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

DOKTORA TEZİ

GEYİK DAĞI KÜTLESİ'NDE (ORTA TOROSLAR) KARSTİK DEPRESYONLARIN DAĞILIŞI VE BU DAĞILIŞA ETKİ EDEN FAKTÖRLER

Mesut ŞİMŞEK
2502140026

TEZ DANIŞMANI
Prof. Dr. Hüseyin TUROĞLU

İSTANBUL, 2018

T.C.
İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ

DOKTORA
TEZ ONAYI

ÖĞRENCİNİN;

Adı ve Soyadı	:	MESUT ŞİMŞEK	**Numarası**	:	2502140026
Anabilim Dalı / Anasanat Dalı / Programı	:	COĞRAFYA	**Danışmanı**	:	PROF.DR.HÜSEYİN TUROĞLU
Tez Savunma Tarihi	:	24.01.2018	**Saati**	:	13.30
Tez Başlığı	:	"Geyik Dağı Kütlesi'nde (Orta Toroslar) Karstik Depresyonların Dağılışı ve Bu Dağılışa Etki Eden Faktörler"			

TEZ SAVUNMA SINAVI, İÜ Lisansüstü Eğitim-Öğretim Yönetmeliği'nin **50. Maddesi** uyarınca yapılmış, sorulan sorulara alınan cevaplar sonunda adayın tezinin **KABULÜNE** OYBİRLİĞİ / ~~OYÇOKLUĞUYLA~~ karar verilmiştir.

JÜRİ ÜYESİ	İMZA	KANAATİ (KABUL / RED / DÜZELTME)
1- PROF. DR. MERAL AVCI		Kabul
2- PROF. DR. HÜSEYİN TUROĞLU		Kabul
3- PROF. DR. İSA CÜREBAL		Kabul
4- YRD. DOÇ. DR. MUHAMMED ZEYNEL ÖZTÜRK		Kabul
5- YRD. DOÇ. DR. CİHAN BAYRAKDAR		Kabul

YEDEK JÜRİ ÜYESİ	İMZA	KANAATİ (KABUL / RED / DÜZELTME)
1- PROF. DR. BARBAROS GÖNENÇGİL		
2-YRD. DOÇ. DR. M.FATİH DÖKER		

ÖZ

GEYİK DAĞI KÜTLESİ'NDE (ORTA TOROSLAR) KARSTİK DEPRESYONLARIN DAĞILIŞI VE BU DAĞILIŞA ETKİ EDEN FAKTÖRLER

Mesut ŞİMŞEK

Jura-Kretase ve Permiyen neritik kireçtaşlarından oluşan Geyik Dağı (Orta Toroslar) üzerinde çok fazla sayıda dolin ve uvala bulunur. 1/25000 ölçekli 21 adet topografya haritası üzerinde gerçekleştirilen haritalama çalışmasına göre 2.108 km^2'lik alanda 23.785 adet dolin, 1.814 adet uvala olmak üzere toplam 25.599 karstik depresyon tespit edilmiştir. Tespit edilen tüm şekiller Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) ortamında poligon olarak sayısallaştırılmış ve ardından her bir şeklin merkez X-Y koordinatları, yükseklik (m), alan (m^2), çevre uzunluğu (m), uzun eksen (m) ve kısa eksen uzunluğu (m), uzun/kısa eksen oranı (uzama oranı), dairesellik indisi, uzun eksenin kuzey ile açısı (º) değerleri hesaplanmış ve haritalandırılmıştır. Karstik depresyon yoğunluklarının drenaj yoğunlukları ve eğim özelikleri ile korelasyonları hesaplanmıştır. Ayrıca 3 farklı alanda kurulan 8 mikro erozyon ölçüm istasyonu aracılığıyla ana kaya yüzeylerindeki bir yıllık ayrışma hızı tespit edilmiştir. Tüm bu haritalama ve hesaplama işlemleri sonucunda Geyik Dağı üzerindeki depresyonların dağılış özellikleri ile bu dağılışa etki eden faktörlerin neler olduğu ortaya konulmuştur.

Yapılan haritalama çalışmalarına göre incelenen depresyonlar 550-2800 metreleri arasında dağılış gösterir. Maksimum yoğunluğun 145 adet/km^2'ye ulaştığı kütlede şekillerin %44'ü 1800-2100 metreleri arasında bulunur. Bu yükselti aralığı kütle üzerindeki dolin zonunu oluşturur. Tüm şekillerin uzun eksen yönelimlerine göre karstik çukurların uzanımında KB-GD doğrultusu egemendir. Eğim değerleri ile karstik depresyon sayısı arasında negatif bir korelasyon bulunurken, karstik depresyon sayısı ile paleovadi yoğunluğu arasında pozitif bir korelasyon bulunur (r= 0.74). Mikro erozyon ölçüm istasyonuna göre ana kaya yüzeylerindeki bir yıllık ayrışma hızı ortalama 0,29 mm/yıl'dır. Bu sonuçlar Geyik Dağları üzerindeki dolin ve uvalalar yüzeysel drenajın bulunmadığı, neritik kireçtaşlarından oluşan düşük

eğimli yüksek karstik plato üzerinde gelişme göstermiştir. Bölgesel tektonizmaya bağlı oluşan ana çatlak sistemleri karstik depresyon uzanımları üzerinde birincil etkiye sahiptir. Bununla birlikte paleovadi yoğunlukları da hem yoğunluk hem de dolin yöneliminde ikincil etkiye sahip olduğu tespit edilmiştir.

Anahtar Kelimeler: Karst, Dolin, Uvala, Geyik Dağı, Orta Toroslar.

ABSTRACT

DISTRIBUTION OF KARSTIC DEPRESSION ON THE GEYIK MOUNTAIN (CENTRAL TAURUS) AND THE FACTORS AFFECTING TO THIS DISTRIBUTION

Mesut ŞİMŞEK

There are a large number dolines and uvalas on Geyik Mountain (Central Taurus) which is composed of Jura-Creatase and Permian neritic limestone. According to mapping studies performed on 1/25000 scaled 21 topographic maps, 25.599 karstic depressions including 23.785 dolines and 1814 uvalas were detected in 2.108 km^2. Determined all depressions are calculated as poligon via Geographic Information Systems (GIS) and then central X-Y coordinates, elevation (m), area (m^2), perimeter (m), long and short axis length (m), long-short axis ratio (elongation ratio), circularity index, azimuth of long axis (^{o}) are calculated and are mapped. Correlations between depression density and drainage density, slope conditions are determined. In addition, annual surface erosion rates (mm) were detected with 8 micro erosion meter stations installed 3 locations in study area. In consequence of all these maps and calculations, spatial distribution of depressions and factors affecting to this distribution on Geyik Mountain are determined.

According to mapping studies, all depressions are located between 550 and 2800 meters. Maximum density is 145 depressions/km^2 and 44% of all depressions are found between 1800 and 2100 meters. This elevation range corresponds to densest doline zone on mountain. According to azimuths of all depressions, NW-SE direction is dominant at orientation of depressions. While there is a negative correlation between slope angle and depressions density, there is a positive correlation between paleovalley density and depression density (r=0.74). Mean annual surface erosion rate is approximately 0,29 mm/year. As a result, depressions on Geyik Mountain are developed on gentle slopes of high karstic plateaus consisting of neritic limestones without active surface drainage. Main fracture system due to regional tectonism are primary factor on orientation of depressions. Besides, paleovalley density is secondary factor on both density and orientation of depressions.

Keywords: Karst, Doline, Uvala, Geyik Mountain, Central Taurus.

ÖNSÖZ

"Geyik Dağı Kütlesi'nde (Orta Toroslar) Karstik Depresyonların Dağılışı ve Bu Dağılışa Etki Eden Faktörler" isimli doktora tez çalışması 2015 yılında başlayarak üç yıl süren büro, arazi ve laboratuar çalışmaları ile sonuçlanmıştır. Dolin ve uvalaların oluşum ve gelişimlerinin belirlenmesinde; başta arazi çalışmaları olmak üzere, coğrafi bilgi sistemleri, uzaktan algılama (insansız hava aracı), morfometrik analizler, mikro erozyon ölçümleri, XRD, gözeneklilik, $CaCO_3$ oranı ve ince kesit analizleri çalışmada kullanılmıştır. Yapılan çalışmaların sonucunda Geyik Dağı Kütlesi'nde yüzey karstlaşmasına ait şekiller (dolin ve uvalalar) detaylı olarak incelenerek, şekillerin dağılışında etkili olan faktörler belirlenmiştir.

Bu çalışma altı bölümden oluşmaktadır. Giriş bölümde; kuramsal çerçeve: kavramlar ve terimler; çalışma alanının yeri ve sınırları; çalışmanın amacı; materyal ve yöntem; ile önceki çalışmalar ele alınmıştır. Birinci bölümde, sahanın karst jeomorfolojisine etki eden faktörler ele alınmıştır. İkinci bölümde sahanın karst ve buzul jeomorfolojisi açıklanmıştır. Üçüncü bölümde çalışmanın özgün değerini oluşturan bulgulara yer verilmiştir. Dördüncü bölümü tartışma, son bölümde ise çalışmanın sonuçları ortaya konulmuştur.

Doktora eğitimim boyunca, bilgi ve tecrübeleri ile jeomorfoloji alanında yetişmemde büyük emeği olan ve her zaman öğrencisi olmaktan gurur duyacağım danışman hocam Prof. Dr. Hüseyin TUROĞLU'na minnettarım. Doktora tez süreci boyunca vermiş olduğu maddi ve manevi desteğin yanı sıra, akademik bakış açıma önemli katkılarda bulunan ve her türlü koşulda yanımda olan değerli hocam Yrd. Doç. Dr. Muhammed Zeynel ÖZTÜRK'e teşekkürü bir borç bilirim. Ayrıca tez süreci boyunca bilgi ve önerilerinden faydalandığım hocalarım Prof. Dr. Meral AVCI'ya, Prof. Dr. İsa CÜREBAL'a, Prof. Dr. Barbaros GÖNENÇGİL'e, Yrd. Doç. Dr. Cihan BAYRAKDAR'a ve Yrd. Doç. Dr. Tolga GÖRÜM'e şükranlarımı sunarım. Tez hazırlama sürecinde vermiş oldukları desteklerden dolayı, doktora arkadaşlarım Abdullah AKBAŞ'a, Mustafa UTLU'ya, Seda GÜMÜŞ'e, Fatih ADIGÜZEL'e, Şakir FURAL'a ve fen bilgisi öğretmeni Süleyman UYSAL'a çok

teşekkür ederim. Ayrıca vermiş oldukları destek ve cesareti hiçbir zaman unutmayacağım hocalarım Prof. Dr. Ülkü ESER ÜNALDI ve Prof. Dr. Ayhan AKIŞ'a, karst jeomorfolojisi alanında bilgi ve tecrübelerinden sıkça yararlandığım değerli hocam Yrd. Doç. Dr. Lütfi NAZİK'e, ince kesit yorumlarındaki katkılarından dolayı Prof. Dr. Mustafa Bozcu'ya ayrı ayrı teşekkür ederim. Vermiş olduğu maddi destekten dolayı (Proje no: 115Y580), Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK)'a ayıca teşekkür etmek isterim.

Tüm zorluklara rağmen her zaman yanımda olan kıymetli eşim Sena ŞİMŞEK'e, ağabeyim Mehmet ÇETİN'e, hayattaki bütün başarılarımı borçlu olduğum anne ve babama teşekkür ederim.

İstanbul, 2018
Mesut ŞİMŞEK

İÇİNDEKİLER

ÖZ ..... **iii**
ABSTRACT ..... **v**
ÖNSÖZ ..... **vi**
TABLOLAR LİSTESİ ..... **xi**
ŞEKİLLER LİSTESİ ..... **xii**
FOTOĞRAFLAR LİSTESİ ..... **xvi**
KISALTMALAR LİSTESİ ..... **xix**
GİRİŞ **1**
Kuramsal Çerçeve: Kavramlar ve Terimler 1
Dolin 3
Uvala 7
Çalışma Alanının Yeri ve Sınırları 8
Amaç 10
Materyal ve Yöntem 10
Karşılaşılan Güçlükler 19
Önceki Çalışmalar 20

BİRİNCİ BÖLÜM

KARSTİK DEPRESYONLARIN DAĞILIŞINA ETKİ EDEN FAKTÖRLER

1.1.Jeolojik Özellikler 31
1.1.1. Stratigrafi ve Litoloji 31
1.1.1.1. Paleozoyik 34
1.1.1.2.Mesozoyik 36
1.1.1.3.Tersiyer 41
1.1.1.4.Kuvaterner 42
1.1.1.5.Tektonik 42
1.2.Eğim Özellikleri 45
1.3.Bakı Özellikleri 48
1.4.İklim Özellikleri 51
1.4.1.Genel Hava Dolaşımı 51

1.4.2.Sıcaklık 53
1.4.3.Yağış 55
1.4.4.İklim Tipi 58
1.5.Bitki Örtüsü 61

İKİNCİ BÖLÜM

GENEL JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLER

2.1.Yüzey Karst Jeomorfolojisi 68
2.1.1.Karstik Şekiller 69
2.1.1.1.Lapyalar (Karenler) 70
2.1.1.2.Dolinler 74
2.1.1.2.1. Çözünme Dolinleri 74
2.1.1.2.2. Çökme Dolinleri 76
2.1.1.2.3. Örtü Kayası Çökme Dolinleri 77
2.1.1.2.4. Örtü Çökme Dolinleri 78
2.1.1.2.5. Alüvyal Dolinler 80
2.1.1.2.6. Örtülmüş Dolinler 82
2.1.1.3.Uvalalar 83
2.1.1.4.Polyeler 85
2.1.1.5.Paleovadiler (Paleokarstik Vadiler) 88
2.1.1.6.Düdenler 90
2.1.2. Alanın Drenaj Özellikleri 92
2.1.3.Karst Sınıflaması 94
2.2.Buzul Jeomorfolojisi 96
2.2.1.Buzul Aşınım Şekilleri 97
2.2.1.1. Buzul Çizikleri ve Cilaları 97
2.2.1.2.Sirkler ve Aretler 98
2.2.1.3.Buzul Vadileri 99
2.2.2.Buzul Birikim Şekilleri 100
2.2.2.1. Moren Depoları 100
2.2.2.2. Sandur 102

