthwaite formülüne göre Elmalı'nın su bilançosu .

Tablo 3: Tornthwaite göre Elmalı'nın su bilançosu tablosu

ELMALI SU BILANCOSU (Thorntwaite'a göre)													
AYLAR	ORTALAMA											YILLIK	
	OCAK	SUB	MART	NIS	MAY	HAZ	TEM	AGS	EYL	EKIM	KAS		ARA
SICAKLIK C	2,10	3,20	6,50	11,10	16,00	20,80	24,10	23,80	19,80	14,20	8,10	3,70	12,78
SCK. INDISI	0,27	0,51	1,49	3,34	5,82	8,66	10,82	10,61	8,06	4,86	2,08	0,63	57,12
PT. ETP (mm)	3,98	7,15	19,15	40,30	66,99	96,48	118,39	116,35	90,09	56,75	26,00	8,75	650,39
EN. DUZ. KAT.	0,86	0,84	1,03	1,10	1,22	1,23	1,25	1,17	1,03	0,97	0,85	0,83	
DUZ. PE (mm)	3,43	6,02	19,73	44,33	81,56	118,43	147,70	135,84	92,79	55,05	22,17	7,28	734,33
YAGIS (mm)	77,00	57,00	51,70	35,90	29,00	25,20	10,60	8,50	6,70	34,50	59,00	81,60	476,70
BRK. SU D. (mm)	0,00	0,00	0,00	-8,43	-52,56	-39,01	0,00	0,00	0,00	0,00	36,83	63,17	
BIRIK. SU (mm)	100,00	100,00	100,00	91,57	39,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	36,83	100,00	
GER. ETR (mm)	3,43	6,02	19,73	44,33	81,56	64,21	10,60	8,50	6,70	34,50	22,17	7,28	309,04
EKSİK SU (mm)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	54,21	137,10	127,34	86,09	20,55	0,00	0,00	425,29
FAZLA SU (mm)	73,57	50,98	31,97	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	11,15	167,66
AKIS (mm)	42,36	62,27	41,48	15,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,57	167,66
NEMLİLİK ORANI	21,42	8,46	1,62	-0,19	-0,64	-0,79	-0,93	-0,94	-0,93	-0,37	1,66	10,20	



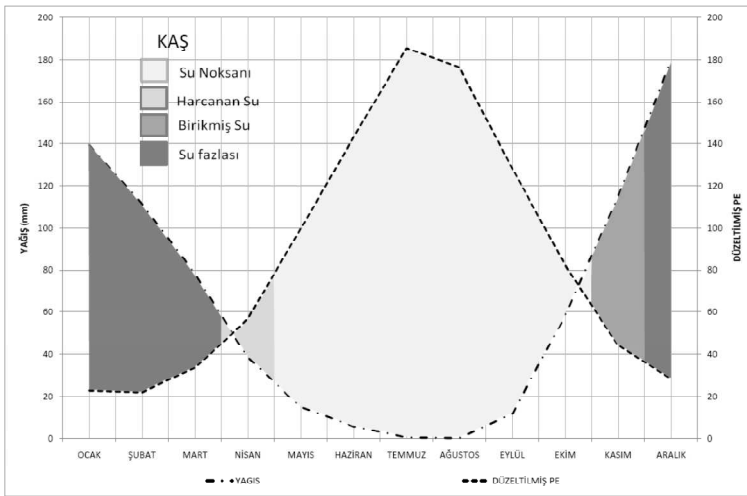
Şekil 20: Tornthwaite formülüne göre Fethiye'nin su bilançosu.

Tornthwaite göre iklim tipi : C2 B'3 S2 B'4.

Fethiye yarı nemli, üçüncü dereceden mezotermal , yaz mevsiminde çok kuvvetli su noksanı olan ve denizel şartlara yakın iklim tipine girer.

Tablo 4:Tornthwaite göre Fethiye'nin su bilançosu tablosu

FETHİYE SU BİLANÇOSU (Thornthwaite'a göre)													
	ORTALAMA												
AYLAR	OCAK	SUB	MART	NIS	MAY	HAZ	TEM	AGS	EYL	EKİM	KAS	ARA	YILLIK
SICAKLIK C	10,00	10,50	12,60	15,90	20,30	24,80	27,50	27,30	23,70	19,00	14,10	11,20	18,08
SCK. İNDİSİ	2,86	3,07	4,05	5,76	8,34	11,30	13,21	13,07	10,55	7,55	4,80	3,39	87,95
PT. ETP (mm)	20,50	22,53	32,04	50,21	80,48	118,47	144,64	142,62	108,53	70,82	39,81	25,52	856,16
EN. DUZ. KAT.	0,86	0,84	1,03	1,10	1,22	1,23	1,25	1,17	1,03	0,97	0,85	0,83	
DUZ. PE (mm)	17,71	19,01	33,00	55,23	97,87	145,27	180,25	166,31	111,79	68,70	33,99	21,28	950,40
YAGIS (mm)	162,30	118,80	83,70	52,10	24,30	3,00	1,00	0,50	11,40	60,30	128,70	181,50	827,60
BRK. SU D. (mm)	0,00	0,00	0,00	-3,13	-73,57	-23,30	0,00	0,00	0,00	0,00	94,71	5,29	
BIRIK. SU (mm)	100,00	100,00	100,00	96,87	23,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	94,71	100,00	
GER. ETR (mm)	17,71	19,01	33,00	55,23	97,87	26,30	1,00	0,50	11,40	60,30	33,99	21,28	377,59
EKSİK SU (mm)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	118,97	179,25	165,81	100,39	8,40	0,00	0,00	572,81
FAZLA SU (mm)	144,59	99,79	50,70	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	154,93	450,01
AKIS (mm)	149,76	122,19	75,25	25,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	77,47	450,01
NEMLİLİK ORANI	8,16	5,25	1,54	-0,06	-0,75	-0,98	0,99	-1,00	-0,90	-0,12	2,79	7,53	



Şekil 21:Tornthwaite formülüne göre Kaş'ın su bilançosu.

Tornthwaite göre iklim tipi : C1 B'4 S2 B'4.

Kaş kurak ve az nemli, dördüncü dereceden mezotermal, kış mevsiminde çok kuvvetli su fazlası olan ve denizel şartlara yakın iklim tipine girer.

Tablo 5: Thornthwaite göre Kaş'ın su bilançosu tablosu.

KAS SU BILANCOSU (Thornthwaite'a göre)													
	ORTALAMA												
AYLAR	OCAK	SUB	MART	NIS	MAY	HAZ	TEM	AGS	EYL	EKIM	KAS	ARA	YILLIK
SICAKLIK C	12,30	12,20	13,60	16,90	21,00	24,80	27,80	28,00	25,50	21,30	16,90	13,80	19,51
SCK. INDISI	3,91	3,86	4,55	6,32	8,78	11,30	13,43	13,58	11,78	8,97	6,32	4,65	97,45
PT. ETP (mm)	26,28	25,83	32,56	51,73	82,18	117,13	149,41	151,71	124,29	84,70	51,73	33,59	931,11
EN. DUZ. KAT.	0,87	0,85	1,03	1,10	1,21	1,22	1,24	1,16	1,03	0,97	0,86	0,84	
DUZ. PE (mm)	22,81	21,90	33,53	56,90	99,60	143,14	185,56	176,28	128,02	82,16	44,38	28,14	1022,42
YAGIS (mm)	139,40	11,50	78,10	38,50	15,00	5,60	0,40	0,00	11,70	58,80	115,00	180,00	654,00
BRK. SU D. (mm)	0,00	-10,40	10,40	-18,40	-81,60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	70,62	29,38	
BIRIK. SU (mm)	100,00	89,60	100,00	81,60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	70,62	100,00	
GER. ETR (mm)	22,81	21,90	33,53	56,90	96,60	5,60	0,40	0,00	11,70	58,80	44,38	28,14	380,77
EKSİK SU (mm)	0,00	0,00	0,00	0,00	2,99	137,54	185,16	176,28	116,32	23,36	0,00	0,00	641,65
FAZLA SU (mm)	116,59	0,00	34,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	122,48	273,23
AKIS (mm)	119,53	58,29	17,08	17,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	61,24	273,23
NEMLİLİK ORANI	5,11	-0,47	1,33	-0,32	-0,85	-0,96	-1,00	-1,00	-0,91	-0,28	1,59	5,40	

1.2.3. Basınç ve Rüzgar

Deniz seviyesine indirgenmiş basınç durumuna bağlı olarak hakim rüzgar yönlerini yaz ve kış olarak ayırabiliriz.

Kışın, geniş Anadolu karasının yüksek kontinentalitesi bu aydaki basınç dağılışı ve rüzgar istikametleri üzerinde büyük etki yapar. Anadolunun iç iç kısımları bu sebepten bir yüksek basınç sahası haline geçer, buna mukabil kuzeyde Karadeniz ve güneyde Akdeniz üzerinde basınç alçalmış bulunur. Çalışma sahasında yer aldığı yüksek basınç sırtının çevresinde yer alan ve gezici siklonların etkilerine daha çok maruz kalan kıyı bölgelerinde bu devrede serin yağışlı, kuru ve ılık hava tipleri nöbetleşe etki eder. Nisbi nemlilik yüksek, bulutluluk fazla ve rüzgar yönleri değişkendir (Erinç, 1984).

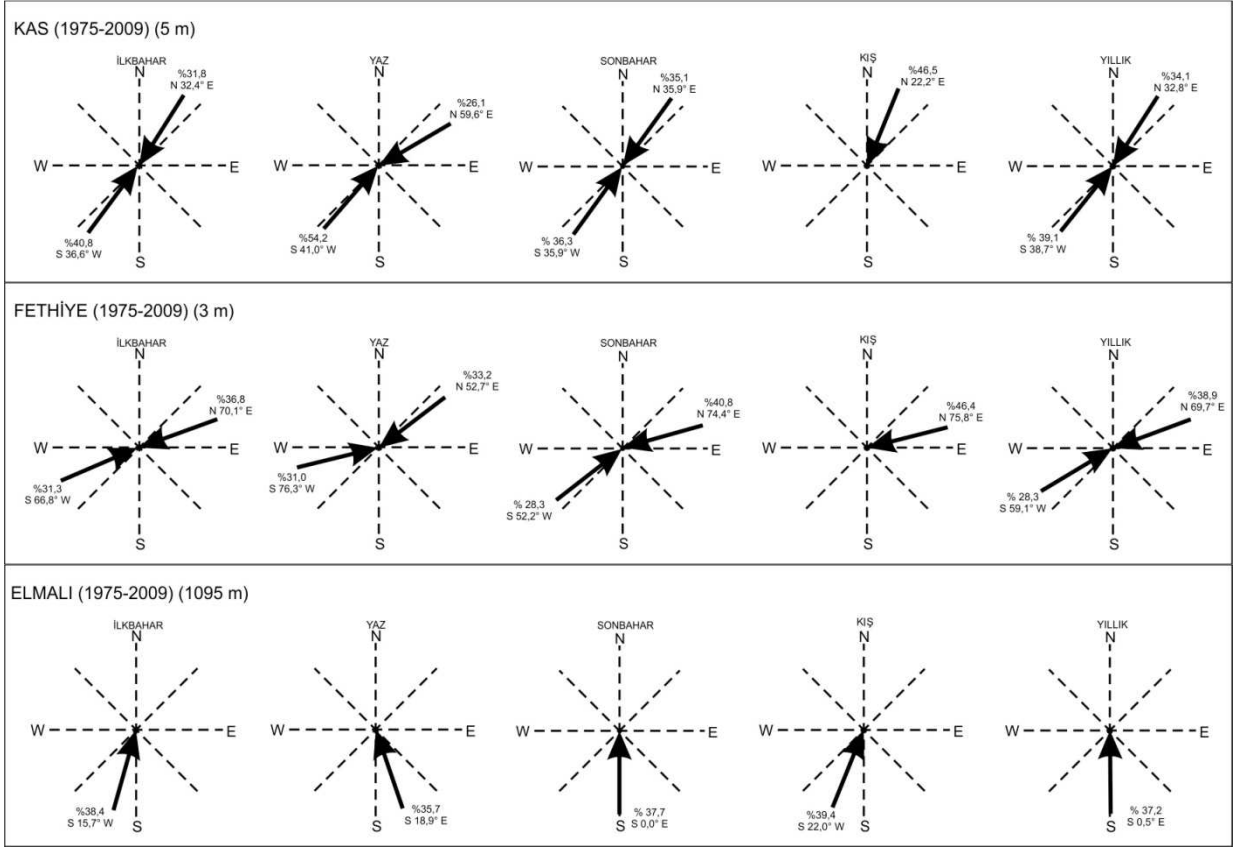
Çalışma sahasında en etkili olan rüzgar Lodos'tur. Lodos; sonbahar sonu ve ilkbahar başı serin ve soğuk dönemde, Balkanlar yada Akdeniz üzerinden yaklaşan derin ve etkin bir cephesel alçak basınçtaki siklonik dönüşü uygun olarak, sistemin güney bölümünden (sıcak sektör) esen, mevsimine göre ılık ya da sıcak ve çoğunlukla fırtına biçiminde etkili olan güney batılı bir rüzgardır (Türkeş, 2010), (Şekil 22).

Yaz dönemimde Balkanlardan sokulan Azor yüksek basıncından güneye genel bir hava akımı mevcuttur. Bu duruma bağlı olarak Etezyen adı verilen kuzey yönlü hava

akımı Torosları aşarak Akdeniz'e ulaştığında fön olayına neden olur. Böyle günlerde Akdeniz kıyısında sıcaklığın 40 °C'yi aştığı ve bağıl nemin düşük olduğu koşullar ön plana geçer (Atalay, 2010).

Çalışma sahasındaki egemen rüzgar yönlerini ortaya koymak amacıyla çalışma sahasına yakın istasyonlardan elde edilen verilere *Rubinstein formülü* uygulanmıştır. Çıkan sonuçlar sahadaki egemen rüzgar yönlerini ortaya koymuştur (Şekil 22). Verileri kullanılan üç istasyonda da (Fethiye, Elmalı, Kaş) güneybatı sektörlü rüzgarların bariz bir şekilde egemen olduğu ortaya çıkmıştır. Özellikle ilkbahar, yaz ve sonbaharda güneybatı sektörlü Lodos'un oranı Fethiye'de %40 dolaylarındayken, Kaş'ta %30'dur. Kış aylarında bu merkezlerde Poyraz daha çok etkili olmaktadır. Bahsi geçen istasyonlara göre; karanın iç kısmında yer alan Elmalı'da kışın güney, güneybatı; yazın da güneydoğu sektörlü rüzgarlar hakimdir (Şekil 22).

Akdağ Kütleli'ndeki yerel rüzgarlar, iklimde belirleyici bir özelliğe sahiptir. Özellikle dağ meltemi olarak adlandırılan, geceleyin soğuyarak yoğunluğu arttığı için yamaç aşağıya doğru harekete geçen, soğuk hava akışları mevcuttur. Vadi tabanına yönelik bu soğuk hava konverjansı, vadi içindeki havayı yukarıya doğru dikey olarak hareket ettirmeye zorlar ve sıcaklık terselmesini yaratır (Türkeş, 2010). Çalışma sahanında 2000 m'ler ve üzerinde yer alan karstik depresyonlar ve buzul vadileri sıcaklık terselmesinin çokça yaşandığı alanlardır. Bu alanlar, yamaç aşağı akan soğuk hava drenajının etkisiyle, özellikle bulutsuz yüksek basınçlı gecelerde, radyasyon sisinin ilk oluştuğu ve don olaylarının yaşandığı alanlardır. Dağ rüzgarlarını oluşturan soğuk hava drenajı bir yerin iklimini belirlemede önemli rol oynar (Türkeş, 2010).



Şekil 22: Rubinstein formülüne göre Kaş, Fethiye ve Elmalı'nın hakim rüzgar yönleri ve frekansları.

2. GENEL JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLER

Çalışma sahası genel itibariyle Akdağ Kütlesi'nin 2000 m üzerinde kalan buzullaşmaya uğramış yüksek kısımları olsa da; bölgede etkili olan buzullaşma ve karstlaşmayı daha kolay açıklayabilmek için Akdağ Kütlesi'nin tamamında gerçekleşen jeomorfolojik süreçlere ve şekillere bu bölümde kısaca değinilecektir.

Batı Torosların en yüksek ikinci zirvesine (Uyluk T. 3014 m) sahip olan Akdağ, batıda Eşen Ovası (60 m) doğuda Elmalı Ovası (1100 m) arasında yer alan ve 2700 m üzerinde birçok zirve barındıran (Akkatsivrisi 2974 m, Göklensivrisi T. 2931 m, Atkuyruksallamaz T. 2879 m, Yumru T. 2760 m, Okatacak T. 2749 m, Sırat T. 2723 m, Göllü T. 2713 m) çevresine göre oldukça yüksek bir kütle görünümünde olup, farklı yükseltilerde düz ve düze yakın seviyelerin olduğu basamaklı bir yapıya sahiptir (Harita 2).

Akdağ Pleistosen'de buzullaşmaya mağruz kalmış bir alan olup görülen buzul şekilleri *Alpin tip* buzullaşma sonucu oluşmuşlardır (Onde, 1952; Doğu, Çiçek, Tunçel, & Gürgen, 1999a). Akdağ'ın zirve kısımlarında sirklerle başlayan buzul vadileri 2000 metrelere kadar inebilmektedir. Akdağ'ın litolojik olarak büyük ölçüde çözünebilir özelliği yüksek kireçtaşlarından oluşması nedeniyle 2000 m ve üzerindeki alanlarda çok sayıda dolin ve uvala yer alır. Bu karstik depresyonlar; geçmişte buzulların yerleşmesine uygun ortamlar hazırladığı gibi günümüzde de tabanlarında yer alan düdenlerle gelişmiş bir yeraltı drenajını yaratmışlardır.

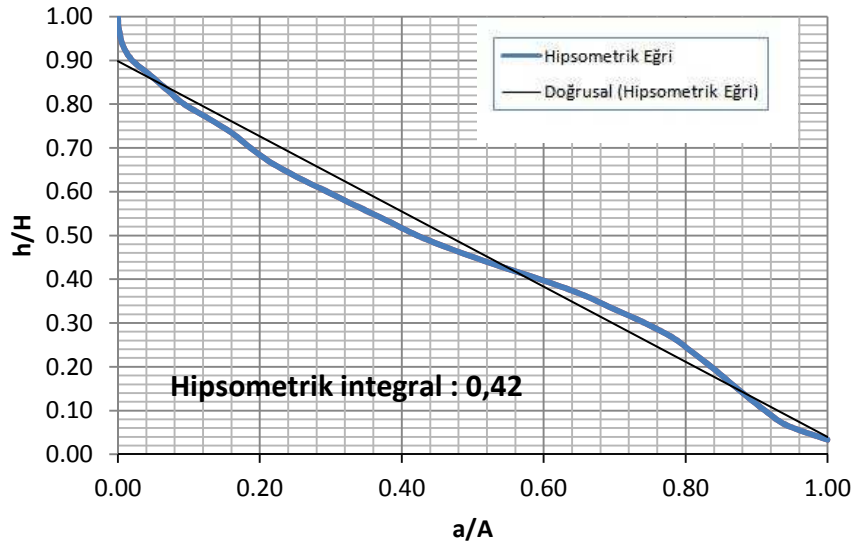
Çalışma sahasının jeomorfolojik görünümü ortaya koymak için, Hipsometrik Eğri ve İntegrali oluşturulmuştur¹. Hipsometrik Eğri uygulamasında yükseklik aralığı olarak 100 metre alınmıştır. Alansal değerler havza için oluşturulan Aster DEM'den elde edilmiş olup izdüşüm alan değil yüzey alanı kullanılmıştır. Hipsometrik Eğri

¹ Hipsometrik eğriler, üzerinde çalışılan bölgenin yükseklik dağılımını gösterirler (Straher, 1952). Hipsometrik eğri, toplam yükseklik oranının (h/H = Rölatif Yükseklik), toplam alana (a/A = Rölatif Alan) karşı izdüşürülmesiyle belirlenir. Rölatif alan (a/A) değeri her zaman için rölatif yüksekliğin (h/H) 0.0 olduğu havzanın en alçak noktasından, rölatif yüksekliğin (h/H) 1.0 olduğu havzanın en yüksek noktasına, 1.0 ile 0.0 arasında değişiklik gösterir (Keller, 2002)

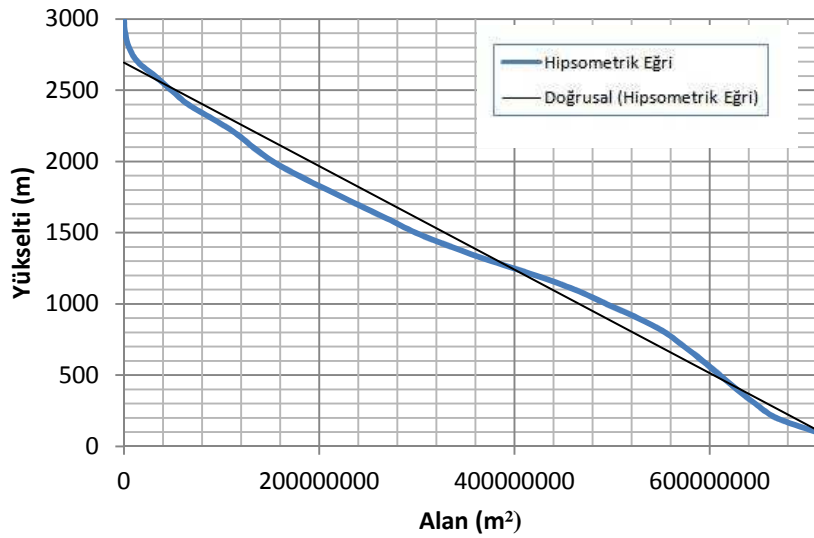
oluşturulmasında CBS yazılımlarından faydalanılmış olup Hipsometrik İntegral değerinin hesaplanmasında aşağıdaki formül kullanılmıştır.

$$Hi = \frac{\text{Ortalama yükseklik} - \text{Minumum yükseklik}}{\text{Maksimum yükseklik} - \text{Minumum yükseklik}}$$

Akdağ Kütlesi'nin Hipsometrik İntegral değeri 0,42 olup bu değer sahanın gençlik safhasından olgunluğa geçiş döneminde olduğunu göstermektedir (Şekil 23).



Şekil 23: Akdağ Kütlesi'nin Hipsometrik İntegral değeri ve Eğrisi



Şekil 24: Akdağ Kütlesi'nin Hipsografik Eğrisi.

Akdağ Kütlesi için elde edilen Hipsografik Eğri’de çok belirgin olmamakla birlikte; düzensizlikler ve süreksizlik yer almaktadır. Hipsografik Eğri’nin sürekli olarak olgun sahaları yansıtan içbükey ya da genç bir sahayı yansıtan dışbükey özellik göstermeyip de yükseltiye bağlı değişkenlik göstermesi; çalışma sahasındaki polijenik topografyayı ortaya koyması bakımından önemlidir. 1200 m seviyelerine kadar dışbükey eğri, faylara bağlı gençleşmenin izlerini yansıtırken; 1200-2000 m aralığındaki aşınım yüzeyleri ve karstik platolarda bir içbükey eğri gözlenmektedir. 2000-3000 metreler arasındaki kısa mesafedeki dalgalanmalar ise buzul ve karst topografyasının iç içe girmiş polijenik morfolojisini yansıtmaktadır (Şekil 24).

Akdağ Kütlesi’nin morfolojisini etkileyen ve topografyada bugün de açık olarak seçilen en önemli jeolojik unsurlar; naplar ve normal faylardır. Akdağ daha önce jeoloji bahsinde de belirtildiği gibi bütünüyle naplı bir yapıya sahiptir. Alt Paleosen’den başlayıp Orta Miyosen’de son bulan Likya (Teke) Napları bölgede K-G yönlü sıkışma rejimi geliştirmiş, kütleler kuzeyden güneye doğru altlarına Yeşilbarak Napını da alarak Orta Miyosen’de Beydağları Otoktonu üzerine bindirmişlerdir (Şenel, 1997). Çalışma sahasındaki naplaşma hareketlerinin Orta Miyosen (Langiyen)’de son bulması ile paleotektonik dönem sona erip neotektonik dönem başlamıştır (Ersoy, 1990).

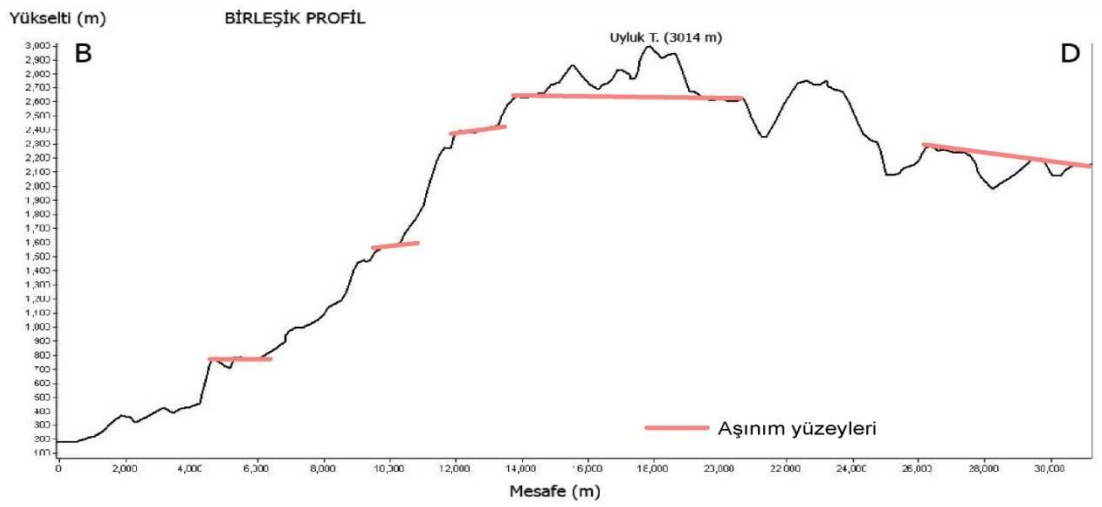
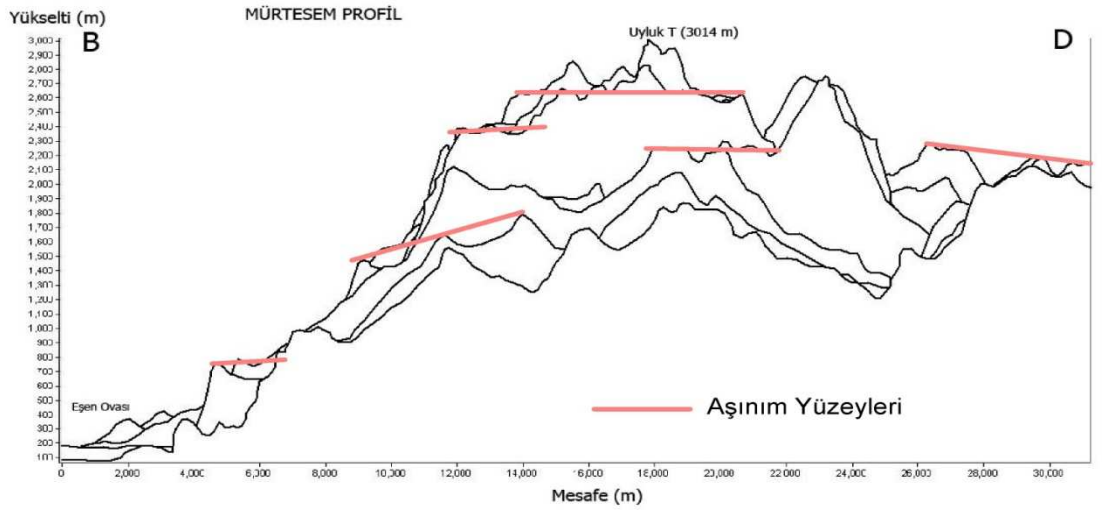
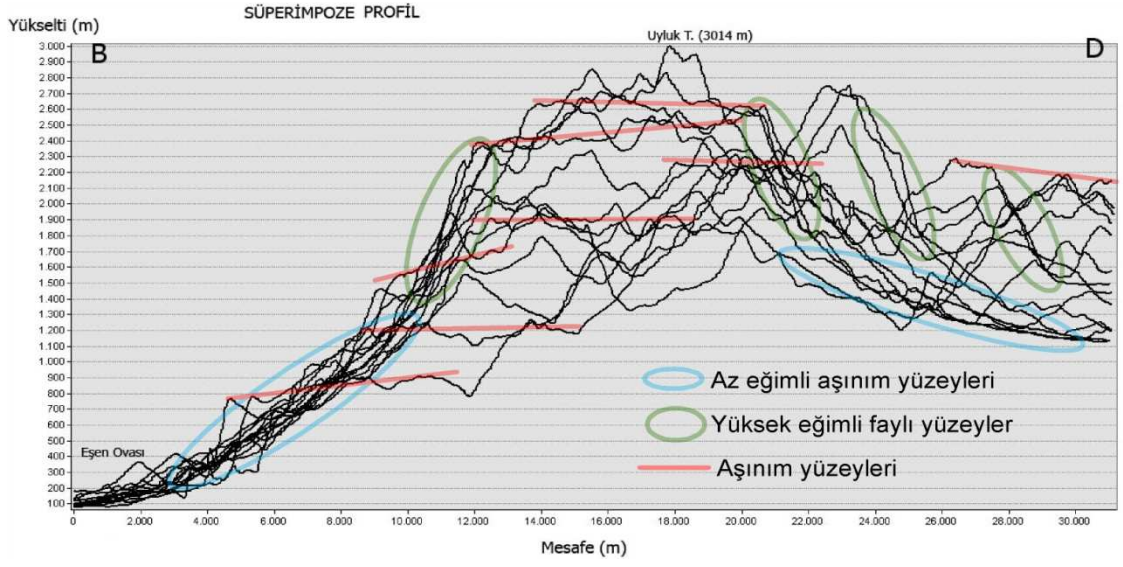
Çoğunlukla kireçtaşlarından oluşan bu naplaşma hareketlerinin ürünü litolojik yapı, Akdağ Kütlesi’nin zirve kısmında iç içe geçmiş durumda olup; bu karmaşa da farklı aşınım süreçleri ile dağın basamaklı bir yapıya kavuşmasına ortam hazırlamıştır. Bu basamaklı yapı Erol (1989) tarafından farklı aşınım yüzeyleri olarak nitelendirilmektedir. Bu aşınım yüzeylerinin Likya (Teke) Napları üzerinde Miyosen ve sonrasında yer yer 3000 m ve daha yükseklerle çıkmış olduğu, otokton formasyonlar üzerinde ise aynı yüzeylerin (özellikle D I) 2000-2500 metrelerde kaldığı belirtilmektedir. Aşınım yüzeylerinin deformasyonu ve parçalarının farklı yükseltilere çıkmış olması; şaryaj kütlelerinin Miyosen sonlarında, çevrelerine oranla daha fazla yükseldiği kanısını uyandırmaktadır. Bu gözlemlerden, Orta ve Üst Miyosen ve sonrası tektonik yükselme hareketlerinin şaryaj kütleleri üzerinde, çevresine oranla biraz daha fazla olduğu izlenimini edinmek mümkün olmuştur (Erol, 1989).

Doğu vd. (1999) tarafından Akdağ Kütlesi'nde üç farklı aşınım yüzeyi tespit edilmiştir. Bunlar 1700 m seviyelerindeki alçak aşınım yüzeyi, ortalama 2500 m seviyesinde bir orta yüzey ve ortalama 2900 metrelerde zirve düzlüğü şeklinde uzanan yüksek aşınım yüzeyidir.

Tarafımızdan çalışma sahasında yapılan arazi gözlemleri ve topografya haritalarından yapılan analizler sonucunda elde edilen profil serilerinin sonucunda 4 aşınım yüzeyinin varlığı ortaya konmuştur. Bunlar; en alt seviyeden başlayarak ortalama 800, 1600, 2400 ve 2600 metrelerdeki aşınım yüzeyleridir (Şekil 25). Bu aşınım yüzeyleri belirli seviyelerde gösterilmiş olsa da faylara bağlı olarak büyük ölçüde deforme olmuş çarpılmış ve düşey doğrultuda basamaklanmış durumdadırlar. Ayıklanan seviyelerde yaştan çok şekil ve yükselti değerleri baz alınmıştır. (Şekil 25), (Harita 2).

Genel olarak 700-900 metreler arasında yer alan en alçak aşınım yüzeyi Akdağ Kütlesi'nin batı ve güney yamacında yer alır ve Eşen Ovası'na doğru hafif eğimli yamacın gerisinde, kuzey-güney doğrultulu faylara bağlı olarak yükselmiş bir bloğun üst kısmındaki alanda hafif eğimli bir yüzey olarak görülür. Üzerinde drenaj bozukluklarına bağlı bataklık ve sazlık oluşumlarına da rastlanılan bu yüzey yer yer derin vadilerle kesilmiştir. Kireçtaşlarının yaygın olduğu alanlarda kanyon boğazlar şeklinde kesilen bu yüzeye en iyi örnek olarak Saklıkent Kanyonu gösterilebilir.

İkinci seviye olarak değerlendireceğimiz aşınım yüzeyi 1600 m dolaylarında yer alır. Akdağ'ın güneybatısı ve kuzeyinde parçalar halinde bu yüzey seçilmekle birlikte dağın batı yamacında faylara bağlı olarak bu seviye güneye doğru çarpılarak deforme olmuş şekilde karşımıza çıkmaktadır. Sahanın güney ve güneydoğu yamacında ise bu yüzeyler, heyelanlarla büyük ölçüde şekil değişikliğine uğramışlardır (Foto 3).



Şekil 25: Akdağ Kütlesi'ne ait Süperimpoze, Birleşik ve Mürtesem Profiller.



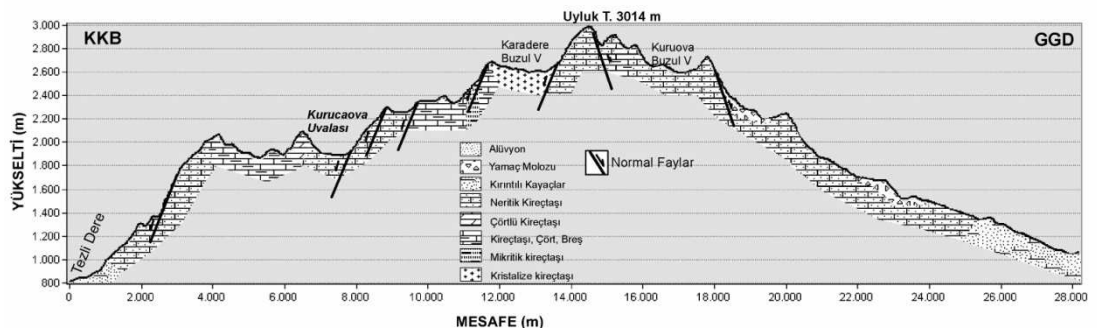
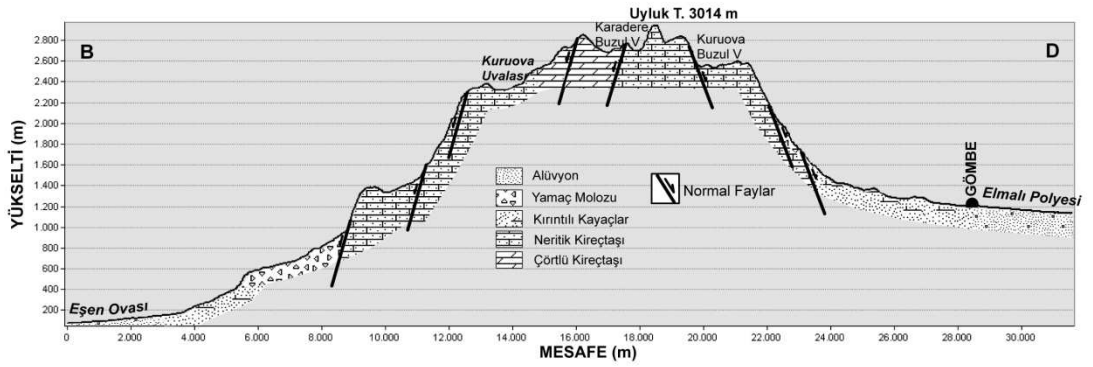
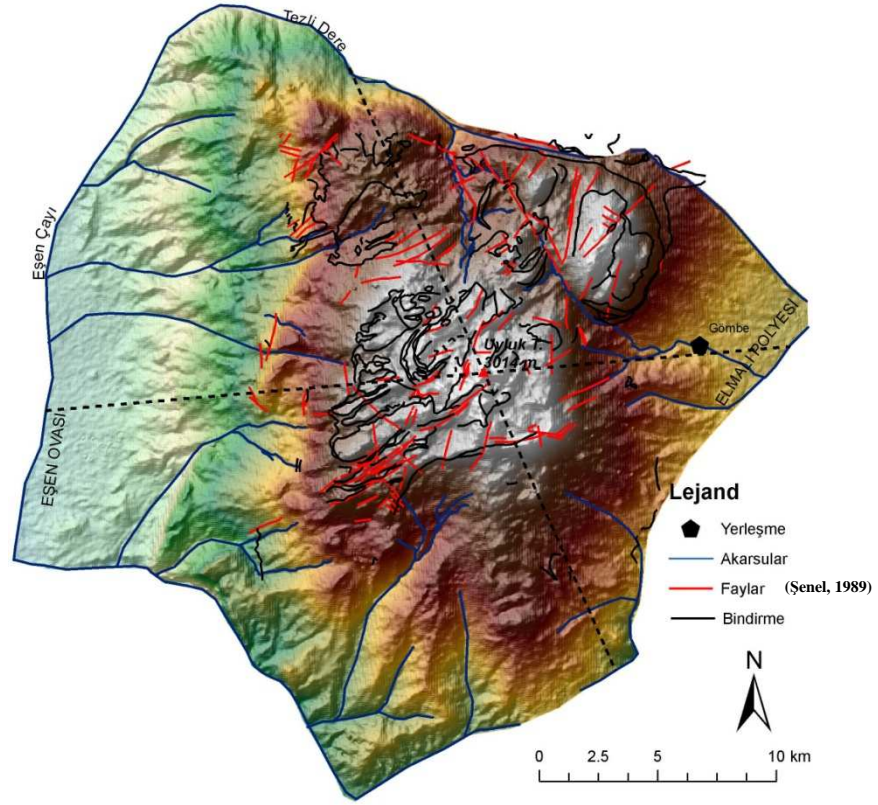
Foto 3: Akdağ Güneyindeki Heyelan Sahası.

Çalışma sahasındaki en belirgin aşınım yüzeyi 2400 m dolaylarında görülür. Özellikle Akdağ'ın batı yamacında geniş bir yayılım alanına sahiptir. Bu alanda aşınım yüzeyi üzerinde çok sayıda dolin, düden ve uvala (Rahat Ovası, Kuruova, Ahenkli Ovası) yer alır. Bu yüzeyin kuzey-kuzeydoğu yamaçlarda devamı pek görülmez. Bu alan Pleistosen buzullaşması esnasında buzullar tarafından büyük ölçüde deforme edilmiştir.

2600 m dolaylarında (2500-2700 metreler arası) yer alan aşınım yüzeyi büyük ölçüde buzul vadilerinin yer aldığı bir alan olarak karşımıza çıkar. Buzul vadilerinin bu alanlarda oldukça geniş, eğimlerinin ise az olmaları ve aynı zamanda bu seviyede karstik depresyonların çokluğu; bu seviyenin, sonradan buzullarla işgal edilmiş bir aşınım yüzeyi olduğu kanısını doğurmaktadır.

Akdağ, genç tektonik hareketlerden de etkilenmiştir. Tüm Batı Torosları etkileyen genişleme tektoniği bu bölgeyi etkilediği gibi (Erkman & Alkan, 1986) yörenin morfolojisinin belirginleşmesinde nap hareketlerinin, bindirme ve ters fayların ve normal fayların rolü vardır. Akdağ Kütleli'nin dört bir tarafında ciddi düşey atımlar yaratan normal faylar vardır. Bu faylar bölgenin topografyasının şekillenmesinde çok önemli bir paya sahiptirler (Şekil 26).

Akdağ Kütlesi'nin batı yamacı Eşen Çayı vadisi tektonik oluşuna kadar basamaklı bir yapıya sahiptir. Kabaca üç basamak halinde karşımıza çıkan bu faylar yüksek eğimli fay dikliklerine sahiptir. Bu dikliklerin önünde ise drenaj bozuklukları ve buna bağlı olarak bataklıklar gözlenmiştir. Yine Akdağ'ın kuzey ve doğusu normal faylarla sınırlandırılmıştır. Özellikle kireçtaşlarını kestiği kısımlarda 800 metreyi bulan fay diklikleri ile karşılaşılır (Şekil 26). Bu faylı yüzeyler 40°'nin üzerinde eğimlere sahiptir. Akdağ Kütlesi'nin eğim haritasında (Şekil 27), 40 derece üzerindeki alanlarla faylar büyük ölçüde örtüşmektedir. Fayların olduğu bölgelerde eğim değerlerinin 75° kadar ulaştığı da görülmektedir. Eğim değerlerinin yüksek olduğu alanlar aynı zamanda heyelan yararı ve kanyon yamaçlarına denk gelir. Özellikle Akdağ'ın güneyinde heyelanlara bağlı dik yamaçlara rastlamak mümkündür. Bu heyelanların oluşmasında lito-stratigrafik faktörlerin yanında fayların rolü de göz ardı edilmemelidir.



Şekil 26: Akdağ Kütlesi'nin morfoteknik özellikleri (Şenel, 1989 yararlanılarak hazırlanmıştır).

Dağ cephesi eğrilik (sinusoity) indeksi;

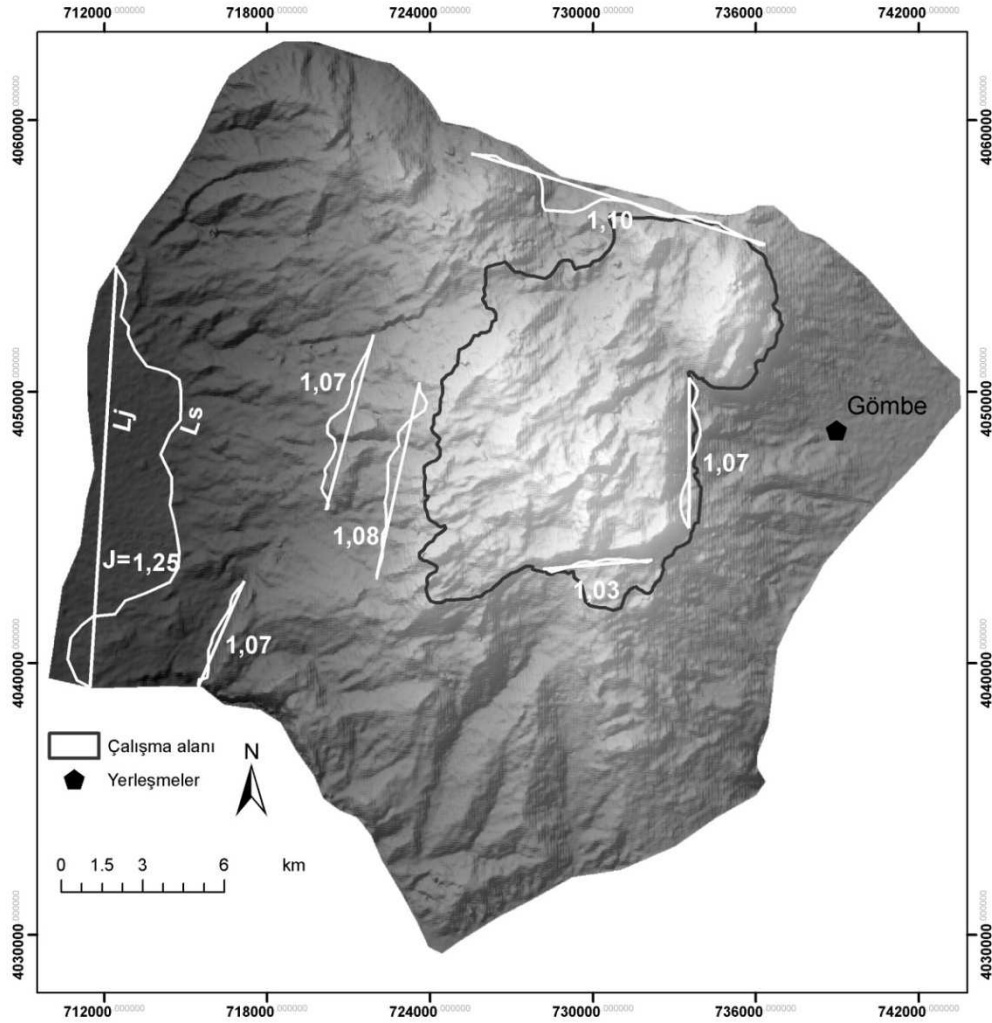
$$J = \frac{L_j}{L_s}$$

J : Dağ cephesi sinüslüğü

L_j : Dağ cephesi boyunca doğrusal bir hattın uzunluğu

L_s : Dağ dibinde belirgin eğim kırığı boyunca dağ cephesi boyudur

Dağ cephesi eğrilik (sinusoity) indeksi Akdağ Kütlesi'ndeki belirgin fay dikliği olan alanlara uygulanmış ve genç tektonik hareketleri belirleyecek sonuçlara ulaşılmıştır (Şekil 28).



Şekil 28: Akdağ Kütlesi'nde belirgin fay dikliği olan alanların dağ cephesi sinüslük oranları.

Bu sonuçlara göre Akdağ Kütlesi'nde elde edilen dağ cephesi eğrilik oranları 1.03 ile 1.25 arasında değişmektedir. Genelde 1.0-1.5 arasındaki sinüslük oranı son derece canlı tektonik aktiviteyi yansıtır (Bull, 2007). Tektonik aktivitenin nispeten daha zayıf olduğu alanlar Akdağ'ın batı yamacında dağ ile Eşen Ovası'na doğru hafif eğimli dağ eteği ovasında 1.25'lik bir oran tespit edilmiştir. Yine Akdağ Kütlesi'ni kuzeyden sınırlayan Tezli Deresi vadisinin yamacında 1.10'luk bir değer görülmüştür. Fakat Akdağ ile Eşen Ovası sınırında yer alan Saklıkent kanyonunu da kesen fayda bu oran 1.07 dir. Aynı fayın kuzeye devamı niteliğindeki alanda yine 1.07 değeri tespit edilmiştir. Dağın zirvesine doğru değerler düşmekte yani tektonik aktivite yükselmektedir. 1600 m ve üzerindeki alanlarda dağın batısında 1.07 ve doğusunda 1.07 oranları tespit edilmiştir. En yüksek tektonik aktivite güneyde 1.03'lük bir değerle tespit edilmiştir. Bunda tektonik aktivitenin yanında bu alanda fay yüzeyi boyunca litolojik dokanak noktasında gerçekleşen aktif heyelanlarında rolü vardır (Şekil 28).

Akdağ Kütlesi batıda 1000 m, kuzeyde 1500 m, doğu ve güneyde ise 2000 metrelerden başlayarak zirveye kadar büyük ölçüde çeşitli yaş ve özellikte kireçtaşı birimlerinden oluşur. Bu kireçtaşları karstlaşmaya son derece uygundur üzerinde lapyta, dolin ve uvalalara sıklıkla rastlanılır. Akdağ Kütlesi'nin çalışma kısmında kalan ve buzullaşmayla ilişkili olan alanlarındaki karstlaşmaya ayrıntılı olarak bir sonraki bölümde değinilecektir. Akdağ eteklerinde görülen karst topografyasının en belirgin örnekleri kanyonlar ve karstik kaynaklardır.

Akdağ Kütlesi'nde kireçtaşı birimlerinin normal faylarla kesildiği bazı alanlarda kanyonlara rastlanılmaktadır. Özellikle Akdağ'ın kuzey ve batısında farklı derinlik ve uzunlukta kanyonlar mevcuttur. Bunlardan en büyüğü ülkemizin de sayılı kanyonlarından olan Saklıkent Kanyonu'dur (Foto 4). Saklıkent Kanyonu, Eşen vadisinin doğu yamacında normal bir fayın yüzeye çıkardığı bir kanyondur. Kaynağını Akdağ Kütlesi'nin zirve hatlarından alan Karaçay tarafından oluşturulan

Saklıkent Kanyonu'nun gelişim özellikleri; Nazik (2010b) tarafından tanımlanan “*mağara kanyon*”¹lara benzemektedir.

Saklıkent Kanyonu yaklaşık 7 km uzunluğundadır ve en derin yeri 430 metreyi bulur. Pleistosen buzullaşmasına maruz kalan Akdağ Kütlesi'ndeki buzulların erimesiyle son derece çözücü yoğun CO₂'li sular, kireçtaşlarındaki çatlaklar boyunca yeraltına sızarak, yeraltı nehirlerini ve bağlı olarak da mağaralarının başlangıç noktalarını meydana getirmiştir. Saklıkent Kanyonu da fiziko-kimyasal süreçlerin (yeraltı karstlaşması ve çökme) etkisinde oluşmuş bir mağaranın, zamanla tavanın çökmesi ile kanyon özelliğini almıştır. Kanyonda yamaçlar son derece dik olup yamaçlarda derinleşme izlerini barındırır. Yer yer çökmeye bağlı bloklarla tıkanan kanyonun tabanında çok sayıda karstik kaynak açığa çıkmaktadır.



Foto 4: Saklıkent Kanyonu

Akdağ Kütlesi'nde karst topografyasına özgü diğer şekil voklüzler yani karstik kaynaklardır. Akdağ'ın zirve düzlüklerinde yer alan karstik depresyonların tabanlarında yer alan düdenler gelişmiş bir yeraltı drenajının başlangıç noktalarını oluştururlar. 1810 metrelerde de yer alan Yeşil Göl ve hemen batısındaki Uçarsu kaynağı da bu yer altı sularından beslenir (Şekil 29). Özellikle Uçarsu Kaynağı,

¹ Kireçtaşı kalınlığının az veya karst taban düzeyinin yüzeye yakın olduğu sığ karstik bölgelerde bulunan bazı kanyonların ön veya arka kesimlerinde görülen uzun mağaralar veya doğal köprüler (iki ucu açık mağaralar) ile uzun mağaraların belirli bölümlerinde gelişen ve çöküntü dolini olarak adlandırılan geniş karstik pencereler, çoğu kanyonun dik duvarlarının üst kesimlerinde görülen çökme izleri; kanyonların bulunduğu bölgede başlangıçta mağaraların geliştiğini, daha sonra mağara derinleşmesini takiben yükselen tavanın çökmesi sonucu kanyonlara dönüştükleri belirlenmiştir. Bu tür gelişime sahip kanyonlara “mağara kanyon” adı verilmiştir (Nazik, 2010b).

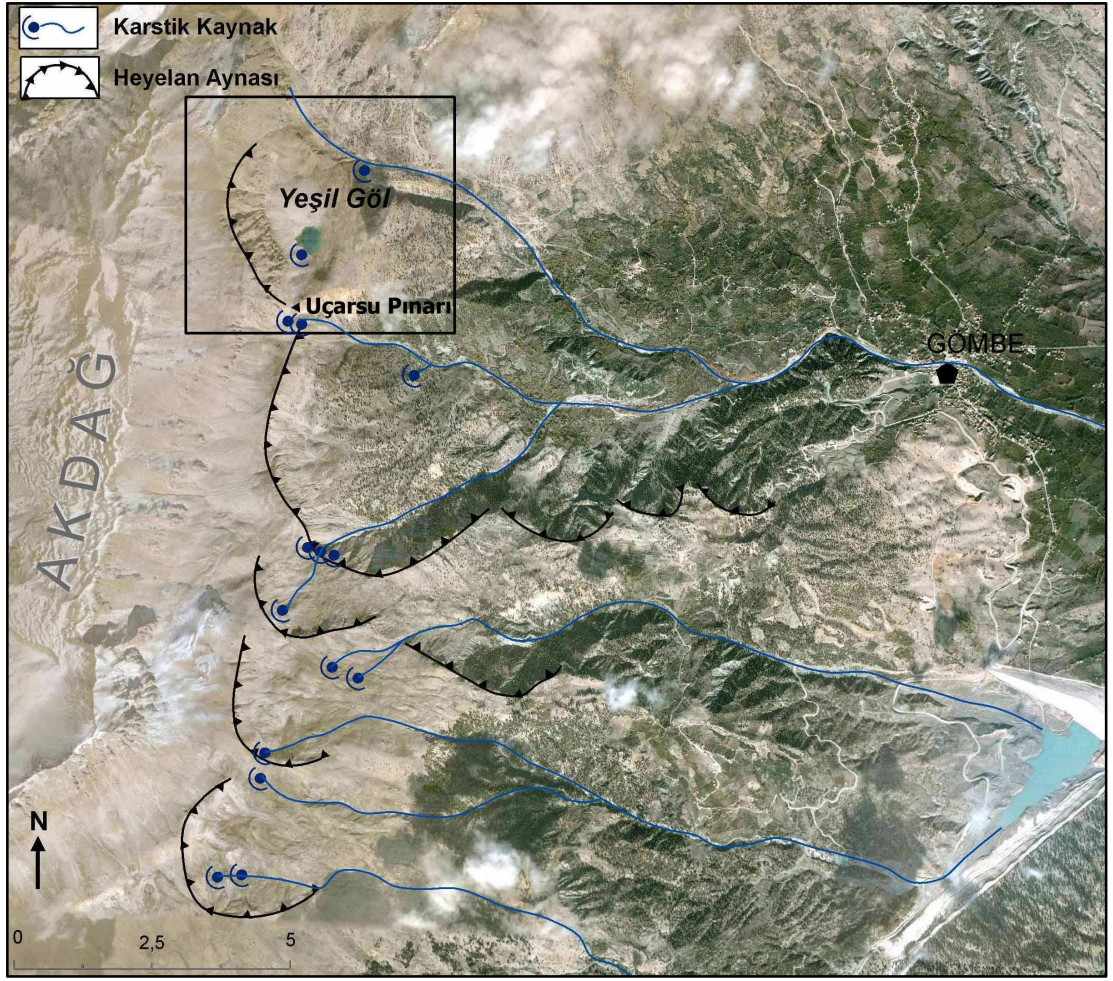
2400 metrelerde yer alan zirve düzlüğüne kışın yağışın kar şeklinde düştüğü ve uzun süre zeminde kaldığı zamanlarda kurur. Mayıs ayından itibaren eriyen kar örtüsü ile kaynak tekrar aktif hale gelir (Foto 5). Benzer karstik kaynaklara Akdağ'ın doğu ve güney yamaçlarında da sıklıkla rastlanılır.



Foto 5: Akdağ Kütlesi'nin doğu yamacında yer alan karstik kaynaklardan en büyüğü Uçarsu Pınarı ve yer altı kaynakları ile beslenen Yeşil Göl.

Karstik kaynaklar büyük ölçüde, Orta Jura-Kretase neritik kireçtaşlarından oluşan Madırkaya Formasyonu ile onun altında yer alan Eosen- Alt Miyosen kil ve silttaşlarından oluşan Elmalı Formasyonun dokanak noktalarında yüzeye çıkarlar. Akdağ zirvesinde özellikle karların eridiği dönemde kireçtaşı içerisine sızan sular, karst taban düzeyi konumundaki killi yüzeylere temas ettiği alanlarda kil bantları yüzeyinde hareket etmekte ve karstik kaynaklar olarak yüzeye çıkmaktadırlar. Bu alanlar aynı zamanda eğimin yeterli olduğu alanlarda kayma yüzeyleri oluşturdukları için kütle hareketlerinin gerçekleştiği alanlar olarak karşımıza çıkarlar (Şekil 29). Heyelanın oluşumunda, akarsuların geriye aşındırmalarına bağlı olarak zemine derince gömülmeleri sonucu yamaç dengesini bozması da etkili olmuştur.