ÜÇÜNCÜ BÖLÜM

BULGULAR

3.1.Morfometrik Özellikler....103
3.2.Yoğunluk Analizleri....103
3.3.Alansal Değerler....108
3.4.Çevre Uzunlukları....110
3.5.Uzama Oranı (Uzun Eksen/Kısa Eksen Oranı)....110
3.6.Dairesellik Değerleri....115
3.7.Depresyon Dağılışının Eğim Özellikleri İle İlişkisi....118
3.8.Karstik Depresyon Dağılışının Paleovadi Özellikleri İle İlişkisi....119
3.9.Yönelimler ve Depresyonların Gelişimi....121
3.10.Litolojik Yapı ve Depresyonların Gelişimi....125
3.11.Mikro Erozyon Sonuçları....127
3.12.Kayaç Analizleri....129
3.12.1.İnce Kesitler....129
3.12.2.XRD (X-ray Diffraction) Sonuçları....131
3.12.3.$CaCO_3$ ve Gözeneklilik Oranı....132

DÖRDÜNCÜ BÖLÜM

TARTIŞMA

SONUÇ ve ÖNERİLER....139
Sonuçlar....139
Öneriler....141
KAYNAKÇA....143
EKLER....167
ÖZGEÇMİŞ....169

TABLOLAR LİSTESİ

Tablo 1: Çalışma alanına kurulan mikro erozyon ölçüm istasyonlarının özellikleri. 17
Tablo 2: Çalışma alanının eğim sınıflaması (Tunçdilek, 1985). 46
Tablo 3: Çalışma alanın bakı yönü ve oransal dağılışı 49
Tablo 4: Çalışma alanı içerisinde bulunan meteorolojik gözlemevi ve genel özellikleri.....53
Tablo 5: Tornthwaite formülüne göre Hadim'in su bilançosu tablosu.....60
Tablo 6: Çalışma alanındaki karstik depresyonların geliştiği litolojik birimler.....126
Tablo 7: Çalışma alanındaki neritik kireçtaşlarının yaşlarına göre dağılımı.....126
Tablo 8: Mikro erozyon ölçer (MEM) ölçümlerine göre farklı karasal ortamlarda bulunan kireçtaşlarındaki erozyon oranları (Stephenson ve Finlayson, 2009: 56)...127
Tablo 9: Mikro erozyon ölçüm sonuçları.....128
Tablo 10: Kireçtaşlarının saflık derecesine göre sınıflandırılması (Geyssant, 2001). 134
Tablo 11: Dünyanın çeşitli yerlerinde, farklı araştırmacılar tarafından yapılmış çalışmalarda yer alan dolinlere ait bazı temel özellikler.....138

ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil 1: Akdeniz çevresindeki karbonatlı kayaçların dağılışı (Williams, 2008'den yeniden düzenlenerek). 2
Şekil 2: Türkiye'deki karbonatlı kayaçların dağılışı (Güvercin Orhan, 2004'den yeniden düzenlenerek). 3
Şekil 3: Yaygın olarak görülen dolin formları (Gilli, 2015'den yeniden düzenlenerek). 4
Şekil 4: Dolin tipleri (Waltham ve Fookes, 2003; Doğan, 2004; McCraw ve Land, 2016'dan yeniden düzenlenerek). 5
Şekil 5: İlk kez J. Cvijic (1893) tarafından bilimsel bir sistematikte tanımlanmış çözünme (erime) dolini. 6
Şekil 6: Araştırma alanının lokasyonu..... 9
Şekil 7: (a) 1/25000 ölçekli topografya paftasında dolin ve uvalaların görünümü (b) uzun eksen, kısa eksen ve yönelim açılarının grafiksel gösterimi.....11
Şekil 8: Sayısal yükseklik modelinin azimut açılarının değiştirilerek çizgiselliklerin tespit edilmesi (Masoud ve Koike, 2011'den).....12
Şekil 9: Tez çalışması kapsamında kullanılan temel materyaller. 13
Şekil 10: Çalışmada kullanılacak temel indislerin grafiksel gösterimi (Öztürk vd. 2015b). 14
Şekil 11: Mikro erozyon ölçüm istasyonları ve sayıları ile örneklem alanları. 16
Şekil 12: Çalışma alanı ve çevresinin tektonostratigrafik birlikleri (Özgül, 1984'den yeniden düzenlenerek). 32
Şekil 13: Geyik Dağı'nın jeoloji haritası (Şenel, 2002'den yeniden düzenlenerek)..33
Şekil 14: Çalışma alanındaki (a) fay, bindirme, sürüklenim yapılarının eksen uzanımları ve (b) çizgiselliklere ait gül diyagramları. 45
Şekil 15: Geyik Dağı'nın eğim grupları frekansı ve kümülatif dağılımı. 46
Şekil 16: Geyik Dağı'nın eğim haritası. 47
Şekil 17: Geyik Dağı'nın bakı haritası. 50
Şekil 18: Akdeniz havzasında etkili olan hava kütleleri (Barry ve Chorley, 2009'dan yeniden düzenlenerek). 52
Şekil 19: Hadim istasyonuna ait uzun yıllar sıcaklık ortalamaları.....54

Şekil 20: Geyik Dağı'nda ortalama sıcaklık değerlerinin dağılışı. 55
Şekil 21: Hadim istasyonuna ait aylık toplam yağış miktarı. 56
Şekil 22: Geyik Dağı'nda ortalama yağışın dağılışı.....57
Şekil 23: Hadim meteoroloji istasyonuna ait kar yağışlı ve kar örtülü günler sayısı. 58
Şekil 24: Hadim'in Erinç (1965) formülüne göre iklim tipi. 59
Şekil 25: Hadim'in De Martonne (1942) formülüne göre iklim tipi. 59
Şekil 26: Tornthwaite formülüne göre Hadim'in su bilançosu (C_2 B'_1 s_2 b'_3). 60
Şekil 27: Türkiye'nin morfoklimatik bölgeleri (Kurter, 1979'dan yeniden düzenlenerek). 61
Şekil 28: Çalışma alanındaki yüzey karstına ait şekillerin dağılışı. 64
Şekil 29: Geyik Dağı kütlesinin geneline ait blok diyagram. 65
Şekil 30: Geyik Dağı'nın yükselti basamakları frekansı ve kümülatif dağılımı. 66
Şekil 31: Geyik Dağı Kütlesi'nin hipsometrik integral değeri ve eğrisi. 67
Şekil 32: Türkiye'nin karst bölgeleri (Nazik ve Tuncer, 2010'dan yeniden düzenlenerek). 68
Şekil 33: Akdeniz çevresinde görülen tipik karst sisteminin temel unsurları (Lewin ve Woodward, 2009'dan yeniden düzenlenerek). 70
Şekil 34: White (1988)'e göre lapya tipleri. 71
Şekil 35: Gençleşmiş bir karst alanı: (a) Paleo karst (b) Genç karst (Nazik, 1992'den yeniden düzenlenerek). 76
Şekil 36: Polye tipleri (Ford ve Williams, 2007'den yeniden düzenlenerek).....87
Şekil 37: a) Manavgat Çayı'na ait paleodrenaj ağı içerisinde gelişen dolin ve uvalalar (Yıldızlı Dağı) b) 1/25000 ölçekli topografya paftasında, içlerinde dolin ve uvalaların geliştiği paleovadilerin görünümü. 89
Şekil 38: Çalışma alanının sayısal yükseti modeli 93
Şekil 39: Anadolu'da güncel buzulların ve buzul jeomorfolojisine ait ünitelerin görüldüğü alanlar (Messerli, 1967; Erinç, 1971; Kurter, 1991; Doğu vd., 1993; Çiner, 2003; Turoğlu, 2011; Bayrakdar, 2012; Çılğın, 2012; Sarıkaya ve Çiner, 2015; Dede, 2016). 96
Şekil 40: Geyik Dağı kütlesi üzerinde Pleyistosen'e ait sirkler.....99
Şekil 41: Sandur düzlüğü (HGK Ortofoto-2012). 102
Şekil 42: Dolin ve uvala yükseltilerinin frekans dağılımları. 105

Şekil 43: Çalışma alanındaki toplam karstik depresyon yoğunluğu. 107
Şekil 44: Dolin ve uvalalara ait alansal değerlerin frekans dağılımları.....108
Şekil 45: Çalışma alanındaki karstik depresyonların alansal büyüklükleri. 109
Şekil 46: Dolin ve uvalalara ait çevre uzunluklarının frekans dağılımları. 110
Şekil 47: Dolin ve uvalalara ait uzun eksen değerlerinin frekans dağılımları. 111
Şekil 48: Dolin ve uvalalara ait kısa eksen değerlerinin frekans dağılımları. 112
Şekil 49: Dolin ve uvalalara ait uzama (uzun eksen/kısa eksen) değerlerinin frekans dağılımları. 113
Şekil 50: Çalışma alanının uzun eksen/kısa eksen indisi haritası. 114
Şekil 51: Dolin ve uvalalara ait dairesellik değerlerinin frekans dağılımları. 115
Şekil 52: Çalışma alanının dairesellik indisi haritası. 117
Şekil 53: Karstik depresyon sayısı ile eğim değerleri arasındaki ilişki. 118
Şekil 54: Karstik depresyon sayı ile paleovadiler arasındaki ilişki. 119
Şekil 55: Çalışma alanının paleovadi yoğunluğu haritası.....120
Şekil 56: Tektonizma karstlaşma ilişkisi (Stevanovic, 2015'den yeniden düzenlenerek). 121
Şekil 57: Çalışma alanındaki tüm depresyonların uzun eksen yönelimlerini gösteren gül diyagramı. 123
Şekil 58: Çalışma alanı içerisindeki 2.5x2.5km'lik gridler içerisinde kalan dolin ve uvalaların uzun eksenlerinin azimut açılarından oluşturulan gül diyagramlarının alansal dağılışı. 124
Şekil 59: a) Kretase b) Jura c) Jura-Kretase d) Permiyen kireçtaşları üzerinde gelişen depresyonların uzun eksen yönelimlerini gösteren gül diyagramları. 125
Şekil 60: Mikro erozyon ölçer sonuçları. 128
Şekil 61: a) Çatlak dolgusu niteliğindeki poligonal sınırlı kalsit minerallerinin görünüşü b) Mikritik matrikse sahip oolitik kireçtaşının (Oomikrit) görünüşü. 130
Şekil 62: a) Dismikritik kireçtaşında *Textularia* fosili b) Dismikritik kireçtaşında *Miliolidae* fosilleri c) Dismikritik kireçtaşında spar kalsit dolgulu çatlakların görünüşü. 130
Şekil 63: a) İri kalsit kristali ve dilinim izlerinin görünüşü b) Yönlenmiş iri kalsit kristalleri ve dismikritizehamatriks. 131

Şekil 64: Tüm örneklere ait XRD grafikleri (ÇİMİ: Çimi Yaylası, DİP: Dipsiz Göl ve KORU: Korualan Beldesi).....132
Şekil 65: Alınan kayaç örneklerinin kimyasal bileşimlerine göre sınıflandırılması. 133

FOTOĞRAFLAR LİSTESİ

Foto 1: Mikro erozyon ölçüm aletinin kurulumu ve kalibrasyonu. 16
Foto 2: Mikro erozyon ölçerin anakaya üzerine kurulum aşamaları: (1) Kalın uçlu matkap ile kurulum alanının oluşturulması, (2) alanın temizlenmesi, (3) vidaların gireceği ince deliklerin açılması, (4) vidaların zamklanması, (5) istasyonun oturacağı vidaların yerleştirilmesi, (6) ölçüm yüzeyinin temizlenmesi, (7) istasyon yerinin işaretlenmesi ve (8) ölçümlerinin gerçekleştirilmesi. 18
Foto 3: Kuşak Dağı formasyonu (*Pk*). 35
Foto 4: Çalışma alanında geniş bir alanda mostra veren ve bol miktarda "rudist" fosili içeren Jura-Kretase kireçtaşları (a-b Karasivrisi Tepe ve c-d Yıldızlı Dağı mevki). 38
Foto 5: Orta-kalın tabakalı, gri, kirli beyaz renkli, saf ve bol makro fosilli Jura-Kretase neritik kireçtaşları (Çimi Yaylası).....39
Foto 6: Çalışma alanında allokton olarak yer alan Dipsiz Göl ofiyolitik melanjı (*Kdg*) ve otokton konumlu Kurucaova Formasyonu *(JKk)*. 40
Foto 7: Çalışma alanının farklı yerlerinde gözlemlenebilen şiddetli tektonizma ürünleri yatık kıvrımlar, a) Akseki'nin batısı, b) Manavgat Çayı havzası. Bu tip kıvrımlar etken gücün bir yönden daha fazla baskın olduğunu ve tabakaları önce devrik, daha sonrada yatık pozisyona getirdiklerini göstermektedir. 44
Foto 8: Depresyonların farklı bakı koşullarına sahip olması karların geç erimesine neden olmaktadır (Morca Yaylası-22 Haziran 2017). 48
Foto 9: Geyik Dağı kütlesi üzerindeki sirklerin tamamına yakınını güneş ışınlarının geliş açılarının düşük olduğu kuzeye bakan yamaçlarda gelişmişlerdir (2 Temmuz 2016). 49
Foto 10: Kütlenin en yüksek noktasını oluşturan a) Geyik Dağı zirvesi (2877 m) ve b) diğer önemli yüksek zirvelerinden Akdağ (2720 m). 65
Foto 11: Geniş bir alanda mostra veren neritik kireçtaşları üzerinde gelişen serbest lapyalar. 73
Foto 12: Jura-Kretase kalkerleri içerisinde gelişen *çözünme dolinleri* a) Gündoğmuş kuzeyi, b) Çimi Yaylası (21 Haziran 2017). 75

Foto 13: Çalışma alanının batısında yer alan relikt karakterdeki *çökme dolinleri* a) Emiraşıklar köyünün güneybatısı, b) Akşahap köyünün güneyi. 77
Foto 14: Geyik Dağı kütlesinin kuzeyinde a) Jura-Kretase kalkerleri içerisindeki Büyük Çukur *çökme dolini*, b) bindirme zonunda; Devoniyen kumtaşı ve Kretase ofiyolitik melanj ile temeldeki kalkerler arasında oluşan karstik boşluklara bağlı olarak meydana gelmiş Dipsiz Göl ve Sülüklü Göl *örtü kayası çökme dolinleri* (Hocaali Yaylası). 78
Foto 15: Beşeri faaliyetlerin aktif olarak sürdürüldüğü Demirkapı Yaylası'nda (Gündoğmuş) oluşmuş yaklaşık 4 metre çap ve 4,5 metre derinliğe sahip *örtü çökme dolini.* 80
Foto 16: Kireçtaşındaki çatlak ya da düdenlerin çevresindeki kohesif olmayan örtü malzemesinin sular tarafından, karstik kanallar aracılığıyla yer altına taşınması sonucunda oluşmuş *alüvyal dolinler* a) Demirkapı Yaylası ve b) Sarıot Polyesi (Oklar düdenleri göstermektedir). 81
Foto 17: Daha öncesindeki mevcut çözünme dolinlerinin morenler tarafından doldurulması ile oluşmuş *örtülmüş dolinler* (Çimi Yaylası, oklar örtülmüş dolinleri işaret etmektedir. *JKk*: Jura-Kretase kalker, *Qm*: Kuvaterner moren). 82
Foto 18: Geyik Dağı kütlesinde yer alan farklı oluşum mekanizmalarına sahip uvalalar a) Güzelsu Bucağı (tektono-karstik), b) Payallar Yaylası (flüvyo-karstik), c) Morca Yaylası (glasiyo-karstik). 84
Foto 19: Çalışma alanı içerisinde yer alan polyeler a) Sarıot Polyesi (*Kenar Polye,* oklar düdenleri işaret etmektedir) ve b) Akseki Polyesi (*Strüktüral Polye*). 86
Foto 20: Çalışma alanı içerisinde farklı lokasyon ve karakterdeki düdenler a) Korualan'ın güneyi, b) Dipsiz Göl'ün batısı, c) Namaras Yaylası. 91
Foto 21: Sirklerin önünde yer alan kireçtaşı anakayası üzerindeki buzul çizikleri a)Namaras Vadisi, b) Susam Vadisi 97
Foto 22: Kuzeye bakan yamaçlarda gelişen sirkler ve onları ayıran keskin kenarlı aretler (Namaras Vadisi). 98
Foto 23: Tabakalanma özelliği göstermeyen, kötü boylanmış ve kaotik yapıdaki moren kesiti (Susam Vadisi). 101

Foto 24: Buzul vadisinin her iki yamacı boyunca, çizgisel sırtlar şeklindeki uzanan yan morenler ve buzulun erimesi ile arda kalan malzemelerin belirli bir düzene sahip olmayan şekilde çökelmiş tümseksi morenler (Çimi Vadisi).....101
Foto 25: a) Araştırma sahasında, birim alanda sayısı çok fazla olan dolinlerin oluşturmuş olduğu *poligonal karst* alanı (Çimi Yaylası mevki) b) Akseki'nin kuzeydoğusunda, dolin yoğunluğunun orta derecede olduğu bir alan.....106
Foto 26: Ürküten Dağı'nın kuzeyinde yer alan, dolinlerin birleşmesi ile uzama oranı artan uvalalar. 113
Foto 27: Çalışma alanındaki dairevi forma sahip dolinler: a) Sarıhaliller Köyü'nün batısı b) Hocaali Yaylası'nda yer alan Dipsiz Göl (solda) ve Sülüklü Göl (Sağda) c) Yıldızlı Dağı. 116
Foto 28: Tektonik hatlar boyunca KB-GD doğrultuda gelişen bir uvala (Güzelsu Bucağı'nın kuzeyi).....122

KISALTMALAR LİSTESİ

Bkz: Bakınız

CBS: Coğrafi Bilgi Sistemleri

HGK: Harita Genel Komutanlığı

MEM: Micro Erosion Meter

MTA: Maden Tetkik ve Arama

TMEM: Traverse Micro Erosion Meter

XRD: X-Ray Diffractometry

GİRİŞ

Kuramsal Çerçeve: Kavramlar ve Terimler

Karstik bölgeler yüksek kaya çözünürlülüğü ve ikincil olarak gelişmiş gözeneklilik özelliklerinden kaynaklanan kendine özgü yerşekillerine sahip eşsiz alanlardır (Jennings, 1985; Faraj vd., 2016). Kıtasal buzul örtüleri ile kaplı Antarktika ve Grönland dışarıda bırakıldığında, karst alanları tüm karasal alanların yaklaşık %13'ünü kaplarken (Williams, 2008; Turoğlu, 2011) Alp-Himalaya kıvrım kuşağı içerisinde kalan Akdeniz çevresinde bu oran daha da artmaktadır (Williams, 2008; Şekil 1).

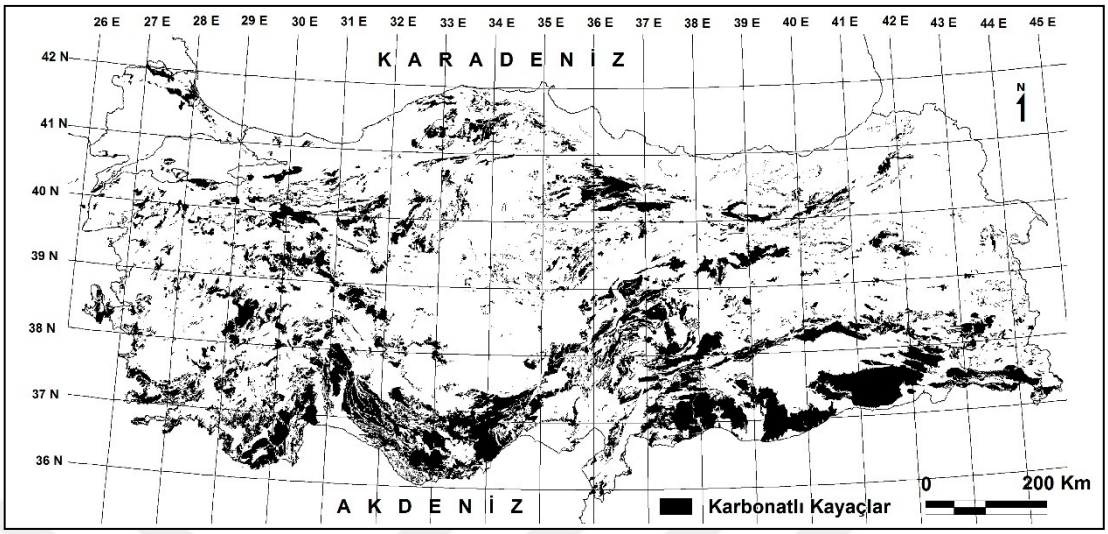
Karstik alanlar, Dünya nüfusunun %25'inden fazlasına (1.7 milyar insana) su kaynağı sağlamakla birlikte (Ford ve Williams, 2007; Radulovic, 2013; Gilli, 2015) Slovenya ve Avusturya gibi ülkelerde bu oran % 50'ye çıkmakta hatta bazı alanlar için karstik kaynaklar tek tatlı su kaynağını oluşturmaktadır (Kovacic ve Ravbar, 2013). Karstik kaynaklar açısından oldukça zengin olan ülkemiz Dünya'daki önemli karstik kaynaklardan bazılarını barındırmaktadır (Lewin ve Woodward, 2009). Karstik alanlar aynı zamanda zengin biyoçeşitliliğe sahip eşsiz alanlardır. Ülkemizde de karstlaşmanın en geniş alan kapladığı Toros Dağları endemizm ve biyoçeşitliliğin en fazla olduğu alanların başında gelir (Avcı, 2005).

Karstlaşmaya uygun alanların çok geniş sahaları kapladığı Hırvatistan, Slovenya, Türkiye gibi ülkelerde, dolin ve uvala tabanları önemli düzlükler oluşturdukları için tarım yapılabilen tek uygun alanları oluşturur. Bu sebepten dolayı bu alanlarda eski yerleşimlere ait arkeolojik kanıtları bulmak mümkündür. Bütün bu özelliklerinden dolayı son yıllarda dolin içerisindeki sedimentler jeofiziksel yöntemler, polen ve toprak analizleri gibi teknikler ile incelenmeye başlanmıştır (Stepisnik, 2011). Karstik bölgelerin bu özelliklerinin yanı sıra, kolay bir şekilde bozulmaya ve kirlenmeye elverişli alanlar olmasından dolayı detaylı incelenmesi ve sürdürülebilir kullanımı günümüzün önemli konularının başında gelmektedir (Bárány-Kevei, 2011).



Şekil 1: Akdeniz çevresindeki karbonatlı kayaçların dağılışı (Williams, 2008'den yeniden düzenlenerek).

Türkiye'nin yaklaşık %40'ını kaplayan (yeraltı karstlaşmasını da dâhil edecek olursak bu oran %65'leri bulmaktadır) karstik alanlar (Ekmekçi, 2005; Nazik ve Tuncer, 2010; Nazik, 2016) Türkiye'nin her yerine dağılmış (Günay, 2009) durumdadır (Şekil 2) ve birçok araştırmacı tarafından çeşitli şekillerde sınıflandırılmıştır. Eroskay (1982) tarafından 4 ana bölüme; *1-Toros Bölgesi, 2-Güneydoğu Anadolu, 3-Orta Anadolu ya da Konya Havzası ve 4-Kuzeybatı Anadolu ve Trakya* şeklinde ayrılan karstik alanlar, Ekmekçi (2003) tarafından 7 ana bölgeye; *1-Batı Toroslar Karst Bölgesi, 2-Orta Toroslar Karst Bölgesi, 3-Güneydoğu Anadolu Karst Bölgesi, 4-Doğu Anadolu Karst Bölgesi, 5-Orta Anadolu Karst Bölgesi ve 6- Kuzey (Karadeniz) Karst Bölgesi, 7-Ege Karst Bölgesi*, Nazik ve Tuncer (2010) tarafından 6 bölge ve 9 bölüme (alana); *1-Toros Dağları Karst Bölgesi (Batı Toros Karst Alanı, Orta Toros Karst Alanı), 2-Batı Anadolu Karst Bölgesi, 3-Karadeniz ve Trakya Karst Bölgesi (Trakya ve Batı Karadeniz Dağları Karst Alanı, Orta ve Doğu Karadeniz Dağları Karst Alanı), 4-Orta Anadolu Karst Bölgesi (Kapalı Havza Karst Alanı, Yukarı Kızılırmak Havzası Karst Alanı, Yukarı Sakarya Havzası Karst Alanı), 5-Doğu Anadolu Karst Bölgesi (Plato Karst Alanı, Kıvrımlı Kuşak Karst Alanı) ve 6-Güneydoğu Anadolu Karst Bölgesi* şeklinde ayrılmıştır.



Şekil 2: Türkiye'deki [1]karbonatlı kayaçların dağılışı (Güvercin Orhan, 2004'den yeniden düzenlenerek).

Dolin

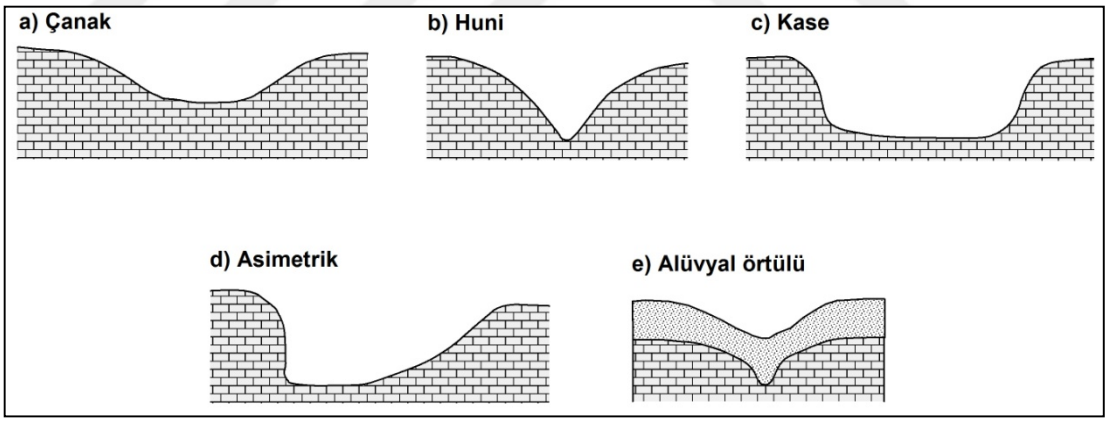
Karstik arazilerdeki orta ölçekli makro şekillerden biri olan dolinler karstik gelişim sürecinin en önemli göstergelerinden biridir. Çapları birkaç metreden 1 km'ye kadar değişen dairesel ya da yarıdairesel[2] şekiller olan dolinler (Ford ve Williams, 2007) karstik arazilerin, ülkemizde ise Toros Karst Kuşağı'nın karakteristik şekillerindedir (Elhatip, 1997; Sauro, 2003). Ülkemizde başta Toroslar'da olmak üzere onbinlerce dolinin bulunduğu belirtilmektedir (Pekcan, 1999; Doğan, 2003). Slovence arazideki bir çukur anlamına gelen "*dolina*" (daha büyüğüne *"dol"*) kelimesinden türemiş olan dolinlere ülkemizde "koyak", "kokurdan", "dölek" gibi çeşitli isimler verilmektedir (Doğan, 2015; Williams, 2004; Mihevc, 1998; Alagöz, 1944). Uluslararası literatürde dolin yerine kullanılan "swallet", "swallow hole", "sinkhole" (özellikle Kuzey Amrerika'da) ya da "sink", terimlerin başlıcalarıdır (Erinç, 1971). Dolinler karstik gelişim sürecinin en önemli göstergelerinden birisidir. Bu nedenler herhangi bir karstik bölgenin jeomorfolojik ve hidrojeolojik gelişiminin belirlenebilmesi için öncelikle dolin tiplerinin iyi bilinmesi ve doğru sınıflandırmalarının yapılması büyük önem taşımaktadır. Şekilsel olarak

[1] Bünyesinde %50 fazla karbonat içeren kayalar, karbonatlı kaya olarak kabul edilir (Chilingar vd., 1967).

[2] Orta enlemlerde dairesel ya da yarı dairesel olan dolinler tropikal bölgelerde yıldız ya da poligonal şekillidir (Sauro, 2003).

basit jeomorfolojik üniteler gibi görünseler de, aslında oluşum mekanizmaları açısından karmaşık yapılara sahiptirler.