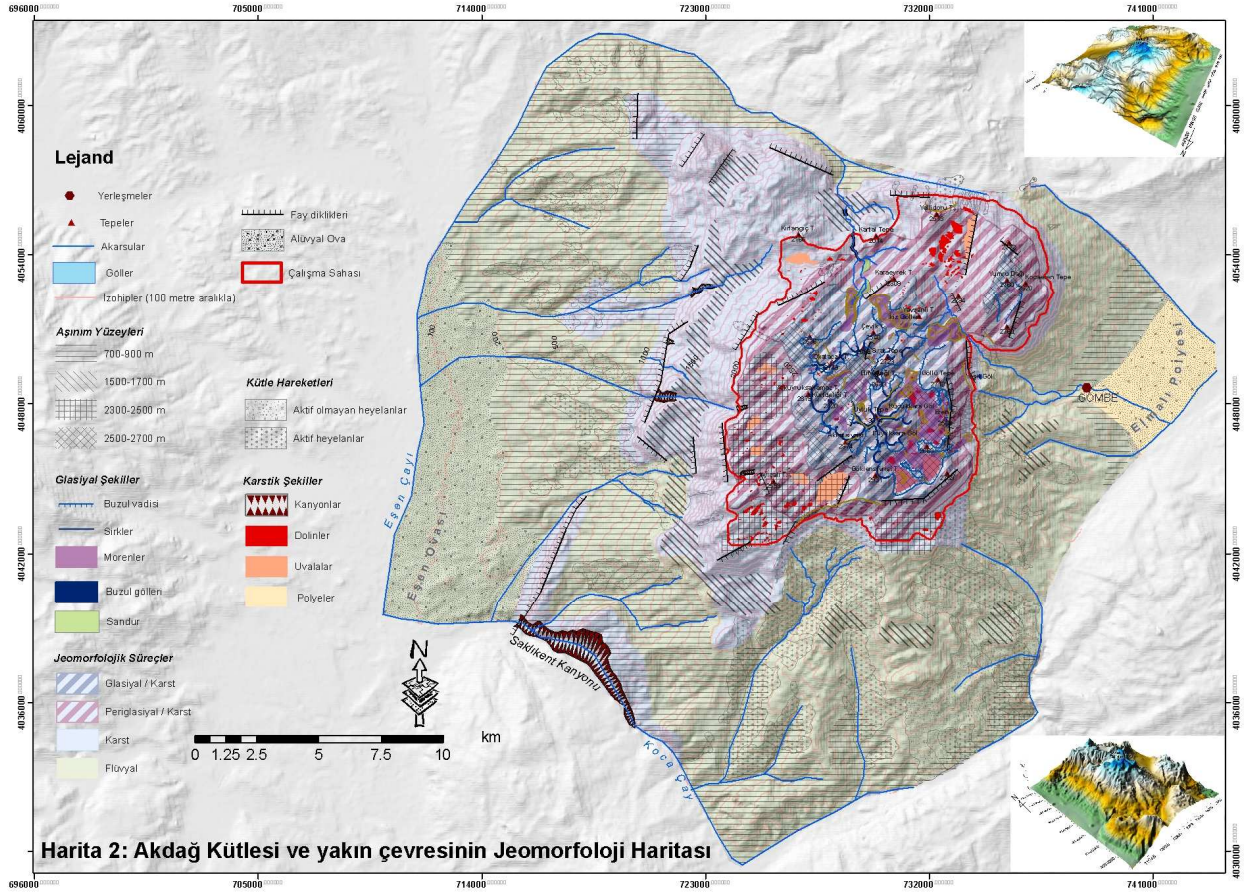
Akdağ Kütlesi'nde, kil ve silttaşlarından oluşan Elmalı Formasyonu'nun yüzeylendiği doğu ve güneybatı yamaçlarda, büyük çapta heyelanlara rastlamak mümkündür (Harita 2). Bu heyelanların bir kısmı aktivitesini sürdürmekte ve sahada ciddi can, mal ve geri kazanılması mümkün olmayan doğal kaynak kayıplarına sebebiyet vermektedirler (Foto 6).



Şekil 29: Akdağ Kütlesi'nin doğu yamacındaki karstik kaynaklar ve heyelanlar.



Foto 6: Akdağ Kütlesi'nin güney yamacında yerleşim alanlarını ve karayollarını tehdit eden heyelanlar.



Harita 2: Akdağ Kütlesi ve yakın çevresinin Jeomorfoloji Haritası.

3. KARST JEOMORFOLOJİSİ

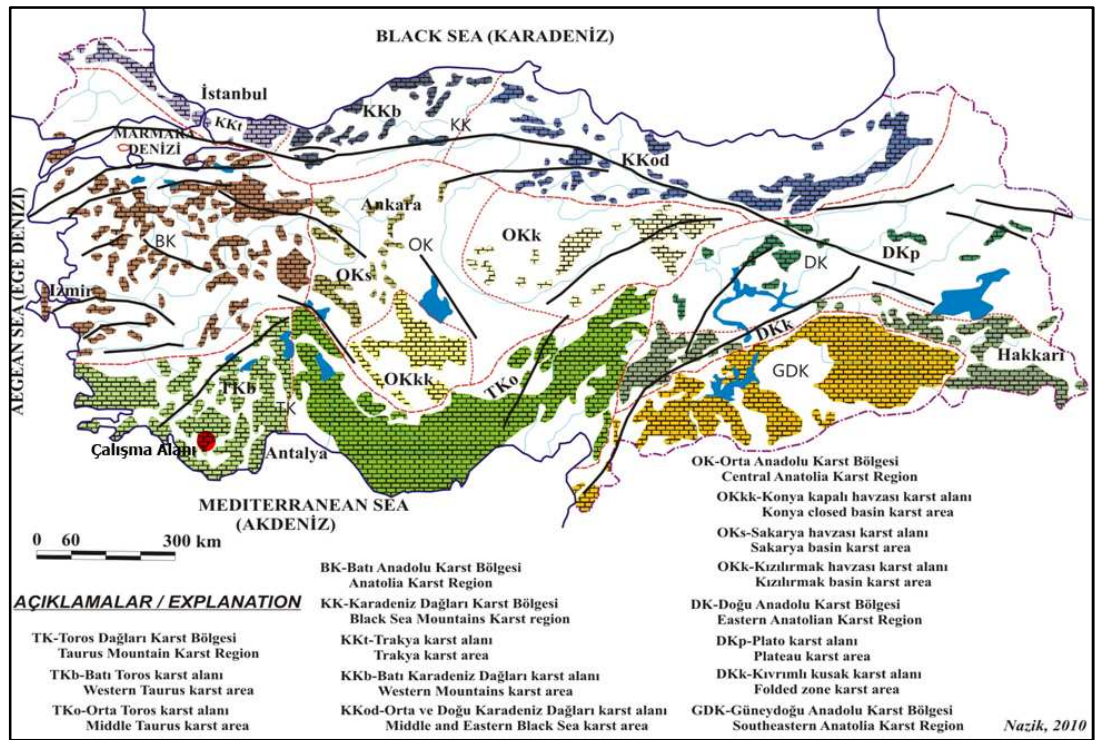
Akdağ Kütlesi'nde karst buzul ilişkisinin daha net anlaşılabilmesi için sahanın karstik özelliklerine bu bölümde genel hatları ile değinilecektir.

Erimeye uygun karbonat ve sülfatlı kayalar, Türkiye yüzölçümünün, yaklaşık olarak % 40'ını oluştururlar. Deniz düzeyi veya bu düzeyin altından başlayarak 4000 m yüksekliklere kadar olan alanlarda yüzeyleyen çözünebilir kayalar üzerinde; köken, şekillenme ve morfometrik özellikleri birbirinden farklı karstik bölgeler meydana gelmiştir. Belirgin özelliklerle birbirinden ayırt edilebilen bu bölgelerde, ilksel karst ortamını belirleyen birincil ve şekillendirici ikincil faktörler ile erime olayını gerçekleştiren fiziko-kimyasal süreçlerin karşılıklı etkileşimleri ve bu etkileşim sonucu meydana gelen şekillere göre; Türkiye Karst Sınıflaması yapılmıştır. Özellikle, yüzey ve yüzey altında gelişen karstlaşmanın morfojenetik ve morfometrik özellikleri olan yer, şekil, boyut, dağılım, yoğunluk ve gelişim modellerini belirleyen jeomorfoloji, paleocoğrafya, iklim, bitki örtüsü, zaman ve yeraltısuyu kaynaklarının konumlarının oluşturduğu faktörlere göre Türkiye karstı, altı karst bölgesi ve dokuz karst alanına ayrılmıştır¹ (Nazik, 2004; Nazik & Tuncer, 2010a), (Şekil 30). Nazik dışında Türkiye karstı, (Eroskay & Günay, 1979) tarafından tektojenetik sınıflamayla dört karst bölgesine ve (Ekmekçi, 2003) tarafından tektonik ve paleocoğrafik özelliklerini esas alarak yedi karst bölgesine ayrılmıştır. Jeomorfoloji temelli çalışmamızda yüzey ve yeraltı karstlaşmasının morfojenetik ve morfometrik özelliklerini daha net ortaya koyması bağlamında Nazik (2004) tarafından yapılan sınıflandırmanın kullanımı uygun görülmüştür. Akdağ Kütlesi'nin zirve hatlarını içine alan çalışma alanı, Nazik (2004) tarafından Toros Dağları Karst Bölgesi'nin alt alanı olan, Batı Toros Karst alanı içerisinde tanımlanmıştır.

Yerli kayalar yanında nap örtülerinin (Likya Napları) yaygın olduğu Batı Toros Karst alanında Jura-Kretase kireçtaşları geniş yer tutarlar. Yatay ve düşey tektonik hareketlerin etkili olduğu ve çok sayıda polyenin (Acıpayam, Elmalı, Korkuteli,

¹ Nazik (2004) tarafından Türkiye'de 6 ana karst bölgesi ayırt edilmiştir. Bunlar; 1-Toros Dağları Karst Bölgesi, 2-Batı Anadolu ve Trakya Karst Bölgesi, 3-Karadeniz Dağları Karst Bölgesi, 4-Orta Anadolu Karst Bölgesi, 5-Doğu Anadolu Karst Bölgesi, 6-Güneydoğu Anadolu Karst Bölgesi'dir. Çalışma sahanın bulunduğu Toros Dağları Karst Bölgesi ise; Batı Toros Karst alanı ve Orta Toros Karst alanı olarak ikiye ayrılmıştır.

Bucak, Tavas, Çameli, Kestel, Yarışlı ve diğ) yer aldığı bu alanda sığ yüzey karstlaşması gelişmiştir (Nazik, 2005). Eriyebilir kayaçların alttan veya yanlardan ofiyolit ve geçirimsiz birimlerce çevrelendiği bölgenin ana orojenik hatları KD-GB yönlüdür. Bu hatlar yer yer K-G ve KB-GD yönlü faylarla kesilmiştir. Neotektonik dönemde oluşan bu faylar, farklı yapısal birlikler arasındaki yeraltı ve yerüstü hidrolojik ilişkinin kurulmasını sağlamışlardır. Beydağları Otoktonu'na ait kireçtaşlarının yer aldığı Batı Toroslar'ın orta bölümü “merkezi yükselim alanı” konumundadır. Pliyo-Kuaterner epirojenik yükselimin etkili olduğu bu kesimde, paleo (Miyosen-Pliosen) ve neo (Kuaterner) karst içiçe (çok dönemli) geçmiştir. Parçalanarak askıda kalmış polye ve uvalalar ile Kuaterner kanyon vadi ve boğazlarının yaygın olduğu bölgenin üst kesimlerinde (Akdağ) ise glasiyo-karsta ait şekiller yer alır (Nazik & Tuncer, 2010a).



Şekil 30: Türkiye karstik bölgeler haritası (Nazik 2010a)

Çalışma sahasının yer aldığı Batı Toroslarda karstik gelişim Oligosen'de Anadolu'nun kara haline geçişiyle başlamış zaman zaman tektonik aktiviteler ve iklimik değişimlerden etkilense de günümüze kadar devam etmiştir (Tablo 6).

Tablo 6: Batı Toroslarda Karstlaşmanın Evrimi

Dönem	Tektonizma	İklim	Karstik gelişim
Orta-Üst Miyosen	<p>_Anadolu levhasının batıya hareketine bağlı doğu batı yönlü sıkışma ve yükselme (Şengör, 1980, 1985a, 1985b; Koçyiğit, 1984; Akay, 1985; Bozkurt, 2001),</p> <p>_Neotektonik dönem başlangıcı, doğrultu ve düşey atımlı faylar, ters fay ve bindirmeler, horst ve grabenler, (Şengör, 1980, 1985a, 1985b; Yalçınkaya, 1986).</p>	<p>_Sıcak-nemli tropikal iklim</p> <p>_Messiniyen dönemimde sıcak-kurak iklim (Erol, 1979)</p>	<p>_Karstlaşmanın yaygın olarak geliştiği bir devre</p> <p>_Kuzey-güney yönlü açılma çatlakları, zaman içerisinde karstlaşma ile gelişerek tektono- karstik kökenli polyelerin başlangıç aşaması</p> <p>_Çizgisellikler karstlaşma yönünden zayıf zonlar oluşturarak karstik şekillerin gelişimine yönelik olumlu etkiler yaratmışlar</p> <p>_ Düşey yönde derinlemesine karst gelişmiştir</p> <p>_Messiniyen döneminde etkin olan kurak iklim özellikleri, daha önce gelişmiş olan karstik şekillerin mekanik çözülme ile deformasyona uğramalarına ve karstik gelişimin duraklamasına neden olmalıdır (Güneysu, 1993).</p>
Miyosen sonu- Pliosen başları	<p>_Bölgede etkin olan tektonik hareketler, sonucu oluşan faylanmalar, topografya yüzeyinde parçalanmalara neden olmuş ve doğu-batı yönlü sıkışmalarla arazi yükselmiştir (Erol, 1983,1989; Koçyiğit, 1984; Akay, 1985).</p>	<p>_Pliosen başlarında iklimin nemli, yağışlı, ılıman karektere sahiptir (Erol, 1979,1983,1989, 1990, 1992)</p>	<p>_Tüm Pliosen boyunca flüvyal aşınım ve birikim süreçlerinin etkin olduğu ortam oluşmuştur.</p> <p>_Flüvyal aşınımın etkinliği nedeniyle deniz seviyesine yakın bir yüksekliğe inen bölgede iklim şartlarındaki elverişliliğe rağmen karstlaşma derinliğinin az olması, karstik şekillerin gelişimine olanak tanımamış olmalıdır. Bu dönemde daha çok yanal yönde gelişme gösteren karstik şekiller ve akarsu etkinliğine bağlı olarak oluşmuş flüvyo-karstik şekillerin varlığından bahsedilebilir (Güneysu, 1993).</p>
Pliosen sonu- Pleyistosen başları	<p>_Meydana gelen tektonik hareketler sonucu düşey doğrultuda yükselen bölgenin kuzey kesimlerinde genel olarak bir kubbeleşme meydana gelmiştir (Erol, 1983,1989), (Koçyiğit, 1984; Akay, 1985).</p>	<p>_Serin yağışlı evrelerle aralanan sıcak ve az çok yağışlı bir iklimin etkin olduğu bu dönem karstlaşmanın gelişimi</p>	<p>_Pliosen'de oluşmuş akarsu drenajının yeraltına drene olması ve karst taban seviyesinin derinleşmesi ile karstlaşma başlamıştır.</p> <p>_ Daha önceki devirlerde oluşan karstik şekiller gelişimlerine devam ederek polisiklik özellikler kazanmışlardır.</p>

	_Güneyde Akdeniz'e (Antalya körfezi) karşılık gelen alanda çanaklaşma dolayısıyla kuzeyden güneye doğru bir eğimlenme meydana gelmiştir (Darkot, 1951; Erinç, 1970; Ardos, 1979).	açısından son derece uygun şartlar oluşturmuştur (Erol, 1983).	_Bölgede yer alan, günümüzden daha nemli ve sıcak iklim koşullarında oluşmuş olan kırmızı renkli topraklar (terra rossa) ve kırmızı-kahverengi topraklar bu dönemin ürünüdürler . (Erinç, 1965) (Atalay, 1973, 1988) (Güneysu, 1993).
Pleyistosen	_Pleyistosen boyunca aralıklarla devam eden tektonik etkinlik düşey doğrultulu yükselmenin devamına, eski fayların canlanmasına neden olmuştur (Erinç, 1970; Ardos, 1979).	_İklim Orta Pleyistosen'de, Alt Pleyistosen'e oranla daha serin ve yağışlı bir evreye girmiştir (Nazik, 1992)	_Yükselme, artan yağışlar ve karst taban seviyesinin alçalması ile karstlaşma daha da artmış, derinleşmiştir. _ Eski akarsu vadileri boyunca dolinler ve uvalalar gelişmiş, polyeler genişlemelerini devam ettirmiştir. _Artan karstlaşma derinliğine bağlı olarak mağara sistemleri oluşmuştur (Güneysu, 1993).
Holosen	_K-G gerilmeli Batı anadolu ve Ege levhası, Fethiye-Burdur fay zonu ile birlikte BKB-DGD gidişli Eskişehir fay zonunun denetiminde (McKenzie, 1978; Barka, 1995) yaklaşık 15-30 mm/yıllık bir hızla (McClusky, 2000; Yılmaz, 2000) güney batıya doğru (aynı zamanda kuzey-güney yönlü genişleme yaratarak) hareket etmektedir (Bozcu, 2007). Bu hareketliliğe bağlı olarak Batı Toroslarda irili ufaklı depremler oluşmuş oluşmaya da devam etmektedir.	_Belirgin bir kuraklaşma dışında, iklimik optimuma karşılık gelen 6000-8000 yıl öncesinde yağışlı ve ılık bir dönemin oluşmuş, _Bu koşulların son 5000 yıldan günümüze serin, sıcak dönemlerle aralanmıştır (Erol, 1979, 1992)	_ Karstlaşma günümüzde de devam etmektedir. _Devam eden karstlaşma bölgenin 1500 m seviyelerine kadar izlenebilmektedir. Bu metrelerden itibaren 2000 metrelere doğru gittikçe artan mekanik parçalanma faktörü ve bu faktörün erime faktörüne oranla daha etkin rol oynaması, karstlaşmanın gelişimini engellemekte, daha önceki dönemlerde gelişmiş karstik şekillerin de tahrip olmalarına yol açmaktadır (Güneysu, 1993). _Orta-Üst Miyosen'de başlayıp Pliosen'de devam eden dönemde, özellikle Batı Toroslardaki Orta Miyosen öncesi oluşmuş polyelerin içleri çökellerle doldurularak fosilize edilmişlerdir. Bu polyelerin bir bölümü daha sonra örtülerinden sıyrılarak, çok dönemli gelişimi karakterize eden şekil ve yapılar kazanmışlardır (L.Nazik ile sözlü görüşme 2011)

Akdağ Kütlesi'nin büyük bölümü farklı yaş ve özellikteki kireçtaşlarından oluşur. Bu kireçtaşları büyük ölçüde karstlaşmaya müsait olup karst jeomorfolojisine ait şekillerin birçoğunu çalışma sahasında görmek mümkündür.

Çalışma alanının karst jeomorfolojisi, Miyosen'den günümüze kadar süren tektonik rejim, iklimik değişimler, fluviyal ve glasiyal aşınım ve birikim ile karstlaşmaya bağlı olarak belirmiştir.

Akdağ dört tarafı normal faylarla sınırlanmış 3014 m yükseltiyeye ulaşan 1600, 2400 ve 2600 seviyelerinde yüksek düzlüklere sahip basamaklı karstik bir küttedir. Likya (Teke) Naplarının etkinliğine bağlı olarak kalın bir kireçtaşı istifleriyle karşılaşmaz. Naplaşma hareketleri kireçtaşı kütlelerinin stratigrafik konumlarını büyük ölçüde değiştirdiğinden dolayı; erimesiz kırıntılı kayaçlar ve ofiyolitli kayaçlar tarafından alttan ve yanlardan kuşatılmıştır. Bu nedenle yanal ve düşey devamlılığı olan yaygın bir karstlaşmadan söz etmek mümkün değildir. Ayrıca bölgenin sürekli yükselim halinde olması ve neotektonik dönemin aktif fayları tez sahasında belirgin bir karst taban düzeyinin oluşmasına engel olmuştur.

Çalışma sahasında yer yer karbonatlı kayaçlar içindeki fazla miktardaki kil, silis, çört gibi erimeyen maddelerin bulunması; karstlaşmayı engelleyen diğer etkenlerdendir. Çözünme süreci sonucunda arta kalan bu maddeler kayacın yüzeyinde ve özellikle çukur kısımlarında birikerek kayacı yeniden çözünmeye karşı korumaktadırlar. Ayrıca kayacın çatlaklarını tıkayarak suların derine sızmasına ve buna bağlı olarak da hidroliz olayına engel olmaktadır.

Çalışma alanının morfolojisine karakteristiğini veren en yaygın şekiller, Pliyo-Kuaterner dönemi şekilleridir. Ancak bu şekiller son buzul dönemi ve sonrasında büyük ölçüde farklı bir şekil almışlardır.

Akdağ'da, Miyosen'de başlayan karstlaşma Pleistosen, özellikle Würm Buzul Dönemini takiben gençleşerek canlanmıştır. Ancak bu karstik gençleşme stratigrafik konumdan dolayı; derine değil, yatay yönde olmuştur (sığ karst). Bunun sonucu olarak da, birbirinden bağımsız asılı kalmış karstik alanlar meydana gelmiştir. Bu karstik alanlar polyelerin parçalanması sonucunda oluşmuş dolin ve uvalalardır.

3.1. Karstlaşmada Rol Oynayan Faktörler

Karstlaşmanın gelişiminde jeolojik, jeomorfolojik, hidrografik, iklim, toprak, bitki ve zaman faktörlerinin etkisi vardır. Bu faktörlerin karstlaşma üzerindeki etkinlik derecesi bölgeler arasında farklılık gösterebilir. Bazı alanlarda bu faktörlerin tamamı etkinken bazı alanlarda ise sadece bir kaçını etkin olabilir. Akdağ Kütlesi'nde yukarıda bahsedilen faktörlerin tamamı etkin olup, bazı faktörler karstlaşmada daha baskın bir role sahiptir.

3.1.1. Jeolojik Faktörler

Dünya üzerindeki başlıca karstik kayalar; klorür (tuz), sülfat (jips ve anhidrit) ve karbonatlı (kireçtaşı ve dolomit) kayalardır. Bazı kumtaşı, kuvarsit, ve hatta granit üzerinde de sınırlı oranda karstik gelişme görülebilir (Ford, 2004).

Çalışma sahasındaki yaygın karstik kayaları farklı yaş ve türdeki karbonatlı kayalar oluşturmaktadır (Tablo 7). Bu karbonat içeren kayalar sahadaki karstik oluşumların başlamasındaki temel faktörü oluştururlar.

Akdağ Kütlesi büyük ölçüde kireçtaşlarından oluşur (Bkz bölüm 1.). Özellikle Mesozoik kireçtaşları geniş yayılım alanına sahiptir. Kretase neritik kireçtaşlarından oluşan Madırkaya Formasyonu sahada en geniş yayılım alanına ve karstlaşmaya da son derece uygun lito-stratigrafik özelliklere sahiptir. Madırkaya Formasyonu yer yer 700 metreye ulaşan kalınlığa ile derin karstın (dip karst) gelişmesine de uygun ortam hazırlamıştır.

Madırkaya formasyonundan sonra sahada Kretase-Orta Jura'nın çörtlü kireçtaşlarından oluşan Göğüçay Formasyonu geniş yayılım alanına sahiptir. Bu birim içerisinde çört yumruları içermesinden dolayı yer yer karstik gelişimi engelleyici role sahiptir. Yine çört ve kireçtaşı parçalarından oluşan Orta Eosen-Paleosen Karanasıflar Formasyonu sahada geniş yayılıma sahip diğer bir birimdir (Tablo 7).

Tablo 7: Çalışma alanında bulunan kayaçlar ve bunların çözünme ve karstlaşma özellikleri (Şenel vd., 1989; Şenel, 1997 ve Lütfi Nazik ile sözlü görüşme 2011)

<i>Formasyon</i>	<i>Yaş</i>	<i>Özellikler</i>	<i>Çözünme ve Karstlaşma Özellikleri</i>
Taşkesiği Formasyonu	Liyas-Üst Triyas	Masif görünümlü, kalın tabakalı, beyaz, kirli beyaz renkli, yer yer bol Megalodon'lu oldukça kristalize kireçtaşlarından oluşan Taşkesiği formasyonu çalışma sahasında 2600 m üzerinde zirve hatlarında yüzeylenir.	Litolojik olarak yoğun erimeli olan bu kireçtaşlarında yoğun bir karstın gelişmesi gerekir. Ancak stratigrafik olarak, topoğrafyanın üst kesimlerinde bulunan bu formasyon içinde, tünemiş olarak paleo karsta ait şekiller görülür. Bunlar parçalanmış polye ve uvalalar ile mağara sistemleridir.
Haciosmandığı Dolomitleri	Jura	Masif ve kalın tabakalı dolomitlerdir. Yüzlerce metre kalınlıktaki bu dolomitler, çoğu masif, yer yer orta-kalın tabakalı, sık erime boşlukludur. Birim, aşırı tektonizma sonucu oldukça kıvrılmış, kırılmış ve kendi içinde ekaylanmıştır.	Bu formasyon üzerinde gelişmemiş, sığ ve doğrusal (yönlü) bir karst tipinin gelişmesi gerekir. Yüzeysel makro karstik şekillerin belirgin bir boyut ve geometrileri yoktur. Özellikle, sığ olan tabanlarında kalın erime artığı ve taşınmış malzemelerin bulunduğu flüviyo karstik uvala ve dolinlerin boyut ve geometrileri, ana çatlak veya kırık sistemlerine bağlı olarak kısa mesafelerde değişkenlik gösterir. Yeraltı karstlaşması (mağaralar) belirgin doğrusal hatlar boyunca gelişir. Bu mağaralar, damlataş oluşumları açısından fakir olurlar.
Madırkaya Formasyonu	Orta Jura-Kretase	Neritik kireçtaşlarından oluşur. Birim, orta-kalın tabakalı, bej, krem, açık kahve renkli, yer yer gastropod, alg, mercan v.b izli kireçtaşlarından oluşur. Dolomit ve dolomit kireçtaşı düzeyleri de içerir. Birim içinde yer yer pelletli düzeyler belirgindir. Birim üstte, orta-kalın tabakalı, krem açık gri ve kirli beyaz renkli, yer yer rekristalize, rudistli kireçtaşları ile sonlanır. Yaklaşık 700 m. kalınlık gösterir	Toroslara özgü yoğun karst, bu tür litolojik özelliklere sahip kayaçlar üzerinde gelişir. Burada karstlaşma, yanal ve düşey doğrultuda büyük devamlılık gösterir. Ancak dolomitli seviyeler, kireçtaşları için karst taban düzeyi konumundadır.

Karasindere Formasyonu	Üst Kretase	Dumanlıdağ ve Göçek grupları üzerinde bulunan, şarabi renkli, mikritik kireç taşlarından oluşan ve yer yer kumlu kireçtaşı, killi kireçtaşı, marn, kumtaşı, kalkarenit, kalsuridit v.b. kayaç türleri de içeren birimdir. Birimin kalınlığı oldukça değişkendir. Yer yer 110 m. ye ulaşır	Yanal yönde gelişim gösteren, polye, dolin ve uvalalardan oluşan sığ bir karst tipi gelişir. Buralarda lapy gelişimi çok hızlı, ancak tahrip olmaları da hızlıdır.
Yeldeğirmeni Formasyonu	Üst Kretase-Alt Paleosen	Genellikle orta-kalın tabakalı, seyrek ince tabakalı, bej, açık gri, krem, kirli sarı renklerde kireçtaşı görünümlü breşlerden meydana gelmiştir. Kireçtaşı ve çört parçalarından oluşan birimin üst seviyelerinde, sık olmamakla birlikte, diyabaz, gabro, bazik volkanit çakıllar izlenir.	Karstlaşmaya uygun olmayan olmayan bu kayaçlar üzerinde , şekilsiz delikli lapyalar gelişmesi gerekir.
Karanasıflar Formasyonu	Paleosen - Orta Eosen	Orta-Kalın tabakalı, bej,krem, açık gri, açık kahverengi breşlerden oluşan Karanasıflar formasyonu, değişen boyutta, çört, çörtlü kireçtaşı, kireçtaşı v.b kayaç türü parçalarından meydana gelmiştir. Çakıllar, köşeli ve yarı yuvarlak karakterdedir. Orta-kötü boylanmalı olup, yer yer derecelenme gösterirler	Toroslarda karstlaşmaya en uygun kayaç grubudur. Yüzeysel ve derin karsta ait şekiller gelişir. Ancak lito-stratigrafik özellikleri ve tektonik birliklerin sınırında bulduklarından dolayı bu yoğun karstlaşma sınırlı boyutta gelişir. Bu kayaçların üzerinde, “orojenik merceksel karst” tipinin karakteristik şekilleri olan flüviyo karstik uvalalar ve uzamış polyeler gelişir. Buna karşılık bu makro karstik şekillerin kenarlarında tek dönemli gelişim özelliği (bazıları çok dönemli gelişimli olmalarına rağmen, lito-stratigrafik özelliklerinden dolayı, tek dönemli gelişim özelliği gösterirler) gösteren yatay mağaralar gelişebilir.
Elmalı Formasyonu	Eosen- Alt Miyosen	İnce-orta- kalın tabakalı, gri, koyu gri, yeşilimsi gri, sarımsı kahve renkli, yer yer kalsitürbidit ve mikrit ara düzeyli kumtaşı, kiltası ve silttaşlarından oluşur. Seyrek konglomera düzeylidir.	Bu formasyon, karstlaşmaya uygun değildir. Ancak kumtaşı seviyelerinin tabaka yüzeylerinde, karbonat çimentonun çözünerek uzaklaştırılmasına bağlı olarak, delikli veya kovuklu lapyalar gelişebilir.

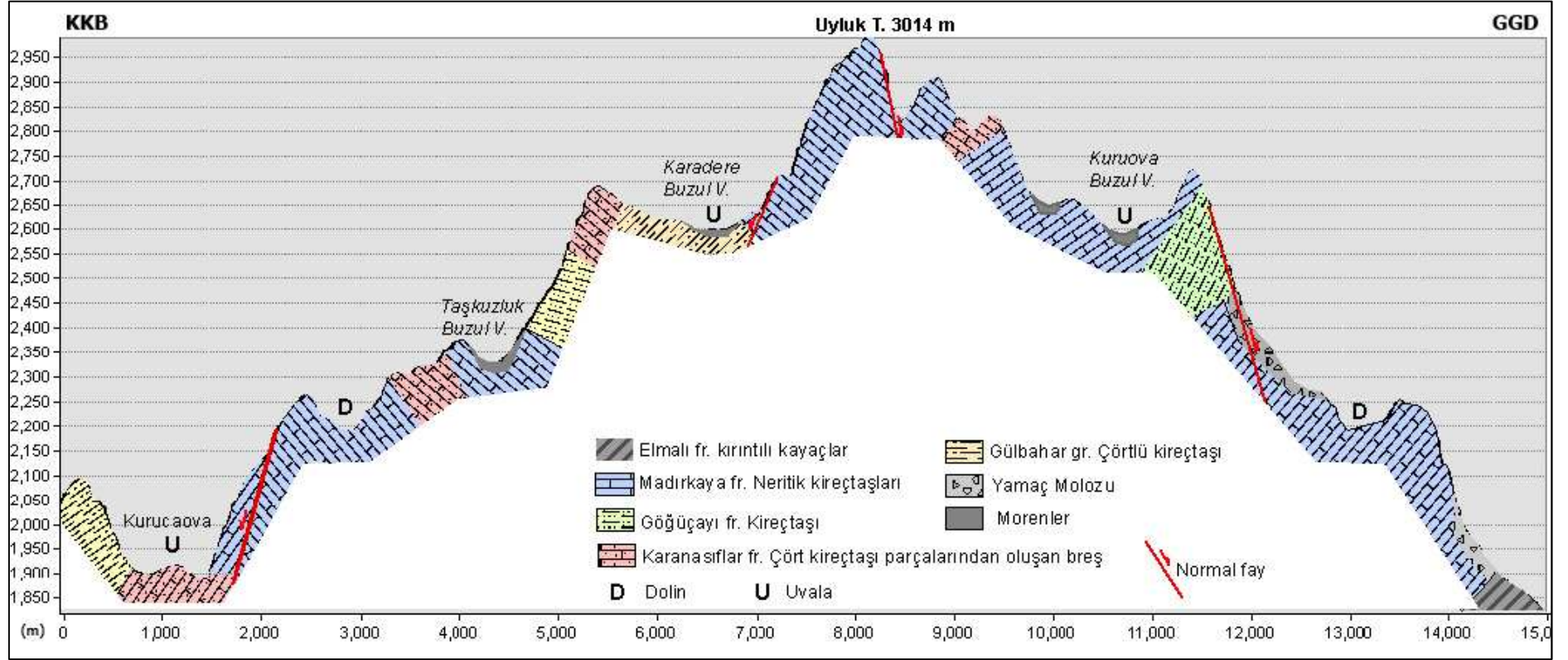
Uçarsu Formasyonu	Alt-Orta Miyosen	Birim, genelde polijenik konglomeralardan oluşur. Likya naplarından türemiş yuvarlak çakıllı, orta-iri boylanmalı olan bu konglomeralarla birlikte, gri, yeşil, yeşilimsi gri renkli, orta kalın tabakalı kumtaşı düzeyleri ile bej, açık kahve renkli biyohermal kireçtaşı mercekleri bulunur. Uçarsu formasyonunda az oranda kil ve silttaşı düzeyleride görülür. Birim yer yer köşeli iri çakıllı ve bloklu bir düzey ile sonlanır.	Karstlaşmaya uygun olmayan bu formasyonun, karstlaşma için en önemli özelliği; Likya Napları' nı oluşturan karbonatlı kayaçlar için karst taban düzeyini oluşturmalarıdır. Başka bir deyişle, bölgede karakteristik örnekleri görülen “orojenik merceksel karst” tipinin tabanını oluştururlar.
Yavuz Formasyonu	Eosen	Altta mikritik kireçtaşı, detritik kireçtaşı, killi kireçtaşı ağırlıklı kiltası, kumtaşı ardalanması, üstte kiltası ağırlıklı kumtaşı, mikritik kireçtaşı, detritik kireçtaşı ve killi kireçtaşı ardalanmasından meydana gelmiştir. Yavuz formasyonun üst biriminde, alt bölümüne oranla kireçtaşı düzeyleri daha az orandadır. Birim içindeki kireçtaşı seviyeleri aşırı deformasyon nedeniyle makaslanmış ve blok görünümü kazanmıştır.	Bu formasyonda, derinliği fazla olmayan, gelişmemiş (kısmi) yüzeysel karsta ait şekillerin gelişmesi gerekir. Ancak aradaki merceksel yoğun erimeli düzeylerde, tavan yüksekliği fazla olmayan mağaralar gelişir.

Karstlaşmaya elverişli karbonatlı kayaçların; tabaka kalınlıkları, yayılımları, duruşları, eğim ve doğrultuları, geçirimsiz tabakaların bulunup bulunmayışı gibi özellikler, karstlaşmanın seyrini ve şiddetini denetleyen en önemli faktörlerdendir (Tuncer, 2003). Akdağ Kütlesi'nde bu durum çok açık bir şekilde gözlenmektedir.

Çalışma sahasında en fazla yayılışa sahip olan Madırkaya formasyonu bölgedeki naplaşma ve faylanmalara bağlı olarak değişik bölgelerde farklı tabaka kalınlıklarına, eğim ve doğrultulara sahiptir. Dağın doğu yamaçlarında tabakalar çok fazla değişiklik göstermekle birlikte; genel olarak kuzeybatıya doğru eğimliken, zirve bölgesi ve batı yamaçlarda güneydoğuya doğru eğimlenmiş oldukları gözlenmiştir. Yine çalışma sahasındaki diğer kayaçların eğim ve doğrultu özellikleri, bazı istisnalar dışında büyük ölçüde Madırkaya Formasyonu ile benzerlikler gösterirler (Şekil 31).

Akdağ Kütlesi'nde tabaka eğimlerinin, yüzeysel drenajının tersi yönde eğimlenmeleri; karstlaşmanın gelişime son derece olumlu bir katkı sağlamıştır (Şekil 31). Genel olarak tabakaların eğimli olduğu sahalarda yağışlar neticesinde yüzeye düşen sular kısa zamanda akışa geçerek zeminde kimyasal ayrışmadan çok fiziksel ayrışmaya sebebiyet vermektedir. Bu durum karstlaşmayı engelleyici bir faktördür. Fakat eğimin çok az olduğu alanlarda su zeminde daha fazla kalmakta, hatta bazı alanlarda kısa süreli küçük gölcükler oluşturarak zemindeki erimeye bağlı olarak karstlaşma da artmaktadır. Çalışma sahasında yatay ya da yataya yakın tabakalar çok fazla olmasa da, topografya eğimine ters yöndeki tabaka eğimlenmeleri ve faylara bağlı gelişen bol çatlaklı yapılar, yüzey sularının yeraltına geçişine ve yüzey eğimine ters yönde hareket etmelerine imkan tanımaktadır. Bu da yeraltı su rezervini arttırdığı gibi asimetrik dolinler ve mağaraların gelişimine uygun ortam sağlamaktadır.

Genel jeomorfolojik özellikler bölümünde belirtildiği gibi çalışma sahası çok sayıda karstik kaynağın beslenme alanını oluşturmaktadır. Akdağ Kütlesi'nde karbonatlı kayaçlar ve bunların altında kil ve silttaşlarından oluşan Elmalı Formasyonun dokanak noktalarında çok sayıda karstik kaynak yer alır. Bunlardan en büyüğü Akdağ'ın doğu yamacında yer alan Uçarsu Kaynağıdır.



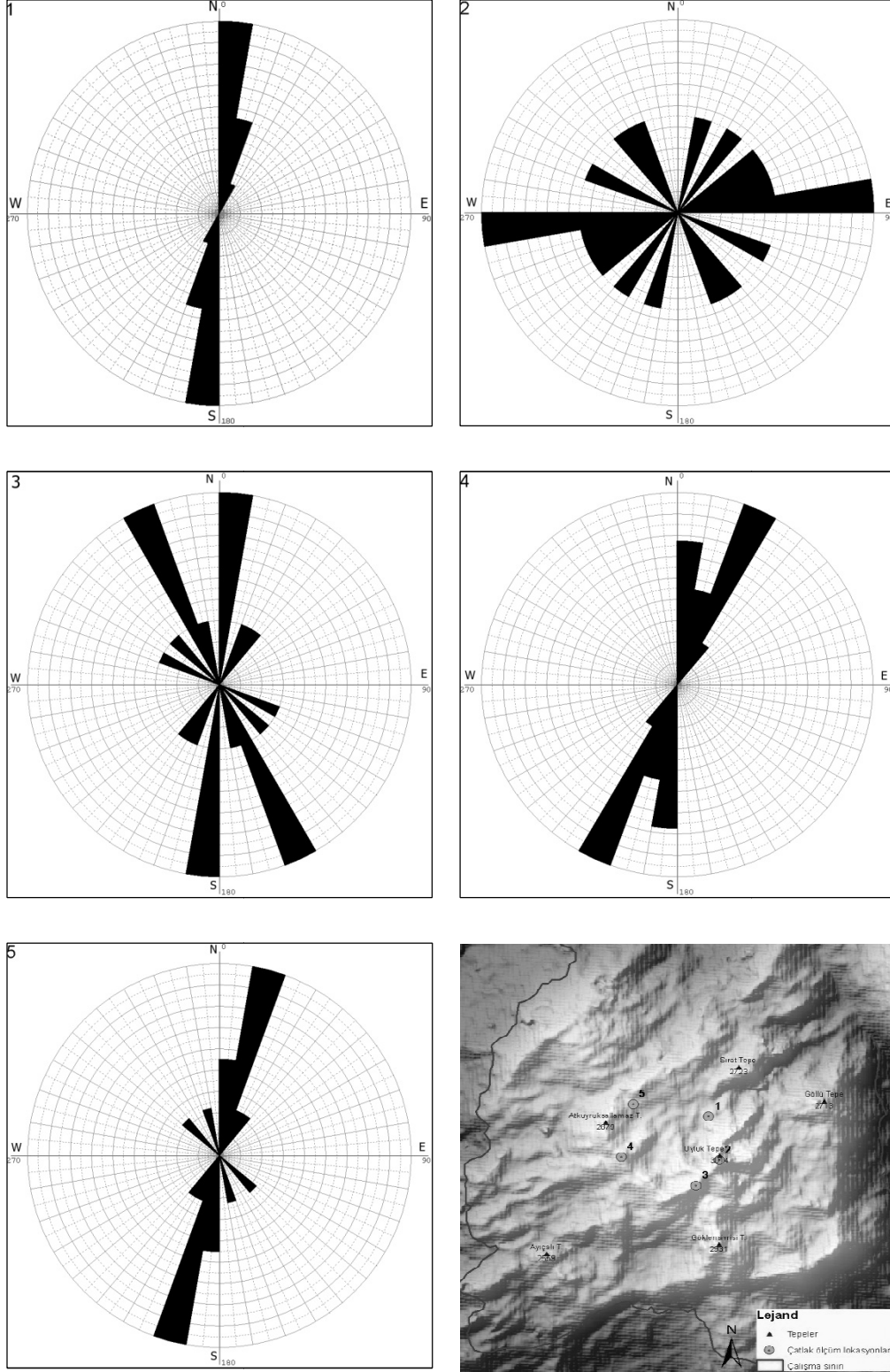
Şekil 31: Akdağ Kütlesi'ndeki karbonatlı kayaların profili (Şenel vd., 1989 tarafından hazırlanan 1/25000'lik jeoloji haritasından faydalanarak hazırlanmıştır).

Likya (Teke) Naplarının çalışma sahasındaki kayaçlar üzerinde yarattığı deformasyon çok belirgin olup karstlaşmanın seyri ve şiddetinde de belirleyici olmuştur. Yine neotektonik döneme ait normal faylar karstlaşmayı yönlendirmiştir.

Çalışma sahasında karstlaşmayı kontrol eden faktörler; eklem, yarık, çatlak ve faylanmalardan oluşan süreksizlikler gibi yapısal faktörlerdir. Özellikle çalışma sahasındaki kayaçların yoğun eklemli olmaları; yüzey sularının bu eklem sistemleri boyunca çözünerek derine yönelmelerine sebebiyet vermektedir. Ayrıca çalışma sahasının 3000 metreleri bulan yükseltilerde bulunması, gün içinde sıcaklık farklarını arttırmakta ve buna bağlı olarak da kayaçlarda gelişen çatlak sistemleri yüzey sularının zemine intikalini kolaylaştırmaktadır. Çatlak ve eklem sistemleri boyunca zemine sızan sular zamanla bu çatlak ve eklem sistemlerinin genişlemesine imkan vermektedir. Çalışma sahasında zirve hatlarından alınan çatlak ölçümlerinden çatlak doğrultularının genel olarak K-G ve KD-GB olduğu görülmektedir (Şekil 32). Buna bağlı olarak karstik depresyonların gelişimi de bu doğrultularla paralellik göstermektedir.

Faylı, çatlaklı ve yarıklı karbonatlı kayaçlarda, derin karst daha iyi gelişme imkanı bulur. Yüzey suları bu zayıf zonlar boyunca kolaylıkla derine sızarak erimeyi artırır. Akdağ Kütlesi'nin dört tarafının normal faylarla sınırlandırılmış olması, fayların olduğu kalın kireçtaşı birimlerinden oluşan arazilerde derin karstın gelişmesine imkan tanımıştır (Şekil 26, 31).

Çalışma sahasının, Likya (Teke) Napları'nın genel hareketlerinden etkilenmesinden dolayı; sahadaki karbonatlı allokon konumlu kayaçlar büyük ölçüde kıvrımlanmışlardır. Bu kıvrımlanmış kayaçlarda oluşan gerilme ve itilme çatlakları, yüzey sularının eritme faaliyetlerini yoğun olarak gerçekleştireceği alanlar oluşturmuştur. Çalışma sahasında antiklinal sırtlarındaki çatlaklarda küçük çaplı dolinlere rastlamak mümkündür. Senklinallerdeki çatlaklar ise genişleyerek subatanlar şeklinde çalışır ya da taşınan malzemelerle tıkanırlar.

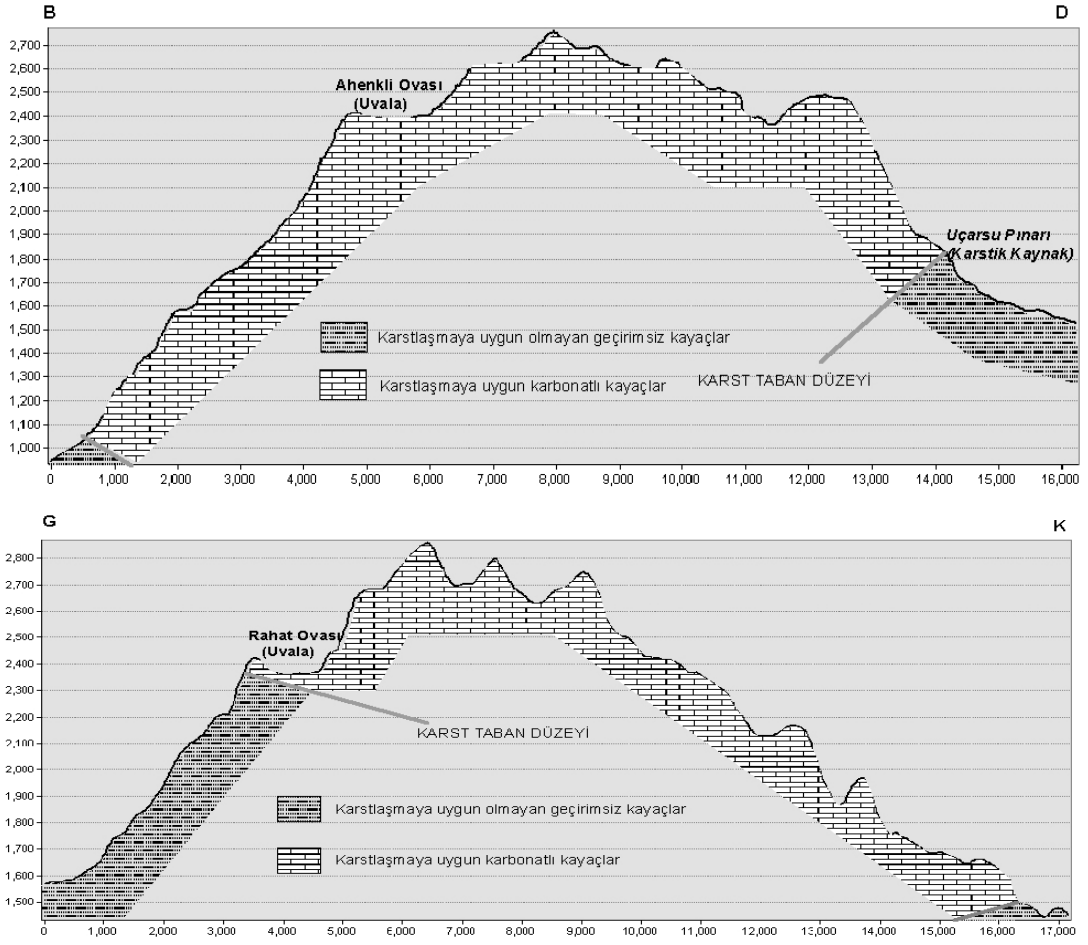


Şekil 32: Çalışma sahasında zirve hatlarında çatlakların genel yönelimi.

3.1.2. Jeomorfolojik Faktörler

Morfolojik ve karst taban düzeylerinin konumları ve bunların birbirleriyle olan ilişkileri, yarıma, eğim ve jeomorfolojik evrimden oluşan jeomorfolojik faktörler; karstik şekillerin gelişiminde boyut ve şekillenmelerinde etkili olurlar. Morfolojik taban seviyesi ve değişimi, karstlaşmaya dolaylı olarak etki eder. Bu düzeyin alçalması veya yükselmesi, kendine bağlı akarsuların hareketlerini, bunlar da karstik bölgelerdeki yeraltı sularını kontrol eder. Böylece karstlaşma yerel olarak canlanır veya yavaşlayabilir. Ayrıca karstlaşma için baz teşkil eden karstik taban seviyesi ile morfolojik taban düzeyi ile olan yükselti farkı, karstik gelişimin hızı ve derinliği üzerinde etkili olur. Bu iki düzey arasındaki yükselti farkı ne kadar fazla ise, kaynakların boşalımı ve bağlı olarak erime o derece fazla olur. Karstlaşmanın derinliğini ve gelişimini belirleyen karst taban düzeyi ise, karst morfolojisinde önemli bir faktördür. Karbonatlı kayaçların altında veya aralarında bulunan litolojik olarak geçirimsiz formasyonlar, karst taban düzeyini oluştururlar. Flüvyal veya normal aşınım, yerel veya daimi taban düzeyine bağlı olarak gelişim gösterdiği halde, karstik gelişim, bu düzeylere bağlı değildir. Bu düzey morfolojik taban düzeyinin altında veya üstünde bulunabilir. Öyle ki, karstlaşmanın deniz düzeyinden 150-200 m aşağılarda veya yüzlerce metre yukarıda gelişebileceği tespit edilmiştir (Tuncer, 2003).

Çalışma sahasında karst taban düzeyini; karbonatlı kayaçlardan oluşan Likya Naplarının altında yer alan Elmalı ve Uçarsu formasyonların yüzeyi oluşturur. Kumtaşı, kiltası, silttaşı ve konglomeralardan oluşan bu geçirimsiz birimler çalışma sahasında karstlaşmanın son bulunduğu en alçak noktalar olarak karşımıza çıkarlar. Karbonatlı kayaçlarla bu formasyonların dokanak noktaları, çok sayıda karstik kaynağın yüzeye çıktığı alanlardır. Çalışma sahasında karst taban düzeyi; güneyde 2560 metrelerde yer alırken doğuda 2110 metrelerde, kuzeyde 1820 metrelerde, batıda ise 1320 m dolaylarındadır. Bu değerlerden de anlaşıldığı üzere karst taban düzeyi, stratigrafik özelliklerinden dolayı kuzeybatıya doğru alçalmaktadır (Şekil 33).



Şekil 33: Akdağ Kütlesi'nde Karst Taban seviyesini gösteren K-G ve D-B profilleri.

Karst taban düzeyi, topografik yüzeye çok yakın ve bu seviyenin morfolojik taban düzeyinden yukarıda olduğu bölgelerde "sığ karst/tünemiş karst" meydana gelir. Bu bölgelerdeki şekiller dikey yönde değil, daha çok yanal yönde gelişim gösterirler (Nazik, 1989). Akdağ Kütlesi bütününde karst taban düzeyi morfolojik taban düzeyinin üzerindedir. Dolayısıyla sığ karst/tünemiş karst sınıflaması içerisinde yer alır.

Topografik eğim, çalışma sahasında karstlaşmanın boyutunu etkileyen bir diğer etkidir. Akdağ Kütlesi dört tarafı normal faylarla sınırlandırılmış yüksek eğim değerlerine sahip yamaçlara ve gerisinde basamaklı olarak yüksek düzlükler barındıran bir morfolojiye sahiptir. Zirve hatlarındaki yüksek aşınım yüzeylerinde eğimin az olması karstlaşmayı arttırmıştır. Geçirimsiz kayalarla sınırlanmış ve eğimin de az olduğu kesimlerde geniş karstik depresyonlar gelişme imkanı

bulmuştur. Özellikle Akdağ'ın batı yamacındaki uvalalar (Rahat Ovası, Kuruova, Ahenkli Ovası v.b.) bu gelişime tipik örneklerdir (Foto 7). Bu uvalaların tabanlarında da çok sayıda düden bulunmaktadır. Bu düdenler yatay gelişimin yanında dikey gelişimi de gösterirler. Bu alanlar büyük ölçüde eğimin 0-10° ler arası olduğu ve karstlaşmanın en yoğun görüldüğü alanlar olarak karşımıza çıkar (Şekil 34).

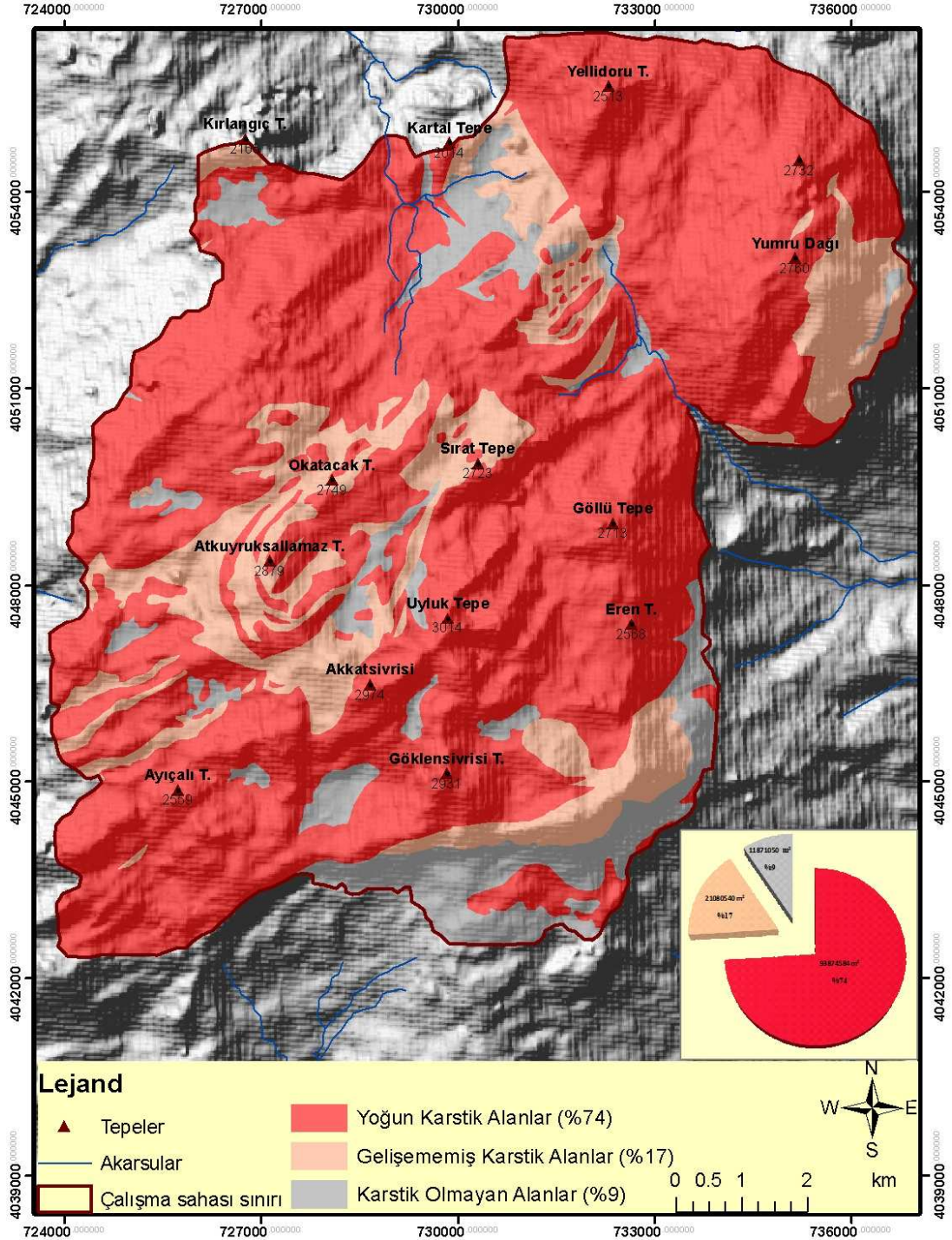


Foto 7: Akdağ'ın güneybatı yamacındagelişen uvalalardan Rahat Ovası.