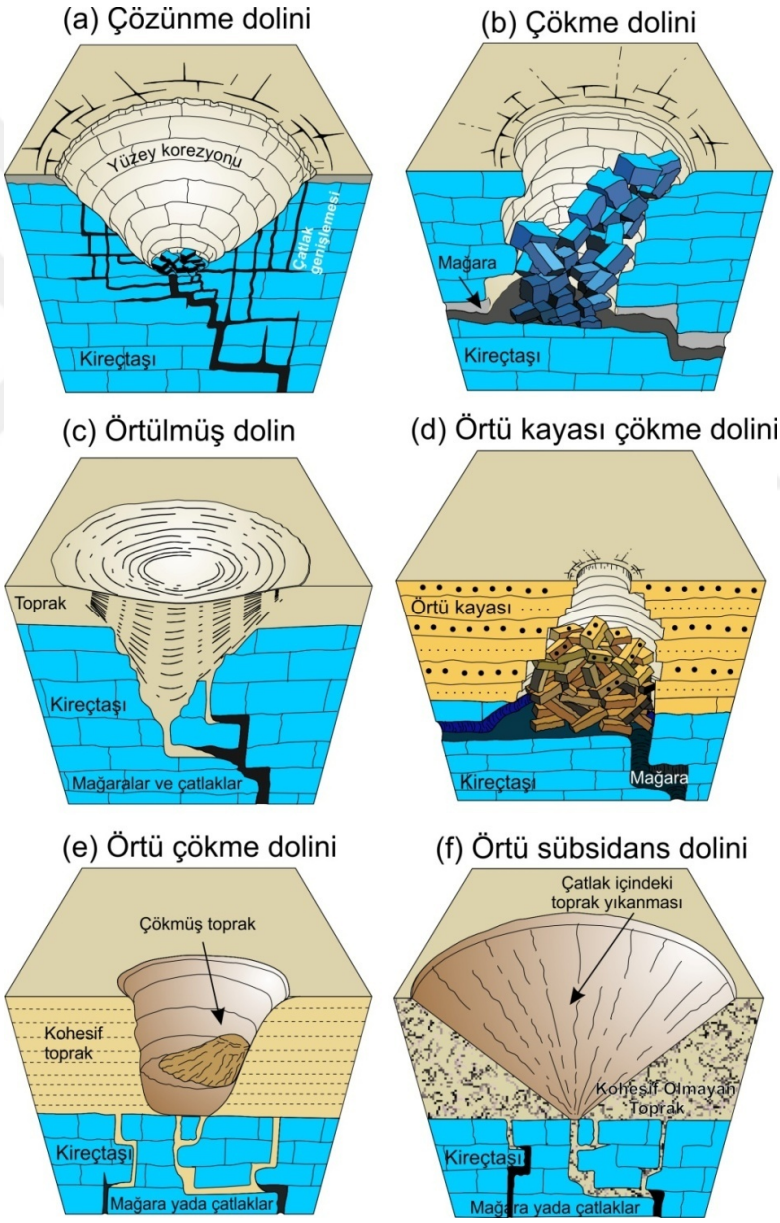
Ulusal literatürde, dolinler genel olarak çözünme ve çökme dolinleri (Erinç, 1971) olarak ele alınmakla birlikte dolinin geometrik şekline göre; çanak, huni, kuyu, kase vb. (Şekil 3), boyutuna göre; mikrodolin, mesodolin ve makrodolin vb., oluşum biçimi, hidrolojik yapısı, fonksiyonu, litoloji ve tektonik gibi birçok kıstas dolinleri sınıflamada göz önünde bulundurulmuştur (Şahinci, 1991; Sauro, 2003). Diğer taraftan bazı araştırmacılar dolinleri bulunduğu bölgeye göre; plato dolini, yamaç dolini vb. şekilde sınıflandırmıştır (Güneysu, 1993; Ateş, 2004). Ülkemizde dolin karstının detaylı incelendiği "*Göksu Vadisi ve Çevresindeki Platolarda Karst"* isimli çalışmada, Bener (1965: 98) dolinleri (a) *erime ve çökme dolinleri*, (b) *sürempoze ve mürekkep dolinler*, (c) *istikametli dolinler* ve (d) *subsekant dolinler* şeklinde jenetik farklılığa göre sınıflamaktadır.



Şekil 3: Yaygın olarak görülen dolin formları (Gilli, 2015'den yeniden düzenlenerek).

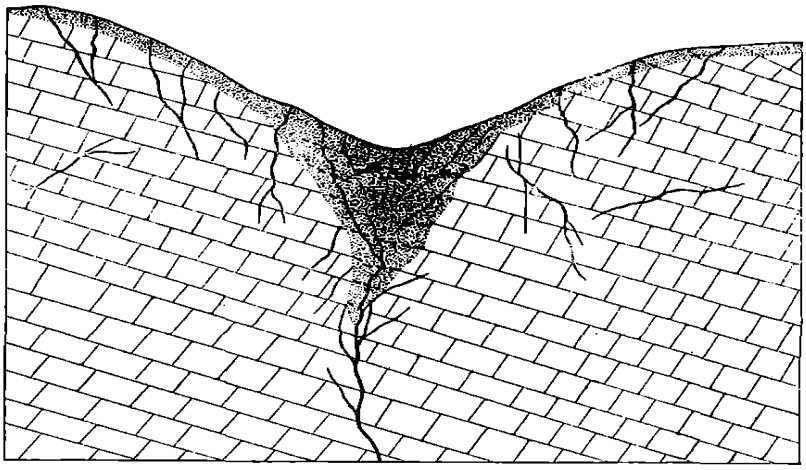
Jennings (1975) tarafından dolinler (a) çözünme dolini *(solution doline)*, (b) çökme dolini *(collapse doline)*, (c) örtü kayası çökme dolini *(subjacent karst)*, (d) sübsidans dolini *(subsidence doline),* (e) alüvyal dolin *(alluvial doline)* olmak üzere 5 tipte ele almıştır. Bögli (1980) tarafından dolinler oluşum mekanizmalarına göre (a) çözünme dolinleri *(solution doline),* (b) alüvyal dolin *(alluvial doline),* (c) sübsidans dolini *(subsidence doline)*, (d) çökme dolini *(collapse doline)* olmak üzere 4 gruba ayrılmıştır.

Son yıllarda yapılan kapsamlı çalışmalara göre; dolinler (a) çözünme dolini (*solution doline)*, (b) çökme dolini (*collapse doline)*, (c) örtülmüş dolin (*burried doline)*, (d) örtü kayası çökme dolini (*caprock doline)*, (e) örtü çökme dolini (*cover-collapse doline)*, (f) örtü sübsidans/alüvyal dolini (*suffosion doline)* olmak üzere 6 gruba ayrılmaktadır (Waltham ve Fookes, 2003; Doğan, 2004; Waltham, 2016; Şekil 4).



Şekil 4: Dolin tipleri (Waltham ve Fookes, 2003; Doğan, 2004; McCraw ve Land, 2016'dan yeniden düzenlenerek).

Çözünme dolinleri 19. yy'ın sonlarında Cvijic (1893) tarafından tanımlanmış olup en yaygın dolin tipidir (Şekil 5). Çözünme dolinleri, karstik kayaç yüzeyinin kimyasal yolla çözünmesi sonucunda meydana gelen, derinlik ve genişlikleri birkaç metreden onlarca metreye ulaşabilen, çay tabağı, fincan ya da huni şeklinde dairesel veya eliptik olabilen kapalı doğal çukurluklardır (Ford ve Williams, 2007), (Şekil 4a). Çözünme dolinleri halen araştırılan karst konularının başında gelmektedir ve çeşitli şekillerde de kendi içerisinde sınıflandırılmaktadır. Veress (2017) tarafından yapılan morfolojik sınıflamaya göre çözünme dolinlerini 3 gruba ayrılmaktadır: (a) çok büyük çözünme dolinleri *(giant solution doline),* (b) küçük çözünme dolinleri *(small-sized solution doline)* ve (c) kuyu şekilli çözünme dolinleri *(schachtdoline)*'dir. Çözünme dolinlerinin yaygın olduğu alanlar "dolin karstı" (Doğan, 2004), dolinlerin birbirlerinden alçak sırtlarla ayrıldığı ve birim alana düşen dolin sayısının oldukça fazla olduğu dolin karstına ise, "poligonal karst" adı verilir (Waltham, 2002; Telbisz vd., 2009). Poligonal karsta ait örnekleri ülkemizde yaygın olarak Sivas jipsleri (Keskin, 2011) üzerinde ve Toros karst kuşağı üzerinde de görmek mümkündür.



Şekil 5: İlk kez J. Cvijic (1893) tarafından bilimsel bir sistematikte tanımlanmış çözünme (erime) dolini.

Çökme dolinleri karstik yer altı boşlukları ya da mağara tavanlarının, üzerindeki yükü taşıyamayacak duruma gelmesi ve tavanın çatlaklar boyunca aniden

çökmesi sonucunda oluşan, dairevi görünüşlü veya huni şekilli, dik yamaçlara sahip, bazen içlerinde göllerin de bulunduğu derin dolinlerdir (Şahinci, 1991; Doğan, 2004), (Şekil 4b). Çökme dolinleri uluslararası bazı kaynaklarda *mağara tavanı çökme dolini* (*cavern collapse doline)* olarak da adlandırılmaktadır (Waltham vd., 2005). Taban suyu seviyesinin değişimine bağlı olarak gelişen Toros Karst kuşağında, Obruk Platosu ile Konya Kapalı Havzası'nda yaygın olarak bulunan obruklar ve Silifke'deki Cennet-Cehennem obrukları gerçekte birer çökme dolini örneğidir (Alagöz, 1944; Erinç, 1960; Atalay, 1987; Doğan, 2004). Jipsin kalkerden daha fazla çözünebilme özelliğinden dolayı çökme dolinleri özellikle ülkemizde Oligo-Miyosen jipsli seriler üzerinde aktüel olarak oluşumlarına devam etmektedir (Karacan ve Yılmaz, 1997). Toroslar üzerindeki (çıplak kalker içerisinde gelişen) birçok çökme dolini ise relikt karakterde olup, güncel çökme yapıları nadiren gözlemlenebilmekdir.

Uvala

Karst terminolojisindeki birçok karstik yapıda olduğu gibi uvala (*ouvala/uvalas*) terimi de Slav (Slovence) kökenli olup, J. Cvijić (1893) tarafından karst literatürüne tanıtılmış ve halen uluslararası literatürde de (Amerika'da *compound doline*; Fransızcada *cuvala*; Almancada *uvala*; Yunancada *ouvala*; İtalyancada *avvalamento carsico, uvala*; Rusçada *uvala*; İspanyolcada *uvala*) kullanılmaktadır (Calic, 2009; Mihevc vd., 2010). Ülkemizde (özellikle Toroslar'da) uvalalara verilen yerel isim ise "*alan*"dır (Alagöz, 1944).

Uvalalar çoğunlukla dolinlerin birleşmesi veya genişlemesi sonucu oluştukları için karışık, düzensiz kenarlı ve dolinlerle iç içedirler (Radulovic, 2013). Birleşme izleri aşınımla tamamen ortadan kaldırılmamışsa, dolinlerin birleşmeden önceki yerleri kolaylıkla saptanabilir. Genel olarak uvalalar, dolinlerden büyük polyelerden küçük jeomorfolojik üniteler olarak kabul edilmesine rağmen bu durum her zaman böyle olmak zorunda değildir. Başka bir ifade ile bazen bir dolin, bir uvaladan daha büyük olabilmektedir (Sür, 1994; Hoşgören, 2003).

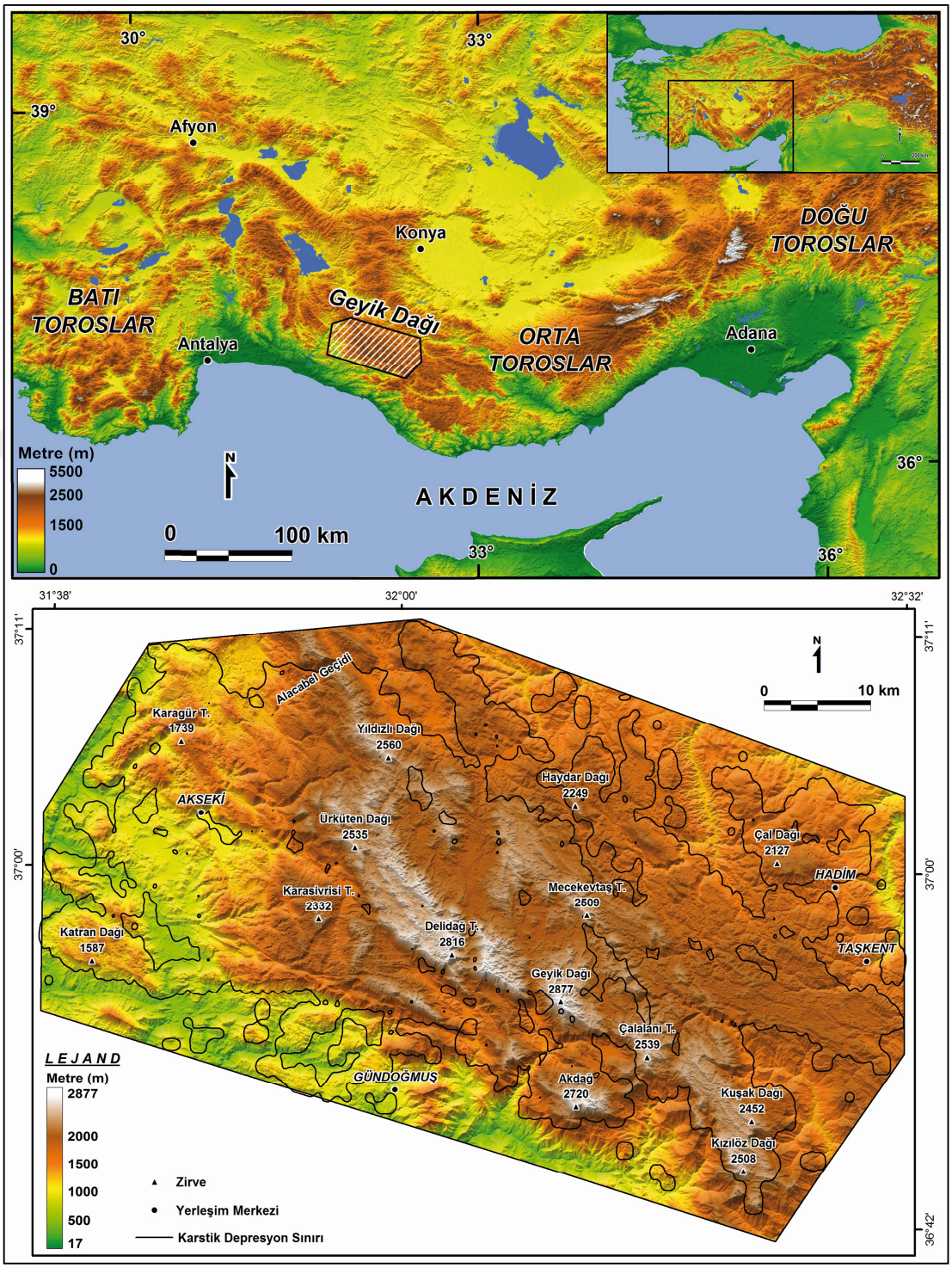
Uvalalar genellikle polijenik (fluvio-karstik, tektono-karstik vb.) karakter de olup, daima karst su tablasının üstündedir. Kendi içlerinde karstik bir hidrolojiye sahip olmalarına rağmen, polyelerde olduğu gibi küçük mevsimsel yüzey akışlarının meydana gelmesi istisnai bir durumdur. Yamaç eğimleri ise dolinlerle kıyaslandığında genellikle daha düşük değerlere sahiptir. Polyeler ile kıyaslandığında tabanlarındaki sediment miktarı genellikle daha azdır (Jennings, 1985; Pekcan, 1999; Calic, 2009; 2011: Mihevc vd., 2010).

Çalışma Alanının Yeri ve Sınırları

Çalışma alanı olan Orta Toros Karst Kuşağı'nın batı bölümünde yer alan Geyik Dağı kütlesi, Konya-Antalya il sınırları içinde kuzeybatı-güneydoğu doğrultusunda uzanmaktadır (Şekil 6). Geyik Dağı kütlesi 2500 metrenin üstünde birçok zirveden oluşur, en yüksek noktası kütleye ismini veren Geyik Dağı (2877 m) zirvesidir. Diğer yüksek zirveler, Delidağ Tepe (2816 m), Akdağ Tepe (2720 m), Yıldızlı Dağı (2560 m), Çalalanı Tepe (2539 m), Ürküten Dağı (2535 m), Mecekevtaş Tepe (2509 m)'dir.

Çalışma alanı, 31º38᾽- 32º32᾽ doğu boylamları ile 36º42᾽ - 37º13᾽ kuzey enlemleri arasında yer almakta olup, 2.108 km^2 alana sahiptir.

Litolojik açıdan büyük bölümü karstlaşmaya uygun karbonatlı birimlerden oluşan Geyik Dağı kütlesi, buzullaşma öncesi ve sonrasında yoğun bir şekilde karstlaşmanın etkisi altında kalmıştır. Orta Toroslar'daki bu karstlaşma, zaman zaman buzullaşmanın etkili olduğu sahalarda kesintiye uğrayarak günümüze kadar gelmiştir (Turoğlu, 2011; Çiner vd., 2015). Geyik Dağı kütlesi içerisinde kalan çalışma alanının sınırları belirlenirken, kütle üzerinde 1/25000 harita ölçeğinde tespit edilen tüm dolin ve uvalaların alansal dağılışı dikkate alınmıştır (Şekil 6). Alanın sınırı, tespit edilen şekillerden elde edilen yoğunluk haritasına göre belirlenmiştir.



Şekil 6: Araştırma alanının lokasyonu.

Amaç

Bu tezin temel amacı, Geyik Dağı üzerinde bulunan dolin ve uvalaların 1/25000'lik harita ölçeğinde dağılışlarını ve fiziksel özelliklerinin ortaya konulması, bu özelliklerin iklim, eğim koşulları, litoloji ve tektonizma gibi faktörler ile bağlantısının açıklanması ayrıca dağlık kütlenin farklı yerlerine kurulan istasyonlar aracılığıyla Geyik Dağı'ndaki ayrışma hızının belirlenmesidir.

Bu amaç kapsamında ulaşılması düşünülen ana hedefler şu şekildedir;

- ✓ 1/25000 ölçekli topografya haritaları aracılığıyla Geyik Dağı kütlesindeki dolin ve uvala alanlarının belirlenmesi,
- ✓ Dolin ve uvala yoğunluğunun alansal dağılış özelliklerinin açıklanması,
- ✓ Dolin ve uvala alanının fiziksel özelliklerinin ve bu özelliklerin alansal dağılış desenlerinin ortaya konulması,
- ✓ Alansal dağılış desenlerini denetleyen fiziksel parametrelerin belirlenmesi,
- ✓ Farklı noktalarda kurulacak ayrışma istasyonları aracılığıyla Geyik Dağı kütlesindeki ayrışma hızının ortaya konulmasıdır.

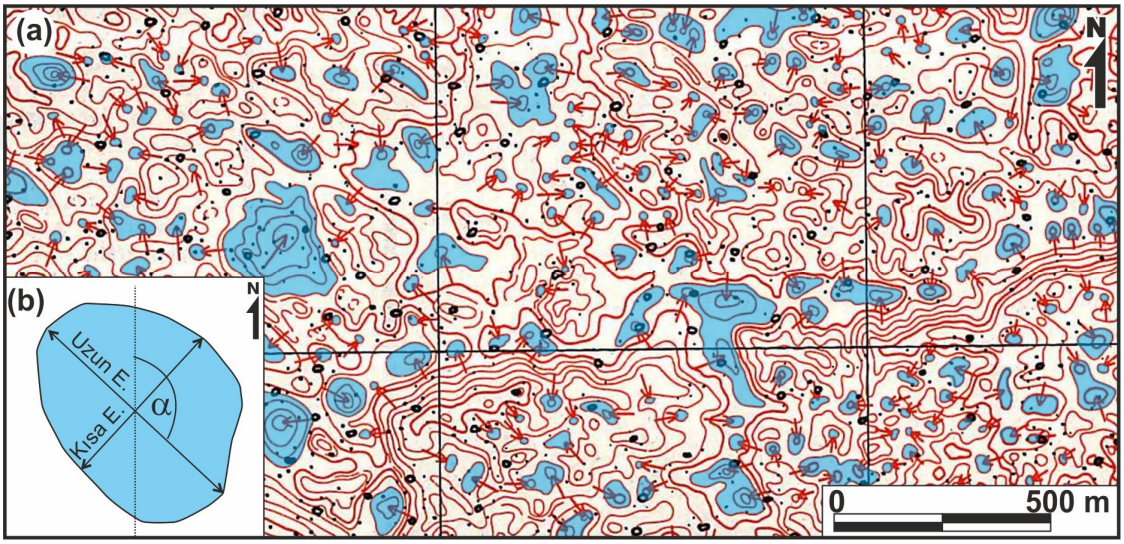
Ulaşılması düşünülen yardımcı hedefler ise şu şekildedir;

- ✓ Ayrıca tez çalışması kapsamında; Geyik Dağı kütlesi üzerindeki yüzey karstına ait uygulamalı jeomorfoloji, doğal kaynaklar, doğal kaynakların sürdürülebilir kullanımı gibi konular gelmektedir.

Materyal ve Yöntem

a) Haritalama çalışmaları: Haritalama çalışmaları iki temel bölümden oluşmaktadır. Haritalama çalışmalarının en önemli kısmını dolin/uvala veri tabanının doğru bir şekilde hazırlanmasıdır. Bunun için Harita Genel Komutanlığına (HGK) ait 1/25000 ölçekli 21 adet topografya haritası (N27-d2, N27-d3, N27-c1, N27-c2, N27-c3, N27-c4, N28-d1, N28-d3, N28-d4, O27-a2, O27-b1, O27-b2, O27-b3, O28,-a1, O28-a2, O28-a3, O28-a4, O28-b1, O28-b2, O28-b3, O28-b4 nolu paftaların 1997 tarihli baskıları) ve hava fotoğrafları (2012 yılına ait) kullanılmıştır. Eldeki haritalar coğrafi bilgi sistemleri (CBS) programında koordinatlandırıldıktan sonra, tüm dolin

ve uvala alanları poligon olarak sayısallaştırılmıştır. Oluşturulan poligonlar aracılığıyla her şekle ait merkez X ve Y merkez koordinat değerleri, yükseklik (m), alan (m^2), toplam çevre uzunluğu (m), uzun ve kısa eksen uzunluğu (m) ve uzun eksenin kuzey ile açısını (º), uzun/kısa eksen oranı (uzama oranı), dairesellik indisi değerlerini (Şekil 7a-b) içeren veri seti oluşturulmuştur. Elde edilen bu parametreler hakkında istatistiksel hesaplamalar yapılarak haritalandırılmıştır.

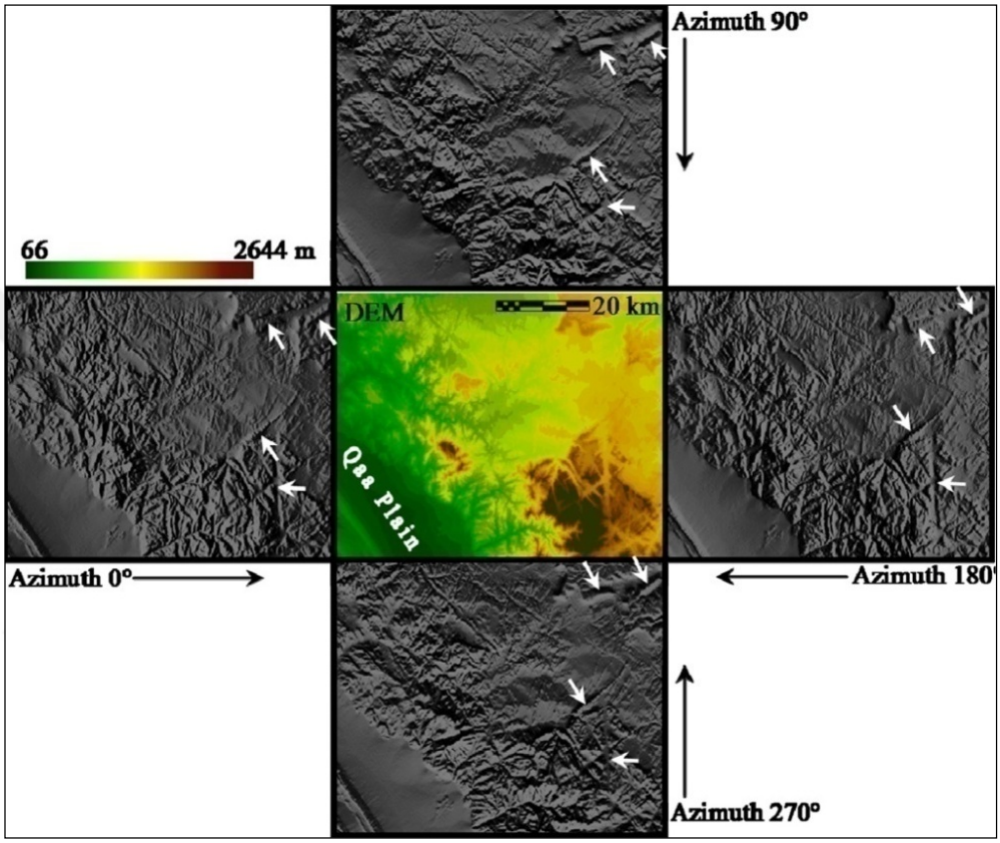


Şekil 7: (a) 1/25000 ölçekli topografya paftasında dolin ve uvalaların görünümü (b) uzun eksen, kısa eksen ve yönelim açılarının grafiksel gösterimi.

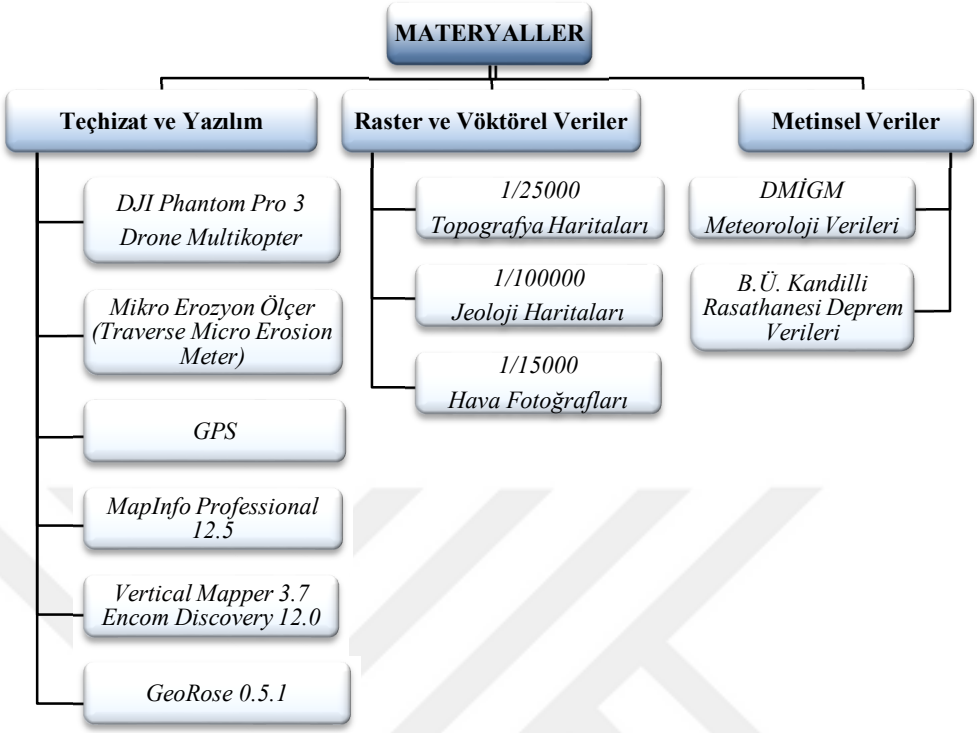
Haritalama çalışmalarında ikinci olarak dolin ve uvala karst alanlarına ait jeolojik özelliklerin belirlenmesi amacıyla Maden Tetkik Arama Enstitüsüne (MTA) ait 1/100000 ölçekli 4 adet jeoloji haritası (N27, N28, O27, O28) ve 1/500000 ölçekli Konya Jeoloji paftası elde edilmiştir (Şenel, 2002). Çizgisellik analizleri için, 10 metre aralıklarla sayısallaştırılmış izohipslerden oluşturulan sayısal yükseklik modeli kullanılmıştır. Sayısal yükseklik modeline farklı azimut açıları verilerek çizgisellikler tespit edilmiştir (Şekil 8).

Tüm haritalama çalışmaları *MapInfo Porfessional 12.5, Vertical Mapper 3.7, Encom Discovery 12.0 ve Global Mapper 18.0* programları kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Sayısal yükselti modelinden elde edilen çizgisel yapıların, dolin ve uvalaların uzun eksenlerinin kuzeye göre açıları *GeoRose 0.5.1* programı

aracılığıyla gül diyagramlarına dönüştürülmüş ve bu gül diyagramları *CorelDRAW X5* programında harita üzerine yerleştirilmiştir. Ayrıca çalışma alanına ait hava fotoğraflarını elde etmek için arazi çalışmaları sırasında *DJI Phantom Pro 3 Drone* multikopter (insansız hava aracı) kullanılmıştır (Şekil 9).