Eğimin 10-30° ler arasında olduğu alanlarda erimenin yanında fiziksel aşınım süreçleri de devreye girmiştir. Bu alanlarda asimetric, açılmış ve gerilemiş dolinler ile eğim yönünde lapyalar gelişmiştir. Eğim değerlerinin 30-60° ler arasında olduğu alanlarda erimenin yanı sıra fiziksel aşınım da ürünü olan kanalcıklı ve oluklu lapyalar gelişmiştir. 60° fazla eğim değerlerine ulaşan dik yamaçlarda ise suyun fiziksel etkisi ön plana çıkmıştır. Karstlaşma oldukça yavaşlamış ve sadece fiziksel aşınıma bağlı küçük lapyalar gelişme imkanı bulmuştur (Şekil 34).

Çalışma sahasını içine alan kabaca 2000 m ve üzerindeki sahalar, Pleistosen buzullaşmasından büyük ölçüde etkilenmiş olup, buzul jeomorfolojisine ait şekillerin yoğun olarak görüldüğü alanlar olarak karşımıza çıkarlar. Bu alanlarda buzullaşmalar karstlaşmanın (glasiyo-karst) gelişiminde son derece etkili olmuş olup bu konu son bölümde irdeleneceği için bu alanda üzerinde durulmayacaktır.

karbonatlı kayalardan oluşan ama lito-stratigrafik özellikleri nedeniyle yoğun karstlaşmanın gelişemediği alanlar çalışma sahası içerisinde 21,080 km² bir alana sahip olup bu değer toplam saha içerisindeki oranı %17'dir. 11,871 km² bir alan ise karstlaşmanın olmadığı alanlardır. Bu birimlerin oranı ise sadece %9'dur.



Şekil 35: Çalışma sahasındaki karstik alanların dağılımı

3.2. Karstik Şekiller

Karstlaşmaya etki eden faktörler çalışma sahasında birçok karstik şeklin oluşmasına imkan tanımıştır. Normal karst çalışmalarında bu şekiller aşınım ve birikim şekilleri olarak iki grupta ele alınır. Fakat çalışma sahasında karstik birikim şekillerine rastlanılmadığı için sadece karstik aşınım şekillerine değinilecektir.

3.2.1. Karstik Aşınım Şekilleri

Bunlar karstik erimelere bağlı olarak gelişen lapyalar, dolin, uvala, polye, düden, mağara, karstik kanyon gibi şekillerdir.

3.2.1.1. Lapyalar

Lapyalar, karstik bölgelerde görülen en küçük şekillerdir. Karstik gelişimin gençlik safhasının ilk belirginleşen, ilk ortaya çıkan şekilleridir. Karbonatlı kayalar üzerinde erime neticesinde ortaya çıkarlar ve büyüklükleri 1mm ile 30 m arasında değişebilir (Erinç, 1971; Pekcan, 1999; Gines, 2004).

Lapyaların şekilleri ve sıralanışları çok büyük çeşitlilik gösterir. Bu konuda eğim, litoloji, sızmaya uygun zayıf direnç sahaları ve bitki örtüsünün türü rol oynar. Özellikle kayacın erime derecesi, geçirimsizliği, diaklazlarla parçalanmış olması ve diaklaz sistemlerinin yönü, kayacın çözülmeye karşı direnci, eritilemeyecek maddelerin kayacın içindeki oranı gibi konular, lapyaların şekilleri ve sıralanışları üzerinde önemli etki gösterirler (Erinç, 1971).

Lapyalar Böglü (1980) tarafından jenetik olarak 3 grupta toplanmıştır. Bunlar; serbest lapyalar, yarıserbest lapyalar, ve örtülü lapyalardır. Çalışma sahasının büyük ölçüde bitki örtüsünden ve dolayısıyla zeminde toprak ve humus tabakasından yoksun olması nedeniyle daha çok serbest lapyalar gelişmiştir. Çalışma sahasında kireçtaşı yüzeylerinde yağış sonrasında yüzeyi kaplayan serbest akışlar gerçekleşmekte bunun sonucunda ise oluklu, basamaklı (hunili) ve kanalcıklı lapyalar gelişme imkanı bulmaktadırlar (Foto 8, 9).

Çalışma sahası 2000 m ve üzerinde olmasından dolayı çıplak kireçtaşı yüzeyleri kış döneminde uzun süre karlarla kaplı halde bulunur. Bu alanlarda yavaş yavaş eriyen

karların erimesiyle oluşan CO₂ ce zengin sular kireçtaşı zeminlerine uzun süre temas halinde bulunmakta ve lapyta gelişimine uygun ortam yaratmaktadırlar. Yine çalışma sahasındaki lapyta gelişiminde zemindeki diaklaz sistemleri etkili olmuştur. Bölgede aktif tektonizma, yüzeyde yoğun şekilde çatlak ve kırık sistemlerine sebep olmuştur. Bu zayıf direnç zonlarında ise çok sayıda lapyta gelişme imkanı bulmuştur.

Akdağ Kütlesi'nde lapyaların boyutları ve yoğunlukları zirve hatlarına doğru azaldığı tespit edilmiştir. Bu duruma zirve hatlarının, son buzul çağında buzullarca törpülenmiş olması neden olmuştur. Bu törpülenmiş, cilalanmış, eğimli yüzeylerde birinci tip erime şekillerinden olan ve genişliği 1-2 cm kadar olan oluklu lapyalar gelişme imkanı bulmuştur. Çalışma sahasında alt seviyelere doğru lapyta boyutları artmakta; basamaklı, kanalcıklı, menderesli, duvar ve diyaklaz lapyaları görülmektedir (Foto 10, 11).



Foto 8-9: Kireçtaşı yüzeylerinde gelişen oluklu lapyalar.

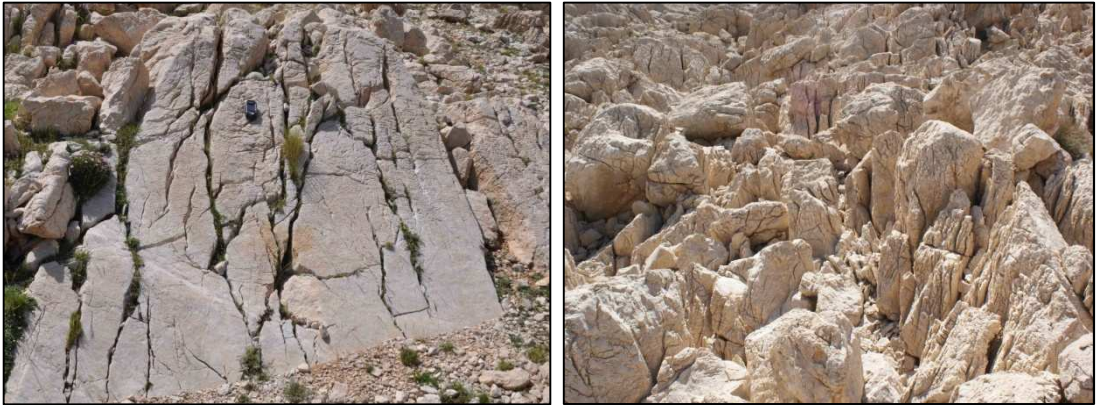


Foto 10: Diaklaz (çatlak) lapyalar.

Foto 11: Çıplak kireçtaşı blokları üzerindeki lapyalar.

3.2.1.2. Dolinler

Dolinler, karstik bölgelerdeki doğal kapalı depresyonlardır. Dairesel geometrileri olan bu makro karstik şekiller; birkaç metreden onlarca metreye ulaşan çapları, birkaç metreden birkaç yüzmetreye ulaşan genişlikleri ile dikkati çekerler. Bunlar genellikle birkaç metre ile onlarca metre arasında derinliklere ulaşırlar. Ancak bazı durumlarda yüzlerce metre derinliğe ulaşanları görülmüştür. Genel formu, yamaçları hafif eğimli, konik ya da silindir şeklinde değişebilir (Ford, 1989; Williams, 2004). Farklı araştırmacılar tarafından oluşumları bakımından dolinler çok farklı katagoride sınıflandırılmıştır. Jennings (1985) tarafından dolinler 5 farklı katagoride toplanılmıştır. Bunlar; yıkıntı (*collaps*) dolinleri, erime dolinleri (*solition*), çöküntü (*subsidence*) dolinleri, örtü kayası çökme (*subjacent karst collapse*) dolinleri, alüvyal dere subatan (*alluvial stream sink*) dolinleri.

Çalışma sahasında en fazla görülen karstik şekil dolinlerdir. Genel olarak çalışma sahasında 330 adet dolin tespit edilmiştir. Farklı büyüklükte olan bu dolinler genellikle erime dolinleridir (Foto 12). Dolinler çalışma sahasının kuzeydoğu ve güneybatı kesiminde yoğunlaşmışlardır. *Dolin karstı*¹ olarak ta adlandıracağımız bu alanlarda dolinler, aşınım yüzeyleri boyunca gelişmişlerdir. Çalışma sahasındaki tektonik faaliyetler hem dolinlerin gelişmesine uygun zayıf direnç zonları yaratmış hemde dolinlerin belli bir yönde uzamalarına ve zamanla birleşmesine uygun ortam yaratmıştır (Harita 3).

Çalışma sahasının güney, batı ve güneybatısında 2300-2500 m seviyelerindeki aşınım yüzeylerinde çok sayıda doline rastlanılmaktadır. Rahat Ovası batısında neritik kireçtaşlarından oluşan bu yüzeylerdeki düşük eğiminin değerleri, dolinlerin boyutları ve sayılarını arttırmıştır. Bu bölgede GB-KD doğrultulu fay hatları boyunca dolinler sıralanmış olup uzama eksenleri de bu doğrultudadır. Bu bölgedeki dolinlerin bir kısmı uzama eksenleri boyunca birleşmişlerdir. Dolinlerin yoğunlaştığı diğer bölge kuzeydoğudadır. Subaşı Yaylası ve Yellidoruk Tepe arasındaki bu

¹Çözünme dolinlerinin sık olarak bulunduğu alanlar dolin karstı olarak tanımlanabilir. Karstik alandaki dolinler birbirinden alçak sırtlarla ayrılan ve birim alanda sayısı oldukça fazla olan sığ çukurluklar halinde olursa bu tip dolin karstına “poligonal karst” adı verilir (Doğan, 2004).

bölgede de dolinlerin gelişmesinde faylar belirleyici olmuştur. Bu alandaki dolinler çok daha büyük boyutlara ulaşmış hemen hemen yüzeyi tamamı dolinlerce kaplanıp büyük bir kapalı havza karakteri kazanmıştır (Foto 13). G-K doğrultulu faylara bağlı olarak gelişen dolinlerin tabanı terrarossalar ve düdenler gözlenir (Foto 14). Çalışma sahasında 2400 m ve üzerindeki sahalarda önceden oluşmuş çözünme veya çökme dolinlerinin moren depolarıyla dolması sonucunda oluşan örtülmüş (*burried doline*, *filled doline*) dolinlerde (Doğan, 2004) mevcut olup bu konuya son bölümde değinilecektir.



Foto 12: Çalışma sahasındaki erime dolinleri.

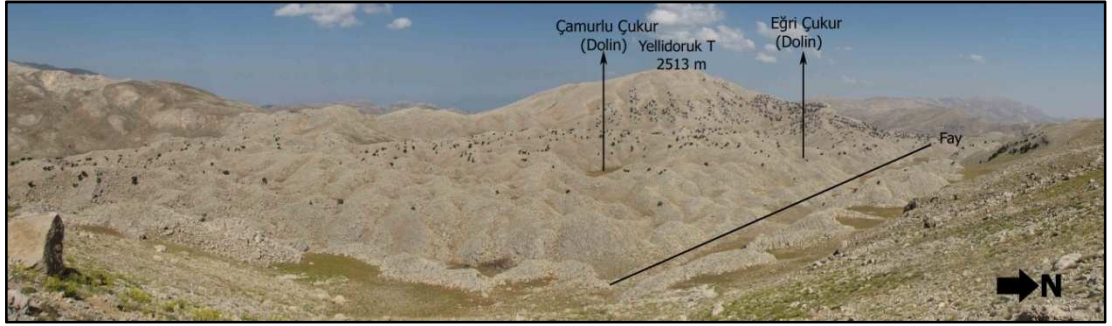
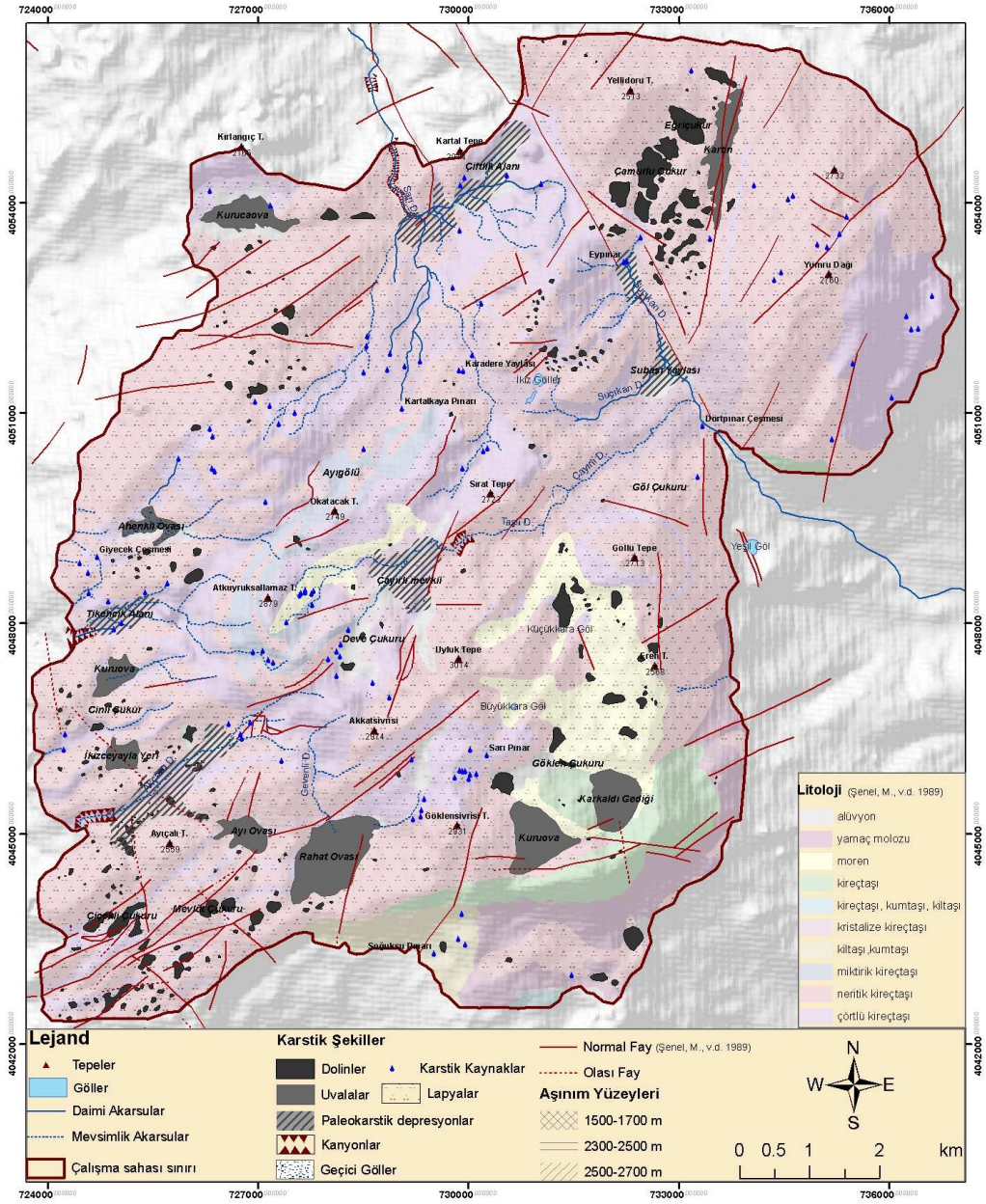


Foto 13: Çalışma sahasının kuzeydoğusundaki fay hatlarına bağlı olarak gelişen ve birleşme dolinleri.



Foto 14: Dolinler ve tabanlarındaki düdenler.



Harita 3: Çalışma Sahasının Karst Jeomorfolojisi Haritası

Harita 3: Çalışma sahasının Karst Jeomorfolojisi Haritası.

3.2.1.3. Uvalalar

Çalışma sahasında uvalalar dolinler kadar çok sayıda olmasa da bölgenin karst jeomorfolojisindeki en baskın şekillerdir. Akdağ Kütlesi'nde 9 adet uvala bulunmaktadır. Bu uvalalar çalışma sahasının kuzeybatı, batı, güneybatı ve güneyinde yer alırlar. Dolinler gibi aşınım yüzeyleri üzerinde gelişme imkanı bulmuşlardır (Harita 3, Şekil 36).

Akdağ Kütlesi'nde yer alan uvalaları oluşum mekanizmaları ve buldukları yükseltideki morfordinamik etken ve süreçlere bağlı olarak iki kategoride değerlendirmek gerekir. Birinci kategoride yer alan uvalalar erime dolinlerinin birleşmesi ile oluşmuşlardır. Oluşumlarında, alttan geçirimsiz zon oluşturan Elmalı ve Uçarsu formasyonların lito-stratigrafik konumlarının etkisi vardır. Kumtaşı, kıltaşı, silttaşı ve konglomeralardan oluşan bu geçirimsiz birimler karst taban düzeyi oluşturarak (Şekil 33) karstlaşmanın derine doğru gelişimini engellemişlerdir. Bu alanlarda erime yana doğru gelişmiş, bunun sonucunda önce dolinler ve sonrasında da uvalalar oluşmuşlardır (Foto 15). Rahat Ovası (2360 m), Ayı Ovası (2324 m), İnceyayla Ovası (2310 m), Kuruova (2310 m), Ahenkli Ovası (2385 m), Kurucaova (1890 m), Kartın Uvalası (2170 m) bu tür gelişime sahip uvalalardır (Harita 3). Ayrıca bu ovalar (Kurucaova hariç) 2300-2500 metreler arasında uzanan aşınım yüzeyi üzerinde gelişmişlerdir (Foto 16, 17). Diğer kategorideki uvalalar 2600 m seviyelerinde morenler içerisinde gelişmiş olup bu uvalalara son bölümde (karst-buzul ilişkisi) değinilecektir.

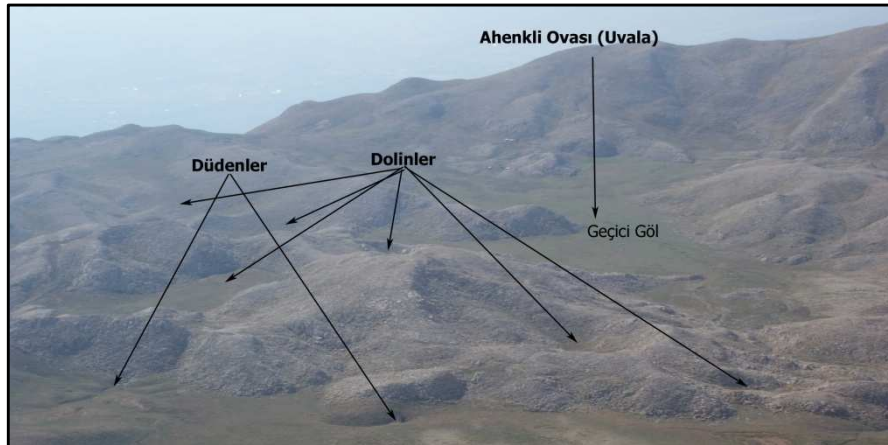


Foto 15: Dolinlerin birleşmesi ile oluşmuş uvalalara bir örnek Ahankli Ovası.



Foto 16: Kartın Uvalası



Foto 17: Kuruova Uvalası

Çalışma sahasındaki en büyük uvala Rahat Ovası'dır. 965 km²'lik bir alana sahip Rahat Ovası oval bir görünüme sahip olmakla beraber KD-GB doğrultulu fayların doğrultusuna uygun olarak gelişmiştir. Tabanı son derece düz ve terra-rossalarla kaplı olan uvalanın gelişiminde karst taban düzeyi konumunda olan erimesiz birimlerin konumları etkili olmuştur (Foto 18,19).



Foto 18: Rahat Ovası (Uvala)

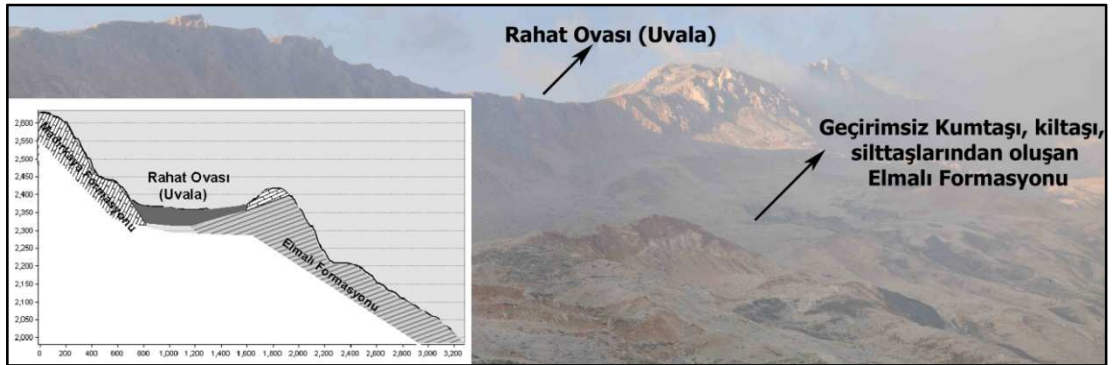
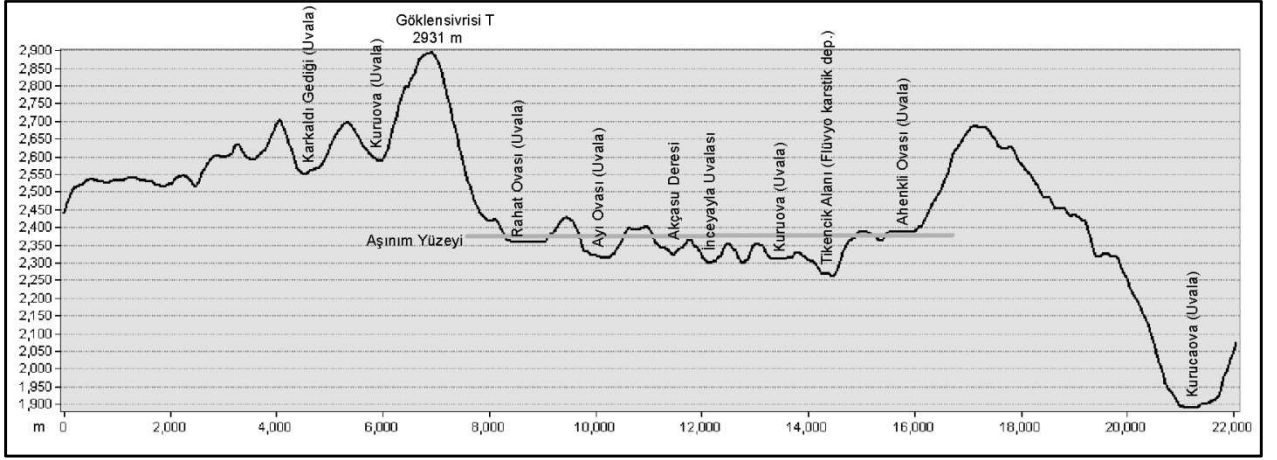


Foto 19: Rahat Ovası güneyinde karst taban düzeyi oluşturan geçirimsiz birimler



Şekil 36: Çalışma sahasının güney ve batısındaki karstik depresyonların profili.

3.2.1.4. Flüvyo-Karstik Depresyonlar

Gerek eski karstik depresyonların (kapalı) sonradan açılması (kapılması) ile oluşan, gerekse paleo vadilerin parçalanarak askıda kalmaları ile oluşan karstik depresyon veya vadilerdir (Tuncer, 2003).

Çalışma sahasındaki flüvyo karstik depresyonlar dış drenaja açılmış uvalalardır. Akdağ Kütlesi'nin batı, kuzey ve merkezi kısmında daha yaygın olarak görülürler (Harita 3).

En büyük flüvyo-karstik depresyon çalışma sahasının kuzeyinde yer alan Çiflikalanı Ovasıdır. Bu alan iki kademe halinde dış drenaja kapılan bu depresyon, en alt seviyesinde bir kanyonla Tezli Deresi vadisine açılır. Eski bir düden konumunda ve mağara kanyon özelliğini taşıyan bu kanyon depresyonun dış drenaja açılmasında etkili olmuştur.

Tikencikalanı ve Akçasu havzası flüvyo-karstik depresyonları çalışma sahasının batı yamacındaki uvalalar arasında yer alırlar (Şekil 36). Aynı aşınım yüzeyi üzerinde yer alan uvalalarla (Kuruova, Ahenkli Ovası, İnceyayla, Ayı Ovası) aynı dönemde oluşmalarına rağmen; Akdağ Kütlesi'nin batı yamacındaki tektonik yükselmeye bağlı olarak parçalanarak askıda kalan bu uvalaların bir kısmı geriye aşınım dalgasıyla dış drenaja kapılmışlardır (Foto 20). Genellikle bu kapılan alanlarda kanyonlar oluşmuştur. Bu eski karstik depresyonların tabanlarında kuru vadiler

yoğundur ve bu vadilerin yönü açılma yönüne doğrudur. Yine eski uvalaların dış drenaja açılmasıyla örtülü karst alanlarında oluşan dolinler de açığa çıkmışlardır (Foto 21). Akdağ Kütleli'nin batısında yer alan Akçasu flüvyo-karstik depresyonunda bir kapma boğazıyla dış drenaja kapılmış ve eski uvala tabanındaki örtü akarsularca taşınarak örtülü karst alanı ortaya çıkmıştır. Yamaçlara oranla daha gelişmiş bir karstik aşınım gözlenen depresyon tabanında birde eski uvalayı drene eden düden mevcuttur.

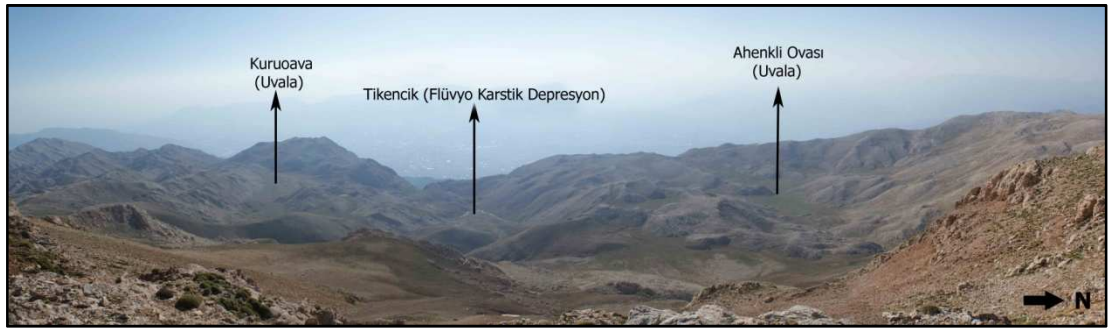


Foto 20: Akdağ Kütleli'nin batısındaki uvalalar ve flüvyo karstik alanlar.



Foto 21: Akçasu flüvyo-karstik depresyonunun (uvalasının) dış drenaja açılmasıyla ortaya çıkan eski örtülü karst alanı.

3.2.1.5. Kanyonlar ve Birleştirme Boğazları

Akdağ Kütlesi'ndeki aktif tektonizma nedeniyle yüksek kesimlerde bulunan aşınım yüzeylerinde, karstik depresyonlar askıda kalmış halde bulunurlar. Bu depresyonların bir kısmı akarsuların geriye aşındırmaları, ya da düden konumlu mağaraların tavanlarının çökmesiyle oluşan mağara kanyonlarla dış drenaja açılmış durumdadırlar.

Kapalı depresyonları dış drenaja açan kanyonlar ve boğazlar çalışma sahasının batı ve kuzey kısımlarında gözlenir (Harita 3).

Batıda Akçasu, Tikencik Alanı flüvyo-karstik depresyonları küçük kanyonlarla batıda Eşen Çayı vadisine açılırlar. Bu kanyonlar dik yamaçlar oluşturacak şekilde yarılmışlardır. Uzunlukları 500 metreyi geçmeyen kısa kanyonlardır. Çalışma sahasının kuzeyindeki Çiftlik Alanı flüvyo-karstik depresyonu da yaklaşık 1.5 km'lik bir mağara kanyonla dış drenaja açılmıştır.

Akdağ Kütlesi'nin merkezi kısmında Karadere buzul vadisi içerisinde gelişen Çayırılı flüvyo karstik depresyonu Taşlı Derenin geriye aşındırmasıyla oluşan bir birleştirme boğazı ile (Sırat Tepe güneyi) kapılmıştır (Foto 22). Bu boğaz yatık yamaçlı olup yamaç porofili boğaz tabanına doğru dikleşmekte, tabanda yer yer küçük ölçekli kanyon görünümü kazanmaktadır (Harita 3).

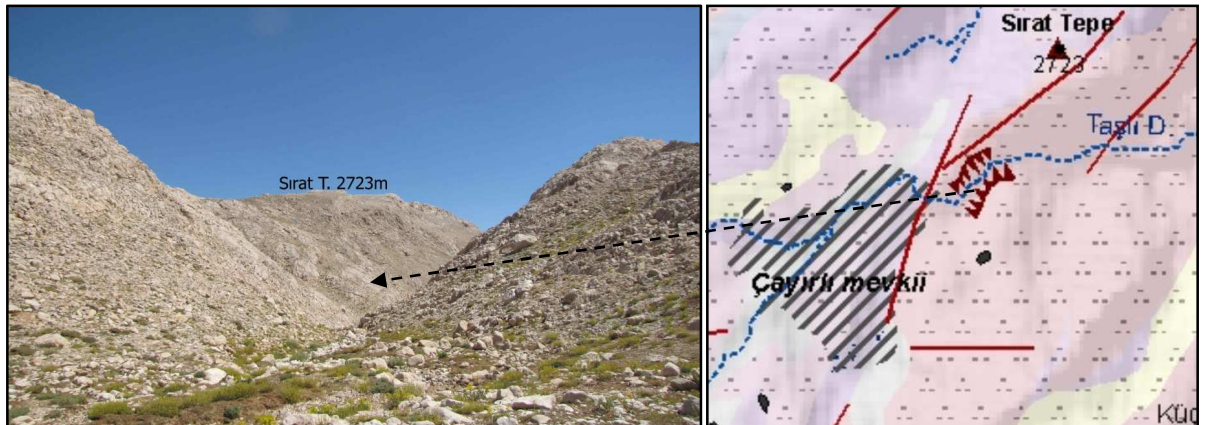


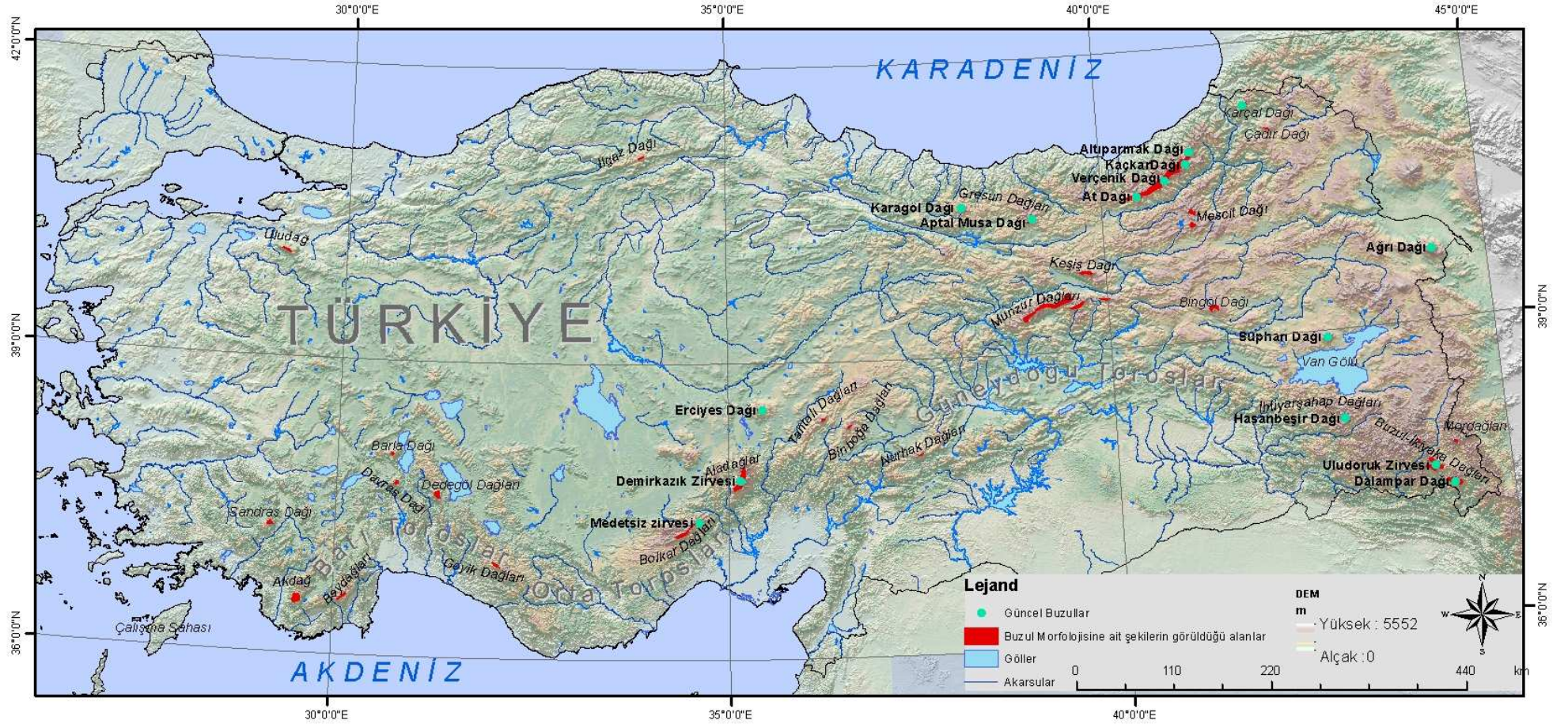
Foto 22: Çayırılı flüvyo-karstik depresyonunu dış drenaja bağlayan birleştirme boğazı.

4. BUZUL JEOMORFOLOJİSİ

Bu bölümde karst-buzul ilişkisinin daha net anlaşılabilmesi için sahadaki buzullaşmanın boyutu ve buzul şekilleri genel hatları ile irdelenecektir.

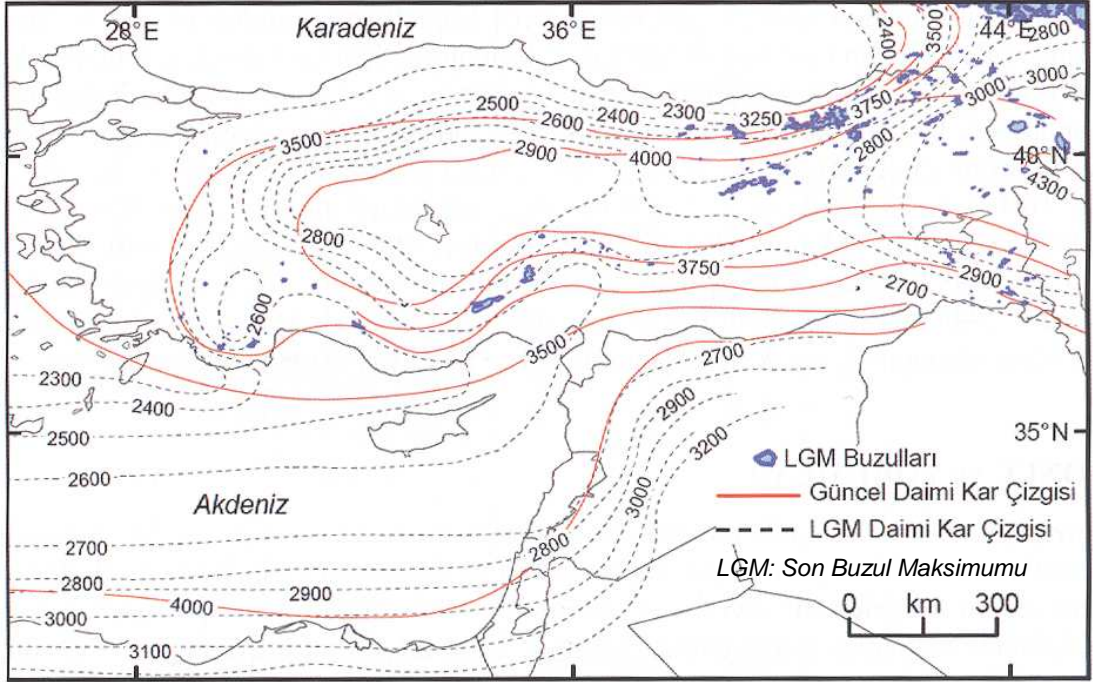
Glasiyeler tarafından meydana getirilmiş topografya şekilleri buzul jeomorfolojisi yani glasiyal jeomorfolojisinin konusunu oluşturur (Erinç, 1971). Buzullar; aşındırma, taşıma ve biriktirme faaliyetleri ile buldukları bölgenin jeomorfolojisini değiştiren ve belirleyen çok güçlü bir etkidir (Turoğlu, 2011). Buzullar; buz ve karların yer yüzeyinde birikimleri ile oluşurlar ve çoğunlukla da yüksek enlemlerde (soğuk bölgeler) ve yükseltinin arttığı (dağlık sahalarda) alanlarda bulunurlar. Bu alanlarda sıcaklık ve yağış gibi iki meteorolojik değişken söz konusudur (Paterson, 1994). İklim, buzullaşmada başlangıç ve büyüme için temel öneme sahip olmasına rağmen, topografya; buzulun oluşumu ve buzul morfolojisinin ortaya çıkmasında daha belirleyicidir. (Benn & Evans, 1998).

Bir Akdeniz ülkesi olan Türkiye, konumu itibari ile kuvvetli iklimsel ve topografik farklılıklara sahiptir. Özellikle Doğu Karadeniz ve Doğu Anadolu'da yükseltisi güncel daimi kar sınırının üzerine uzanan birçok dağ bulunmaktadır (Şekil 37). Bu dağlar, günümüzde birçok buzul barındırır. Türkiye'de şuanda buzulların bulunduğu alanlar, Karadeniz'in güneydoğu kıyısı boyunca uzanan Doğu Karadeniz Dağları'nın yüksek kesimlerinde, Orta ve Güneydoğu Toroslar'da ve Erciyes, Süphan ve Ağrı gibi volkanik dağların zirveleridir. (Kurter & Sungur, 1991). Türkiye'de özellikle son glasiyal devrede daimi kar sınırı kıyı bölgelerimizde ve Batı Anadolu'da 2200-2400 metreye kadar, doğuda ve Anadolu kütesinin iç bölgelerinde 3000-3200 metreye kadar alçalmıştır. Bu sınır günümüzde ise, Doğu Karadeniz Dağlarının Rize Dağları kesiminde ve silsilenin kuzeye bakan yamaçlarında yaklaşık olarak 3100-3200 m, güneyde Toros Dağlarında 3400-3500 m civarından geçmektedir. İç kısımlarda batıdan doğuya karasallığın etkisi ile daimi kar sınırı Orta Anadolu'da 3500 m civarında iken doğuya doğru yükselerek Süphan Dağı'nda 3700 m ve Ağrı Dağı'nda 4000 metreye çıkmaktadır (Atalay, 1987; Erinç, 1971).



Şekil 37: Türkiye'de güncel buzullar ve buzul morfolojisine ait şekillerin görüldüğü alanlar (Erinç , 1949, 1951, 1953, 1955a, 1971; Flint R. , 1957; Planhol & Bilgin, 1961; Bilgin, 1969; Arpat & Özgül, 1972; Bilgin, 1972; Ardos, 1974-1977; Ardos, 1977; Atalay, 1984; Atalay, Tetim, & Yılmaz, 1985; Kurter & Sungur, 1991; Doğu A. F., 1993; Doğu, Somuncu, Çiçek, Tunçel, & Gürgen, 1993; Tombul, 1997; Doğu A. F., Çiçek, Tunçel, & Gürgen, 1999a; Doğu A. , Çiçek, Gürgen, & Tunçel, 1999b; Çiner, 2003; Ege & Tonbul, 2005; Klimchouk, Bayarı, Nazik, & Törk, 2006; Biricik, 2010; Turoğlu, 2011; Sankaya, Çiner, & Zreda, 2011).

Çalışma sahasının yer aldığı Batı Toroslar'da, günümüzde yüksek daimi kar sınırı Sarıkaya v.d. (2011) tarafından tahminen 3000-3700 m arasında, son buzul maksimumundaki daimi kar sınırı ise 2200-2600 m arasında tespit edilmiştir (Şekil 38). Batı Toroslar'daki dağlarda güncel buzul bulunmamaktadır. Buna karşın Isparta'nın Davras, Barla ve Dedegöl Dağları'nda Pleistosen buzullarına ait sirk ve cephe morenleri mevcuttur (Ardos, 1974-1977; Atalay, 1987). Yine Teke Yarımadası'ndaki Beydağları, Sandras ve çalışma sahasını oluşturan Akdağ'ın, kuzeydoğuya bakan vadileri, yan ve cephe morenleri ile kaplıdır (Onde, 1952; Erinç, 1952; Planhol, 1953; Messerli, 1967; Doğu, 1993; Doğu, Çiçek, Tunçel, & Gürgen, 1999a).



Şekil 38: Türkiye'de güncel ve son buzul maksimumuna ait daimi kar sınırı (Sarıkaya, Çiner, & Zreda, 2011).

Akdağ Pleistosen'de buzullaşmaya mağruz kalmış bir alan olup; görülen buzul şekilleri *Alpin tip* buzullaşma sonucu oluşmuşlardır. (Onde, 1952; Planhol & İnandık, 1958; Doğu, Çiçek, Tunçel, & Gürgen, 1999a).

Akdağ Kütlesi'nde Doğu v.d. (1999a) tarafından yapılan çalışmada buzul şekilleri anahatları ile kuzeydoğuya bakan sirkler ve onların uzantısında yer alan üç vadide

toplanıldığı belirtilmektedir. Bunlar batıdan doğuya doğru, Taşkuzlukçu buzul vadisi, Karadere buzul vadisi ve Kuruova buzul vadisidir. Yine Ahenkliovası doğusunda ve Rahat Ovası kuzeydoğusundaki sirk alanları, Akdağ'ın karakteristik olmayan buzullaşma alanları olarak nitelendirilmiştir. Aynı çalışmada Akdağ'daki buzul aşınım ve birikim şekillerinin bozulmamış olması bu şekillerin Pleistosen'in son buzul dönemi olan Würm ile ilişkili olduğu belirtilerek bu dönemdeki kalıcı kar sınırı ise yaklaşık 2500 m olarak nitelendirilmiştir (Doğu, Çiçek, Tunçel, & Gürgen, 1999a).

Akdağ Kütlesi; aktif tektonizmaya bağlı dörtbir yanında gözlenebilen normal faylarla sınırlanmış ve 2500 m ve üzerinde geniş, yüksek aşınım düzlükleri barındırır. Bu düzlükler üzerinde ise 2700 metreyi aşan çok sayıda zirve yer alır. Bu kütleli özelliği ile Akdeniz üzerinden gelen nemli havayı karşılayan ve orografik karakterdeki yağışlara son derece açık olan Akdağ; Pleistosen'de meydana gelen iklim değişimlerinden çokça etkilenmiş, farklı zamanlarda; birden fazla etken ve sürecin etkisiyle polijenik ve polisiklik topografyanın izlerini barındıran bir jeomorfolojik görünüme kavuşmuştur. Bu jeomorfolojik görünümü yaratan flüvyal ve karstik süreçlerin etkinliği günümüzde de devam etmektedir. Çalışma sahası sınırları içerisinde buzul jeomorfolojine ait etken ve süreçler günümüzde etkinliği yitirse de buzul jeomorfolojisine ait şekillerin Akdağ'ın jeomorfolojik görünümündeki payı çok belirgin ve karakteristiktir.

4.1. Buzulların Oluşturduğu Şekiller

Bütün dış etkenlerde olduğu gibi buzulların topografya üzerindeki etkileri de, aşındırma ve biriktirme süreçlerine bağlamak olasıdır. Buna göre buzul topografyası şekilleri aşınımından ve birikimden oluşan şekiller olmak üzere iki büyük gruba ayrılabilir (Erinç, 1971).

Çalışma sahasında buzulların oluşturduğu hem aşınım hem de birikim şekillerine rastlamak mümkündür. Bu şekiller son buzul döneminden günümüze ilksel formlarını büyük ölçüde korudukları gibi, bu şekiller yakın çevresinde benzer topografik özelliklere sahip dağlara oranla da çok daha geniş bir alanda gözlenebilmektedirler.

4.1.1. Buzul Aşınım Şekilleri

Buzullaşma ortamlarında aşındırma, çizilmiş kayaç yüzeyleri, hörgüç kaya, sirk, tekne vadi gibi karakteristik ve oldukça bilinen şekillerle sonuçlanır ve son derece ilginç topografyaları meydana getirir. Bir havzada buzulun mevcudiyeti, proglasiyal dere kanalları gibi buzul kenarı (alanı) ötesinde aşınım şekillerinin gelişimi üzerinde de güçlü bir etkiye sahiptirler. Aşınım şekilleri, farklı zaman ölçeğinde glasiyal süreçlerin işleyişini yansıtan çok değişik ölçülerde meydana gelirler (Benn & Evans, 1998).

Bu bölümde aşınım şekillerinin karakterini ve orijinini buzul aşınım şekillerinin büyüklükleri dikkate alınarak; *küçük aşınım şekilleri* ve *büyük aşınım şekilleri* olarak iki aşınım sınıfına ayrılmıştır (Turoğlu, 2011).

4.1.1.1. Küçük Buzul Aşınım Şekilleri

Küçük boyuttaki buzul aşınım şekillerinin boyutu 1 metreden daha azdır ve genellikle daha büyük şekillerin üzerine eklenmiş durumdadırlar. (Bennett & Glasser, 2009) Küçük buzul aşınım şekli; buzul cilaları, çizikleri, çentikleri, olukları, kanalları ve çukurlarıdır (Turoğlu, 2011).

Çalışma sahasında, küçük ölçekli buzul aşınım şekillerine çokça rastlanılır. Genel itibariyle anakayası kireçtaşı olan Akdağ Kütlesi'nde bu şekiller, kireçtaşının çözülebilmeye özelliğine bağlı olarak buzulların çekilmesinden sonra hızlı bir şekilde deforme olmaya başlasalar da çalışma sahasında tipik örneklerine rastlamak mümkündür. Buzul çizikleri buzulun hareket yönü hakkında fikir vermesi açısından önemlidir. Çalışma sahasında da çiziklerin yönü yardımıyla buzulların gelişimi hakkında fikir sahibi olunabilmiştir.

4.1.1.1.1. Buzul Çizik ve Cilaları

Çalışma sahasında daha çok buzul çizik ve cilalarına rastlanılır. Çalışma sahasındaki çizik ve cilalı yüzeylere enkaz yükü taşıyan sıcaklı tabanlı buzullar varlığı sebebiyet vermiştir. Cilalanmış yüzeylerin oluşumuna buzul içindeki ince taneli (silt boyutunda) malzemeler sebep olmuştur (Bennett & Glasser, 2009). Çalışma sahasında cilalanmış yüzeylere daha çok buzul vadilerinin daraldığı ve eğiminin

arttığı alanlarda rastlanılmıştır. Bu alanlar buzul kalınlığının dolayısıyla buzul basıncının arttığı alanlardır. Yine bu alanlarda zeminin dirençli kireçtaşlarından oluşması, cilalanmış (törpülenmiş veya zımparalanmış) buzul aşınım şekillerinin günümüze kadar aşınmadan kalmasını sağlamıştır (Foto 23, 24).



Foto 23: Karadere buzul vadisinde buzul aşınım şekillerinden cilalanmış yüzeyler.



Foto 24: Kuruova buzul vadisinin en daraldığı kesimde oluşan cilalanmış yüzey.

Buzul çiziklerine buzul vadilerinin genelinde rastlanılmasına karşın, buzul çizikleri sirklerin önünde yoğun olarak gözlenmiştir. Son buzul döneminden önce Akdağ'ın zirve hatlarındaki çıplak kireçtaşı sahalarındaki yoğun günlenme ürünü bloklar, buzulların aktivitelerinin başlamasıyla birlikte hızlıca taşınmaya maruz kalmış ve bu bloklardan zemine temas edenler buzul çiziklerine neden olmuşlardır (Foto 25, 26).

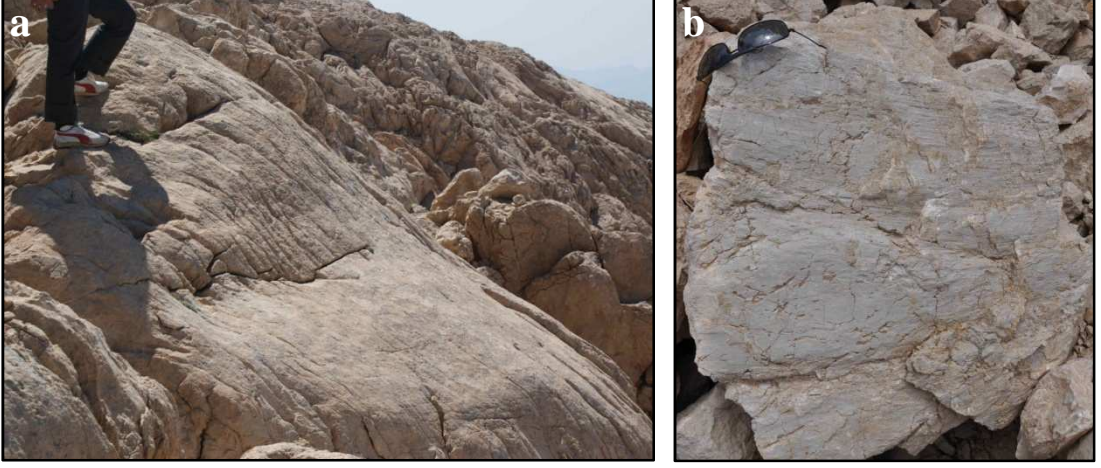


Foto 25: Akdağ'da zirve hattındaki buzul çizikleri (a) ve morenler içerisinde buzul hareketi esnasında zemine sürterek bir tarafı törpülenmiş bloklar (b).



Foto 26: Akdağ'da buzul çizikleri.

4.1.1.1.2. Buzul Oluk Kanal ve Flüviyoglasial Çukurları

Çalışma sahasında, cilalanmış yüzeyler ve çizikler dışındaki buzul aşınım şekillerine çok fazla rastlanılmamıştır; fakat birkaç noktada buzul oluk kanalları ve flüviyoglasial çukurlar tespit edilmiştir (Foto 27, 28). Buzul oluklarının yönü buzul vadisinin uzanışı ile paralellik göstermektedir. Buzul olukları bu yönüyle buzulun hareket yönünün tespiti açısından önemlidir (Harita 4).



Foto 27: Karadere buzul vadisi doğu yamacında buzul altı drenajın taşıdığı sedimetlerin aşındırmasıyla gelişmiş buzul aşınım şekillerinden kanal.



Foto 28: Uyluk Tepe kuzeydoğusundaki sirkin önündeki eşikte gelişmiş Flüviyoglasial Çukur¹

¹ Flüviyoglasial Çukur : Buzul yatağında, buzul tabanındaki su hareketinin anakayada açtığı, yuvarlak şekilli, dik kenarlı, derin flüviyoglasial aşındırma şekilleridir. Buzul altı drenajı ile taşınan granüler malzemelerin anakaya yüzeyindeki bir çentik ya da kopma oyuntusu içindeki dairesel

4.1.1.2. Büyük Buzul Aşımın Şekilleri

Büyük ölçekli buzul aşımın şekilleri 1 m ile 1 km arasında boyuta sahiptirler. Bunlardan çalışma sahasında görülenleri; hörgüç kayalar, balina sırtı kayalar, eşik ve sürgüler, asılı vadiler, yatak içi çukur ve göller, aretler, sirkler ve tekne vadilerdir.

4.1.1.2.1. Hörgüç Kayalar

Buzulların buzul yatağı içinde anakaya çıkıntılarının ilerleme istikameti doğrultusunda törpüleme yapması ile oluşan asimetric ve yüzey deformasyonları farklı olduğu küçük ve münferit engebeliklerdir. Değişik şekil ve boyutta olabilir (Turoğlu, 2011). Hızlı kayma özelliğine sahip ince buzullar altında gerçekleşirler (Bennett & Glasser, 2009).

Çalışma sahasında hörgüç kayalarına sıklıkla rastlanılır. Özellikle Karadere buzul vadisi tabanında (2600-2800 m seviyelerinde) kireçtaşı anakayası üzerinde gelişmiş çok sayıda hörgüç kaya mevcuttur (Foto 29, 30). Yine Taşkuzluk buzul vadisi içerisinde, sirklerin önünde birkaç hörgüç kaya tespit edilmiştir (Harita 4), (Foto 31).

Akdağ Kütlesi'nde hörgüç kayalar, sirklerin hemen önünden itibaren başlamakta ve buzulların kalınlıkların maksimum seviye ulaşıldığı düşünülen yüksek karstik depresyonların tabanlarında yoğunlaşmışlardır. Özellikle morenlerden yoksun Karadere buzul vadisi tabanında çok sayıda gruplaşmış halde hörgüç kayalara rastlamak mümkündür (Foto 29). Kuruova buzul vadisinin üst kotlarındaki tabanı kalın morenler örtülerinde maskelendiği için birkaç hörgüç kaya tespit edilmesine karşın vadinin alt kısımlarında, buzul vadisi yönünde sıralanmış yüzeyi törpülenmiş hörgüç kayalar mevcuttur (Foto 32).

Yumru Dağı'nda da gelişmemiş sirklerin önünde (2600 m seviyelerinde) gruplaşmış halde hörgüç kayalar mevcuttur. Bu hörgüç kayalar bu alanda da buzullaşmanın geliştiğinin kanıtı niteliğindedir. Yine Uyluk Tepe'nin güneye bakan yamacında zirve hatlarında buzullaşmanın güneye yöneldiğinin göstergesi olan birkaç hörgüç kaya tespit edilmiştir (Harita 4).

hareketi ile bir aşım meydana getirirler. Bu tür çukurların tabanı genellikle düz olur ve tabanında glasiyal sedimentler bulunur (Turoğlu, 2011).



Foto 29: Karadere buzul vadisi tabanında gruplaşmış hörgüç kayalar (vadiye KB'dan bakış)



Foto 30: Karade buzul vadisinde buzul hareket yönünde uzamış sırtıyla hörgüç kaya.



Foto 31: Taşkulzuk buzul vadisinde yanyana gelişmiş iki hörgüç kaya.