Şekil 8: Sayısal yükseklik modelinin azimut açılarının değiştirilerek çizgiselliklerin tespit edilmesi (Masoud ve Koike, 2011'den).



Şekil 9: Tez çalışması kapsamında kullanılan temel materyaller.

b) İstatistiksel çalışmalar: Haritalama çalışmaları tamamlandıktan sonra dolin ve uvala morfolojisi ile ilgili olarak yoğunluk, alan, çevre uzunluğu, dairesellik indisi, uzun ve kısa eksen ölçümleri, kümelenme/rastgelelik indisi gibi çeşitli istatistiksel parametreler hesaplanmıştır. Hesaplanan tüm verilerin alansal dağılışlarındaki farklılıklar hazırlanan istatistiksel haritalar aracılığıyla ortaya konulmuştur. Hesaplanan indislerin formülleri aşağıdaki şekildedir (Formül 1, 2, 3).

Dairesellik indeksi (I_c); (1)

$$I_c = \frac{A_m}{\pi \left(2\frac{A_m}{P_m}\right)^2}$$

Dairesellik indisindeki (I_c) A_m, şeklin sahip olduğu alanı (m^2); P_m, şeklin çevre uzunluğunu (m) ifade etmektedir. Değerin 1 olması şeklin tam daire şeklinde olduğunu, değerin 1'den uzaklaşması ise şeklin dairevi formunu kaybetmeye başladığını gösterir (Bahtijarevic, 1996; Davis, 1986; Şekil 10).

Uzun eksenin kısa eksene oranı (R_{LS}); (2)

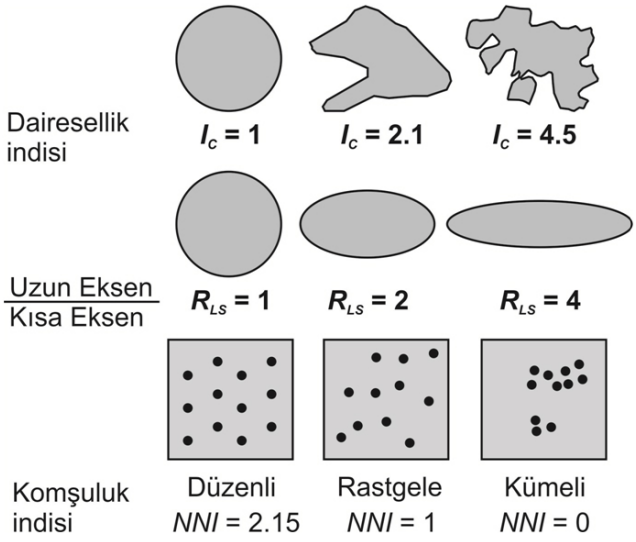
$$R_{LS} = \frac{Uzun\ eksen}{Kısa\ eksen}$$

Uzun eksenin kısa eksene oranı (R_{LS}) dolinlerin şekli hakkında fikir veren diğer bir indistir. Dairesellik indisine benzer şekilde değerin 1 olması şeklin tam daire şeklinde olduğunu, değerin 1'den uzaklaşması ise şeklin eliptik bir özellik almaya başladığını gösterir (Jennings; 1975; Denizman, 2003; Şekil 10).

En yakın komşuluk indisi (*NNI*); (3)

$$NNI = \frac{\bar{D}}{0.5\sqrt{\frac{a}{n}}}$$

En yakın komşuluk indisindeki (*NNI*) $\bar{D}$, en yakın noktaların ortalamasını (m); *a*, çalışılan yerin toplam alanını (m^2); *n*, incelenen alan içerisindeki toplam nokta sayısını gösterir. İndis, her bir noktanın en yakın komşusuna olan mesafesinin ortalamasının ($\bar{D}$) rastgele dağılmış noktalar arasındaki beklenen ortalama mesafeye oranını belirtir. Değerin 0 olması kümelenmenin, 1 olması rastgele bir dağılışın, 2.15 olması ise düzenli bir dağılışın olduğunu gösterir (Clark ve Evans, 1954; Huang, 2007; Şekil 10).



Şekil 10: Çalışmada kullanılacak temel indislerin grafiksel gösterimi (Öztürk vd. 2015b).

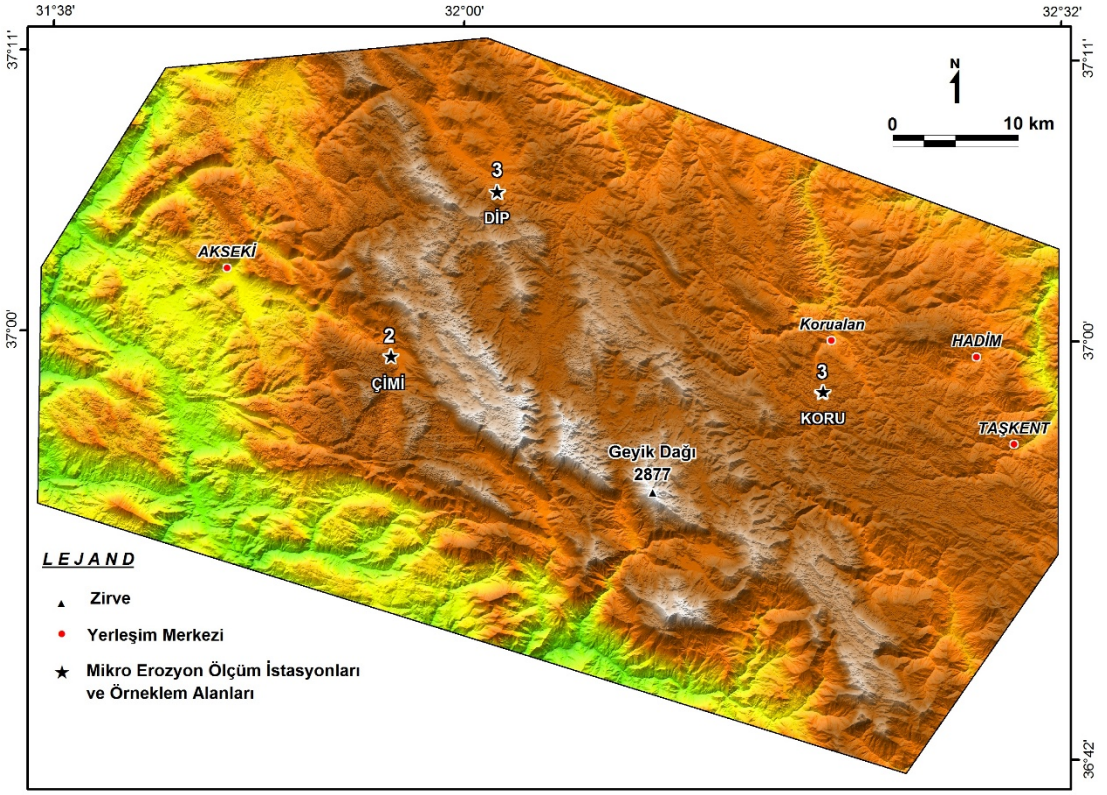
c) Mikro Erozyon İstasyonlarının Kurulumu: Yerşekillerinin zaman ölçeğinde nasıl değişim geçirdiği konusunda önemli veri sağlayan yöntemlerden bir tanesi de aşınım miktarlarının ortaya konulmasıdır. Bu miktarın hesaplanması geniş ölçekli zaman dilimleri içerisinde jeomorfolojik çalışmalar ile yapılabileceği gibi daha kısa zaman ölçeklerinde aletsel ölçümler ile de yapılabilir. Mikro erozyon ölçerler ayrışma oranını hesaplamada kullanılan etkili aletsel yöntemlerden bir tanesidir. Yöntem, kayaç yüzeyine kurulan istasyonlardan belirli aralıklarla aşınma, ayrışma ya da birikmenin direkt olarak ölçümü esasına dayanmaktadır (Jennings, 1983; Goudie,1990).

Tez kapsamında araştırma sahasına 2016 Haziran'ında gerçekleştirilen arazi çalışmasında 3 farklı noktada 8 adet mikro erozyon ölçüm istasyonu (TMEM-***T**raverse **M**icro **E**rosion **M**eter*) kurulmuştur. İstasyonların yer seçiminde enlem, eğim, yükselti ve bakı gibi farklılıklar göz önünde bulundurularak çeşitlendirilmiş ve bu kapsamda 8 farklı noktaya mikro erozyon ölçer istasyonu kurulmuştur (Şekil 11, Tablo 1). 2017 Haziran'ında ikinci ölçümler yapılarak bir yıllık erozyon miktarı hesaplanmıştır. TMEM ölçümlerinde daha sağlıklı verilerin elde edilebilmesi için uzun süreli ölçümler gerektirmektedir (Trudgill vd., 2001). Bu sebepten dolayı tez çalışması bittikten sonra da ölçümlere devam edilmesi planlanmaktır. Bu çalışmalar sırasında mikro erozyon istasyonlarının kurulması, kurulan istasyonlardan verilerin toplanması, istasyonların kurulduğu alanlardan ana kaya örneklerinin toplanması, dijital mesafe ölçerler ile arazi ölçümlerinin yapılması gibi çalışmalar da gerçekleştirilmiştir.

Mikro erozyon ölçerler kayaç içerisine yerleştirilmiş ayakları kayaç yüzeyine temas eden paslanmaz çelikten yapılan üçgen üstüne yerleştirilen ölçüm istasyonu aracılığıyla yapılır (Foto 1-2). Mikro erozyon ölçerler 0.001 mm hassasiyetinde ölçüm yapmamızı sağlayan hassas aletlerdir. Alet belirli bir zamanda kayaç yüzeyinde fiziksel ve kimyasal ayrışmaya bağlı olarak gerçekleşen alçalma/artma miktarını ölçmektedir (Goudie,1990).



Foto 1: Mikro erozyon ölçüm aletinin kurulumu ve kalibrasyonu.



Şekil 11: Mikro erozyon ölçüm istasyonları ve sayıları ile örneklem alanları.

Tablo 1: Çalışma alanına kurulan mikro erozyon ölçüm istasyonlarının özellikleri.

İstasyon Adı	**İstasyon Kodu**	**Yükseklik (m)**	**Koordinat (UTM 36)**	**Litoloji**	**Gözlem Süresi**
Korualan	KORU-1	1817	X 439693 Y 4090966	Jura-Kretase Neritik Kireçtaşı	Haziran 2016 Haziran 2017
Korualan	KORU-2	1800	X 439724 Y 4091040	Jura-Kretase Neritik Kireçtaşı	Haziran 2016 Haziran 2017
Korualan	KORU-3	1795	X 439735 Y 4091049	Jura-Kretase Neritik Kireçtaşı	Haziran 2016 Haziran 2017
Dipsiz Göl	DİP-1	1763	X 413944 Y 4106858	Jura-Kretase Neritik Kireçtaşı	Haziran 2016 Haziran 2017
Dipsiz Göl	DİP-2	1755	X 413899 Y 4106871	Jura-Kretase Neritik Kireçtaşı	Haziran 2016 Haziran 2017
Dipsiz Göl	DİP-3	1731	X 413899 Y 4106892	Jura-Kretase Neritik Kireçtaşı	Haziran 2016 Haziran 2017
Çimi Yaylası	ÇİMİ-1	1730	X 405460 Y 4093891	Jura-Kretase Neritik Kireçtaşı	Haziran 2016 Haziran 2017
Çimi Yaylası	ÇİMİ-2	1710	X 405488 Y 4093887	Jura-Kretase Neritik Kireçtaşı	Haziran 2016 Haziran 2017



Foto 2: Mikro erozyon ölçerin anakaya üzerine kurulum aşamaları: (1) Kalın uçlu matkap ile kurulum alanının oluşturulması, (2) alanın temizlenmesi, (3) vidaların gireceği ince deliklerin açılması, (4) vidaların zamklanması, (5) istasyonun oturacağı vidaların yerleştirilmesi, (6) ölçüm yüzeyinin temizlenmesi, (7) istasyon yerinin işaretlenmesi ve (8) ölçümlerinin gerçekleştirilmesi.

d) Laboratuvar Çalışmaları

İnce kesit çalışmaları: Mikro erozyon istasyonlarının kurulacağı alanlardan ve dolinlerin yaygın olarak bulunduğu diğer alanlardan alınan toplam 15 adet ana kaya örneğinin Maden Tetkik ve Arama (MTA) Genel Müdürlüğü tarafından ince kesitleri hazırlanmıştır.

X-ışınları kırınımı (X-ray diffractometry) analizleri: İnce kesit için toplanan örneklerin mineral bileşimleri XRD analizleri ile ortaya konulmuştur. Hazırlanan numunelerin analizleri Niğde Ömer Halisdemir Üniversitesi, Merkezi Araştırma Laboratuvarı'nda yapılmıştır.

Gözeneklilik (Porozite) analizleri: Kayaçların boşluk oranları karstik çözünme üzerinde etkili olan temel faktörlerden bir tanesidir. Bu nedenle toplanan kayaç örneklerinin yoğunluk ve porozite analizleri yapılmıştır. Bu analizler Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü Beton Laboratuvarı'nda gerçekleştirilmiştir.

$CaCO_3$ analizleri: Kireçtaşının saflık değeri yani $CaCO_3$ miktarı ayrışma üzerinde etkili olan en önemli parametrelerden bir tanesidir. $CaCO_3$ miktarının belirlenmesi ve bunun alansal dağılışının ortaya konulması için arazi çalışmaları sırasında toplanan örneklerin $CaCO_3$ miktarı hesaplanmıştır. Bu analiz Niğde Ömer Halis Demir Üniversitesi, Coğrafya Bölümü Laboratuvarı'nda gerçekleştirilmiştir.

Karşılaşılan Güçlükler

Tez hazırlama aşmasında karşılaşılan güçlüklerden bazıları şu şekildedir;

- ✓ Dağlık olan ve çok sayıda karstik depresyon barındıran çalışma sahasında sayısallaştırılmanın oldukça uzun zaman almış olması,
- ✓ Çalışma alanı içerisinde yeterli sayıda meteoroloji istasyonlarının olmaması ve yoğun dolin alanlarını karakterize edecek meteoroloji istasyonunun bulunmaması,
- ✓ Çalışma alanının dağlık olmasından dolayı arazi çalışmalarının ancak kar örtüsünün büyük ölçüde azaldığı Mayıs, Haziran, Temmuz, Ağustos ve Eylül ayları içerisinde yapılmış olması,

✓ Çalışma alanının dağlık olmasının bir başka zorluğu ise özellikle ulaşım ve lojistikte yaşanan zor şartlar,

✓ Mikro erozyon ölçüm istasyonlarının kurulumu aşamasında yeterli personel sayısının olmayışı ve zor arazi koşullarından dolayı bu sürecin uzun zaman almasıdır.