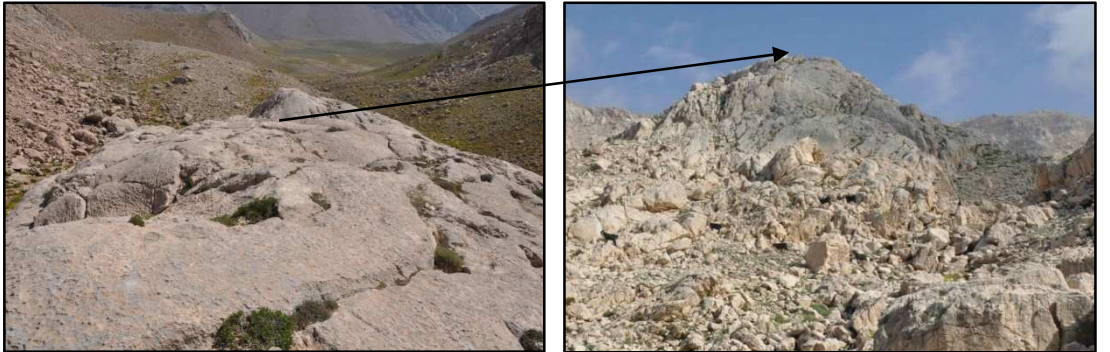


Foto 32: Kuruova buzul vadisinin daraldığı alt kısımlarında sırtı ve eğimli yüzeyi törpülenmiş hörgüç kaya.

4.1.1.2.2. Balina Sırtları

Balina sırtları da buzulun anakaya üzerindeki erozyonu ile oluşur. Balina sırtları hörgüç kayalara benzemekle birlikte buzullar tarafından aşınan ve törpülenen ana kaya yüzeyinin simetrik bir özelliğe sahip olmasıyla ayrılır (Turoğlu, 2011).

Enkaz malzemesi taşıyan sıcak tabanlı buzulların oluşturduğu bir aşınım şekli olan balina sırtları; az oranda taban erime suyu barındıran kalın buzulların yavaş hareketleri sonucu oluşurlar (Bennett & Glasser, 2009)

Çalışma sahasında balina sırtlarına hörgüç kayalar kadar çok rastlanılmaz. Buzul Vadilerinin daraldığı ve buzul kalınlığının arttığı alt kısımlarda cilalanmış yüzeyler içeren balina sırtları mevcuttur. Karadere buzul vadisi içinde hörgüç kayalarla iç içe balina sırtları gözlenmiştir.

4.1.1.2.3. Eşik ve Sürgüler

Çalışma sahasındaki eşik ve sürgüler, buzul vadilerinin boyuna profillerindeki basamaklı yapıyı oluşturan çıkıntılar olarak daha çok gözlenir. Buzul vadilerinin boyuna profillerinde litolojik farklılıklardan kaynaklanan eşikler olduğu gibi eski karstik depresyonların buzul tarafından tahrip edilmesi sonucu oluşan eşiklere de sahada çokça rastlanılmaktadır. Bu eşiklerin gelişimi son bölümde irdelenecektir.

4.1.1.2.4. Yatak İçi Çukur ve Göller

Yatak içi çukur ve göller, buzul vadisinde anakaya üzerinde farklı aşınımına bağlı olarak buzul aşındırmasının ürünü olan çukur alanların suyla dolmasıyla oluşurlar. Zamanla su içeren bu göller erozyonla taşınan malzemelerle dolabilir.

Çalışma sahasında bu tür farklı aşınımına bağlı gerçekleşen çukurluk ve göllere rastlamak mümkündür. Özellikle litolojik farklılığın belirgin olduğu Karadere ve Taşkuzluk Buzul vadisi tabanında yatak içi çukur ve bu çukurlar içerisinde gelişmiş göller mevcuttur (Harita 4),(Foto 33). Bu tür çukurlukların bir kısmı son buzullaşmanın öncesinde oluşan dolinlerle ilişkili olduğu için son bölümde tekrar irdelenecektir.

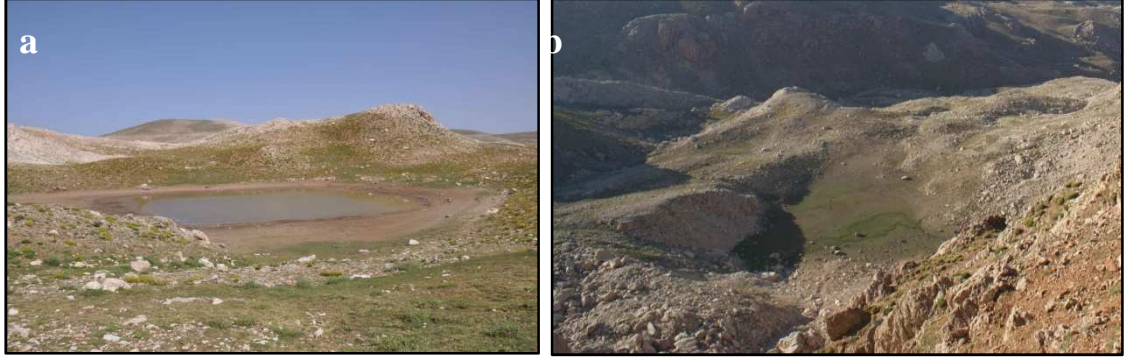


Foto 33:Buzul Vadisi tabanında farklı aşınımına bağlı gelişen çukur ve göller (a) Karadere Buzul vadisi Uyluk T. kuzeybatısı (b) Taşkuzluk Buzul vadisi tabanında Ayı Gölü mevkiindeki çukur.

4.1.1.2.5. Aretler

Dağ buzullarında sirkleri ve buzul vadilerini birbirinden ayıran, bıçak sırtı ya da testere ağzı gibi keskin kenarlı sırt veya morfolojik duvarlarıdır (Turoğlu, 2011). Çalışma sahasında aretlere 2800 m ve üstündeki zirve hatlarında rastlanılır. Bu alanlarda sirkleri ve buzul vadilerini birbirinden ayıran sırtlar büyük ölçüde karbonatlı kayalarında çözünebilme özelliğinden dolayı yumuşatılmıştır. Ancak yinede Uyluk T. ve civarındaki sirklerin geriye aşınımından kaynaklanan aretleri görmek mümkündür (Foto 34), (Harita 4).

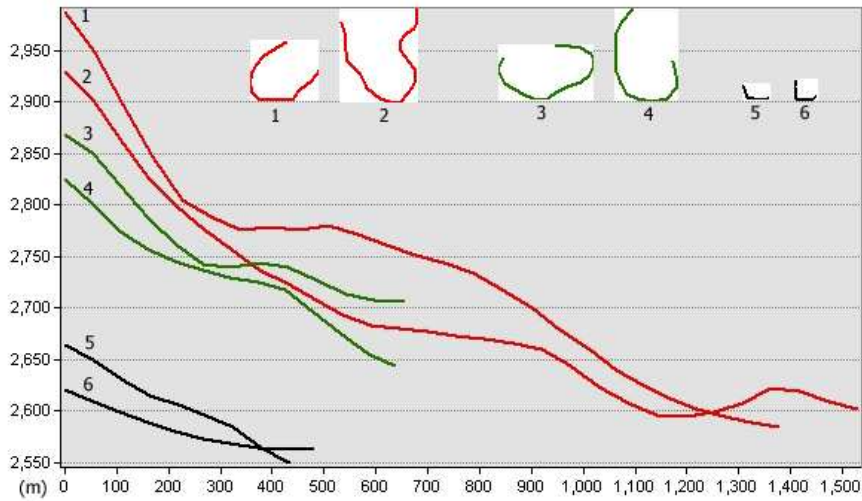


Foto 34:Uyluk Tepe batısında sirkleri birbirinden ayıran aretler.

4.1.1.2.6. Sirkler

Çalışma sahasında buzul jeomorfolojinin en karakteristik şekillerinden biri de sirklerdir. Sirkler, zirve hatlarında buzul vadilerini birbirinden ayıran aretlerin önünde gelişmişlerdir (Harita 4). Bu sirkleri; 2900 m ve üzerindeki sırtların önünde gelişen, dik duvarlı, derinlikleri fazla olan olgun sirkler, 2800 m seviyelerinde gelişen düşük eğimli duvarlara sahip ve ters eğimler barındıran sirkler ve zirve hatlarından 2500 m seviyelerine kadar gözlenebilen nivasyon sirkleri olarak 3 grupta

değerlendirilebilir (Foto 35). İlk grup sirkler; Uyluk Tepe ve civarında neritik kireçtaşları içerisinde yükseltinin 2900 m ve üzerinde olduğu sırtların kuzey, kuzeybatı ve kuzeydoğu yamaçlarında konjelifraksiyon olayı ile gerilemiş dik ve derin (ortama 300 m) duvarlara sahip alanlarda gelişmiştir (Şekil 39). Bu sirklerin planları hilal ya da yarım daire şeklindedir. Bu alanda bağımsız tek sirk de oluşabildiği gibi; zirve hatlarında iki sirk duvarı olarak gelişip alt kotlarda birleşen sirkler de mevcuttur. Uyluk Tepe'nin batı yamacındaki gelişen sirkler içerisinde Büyükkara Göl ve Küçük kara Göl isimli iki adet de sirk gölü (tarn) mevcuttur (Foto 38). Bu sirklerin boyutu bölgedeki buzullaşmanın şiddetini göstermesi bakımından önemlidir. Daha alt seviyelerdeki (2800-2700 m) sırtların önünde; yatık yamaçlı, derinliği çok olmayan ikinci grup sirklere rastlanılır (Foto 37). Bu tür sirklerin planları ilk gruptaki sirklere benzerlik göstermekle birlikte, daha kapalı hilal şekilli planlıları mevcuttur. Bu sirkler daha çok çörtlü, miktirik ve neritik kireçtaşlarının iç içe bulunduğu sahalarda gelişmiştir. Bu sirklerin belirgin yükselti ve derinliğe sahip olmamasında yükselti ve litolojik faktörler birlikte etkili olmuştur. Üçüncü grup nivasyon sirkleri ise Akdağ Kütlesi'nde 2500 m ve üzerindeki alanlarda dağınık halde gözlenir. Özellikle kuzey, kuzeybatı ve kuzeydoğu yamaçlarda tespit edilmiştir (Harita 4), (Foto 39). Günümüzde de kuzeye bakan korunaklı alanlarda bu tür nivasyon sirklerinin gelişimi devam etmektedir. Çalışma sahasındaki sirkler içerisindeki korunaklı alanlarda bazen birkaç yıl erimeyen karlar mevcuttur.



Şekil 39: Akdağ Kütlesi'nde örnek, dik duvarlı, yatık yamaçlı ve nivasyon sirklerinden boyuna profilleri ve planları.

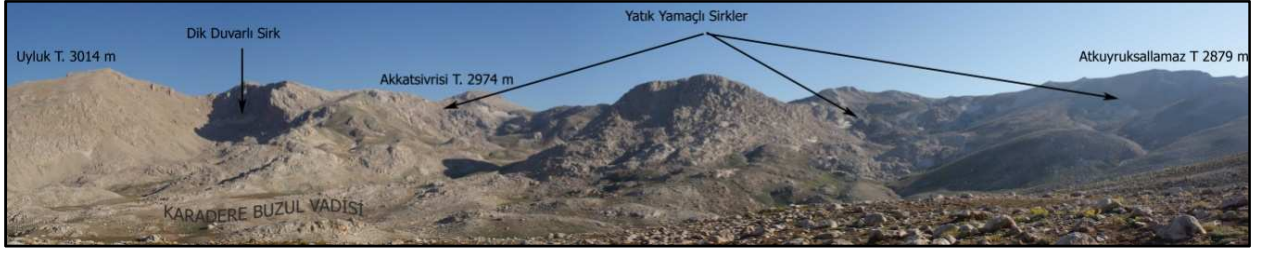


Foto 35: Karadere buzul vadisinin başlangıç kısımlarında dik duvarlı ve yatık yamaçlı sirkler.

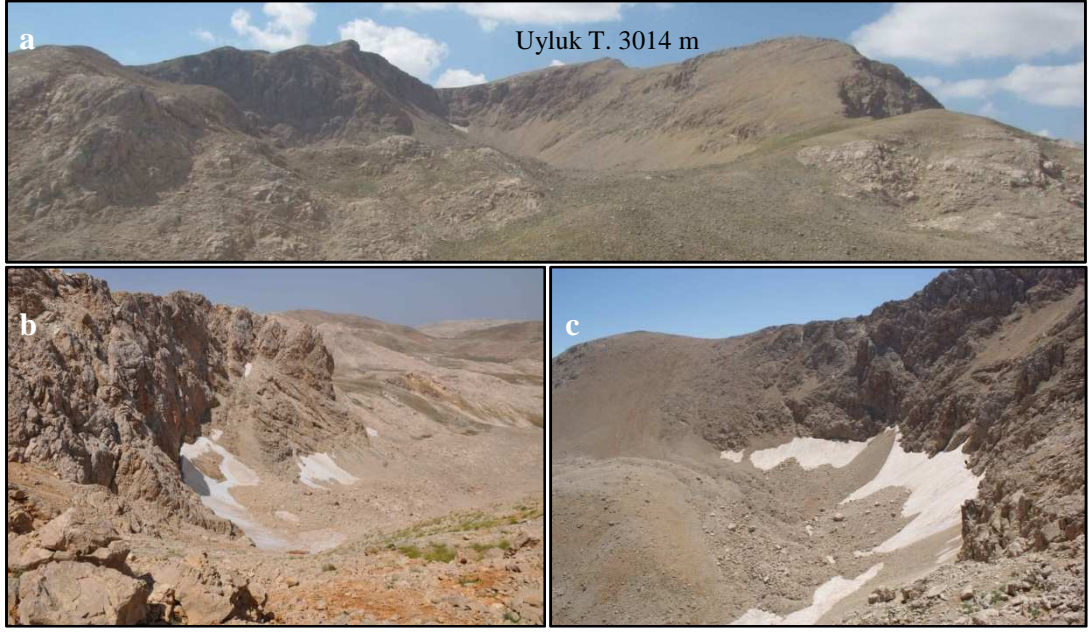


Foto 36: Uyluk Tepe güneydoğusu (a) batısı (b) ve kuzeydoğusundaki (c) dik duvarlı sirkler.



Foto 37: Akkatsivrisi Tepe kuzeyinde yatık yamaçlı sirkler.



Foto 38: Uyluk T. GD'da Büyükkara Göl (tarn).

Foto 39: Karadere yaylası G'de nivasyon sirki.

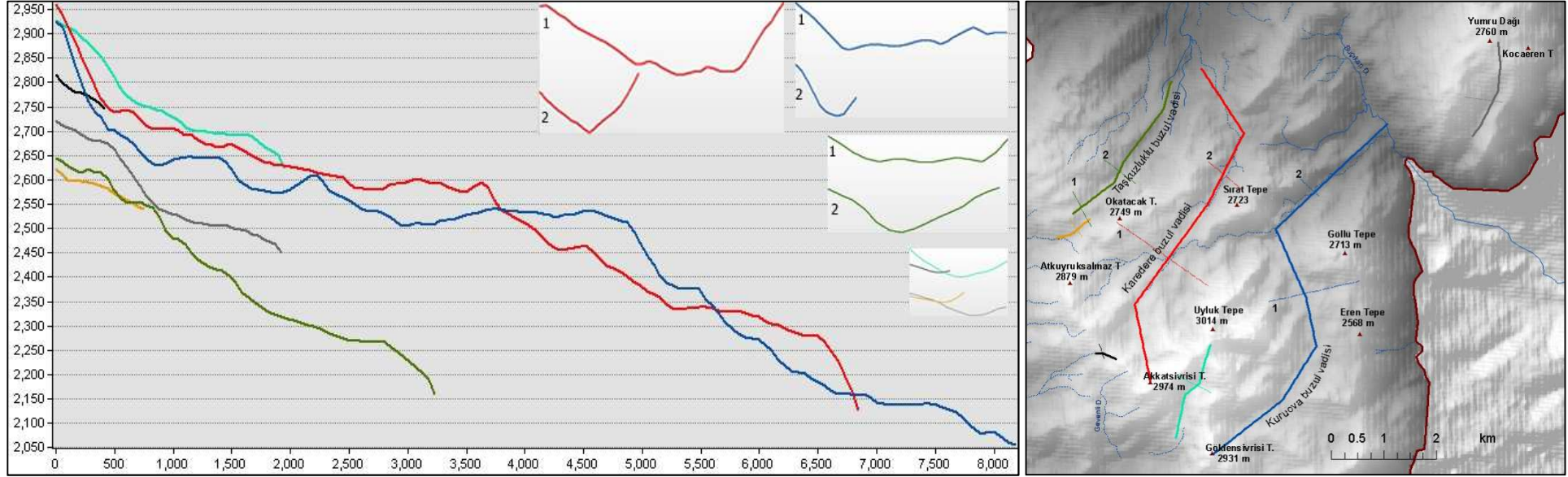
4.1.1.2.7. Buzul Vadileri

Akdağ Kütlesi'nde üçü büyük, beş buzul vadisi tespit edilmiştir. Bunlardan Karadere, Taşkuzluklu ve Kuruova buzul vadileri kabaca kuzeydoğuya doğru yönelmiş büyük alanlar işgal eden buzul vadileridir. Bu buzul vadilerinin dışında Uyluk Tepe güneyinde Rahat buzul vadisi ve Yumru Dağı'nda güneye yönelmiş Yumru buzul vadisi olarak iki küçük buzul vadisi de mevcuttur (Harita 4).

Akdağ Kütlesi dağ buzullaşmasını bir örneği olmasına karşın, sahadaki buzul vadileri dağ buzulların tipik tekne karakterini göstermez. Bunda lito-stratigrafik faktörlerin rolü oldukça fazladır. Özellikle son buzullaşma öncesi sahada yaşanan karstlaşma, sonrasında etkili olacak buzullaşmayı ve buzulların hareketini etkilemiş ve yönlendirmiştir. Sahadaki karstlaşmanın buzul vadilerinin gelişimine etkisi son bölümde irdeleneceğinden bu bölümde fazlaca üzerinde durulmamıştır.

Karadere Buzul Vadisi: Yan yana dizilmiş dört büyük sirkten beslenen ve yaklaşık sekiz kilometre uzunluğa sahip olan Karadere buzul vadisi, beslenme alanı, tekne vadisi ve dil kısmındaki moren depoları ile Akdağ'ın en tipik ve büyük buzullaşma ünitesini oluşturur (Doğu, Çiçek, Tunçel, & Gürgen, 1999a), (Hatita 4).

Karadere buzul vadisi; Akdağ Kütlesi'nin merkezinde, Uyluk Tepe, Akkatsivrisi Tepe ve Atkuyruksalmaz Tepe'lerinin bulunduğu 2700-3000 m sırtlarının kuzey, kuzeydoğu ve kuzeybatı yamaçları önünde gelişen sirklerle başlar (Foto 40). Sirklerin olduğu alanda buzul vadisinin eğim değerleri yüksektir (30° ve üzeri). Kuzeydoğuya doğru oldukça geniş bir alanı etkileyerek gelişen buzul vadisi, kuzeydoğuda Okatacak Tepe'nin güneydoğu yamaçlarında gelişen sirklerle de beslenmiş olduğu görülmektedir. Hörgüç kaya ve cilalanmış yüzeylerin yoğun olarak gözlendiği Çayırılı mevkiinde 2600 m seviyelerinde 1600 metrelik oldukça geniş bir alana yayılan buzul vadisinin eğimi bu alanda oldukça düşüktür (0-15°) (Foto 40, 41). Karadere buzul vadisi Çürükkaya mevkiinde daralarak (500 m) "U" şekilli tekne formunu yansıtmaya başlar. Bu alan aynı zamanda vadinin bir eşikle ayrıldığı ve eğiminin arttığı alana tekabül eder (ortalama 30°). Vadi 1500 m "U" şekilli tekne formunu sürdürüp Karadere Yaylası'ndaki morenlerle son bulur (Şekil 40).



Şekil 40: Akdağ Kütlesi'ndeki buzul vadilerinin boyuna ve enine profilleri.



Foto 40: Karadere buzul vadisine kuzeybatıdan bakış.



Foto 41: Uyluk Tepe'den kuzeybatıya Karadere buzul vadisine bakış.

Kuruova Buzul Vadisi: Uyluk Tepe doğusunda güney-kuzey doğrultuda gelişen Kuruova buzul vadisi, Uyluk Tepe ve Göklensivrisi Tepe'nin doğu ve kuzeydoğu yamaçlarında gelişen sirklerle başlar. Kuruova buzul vadisi genel olarak batı yamacındaki sirklerle beslenmiş olsa da, vadinin gelişimi kuzeye doğrudur. Kuruova buzul vadisi gelişiminde, Karadere buzul vadisinde olduğu gibi son buzullaşma öncesi etkili olan karstlaşmadan büyük ölçüde etkilenmiştir. Eski dolinler morenlerle doldurulmuş dolinleri ayıran sırtlar törpülenmiştir. Bu haliyle eşiklerle birbirinden ayrılan ortalama 2500 m seviyelerinde 2300 m genişliğinde 4700 m uzunluğunda eğiminin ortalama 15° dolaylarında olduğu bir buzul vadisi olarak kuzeye yönelir (Foto 42). Göllü Tepe batısında vadi daralarak (600 m) bir eşikle Taşlı Dere vadisindeki yan kolla birleşerek "U" şekilli tekne vadi yapısıyla kuzeybatıya yönelir ve Subaşı Yaylası'ndaki morenlerle son bulur. Eşikten sonra vadinin eğimi artar (ortalama 30°) ve daralır (Foto 43).

Kuruova buzul vadisinde buzullar birkaç yerde doğu yamacı boyunca hareket etmiş ve Eren Tepe güneyinde ve Karkaldı Gediği doğusunda vadiden taşmıştır. Belirtilen alanlardaki cephe morenleri ile bu durum tespit edilmiştir (Harita 4).

Taşkuzluklu Buzul Vadisi: Akdağ Kütlesi'nin batısında, Okatacak Tepe'nin kuzeybatısında çok gelişmemiş sirklerle başlayan Taşkuzluklu buzul vadisi, kuzeydoğuya doğru gelişim göstermiştir. Vadi sirkler kısmında düşük eğimli (15 °) ve 700 m genişlikle başlar. Vadi bu şekilde 700 m sonra bir eşikle daralır ve eşikten sonra eğim değeri artarak tipik olmasa da tekne karakteri kazanır. Yatak içi çukurlukların ve hörgüç kayaların gözlendiği bu alandan sonra vadi eğimi azalarak morenlerde son bulur (Harita 4).

Kabaca kuzeye yönelen bu üç büyük buzul vadisinin dışında Akdağ Kütlesi'nde güneye yönelim gösteren münferit küçük buzul vadileri de yer alır. Bunlardan en belirginini Akdağ Kütlesi'nin devamı niteliğinde olan Yumru Dağı zirvesi (2760 m) ve doğusundaki Kocaeren Tepe (2620 m) arasında yatık yamaçlı sirklerle başlayan ve 1.8 km uzunluğunda yönelen Yumru buzul vadisidir (Foto 45). Başlangıçta 700 m genişliğindeki bir kabul havzası karakterindeki vadi gittikçe daralarak bir asılı vadi ile sonlanır.



Foto 42: Uyluk Tepe'den doğuya Kuruova buzul vadisine bakış.



Foto 43: Kuruova buzul vadisinin daraldığı ve eğiminin arttığı kısım.



Foto 44: Taşkuzluklu buzul vadisine doğudan bakış.

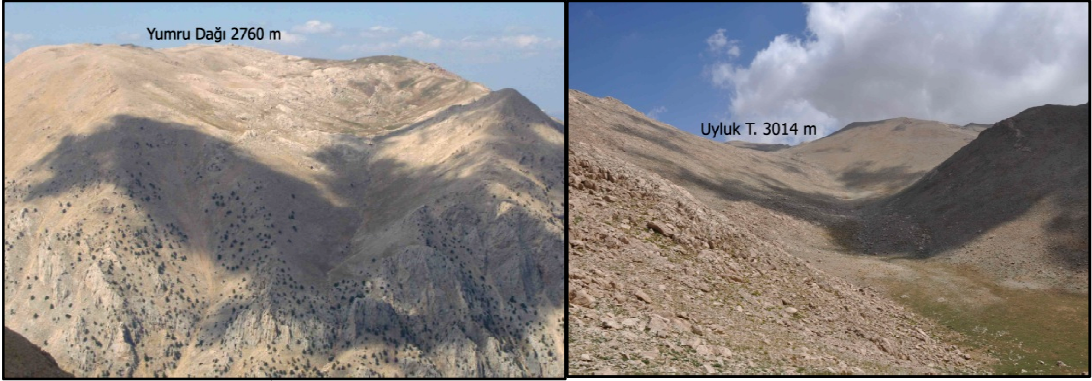


Foto 45: Yumru Dağı güneyindeki buzul vadisi.

Foto 46: Uyluk Tepe güneyindeki buzul vadisi.

Bir diğerk güneye yönelen buzul vadisi ise Uyluk Tepe'nin hemen güneyinden yatık yamaçlı bir sirkle başlayıp Rahat Ovası'na (uvala) doğru 1.5 km "U" şekilli tekne formunu koruyarak karstik bir depresyonda sonlanan Rahat buzul vadisidir (Foto 45).

Yine Akkatsivrisi Tepe kuzeybatısında ve Okatacak Tepe batısında iki küçük buzul vadisi de batıya doğru yatık yamaçlı sirkle başlayıp 500 m kadar batıya doğru tekne karakterini koruyarak devam eder.

4.1.2. Buzul Birikim Şekilleri

Kenarlı, köşeli, farklı boyut ve şekillerdeki anakaya parçaları ile birlikte ince taneli malzemeler, buzul tarafından taşınan yükü oluşturur. Buzulların erimesi ve çekilmesi sırasında buzul tarafından taşınan farklı tane boyutundaki bu malzemeler buzul yatağı tabanında, çevresinde ve/veya önünde depolanarak farklı buzul birikinti şekillerini meydana getirirler. Buzul yüklerinden oluşan bu depoları tabakasız ve tabakalı olmak üzere iki grupta toplamak mümkündür. Buzulun doğrudan ya da dolaylı etkisi ile taşınarak depolanmış malzemelere genel bir ifade ile *Till* adı verilir. (Flint, 1971; Martini, Brookfield, & Sadura, 2001; Bennett & Glasser, 2009; Turoğlu, 2011).

4.1.2.1. Moren Depoları

Çalışma sahasındaki morenler; doğrudan buzullar tarafından taşınan tabakalanmamış buzul depolarıdır. Ortak ve belirli özellikleri tabakalaşmamış olmalarıdır. Morenleri beş grupta toplamak mümkündür. Bunlar; taban morenleri, cephe morenleri, ablasyon morenleri, yan morenleri ve orta morenleridir (Erinç, 1971).

Çalışma sahasında moren depolarını sirklerin önünden başlayarak buzul etkinliğinin son bulduğu alanlara kadar tespit etmek mümkündür. Genel olarak moren türleri ie ie geçmiş halde bulunmakla beraber bazı alanlarda tek bir moren türü geniş alanlarda da gözlenebilmektedir. Çalışma sahasında morenler; sirklerin hemen önünde başlar. Bunlar büyük ölçüde buzullaşmanın son evresine ait depolar olup sahadaki en geenç morenlerdir. Vadinin devamında daha az iri bloklar içeren çakıl, kum ve kill boyutundaki malzemeleri de ihtiva eden taban ve ablasyon morenleri yer

alır. Yine vadinin yamaçlarında yan morenleri de tespit edilmiştir. Vadilerin son bulunduğu kısımlarda ise farklı çekilme seviyeleri barındıran cephe morenleri yer alır.

Karadere Buzul Vadisinde Morenler

Karadere buzul vadisinde Uyluk Tepe batısındaki sirk içinde sirk buzuluna ait iri bloklardan ve kenarlı köşeli malzemelerden oluşan genç morenler yer almaktadır. Sirk duvarının hemen önünde, sirk tabanından (2830 m) başlayan genç morenler ortalama 700 m kadar kuzeye devam eder. İlk 10 metrede düz bir yüzey ile devam eden morenler, sonrasında 10 m kadar bir kot kaybına uğrayarak yüksek eğimli bir yüzey oluşturur. Kuzeye doğru devamında ise morenler düşük eğimli bir yüzeyle devam eder. Bu kot kaybı yaratan eğimli yüzeyin ve önündeki çukurluğun; üzeri kalın yamaç döküntüleriyle kaplı, buzulun çekilmesi esnasında oluşan *kettle* benzeri bir çökme çukuru olduğu düşünülmektedir (Foto 47). Sirk duvarına doğru (güneye) devam eden düze yakın, zaman zaman ters eğimli morenlerin ve güneye devamında uzun yıllar erimeyen (4-5 yıl) buz kütlelerinin varlığı, iri bloklardan oluşan morenlerin altında bir buzulun varlığı ihtimalini kuvvetlendirmektedir. Bu ihtimal üzerine bu alanda yapılan jeofizik çalışmalarında (GPR) alanda buzulu işaret edecek birtakım sonuçlar elde edilmiştir. Belirtilen alanda (Şekil 41) yapılan *Ground-Penetrating Radar* (GPR) ölçümlerinde ve sonrasında elde edilen molozlarla kaplı yüzeyin 1,5-2 m altında, radargram görüntülerdeki dalga boyları dikkate alındığında ince taneli malzeme genliğini veren ortalama 3-3,5 m kalınlığında buzul olarak yorumlanan bir tabakanın varlığı tespit edilmiştir. Ortalama 25 m kadar uzunluğa sahip bu tabakanın altı ise %60'lık bir eğime sahip törpülenmiş bir anakaya yüzeyinin özelliklerini yansıtmaktadır (Şekil 41). Törpülenme yüzeyi üzerindeki dış bükey bombelerin olduğu kesimde, kendi içinde kısmen düşey çatlaklı bir anomali yansıtan bir alan mevcuttur ki buda buzullardaki dikey çatlakları yansıttığı düşünülmektedir.

Uyluk Tepe batısında, kuzeye bakan %80-90 derecelik dik bir duvara sahip (200 m) bir sirkin tabanında (2830 m) duldada ve morenlerin altında kalmış bir buzul kalıntısının varlığı oldukça olasıdır. Bu alanda yüzeyde çıplak halde bulunan ve birkaç yılda bir (sözlü verilere göre 3-4 yıl) eriyen buz kütlelerinde yapılan karotta 1,5 metrelik bir buz kütlesi tespit edilmiş fakat buzula rastlanılmamıştır(Foto 48, 49).



Foto 47:Uyluk Tepe batısındaki sirk in içindeki morenlerde çökme çukuru (Kettle).

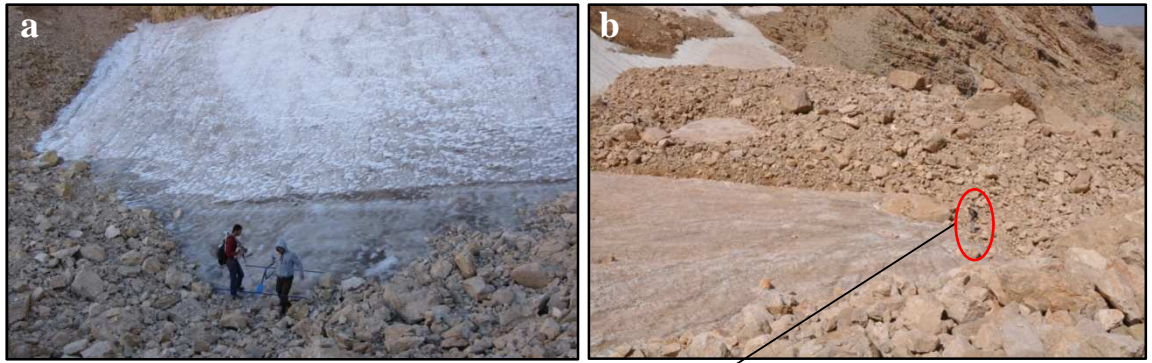
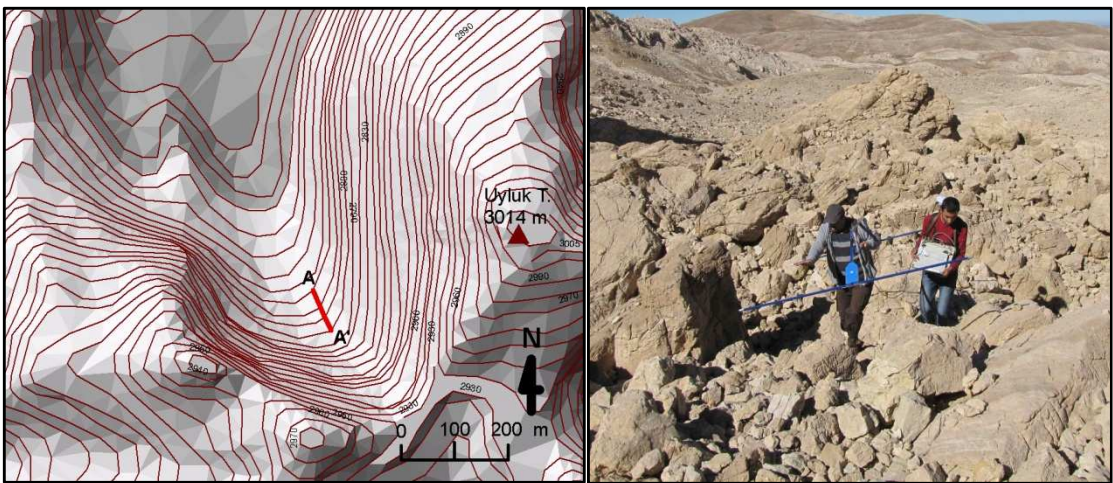
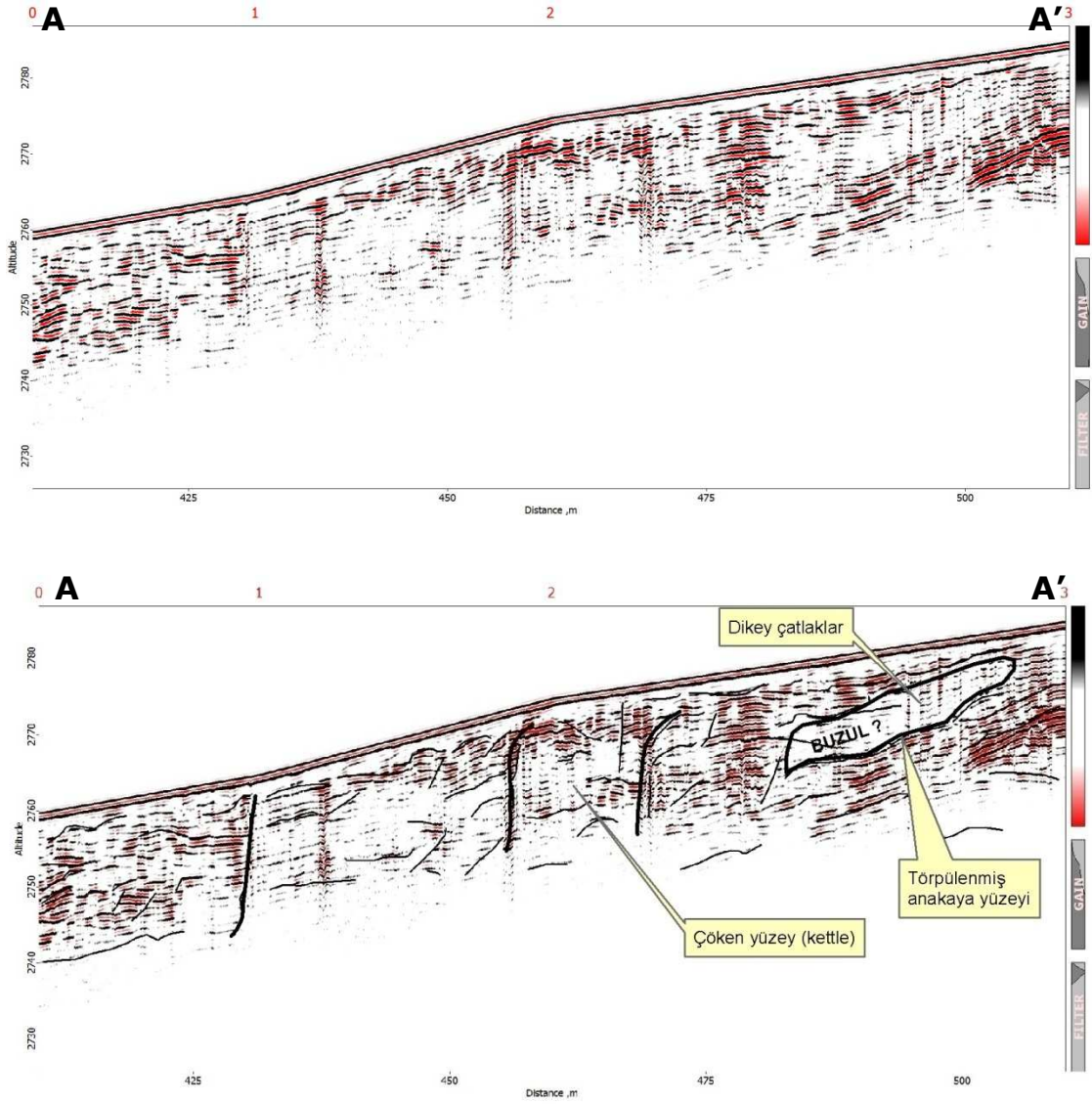


Foto 48: Uyluk Tepe batısındaki sirk tabanında sahadaki en genç morenler ve gerisinde birkaç yıl erimeyen kar ve buz kütlesi a-30.10.2010, b- 06.08.2010.

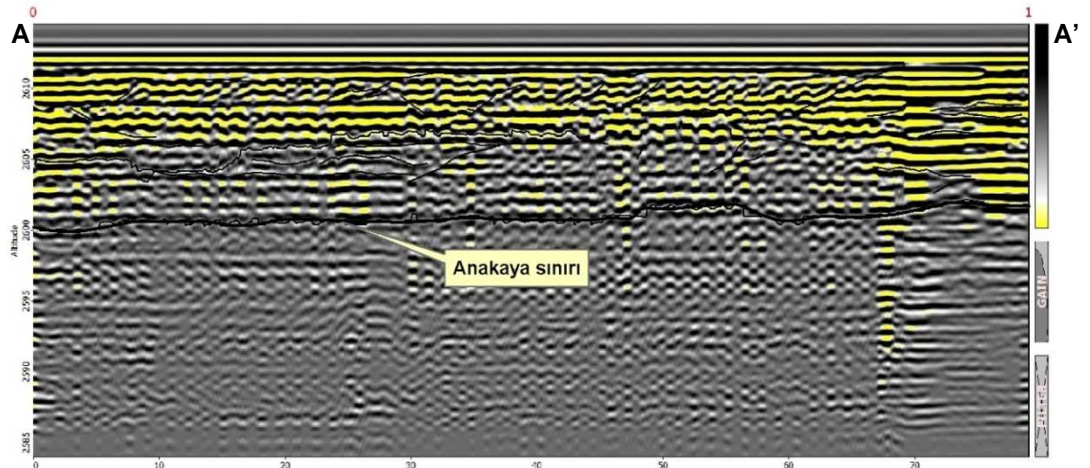


Foto 49: Uyluk Tepe batısındaki sirk tabanındaki buz kütlesinden alınan karot ve farklı dönemlerdeki birikimi yansıtan buz örnekleri.



Şekil 41: Uyluk tepe batısında sirk tabanındaki morenlerde yapılan radargram görüntüleri ve görüntülerin yorumlanmaları.

Karadere buzul vadisindeki diğer sirklerin tabanlarında morenler tespit edilmemiştir. Dik ve yatık yamaçlı sirklerin önünde eğimin azaldığı buzul vadisinin genişlediği 2700-2600 m seviyelerindeki flüvyal süreçlerle biçimlendirilmiş (yüzeyi düzleştirilmiş ve sel karakterli akarsularca yarılmış) taban morenleri yer alır. Bu alanda taban morenleri çakıl, kum ve killi malzemelerden oluşur (Tablo 8). İri blok ve çakıllar içermemesi, ince taneli malzemelerin yoğunluğu ve killerin varlığı bu alandaki malzemenin taban morenlerin altında yer alan ve buzulun tabansal kayma hareketini kolaylaştıran *basal tilli* olarak nitelendirmemize imkan verir. Çayırılı mevkiindeki taban tillerinin kalınlığı yapılan GPR ölçümlerinde ortalama 12 m kadar tespit edilmiştir (Şekil 42). Büyük ölçüde kuvars kumu içeren bu malzeme akarsularca yarılmıştır (Foto 50).



Şekil 42: Çayırılı mevkiindeki taban morenlerindeki radargram görüntüsü.

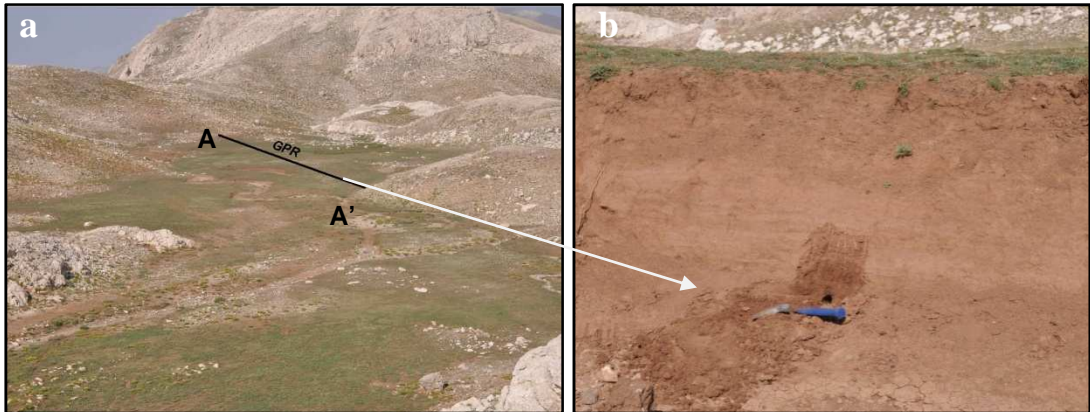


Foto 50: Çayırılı mevkiinde GPR ile ölçüm yapılan saha (a) ve akarsularca yarılmış taban moreninden bir kesit (b).

Taban morenleri, vadinin daraldığı ve eğiminin arttığı alanda (2500-2550 m seviyeleri) vadi içi buzul oyuk ve çukurlarında gözlenmiştir.

Tablo 8: Karadere buzul vadisindeki taban morenlerine ait tekstür analizi.

Örnekler	% kil	% silt	% kum
Taban morenleri (örnek lokasyonu: Çayırılı mevki)	12.67	7.58	79.75
Taban morenleri (örnek lokasyonu: Karadere Yaylası)	39.75	22.17	38.08

Karadere buzul vadisinin genişlediği 2700-2600 m seviyelerinde buzul vadisinin kuzeybatı yamacında büyük ölçüde deforme edilmiş yan morenleri tespit edilmiştir (Foto 51). Buzullaşmanın en şiddetli olduğu dönemin ürünü olduğu düşünülen bu yan morenleri, flüvyal süreçlerle deforme edilmiş ve ilksel şekil özelliklerini büyük ölçüde kaybetmişlerdir. 2 km kadar GB-KD doğrultusunda gözlenen bu yan morenlerinin üst sınırının (2660 m) gerisinde ters eğimler ve buna bağlı düzlük alanlar gözlenmiştir (Foto 52).

Karadere buzul vadinin devamında eğiminin arttığı ve daraldığı alanda kuzeybatı yamaçta 2500 m seviyelerinde de 300 metrelik bir sırt halinde yan morenleri tespit edilmiştir (Foto 53). Bu alanda vadi tabanı 2450 m dolaylarında olduğu göz önünde bulundurulursa bu yan morenlerin, son buzul maksimumdaki buzul kalınlığı hakkında fikir vermesi bakımından önemi büyüktür.

Karadere buzul vadisi, İkizgöl mevkiinde 2330 m seviyelerinde oldukça geniş bir alanda taban morenleri ve cephe morenleriyle son bulur. Bu alanda taban, cephe ve yan morenleri iç içe geçmiş durumdadır. Ayrıca bu alanda cephe morenlerin gerisinde oluşan dil çanağında buzulönü gölleri (İkizgöl) yer alır.

İkizgöl mevkiinde cephe ve taban morenleri, çatallanarak iki farklı vadiyi takip ederek sonlanır. Morenler bu alanda KKD'ya Taşkuzluklu buzul vadisine ve D'ya Subaşı yaylasına olmak üzere iki farklı yönde gelişim gösterip sonlanmışlardır (Şekil 43). Morenlerin sonlandıkları noktalarda ortalama 10 m yükseklikteki nihai morenler yer alır. Doğuya yönelen nihai morenlerin yükseltileri daha fazla olup, bu alandaki nihai moren sırtları deforme olmamışlardır. Taşkuzluklu buzul vadisine yönelen nihai morenler 1.5 km sonra bir glasiyal eşiğin üstünde 2240 metrelerde saçak buzulu karakterinde sonlanır. Bu alandaki nihai morenler akarsularca yarılmış ve büyük

ölçüde deforme edilmişlerdir. Bu nihai morenleri yaran akarsular, eşğin önünde 2030 m seviyelerinde küçük bir sandur oluşumuna imkan tanımıştır.

Karadere yaylasındaki cephe morenlerinde, nihai morenlerin gerisinde üç sıra halinde çekilme morenleri tespit edilmiştir. KKD'ya yönelen çekilme morenleri akarsularca yarılmışken D'ya yönelen çekilme morenlerinde deformasyon gözlenmemiştir (Şekil 43).



Foto 51: Karadere buzul vadisi KB yamacındaki yan morenlere GD'dan (Uyluk Tepe'den) bakış.

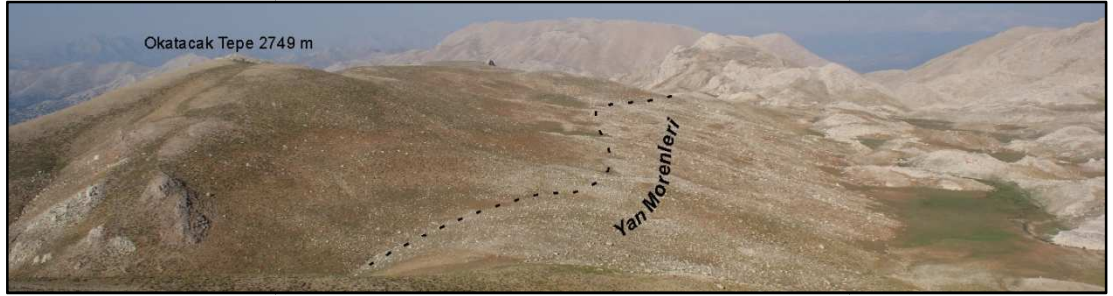


Foto 52: Karadere buzul vadisi KB yamacındaki yan morenlerin enine profiline GB'dan bakış.

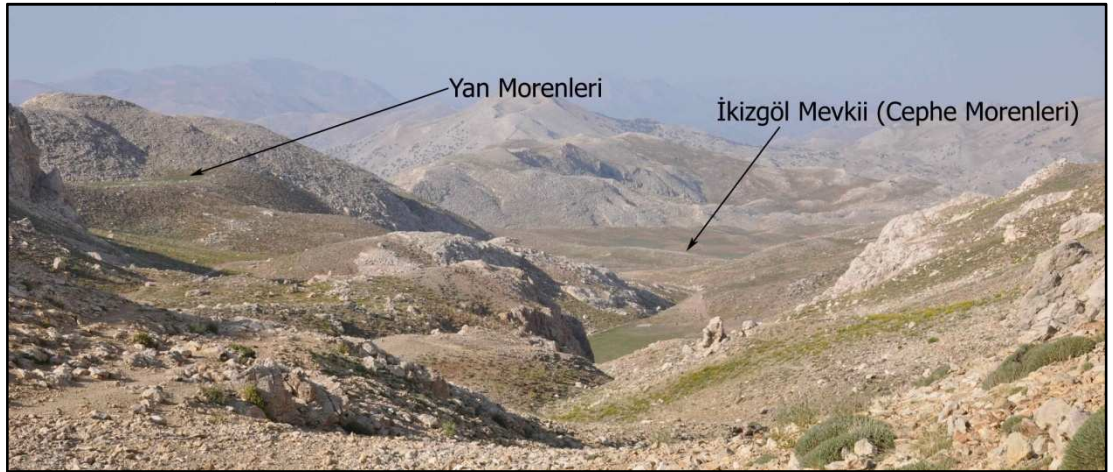
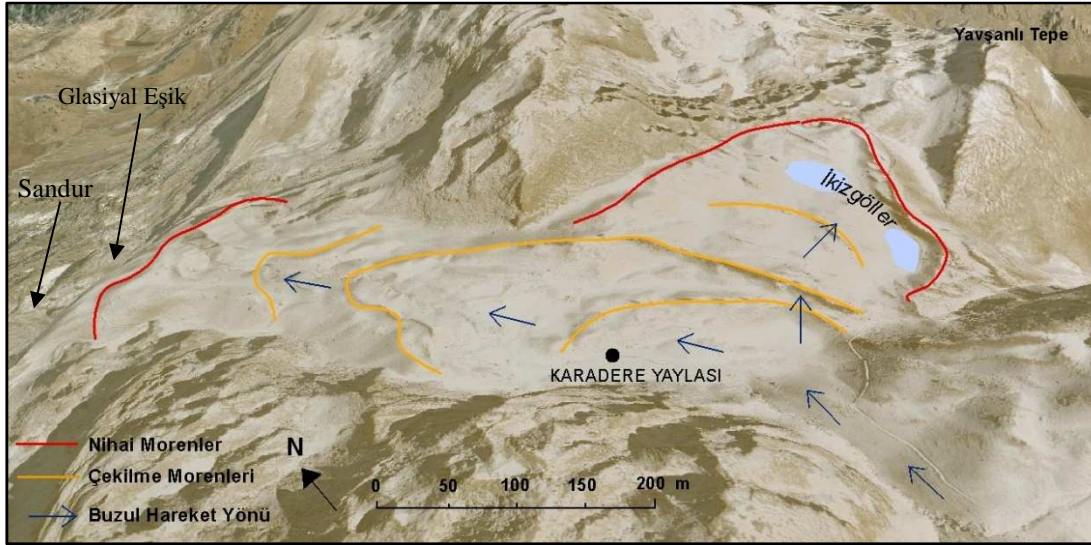


Foto 53: Karadere buzul vadisinin daraldığı alanda vadinin KD yamacında 2500 m seviyelerindeki yan morenleri.



Şekil 43: Karadere buzul vadisinin sonlandığı İkizgöl mevkiinde nihai ve çekilme morenleri.

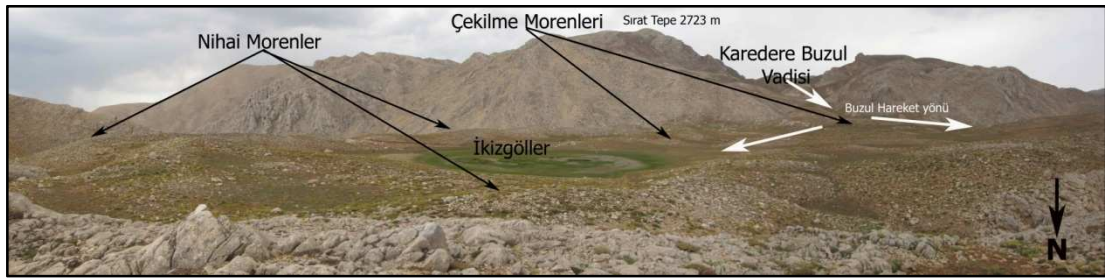


Foto 54: Karadere buzul vadisinin doğuya yöneldiği İkizgöl mevkiinde dil çanağı içindeki İkizgöller ve cephe morenleri (nihani ve çekilme).

Kuruova Buzul Vadisinde Morenler

Kuruova buzul vadisinde morenler; Uyluk Tepe ve Göklensivrisi Tepe doğusundaki sirklerin önündeki genç cephe morenleriyle başlar. Uyluk Tepe doğusundaki dik duvarlı sirklerin önündeki morenler iri bloklardan ve kenarlı köşeli malzemelerden oluşurlar. Bu sirk önünde 30 m yüksekliğinde bir cephe moreni yer alır. Sirk tabanına ters eğimli bir yamaca sahip bu deponun batı yamacı sonraki glasiyal ve flüvyal etkinlikle yarılmış durumdadır. Bu deponun sirk tarafına doğru olan kısmındaki çukurlukta (2775 m) relikt kaya buzulları tespit edilmiştir. Bu deponun devamında törpülenmiş bir glasiyal eşikten sonra 2600 m seviyelerinde bir cephe morenine geçilir. Yüzeyi düz kenarlı oldukça dik bir dış bükey bir koniyi andıran bu moren deposu 2530 m seviyelerinde taban morenleriyle iç içe girer (Foto 55).

Yine Uyluk Tepe güneydoğusundaki sirkin tabanında genç morenler tespit edilmiştir. Bu sirkin tabanındaki morenler 1 km kadar doğuya devam ederek aynı buzul vadisi ünitesinin güney yamacında gelişen bir diğer sirkin önünde kalın bir örtü oluşturarak bu sirkin tabanında bir moren set gölünün (Büyük Karagöl) oluşmasına imkan vermiştir. Bu kavşak noktasından sonra cephe morenleri 70 metrelik bir eşikle 2550 m seviyelerindeki taban morenleriyle birleşirler (Foto 56).

Göklensivrisi Tepe doğusundaki yatık yamaçlı sirkler önünde, genç cephe morenleri gelişmiştir. Bu morenler ancak 200-300 m ilerleyerek eski karstik depresyonların tabanında taban morenleriyle iç içe geçerek sonlanmaktadır. Genellikle cephe morenleri olarak gözlenen bu genç morenlerin çekilme izlerini depresyon tabanlarında net bir şekilde görmek mümkündür.

Uyluk Tepe kuzeyinde Elifeyreği Tepe doğusunda gelişen sirk önünde Taşlı Dere tabanına kadar (2460 m) gelişmiş relikt kaya buzları tespit edilmiştir. 500 m kadar kuzeye ilerlemiş bu deponun yüzeyinin ters eğimler içeren oldukça dalgalı bir yapıya sahip olduğu gözlenmiştir.

Kuruoava buzul vadisinde taban moren depoları hem çalışma sahasında hem de Türkiye'deki benzer örneklerinden çok daha geniş yayılım alanına ve kalınlılara ulaşmaktadır. Bunda son buzullaşma öncesi gelişen geniş karstik depresyonların etkisi oldukça büyüktür. Bu nedenle bu bahis son bölümde irdelenecektir.

Kuruova buzul vadisinin kuzeye devamında Göllü Tepe batısında vadinin daraldığı kesimde morenler glasiyal bir eşikle kesintiye uğrar. Bu eşik üzerinde cephe morenleri tespit edilmiştir. Glasiyal eşikten sonra tekne karakteri kazanan ve eğimi artan vadi içinde moren depolarına 1.5 km kadar rastlanılmamaktadır (Foto 57).

Kuruova buzul vadisinin sonunda çalışma sahasının en büyük (800 m²) ve en tipik cephe moreni deposu mevcuttur. Birkaç kademe halinde çekilme sırtlarının gözlemlendiği çekilme morenin gerisinde bir dil çanağı yer alır. Son çekilme moreni sırtı dahil tüm moren sırtları Çayırılı Deresi tarafından ortalama 10 m kadar yarılmıştır.

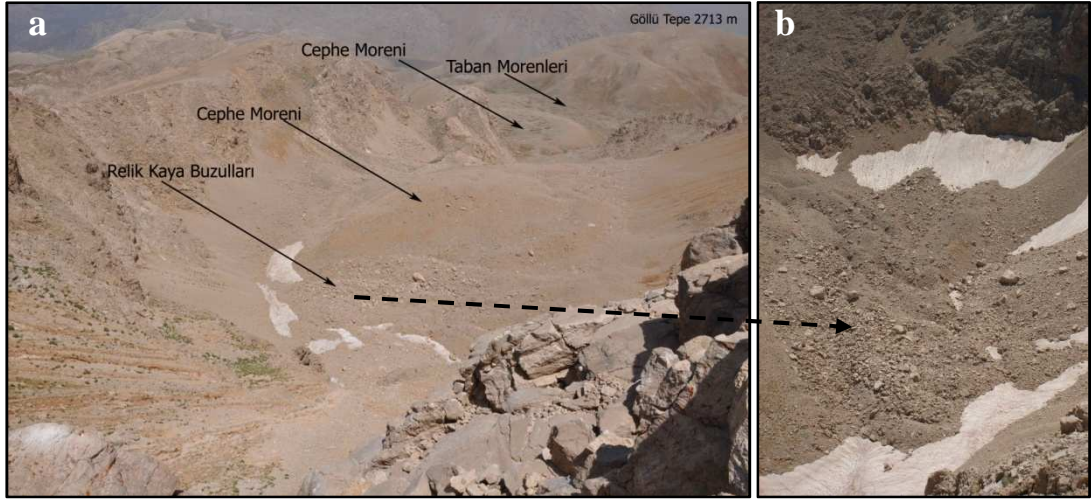


Foto 55: Uyluk Tepe kuzeydoğusundaki sirk içinde ve buzul vadisinin devamında cephe morenleri, taban morenleri (a) ve sirk tabanında reliq kaya buzulları (b).

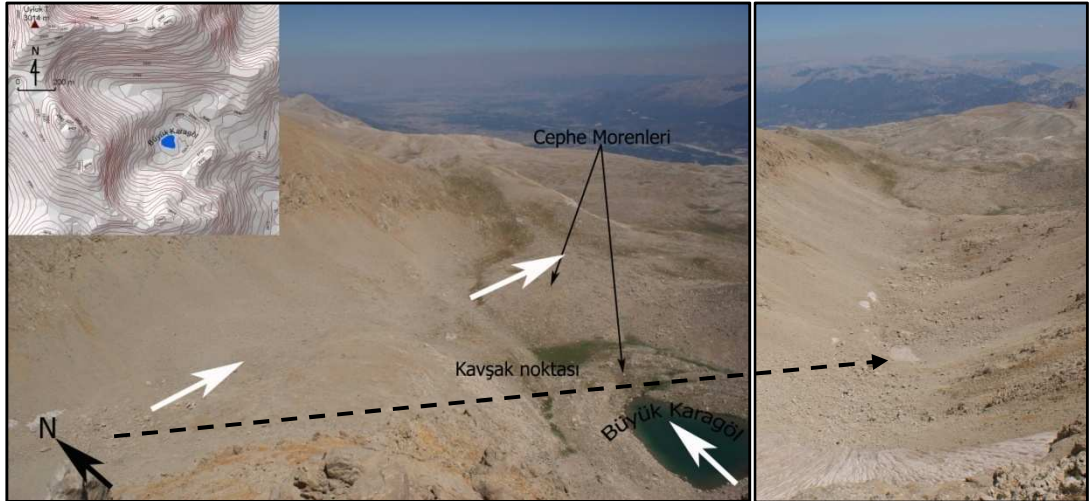


Foto 56: Uyluk Tepe güneydoğusunda iki sirkın birleşme noktasında gelişen moren setti gölü (Büyük Karagöl) (Beyaz oklar buzul hareket yönünü göstermektedir).



Foto 57: Kuruova buzul vadisinin daraldığı kısımdaaki glasiyal eşik ve çekilme morenleri

Bu güncel flüvyal etkinlik henüz dil çanağı tabanındaki düz ovalık alanı deforme etmediği tespit edilmiştir. Bu alandaki cephe moreninin 1990 m seviyesinde, Dörtpınar Çeşmesi mevkiinde sonlandığı tespit edilmiştir. Bu nokta aynı zamanda çalışma sahasındaki morenlerin en alt sınırını teşkil eder.

Şubaşı Yaylasının içinde bulunduğu düzlük ise cephe morenlerinin Şuçıkan Deresi vadisini tıkayarak gerisinde oluşturduğu moren setti gölünün zamanla akarsularca getirilen alüvyal malzemelerle dolmasıyla oluşan bir düzlüktür (Foto 57).

Şubaşı Yaylasının içinde bulunduğu düzlüğün kuzey, doğu ve batı kısımları kireçtaşlarıyla çevrili iken bu düzlüğün güneyi kalın moren depolarıyla kuşatılmış durumdadır. Aynı zamanda iki deresinin kavşak noktası olan bu alanda akarsular düşük eğim değerlerine bağlı olarak menderesler çizerek akış gösterir. Bu akış moren deposunu yarıldığı alandan sonra hızlanır. Yine Kuruova Yaylasının içinde bulunduğu düzlük ise tamamen morenlerle çevrili bir dil çanağıdır. Bu alanın çevresinde anakaya ile temas noktası yoktur.

Taşkuzluklu Buzul Vadisindeki Morenler

Taşkuzluklu vadisi buzul vadisi içindeki moren depolarına daha çok vadinin sonlandığı kısmında rastlanılmaktadır. Vadinin başlangıç kısmındaki yatık yamaçlı sirklerin önünde ve devamında eğimin arttığı, vadinin daraldığı kısımlarda glasiyal oyukların tabanında ince taneli malzemelerin ve killerden oluşan basal tillere rastlanılmıştır.

Taşkuzluklu buzul vadisinin diğer iki buzul vadisine oranla buzullaşmadan daha az etkilenmesine rağmen vadi sonundaki cephe morenleri oldukça geniş alanları kapsamaktadır. Belirgin nihai ve çekilme morenleri gözlemlendiği gibi cephe moreni gerisinde birde dil çanağı mevcuttur. Taşkuzluklu buzul vadisinde nihai morenlerin alt sınırı 2100 m seviyelerine kadar indiği tespit edilmiştir. Bu alandaki cephe morenleri akarsularca derince yarılmış durumdadır. Bu yarıma yer yer 30 metreyi bulmaktadır.

Karadere, Kuruova ve Taşkuzluklu buzul vadileri dışındaki buzul vadilerinde belirgin moren depolarına rastlanılmamıştır. Sadece Yumru Dağı güneyinde gelişen sirk tabanında çok fazla alan kaplamayan taban tillerine rastlanılmıştır.

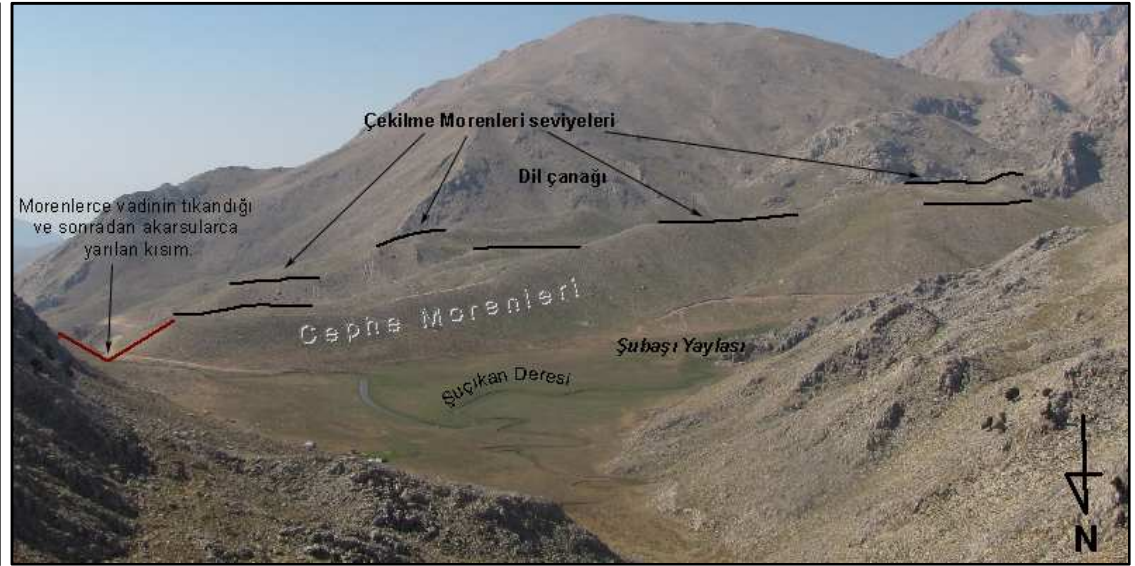
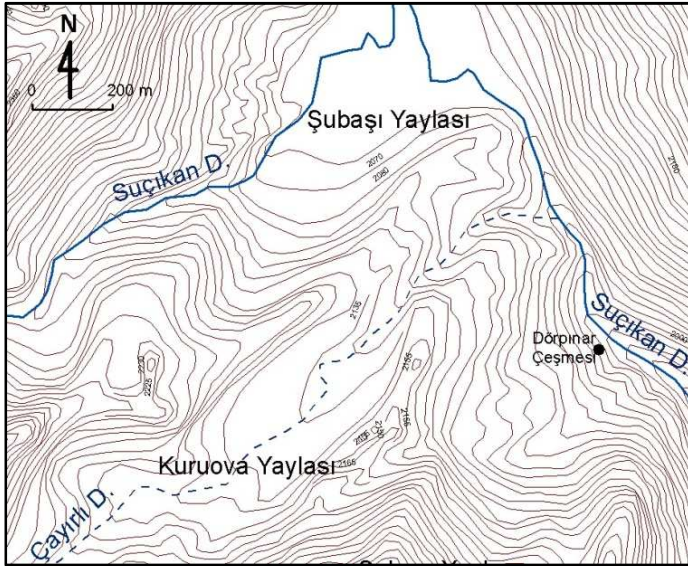


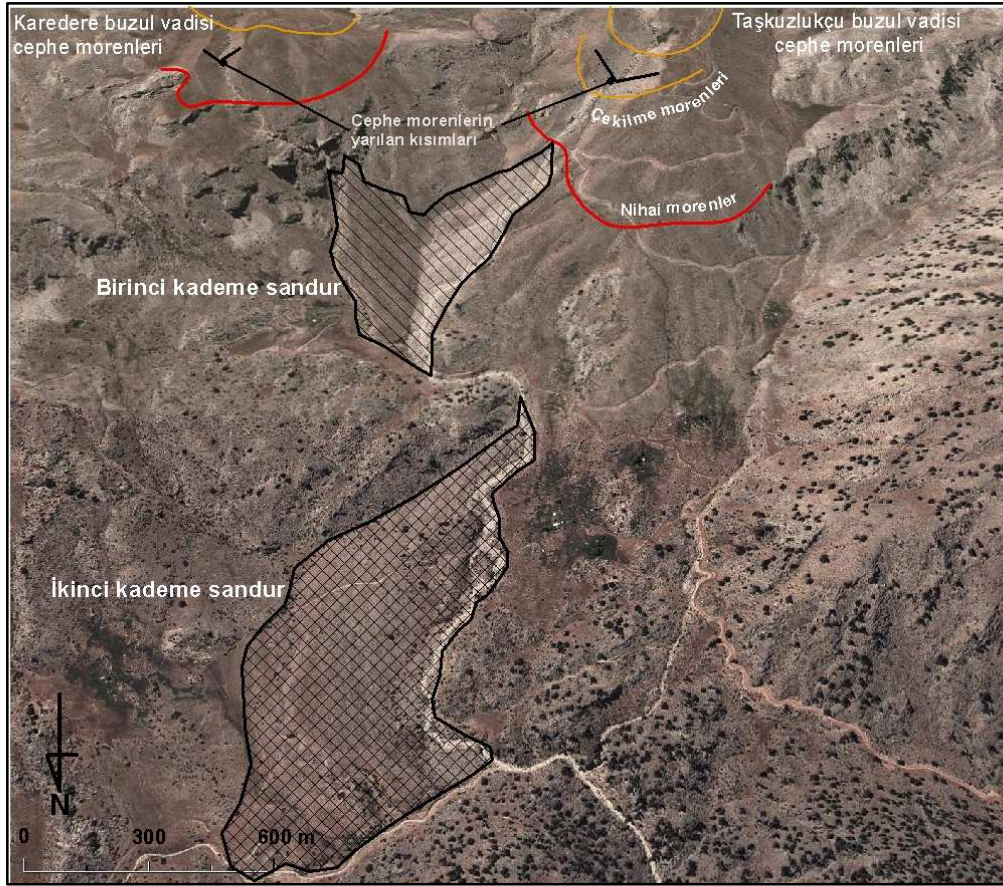
Foto 58: Kuruova buzul vadisinin sonlandığı kesimdeki cephe morenleri (nihai, çekilme) ve moren setti gölünün dolmasıyla oluşan düzlük alan.

4.1.2.2. Sandurlar

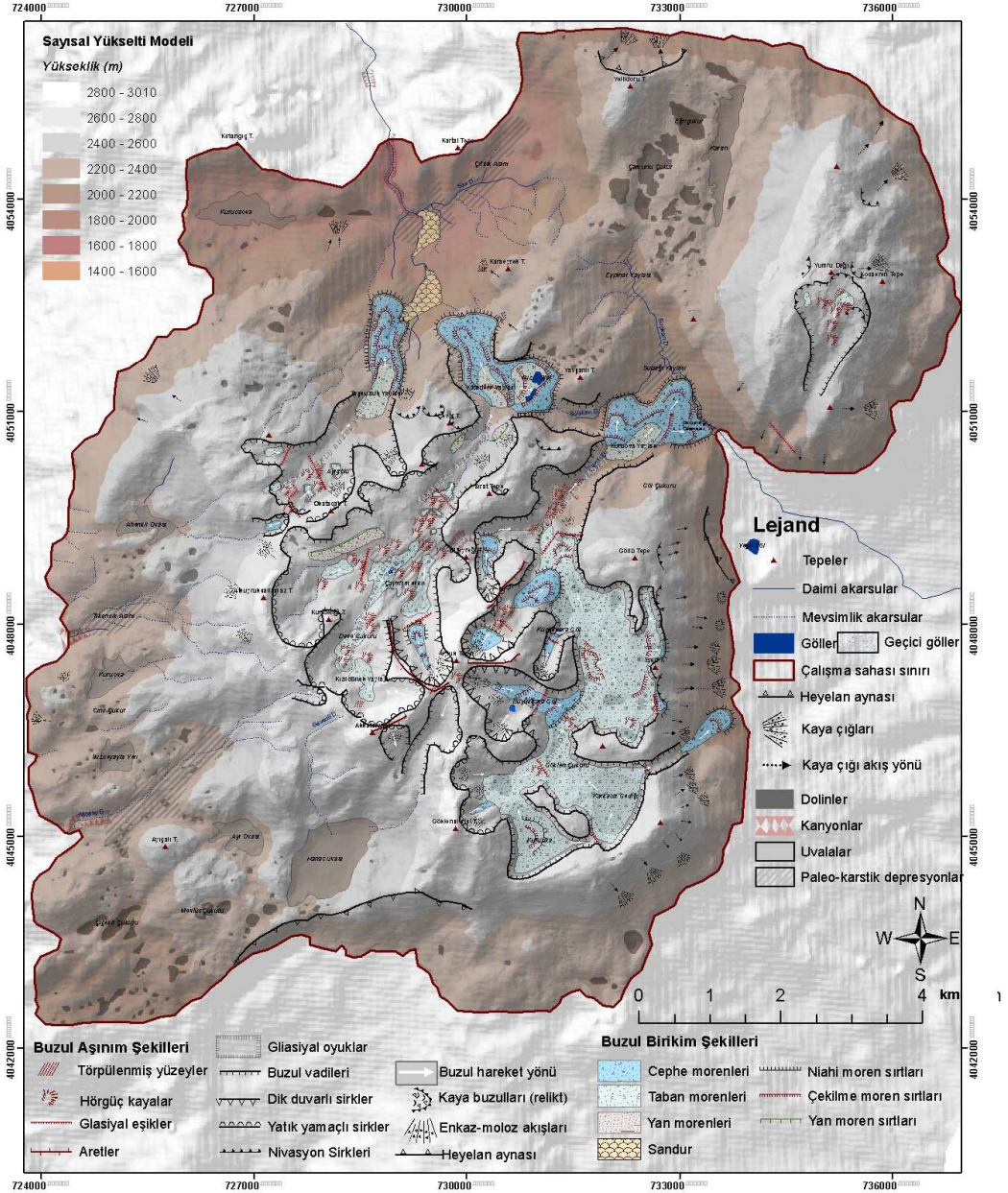
Çalışma sahasında tespit edilen tek sandur, Taşkuzluklu buzul vadisindeki nihai morenlerin bitiminde oluşmuştur. Bu alandaki sandura Karadere buzul vadisinin İkizgöl mevkiinde kuzeye yönelen kolundaki nihai morenleri yaran akarsularca da malzeme taşınmıştır.

Morenlerin sonlandığı kısımda akarsuyun örgülü mecra karakterinde akış gösterdiği iki kademeli bir sandur oluşumu gözlenmektedir. Birinci kademe sandur 2050 metrelerde başlar ve bir birinci yelpazesi şeklinde 1950 m seviyelerinde sonlanır (Harita 4). Ortalama eğimi % 20 kadardır. Kum, silt, kil gibi ince taneli malzemelerin yanında yarılan cephe morenleri içinden taşınan daha iri malzemeler de bu sandur deposu içinde gözlenmiştir. Bu alanda sandur karadere buzul vadisinin saçak buzulu şeklinde sonlandığı kesimi yaran akarsuların oluşturduğu sandurla birleşik haldedir. Her iki buzul vadisindeki morenleri yaran akarsuların birleştiği noktadan sonra ikinci sandur oluşumu gözlenmiştir. Bu sandur 1890 metrelerden başlayıp 1810 metrelerde bir kanyonla sonlandırılır. İkinci kademede ince taneli malzemelerin oranı daha yüksek olup ortalama % 5-10 eğimle daha yatık bir görünümde (Şekil 44).

Bu alanda sandur oluşmasında, sandurun geliştiği alanın flüvyo-karstik bir depresyon olmasının önemi büyüktür. Diğer buzul vadilerinin sonladığı kısımlarda flüvyal vadiler oldukça dar ve derin geliştiklerinden, bu alanlarda buzul önü birikintileri kolaylıkla akarsularca taşınmakta ve bir birikim mümkün olmamaktadır. Fakat Taşkuzluklu buzul vadisin sonladığı kısımda flüvyo-karstik depresyonun düşük eğimli yamaçları sandur oluşumuna uygun bir topografya sunmuştur.



Şekil 44: Taşkuzluklu buzul vadisinin sonlandığı kısımda iki kademe halinde gelişen sandur.



Harita 4: Çalışma Sahasının Buzul Jeomorfolojisi Haritası

Harita 4: Çalışma sahasının Buzul Jeomorfolojisi Haritası.

5. KARST - BUZUL POLİJENİK JEOMORFOLOJİSİ

Akdağ Kütlesi'nin jeomorfolojik görünümünde birden fazla etken ve sürecin rolü olmuştur. Bu süreçlerin başında karst, buzul, tektonik ve flüvyal gelmektedir. Özellikle 2000 m ve üzerindeki sahalarda karst ve buzul jeomorfolojine ait şekiller iç içe geçmiş halde görünürler. Bunda Kuaterner'deki iklim değişimlerinin rolü oldukça fazladır.

Akdağ Kütlesi'nin içinde bulunduğu Batı Torosların Oligosen kara haline geçmesiyle bölgede karstlaşma başlamış ve buzullaşmanın etkili olduğu zamanlarda kesintiye uğrayarak ve Holosen'de tekrar canlanarak günümüze kadar gelmiştir. Akdağ Kütlesi'nin 2000 m ve üzerindeki alanları kapsayan çalışma sahası Batı Toroslar'da bu kesintinin en belirgin olarak gözlendiği alanlardan biridir. Çalışma sahasında, Kuaterner'de meydana gelen iklim değişikliklerinde soğuk dönemler ile sıcak dönemler birbirini ardalanmalı olarak takip etmiştir. Soğuk dönemlerde çalışma sahasında buzul jeomorfolojisinin oluşum ve gelişimi artarken, sıcak dönemlerde karstlaşma ön plana geçmiştir. Ayrıca soğuk dönemin sonlarına doğru buzulların çekilmesine bağlı olarak buzulönü sahalarda CO₂ zengin buzul erime suları, karstlaşmayı canlandırmıştır.

Karstlaşma ve buzul etkinliğinin ortak ürünü yüzey şekilleri; *Glasiyokarst*, *Alpin Karst*, *Glaciated Karst (öncen buzullaşmış karst)*, *Glacierized Karst (günümüzde buzullarla kaplı karst sahaları)* olarak ta adlandırılır. Ayrıca güncel buzulların yüzeyinde oluşan erime şekilleri karstik şekillerle benzediği için *Glasiyal Karst (Buzul Karstı)* ya da *Termo Karst*, *Cryokarst* olarak isimlendirilirler (Smart, 2004a, 2004b).

Çalışma sahasında, karst-buzul ilişkisini ortaya koymak için önce yerel tektonik, iklimik ve karstik özellikler göz önüne alınarak çalışma sahasına yakın diğer buzullaşmaya uğramış dağlık sahalardan karşılaştırmaya gidilecektir. Ayrıca paleotopografya şartları da ortaya konarak, jeomorfolojik gelişim açıklanmaya çalışılacaktır. Karst-buzul ilişkisi şekilsel olarak ele alınarak buzullaşma öncesi karstlaşmanın buzul şekillerinin gelişime etkisi değerlendirildiği gibi buzullaşma

sırasında ve sonrasında buzul etkinliğinin karstik gelişme etkileri de ortaya konmaya çalışılacaktır.

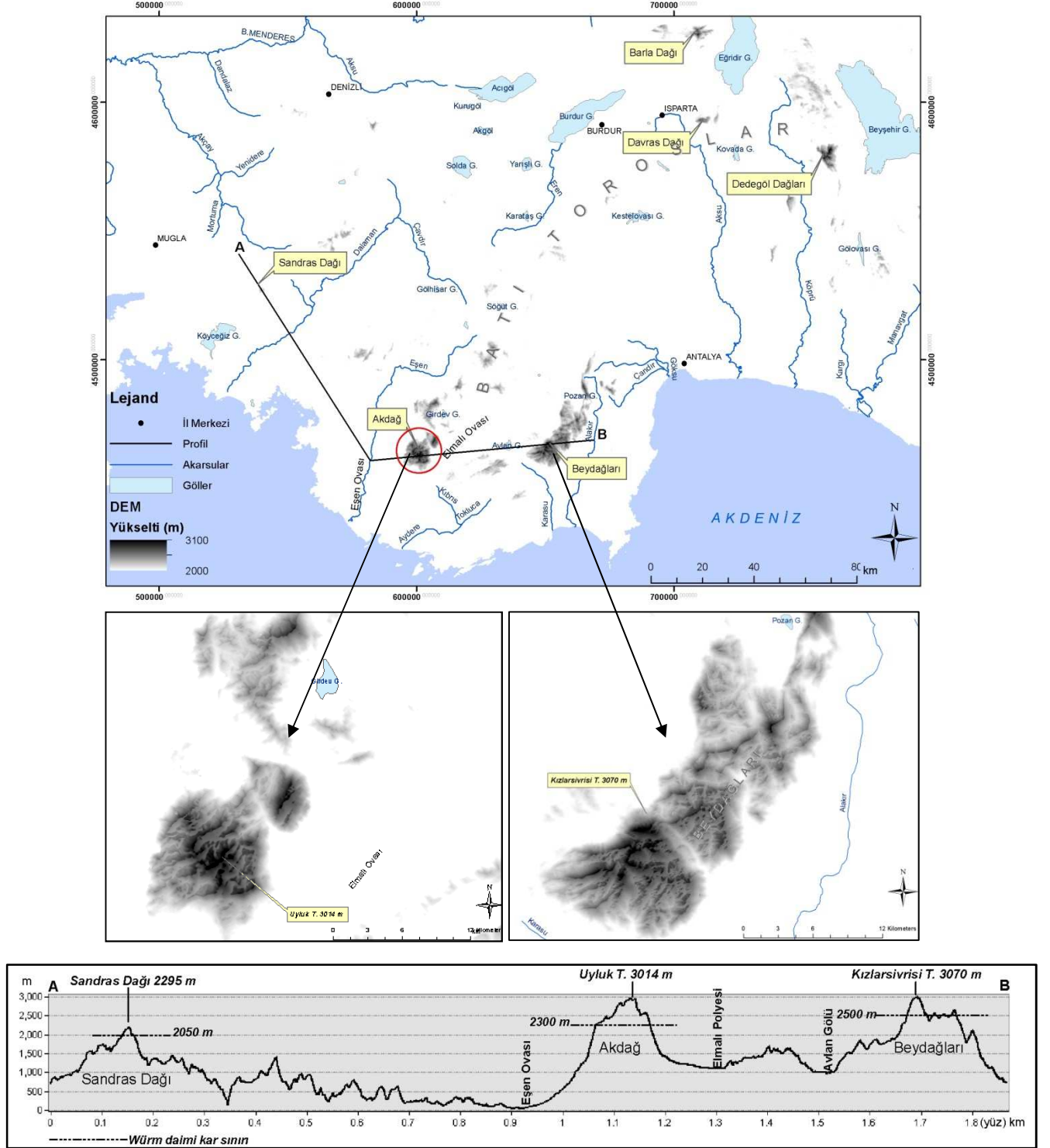
5.1. Batı Toroslarda Pleistosen Buzullaşma Alanları

Akdağ; Beydağları, Davras Dağı, Barla Dağı, Dedegöl Dağları ve Sandras Dağı gibi Batı Toroslarda Pleistosen buzlaşmasına maruz kalmış birkaç dağdan biridir (Onde, 1952; Ardos, 1974-1977; Ardos, 1977; Kurter & Sungur, 1991; Doğu, 1993; Doğu, Çiçek, Tunçel, & Gürgen, 1999a; Çiner, 2003; Sarıkaya, Çiner, & Zreda, 2011). Bu dağlık alanlardan Sandras Dağı hariç diğer kütleler büyük ölçüde litolojik olarak kireçtaşlarından oluşur. Fakat içlerinde en fazla buzul şekillerinin gözlemlendiği kütle Akdağ'dır. Bunda yükselti, karasallık, iklim gibi faktörlerin yanında litostratigrafik koşulların da etkisi oldukça belirgindir.

Davras Dağı, Barla Dağı ve Dedegöl Dağları; Akdağ'a göre daha kuzeyde yer alırlar. Bunun sonucunda da daha az güneş radyasyonuna maruz kalırlar. Ayrıca denizden daha uzak olduklarından karasal şartların etkisi bu alanlarda daha belirgindir. Bu nedenle coğrafi ortamları Akdağ ile çok fazla benzer değildir. Beydağları ve Sandras Dağı ise Akdağ ile benzer coğrafi koşullara sahiptirler. Üç dağda denizel etkilere açıktır. Sandras Dağı, Akdağ gibi Akdeniz üzerinden gelen nemli GB sektörlü (Lodos) hava kütlelerine açıktır (Bkz bölüm 1.2.). Bu özelliği ile Sandras Dağı 2295 m yükseltiye sahip olmasına rağmen Pleistosen'de buzullaşmış (Würm daimi kar sınırı 2050 m) ve bunun sonucu olarak dağın kuzeydoğu yamacında birkaç cephe moreni gelişme imkanı bulmuştur (Messerli, 1967; Doğu, 1993). Sandras'ta buzullaşma, Akdağ'da olduğu gibi iklim etkisi belirleyici olsa da litolojik özellikleri farklılık gösterir. Sandras Dağı büyük ölçüde Mesezoik mağmatik kayalardan oluşur. Bu özelliği ile Sandras'taki buzullaşma, Akdağ'daki polijenik jeomorfolojik gelişimle benzerlik göstermez (Şekil 45).

Beydağları, Batı Toroslarda, fiziki coğrafya özellikleri bakımından (yükselti, litoloji, enlem, iklim ve denizellik-karasallık) Akdağ'a en fazla benzerliği olan dağdır. Akdağ, Teke yarımadasının batısında, Beydağları ise doğusundaki büyük kütleler olarak karşımıza çıkar. İki dağda 3000 m üzerinde zirveye sahiptir (Beydağları zirvesi; Kızlarsivrisi T. 3070 m., Akdağ zirvesi; Uyluk T.3014 m). Beydağları 2500

m seviyelerindeki plato üzerinde birkaç piramidal zirve barındırırken, Akdağ aynı seviye üzerinde çok sayıda zirve barındıran yüksek bir plato görünümündedir (Şekil 45).



Şekil 45: Batı Toroslarda 2000 m üzerindeki Pleistosen buzullaşmasından etkilenmiş dağlar ve Sandras, Akdağ ve Beydağları'nın profili.

Akdağ ile Beydağları aynı enlemde benzer yükselti değerlerine sahip olup yerel iklim şartlarından benzer ölçüde etkilenirler. Teke yarımadası üç tarafı denizlerle çevrili bir yapısı gereği denizel etkilere son derece açıktır. Fakat dağların denizin hemen sonrasında başlaması ve 3000 metreye kadar ulaşması orografik yağışlara sebep olduğu gibi yağışların çoğunlukla dağların denize dönük yamaçları ile bu dağlarla kıyı arasında bulunan geniş veya dar kıyı ovaları alır (Tablo 9). Bu özelliği ile Akdağ ve Beydağları'nın denize dönük yamaçları, diğer yamaçlarına oranla daha fazla yağış alır. Bu yağışlar çok büyük oranda ekim-nisan ayları arasında olup dağların yüksek kesimlerinde (2000 m üzeri) de kar şeklinde düşer. Pleistosen'deki iklim şartlarının da benzer yerel özelliklerinden etkilendiği göz önüne alınırsa buzul dönemlerinde her iki dağ da iyi beslenmiş olmalıdır.

Tablo 9: Teke yarımadasındaki meteoroloji istasyonlarına ait yıllık yağış ortalamaları (1980-2000)

	AYLAR (mm)												Yıllık Ort. Yağış (mm)
	10	11	12	01	02	03	04	05	06	07	08	09	
Antalya	77.4	179.4	241.3	195.5	138.8	117.1	52.8	29.9	9.2	2.9	6.3	12.9	1063.5
Demre	61.8	125.3	182.5	127.1	113.3	95.6	43.8	16.1	7.7	0.9	14.7	6.2	795.0
Kaş	54.8	105.8	160.0	125.2	110.8	102.2	47.8	16.7	14.3	1.7	0.1	11.6	751.0
Korkuteli	22.4	38.2	45.0	48.8	37.6	42.7	36.4	37.9	19.5	9.9	9.0	6.9	354.3
Elmalı	26.9	52.6	73.3	71.1	54.6	59.5	32.0	28.8	25.5	10.8	10.8	5.0	450.9
Finike	47.4	133.1	194.2	182.0	134.8	98.3	44.9	20.7	9.5	4.6	8.1	5.0	882.6
Fethiye	60.3	128.7	181.5	162.3	118.	83.7	52.1	24.3	3.0	1.0	0.5	11.4	826.8

Aynı enlemde yer alan Akdağ ve Beydağları, benzer yükselti ve iklim özelliklerine sahip olmalarına rağmen, Pleistosen buzullaşması ve bunun ürünü olan buzul jeomorfolojisine ait şekillerin boyutu ve alansal dağılışı bakımından ciddi farklılıklar içermektedir. Bunda etkili olan faktör büyük ölçüde lito-stratigrafik yapıdır.

Akdağ ve Beydağları litolojik olarak büyük ölçüde kireçtaşlarından oluşur. Beydağları kütle olarak; Beydağı otoktonuna ait Üst Kretase yaşlı neritik kireçtaşlarından oluşurken, Akdağ'da; Likya (Teke) Naplarına bağlı olarak kayaç

birimlerinin yapısı oldukça karmaşık hale gelmiş olsa da Jura-Kretase kireçtaşları geniş yer tutar (Şenel, 1997). Her iki dağdaki kireçtaşları birimleri karstlaşmaya uygundur ve bu dağlar üzerinde karstik erime şekillerine sıklıkla rastlanılır. Fakat Beydağları kalın bir kireçtaşı istifinden oluşmasından dolayı derinlik karstı ön plana geçmiştir. İçersinde dik eğimli pramidal zirveler barındıran yüksek plato yüzeyinde çok sayıda dolin mevcuttur. Bu dolinler dikine gelişen karstik drenajın başlangıç noktalarına takabül eder. Yatay karstlaşma gelişmediğinden dolinlerin birleşmesiyle oluşan uvalalar yok gibidir. Bu karst platosu büyük oranda güneydoğuya eğimli olması ve kuzey yamaçlarının son derece dik olması nedeniyle Pleistosen'de bu alanda buzullaşma beklenen oranda gelişmemiştir. Yapılan arazi gözlemlerinde Kızlarsivrisi Tepenin dik kuzey yamaçlarında belirgin olamayan sirkler ve bunların önünde büyük ölçüde deforme edilmiş cephe morenleri tespit edilmiştir. Yine Kızlarsivrisi Tepenin kuzeydoğusunda platonun kuzey yamaçlarında birkaç sirk gelişme imkanı bulmuş ve bu sirklerin önünde relikt kaya buzulları tespit edilmiştir. Kızlarsivrisi Tepenin güneyindeki yüksek plato yüzeyinde belirgin bir sirkle başlamayan doğu, güneydoğu, güney ve güneybatı yönünde gelişmiş, asılı vadilerle sonlanan ve büyük ölçüde deforme edilmiş tekne vadi formları da mevcuttur.

Pleistosen buzullaşması bakımından Akdağ'ı Beydağlarından farklı kılan, Akdağ Kütlesi'ni yaratan naplaşma hareketleri ve buna bağlı gelişen lito-stratigrafik yapıdır. Bu yapının buzullaşmaya ve karstlaşmaya etkisi ileriki bölümlerde irdelenecektir.

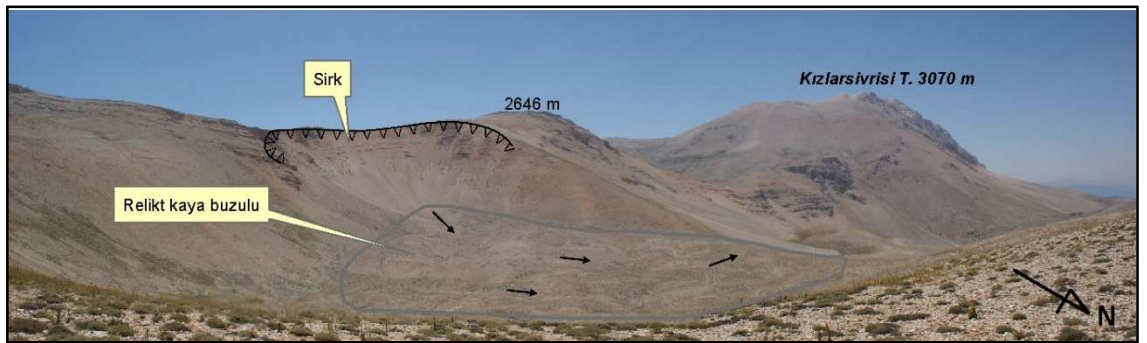


Foto 59: Beydağlarının kuzey yamaçlarında gelişen sirk ve önündeki relikt kaya buzulu.

5.2. Akdağ Kütlesi'nin Glasiyo-Karstik Paleotopografyası

Akdağ Kütlesi, Kuaterner boyunca (2.6 milyon yıl¹) birçok kez buzullaşmaya maruz kaldığı gibi buzul arası dönemlerde de sıcak iklim şartlarının etkisi altında kalmıştır. Bu iklim değişimleri sonucunda Akdağ Kütlesi'nde farklı dönemlerde farklı morfolojik etken ve süreçlerin etkisi görünmüştür. Soğuk dönemlerde buzullarla kaplanan alanlarda buzullaşmaya bağlı şekiller oluşurken buzul arası dönemlerde karstlaşma canlanmış ve birçok karstik şekil gelişme imkanı bulmuştur. Bu bölümde elde olan veriler ışığında özellikle Kuaterner'deki bu morfolojik döngü genel hatlarıyla ortaya konmaya çalışılacaktır.

5.2.1. Buzullaşma Öncesi Karstlaşma

Dünya'da Kuaterner öncesi birkaç kez buzullaşmalar olmuştur fakat çalışma sahasının da yer aldığı Batı Torosların bu buzullaşmalardan etkilendiği konusunda yeterince veri yoktur. Fakat Kuaterner içerisinde Batı Toroslarda ve Anadolu'nun yüksek sahalarında, özellikle de son buzul çağı Würm'e ait şekiller hala net bir şekilde gözlemlenebilmektedir (Bkz.bölüm 4). Akdağ Kütlesi de bu buzul şekillerinin en net gözlemlendiği sahalardan biridir. Fakat Akdağ Kütlesi buzullaşma bakımından, çevresinde benzer yükselti değerlerine sahip diğer dağlardan, buzul jeomorfolojine ait şekillerin boyutu ve yayılış alanları bakımından oldukça farklıdır. Bu farklılığı yaratan iklimsel özelliklerinin yanında sahip olduğu lito-stratigrafik yapısıdır. Bunda da naplaşma hareketlerinin ve neotektonik dönemdeki yükselmenin rolü oldukça fazladır.

Batı Torosların batı ucundaki Akdağ Kütlesi'ni oluşturan Likya (Teke) Napları, Güneybatı Türkiye'de Menderes Masifi ile Beydağları otoktonu arasında kalan jeolojik ünitedir (Bkz.bölüm1.1) Oluşumda K-G yönlü sıkışma rejiminin etkisi vardır. Bu sıkışma rejimi, karbonat içeren allokton kütleleri kuzeyden güneye doğru altlarına geçirimsiz birimlerden oluşan Yeşilbarak Napını da alarak Orta Miyosen'de Beydağları Otoktonu üzerine bindirmişlerdir (Şenel, 1997).

¹ Son yıllarda yapılan araştırmalardan, Pleistosen'in ayrı bir dönem olarak ayrılmasına neden iklim değişikliklerinin aslında Pliosen'in son döneminde başladığı anlaşılmış ve bu yüzden Pleistosen süresinin 1.8 milyon yıldan 2.6 milyon (2.588.000) yıla çekilmesi konusunda, yerbilimleri camiasında geniş tabanlı görüş birliği sağlanmıştır (Turoğlu, 2009).

Bölge genelindeki bu sıkışma rejimi aynı zamanda karstik süreçlerin de başlangıcıdır. Bu bindirmenin sonucunda karbonatlı kayaçların altında veya aralarında bulunan litolojik olarak geçirimsiz formasyonlar (Uçarsu ve Elmalı formasyonları) karst taban düzeyini oluşturmuştur. Güneyde 2560 metrelerde, doğuda 2110 metrelerde, kuzeyde 1820 metrelerde, batıda ise 1320 m dolaylarında oluşan karst taban düzeyi, sığ karst/tünemiş karst meydana gelmesine sebep olmuştur. Bu nedenle Akdağ Kütlesi'nin yüksek seviyelerindeki karstik şekiller dikey yönde değil, daha çok yanal yönde gelişim göstermişlerdir. Bu karstik gelişim; sahanın kara haline geçmesiyle başlamış ve değişen iklim özelliklerine bağlı olarak farklı morfo-klimatik süreçlerin etkisiyle günümüze kadar gelmiştir.

Sahadaki karstlaşma ve buzullaşma, jeolojik geçmişte farklı dönemlerde baskın hale gelmiştir. İlk olarak çalışma sahasındaki karstik gelişim Oligosen'de Anadolu'nun kara haline geçişiyle başlamıştır (Tablo 6). Orta-Üst Miyosen'de sıcak-nemli tropikal iklim şartlarında, farklı yönlerdeki gelişen açılma çatlakları, zaman içerisinde karstlaşma ile gelişerek tektono- karstik kökenli polyelerin oluşmaya başlamasına neden olmuştur. Pliosen'de ise serin yağışlı evrelerle aralanan sıcak ve az çok yağışlı bir iklimin etkin olduğu bu dönemde akarsu drenajı yeraltına drene olmuş ve karst taban seviyesinin derinleşmesi ile karstlaşma canlanmıştır (Erol, 1979; Nazik, 1992; Güneysu, 1993).

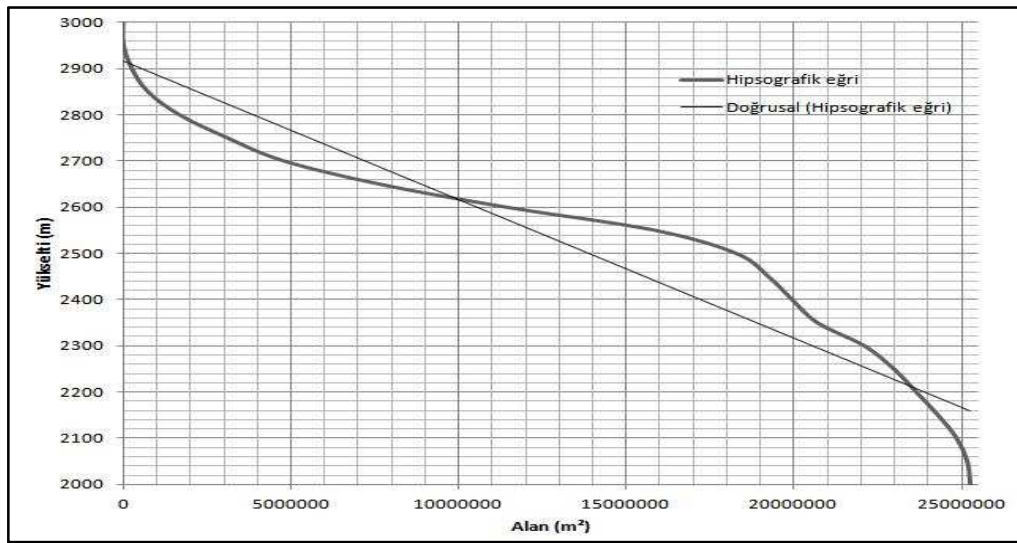
Çalışma sahasının jeomorfolojik karakterini belirleyen dönem Pleistosen'dir. Bu dönem boyunca aralıklarla devam eden tektonik etkinlik, düşey doğrultulu yükselmenin devamına ve eski fayların canlanmasına neden olmuştur (Erinç, 1970; Ardos, 1979). İklim Orta Pleistosen'de, Alt Pleistosen'e oranla daha serin ve yağışlı bir evreye girmiştir (Nazik, 1992). Yükselme, artan yağışlar ve karst taban seviyesinin alçalması ile karstlaşma daha da artmış, derinleşmiştir. Eski akarsu vadileri boyunca dolinler ve uvalalar gelişmiş, polyeler genişlemelerini devam ettirmiştir (Güneysu, 1993). Bu dönemde çalışma sahasını çevresinden farklı kılan, iklim değişimleri sonucunda buzullaşmalara maruz kalmış olmasıdır. Batı Toroslarda tam olarak kaç buzullaşmanın yaşandığı bilinmemekle beraber günümüzdeki buzul jeomorfolojisine ait örneklerin çoğu son buzullaşma olan Würm'e ait olduğu konusunda genel bir kanı vardır. Bunda Würm buzullaşmasının çok geniş alanlara

yayılarak kendinden önceki buzullaşmanın izlerini çok büyük ölçüde tahrip etmesinin etkisi büyüktür.

Akdağ Kütlesi'ndeki buzullaşmanın boyutu ve özellikleri bize, buzullaşma öncesi var olan paleo-karst topografyasının genel karakteri hakkında önemli bilgiler vermektedir. Çalışma sahasındaki buzul vadilerinin enine ve boyuna profilleri tipik buzul vadi formlarından oldukça farklıdır. Genellikle vadi buzullaşmalarında bir ya da birkaç sirkle başlayan "U" şekilli tekne vadi şekilleri aranır ve bu "U" şekilli yapı gittikçe daralarak önce polijenik (üst yamaçları yatık tabanı genç yarılmaları gösteren "V" şekilli) vadilere, son olarak da "V" şekilli vadilere geçer. Çalışma sahasındaki buzul vadilerinde ise bu yapı çoğunlukla gözlenmez. Karbonatlı kayaçlar dışındaki kayaç gruplarında gelişen buzullaşmalarda buzullar; mevcut flüvyal vadilere yerleşip "V" şekilli flüvyal vadiyi yana ve derine aşındırarak şekilsel deformasyon yaratır. Karstik sahalarda gelişen buzullaşmalarda ise vadi şeklini, yüzeysel drenajdan çok yeraltı drenajı belirler. Bütün karbonat içeren sahalarda benzer buzullaşma ve benzer buzul vadi formlarına rastlanılmaz. Buzullaşmaya uğrayan kütlenin lito-stratigrafik özellikleri belirleyici olmaktadır. Bütünüyle karbonatlı kayaçlardan oluşan Toros Dağ Kuşağının yüksek seviyeleri Pleistosen buzullaşmasından büyük ölçüde etkilenmiştir ve günümüzde son buzullaşmaya ait güncel buzullar barındıran zirveler vardır (Bk. bölüm 4). Fakat bütün Toroslar'da Akdağ Kütlesi'ndekine benzer bir lito-stratigrafik yapıyı görmek mümkün değildir. Kütleli olarak kalın ve kesintisiz karbonatlı kayaçlar içeren dağlarda, karstlaşma büyük ölçüde dikey yönde gelişmekte olup yüksek seviyelerde çok fazla uvala ve polye sistemlerine rastlanılmaz. Akdağ Kütlesi'ndeki Naplaşma hareketleri kireçtaşı kütlelerinin stratigrafik konumlarını büyük ölçüde değiştirdiğinden dolayı karstik gençleşme, derine değil, yatay yönde olmuştur (sığ karst). Bunun sonucu olarak da, birbirinden bağımsız, asılı kalmış karstik alanlar meydana gelmiştir. Bu karstik alanlar polyelerin parçalanması sonucunda oluşmuş dolin ve uvalalardır. Ayrıca bölgenin sürekli yükselim halinde olması ve neotektonik dönemin aktif fayları belirgin bir karst taban düzeyinin oluşmasına engel olmuştur.

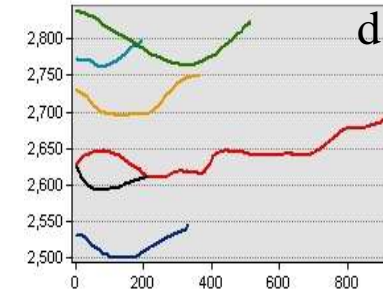
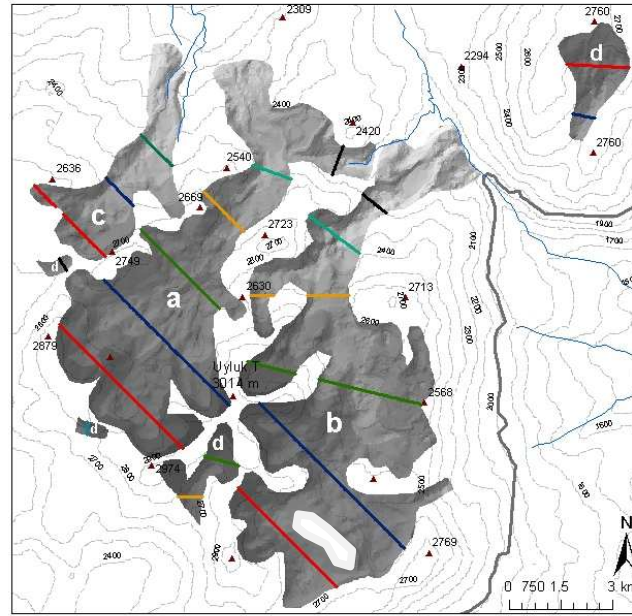
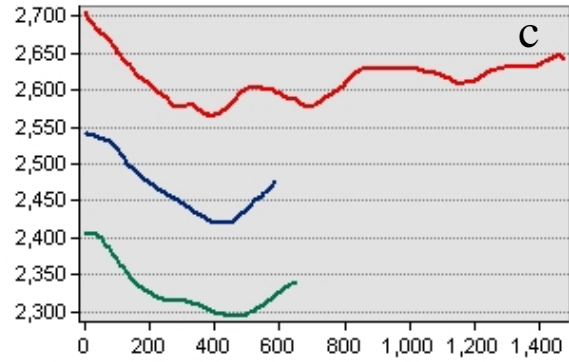
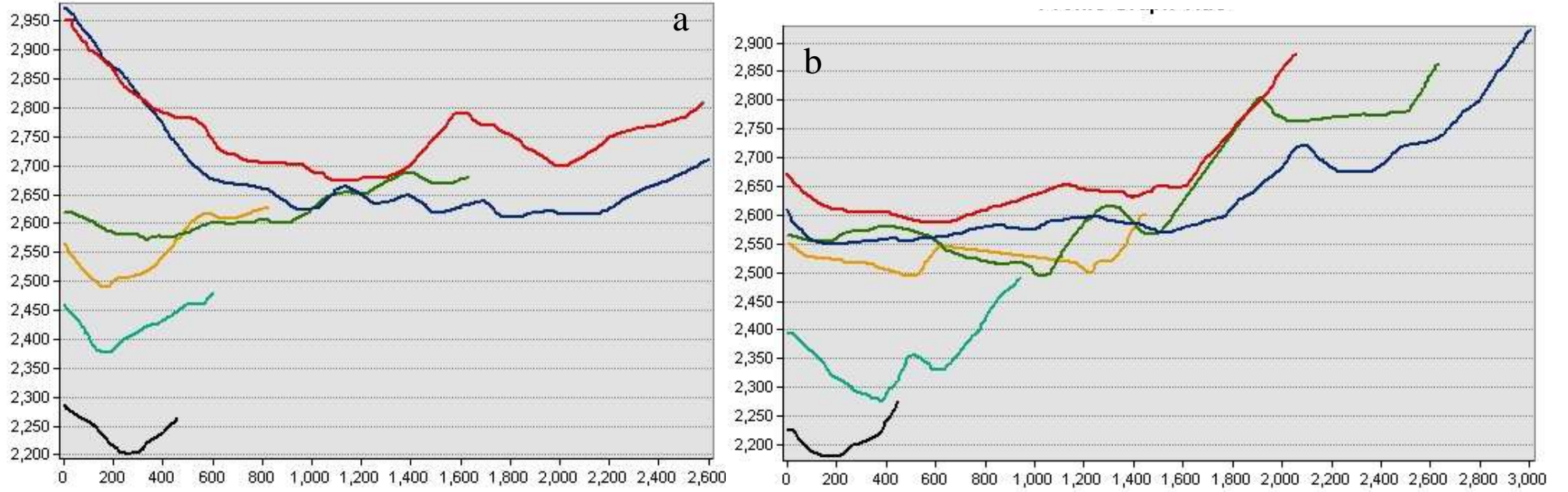
Miyosen'de başlayıp Pleistosen'de serin ve yağışlı iklim şartlarında Akdağ Kütlesi'nin yüksek seviyelerinde (2500-2600 m) oldukça geniş karstik depresyonlar

gelişmiştir. Özellikle çalışma sahasında kuzeydoğuya yönelen üç ana buzul ünitesinde (Karadere, Kuruova ve Taşkuzluklu) 2500 m ve üzerindeki yüksek plato sahasında buzullar tarafından işgal edilmiş (25 km²) fakat oluşumlarında buzul aşındırma ve biriktirme faaliyetlerinden çok, buzul öncesi karstlaşmanın izlerini taşıyan depresyonlar mevcuttur. Bu buzul sahalarının hipsografik eğrisine bakıldığında 2500 m ve üzerindeki sahaların oldukça geniş sahaları kapladığı görülmektedir (Şekil 46). Bu eğride 2800 metlere kadar olan içbükey eğri sirk duvarlarını yansıtırken, 2800-2500 arasındaki düşük açılı eğri alanı, buzulların yerleştiği paleo-karstik depresyonları göstermektedir. 2800 m sonrasında başlayan dışbükey eğri genel itibariyle buzulun bu paleo-karstik depresyonlardan taşıdığı ve törpülediği eşiklere tekabül etmektedir. 2300 ve 2100 m seviyelerindeki dışbükey eğriler ise cephe morenleri yansıtmaktadır.

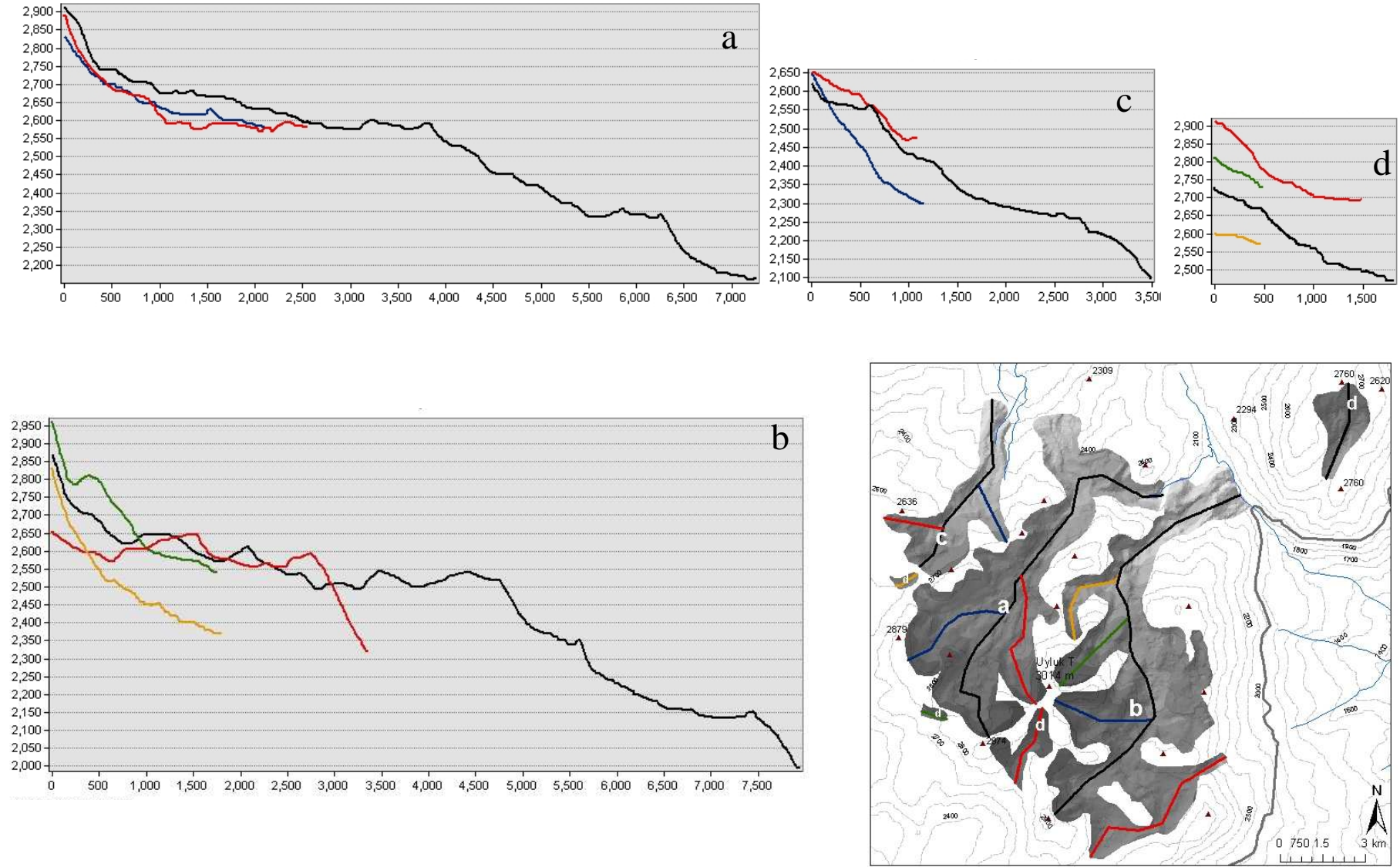


Şekil 46: Akdağ Kütleli'nde kuzeydoğuya yönelen üç büyük buzul ünitesinin (Karadere, Kuruova ve Taşkuzluklu buzul vadileri) hipsografik eğrisi.