Önceki Çalışmalar

Çalışma alanında, buzul jeomorfolojisi dışarıda bırakılırsa jeomorfoloji konulu çalışmalar oldukça sınırlıdır. Bunun yanı sıra çalışma alanı ve çevresinin yer aldığı detaylı jeoloji temelli çalışmalar bulunmaktadır. Bu bölümde, çalışmanın amaç ve kapsamı göz önünde bulundurularak, çalışma alanı ve yakın çevresinin jeolojisi, jeomorfolojisi ile tezin konusunu oluşturan karstik depresyonlara (dolin ve uvala) ilişkin ulusal ve uluslararası literatürde yer alan çalışmaların sonuçlarına yer verilmiştir.

a) Çalışma Alanı ve Çevresi ile İlgili Çalışmalar

Blumenthal (1956), Bozkır, Hadim, Karaman ve Ermenek bölgesinin stratigrafik ve tektonik özelliklerini 1/100000 ölçeğinde haritalamış, Hadim-Taşkent dolaylarındaki büyük bindirme hattını ortaya çıkarmış ve bunu "Hadim Napı" olarak literatüre kazandırmıştır. Ayrıca bölgede yapmış olduğu detaylı etüt neticesinde, Mesozoyik'ten Eosen'e kadar devamlı bir çökelme olduğunu, Eosen'i müteakip bir yükselmenin başladığını belirtmiştir.

Arpat ve Özgül (1972), "Orta Toroslar'da, Geyik Dağı Yöresinde Kaya Buzulları" isimli çalışma ilk kez Geyik Dağı'ndaki buzullaşmalardan bahseden yayın olmuştur. Sahadaki kaya buzulu olarak yorumlanan jeomorfolojik üniteler, sonrasında yapılan çalışmalarla aslında birer tümseksi moren olduğu anlaşılmıştır.

Özgül (1976, 1997), Toros Dağları'nın Kambriyen-Tersiyer aralığında çökelmiş kaya birimlerini kapsadığını ve Toros Dağ kuşağında bir birinden değişik havza koşullarını yansıtan *birlikler*'in yer aldığını belirtmiştir. Geyik Dağı Birliği,

Bolkar Birliği, Aladağ Birliği, Bozkır Birliği, Alanya Birliği ve Antalya Birliği şeklinde isimlendirilen bu birlikler, stratigrafi ve metamorfizma özellikleri ile birbirinden ayrılmakta olduğunu belirtmiştir.

Güldalı (1976), Akseki Polyesi'nin oluşum ve gelişimini; eriyebilir (Mesozoyik kireçtaşları) ve erime yeteneği olmayan (Paleosen-Eosen flişleri) kayaçların dokanakları boyunca yer almış normal aşınım ve karstlaşmayla gelişmiş tabanı alüvyon dolgulu, kapalı büyük bir dağarası düzlük olarak tanımlamıştır. Ayrıca Toroslar'daki diğer büyük polyelerin de aynı sistemde geliştiğine vurgu yapmıştır.

Turan (1990), Orta Toroslar'ın batı bölümünde yer alan Hadim, Taşkent ve Gündoğmuş çevresindeki, Devoniyen-Eosen aralığında çökelmiş değişik türdeki kaya birimlerini otokton ve allokton (Hadim Napları) olarak iki ana başlıkta incelenmiş, paleontolojik ve petrografik ince kesitlerden elde edilen verilere göre bölge ile ilgili paleocoğrafik yorumu yapılmıştır. Bölgedeki bindirme sınırları, büyük fay ve kıvrım ekseni gidişleri ile bir uygunluk içinde olduğu bu gidişler, genelde bölgenin orografisine paralel olarak KB-GD yönünde olduğu belirtilmiştir.

Albayrak (1995), Akseki-Aydınkent (İbradı) arasında kalan bölgenin stratigrafisi ve petrol olanakları incelenmiş, elde edilen veriler doğrultusunda sahanın paleocoğrafik ortam yorumu ve evrimi açıklanmıştır. Ayrıca yapılan detaylı tektonik çalışmalar sonucunda bölgenin kuzeydoğu-güneybatı yönünde bir sıkışma rejimine maruz kaldığı ortaya konulmuştur.

Şenel vd. (1996a), Orta Toroslar'da yer alan Anamas-Akseki otoktonun güney kenarının stratigrafik özellikleri incelemiş, elde edilen verilere göre bölgenin paleocoğrafik yorumu yapılmıştır. Çalışma alanının Üst Resiyen-Üst Liyas aralığında sırasıyla regresyon, transgresyon, regresyon ve sonrasında yeni bir transgresyona uğradığını, geçirmiş olduğu bu ardalanmalı regresyon ve transgresyon yüzünden Mesozoyik boyunca duraysız olduğuna dikkat çekilmiştir. Eosen sonunda Beyşehir-

Hoyran-Hadim naplarının kuzeyden Akseki-Anamas otoktonu üzerindeki sürüklenimi sırasında bölgenin deformasyona uğradığı tespit edilmiştir.

Kurt (2000), "Batı Toros Polyeleri (Jeomorfolojik Etüt)" isimli çalışmada; batıda Dalaman Çayı, kuzeyde Sultan Dağları ile doğuda Göksu Deltası arasında kalan sahadaki polyeleri jeolojik ve jeomorfolojik açıdan incelemiş ve bu polyelerin beşeri faaliyetlerle olan etkileşimini ortaya koymuştur. İncelenen polyelerin başlıcaları arasında; Akseki, Suğla, Derebucak, Gembos, Eynif, Dumdum, Boğazova, Atabey, Çanaklı, Kestel, Elmalı, Girdev, Söğüt, Kayaköy Polyesi bulunmaktadır.

Monod vd. (2006), Toroslar'ın yükseliminden dolayı bölgedeki Alara, Karpuz ve Manavgat Çayı'nın günümüz akaçlama sisteminin tam olarak gelişemediği ve bu akarsulara ait fosil akaçlama sisteminin izleri, Toroslar'ın yüksek kesimlerinde (1500–2200 metre) ana orografik hattın tam tersine KD–GB doğrultuda uzanan paleovadiler olarak korunduğu belirtilmiştir. Günümüz akarsu sistemlerinden izole olan bu paleovadilerin yaşının Alt Miyosen olduğu belirtilmiştir.

Hadimli (2008), "Akseki İlçesi'nin Coğrafyası" isimli çalışmada; Akseki idari sınırları içerisinde kalan alanın fiziki, beşeri ve ekonomik coğrafyası incelenmiştir. İlçenin 2000 yılı nüfus sayımına göre toplam nüfusunun 42467 olduğu fakat bu rakamın gerçeği yansıtmadığına, 48 idari yönetim alanının 46'sının köy karakterinde olduğuna, tarım ve hayvancılığın ilçede gelişmediğine dikkat çekmiştir.

Büyüktopçu ve Akdemir (2011), Geyik Dağı'nın güneydoğusunda, Permiyen kireçtaşları içerisinde tespit edilen ve tektonik aktivitelerle tahrip olduğu düşünülen düden konumlu eski bir mağaranın güncel yapısal özelliklerinden ve kalıntılarından elde edilen sayısal verilerle mağaranın rekonstrüksiyonu yapılarak, tahrip olmadan önceki durumu ortaya çıkartılmaya çalışılmıştır.

Çiner vd. (2015), "Geyik Dağı (Orta Toroslar) Geç Kuvaterner Buzullaşması ve Paleoiklim Yorumu" isimli çalışmada; kütle üzerinde bulunan dağ eteği buzullarının erimesi sonucu Türkiye'nin en yaygın tümseksi morenlerinin bulunduğu

gözlemlenmiş ve Geyik Dağı üzerindeki (Güneycik, Çimi, Namaras ve Susam Vadisi'ndeki) morenlerden alınan kayaç örnekleri ^{36}Cl kozmojenik yöntemi ile tarihlendirilmiştir. Elde edilen yaş verilerine göre; Geç Pleyistosen boyunca üç evreli bir geri çekilme olduğu, en eski ve en büyük geri çekilmenin 18.0±1.1 bin yıl önce Son Buzul Maksimumu sonuna doğru gerçekleştiği belirtilmiştir.

b) Ulusal Çalışmalarda Dolin ve Uvalalar

Alagöz (1944), "Türkiye Karst Olayları Hakkında Bir Araştırma" isimli çalışma ulusal literatürdeki doğrudan karsta yönelik ilk bilimsel araştırmaların başında gelmektedir. Türkiye'nin çeşitli bölgelerinden (Marmara, Batı Karadeniz, Orta Anadolu, Akdeniz, Ege ve Güneydoğu Anadolu Bölgesi) lapya, dolin, uvala, polye, obruk, düden vb. karstik şekillere ait örnekler sunmakla birlikte, Geyik Dağı kütlesi üzerinde (Gündoğmuş, Gezlevi/Korualan, Yenicepazar Yaylası civarında) yoğun bir dolin karstının geliştiğini ve bazılarının içerisinde göl oluşumlarının olduğunu belirtmiştir.

Bener (1965), Göksu Vadisi çevresindeki yatay yapılı Miyosen kireçtaşlarından oluşan platoluk alan (Aksıfat, İbrala ve Sertavul Platoları) üzerinde gelişmiş dolin ve uvalaları detaylı incelemiş, bölgedeki dolinlerin büyük çoğunluğunun erime (çözünme) dolinleri olduğunu, çaplarının genellikle 20-200 metre arasında değiştiğini, uvalaların ise daha çok eski akarsu vadilerinin karstlaşması sonucu geliştiğini, karstik depresyonların maksimum yoğunluğa ulaştığı yerde km^2'de 110'u bulduğunu belirtmiştir. Ayrıca dolin ve uvalaların KD-GB yönünde Orta Toroslar'ın tektonik istikametinde sıralanarak bölgede "istikametli/yönlü karst'ın" geliştiğine dikkat çekmiştir.

Güldalı (1972), Kestel, Çeltikçi, Bozova, Kızılkaya ve Bademli Polyelerini çevreleyen dağlık sahada 800-2330 m aralığındaki lapya ve dolinleri incelemiş ve en iyi karstik şekillerin %99 $CaCO_3$ oranına sahip Jura kalkerleri üzerinde geliştiğini belirtmiştir. Morfolojik olarak dolinleri çözünme (huni, tava) ve çökme (kuyu) dolinleri olarak iki sınıfta ele almıştır. Çözünme ve çökme dolinlerinde uzun

eksenlerin 1000 m ile 500 m'ye kadar ulaşabildiğini ve çökme dolinlerinin bir hat boyunca gözlendiğini belirtmiştir.

Hoşgören (1973), Marmara Bölgesi'nin güneydoğusunda (Domaniç Dağları) Paleozoyik kristalize kalkerler üzerinde, 1550-1650 metreleri arasında dolin ve uvalaların geliştiğini, bölgedeki dolinlerin uzun eksenlerinin 20-300 metre, kısa eksenlerinin ise 20-150 metre arasında değiştiğini belirtmiştir.

Nazik ve Güldalı (1985), Karaman'ın güneyindeki Miyosen kalkerlerinden oluşan plato yüzeyinde eğime uygun olarak gelişmiş dolin ve uvalaların akarsu vadilerinin parçalanmasıyla oluşmuş flüvyo-karstik şekiller olduğunu, eski vadilerde uvala ve açık dolinlerin, küçük sırtlarda ise kapalı dolinlerin meydana geldiğini belirtmiştir.

Doğu vd. (1994), Seydişehir civarında kalınlığı 1000 metreyi bulan saf Mesozoyik kalkerler üzerinde çatlak sistemine bağlı gelişen dolinlerin derin ve yamaçlarının lapyalarla kaplığı olduğunu, Gülnar civarında ise kiltaşı, marn ardalanmalı yatay yapılı Miyosen kalkerler üzerinde gelişen dolinlerin litolojik yapıya bağlı olarak daha sığ oldukları belirtilmiştir.

Karacan ve Yılmaz (1997), Sivas'ın 5 km. kuzeydoğusunda Oligo-Miyosen jipsli seriler üzerinde gelişmiş olan dolinlerin çaplarının 50-220 metre arasında değiştiğini, çözünme ve çökme sonucu oluştuklarını, ayrıca dolinlerin oluşumunda yeraltısuyunun ve fay hatlarının önemli bir etken olduğunu belirtmişler, bölgedeki dolinlerin hidrolojik olarak Kızılırmak ile bağlantısı olduğunu ve içlerine boşaltılan endüstriyel atıkların nehri kirlettiğine de dikkat çekmişlerdir.

Pekcan (2000), Küçük Melen vadisinin güneyinde Üst Kretase kalkerleri üzerinde 400-500 metreleri aralığında yoğun bir dolin karstının geliştiğini, dolinlerin genellikle çaplarının 100-150 metre, derinliklerinin ise 15-20 metre arasında değiştiğini ve eski akarsu vadilerinin karstlaşması ile bir sıra halinde dizildiğini

belirtmiştir. Paleovadilerin dışında gelişen dolinlerin bazılarının içerisinde göl oluşumları da gözlemlemiştir.

Erol (2001), Kuşadası'nın güneyindeki Dilek Dağı'nın zirve kesimlerinde dolinlerin bulunduğunu, Orta Toroslar'ın batı kesiminde Gembos Polyesi'ni doğudan sınırlayan Seyran Dağı kütlesindeki eski akarsu yataklarının karstlaşması ile dolin ve uvalaların bir sıra halinde dizildiğini, Beyşehir Gölü'nün batısında yer alan Anamas Dağı'nın kuzeybatı bölümünde Jura-Kretase kalkeri üzerinde dolin ve uvalaların geliştiğini belirtmiştir.

Doğan (2002a), Çankırı şehrinin doğusunda, Oligo-Miyosen jipsli seriler üzerinde 890-1050 metreleri arasında sübsidans dolinlerinin egemen olduğu bir yüzey karstının geliştiği; alandaki dolinlerin gelişimi, dağılışı ve fiziksel özellikleri üzerinde neotektoniğin etkili olduğunu ve dolinlerin bir kısmının GB-KD doğrultusundaki fay hatlarına uygun geliştiğini ancak alanda dolinlerin fosil karakterde olduğu belirtilmiştir.

Doğan (2003), Batı Toros Dağları Karst Kuşağı içerisinde yer alan kapalı havzadaki 4 çökme ve 3 sübsidans dolinini ayrıntılı inceleyerek, dolinlerin 1715-1850 metreleri arasında geliştiğini ve genişliklerinin 175-475 metre arasında değiştiğini belirtmiştir. Bazılarının tabanında göl oluşumlarının da gözlendiği dolinler alanda aktif çökme süreçlerinin gözlenmemesinden dolayı relikt şekiller olarak belirtilmiştir.