Hipsografik eğrinin yanında buzul vadilerinin enine ve boyuna profillerine bakıldığında paleo-karst platosunun izlerini görmek mümkündür (Şekil 47, 48). Karadere buzul vadisinin enine ve boyuna profillerine bakıldığında ilk olarak 2700 ve 2675 m dolaylarında iç içe geçmiş paleo-dolin yapıları görünmektedir. 2650 m seviyelerinde ise geniş bir paleo-uvala tabanı ve bu taban içinde buzullaşma sonrası gelişen dolinleri görmek mümkündür (Şekil 47, 48a). Karadere buzul vadisindeki paleo-karstik depresyonun alt tabanı ise 2570 m seviyelerine tekabül



Şekil 47: Çalışma sahasındaki buzul vadilerinin enine profilleri; (a)Karadere, (b) Kuruova, (c) Taşkuzluklu, (d) güneye bakan münferit vadiler.



Şekil 48: Çalışma sahasındaki buzul vadilerinin ve yan kollarının boyuna profilleri; (a)Karadere, (b) Kuruova, (c) Taşkuzluklu, (d) güneye bakan münferit vadiler.

etmektedir (Foto 60). Bu seviyeden sonra buzul depresyondan taşarak yüksek eğim değerlerine (30° ve üzeri) sahip “U” şekilli tekne karakteri kazanmaktadır.

Kuruova buzul vadisi de Karadere buzul vadisi gibi yüksek (2500 m) pleo-karstik platodan oluşur. Karadere buzul vadisine oranla plato yüzeyindeki depresyonlar daha derin ve basamaklı bir yapıdadır (Şekil 47, 48b). Buzullaşma öncesi birbirinden bağımsız, farklı yükseltideki uvalalardan oluştuğu düşünülen sahada, buzullaşmayla birlikte uvalalar arası eşikler buzullarca aşındırılarak yatıklaştırılmıştır. Vadinin güneyinde Kuruova (2570 m), Karkaldı Gediği (2550 m) ve Göklen Çukuru (2570 m) buzullaşma öncesi gelişen uvalalardır. Günümüzde tabanı kalın tillerle kaplı bu alanların kuzey yamaçları buzulların taşmasıyla törpülenmiş olsa da kapalı depresyon özelliklerini korumaktadırlar (Foto 61). Vadinin kuzeye devamında günümüzde tamamen morenlerle kaplı bir paleo-ovaladan bahsetmek mümkündür. Bu paleo-ovalanın tabanındaki kalın ve dalgalı bir yapıda morenler içerisinde çok sayıda güncel dolinleri de görmek mümkündür.

Bu uvalalarla aynı dönemin ürünü olan Akdağ güneyinde 2300-2500 m seviyelerinde gelişen Rahat Ovası (2360 m), Ayı Ovası (2324 m), İnceayla Ovası (2310 m), Kuruova (2310 m), Ahenkli Ovası (2385 m) uvalaları buzullar tarafından örtülmediklerinden ilksel yapılarını günümüze kadar koruyabilmişlerdir.

Akdağ Kütlesi'nin diğer büyük buzul ünitesi olan Taşkuzluklu buzul vadisinde paleo-karstik depresyonlara, vadisin başlangıç kesiminde (Okatacak Tepe kuzeybatısı) rastlanılır. Diğer buzul ünitelerine göre daha küçük bir alan kapsamıyla birlikte bu alanda, belirgin paleo-karstlaşmanın izlerini görmek mümkündür (Foto 62). 2550 m seviyelerindeki bu sahada, buzullarca törpülenmiş paleo-dolinler yer alır (Şekil 47, 48c)

Kuzeydoğuya yönelen üç büyük buzul ünitesinin yanında güneye yönelmiş birkaç münferit buzul vadileri de yer alır. Bunlardan en büyüğü Yumru Dağın güneyinde gelişmiş buzul vadisidir. Bu vadinin sirkler kısmındaki enine ve boyuna profillerine

bakıldığında 2650 m seviyelerinde eski paleo-ovalanın izlerini görmek mümkündür (Şekil 47, 48d).



Foto 60: Karadere buzul vadisinde glasiyal ve karstik aşınım şekillerinin iç içe geçtiği 2500-2800 m seviyelerindeki yüksek plato.



Foto 61: Kuruova buzul vadisinin güneyinde basamaklı olarak alçalan paleo-ovalalar ve bunların tabanlarındaki kalın glasiyal tiller.



Foto 62: Taşkuzluklu buzul vadisinin 2550 m seviyelerindeki buzullar tarafından törpülenmiş paleo-dolinler.

5.2.2. Pleistosen Buzullaşmaları ve Son Buzul Maksimumunda Buzul Rekonstrüksiyonu

Pliosen'in sonlarından itibaren sıcaklıkların azalmasıyla birlikte başlayan Pleistosen buzul çağı, çok sayıda sıcak ve soğuk iklim koşullarının döngüsel ardalanmalarını içermektedir. İklim özelliklerindeki bu döngülere ait süre, şiddet, frekans ve tarih özellikleri ve ortam tayinleri için belirli analiz teknikleri uygulanmaktadır. Oksijen izotop analizi, CO₂ ve metan gazı (CH₄) ölçüm analizleri, dendrokronolojik ve palinolojik analizler, glasyal jeomorfoloji araştırmalarının sonuçları, flora ve fauna kalıntıları, denizel sediment özellikleri Pleistosen'de meydana gelen iklim değişiklikleri ve bunların kontrolünde gelişen buzullaşmaları açık olarak göstermektedir. Pleistosen genel anlamda *Büyük Buzul Çağı* olarak anılmasına karşın, buzullaşmaların devamlılıkları kısa aralıklarla, sıcak iklim koşullarının etkin olması ile kesintilere uğramıştır (Turoğlu, 2011). Derin deniz sondajları ile çıkarılan bentik foraminiferler üzerinde yapılan oksijen izotop analizleri, Pleistosen'deki buzul-buzularası çağı döngüsünde, döngü uzunluklarının aynı olmayıp, zaman içinde değiştiğini göstermiştir (Erlat, 2009).

Diğer buzul çağlarında olduğu gibi son buzul çağı olan Würm¹ boyunca küresel sıcaklıklar aynı kalmayıp, buzulların ilerlediği soğuk stadyal ile buzulların geri çekildiği interstadyal dönemler birbirini izlemiştir. Norveç kuzeyinde Barents Denizi'nde yapılan deniz sondajına göre Würm'de buzulların ilerlediği üç büyük stadyal dönem saptanmıştır. Bunlardan ilki erken Würm'e (Marine Isotopic Stage-MIS 5d), diğeri Orta Würm'e (MIS 4), sonuncusu ise Geç Würm'e (MIS 2) karşılık gelmektedir (Müller, Pross, & Bibus, 2003; Erlat, 2009). Yine farklı çalışmalarda günümüzden yaklaşık olarak 110 bin yıl önce başlayan Würm'de iki önemli glasyal maksimum ile gerçekleşmiştir. Würm I en şiddetli seviyeye günümüzden yaklaşık 75 bin yıl önce, Würm II ise maksimum seviyeye günümüzden yaklaşık 21-17 bin yıl periyodunda ulaşmıştır. Würm buzullaşmasının soğuk ve kurak iklim özellikleri yaklaşık 14 bin yıl öncesine kadar devam etmiş olup, daha sonra sıcaklık ve nem

¹ Würm; Pleistosen'de yaşanan son buzul çağına verilen addır. Polen ve buzul kayıtlarına göre günümüzden yaklaşık 110 bin yıl önce Eemian interglasyali hızlı bir soğuma olayı ile sona ermiş ve dünya yeni bir buzul çağına girmiştir. Yaklaşık 10-12 bin yıl önce ise sona ermiştir (Erlat, 2009).

koşullarının artması yönündeki değişim trendine girmiştir. Ancak, ısınma yönündeki bu değişiklik uzun sürmemiş ve özellikle kuzey yarım küre *Younger Dryas* olarak adlandırılan kısa süreli yeni bir soğuk dönemin etkisi altında kalmıştır. Bu durum, günümüzden 11.700 yıl öncesine kadar etkili olmasına karşın, daha sonra iklimin ısınma ve nem artışı yönündeki değişimi ile etkisini yitirmiştir (Turoğlu, 2011). Son olarak MS 1400-1850 yılları arasını kapsayan dönemde bir soğuma yaşanmıştır. Bu soğuma *Küçük Buzul Çağı* olarak adlandırılmıştır. Sıcaklıkların bu güne göre 1-3°C düştüğü bilinmekle birlikte, buzullar yeniden ilerlemiştir. Bu dönem günümüzde görülen ısınma öncesindeki son soğuk dönemdir (Gönençgil, 2008).

5.2.2.1. Würm Daimi Kar Sınırı

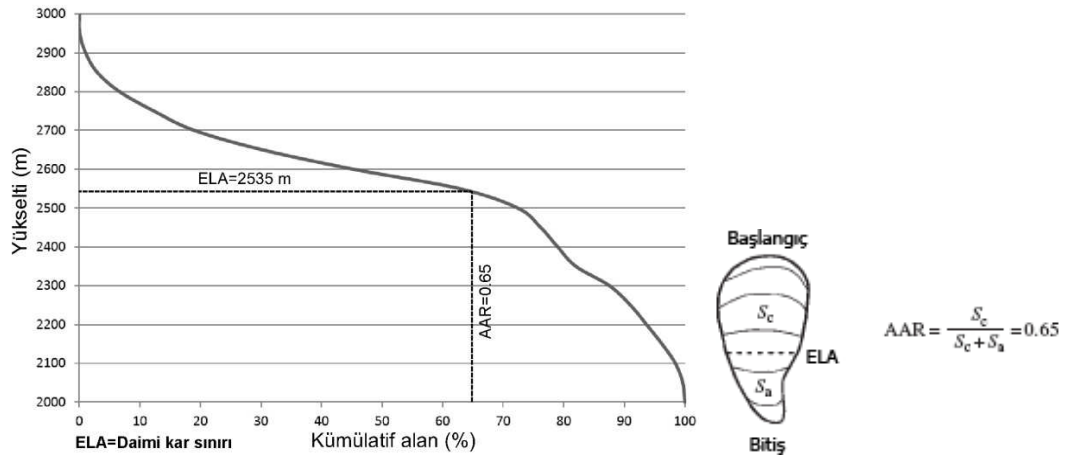
Pleistosen'de Akdağ Kütlesi'nde 2000 m ve üzerindeki sahalarda buzullaşma yaşanmıştır. Özellikle kuzeye bakan vadiler içerisinde buzullar çok daha geniş alanları işgal etmiştir. Akdağ Kütlesi'nde Pleistosen'de birden fazla buzullaşma yaşanmış olmasına karşın son buzullaşma (Würm), kendinden önceki buzullaşmaların izlerini büyük ölçüde deforme ettiğinden sadece son buzullaşmaya ait jeomorfolojik delillere rastlanılabilmektedir. Bu deliller ışığında çalışma sahasında Würm'e ait daimi kar sınırının ortaya konmuştur. Bu amaçla sirk tabanı metodu, çevre-dil ortalaması metodu ve yüzölçümü metodu uygulanmıştır (Tablo 10). Bu metodlar uygulandığında her bir metottan farklı yükselti değerlerine ulaşıldığı görülmüştür. Bu farklılık da; çalışma sahasının buzullaşma öncesi yoğun bir karlaşmaya maruz kalmasının rolü olduğu düşünülmektedir.

Çalışma sahasında Würm daimi kar sınırı tespiti için sirk tabanı metodo uygulandığında 2650 m değerine ulaşılmıştır. Bu değer, çalışma sahası için yüksek bir değerdir. Akdağ Kütlesi'nde birçok sirk, buzullaşma öncesi yüksek seviyelerdeki dolinlere yerleşen ve tahrip eden buzulların ürünüdür. Dolayısıyla bu yöntem, sirklerin tamamen buzul ürünü olmaması nedeniyle çalışma sahasında güvenilir değildir. Yine çalışma sahasının 2500 m ve üzerinde piramidal zirveler içermeyen basık tepelerden ve bu tepeler arasında geniş ve yüksek paleo-karstik depresyonlardan oluşması, beklenenden daha alt seviyelerde daimi kar sınırı değeri veren çevre dil ortalaması metodunu şüpheli kılmaktadır. Pleistosen'de buzulların

daha çok yüksek paleo-karstik depresyonlara yerleştiği bu depresyonlardan taşıdığı noktalarda alt kotlara sarktığından, çalışma sahasında yüzölçümü metodunun sonuçları daha kabul edilebilir görülmektedir (Şekil 49).

Tablo 10: Akdağ Kütlesi'nde uygulanan daimi kar sınırı belirleme yöntemleri.

<i>Daimi Kar Sınırı Belirleme Metotları</i>	<i>Elde Edilen Daimi Kar Alt Sınırı</i>
Sirk Tabanı Metodu	2650 m
Çevre Dil Ortalaması Metodu	2375 m
Yüzölçümü Metodu	2535 m (kuzey), 2650 m (güney)
Ortalama	2520 m

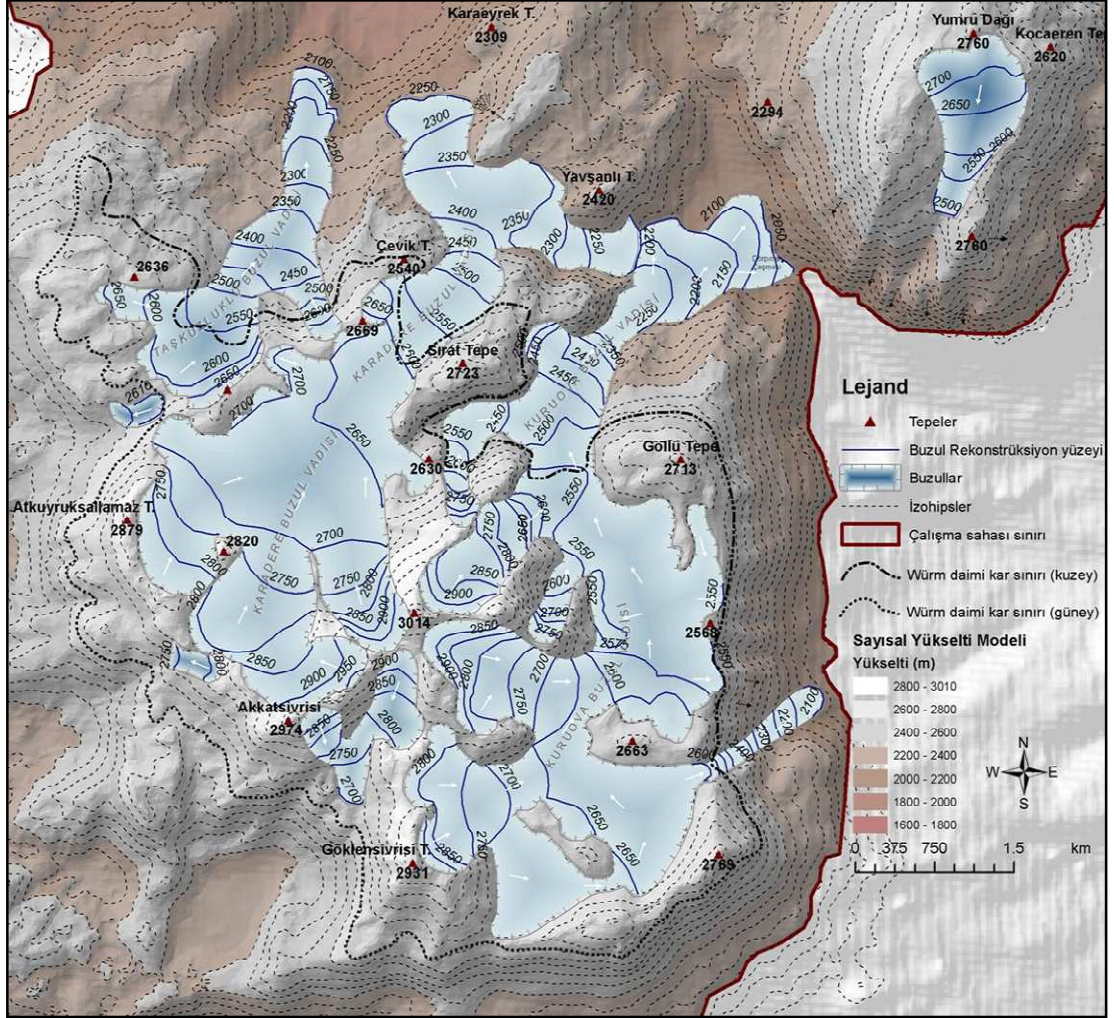


Şekil 49: Çalışma sahasında kuzeye gelişen buzul vadilerinin hipsometrik eğrisi ve yüzölçümü metoduyla daimi kar sınırının ortaya konması (Porter, 2001; Hubbard & Glasser, 2005).

5.2.2.2. Buzul Rekonstrüksiyonu

Akdağ Kütlesi'nde yapılan arazi gözlemleri ve morfometrik analizler sonucunda son buzul maksimumu olan Würm buzullaşmasının boyutları ve etkileri ortaya konmaya çalışılmıştır. Bu amaçla jeomorfolojik veriler ışığında Akdağ Kütlesi'nin son buzul maksimumundaki buzul rekonstrüksiyonu (yeniden kurma) yapılmıştır (Şekil 50). Buzul rekonstrüksiyonunda, morenlerin konumları ve yayılış alanları önemli veriler sağlamıştır. Cephe morenleri buzulların ulaştığı en düşük kotları ve dış uzanımlarının sınırını ortaya koyarken, yan morenleri ise buzul kalınlıkları hakkında fikir vermiştir. Yine sirkler ve vadi tabanlarındaki törpülenmiş yüzeyler ve buzul aşınımından

etkilenmeyen nunataklar buzulların işgal ettiği sahaları ortaya koymada faydalı olmuştur.



Şekil 50: Akdağ Kütlesi'nde son buzul maksimumunda (Würm) morfolojik buzul rekonstrüksiyonu.

Akdağ Kütlesi'nde yapılan buzul rekonstrüksiyonunda net bir şekilde görünmüştür ki buzullaşma öncesi sahada gelişen karstik etken ve süreçler buzullaşmanın seyrini ve yayılış alanlarını etkilemiştir. Özellikle 2500 m ve üzerindeki paleo-karstik depresyonlarda buzul kalınlıkları ve genişlikleri alışlagelmiş dağ ve vadi buzullaşmalarından farklı gelişmiştir. Bunda paleo-karstik depresyonların Würm daimi kar sınırı (2535 m) üzerinde yer alması ve buna bağlı olarak bu alanların birikim zonu içerisinde kalmasının etkisi büyüktür. Çalışma sahasındaki buzullaşmanın paleo-karstla ilişkisi bir sonraki bölümde detaylı değerlendirilecektir.

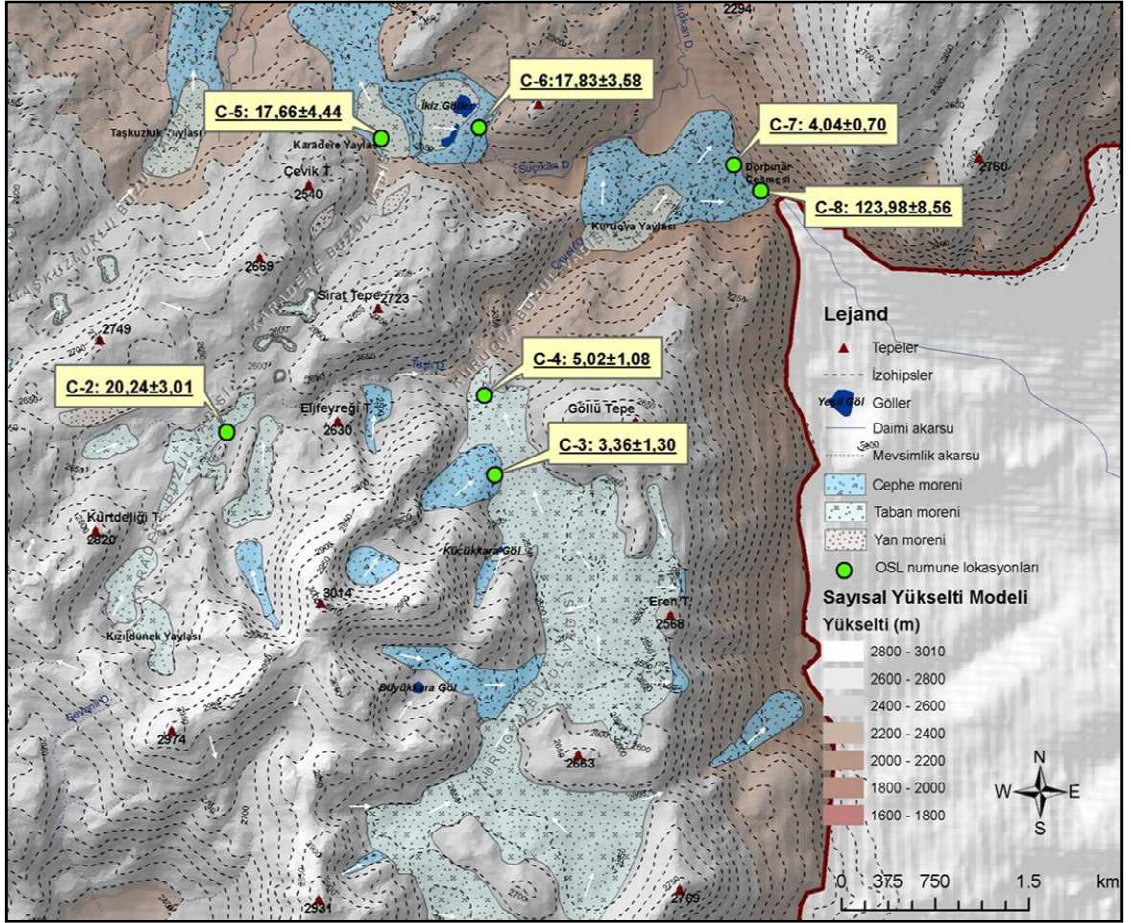
5.2.2.3. Buzul Kronolojisi ve Mutlak Yaşlar

Akdağ Kütlesi'nde Pleistosen buzullaşmasının jeomorfolojik kanıtları yapılan arazi çalışmaları sonucunda tespit edilmiştir. Fakat günümüz modern buzul jeomorfolojisi çalışmalarında mutlak yaş tahinleriyle morfolojik kanıtların denestirilmesi zaruri olmuştur. Bu maksatla çalışma sahasındaki buzul depolarına *Optically Stimulated Luminescens (OSL)*¹ yöntemi uygulanarak çalışma sahasındaki buzullaşmaya ve yayılış alanlarına dair mutlak yaşlar elde edilmiştir. Dünya'da buzul jeomorfoloji çalışmalarında OSL sıklıkla tercih edilen yaşlandırma yöntemlerinden biridir. Özellikle kuvars ve feldspat mineralleri içeren buzul sedimentlerinde başarıyla uygulanabilmektedir (Gemmell, 1988; Richards, 2000; Hubbard & Glasser, 2005). Bu amaçla yedi lokasyonda cephe ve taban morenlerinden örnekler alınmıştır. Bu örnekler Işık Üniversitesi Fizik Bölümünde analiz edilerek morenlerin en son ne kadar yıldan beri depolanarak gün ışığına maruz kalmadıkları ortaya konmuştur. OSL yaşlandırma yöntemi depolara uygulandığı için morenler tercih edilmiştir. Çalışma sahasında farklı seviyelerdeki tüm moren depolarından örnekler alınmaya çalışılmıştır. Fakat OSL yaşlandırmasında kuvars miktarı, sağlıklı yaşların elde edilmesi için belirleyicidir. Çalışma sahasının büyük bir kısmının karbanot içeren kayalardan oluşması, bazı numunelerden istenilen dozda kuvarsa ulaşılamaması sonucunu doğurmuştur. Bu nedenle alınan yedi numuneden yalnızca dördünden kabul edilebilir sonuçlar elde edilebilmiştir. Bu dört numuneden üçü (C-2, C-5, C-6), aynı buzul vadisinin farklı seviyelerinden olup, vadideki buzullaşmanın evrimini ortaya koymasından oldukça faydalı sonuçlar ortaya koymuştur. Dördüncü numunenin (C-8) yaşı ve lokasyonu tartışmaya açık olup, tekrar aynı lokasyonda alınacak başka numunelerle doğrulanmaya ihtiyacı vardır (Tablo 11), (Şekil 51).

¹ *Optically stimulated luminescens (OSL)*; Mineral tanelerinin en son ne kadar zaman önce gün ışığına maruz kaldığını belirleyen bir yöntemdir. Lüminesansta jeokronoloji, silikat minerallerin (kuvars ve feldspat) zamana bağlı olarak değişen dozimetrik özelliklerine dayanır. Bu teknik 200 binyıldan küçük yaşlardaki (depolanmadan önce gün ışığına maruz kalmış) çökelleri kullanır. Lüminesans yaşlandırması içerisinde yararlanılan elektron tuzaklarının birçok türü vardır. Bu tuzaklar yeterli ısıya ya da yoğun bir ışığa maruz bırakılarak boşaltılabilir böylece **lüminesans saati** sıfırlanabilir. Malzemenin soğurduğu radyasyon dozu "**eşdeğer doz - DE**" veya "**paleodoz**" olarak adlandırılır ve deneysel tekniklerle saptanır. Numunenin gömülü kaldığı yerde bir yıl içinde aldığı doz da **yıllık doz** olarak tanımlanır. Bulunan 'eşdeğer doz'un, o çevrenin yıllık radyasyon dozuna bölünmesi ile malzemenin söz konusu 'eşdeğer doz'u ne kadar zamanda almış olduğu; bir başka deyişle malzemenin yaşı bulunmuş olur (Walker, 2005; Kıyak, Polymeris, & Kitis, 2007).

Tablo 11: Çalışma sahasında farklı seviyelerdeki cephe ve taban morenlerinden alınan OSL yaşları.

Lab no.	Age	±	Unc.	Dose	±	Unc.	(n)	Dose rate	±	Unc.
	(ka-1000 yıl)			(Gy)				(Gy/ka)		
C-2. Çayırli Mv. 2580 m taban moreni	20,24	±	3,01	13,47	±	1,90	4	0,67	±	0,03
C-3. Kuruova sirk önü cephe moreni 2550 m	3,36	±	1,30	2,77	±	1,06	2	0,82	±	0,04
C-4. Kuruova buzul vadisi cephe moreni 2410 m	5,02	±	1,08	4,13	±	0,87	6	0,82	±	0,04
C-5. Karadere yaylası taban moreni 2330 m	17,66	±	4,44	18,68	±	4,64	5	1,06	±	0,04
C-6. Karadere buzul vadisi İkizgöl mv. cephe moreni 2300 m	17,83	±	3,58	9,96	±	1,92	2	0,56	±	0,03
C-7. Kuruova buzul vadisi cephe moreni 2050 m	4,04	±	0,70	2,12	±	0,35	2	0,52	±	0,03
C-8. Kuruova buzul vadisi nihai morenleri Dörtpinar Çeş. 1990 m	123,98	±	8,56	76,87	±	2,03	3	0,62	±	0,06



Şekil 51: Çalışma sahasında OSL için numune alınan yerlerin lokasyonları.

Çalışma sahasında C-1 kodunda Uyluk Tepe batısındaki sirk tabanındaki genç cephe morenlerinden numune alınmış olmasına rağmen analiz edilecek düzeyde dahi ince taneli malzeme ve kuvars bulunmadığından herhangi bir yaş elde edilememiştir. Çalışma sahasındaki diğer alınan OSL numunelerine bakıldığında Karadere Buzul vadisinden alınan C-2, C-5 ve C-6 numunelerinde, yeterli kuvars dozuna ulaşılmamasından dolayı sağlıklı sonuçlar elde edilmiştir. Bu sonuçlara göre; 2580 m seviyelerindeki taban tilleri içerisindeki C-2 numunesinde, 2330 m seviyelerindeki Karadere Yaylası'ndaki taban morenleri içerisinde alınan C-5 numunesinden ve 2300 m seviyelerindeki İkizgöl mevkiindeki cephe morenlerinin eğimli yüzeyindeki yol yarmasından alınan C-5 numunesinden elde edilen yaşlar; sırasıyla 20, 17, 17 bin yaşları ile son buzul maksimumu Würm II'e (21-17 bin yıl) denk geldiği görülmüştür. Bu sonuç çalışma sahasındaki buzul jeomorfolojine ait şekillerin tümüyle son buzul maksimumunun ürünü olduğu savını doğrular niteliktedir.

Akdağ Kütlesi'nde, 1990 m seviyelerinde tespit edilen en alçak moren seviyesi olan Kuruova buzul vadisinin nihai morenlerindeki C-8 numunesinden $123,98 \pm 8,56$ bin yıl yaşı elde edilmiştir. Bu yaş Pleistosen kronolojisi içerisinde *Riss-Würm (Eemian) İnterglasyali*'ne denk gelmektedir. Fakat Riss-Würm İnterglasyalinin başlaması ile ilgili farklı bölgelere ait farklı tarihler bulunmuştur (Turoğlu, 2011). Yapılan araştırmalarda; derin deniz çökellerinden ve mercanlardan elde edilen verilerde 130-132 bin yıl, Vostok buzul karotundan elde edilen verilerden 134 bin yıl, Avrupa'ya ait polen verileri 127 bin yıl önce sıcaklıkların yükselmeye başladığına işaret etmektedir (Lowe & Walker, 1997; Erlat, 2009). Yine Kuzey Grönland' da yapılan buzul karotlarında ise Eemian interglasyali 115-130 bin yıl aralığında tespit edilmiştir (North Greenland Eemian Ice Drilling Project (NEEM)). Bu veriler daha çok derin deniz çökelleri, mercanlar ve inlandsis buzullarında elde edildiği için çalışma sahası gibi dağlık sahalardaki verilerle denştirilmesinde güçlükler doğmaktadır. Dağlı sahaların sıcaklık değişimlerine daha geç adapte olduklarında yola çıkılarak çalışma sahasındaki $123,98 \pm 8,56$ yaşı Riss buzullaşmasına atfedilebileceği mümkün olsa bile bunun için aynı bölgede çok daha fazla numune alınması ve farklı yaşlandırma yöntemleriyle kalibre edilmesi gerekmektedir.

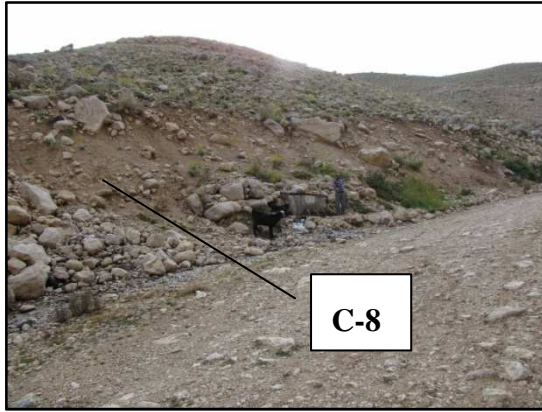


Foto 63: Çalışma sahasında OSL numunelerin alındığı lokasyonlar.

5.2.3. Paleo-Karstik Sahalarda Pleistosen Buzullaşmaları

Karstik sahalarda gelişen buzullar karst topografyası üzerine yerleşir ve o topografyanın yönlendiriciliğinde gelişme gösterir. Bu durum; topografyanın sınırlandırdığı, yönlendirici rol oynadığı bir gelişmedir. Tez sahasında da bu özellik çok belirgin olarak görülmektedir (Turoğlu, 2011). Akdağ Kütlesi'nde etkili olan Pleistosen buzul dönemleri, büyük ölçüde karstik yapıya uyumlu gelişmiştir. Buzullar ilk olarak; 2500 m ve üzerindeki yüksek karst platosu üzerinde, Kuaterner öncesinde kurulan karstik ve fluviyo-karstik kökenli depresyonlar içerisinde gelişmeye başlamıştır. Daimi kar sınırı üzerinde (2535 m) yer alan bu karstik çanaklar, buzulların ilk yerleştiği alanlar olmuştur. Buzullaşmanın şiddetlenmesine bağlı olarak artan buzul kalınlığıyla birlikte tüm karst platosu buzullarla işgal edilmiştir. Kalınlığı iyice artan buzullar karstik çanağın kuzey-kuzeydoğu yönünden kısmen de doğu yamaçtan taşarak "U" şekilli ve yüksek eğimli tekne vadileri oluşturup 2000 m dolaylarında nihai moren setleri yaratarak sonlanmışlardır.

Akdağ Kütlesi'nde buzullaşma, diğer alp tipi buzullaşmanın yaşandığı sahalardan farklı gelişmiştir. Alp tipi buzullaşmanın yaşandığı sahalarda buzullar ilk olarak zirvelere yakın eğimin elverdiği alanlarda gelişmiş; soğumanın şiddetlenmesine bağlı olarak eski flüvyal vadileri takip ederek alt seviyelere doğru yayılma eğilimi göstermişlerdir. Bu tür sıcak tabanlı buzullaşma sahalarda buzulların kalınlığı beslenme zonundaki eğim şartlarından büyük ölçüde etkilenmiştir. Yüksek eğimli yamaçlarda ve vadilerde buzullar çok fazla tutanamayıp alt seviyelere hareket etme eğilimi gösterirken, eğimin daha az olduğu yamaç ve vadilerde buzullar ancak yamaç dengesinin bozduğu noktada harekete geçebilmişlerdir. Buzul dönemlerinde Akdağ gibi daimi kar sınırı üzerinde geniş ve derin karstik depresyonlar barındıran sahalarda, buzullar eski karstik depresyonlardan taşınmaya kadar hareket etme şansı yakalayamamışlardır. Bu da depresyonun hacmi kadar bir buzul kütesinin oluşması anlamına gelmektedir. Daimi kar sınırı üzerinde sürekli beslenen bu buzullar depresyondan taşma noktasına geldiğinde normal vadi buzullarından çok daha fazla zemine basınç uygulamışlardır. Zeminde buzul basıncının artması, buzul tarafından zeminin daha fazla törpülenmesini ve zeminden kopartarak sürüklediği anakaya oranının büyük ölçüde arttırması anlamına gelmektedir. Bu da bu tür sahalarda buzul

erozyonun diğer benzer alp tipi buzullaşma alanlarından daha fazla olmasını sağlamıştır. Paleo-karstik sahalardaki buzullaşma zemin erozyonunu arttırdığı gibi karstik depresyonlar arası eşiklerin törpülenerek aşındırılması ve zaman zaman bu eşiklerin tamamen ortadan kaldırılması şeklinde de gerçekleşmiştir. Sonuç olarak, Akdağ Kütlesi'nde Pleistosen buzullaşmaları esnasında, daimi kar sınırı üzerindeki paleo-karstik depresyonlar buzulların hem benzer yükselti ve enlemdeki buzullaşma alanlarından daha geniş sahaları işgal etmesine, hem de buzul kalınlıklarının paleo-karstik depresyonun derinliğiyle orantılı olarak çok daha kalın olmasına neden olmuştur. Bu durumda, buzul jeomorfolojisine ait şekillerin boyut ve yayılışları bakımından Akdağ Kütlesi'ni Batı Toroslarda ayrı bir yere koymaktadır.

Her ne kadar aynı kütle üzerinde gelişmiş olsalar da, hem karstlaşmanın gelişimi bakımından hem de buzullaşmanın yayılışında, Akdağ Kütlesi'nde buzul vadileri birbirlerinden farklı bir gelişim seyri göstermişlerdir. Bunda; yükselti, bakı, eğim, lito-stratigrafik yapı gereği gelişen karstlaşma ve buna bağlı olarak buzullaşmanın yayılım yönünün etkisi vardır. Buzullar tarafından aşındırılan alanlarda yaygın çıplak anakaya yüzeyleri tabakalanmanın yataya yakın olduğu yerlerde basamaklı karst; tabakalanmanın dik olduğu yerlerde ise bastırılmış tepeler veya hörgüç kayalar gibi geniş anakaya yüzeyleri oluşur (Smart, 2004a). Bu nedenle tabakaların yataya yakın olduğu Kuruova glasiyo-karstik vadisinde güneyden kuzeye doğru basamak halinde gelişen uvalalar mevcuttur. Bu uvalalar arası eşikler buzullar tarafında törpülenmiş aşındırılmıştır. Tabakaların dike yakın olduğu Karadere glasiyo-karstik vadisinde ise çok sayıda dolin ve dolinler arası törpülenmiş hörgüç kayaları görmek mümkündür.

Çalışma sahasındaki glasiyo-karstik vadiler, ki bu alanlar kabaca 2500 m üzerindeki yüksek platoyu kapsamaktadır, buzullaşma öncesi karstlaşmanın en fazla geliştiği alanlar olarak karşımıza çıkmaktadır. Bu alanlarda eğimin az olması (% 0-10 arası) karstlaşmayı arttırmıştır. Bu karst platosu üzerinde karstik depresyonların (dolin, uvala) en fazla geliştiği ve bu depresyonların derinliği diğer vadilere göre daha fazla olan Kuruova glasiyo-karstik vadisidir. Bu alanda tabaka eğimleri dağın zirvesine doğru (batıya) eğimli olup, uvalalar da bu alanda gelişmiştir (Bkz. bölüm 3.1.1) (Şekil 31). Kuruova glasiyo-karstik vadisinde iklim değişimlerine bağlı olarak oluşan soğumayla birlikte ilk gelişen buzullar, Uyluk Tepe batısındaki zirveler düzlüğünde

gelişen sirk buzullarıdır. Bu buzullar ilk olarak dolinler içerisinde gelişmeye başlamışlardır. Zamanla soğumanın artmasıyla birlikte bu dolinlerin içerisindeki buzullar, hareket yönlerinde dolinleri deforme ederek doğu, kuzeydoğu ve kuzeye gelişmiş ve gelişme devam ettikçe uvala tabanlarına doğru yayılmıştır (Foto 64). Uvala tabanlarına kadar yüksek eğimli yüzey boyunca (%30 ve üzerinde) hareket eden buzullar, daimi kar sınırının daha alt seviyelere çekildiği dönemde, karst platosu tabanını işgal etmiştir. Bu alanın çok sayıda dolin ve uvaladan oluşan oldukça arızalı bir topografyaya sahip olması nedeniyle buzullar ilk olarak dik yamaçlı sirklerin önündeki karstik depresyonlara yerleşmiş sonrasında buzullaşmanın şiddetlenmesine bağlı olarak uvala ve dolinler arasındaki eşikleri aşarak, 2500 m üzerindeki tüm plato yüzeyini kaplamıştır. Buzulun hareket yönünü karstik depresyonlar arası eşikleri aşarken oluşturduğu hörgüç kayalardan tespit etmekte mümkündür (Foto 64).

Tüm platoyu kaplayan buzullar, vadi buzulundan çok plato buzulu şeklinde hareket etme eğilimi göstermektedir. Bu nedenle buzullar, plato yüzeyinin genel eğime bağlı olarak kabaca kuzeye yöneliyor olsalar da, Kuruova glasiyo-karstik vadisinin doğu yamacını da birkaç noktada aşarak saçak buzulu şeklinde Akdağ Kütlesi'nin doğu yamacının üst kısmından sarkmıştır. Bunda; büyük sirklerin Uyluk Tepe'nin doğu yamacında gelişmiş olması ve bu sirklerden beslenen buzulların önce yüksek eğimli vadiler boyunca batı-doğu istikamette ilerlemeleri ve vadi tabanına yayıldığında glasiyo-karstik vadinin kuzey-güney doğrultusundaki uzanımına adapte olamayıp doğu istikametinde düşük eğimli yamaca tırmanmalarının etkisi vardır (Şekil 52-3). Özellikle Kuruova uvalasında (2570 m) gelişen buzulların bir bölümü, uvalanın kuzeydoğundaki eşikten (2645 m) Kalkaldı Gediği'ne (2550 m) oradan da buzulların bir kısmı uvalanın kuzeydoğu yamacını 50 metreye yaran bir boğazla yarararak (2590 m) yüksek eğimli (ort.%50) vadi boyunca 2080 m seviyelerine kadar inmiş ve burada cephe morenleri oluşturmuştur (Foto 65), (Şekil 52-1). Yine buzullar, glasiyo-karstik vadinin doğu yamacında, Eren Tepe'nin (2568 m) hemen kuzeyinden ve güneyinden taşmışlardır. Bu taşmanın izlerini vadinin doğu yamacının sırtlarına kadar çıkmış cephe morenlerinde ve gerisindeki dil çanaklarında net bir şekilde görmek mümkündür (Foto 66), (Şekil 52).

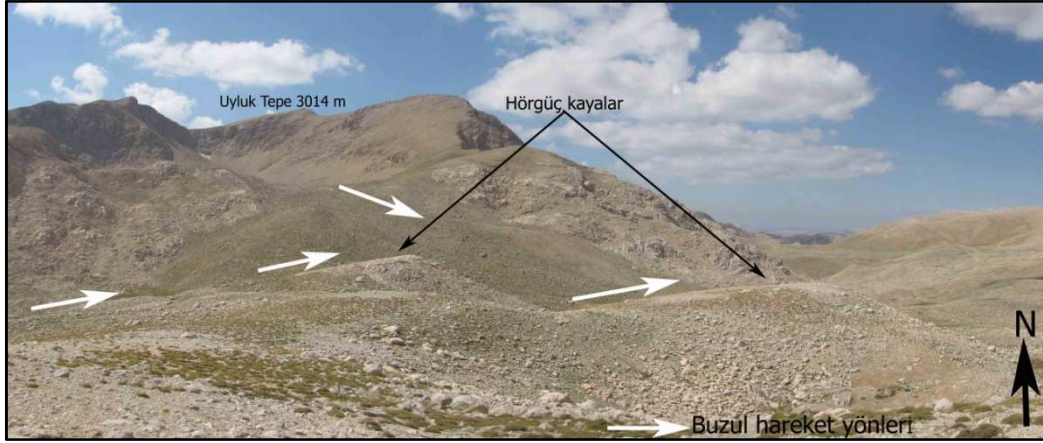


Foto 64: Uyluk Tepe doğusundaki sirklerde gelişip plato tabanına yayılan buzulların hareket yönleri ve glasiyo-karstik vadi tabanında buzul hareket yönlerini gösteren hörgüç kayalar .

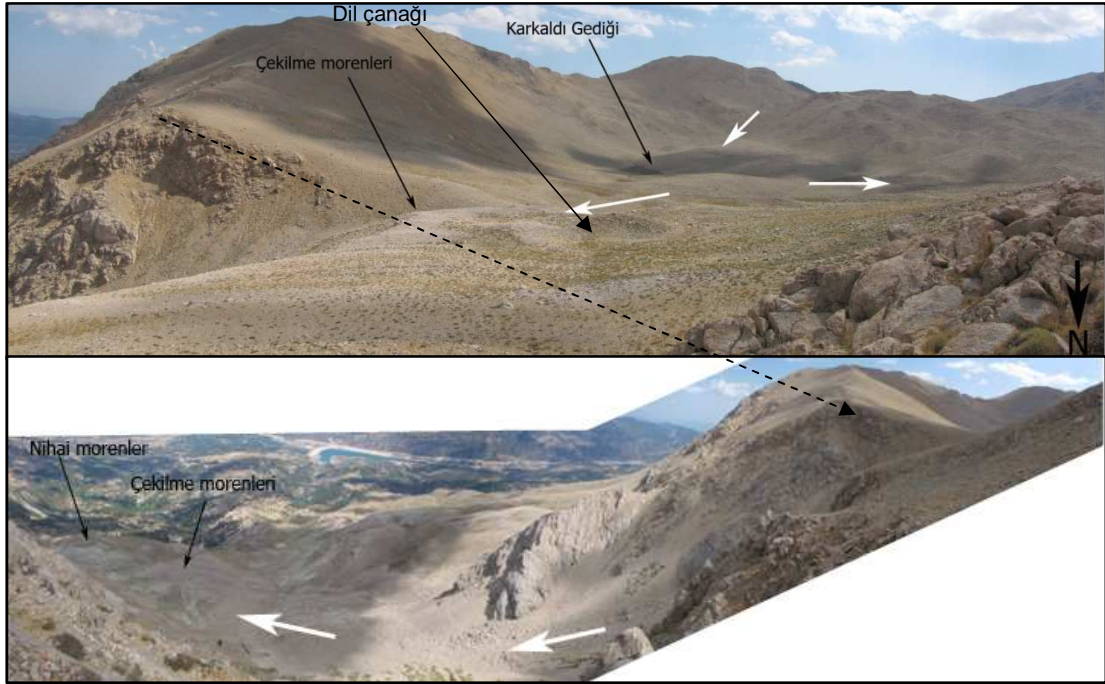


Foto 65: Karkaldı gediğinden Akdağ'ın doğusuna yönelen buzulların hareket yönleri.

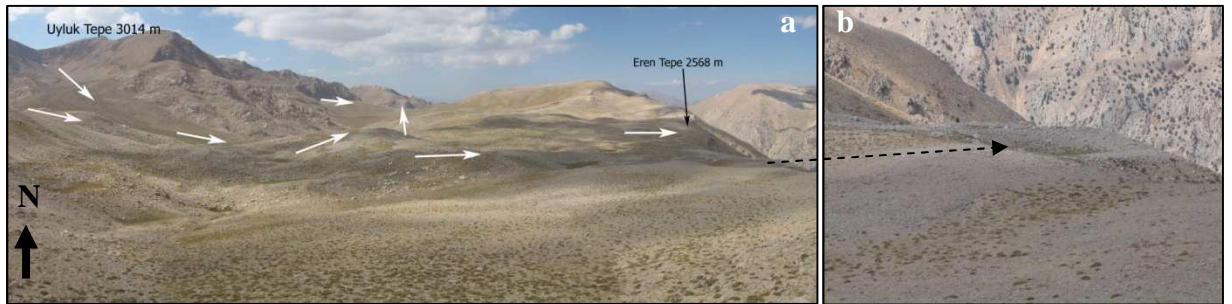
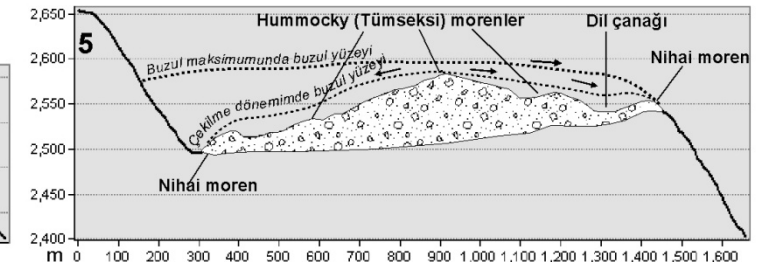
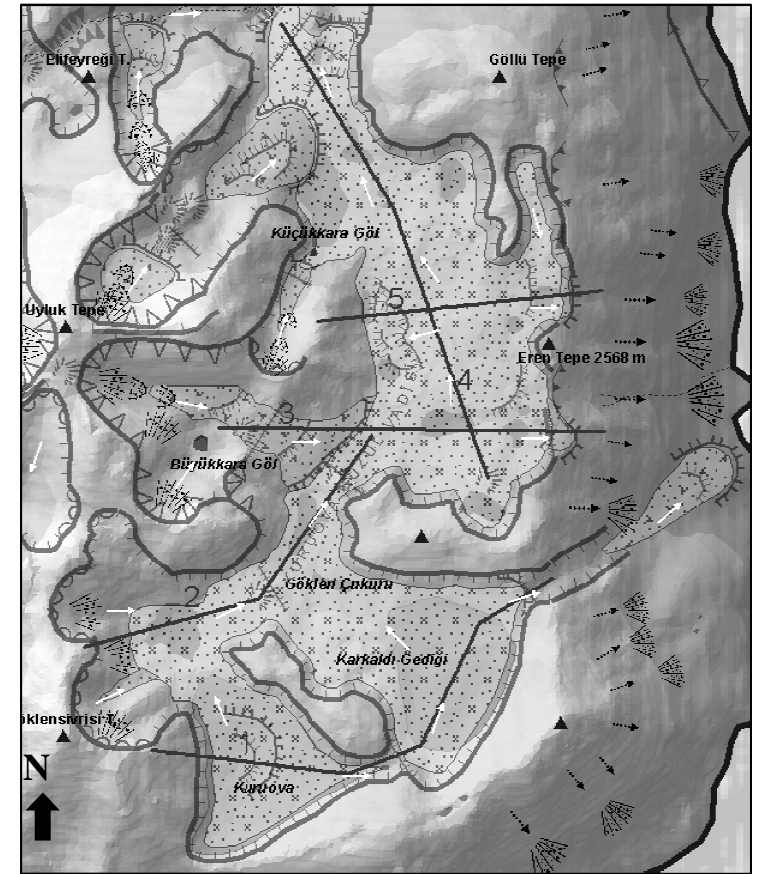
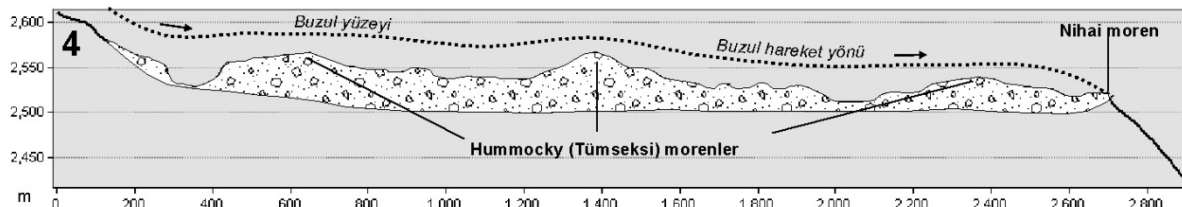
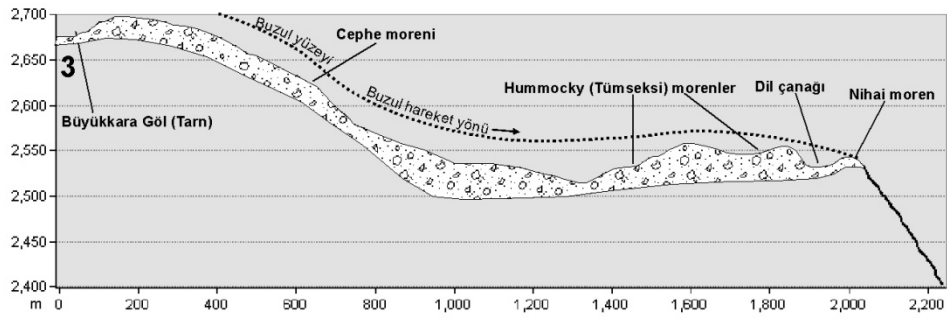
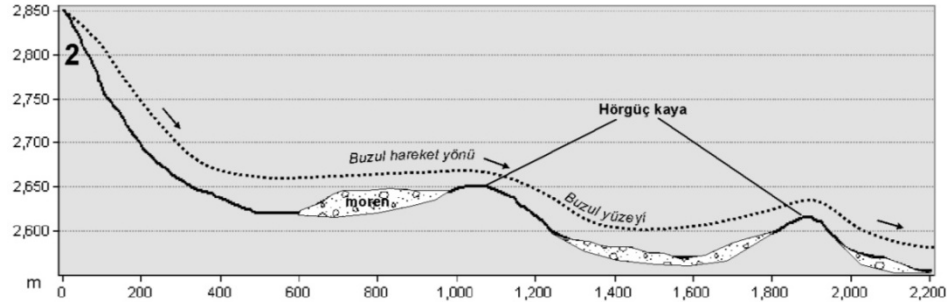
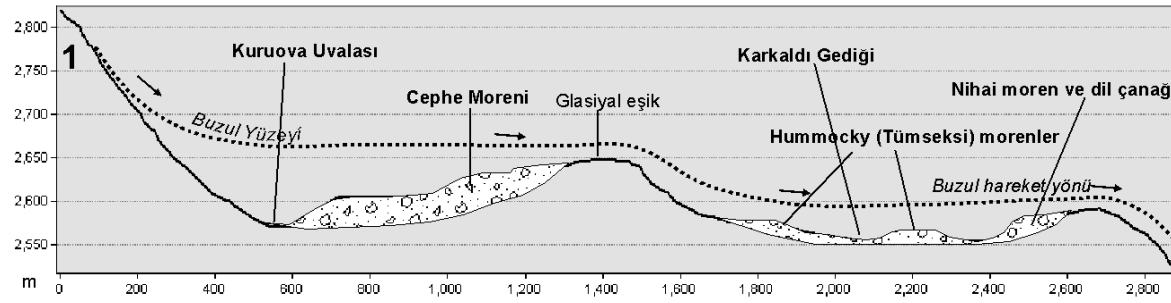


Foto 66: Kuruova glasiyo-karstik vadisinde buzul hareket yönleri (a) ve doğu yamaçta cephe moreni ve gerisindeki dil çanağı (b).

Kuruova glasiyo-karstik vadisinin 2500-2600 seviyelerindeki taban morenleri *Hummocky*¹ morenleri olarak tanımlanabilir. Yer yer 60 m kalınlığa ulaştığı düşünülen hummocky morenleri Kuruova glasiyo-karstik vadisinin tabanında oldukça geniş bir alanda görülmektedir. Eğim özellikleri ve yönelimleri değişkenlik gösterir. Kuruova buzul vadisinin güneyinde Karkaldı Gediği'nde 20 m kalınlığında dalgalı bir topografya yaratarak dikkat çekerler (Şekil 52-1). Eren Tepe batısında Hummocky morenleri iki farklı yöne doğru eğimlenmiş halde görülür. Yine eski bir karstik depresyon tabanı olan bu alanda, moren depoları kabaca kuzey-güney yönelimli 2565 m lik sırtta (bu sırtta 60 m kalınlığa ulaştığı düşünülmektedir) doğuya ve batıya doğru yönelmişlerdir. Doğuya yönelen depolar Kuruova buzul vadisinin doğu yamacını aşarak saçak buzulunun ürünü olan nihai morenler olarak fay dikliğinin en üst kotlarında asılı halde kalmışlardır. Batıya Uyluk Tepe'ye yönelen morenler ise bu alandaki karstik depresyonların tabanında belirgin çekilme morenleri yaratarak sonlanmışlardır (Şekil 52-5). Kuruova buzul vadisinin başlangıç ve merkezi kısmında görülen karmaşık moren yapısında; doğuya vadi yamacını aşan depolar, buzullaşmanın en şiddetli olduğu dönemin; batıya karstik depresyonlara yönelen depolar ise buzullaşmanın son evresinin bir ürünü olduğu düşünülmektedir. Kuruova glasiyo-karstik vadisinde morenlerin bir kısmının batıya Uyluk Tepe doğru yönelmesinde paleo-karstik depresyonlarında etkisi vardır. Buzullaşma öncesi gelişen karstik depresyonlar büyük ölçüde tabakaların eğimine de bağlı olarak batıya yamaca doğru gelişmiş ve su batanlarda bu kesimde yoğunlaşmıştır. Ayrıca Kuruova glasiyo-karstik vadisinin merkezi kısmında doğuya gelişen buzulların oluşturduğu cephe morenleri arasında Uyluk Tepenin doğu uzantısının önünde morenlerce işgal edilmemiş paleo-karstik alanlarda mevcuttur.

¹ Hummock (tümseksi) morenleri (ölü buz-moren veya moren höyük olarakta bilinir); buzul vadilerinin tabanlarında, belli bir yönelimi, eğimi, boşluğu ve boyutu olmayan çok sayıda bireysel tepelikten oluşan karmaşık engebeli buzul topografyasıdır. Buzulun yavaş yavaş çekilmesi sırasında oluşan çekilme moren depoları başta olmak üzere diğer cephe moren depoları ile yakın ilişkileri vardır (Benn & Evans, 1998; Bennett & Glasser, 2009; Schomacker, 2011; Turoğlu, 2011).



enlerin enine ve boyuna kesitleri.

Bu alanlar buzulların çekilme döneminde morenlerin yöneldiği alanlar olarak karşımıza çıkmaktadır. Özellikle engebeli hummoky morenlerinin bir kısmı batıya bu depresyonlara yönelmiş ve oldukça genç nihai ve çekilme moren setleri oluşturmuştur (Şekil 52-5), (Foto 67).

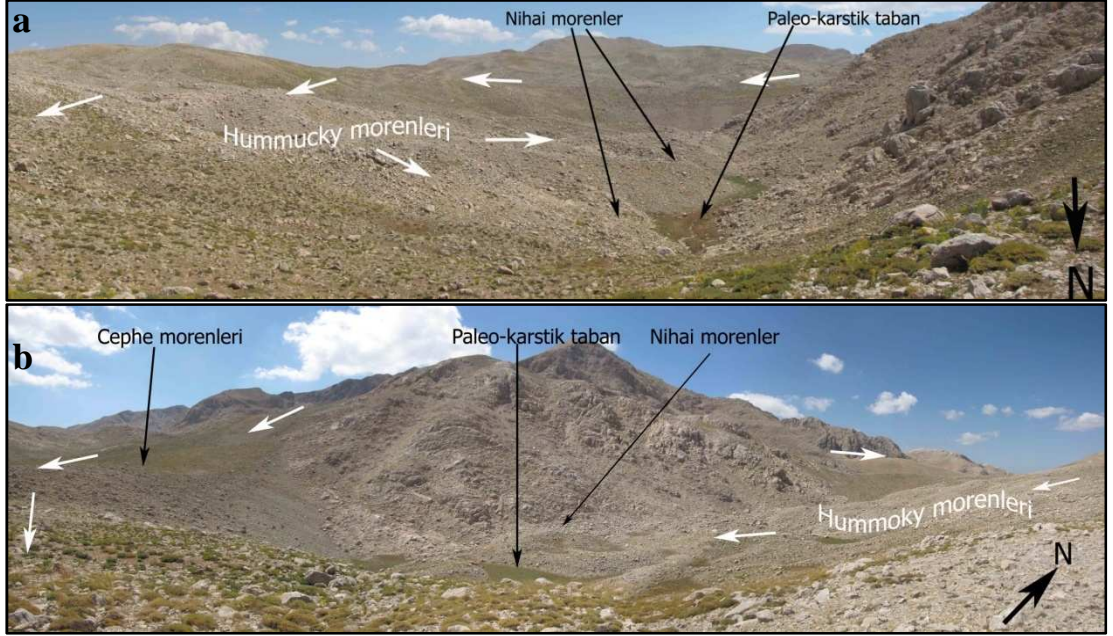


Foto 67: Kuruova glasiyo-karstik vadisinde paleo-karstik depresyonlara yönelen hummoky morenlerine kuzeyden (a) ve güneyden doğudan bakış (b).

Kuruova glasiyo-karstik vadisinde buzullar; Göllü Tepe (2713 m) batısında paleo-karstik platodan bir glasiyal eşikle taşar. Bu noktada buzulların çekilme dönemine ait cephe morenleri ve dil çanakları da mevcuttur. Bu eşikten sonra yüksek eğimli “U” şekilli tekne karakteri kazanır. Vadinin tekne karakteri Kuruova yaylasında cephe morenleriyle sonlanır. Bu alandaki nihai morenlerin alt seviyesi 2050 metrelere kadar iner.

Çalışma sahasındaki bir diğer glasiyo-karstik vadi de Karadere glasiyo-karstik vadisi. Lito-stratigrafik özellikleri bakımında Kuruova glasiyo-karstik vadisiyle benzeşen noktaları olsa da yine aynı gerekçeden dolayı farklılar da mevcuttur. Tabakalanmanın dike yakın olduğu Karadere glasiyo-karstik vadisinde bastırılmış tepeler veya hörgüç kayalar gibi geniş anakaya yüzeyleri oluşur. Karadere glasiyo-karstik vadisi de 2500 m seviyelerinde yüksek bir pale-karstik bir platodur. Bu plato

buzul dönemimde büyük ölçüde buzullarca işgal edilmiş ve şekillenmiştir. Daha öncede belirtildiği gibi bu alandaki paleo-karstik çanak buzulların bu alana yerleşip gelişmesine imkan tanımıştır. Buzulların şiddetlendiği dönemde ise buzullar bu çanağın kuzeyinden taşarak daha alt kotlara kadar inmiştir. Karadere glasiyo-karstik vadisi buzullaşma öncesi çok sayıda dolinin yer aldığı büyükçe bir karst platosu görünümündedir. Bu alandaki karstlaşma Kuruova glasiyo-karstik vadisinden farklı gelişmiştir. Bunda tabaka eğimleri ve litolojik farklılığın rolü fazladır. Kuruova glasiyo-karstik vadisi yanal ve dikey karstlaşmaya uygun neritik kireçtaşlarından oluşurken, Karadere glasiyo-karstik vadisinin litolojisinde naplaşmaya bağlı bir karmaşa hakimdir. Vadi tabanındaki karbonatlı kayalar içindeki fazla miktardaki kil, silis, çört gibi erimeyen maddelerin bulunması; bu alanda karstlaşmayı engellemiştir. Çözünme süreci sonucunda arta kalan bu maddeler kayacın yüzeyinde ve özellikle çukur kısımlarında birikerek kayacı yeniden çözülmeye karşı korumuşlardır. Ayrıca kayacın çatlaklarını tıkayarak suların derine sızmasına ve bağlı olarak da hidroliz olayına engel olmuşlardır (Bkz. bölüm 3). Bu nedenle Karadere glasiyo-karstik vadisinde buzullaşma öncesi derin karstlaşmadan bahsetmek pek mümkün değildir. Yine de yüksek karst platosunda oluşan sığ karst ve buna bağlı gelişen yayvan dolinler buzulların yerleşmesine ve gelişmesine uygun alanlar oluşturmuştur. Vadide ilk buzullaşma; Uyluk Tepe batısında ve Akkatsivrisi Tepe ile Atkuyruksalmaz Tepe arasındaki dolinlerde gelişen sirk buzullarıdır. Buzullaşmanın şiddetlenmesine bağlı olarak vadi tabanına yayılan buzullar, tabandaki tüm dolinleri işgal etmiştir. Dolinler arası eşikler buzullar tarafında törpülenerek tüm paleo-karstik plato buzullarca kaplanmıştır. Bu alanda buzullaşmanın izlerini; eşiklerin törpülenmesiyle oluşan hörgüç kayalarda ve taban morenleriyle doldurulmuş dolinlerde görmek mümkündür (Foto 68). Karadere glasiyo-karstik vadisinde çok kalın moren depolarına rastlamak mümkün değildir. Sadece dolinlerin tabanlarında buzulun tabansal kayma hareketini kolaylaştıran basal tilleri yer alır. Bu basal tilleri de flüvyal süreçlerle biçimlendirilmiş, yüzeyi düzleştirilmiş ve sel karakterli akarsularca yarılmıştır.

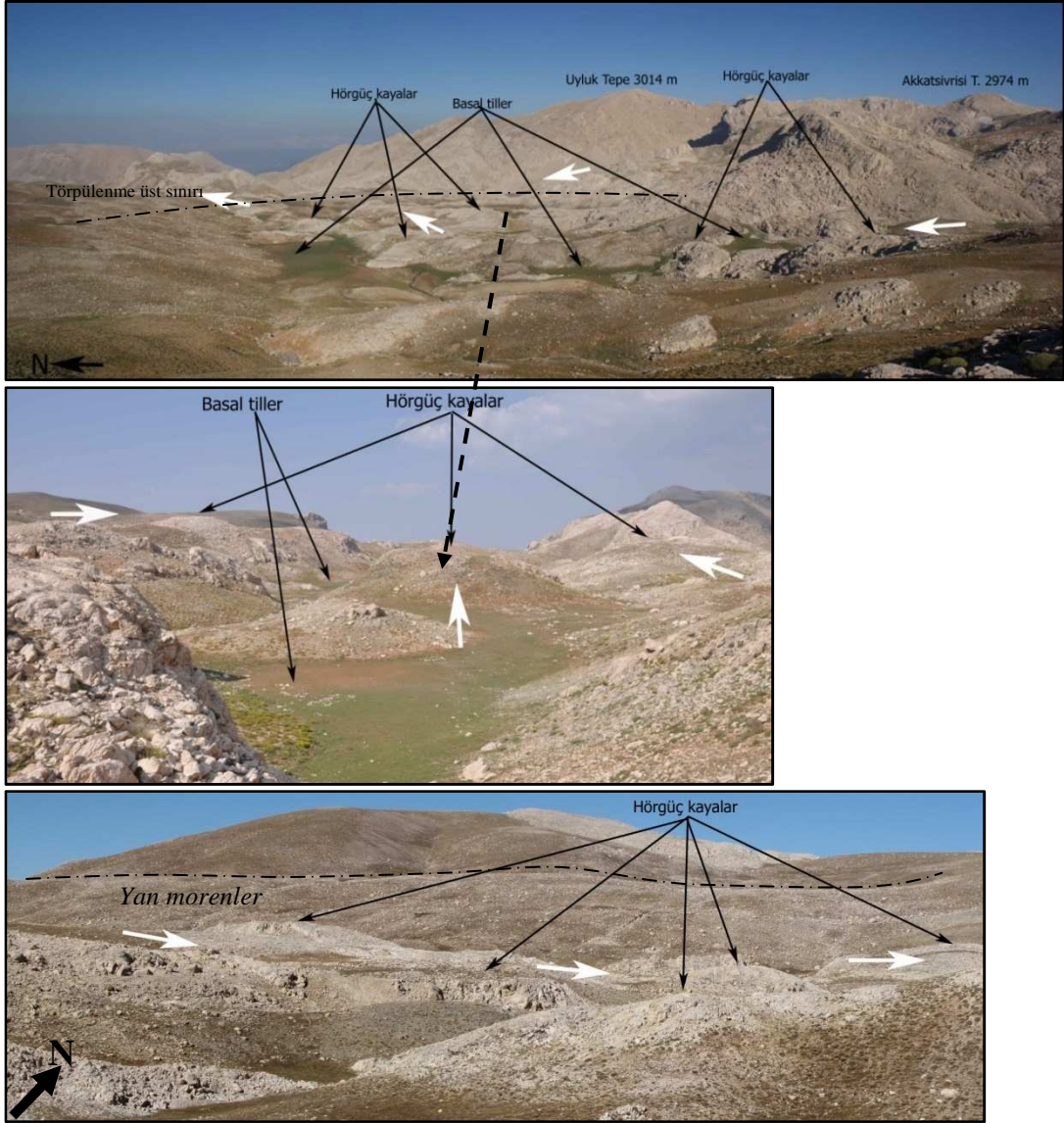
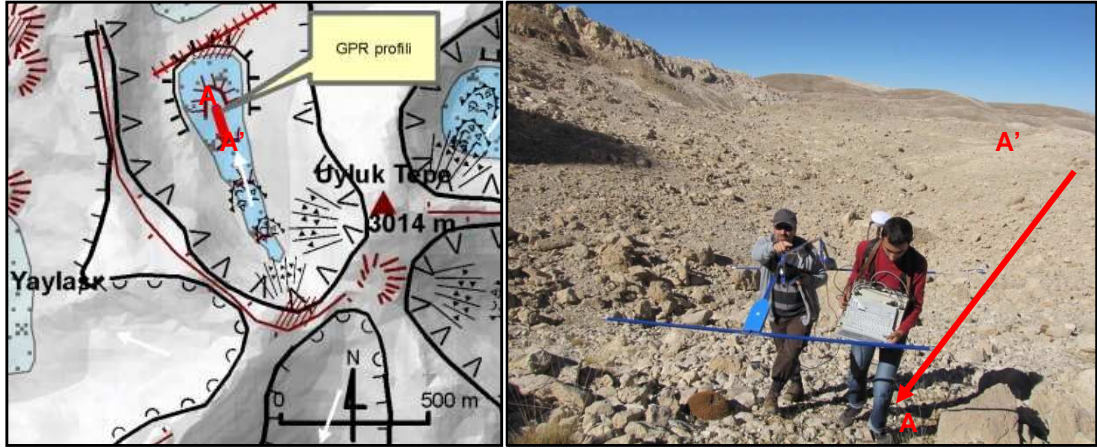
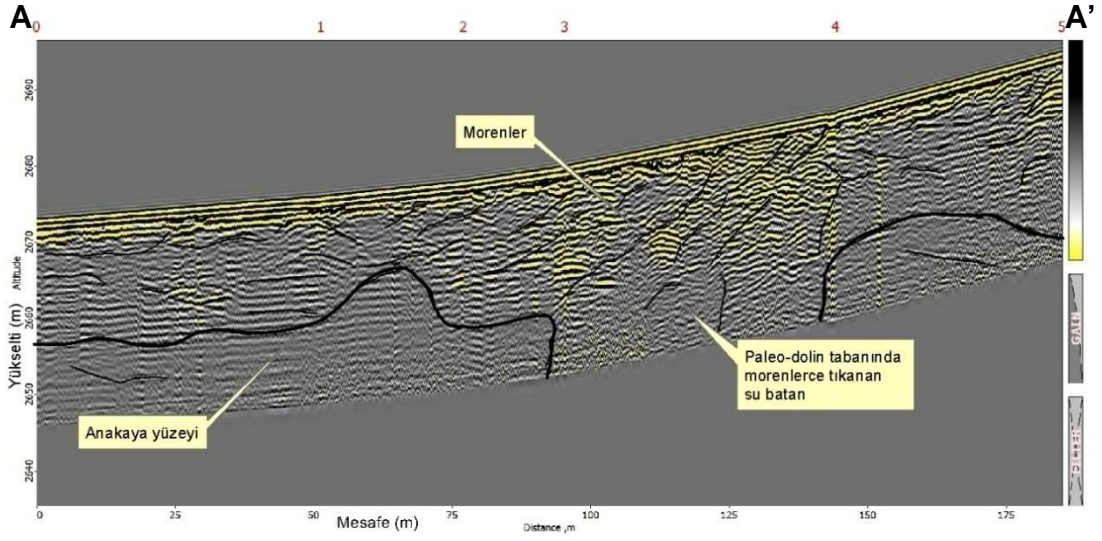


Foto 68: Karadere glasiyo-karstik vadisinde paleo-karstik depresyonların buzullarca törpülenmesi sonucu oluşan hörgüç kayalar ve basal tillerle doldurulmuş paleo-dolinler.

Karedere glasiyo-karstik vadisi tabanındaki basal tillerin kalınlıkları GPR ölçümlerinde 12 m dolaylarında çıkmıştır (Bkz. bölüm 4.1.2.1). Yine Uyluk Tepe batısında buzullar tarafında deforme edilip morenlerde doldurulan paleo-dolinde GPR ölçümleri yapılmıştır. Sirk tabanında yer alan cephe morenlerinde yapılan GPR ölçümlerinde ve elde edilen radargram görüntülerinde paleo-dolin içerisindeki subatanın morenlerce tıkandığı görülmektedir (Şekil 53).



Şekil 53:Karedere glasiyo-karstik vadisinin Uyluk Tepe batısındaki sirkinin tabanındaki radargram görüntüsü.

Çalışma sahasında yer alan diğer büyük buzul ünitesinden Taşkuzluklu glasiyo-karstik vadisinde diğer iki buzul ünitesinde olduğu gibi 2550 m seviyelerindeki karst platosu Pleistosen'de buzullarca işgal edilmiştir. Taşkuzlukçu glasiyo-karstik vadisi lito-stratigrafik olarak Karedere glasiyo-karstik vadisine benzemektedir. Bu alanda da litolojik yapıda naplaşmaya bağlı karmaşa hakim durumdadır ve derin karst gelişmemiştir.

Belirgin sirkler gözlenmeyen bu alanda buzullar ilk olarak bu yüksek platodaki dolin tabanlarına yerleşmiş ve buzullaşmanın şiddetlenmesine bağlı olarak dolinlerin kuzey yamaçlarını törpüleyerek kuzey-doğuya hareket etmiştir. Bu törpülenme alanlarında oluşan hörgüç kayaları tespit etmek mümkündür.

Bu üç buzul ünitesinin dışındaki güneye yönelen münferit buzul vadilerinde buzullar bakıya bağlı olarak ancak 2650-2700 m seviyelerindeki dolinlere yerleşebilmişler ve çok fazla güneye yönelememişlerdir. Bu vadiler içindeki en belirgin buzullaşma Yumru Dağı güneyinde gerçekleşmiştir. Bu alanda dolinler içerisine yerleşen buzullar basık hörgüç kayalar oluşturarak güneye yönelmiş ve paleo-karstik depresyonun güney yamacını deforme edip bir asılı vadiyle sonlanmıştır.

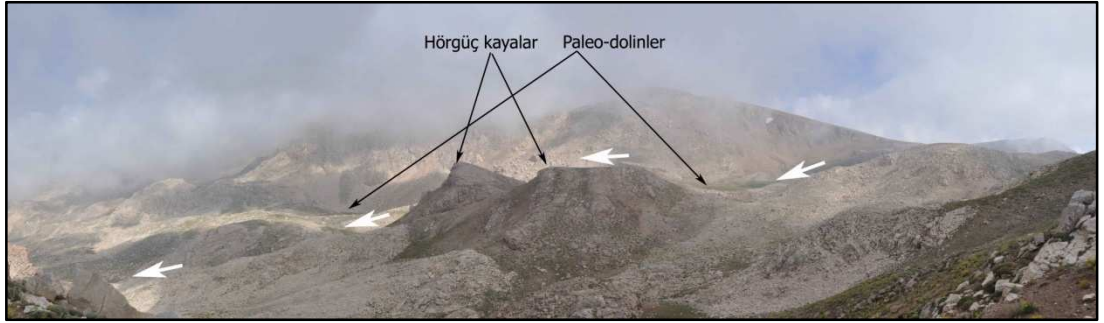


Foto 69: Taşkuzluklu glasiyo-karstik vadisinde paleo-dolinler ve dolinler arası eşiklerin buzullarca törpülenmesiyle oluşan hörgüç kayalar.

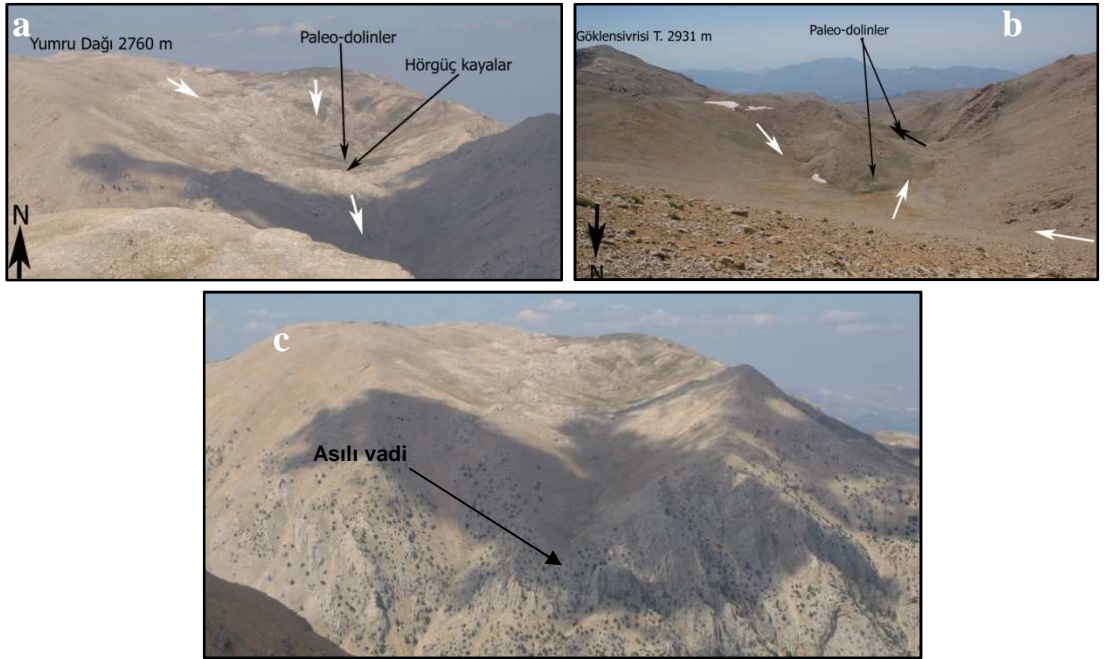


Foto 70: Akdağ Küttlesi'de güneye gelişen Yumru Dağ (a) ve Rahat (b) glasiyo-karstik vadilerinde paleo-karstik depresyonlar (c) Yumru vadisi sonlandığı kısımdaki asılı vadi.

5.2.4. Pleistosen Buzullaşma Dönemlerinde Karstik Gelişim

Çalışma sahasında Pleistosen buzullaşmalarının yaşandığı dönemlerde, buzullarca işgal edilen sahalarda karstlaşma büyük ölçüde kesintiye uğramıştır. Yağışın kar şeklinde zemine düştüğü ve sıcaklık şartların sürekli erime noktasının altında olduğu daimi kar sınırı üzerindeki bu alanlarda buzullar geniş alanları işgal etmiştir.

Buzul dönemlerinde daimi kar sınırı üzerinde karstlaşma büyük ölçüde sekteye uğramış olsa da tamamen karstlaşma yoktur denemez. Çalışma sahası gibi sıcak tabanlı vadi buzullarının işgal ettiği sahalarda su, buzul yatağındaki boşluklarda ince film olarak bulunur. Boşluklarda bulunan su izole edilmiştir ve yüksek basınç altında olabilir. Su kanalları, her yıl boşluklardan gelişebilir ve serbest yüzey ya da basınçlı akarsular tarafından desteklenir. Tabandaki film su 1mm den daha az kalınlığa sahiptir ve buzul yatağının büyük bölümünü işgal eder. İnce film şeridi halindeki bu su sürekli olarak donma ve erime vasıtasıyla bir döngü içerisine girer. Buzul suları sıcakta toprakta oluşturulan CO₂ mahrum olduğu için kireçtaşını eritmek için çok az kapasiteye sahiptir. Ayrıca çözülme anakayadan ziyade parçalanmış materyal üzerinde gerçekleşir. Ayrıca buzul çatlakları bol yüzeysel erime sularının direkt olarak zemine geçip yatağı aşındırdığı yerleri belirler. Buzul çatlakları buzulların kenar alanları gibi ince buzda gerilim zonlarını seçerek gelişir ya da altta bulunan anakaya basamakları veya tümsek tarafından parçalanmış ve deforme edilen buzulların bulunduğu yerlerde gelişir. (Smart, 2004a). Buzul alanlarında zemine sızan sular kısmende olsa tıkanmamış paleo-düdenlerin aktif kalmasını sağlamış olabilir. Yine düdenler, anakayadan oluşan vadi yamaçlarında yada tepelerin sırtlarında gelişebilir.

Çalışma sahasında Pleistosen'de buzullaşmalarında buzullarca kaplanan sahalarda, karstik gelişim oldukça sınırlı olsa da buzul önü ve çevresi sahalarda karstlaşma canlılığını korumuştur. Bu tür karstik gelişim şekilleri arasında buzul önünde gelişen dolinler ve kanyonlar gösterilebilir. Ayrıca buzulönü sahalardaki dil çanaklarındaki karstik birikim şekilleri de ilgi çekicidir.

Akdağ Kütlesi'nde buzul dillerinden çıkan suların oluşturduğu erime şeklelerinden biri mağara kanyonlarıdır. Buzul önü bölgelerde, buzulların yavaş yavaş erimeye başlamalarıyla, çok cılız ancak son derece çözücü yoğun CO₂-li sular, çatlaklar

boyunca yeraltına sızarak, yer altı nehirlerini ve bağılı olarak da yer altı boşluklarının (mağaraları) başlangıç noktalarını meydana getirirler (Nazik, 2010b). Bu mağara kanyonlara, Akdağ Kütlesi'nin güneybatı eteğinde, ülkemizde çok iyi bilinen, Saklıkent Kanyonu'dur. Yine Akdağ Kütlesi'nin batı ve kuzeyinde küçük ölçekli mağara kanyonlar mevcuttur (Bkz. bölüm 3.2.1.5) .

Çalışma sahasında buzul önü bölgelerde gelişen morenler de oldukça dikkat çekicidir. Özellikle çalışma sahasında nihani morenlerin önünde buzulca işgal edilmemiş (törpülenmemiş ya da morenlerce örtülmemiş) alanlarda buzul altı veya buzulların erimesiyle oluşan CO₂-ce zengin soğuk suların ürünü dolinler ve düdenleri tespit etmek mümkündür.

Karadere buzul vadisinin nihani morenlerinin yer aldığı İkizgöl mevkiinde, Yavşanlı Tepe kuzeyinde buzul erime sularıyla oluşmuş çok sayıda dolin yer alır. Bu alanda daha öncede belirtildiği gibi Karadere buzul vadisini kaplayan buzullar kuzeye ve güneydoğuya olmak üzere üzere iki kola ayrılır. Dolinlerin sayılarının arttığı alan ise buzulun hareket yönünde (kuzeydoğu) olan alçak bir eşik (10 m) gerisindedir. Muhtemelen buzullar, İkizgöl mevkiine kadar yayıldığında kuzey ve güneydoğudaki flüvyal vadileri takip etme eğilimi göstermiş, buzul kalınlığının maksimum düzeye ulaştığı dönemde ise kuzeydoğuya da yönelerek bu eşikten aşmış ve kuzeydoğuya da yönelmiştir. Bu durum bu noktadaki törpülenmiş yüzeylerde görünmektedir. Bu alanda buzul ve erime suları çok sayıda buzul önü dolinlerinin oluşmasına imkan tanımıştır (Foto 71). Bu dolinlerden bir kısmı buzulların çekilme döneminde İkizgöl mevkiinde dil çanağındaki suları drene etmiştir. Günümüzde de İkizgöl'ün fazla sularının morenlerin içerisindeki bir kanal vasıtasıyla kanalize olduğu aktif bir düden mevcuttur (Foto 72).

Yine İkizgöl mevkiinde göl kenarındaki taban morenleri içerisindeki bir su kuyusu incelendiğinde, kuyu içerisinde yoğun karbonat içeren bir katmana rastlanılmıştır. Karadere buzul vadisinin cephe morenleri gerisindeki dil çanağında yer alan İkizgöllerden büyük olan gölün doğu kıyısında yer alan bu su kuyunda, ilk olarak 60 cm kalınlığında taban tilleri yer alırken onun altında 2 m kalınlığında yoğun karbonat

içeren bir tabaka yer alır. Onu altında ise kil, silt boyutunda ince taneli malzemelerden oluşan bir tabaka yer alır (Şekil 54).

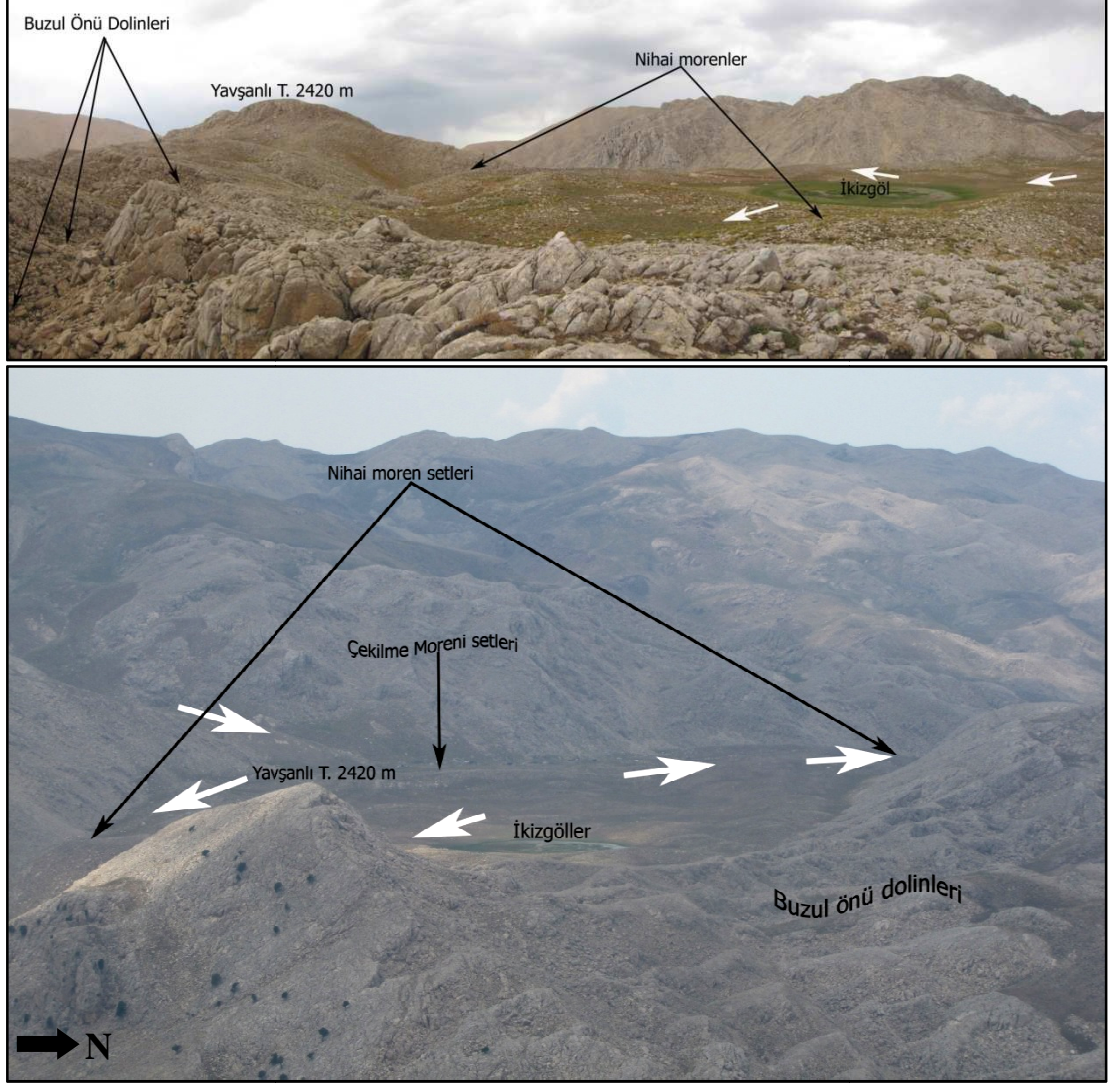


Foto 71: Karadere buzul vadisinde nihai moren setleri gerisinde buzul erime sularıyla gelişmiş dolinler.



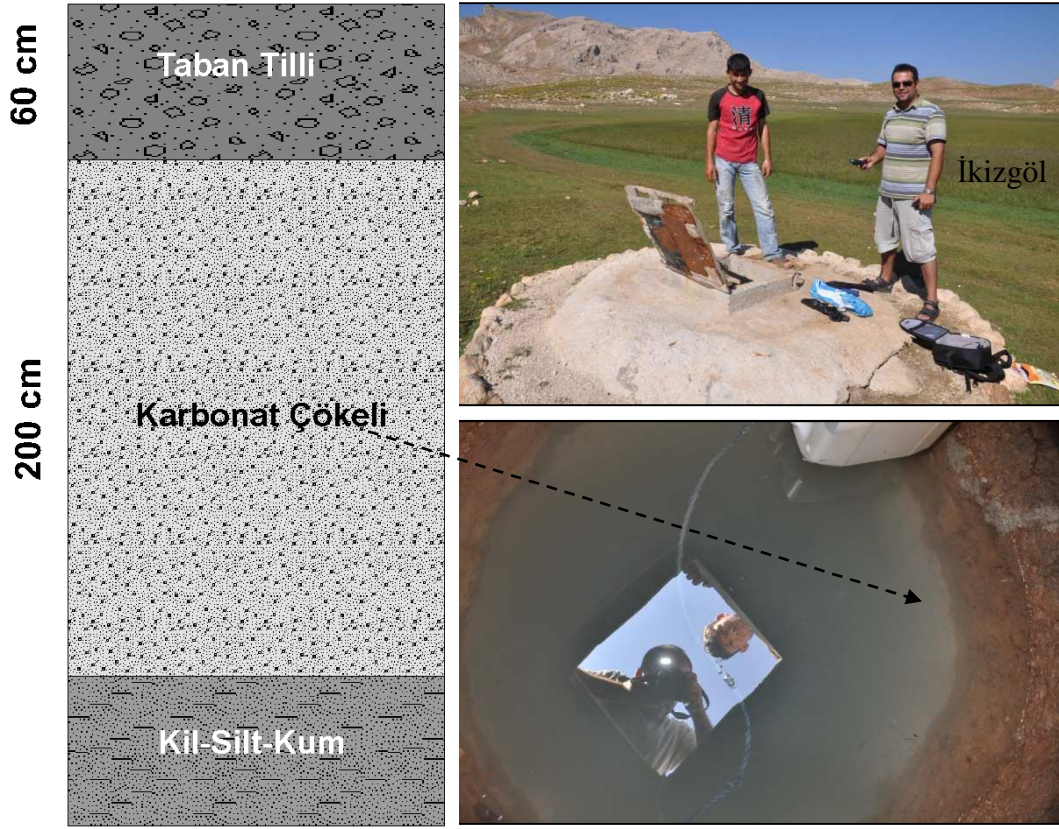
Foto 72: İkizgöl mevkiinde dil çanağı içerisinde gelişen buzul göllerinin fazla sularını drene eden düden.

Çalışma sahası gibi sıcak tabanlı buzulların bulunduğu sahalarda, buzul tabanında buzlardan oluşan erime suları o kadara az çözülmüş madde taşır ki çok küçük miktardaki kireçtaşlarını oldukça hızlı eritebilir. İçersinde bol miktarda eriyik CaCO_3 barındıran buzul altında yüksek basınç altında olan su, normal atmosfer basıncının etkili olduğu dil çanaklarına ulaştığında göllenir ve içerisindeki fazla miktardaki eriyik haldeki CaCO_3 çökeltebilir. Buna karşın çözülmüş minerallerin yüksek konsantrasyonuna, su donduğunda ulaşılabilir. Bu nedenle kışın geriye kalan sular ve tabandaki ince film şeridindeki suyun donma zonunda hızlı lokal çökelmeyi teşvik edebilir. Bu durumda kalsiyum karbonatın hızlı lokal çökmesi, beyaz amorf çökel parçaları şeklinde gerçekleşebilir (Smart, 2004a).

Bu karbonat çökeline alınan numunedeki kalsimetre ile yapılan CaCO_3 ölçümünde %80'in üzerinde bir değere ulaşılmıştır. Yine alınan numuneler İzmir Yüksek Teknoloji Enstitüsü laboratuvarlarına gönderilerek, taramalı elektron mikroskopu (SEM) ve X ışınları kırımı (XRD) kullanılarak karbonat çökelinin mineral tanımlamaları ve şekilsel özellikleri ortaya konmaya çalışılmıştır (Şekil 55, 56).

Bu kapsamda yapılan SEM analizlerinde, karbonat çökelinin tane boyları 10-20 μm olup oldukça ince taneli bir yapı gösterdiği tespit edilmiştir. Bunda az miktarda kuvars ve alüminyumca zengin killeri barındırmasına rağmen oldukça yoğun kalsiyum karbonat içeriğinin olması etkilidir.

Buzul önü sahalardaki ender karstik birikim şekillerinden biri olarak nitelendirebileceğimiz bu karbonat çökelinin yayılımı konusunda kesin bir veri olmamasına karşın, dil çanağının tamamında yayılmış olması kuvvetle muhtemeldir.



Şekil 54: İkizgöl mevkiinde büyük olan gölün batısındaki su kuyusunun stratigrafik kesiti.

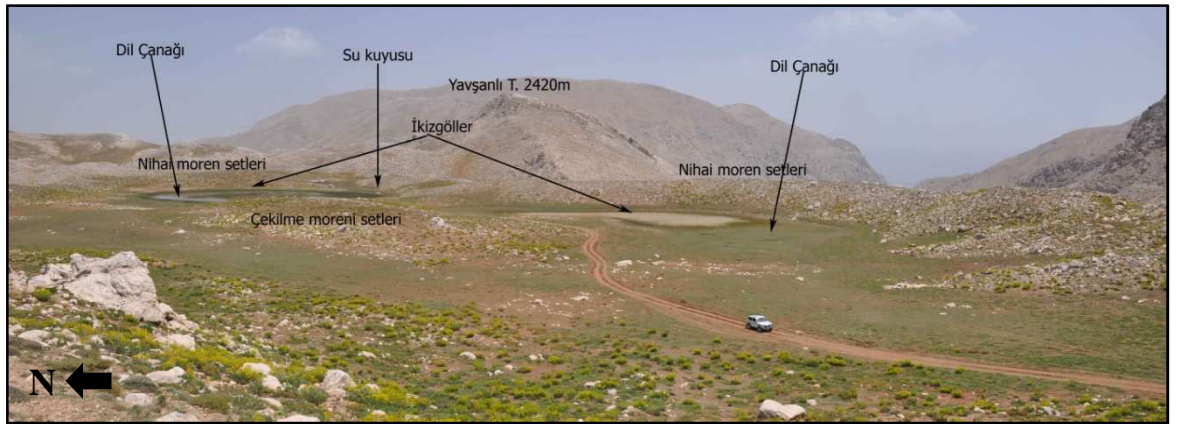
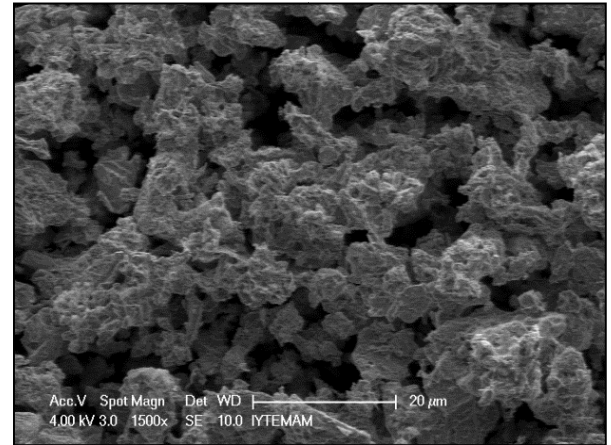
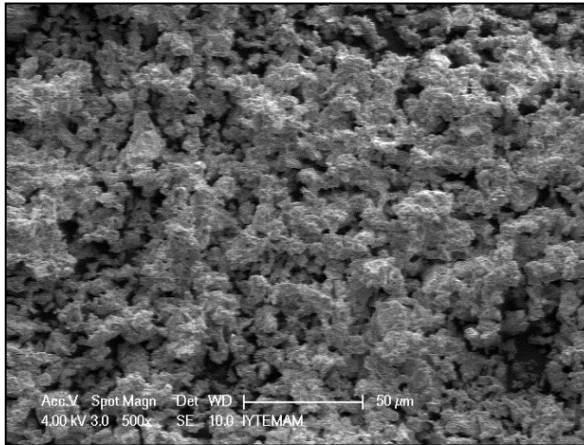
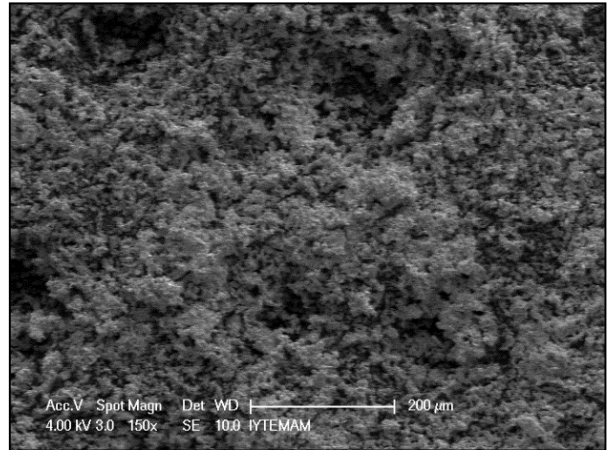
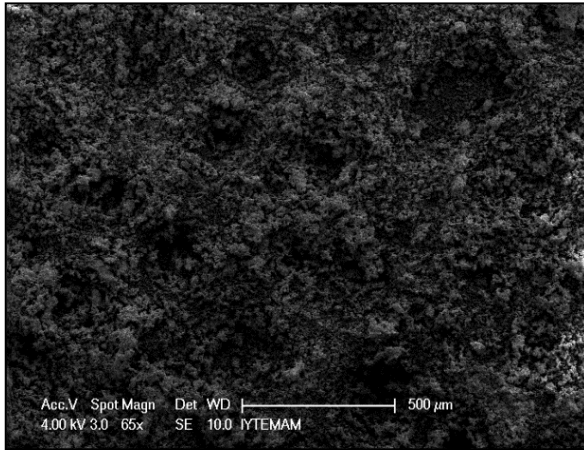
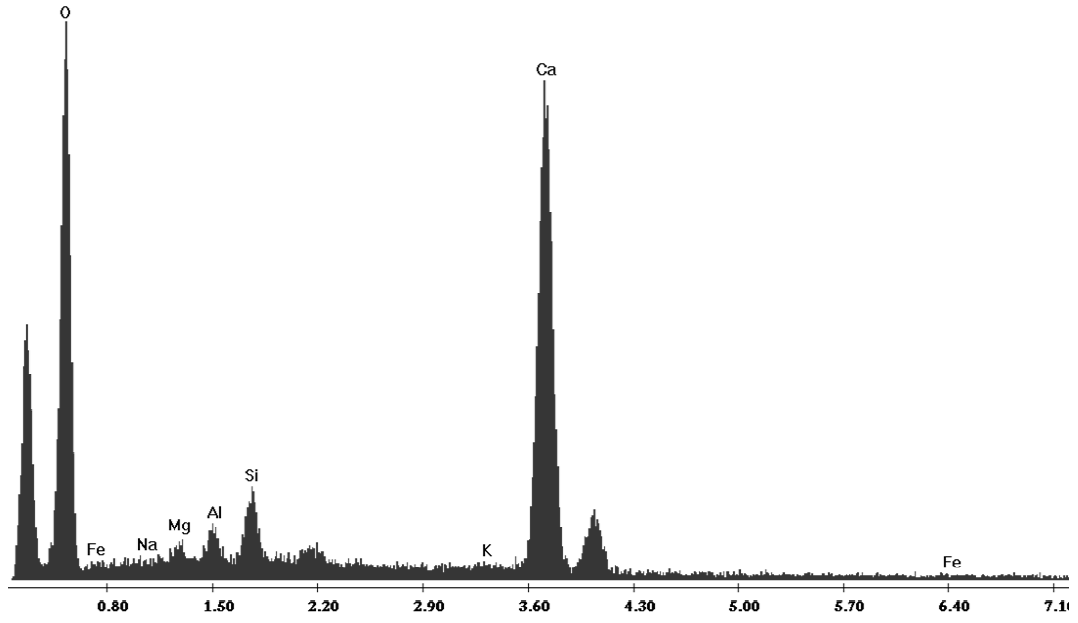
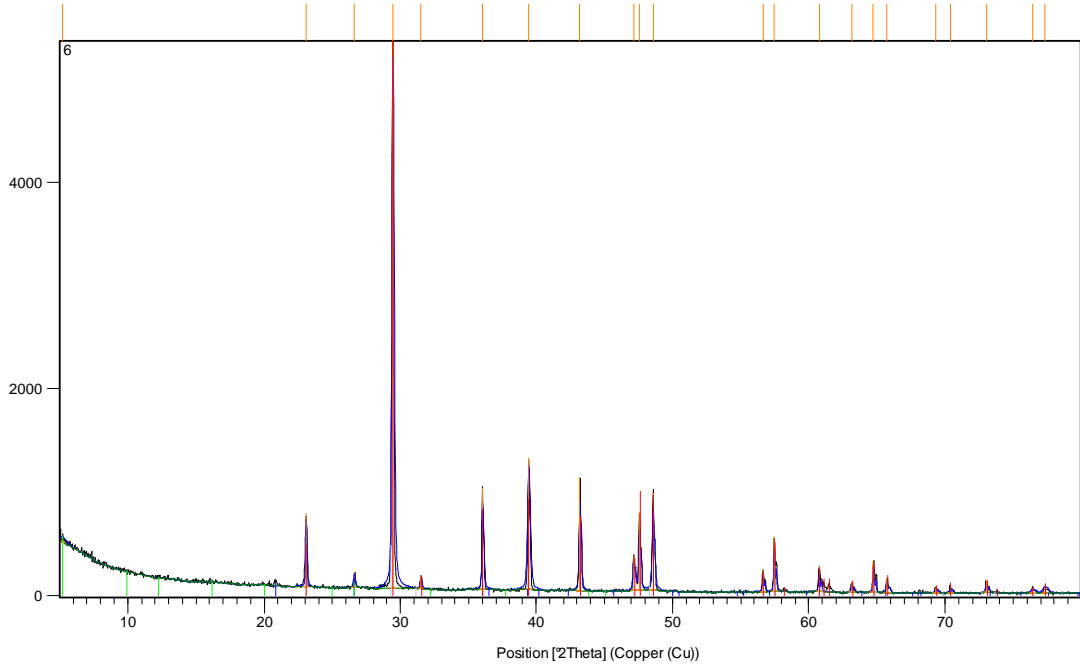


Foto 73: Karadere Buzul vadisi İkizgöl mevkiinde nihai morenler ve gerisindeki dil çanağı.



Şekil 55: İkizgöl mevkiindeki su kuyusundaki karbonat çökelinin mineral grafiği ve SEM görüntüleri.



Görünür (Visible)	Ref. Kodu (Ref. Code)	Skor (Score)	Bileşik Adı (Compound Name)	Yerdeğişim (Displaceme nt) [°2Th.]	Ölçek Katsayısı (Scale Factor)	Kimyasal Formül (Chemical Formula)
*	01-072- 4582	78	Kalsiyum karbonat (calcium carbonate)	0,000	1,010	Ca (CO ₃)
*	01-089- 1961	17	Kuvars (Quartz low, syn)	0,000	0,024	Si O ₂
*	00-058- 2020	9	Beidellite, glycolated	0,000	0,011	(Na , Ca) 0.3 Al ₂ (Si , Al) ₄ O ₁₀ (O H) ₂ · x H ₂ O

Şekil 56: İkizgöl mevkiindeki su kuyusunundaki karbonat çökelinin XRD sonuçları.

5.2.5. Holosen'de Karstlaşma

Çalışma sahasında ve dünya ölçeğinde son buzullaşma günümüzden yaklaşık 14 bin yıl önce sona ermiş ve iklim özellikleri giderek sıcak ve nemli bir karakter kazanmaya başlamıştır. Buzullaşma koşullarının tamamen ortadan kalkması ve Holosen İnterglasiyaline geçiş ise 11-12 bin yıl öncesine denk gelmektedir. Holosen sürecinde iklim sürekli ısınma eğilimi göstermemiş, belirli dönemlerde soğuma süreçleride yaşanmıştır. Bunlardan sonuncusu, 16 ve 19.yy arasında etkili olan küçük buzul çağı denen küçük buzullaşma evresi olan Little Ice Age'dir.

Çalışma sahasında, Pleistosen buzullaşmalarının yaşandığı sahalarda, Holosen'de kabaca 11-12 bin yıllık sürede belirgin bir karstlaşma yaşanmamıştır. Törpülenmiş yüzeyler üzerinde gelişen karstik aşınım şekilleri başlangıç aşamasındadır. Bunda çalışma sahasının Holosen süresince periglasiyal etken ve süreçlerin etkisi altında olmasının rolü vardır.

Karstik kayaların yüksek geçirimsizlikleri nedeniyle, etkili bir flüvyal sistemin kurulamaması, Pleistosen buzullaşmalarına ait morenlerin günümüze kadar aşınmadan korunmasına da imkan tanımıştır.

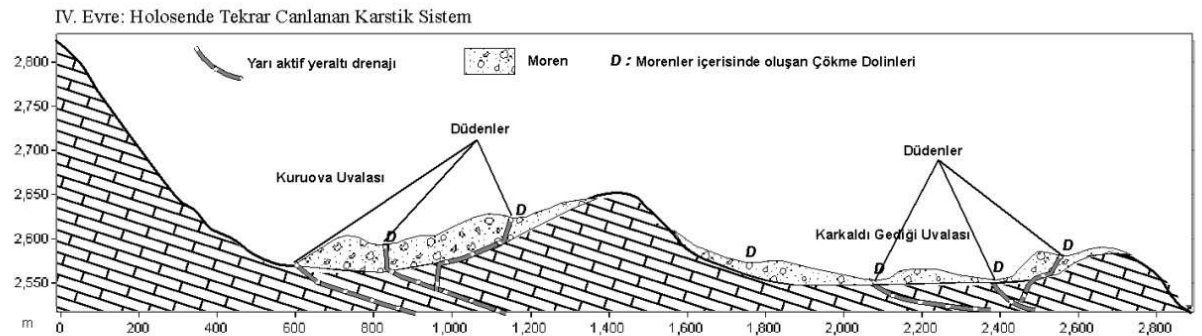
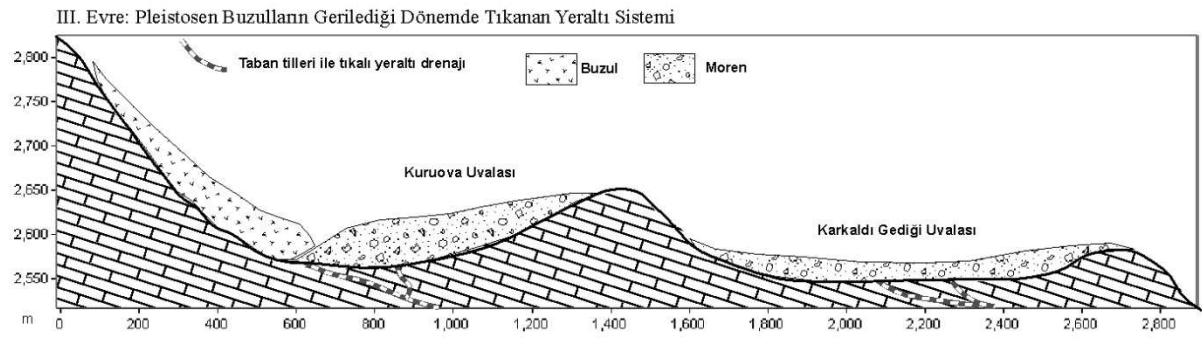
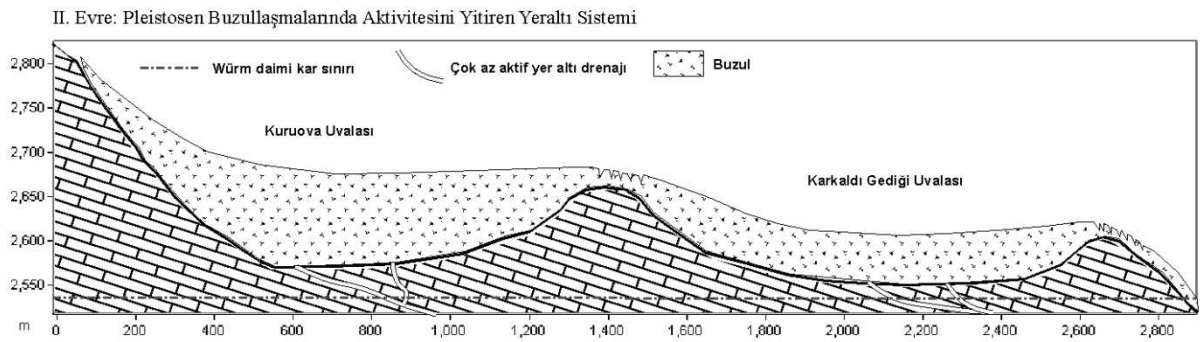
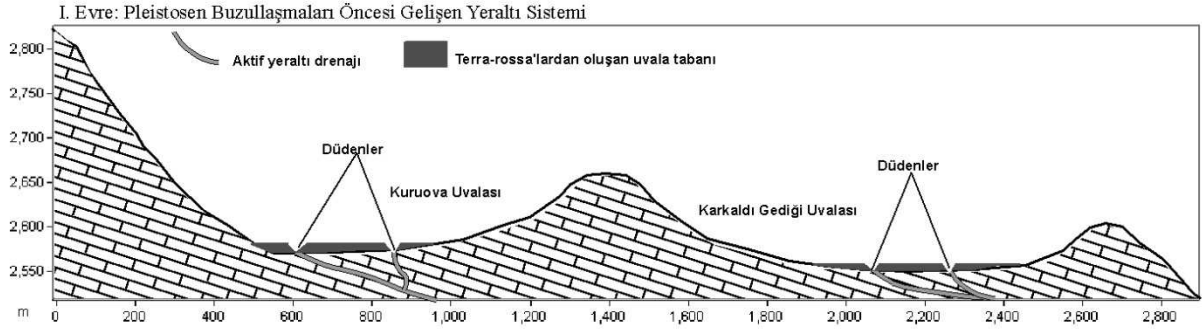
Akdağ Kütlesi'ndeki güncel karstlaşmayı, dünyanın yüksek kesimlerinde meydana gelen erime şekilleri için ifade edilen *Alpin Karst* terimiyle nitelendirebiliriz. Bu kapsamda; çalışma sahasının, yükseltinin etkisiyle yerel soğuk koşulların etkisi altında olması, 2000 m orman üst çok sınırı üzerinde sınırlı bitki örtüsü varlığı ve bu alanlarda yılın neredeyse yarısında kar örtüsünün bulunması gibi nedenlerle karstlaşmanın seyri yavaştır. Bu özellikleriyle Akdağ Kütlesi alpin karstlaşmanın yaşandığı alanlar içerisinde değerlendirilebilir.

Alpin karst süreçleri mevsimlik hidrolojiyi ve baskılanmış kimyayı yansıtır. Yüksek alanlardan komşu vadilere doğru son derece yüksek hidrolik gradyan gelişmiştir. Alpin koşullar karstik gelişimin lehine değildir; yüzeysel akış mevsimseldir, çözümlenmiş biyolojik etkinlikle birlikte baskılanmıştır (Smart, 2004b).

Akdağ Kütlesi'nde yılın büyük bir bölümünde soğuk koşullar hakim durumdadır. 2000 m ve üzerindeki sahada yıllık ortalama sıcaklıklar 4 derece dolaylarında olup,

Ocak ayı sıcaklık ortalamaları -5, Temmuz ayı ortalaması ise 14 derece dolaylarında seyreder. (Bkz. bölüm 1.2.1). Bu durum ortalama 1200 mm yağış alan sahada yağışın büyük ölçüde kar şeklinde yağmasını ve bu kar kütesinin yılın büyük bölümü zeminde kalması anlamına gelmektedir (Bkz. bölüm 1.2.2). Suyun zeminde katı fazda bulunması kış aylarında karstlaşmayı yavaşlatır. Fakat sıcaklığın arttığı bahar ve yaz mevsiminde karstlaşma canlanır. Özellikle 2500 seviyelerindeki glasiyo-karstik depresyon tabanlarında biriken kalın kar örtüsü yılın büyük bir kısmında zeminde kalır. Bu kar kütlelerinin olduğu depresyon tabanlarında sıcaklıkların artmasıyla birlikte artan erime, yaz kuraklıklarında bile zemindeki sürekli çözünmeye ve bu alanlarda yer altı drenaj sisteminin aktif kalmasına imkan verecek düzeydedir. Yine çalışma sahasında buharlaşmayla oluşan su kayıpları diğer alçak yükselti değerlerine sahip alanlarla kıyaslandığında düşüktür.

Holosen'de çalışma sahasındaki karstlaşmanın en belirgin gelişme gösterdiği alanlar glasiyo-karstik depresyolardır. Pleistosen buzullaşmaları öncesi Orta-Üst Miyosen'de sıcak-nemli tropikal iklim ve sonrasında Pliosen'de serin yağışlı evrelerle aralanan sıcak ve az çok yağışlı bir iklimin (Erol, 1979; Nazik, 1992; Güneysu, 1993) etkisi ile karstlaşma artmış ve Kuruova glasiyo-karstik vadisinde birçok uvala gelişme imkanı bulmuştur (Bkz. bölüm 5.2.1). Bu uvalalar, Pleistosen'de buzullarca işgal edilmiş ve bunun sonucu depresyonlar arası eşikler kısmen törpülenmiştir. Buzulların gerilediği dönemlerde ise bu karstik depresyonların tabanlarındaki düdenler tıkanarak bu depresyon tabanları moren depoları tarafından doldurulmuştur (Bkz. bölüm 5.2.3). Son buzul döneminin sona ermesiyle birlikte Holosen'de, bu karstik depresyon tabanlarında tillerle tıkanan paleo-düdenler, kısmen tekrar aktif hale geçerek yeraltı sistemi canlanmaya başlamıştır. Bu sistem günümüzde Uçarsu kaynağını beslemektedir. Kışın kar şeklindeki yağışlar nedeniyle kuruyan kaynak karların erimeye başladığı mayıs ayında tekrar aktif hale geçmektedir. Bu yer altı sistemlerin açılması moren depolarının yüzeyinde küçük ölçekli çökme dolinlerinin oluşmasına neden olmuştur (Şekil 57).



Şekil 57: Kuruova Glasiyo-Karstik vadisindeki Kuruova ve Karkaldı Gedığı uvalalarındaki karstik gelişim evreleri.



Foto 74: Kuruova Glasiyo-karstik vadisinde morenler içerisinde oluşan çökme dolinleri (a- Karkaldı Gediği b- Eren Tepe güneybatısı c- Göllü Tepe güneybatısı)

Morenler içinde gelişen çökme dolinleri, çalışma sahasında yaygın değildir. Buna karşın; Karadere ve Taşkuzluklu buzul vadilerindeki taban morenleri Holosen’de flüvyal süreçle büyük ölçüde deforme edilip süpürüldüğünden, çökme dolinlerine sadece Kuruova buzul vadisinin 2500 m ve üzerindeki glasiyo-karstik depresyonlarında rastlanılır. Bu dolinler çok fazla derin olmayıp, tabanı kil ve silt boyutunda ince taneli malzemelerce kaplıdır (Foto 74). Holosende, Karadere glasiyo-karstik vadisinde, paleo-karstik depresyon tabanlarında karstik sistem tekrar canlanmıştır. Buna bağlı olarak vadi tabanlarındaki paleo-dolinlerde biriken taban tilleri içerisinde paleo-düdenler tekrar aktif hale geçmişlerdir. Ayrıca flüvyal süreçlerinde etkinliği ile yüzeysel drenaj kurulmuş ve son buzul dönemine ait morenler dış drenaja bağlanmış akarsularca taşınmaya başlamıştır.

Yüzeysel drenajın kurulmasında, Taşlı Dere’nin geriye aşındırmasıyla Elifeyreği Tepe kuzeyinde Karadere buzul vadisini kapması etkili olmuştur (Doğu, Çiçek, Tunçel, & Gürgen, 1999a). Pleistosen’de ve öncesinde Çayırılı mevkiindeki karstik depresyonu yer altı sistemiyle drene eden Taşlı Dere Holosen’de geriye aşındırma ile yüzeysel olarak da drene etmeye başlamıştır. Buna bağlı olarak bir kapma boğazı oluşturmuştur (Bkz bölüm 3.2.1.5).

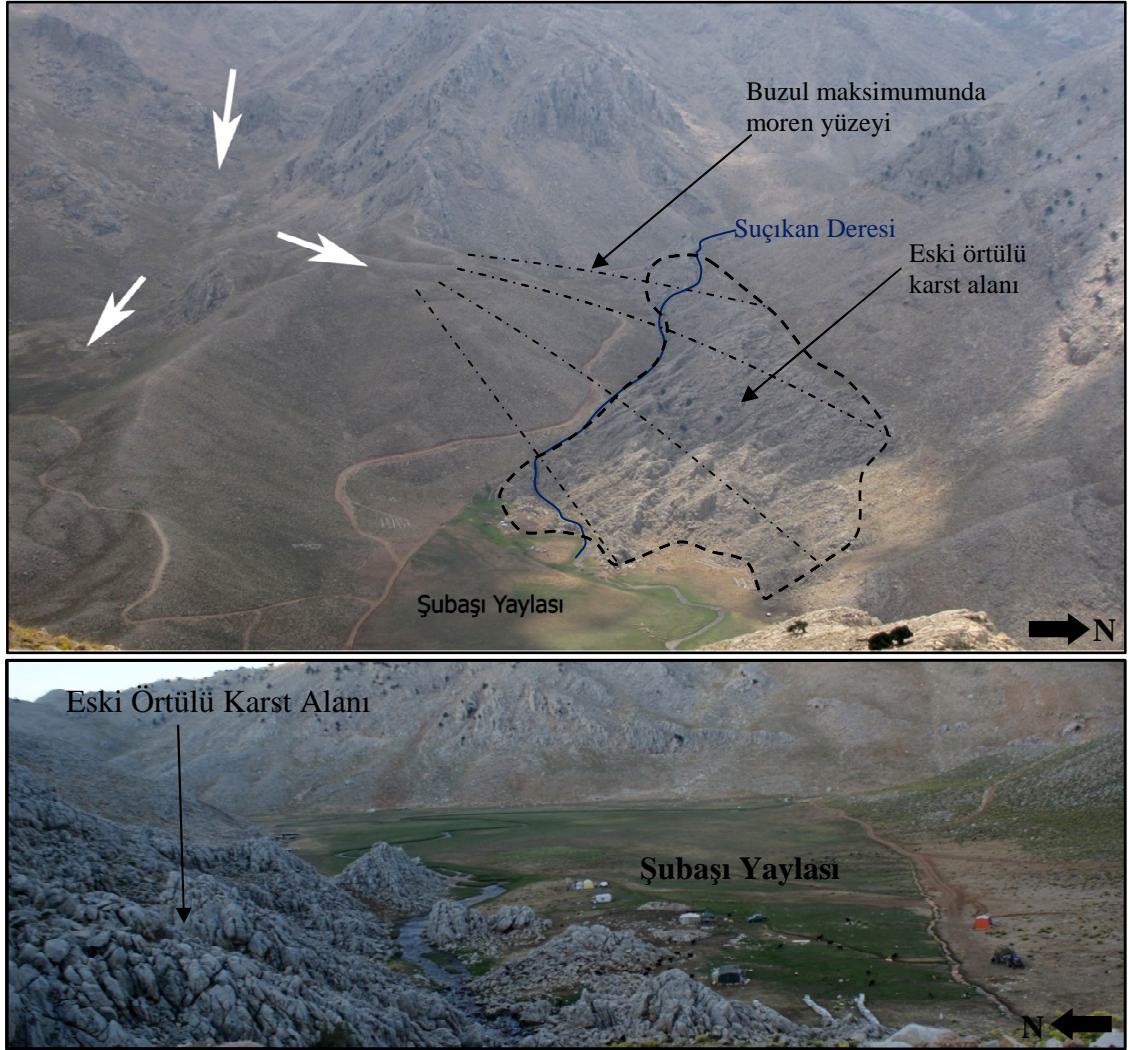


Foto 75: Karadere glasiyo-karstik vadisinde Holosen’de taban tilleri içerisinde gelişen düdenler.



Foto 76: Karadere buzul vadisinde yüzeysel drenajın Taşlı Dere tarafından kapılması.

Holosen’de, buzul depolarınının altında gelişen karstlaşmaya bir diğer örnek Kuruova buzul vadisinin nihai morenlerinin bulunduğu Şubaşı Yaylası’nda tespit edilmiştir. Son buzul maksimumunda Şubaşı Yaylası’nın büyük bölümünün morenlerle işgal edildiği düşünülmektedir. Bu alanda, moren depoları ile anakayanın temas ettiği noktalarda, örtülü karst gelişme imkanı bulmuştur. Son derece geçirgen moren depolarının altında, atmosferik koşullardan izole, morenler içerisindeki sızıntı sularıyla sürekli anakayaya temas halindeki CO₂ zengin soğuk sular, çözülmeye uygun kireçtaşı yüzeylerinde oldukça engebeli bir karst topografyası yaratmıştır. Bu topografya ancak morenlerin flüvyal süreçlerle taşındığı noktalarda ortaya çıkabilmiştir.



oktalarda ortaya çıkan

5.3. Akdağ Kütlesi'nde Polijenik Şekiller

Yüzey şekilleri; *Etken ve Süreçler, Yapı ve Litoloji ile Zaman* faktörlerinin arasındaki etkileşimin bir sonucu olarak ortaya çıkar ve gelişirler. Bir etken olan buzullar da yukarıda belirtilen süreçler ile aşındırma faaliyetlerinde bulunur. Bu faaliyetlerin etkinliği ise buzulun temas ettiği zeminin yapı ve litolojik özelliğine bağlıdır. Bu etkinliğin şiddetini kontrol eden önemli faktör ise zamandır. Etken ve süreçlerin faaliyetlerinin aynı koşullar altında ne kadar uzun süre devam ettirdikleri önemlidir. Bu süre uzadıkça yüzey şekillerinin gelişimi o oranda artar (Turoğlu, 2011).

Akdağ Kütlesi'nde Kuaterner'de nöbetleşe yaşanan karstlaşma ve buzullaşma sonucunda, bu iki etken ve sürecin etkilerini bir arada barındıran kendine özgü yüzey şekilleri oluşmuştur. Genellikle etkin olan süreç kendinden önceki sürecin ürünü, şekilleri deforme eder ya da tamamen ortadan kaldırır. Bazen de kendinden önceki şekle uyum sağlayarak gelişme eğilimi gösterir. Çalışma sahasının jeomorfolojik gelişimde, ilksel olarak karstik şekiller oluşmuş, sonradan buzullar bu şekilleri deforme etmiş ya da dönüştürmüştür. Günümüzde ise tekrar karstik süreçlerin etkinliğine bağlı olarak buzulların oluşturduğu şekiller üzerinde karstlaşma gelişme imkanı bulmuştur. Bu bölümde, karstlaşma ve buzul etkiliğinin ortak ürünü olan yüzey şekilleri bir arada irdelenecektir.

5.3.1. Buzul Çizdiği-Lapya İlişkisi

Çalışma sahasında buzullar tarafından işgal edilen alanlarda, buzullar anakaya yüzeylerini törpülemiş, cilalamış ve yer yer zeminde buzulun hareket yönü hakkında fikir verecek çizikler bırakmıştır. Bu çizik ve cilalarının oluşumu, buzulların geri çekilmesi ve ortadan kalkmasıyla birlikte durmuştur. İklim koşullarının ılımanlaşması, karbonatlı kayaların olduğu alanlarda karstlaşma süreçlerinin canlanmasını sağlamıştır. Buna bağlı olarak, zemine temas eden su karbonatlı kayaları çözme eğilimi göstermiştir. Buzul çiziklerinin belirli bir yönde düzenli uzanım göstermeleri ve anakaya üzerinde oluşturdukları oyuk ve boşluklar suların yerleşip kolay hareket etmelerine olanak tanımıştır. Sular bu alanlarda sadece kanalize olmayıp temas ettikleri zemindeki kalsiyum karbonatı çözme eğilimi göstermişlerdir. Bunun sonucu olarak; ilksel olarak buzul çizikleri olan ama sonradan

suyun etkisiyle genişleyen, eğimin elverdiği oranda buzul hareket yönünde birbirine paralel uzanan kanalcıklı ve oluklu lapyalar gelişmiştir. Bu oluklu lapyalar 1-2 cm olabildikleri gibi birkaç 10 cm boyutunda da olabilirler (Foto 78).



Foto 78: Çalışma sahasında buzullar tarafından törpülenmiş, cilalanmış ve çizikli kireçtaşı yüzeylerinde lapyaların gelişimi.

5.3.2. Dolin-Sirk-Dolin İlişkisi

Pleistosen’de iklim şartlarının gitikçe soğumasıyla birlikte çalışma sahasının yüksek aşınım yüzeylerindeki dolinler buzullar tarafından işgal edilmiş ve buzulların hareket yönlerinde deforme edilmişlerdir. Buzullaşmanın şiddetlenmesine paralel olarak konjelifraksiyon ile sirkleşen dolinler derinleşmiş ve yamaçları gerilemiştir. Buzul dönemlerinde sirk buzullarının taban sıcaklığı erime noktası etrafında bulunmaktadır. Bu durumda, buzullar zemini donmaktan korur ve zemindeki zayıf erime suları kısıtlı olsa da sirkleşen dolinlerin düdenleri aktif tutar. Buzulların çekilmesiyle birlikte sirk tabanlarında karstlaşma canlanır ve buna bağlı olarak çözünme artarak dolinleşen

sirkler derinleşir. Bazı durumlarda sirk tabanlarındaki basal tiller düdenleri tıkayarak yer altı sistemini engeller bu durumlarda dolinleşen sirklerin tabanlarında göller oluşur.

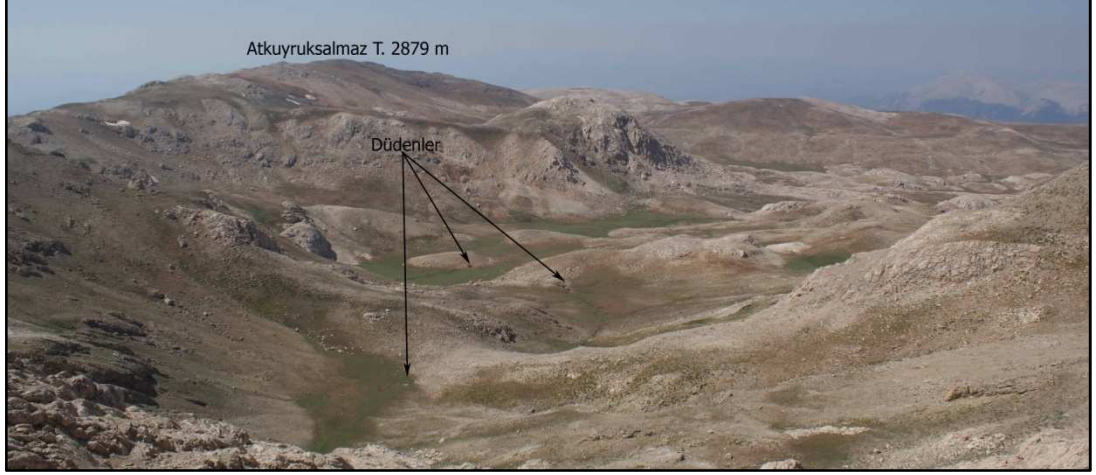


Foto 79: Karadere buzul vadisinin başlangıç bölümünde Kızıldünek Kayası mevkiinde yatık yamaçlı sirkler içinde gelişen dolinler ve tabanlarındaki düdenler.

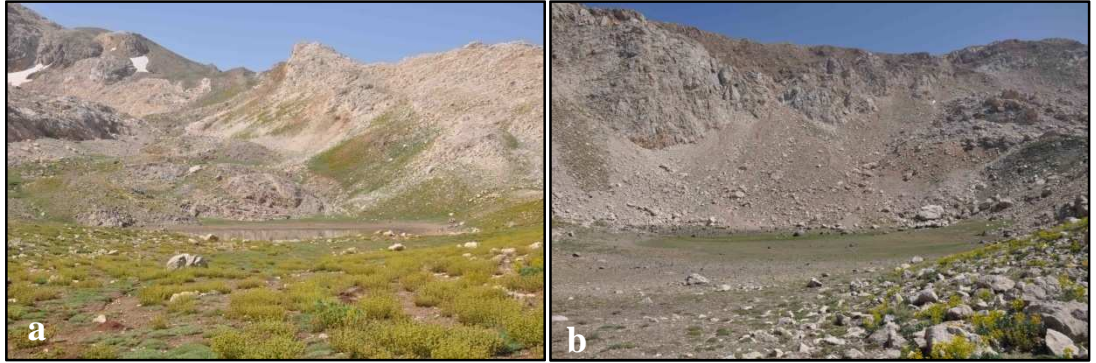


Foto 80: Basal tillerle kısmen tıkanmış, geçici göller barındıran sirk-dolinler a- Uyluk Tepe batısındaki dik yamaçlı sirk önü, b- Taşkuzluklu buzul vadisinde Ayı Gölü mevki.

5.3.3. Hum-Hörgüç Kaya İlişkisi

Çalışma sahasında Pleistosen buzullaşmaları öncesi 2500 m ve üzerindeki karst platosunda erime kalıntısı olarak artakalmış humların (tek tepeler) bir kısmı, Pleistosen buzullaşmaları esnasında bütünüyle buzullar altında kalarak deforme edilmiş ve hörgüç kayalara dönüşmüştür. Özellikle Karadere ve Taşkuzluklu glasiyo-karstik vadilerde hum-hörgüç kayaların güzel örnekleri mevcuttur.



Foto 81: Taşkuzluklu glasiyo-karstik vadisinde 2500 m seviyelerinde, buzullar tarafından törpülenerek hörgüç kayalara dönüşen paleo-humlar.

SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bu çalışma kapsamında Akdağ Kütlesi'nde yapılan jeomorfolojik gözlemler ve analizler, 2500 m ve üzerinde Pleistosen öncesi gelişen sığ yüzey karstlaşmasının, Pleistosen buzul dönemlerinde buzulların kalınlıklarını ve yayılış alanlarını belirgin olarak yönlendirdiği ortaya konmuştur. Yine karstlaşma buzullaşmayı yönlendirdiği gibi buzullarda karstlaşmanın seyrini etkilemiştir. Bu kapsamda çalışma sahasında ulaşılan başlıca sonuçlar aşağıda özetlenmiş ve tartışılmıştır.

- Çalışma sahasının yer aldığı dağlık bölgede yıllık ortalama sıcaklıklar 2500 m üzerindeki sahalarda 4°C, 2000 metrelerde ise 10°C dolaylarındadır. Yıllık ortalama yağışlar ise *Schreiber formülüne göre* 2000 m ve üzerinde 1200 mm'ye ulaşmaktadır. Yağışlar kış aylarında 2000 m ve üzerindeki alanlarda büyük ölçüde kar şeklindedir. *Rubinstein formülü* uygulanması ile rüzgar verileri kullanılan üç istasyonda da (Fethiye, Elmalı, Kaş) güneybatı sektörlü rüzgarlar bariz bir şekilde egemen olduğu ortaya çıkmıştır.
- Akdağ Pleistosen'de de günümüzde olduğu gibi Akdeniz'den gelen nemli hava kütlelerini karşılayan bir kütle görünümündedir. Bu özelliği ile orografik karakterli yağışların, Pleistosen'de buzullaşma için gerekli olan beslenmeyi büyük ölçüde sağladığını söyleyebiliriz.
- Batı Torosların en yüksek ikinci zirvesine (Uyluk T. 3014 m) sahip olan Akdağ Kütlesi'nin Hipsometrik İntegral değeri 0,42 olup bu değer sahanın gençlik safhasından olgunluğa geçiş döneminde olduğunu göstermektedir. Hipsografik Eğri'nin yükseltiye bağlı değişkenlik göstermesi; çalışma sahasındaki polijenik topografyayı ortaya koymasından önemlidir. Yine Akdağ Kütlesi'nde elde edilen dağ cephesi eğrilik oranları 1.03 ile 1.25 arasında değişmektedir. Genelde 1.0-1.5 arasındaki sinüslük oranı son derece canlı tektonik aktiviteyi yansıttığı düşünülürse "Akdağ Kütlesi'nde tektonizma oldukça faaldir" sonucuna ulaşılabilir.
- Akdağ Kütlesi'nde naplaşma hareketleri kireçtaşı kütlelerinin stratigrafik konumlarını büyük ölçüde değiştirdiğinden dolayı; erimesiz kırıntılı kayalar ve ofiyolitli kayalar tarafından alttan ve yanlardan kuşatılmıştır. Bu nedenle

karst taban düzeyi; güneyde 2560 metrelerde yer alırken doğuda 2110 metrelerde, kuzeyde 1820 metrelerde, batıda ise 1320 m dolaylarındadır.

- Çalışma sahasında zirve hatlarından alınan çatlak ölçümlerinden çatlak doğrultularının genel olarak K-G ve KD-GB olduğu görülmektedir. Buna bağlı olarak karstik depresyonların gelişimi de bu doğrultularla paralellik göstermektedir.
- Geçirimsiz kayalarla sınırlanmış ve eğimin de az olduğu kesimlerde geniş karstik depresyonlar gelişme imkanı bulmuştur. Özellikle Akdağ'ın batı yamacındaki uvalalar (Rahat Ovası, Kuruova, Ahenkli Ovası v.b.) bu gelişime tipik örneklerdir.
- Tez sahası içerisinde yoğun karstlaşmanın görüldüğü birimler 93874 m² alana sahiptir. Bu birimlerin toplam sahada %74'lük bir değere tekabül eder.
- Çalışma sahasında en fazla görülen karstik şekil dolinlerdir. Çalışma sahasında 330 adet dolin tespit edilmiştir. Farklı büyüklükte olan bu dolinler genellikle erime dolinleridir. Akdağ Kütlesi'nde 9 adet uvala bulunmaktadır. Bu uvalalar çalışma sahasının kuzeybatı, batı, güneybatı ve güneyinde yer alırlar.
- Çalışma sahası sınırları içerisinde buzul jeomorfolojine ait etken ve süreçler günümüzde etkinliği yitirse de buzul jeomorfolojisine ait şekillerin Akdağ'ın jeomorfolojik görünümündeki payı çok belirgin ve karakteristiktir.
- Cilalanmış yüzeylere, daha çok buzul vadilerinin daraldığı ve eğiminin arttığı alanlarda rastlanılmıştır. Karadere buzul vadisi tabanında (2600-2800 m seviyelerinde) kireçtaşı anakayası üzerinde gelişmiş çok sayıda hörgüç kaya mevcuttur.
- Sirkler; 2900 m ve üzerindeki sırtların önünde gelişen, dik duvarlı, derinlikleri fazla olan olgun sirkler (4 adet), 2800 m seviyelerinde gelişen düşük eğimli duvarlara sahip ve ters eğimler barındıran sirkler (12 adet) ve zirve hatlarından 2500 m seviyelerine kadar gözlenebilen nivasyon sirkleri olarak 3 grupta değerlendirilmiştir.
- Akdağ Kütlesi'nde üçü büyük yedi buzul vadisi tespit edilmiştir. Bunlardan Karadere, Taşkuzluklu ve Kuruova buzul vadileri kabaca kuzeydoğuya doğru

yönelmiş büyük alanlar işgal eden buzul vadileridir. Bu buzul vadilerinin dışında güneye yönelen nispeten daha küçük Rahat ve Yumru buzul vadileri ve de mevcuttur.

- Çalışma sahasında morenler; sirklerin hemen önünde başlar. Vadinin devamında taban ve ablasyon morenleri yer alır. Yine vadinin yamaçlarında yan morenleride tespit edilmiştir. Vadilerin son bulunduğu kısımlarda ise farklı çekilme seviyeleri barındıran cephe morenleri yer alır. Çalışma sahasında morenlerin tespit edilen en alt seviyesi 1990 metredir.
- Uylu Tepe batısındaki genç morenlerde yapılan *Ground-Penetrating Radar* (GPR) ölçümlerinde, molozlarla kaplı yüzeyin 1,5-2 m altında, ortalama 3-3,5m kalınlığında buzul olarak yorumlanabilecek bir tabakanın varlığı tespit edilmiştir. Ancak bu katman hakkında kesin sonuca ulaşabilmek için şüpheli bölgede sondaj ya da trenç açılmasına ihtiyaç vardır.
- Çayırılı mevkiindeki taban tillerinin kalınlığı yapılan GPR ölçümlerinde ise ortalama 12 m kadar tespit edilmiştir.
- Taşkuzluklu buzul vadisindeki nihai morenlerin bitiminde iki kademeli bir sandur oluşumu gözlenmiştir.
- Akdağ Kütlesi'nin jeomorfolojik görünümünde birden fazla etken ve sürecin rolü olmuştur. Bu süreçlerin başında karst, buzul, tektonik ve flüvyal gelmektedir. Özellikle 2000 m ve üzerindeki sahalarda karst ve buzul jeomorfolojine ait şekiller iç içe geçmiş halde görünürler. Bunda Kuaterner'deki iklim değişimlerinin rolü oldukça fazladır.
- Aynı enlemde yer alan Akdağ ve Beydağları, benzer yükselti ve iklim özelliklerine sahip olmalarına rağmen Plesitosen buzullaşması ve bunun ürünü olan buzul jeomorfolojisine ait şekillerin boyutu ve alansal dağılışı bakımından ciddi farklılar içermektedir. Bunda etkili olan faktör büyük ölçüde lito-stratigrafik yapıdır.
- Akdağ Kütlesi'nde yapılan buzul rekonstrüksiyonunda net bir şekilde görünmüştür ki buzullaşma öncesi sahada gelişen karstik etken ve süreçler buzullaşmanın seyrini ve yayılış alanlarını etkilemiştir. Özellikle 2500 m ve üzerindeki paleo-karstik depresyonlarda buzul kalınlıkları ve genişlikleri

alışıl gelmiş dağ ve vadi buzullaşmalarından farklı gelişmiştir. Bunda paleo-karstik depresyonların Würm daimi kar sınırı (2535 m) üzerinde yer alması ve buna bağlı olarakta bu alanların birikim zonu içerisinde kalmasının etkisi büyüktür.

- Çalışma sahasındaki buzul depolarına Optically Stimulated Luminescens (OSL) yöntemi uygulanarak mutlak yaşlar elde edilmiştir. 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'e (21-17 bin yıl) denk geldiği görülmüştür. Bu sonuç çalışma sahasındaki buzul jeomorfolojine ait şekillerin tümüyle son buzul maksimumunun ürünü olduğu savını doğrular niteliktedir.
- Akdağ Kütlesi'nde 1990 m seviyelerinde tespit edilen en alçak nihai morenlerindeki numuneden ise $123,98 \pm 8,56$ bin yıl yaşı elde edilmiştir. Bu yaş Pleistosen kronolojisi içerisinde Riss-Würm (Eemian) İnterglasyali'ne denk gelmektedir. $123,98 \pm 8,56$ yaşı Riss buzullaşmasına atfedebileceği mümkün olsa bile bunun için aynı bölgede çok daha fazla numune alınması ve farklı yaşlandırma yöntemleriyle kalibre edilmesi gerekmektedir.
- Akdağ Kütlesi'nde etkili olan Pleistosen buzul dönemleri, büyük ölçüde karstik yapıya uyumlu gelişmiştir. Buzullar ilk olarak; 2500 m ve üzerindeki yüksek karst platosu üzerinde, Pleistosen öncesinde kurulan ve daimi kar sınırı üzerinde (2535 m) yer alan fluviyo-karstik kökenli depresyonlar içerisinde gelişmeye başlamıştır. Kalınlığı artan buzullar karstik çanağın kuzey-kuzeydoğu yönünden Kuruova buzul vadisinde ise kısmen de doğu yamaçtan taşarak "U" şekilli ve yüksek eğimli tekne vadileri oluşturup 2000 m dolaylarında nihai moren setleri yaratarak sonlanmışlardır.
- Uyluk Tepe batısında sirk tabanında yer alan cephe morenlerinde yapılan GPR ölçümlerinde ve elde edilen radargram görüntülerinde paleo-dolin içerisindeki subatanın morenlerce tıkandığı tespit edilmiştir.
- İkizgöl mevkiinde göl kenarındaki taban morenleri içerisindeki su kuyusunda yoğun karbonat içeren bir katmana rastlanılmıştır. Bu karbonat çökeline alınan numuneden kalsimetre ile yapılan CaCO_3 ölçümünde %80'in üzerinde

bir değere ulaşılmıştır. Yine alınan numuneler için SEM ve XRD kullanılarak karbonat çökelinin mineral tanımlamaları ve şekilsel özellikleri ortaya konmuştur. Bu analizler sonucunda bu katmanın; içersinde bol miktarda eriyik CaCO_3 barındıran buzul altı suların, dil çanaklarına ulaştığında göllenerek ve içersindeki fazla miktardaki eriyik haldeki CaCO_3 çökeltmeleri sonucunda oluştuğu düşünülmektedir.

- Holosende çalışma sahasındaki karstlaşmanın en belirgin gelişme gösterdiği alanlarlar glasiyo-karstik depresyolardır. Holosende, karstik depresyon tabanlarında tillerle tıkanan paleo-düdenler kısmen tekrar aktif hale geçerek yer altı sistemi canlanmaya başlamıştır. Bu sistem günümüzde Uçarsu kaynağını beslemektedir. Bu yer altı sistemlerin açılması moren depolarının yüzeyinde çökme dolinlerinin oluşmasına neden olmuştur.
- Akdağ Kütlesi'nde Kuaterner'de nöbetleşe yaşanan karstlaşma ve buzullaşma sonucunda, bu iki etken ve sürecin etkilerini bir arada barındıran kendine özgü yüzey şekilleri oluşmuştur. Bu şekiller; buzullar tarafından törpülen ve cilalanan yüzeylerde gelişen lapyalar, sirkleşen dolinler ve sonrasında dolinleşen sirkler, hörgüç kayalara dönüşen humlardır. Çalışma sahasında jeomorfolojik gelişimde, ilksel olarak karstik şekiller oluşmuş, sonradan buzullar bu şekilleri deforme etmiş ya da değiştirmiştir. Günümüzde ise tekrar karstik süreçlerin etkinliğine bağlı olarak buzulların oluşturduğu şekiller üzerinde karstlaşma gelişme imkanı bulmaktadır.

Bu çalışma kapsamında edinilen deneyimler; yüksek dağlık alanlarda karst röliefi üzerinde Kuaterner buzullaşmalarının etkisinin belirlenmesine yönelik gelecekteki araştırmalarda aşağıdaki konuların dikkate alınmasının yararlı olacağını düşünülmektedir.

- Karbonatlı kütlelerde yapılan buzul çalışmalarında, buzullaşma öncesi yaşanmış olan karstik gelişim ve buna bağlı gelişen paleo-karstik şekiller dikkate alınmalıdır. Özellikle son buzul dönemine ait daimi kar sınırı üzerindeki karstik depresyonlar, o bölgedeki buzullaşmanın seyrini büyük ölçüde etkilemektedir.

- Yine buzullaşmaya maruz kalmış dağlık sahalarda, karstlaşma buzullaşmamış kütlelere oranla farklı gelişim seyri göstermiştir. Bu tür sahalarda buzul dönemlerinde karstlaşmanın büyük ölçüde kesintiye uğramasıyla birlikte zayıfta olsa sıcak tabanlı buzulların tabanında az da olsa karstik gelişimin devam edebileceği göz önünde bulundurulmalıdır. Ayrıca buzul çevresi alanlarda da CO₂'ce zengin suların karstlaşmayı oldukça arttırdığı da unutulmamalıdır.
- Bu nedenle; karbonatlı kayalardan oluşan dağlık sahalarda yapılacak buzul çalışmalarında araştırmacının buzul bilimi konusundaki bilgi donanımına sahip olduğu kadar karst konusunda da birikimlerini geliştirmeleri büyük önem taşımaktadır.
- Ayrıca tektonik etkinlik buzul ve karst çalışmalarında diğer göz önünde bulundurulması gereken konudur.
- Kuaterner buzullaşmalarına yönelik çalışmalar kendine özgü güçlükler içermektedir. Bu güçlüklerin başında her bir buzullaşma döneminin kendinden önceki dönemlere ait izleri silmesi gelmektedir. Bu nedenle, geçmiş buzul aktivitelerine yönelik öngörülerde bulunulabilmesi için saha gözlemlerinin yaş tayini verileri ile desteklenmesi büyük önem taşımaktadır.
- Ayrıca imkanlar ölçüsünde, modern jeomorfolojik teknik ve yöntemlerin uygulanması, elde edilen sonuçların uluslararası kabul görmesinde oldukça faydalı olacaktır.

Yüksek dağlık sahalarda jeomorfoloji çalışmaları; ulaşım imkanlarının kısıtlı oluşu, lojistik destek sağlamada yaşanan sıkıntılar ve fiziksel açıdan araştırmacıları son derece zorlasa da elde edilen sonuçlar, ülkemiz jeomorfolojisine çok değerli katkılar vermesinin yanında, genç araştırmacıların kendilerini geliştirmeleri açısından oldukça iyi bir fırsat olacaktır.

KAYNAKÇA

- Akay, E. U. (1985). Antalya Neojen Havzasının Stratigrafisi, **T.J.K. Bülteni**, *Cilt: 23, Sayı: 2* , 105-120.
- Aksoy, R. A. (2008). Elmalı (Batı Toroslar) Kuzeyinde Likya Naplarının Jeolojisi. **S.Ü. Müh.-Mim. Fak. Derg** s.2 , 23.
- ArDOS, M. (1974-1977). Barla Dağı Civarının Jeomorfolojisi ve Barla Dağında Pleistosen Glasyasyonu. **İ.Ü Coğrafya Enst. Derg.** S 20-21 , 151-168.
- ArDOS, M. (1977). Eğridir Gölü Güneyinin Jeomorfolojisi ve Davras Dağında Pleistosen Buzullaşması. **İ.Ü Coğrafya Enst. Derg.** S 22 , 99-118.
- ArDOS, M. (1979). **Türkiye Jeomorfolojisinde Neotektonik**. İstanbul: İst. Üniv. Coğr. Enst.Yay. No:113.
- Arpat, E., & Özgül, N. (1972). Orta Toroslar, Geyikdağ'da Kaya Buzulları. **MTA Dergisi** S.80 , 30-35.
- Atalay, İ. (1973). Toros Dağlarında Karstlaşma ve Toprak Teşekkülü Üzerine Bazı Araştırmalar. **Jeomorfoloji Derg.** Sayı:5 , 135-153.
- Atalay, İ. (1984). Mescit Dağı'nın Glasiyal Morfolojisi. **Ege Coğrafya Dergisi** S 2 , 129-138.
- Atalay, İ., Tetim, M., & Yılmaz, Ö. (1985). Ecosystems of North-Eastern Anatolia. **Ege Coğrafya Derg.**s 3 , 16-56.
- Atalay, İ. (1987). **Türkiye Jeomorfolojine Giriş**. İzmir: Ege Üniv. Edebiyat Fak. Yay. No:9.
- Atalay, İ. (1988). Toros Dağlarında Karstlaşma ve Karstik Alanların Ekolojisi. **Jeomorfoloji Derg.**, Sayı:16 , 1-8.
- Atalay, İ. (2010). **Uygulamalı Klimatoloji**. İzmir: Meta basım matbacılık.

- Barka, A. R. (1995). The Isparta Angle: Its Evolution and Importance in the Tectonics of the Eastern Mediterranean Region. **Int. Earth Sci. Collog. Aegean Region: Proceedings**, (s. 3-17.).
- Benn, D., & Evans, D. (1998). **Glacier & Glaciation**. London: Hodder Headline Group.
- Bennett, M., & Glasser, N. (2009). **Glacial Geology: Ice Sheets and Landforms**. Oxford: John Wiley & Sons.
- Bilgin, T. (1969). **Gavur Dağı Kütlelerinde Glasyal ve Periglasyal Topografya Şekilleri**. İstanbul: İ.Ü Coğrafya Enst Yay. No:58.
- Bilgin, T. (1972). **Munzur Dağlarının Doğu Kısmının Glasyal ve Periglasyal Morfoloji**. İstanbul: Coğrafya Enstitüsü Yayınları 69.
- Biricik, A. (2010). Nurhak Dağlarında Glasyal ve Periglasyal Rölyef. **Ulusal Jeomorfoloji Sempozyumu 2010** (s. 220-252). Afyon: Afyon Kocatepe Üniv.
- Blumenthal, M. (1963). Le Système Structural du Taurus Sud Anatolien. Fr. **in Livre à la Mémoire du professeur P. Fallot, t.II, Mém. h.s. Soc. Géol.**, (s. 611-622). Paris.
- Bozcu, M. F. (2007). Fethiye-Burdur Fay Zonunun Bazı Neotektonik ve Paleosismolojik Özellikleri, GB-Türkiye . **Jeoloji Mühendisliği Dergisi 31 (1)** , 200.
- Bozkurt, E. (2001). Late Alpine Evolution of the Central Menderes Massif, Western Turkey. **Int. J. Earth Sciences**, 89 , 728-744.
- Bögli, A. (1980). **Karst Hydrology and Physical Speleology**. Berlin and New York: Springer.
- Brunn, J. H. (1970). Structures Majeures et Corrélations Stratigraphiques dans les Taurides Occidentales. **Bulletin de la Société Géologique de France 12** , 515-5.

- Bull, W. (2007). **Tectonic Geomorphology of Mountain: A New Approach to Paleoseismology**. Malden: Blackwell Publishing.
- Çiner, A. (2003). Türkiye'nin Güncel Buzulları ve Genç Kuvaterner Buzul Çökelleri. **Türkiye Jeoloji Bülteni Cilt 46, Sayı 1** , 55-78.
- Darkot, B. (1951). Aksu Batısında Antalya Traverten Taraçaları. **İst.Ünv. Coğr.Enst. Derg. Cilt:1 Sayı:2** , 56-65.
- Demirci, A., Karaburun, A., & Kara, F. (2009). Uzun Dönem Sıcaklık Verilerinde Thiessen ve Mann-Kendall Metodları ile Trend Analizlerinin Yapılması: İstanbul Örneği. **DEÜ CBS Sempozyumu 10-11 Aralık 2009**. İzmir.
- Demirtaşlı, E. (1975). İran, Pakistan ve Türkiye'deki Alt Paleozoyik Yaşlı Kayaların Stratigrafik Korelasyonu., Sayfa: 204–222, Ankara. **Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kongresi** (s. 204–222). Ankara: MTA.
- Doğan, U. (2004). Dolin Sınıflamasında Yeni Yaklaşımlar. **GÜ, Gazi Eğitim Fakültesi Dergisi, Cilt 24, Sayı1** , 249-269.
- Doğu, A.F. (1993). Sandıras Dağındaki Buzul Şekilleri. **Türkiye Coğrafyası Araştırma Türkiye Coğrafyası Araştırma Dergisi** , 263-274.
- Doğu, A.F., Somuncu, M., Çiçek, İ., Tunçel, H., & Gürgen, G. (1993). Kaçkar Dağında Buzul Şekilleri, Yaylalar ve Turizm. **Ankara Üniversitesi, Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi S.2** , 157-184.
- Doğu, A. F., Çiçek, İ, Tunçel, H., & Gürgen, G. (1999a). Akdağ'ın Jeomorfolojisi ve Bunun Beşeri Faaliyetler Üzerine Etkisi. **Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi S.7** , 95-120.
- Doğu, A.F., Çiçek, İ., Gürgen, G., & Tunçel, H. (1999b). Doğu Karadeniz Dağlarının Glasyal Jeomorfolojisi. **Cumhuriyetin 75. YILDÖNÜMÜ Yerbilimleri ve Madencilik Kongresi Bildiri Özleri Kitabı** (s. 64-66). Ankara: MTA.

- Dönmez, Y. (1984). **Umumi Klimatoloji ve İklim Çalışmaları**. İstanbul: İ.Ü Yayın no. 2506.
- Ege, İ., & Tonbul, S. (2005). Soğanlı Dağı'nda Karstlaşma-Buzullaşma İlişkisi. **Türkiye Kuvaterner Sempozyumu V** (s. 283-293). İstanbul: İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü.
- Ekmekçi, M. (2003). Review of Turkish Karst With Emphasis on Tectonic and Paleogeographic Controls. **Acta Carsologica**, vol. 32, No. 2, Ljubljana .
- Erinç, S. (1949). Uludağ Üzerinde Glasiyal Morfoloji Araştırmaları. **Türk Coğrafya Dergisi 11-12** , 79-94.
- Erinç, S. (1951). Glasiyal ve Postglasiyal Safhada Erciyes Glasiyesi. **İ.Ü Coğrafya Enst. Dergisi 1 (2)** , 82-90.
- Erinç, S. (1952). The Present Day Glaciation in Turkey. **General Assembly and 17th International Congress of the Int.** (s. 326-330). Washington D.C: Geographical Union, 8th Proceedings.
- Erinç, S. (1953). Van'dan Cilo Dağlarına. **İ.Ü Coğrafya Enst. Dergisi 2 (3-4)**, 84-106
- Erinç, S. (1955). Honaz Dağında Periglasiyal Şekiller (Güneybatı Toroslar). **İ.Ü Coğrafya Enst. Derg.** , 185-187.
- Erinç, S. (1965). Türkiye'de Toprak Çalışmaları ve Türkiye Toprak Coğrafyasının Ana Çizgileri. **İst.Ünv.Cogr.Enst.Derg, Cilt:8, Sayı:15** , 1-39.
- Erinç, S. (1970). Türkiye Kuarterner ve Jeomorfolojinin Katkısı. **Jeomorfoloji Dergisi Sayı:2** , 12-35.
- Erinç, S. (1971). **Jeomorfoloji II**. İ.Ü Yay. No:1628, İ.Ü Coğr. Enst. Yay. no:23, İstanbul.
- Erinç, S. (1984). **Klimatoloji ve Metodları**. İstanbul: İ.Ü Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enst.

- Erkman, B., Alkan, H. (1986). **Kalkan-Elmalı-Yeşilova-Acıpayam-Fethiye Arasının Jeoloji ve Petrol Olanakları Raporu**. Ankara: Türkiye Petrolleri Rapor No: 2190.
- Erlat, E. (2009). **İklim Sistemleri ve İklim Değişmeleri**. İzmir: Ege Üniversitesi Yayınları, yayın no:155.
- Erol, O. (1979). Türkiye'de Neojen ve Kuaterner Aşınım Dönemleri, Bu Dönemlerin Aşınım Yüzeyleri ile Yaşıt (Korelan) Tortullara Göre Belirlenmesi. **Jeomorfoloji Derg**, Sayı: 8 , 1-40.
- Erol, O. (1983). Türkiye'nin Genç Tektonik ve Neotektonik Gelişimi. **Jeomorfoloji Dergisi** Sayı:11 , 1-22.
- Erol, O. (1989). **Batı ve Orta Torosların Neotektonik-Jeomorfolojik Gelişimini Araştırma Projesi Ara Raporu**. İstanbul: Türkiye Petrolleri.
- Erol, O. (1990). Batı Toros Dağlarının Messiniyen Paleojeomorfolojisi ve Neotektoniği. **Türkiye 8. Petrol Kongresi, 16-20 Nisan 1990 Ankara. Genişletilmiş Bildiri özleri**, (s. 91-92). Ankara.
- Erol, O. (1992). **Klimajeomorfoloji**. İstanbul: Klimajeomorfoloji., 1st. Üniv. Den. Bil. ve Coğr. Enst. Yay. No: 10 .
- Eroskay, S. O., & Günay, G. (1979). Tecto-Genetic Classification and Hydrogeological Properties of the Karst Regions in Turkey. **Proceedings of Int. Symp. On Karst Hydrogeology-Antalya**. Antalya.
- Ersoy, Ş. (1990). Batı Toros (Likya) Naplarının Yapısal Öğelerinin ve Evriminin Analizi. **Jeoloji Mühendisliği Dergisi** .
- Flint, R. F. (1957). **Glacial Geology and the Pleistocene Epoch**. New York: J.Wiley.
- Flint, R. F. (1971). **Glacial and Quaternary Geology**. USA: John Wiley and Sons.

- Ford, D. (2004). The Karst System. J. Gunn içinde, **Encyclopedia of Caves and Karst Science** (s. 1018). London: Taylor & Francis Books, Inc.
- Ford, D. (1989). **Karst Geomorphology and Hydrology**. London: Chapman and Hall.
- Gemmell, A. (1988). Thermoluminescence Dating of Glaciofluvial Sediments: Some Considerations. **Quaternary Science Reviews**, 7 , 277-285.
- Gines, A. (2004). Karren. J. Gunn içinde, **Encyclopedia of Caves and Karst Science** (s. 1010-1016). London: by Taylor & Francis Books, Inc.
- Gönençgil, B. (2008). **Doğal Süreçler Açısından İklim Değişikliği ve İnsan**. İstanbul: Çantay Kitabevi.
- Graciansky, P. C. (1968). Teke yarımadası (Likya) Toroslarının Üst Üste Gelmiş Ünitelerinin Stratigrafisi ve Dinaro-Toroslar'daki yeri. **MTA Enstitüsü Dergisi** 71 , 73-92.
- Güneysu, A. (1993). Batı Toroslar'da Neotektonik Hareketlerin Karstlaşma Üzerindeki Etkileri ve Karstlaşmanın Evrimi (Eğirdir-Beyşehir-Antalya Karst Alanı). **Türk Coğrafya Dergisi**, Sayı:28 , 329-336.
- Hubbard, B., & Glasser, N. (2005). **Field Techniques in Glaciology and Geomorphology**. West Sussex: John Wiley & Sons Ltd.
- Jennings, J. (1985). **Karst Geomorphology**. Oxford: Blacwell.
- Keller, A. N. (2002). **Active Tectonics**. New Jersey: Prentice Hall Earth Science Series.
- Kıyak, N., Polymeris, G., & Kitis, G. (2007). Component Resolved OSL Dose Response and Sensitization of Various Sedimentary Quartz Samples. **Radiation Measurements V.42 I.2** , 144-155.
- Klimchouk, A., Bayarı, S., Nazik, L., & Törk, K. (2006). Glacial Destruction of Cavesy Stemsin High Mountains, with Aspecial Reference to the Aladaglar

- Massif, Central Taurus, Turkey. **Acta Carsologica** 35/2 *Ljubljana* , 111-121.
- Koçman, A. (1993). **Türkiye İklimi**. İzmir: E.Ü Edebiyat Fak. Yay. No:72.
- Koçyiğit, A. (1984). Güneybatı Türkiye ve Yakın Dolayında Levhaiçi Yeni Tektonik Gelişim. **TJK Bülteni** *Cilt:24* , 15-23.
- Kurter, A. (1979). **Türkiye'nin Morfoklimatik Bölgeleri**. İstanbul: İ.Ü Coğrafya Enstitüsü yayını.
- Kurter, A., & Sungur, K. (1991). Glaciers of the Middle East and Africa- Glaciers of Turkey. J. a. Edited by Richard S. Williams içinde, **Satellite Image Atlas of Glaciers of the World** (s. 1-30). USGS Profteisional Papar, 1386-G-1.
- Lowe, J., & Walker, M. (1997). **Reconstructing Quaternary Environment**. England: Longman Group Ltd.
- Martini, I. P., Brookfield, M. E., & Sadura, S. (2001). **Principles of Glacial Geomorphology and Geology**. New Jersey: Prentice Hall.
- McClusky, S. B. (2000). Global Positioning System Constrains on Plate Kinematics and Dynamics in the Eastern Mediterranean and Gucasus: 5. **Journal of Geophysical Research**, *V. 10 no.B3* , 5695-5719.
- McKenzie, D. P. (1978). Active Tectonics of the Alpine-Himalayan Belt: The Aegean Sea and its Surrounding Regions. **Geophys. J. R. Astr. Soc** 55 , 217-254.
- Messerli, B. (1967). Die Eiszeitliche und die Gegenwartige Vergletscherung in Mittelmeerraum. **Geographica Helvetica**, 22 , 105-228.
- Müller, U., Pross, J., & Bibus, E. (2003). Vegetation Response to Rapid Climate Change in Central Europe During the Past 140 000 yr Based on Evidence from the Füramoss Pollen Record. **Quaternary Research** 59 , 235-245.

- Nazik, L. (1989). Mağara Morfolojisinin Belirlediği Jeolojik-Jeomorfolojik ve Ekolojik Özellikler. **Jeomorfoloji Dergisi** S.17 , 53-62.
- Nazik, L. (1992). **Beyşehir Gölü Güneybatısı ile Kemboş Polyesi Arasının Karst Jeomorfolojisi.** İstanbul: İst. Üniv. Den. Bil. ve Coğr. Enst. Doktora Tezi.,(yayınlanmamış).
- Nazik, L. (1993). Türkiye Karst Bölgeleri ve Bu Bölgelerdeki Mağaraların Gelişimlerini Denetleyen Parametreler. **Hacettepe Üniversitesi'nde Yerbilimlerinin 25nci Yılı Sempozyumu, Bildiri Özleri, 15-17 Kasım.** Ankara.
- Nazik, L. (2004). The Karst Regions of Turkey (According to the Morphogenesis and Morphometric Properties). **Proceeding of Int.Symp. on Earth System Sciences,** (s. 77-82). İstanbul.
- Nazik, L. (2005). Türkiye Mağaraları. **Ulusal Mağara Günleri Sempozyumu** (s. 31-46). Konya: Türkiye Tabiatını Koruma Derneği.
- Nazik, L.,Tuncer,K. (2010a). Türkiye Karst Morfolojisinin Bölgesel Özellikleri. **Türk Speleoloji Dergisi .**
- Nazik, L. (2010b). Türkiye Morfolojisinde Kanyonlara Yeni Bir Yaklaşım: Mağara Kanyonlar,**Ulusal jeomorfoloji Sempozyumu 2010** (s. 42-44). Afyon: Afyon Kocatepe Üniv.
- Onde, H. (1952). Formes Glaciaires dans le Massif Lycien de l'Akdağ. **XIXe Congrès Geologique International, Alger Fasc. XV,** (s. 327-335).
- Özgül, N. (1976). Toroslar'm Bazı Temel Jeoloji Özellikleri. **Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, c. 19, , 5-78.**
- Paterson, W. (1994). **The Physics of Glaciers.** Oxford: Pergamon Press.
- Pekcan, N. (1999). **Karst Jeomorfolojisi.** İstanbul: Filiz Kitapevi.

- 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.
- Planhol, X., & İnadık, H. (1958). La Limite de La Glaciation Quaternaire Dans Le Massif du Yeşil Göl Dağ (Anatolie du Sud-Quest). **Review 4** , 33-35.
- Planhol, X., & Bilgin, T. (1961). Karagöl Kütlesi Üzerinde Pleistosen ve Aktüel Glasyasyon ile Periglasiyal Şekiller. **İ.Ü Coğrafya Enst. Derg.** 12 (6) , 127-146.
- Poisson, A. (1977). **Recherches geoloque dans les Taurides Occidentales (Turquie)**: Paris: These Unv. Paris_Sud Orsay.
- Porter, S. C. (2001). Snowline Depression in the Tropics Druing the Last Glaciation. **Quaternary Science Reviews**, 20. , 1067-1091.
- Richards, B. (2000). Luminescence Dating of Quaternary Sediments in the Himalayas and High Asia: A Practical Guide to its Use and Limitations for Constraining the Timing of Glaciation. **Quaternary International** 65/66 , 49-61.
- Sarıkaya, M., Çiner, A., & Zreda, M. (2011). Quaternary Glaciations of Turkey. J. Ehlers, P. Gibbard, & P. Hughes içinde, **Quaterner Glaciations - Extent and Chronology** (s. 393-403). Oxford: Jordan Hill.
- Schomacker, A. (2011). Moraine. V. P. Singh, P. Singh, & U. K. Haritashya içinde, **Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers** (s. 752). Dordrecht, The Netherlands: Published by Springer.
- Smart, C. (2004a). Glacierized and Glaciated Karst. J. Gunn içinde, **Encyclopedia of Cave an Karst Science** (s. 804-809). London: Taylor & Francis Books, Inc.
- Smart, C. (2004b). Alpine Karst. J. Gunn içinde, **Encyclopedia of Cave an Karst Science** (s. 64-68). London: Taylor & Francis Books, Inc.

- Straher, A. N. (1952). Hypsometric (area-altitude) Analysis of Erosional Topography. **Geological Society of America Bulletin** (63), 1117-1142.
- Şenel, M., Selçuk, H., Bilgin, R. Z., Şen, A. M., Durukan, E., Arbas, A., et al. (1989). **Çameli (Denizli)-Yeşilova (Burdur)-Elmalı (Antalya) ve Dolayının Jeolojisi**. Ankara: MTA.
- Şenel, M. (1997). **1/100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, Fethiye-L9 paftası**. Ankara: MTA.
- Şenel, M. (2004). Batı Toroslar'daki Yeşilbarak Napının Stratigrafik ve Yapısal Özellikleri, GD Anadolu'daki ve Kuzey Kıbrıs'taki Benzer Birimlerle Karşılaştırılması. **MTA Dergisi Sayı 128**.
- Şengör, A. (1980). Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları . **T.J.K. Konferanslar Serisi Yayını**. Ankara.
- Şengör, A. (1985a). Türkiye'nin Tektonik Tarihinin Yapısal Sınıflaması. **Ketin Sempozyumu 20-21 Şubat 1984** (s. 37-62). Ankara: TJK.
- Şengör, A. (1985b). Türkiye'nin Jeomorfolojik Evriminde Orta Miyosen'in Önemi. **Türkiye 9. Jeomorfolojisi Bilimsel ve Teknik Kurultayı, 13-15 Mart 1985**, (s. 39-42). Ankara.
- Tombul, S. (1997). Bingöl Dağlarında Buzul Şekilleri. **Ankara üniversitesi Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi** , 347-374.
- Törk, K. (2008). **Aladağlar'da (Niğde-Kayderi-Adana) Buzullaşma Evrelerinin Karstlaşma Üzerindeki Etkileri**. Ankara: Hacettepe Üniv. Fen Bil. Enst. Basılmamış Doktora tezi.
- Tuncer, K. (2003). **Sakarya Nehri-Göynük Çayı Çatak Çayı Arasındaki Sahanın Karst Jeomorfolojisi**. İstanbul: İ.Ü. Sosyal Bilimler Enst Basılmamış Doktora Tezi.
- Turoğlu, H. (2009). Yenilenen Kuaterner kronostratigrafisi (Updated Quaternary Chronostratigraphy). **Türk Coğrafya Dergisi 53** , 85-90.

- Turoğlu, H. (2011). **Buzullar ve Buzul Jeomorfolojisi**. İstanbul: Çantay Kitapevi.
- Türkeş, M. (1999). Vulnerability of Turkey to Desertification with Respect to Precipitation and Aridity Conditions. *Tr. J. of Engineering and Enviromental Science* 23, 363-380. Tubitak.
- Türkeş, M. (2010). **Klimatoloji ve Meteoroloji**. İstanbul: Kriter Yayıncılık yayın no:63.
- Walker, M. (2005). **Quaternary Dating Method**. West Sussex, England: John Wiley & Sons Ltd.
- Williams, P. (2004). Doline. A. Goudie içinde, **Encyclopedia of Geomorphology** (s. 266-270). New York: Taylor & Francis Group.
- Yalçınkaya, S. (1986). **Batı Toroslar'ın Jeoloji Raporu**. Ankara: M.T.A. Raporu, No: 7898 (Yayınlanmamış).
- Yiğitbaşıoğlu, H. (2000). Finike ve Yakın Çevresinin İklim Özellikleri. **Ankara Üniv. Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi Degisi Cilt 40 Sayı:1-2** , 107-36.
- Yılmaz, Y. (2000). Ege bölgesinin aktif tektoniği. **Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu**, (s. 3-15.).

Faydalanılan İnternet Adresleri

www.sayisalgrafik.com.tr/deprem

ÖZGEÇMİŞ

1980 yılında Kütahya’da doğdum. İlk ve ortaöğretimimi İstanbul’da tamamladım. 1998 yılında İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Coğrafya Bölümünü kazandım ve 2002 yılında mezun oldum. Aynı yıl İ.Ü. Sosyal Bilimler Enstitüsü’nde Coğrafya Öğretmenliği alanında Tezsiz Yüksek Lisans yaptım ve 2003 yılında mezun oldum. Yine 2003 yılında İ.Ü. Sosyal Bilimler Enstitüsü’nde Coğrafya Anabilim Dalı’nda yüksek lisans programına başlayıp “Fırtına Deresinin Uygulamalı Jeomorfoloji Etüdü” başlıklı tezimi Prof.Dr. Hüseyin TUROĞLU danışmanlığında 2006 yılında tamamladım. 2006 yılında aynı enstitünün Coğrafya Anabilim Dalı’nda Doktora eğitimime başladım. ERASMUS Programı çerçevesinde doktora eğitimimin bir döneminde, Polonya Jagiellonian (Krakow) Üniversitesi Coğrafya Bölümü’nde bulundum (01 Ekim 2008 – 25 Şubat 2009).

Aralık 2004’de İ.Ü Edebiyat Fak. Coğrafya Böl. Fiziki Coğrafya Anabilim Dalı’na Araştırma Görevlisi olarak atandım ve çalışmalarımı jeomorfoloji konularında (buzul, karst, uygulamalı jeomorfoloji) yürütmekteyim.