Güvercin Orhan (2004), Batı Toros Karst Kuşağı'nın tamamını içerisine alan (40416 km^2) CBS temelli çalışmada, büyük çoğunluğunun Mesozoyik kalkerler üzerinde gelişmiş 2154 adet makro karstik (polye, uvala ve dolin) şekil tespit edilmiş olup, karstik şekillerin 2838 km^2'lik bir alan kapladığını ve toplam alanın yaklaşık % 7'sini oluşturduğunu belirtmiştir.

Ateş (2004), Taşkale'nin (Karaman) güneyinde kiltaşı ve marn ile ardalanmalı yatay yapılı Miyosen kalkerlerden oluşan 1100-1900 metre aralığındaki

plato yüzeyinde KD-GB uzanımlı, 1/25 000 harita ölçeğinde 1106 adet dolin tespit etmiş olup, şekillerin litolojik yapıya bağlı olarak genişliklerinin derinliklerinden daha fazla olduğunu belirtmiştir.

Doğan ve Özel (2005), Sivas şehrinin doğusunda, Miyosen jipsli seriler üzerinde 1520-1600 metreleri arasında yoğun bir dolin karstının geliştiğini, bölgedeki dolinlerin çaplarının 700 metreye kadar ulaştığını, maksimum yoğunluğa ulaştığı yerde km^2'ye 100 dolinin düştüğünü ve bazı dolinlerin tabanında göl oluşumlarının da gözlendiğini belirtmişlerdir.

Zeybek (2010), Karadeniz Dağları Karst Kuşağı içerisinde yer alan Canik Dağları'nın güneydoğu bölümünde %75-88 $CaCO_3$ oranına sahip Üst Kretase kireçtaşı üzerinde KD-GB yönlü gelişmiş 36 adet dolin tespit etmiş, dolinlerin 1600-1900 metreleri arasında geliştiğini, maksimum yoğunluğa ulaştığı yerde km^2'de 10 adet dolin bulduğunu belirtmiştir.

Keskin (2011), Sivas yöresindeki Oligo-Miyosen jipsli seriler üzerinde, 1290-1610 metreleri arasında gelişen 940 dolin üzerinde yaptığı detaylı incelemede, km^2'ye düşen ortalama dolin yoğunluğunun 10, maksimum yoğunluğa ulaştığı yerde ise 166 adet olduğunu, dolinlerin uzun eksenlerinin 20-372 metre, kısa eksenlerinin ise 12-282 metre arasında değiştiğini, dolinlerin dairesellik indeksinin 1-1,5 aralığında olduğunu ve sahadaki dolinlerin ortalama yönelimlerinin KB-GD istikametinde olduğunu belirtmiştir.

Demirağ (2012), Karadeniz Dağları Karst Kuşağı içerisinde yer alan Sarıçiçek Dağı'nda %98 $CaCO_3$ oranına sahip Jura-Kretase kireçtaşı üzerinde 250 adet dolin tespit edilmiş, dolinlerin 1828-2331 metreleri arasında geliştiğini, maksimum yoğunluğa ulaştığı yerde km^2'de 60'ı bulduğunu belirtmiştir.

Bayrakdar (2012), Batı Toros Karst Kuşağı içerisinde yer alan Akdağ Kütlesi'nde 2300-2500 metre aralığında Jura-Kretase kireçtaşları üzerinde gelişmiş 330 adet dolin tespit edilmiş olup, depresyonların fay hatlarına paralel KD-GB

doğrultusunda sıralandığını ve bazı dolinlerin Pleyistosen buzullaşması sonucu morenler tarafından örtüldüğünü belirtmiştir.

Öztürk vd. (2015), Tahtalı Dağları'nın (Orta Toroslar) Kayseri-Adana sınırında yer alan karstik plato (Üst Kretase kireçtaşları) üzerinde 1810-2520 metre arasında gelişen, 1/25 000 harita ölçeğinde tespit edilen 992 adet karstik depresyonun morfometri ve dağılış özellikleri Coğrafi Bilgi Sistemleri temelli incelenmiştir. Çalışmanın sonucunda bölge için ortalama karstik depresyon yoğunluğu 22/km^2 iken, maksimum yoğunluk 46/km^2, ortalama en yakın komşuluk indisi değeri 1,08 (rastgele bir dağılış) ve hâkim yönelimin KD-GB olarak belirtilmiştir.

Öztürk vd. (2017a), Bolkar Dağları'nın batısında yer alan plato sahasında büyük çoğunluğu Miyosen kireçtaşları üzerinde, 1315-2525 metreleri arasında dağılış gösteren 30132 karstik şeklin maksimum yoğunluğa ulaştığı yerde 99 adet/km^2 ve karstik depresyonların uzanımında KD-GB doğrultusunun egemen olduğunu belirtmişlerdir.

c) Uluslararası Çalışmalarda Dolin ve Uvalalar

Williams (1972), Yeni Gine takımadalarında 1/15 000 harita ölçeğinde gerçekleştirilen çalışmada, sekiz farklı poligonal karst alanının morfometrik özellikleri analiz edilmiştir. Ana jeolojik birimin Tersiyer kireçtaşlarının oluşturduğu araştırma alanında, 1228 adet dolin üzerinden yapılan hesaplamalara göre ortalama dolin yoğunluğu 10-22,1/km^2 arasında değişmekte olup, ortalama en yakın komşuluk indisi değerleri 1,091-1,404 (büyük oranda rastgele bir dağılış) olarak hesaplanmıştır.

Day (1983), tropikal karst morfolojisinin gözlemlendiği Barbados Adası'ndaki dolin gelişimi ve morfometrisinin incelendiği çalışmanın temelini, hava fotoğrafları ve arazi gözlemleri oluşturmaktadır. Araştırma sonuçlarına göre; 124,5 km^2 toplam alanda, 0-269 metre aralığında gelişen 1179 adet dolin tespit edilmiş olup (hesaplamalar belirlenen örnek 360 dolin üzerinden yapılmıştır), ortalama karstik depresyon yoğunluğu 9/km^2, maksimum yoğunluk 27/km^2, ortalama en yakın

komşuluk indisi değeri 0,9 hâkim ve yönelimin kuzey-güney doğrultusunda olduğu belirtilmiştir.

Mihevc (1998), Batı Slovenya'daki Kras Platosu (Kretase kireçtaşı) üzerinde gelişen 31 km^2 alan içerisinde 776 adet dolin tespit edilmiştir. Yapılan hesaplamalara göre; ortalama dolin yoğunluğu 25/km^2, maksimum dolin yoğunluğu 240/km^2 olup dolinlerin %80'nin çapı 50 metreden daha küçük olduğunu belirtilmiştir.

Florea vd. (2002), Büyük bir kısmı karstlaşmaya uygun litolojik birimlerden oluşan Kentucky (ABD) eyaletinin karst haritası, mağara ve dolin dağılışı CBS teknolojileri yardımıyla oluşturulmuştur. Çalışmanın sonuçları, hızlı bir şekilde nüfuslanan ve sanayileşen bölgenin, geleceğe yönelik planlamasında kullanması amaçlanmıştır.

Denizman (2003), Suwennee Nehri (Florida-ABD) havzasındaki karstik depresyonların morfometrik özelliklerini ve alansal dağılışlarını Coğrafi Bilgi Sistemleri temelli olarak incelemiş, 1/24 000 harita ölçeğinde Tersiyer kireçtaşları üzerinde gelişen 25.157 karstik depresyonun dağılış ve morfometrik özelliklerini belirlemiştir. Çalışmanın sonucunda bölge için ortalama karstik depresyon yoğunluğu 6,1/km^2, toplam depresyon alanı 331 km^2, ortalama en yakın komşuluk indisi 0,9 (rastgele bir dağılış), ortalama dairesellik indisi değeri 1,33 ve ortalama çukurlaşma indeksini 14,5 olarak belirtmiştir.

Seale (2005), Florida yarımadasının Pinellas County bölgesinde LIDAR taraması ile tespit edilen Plio-Pleyistosen kuvars kumları ile örtülü Tersiyer kireçtaşları içerisinde gelişen 1561 adet karstik depresyonun dağılış ve morfometrik özellikleri belirlenmiştir. Çalışma alanı içerisinde homojen bir dağılış göstermeyen depresyonların ortalama yoğunluğu 2,09 km^2, toplam depresyon alanı 5,77 km^2, ortalama en yakın komşuluk indisi 1,016 (rastgele bir dağılış) ve ortalama dairesellik indisi değeri 1,11 olarak belirlenmiştir.

Pentek vd. (2007), Orta Avrupa'da bulunan çeşitli karst bölgelerinde (Macaristan'da 141, Avusturya'da 13, Hırvatistan'da 51 ve Romanya'da 23) 228 adet çözünme dolinini incelemiş ve elde edilen morfometrik özelliklere göre çözünme dolinlerini 4 gruba ayırmıştır. Bu sınıflamaya göre: 1- Yüzey (Ağız) ve taban kısmının geniş olduğu, 2- Taban kısmının geniş olduğu, 3- Yüzey (Ağız) kısmının geniş olduğu ve 4- Derinliği fazla fakat geniş olmayan dolinlerdir.

Panno vd. (2008), Illinois eyaletinin Renault bölgesinde 1/24 000 harita ölçeğinde, 3127 karstik depresyon tespit edilmiş, Renault'un doğusunda karstik depresyonların maksimum yoğunluğa ulaştığı yerde km^2'de 81 olduğu, bölgedeki su tablasındaki seviye oynamalarının dolin oluşumunu tetiklediği hazırlanan raporda belirtilmiştir.

Panno vd. (2009), Illinois eyaletinin Cahokia bölgesinde 1/24 000 harita ölçeğinde, 525 karstik depresyon tespit edilmiş, Cahokia'nın güney batısında karstik depresyonların maksimum yoğunluğa ulaştığı yerde km^2'de 56 olduğu, bölgedeki bazı dolinlerin uzun eksenlerinin 900 metreye kadar ulaşabildiğini ayrıca bölgedeki dolinlerin hidrolojik olarak Mississippi Nehri ile bağlantısı olduğu ve içlerine boşaltılan evsel ya da endüstriyel atıkların nehri kirleterek büyük problemlere neden olacağı hazırlanan raporda belirtilmiştir.

Calic (2009), Slovenya (5), Bosna Hersek (18), Hırvatistan (8), Karadağ (9) ve Sırbistan (3) olmak üzere toplamda beş farklı ülkede 43 adet uvalayı 1/5 000, 1/10 000 ve 1/25 000 harita ölçeğinde detaylı olarak incelemiştir. Dinar karstında yapmış olduğu incelemeler sonucunda uvalalara ait bazı sayısal değerler şu şekildedir: Ortalama alanı 1,9 km^2, ortalama çevre uzunluğu 7,8 km, uzun eksen ortalaması 2368 metre, kısa eksen ortalaması 1191 metre, uzun eksen/kısa eksen ortalaması 2,15, ortama yükseltileri 919 metre, genel yönelimleri KB-GD (Dinar Alplerinin ana orografik hattına uygun) olduğu belirtilmiştir.

Panno ve Luman (2012), Illinois eyaletinin Monroe bölgesinde, 1/24 000 harita ölçeğinde ve hava fotoğraflarının da kullanıldığı çalışmada, 8890 karstik

depresyon tespit edilmiş, karstik depresyonların maksimum yoğunluğa ulaştığı yerde km^2'de 125 olduğu, ayrıca bölgedeki su tablasındaki seviye oynamalarının dolin oluşumunu tetiklediği hazırlanan raporda belirtilmiştir.

Basso vd. (2013), İtalya'nın güneyinde yer alan Apulia kıyı bölgesinde, 1/10 000 ve 1/5 000 harita ölçeğinde gerçekleştirilen detaylı çalışmada, 0-70 metre yükselti aralığında 58 adet çökme dolininin morfometrik özellikleri ortaya konulmuştur. Çalışma sonuçlarına göre; ortalama dolin yoğunluğu 9,7/km^2, depresyonlar kümeli bir şekilde dağılış gösterdiği ve hâkim yöneliminin KB-GD olduğu belirtilmiştir.

Fuyuan vd. (2014), Guilin (Çin) ve La Alianza (ABD) bölgesinde 2815 km^2 alanda 10 metre çözünürlüklü DEM verisinden tespit edilen 4029 adet kokpit (yıldız şeklindeki dolin) ile Alvaton ve Oolitic (ABD) bölgesinde 159 km^2 alanda tespit edilen 734 adet dolin CBS teknolojileri yardımı ile geliştikleri yükselti, eğim, alansal büyüklükleri ve şekil özellikleri karşılaştırmalı olarak incelemişlerdir.

Aguilar vd. (2016), Meksika'nın Yukatan Yarımadası'nda 1/50 000 harita ölçeğinde (58 adet) gerçekleştirilen çalışmada, Tersiyer kireçtaşları üzerinde 454 km^2 alanda 4620 dolin, 2021 uvala, 76 polye olmak üzere toplamda 6717 karstik depresyon tespit edilmiş, karstik depresyonların maksimum yoğunluğa ulaştığı yükselti aralığının 10-30 metre olduğu, ayrıca dolinlerin %80'nin dairesel özelliğini koruduğu (dolinlerin %80'inin dairesellik indisi değeri 1-1,04) çalışmada belirtilmiştir.

Marković vd. (2016), Hırvatistan'ın Velebit bölgesinde 1/25 000 harita ölçeğinde gerçekleştirilen çalışmada 349,2 km^2 alanda, saflığı %98 $CaCO_3$ oranına sahip kireçtaşları üzerinde gelişen 3684 adet dolin tespit etmiş, ortalama dolin yoğunluğu 10,6/km^2, maksimum dolin yoğunluğu 116/km^2 ve depresyonların genel yöneliminin KB-GD olduğunu belirtmiştir.

BİRİNCİ BÖLÜM

KARSTİK DEPRESYONLARIN DAĞILIŞINA ETKİ EDEN FAKTÖRLER

Çalışma alanı olan Geyik Dağı'nın karst jeomorfolojisi süreçlerinin oluşum ve gelişiminin açıklanabilmesi için alana ait fiziki özellikler hakkında bilgi sahibi olunması gerekmektedir. Bu kapsamda, bu bölümde sahaya ait jeolojik (birincil/kökensel) ve şekillendirici (ikincil) iklim, morfometrik özelliklere değinilecektir.

1.1.Jeolojik Özellikler

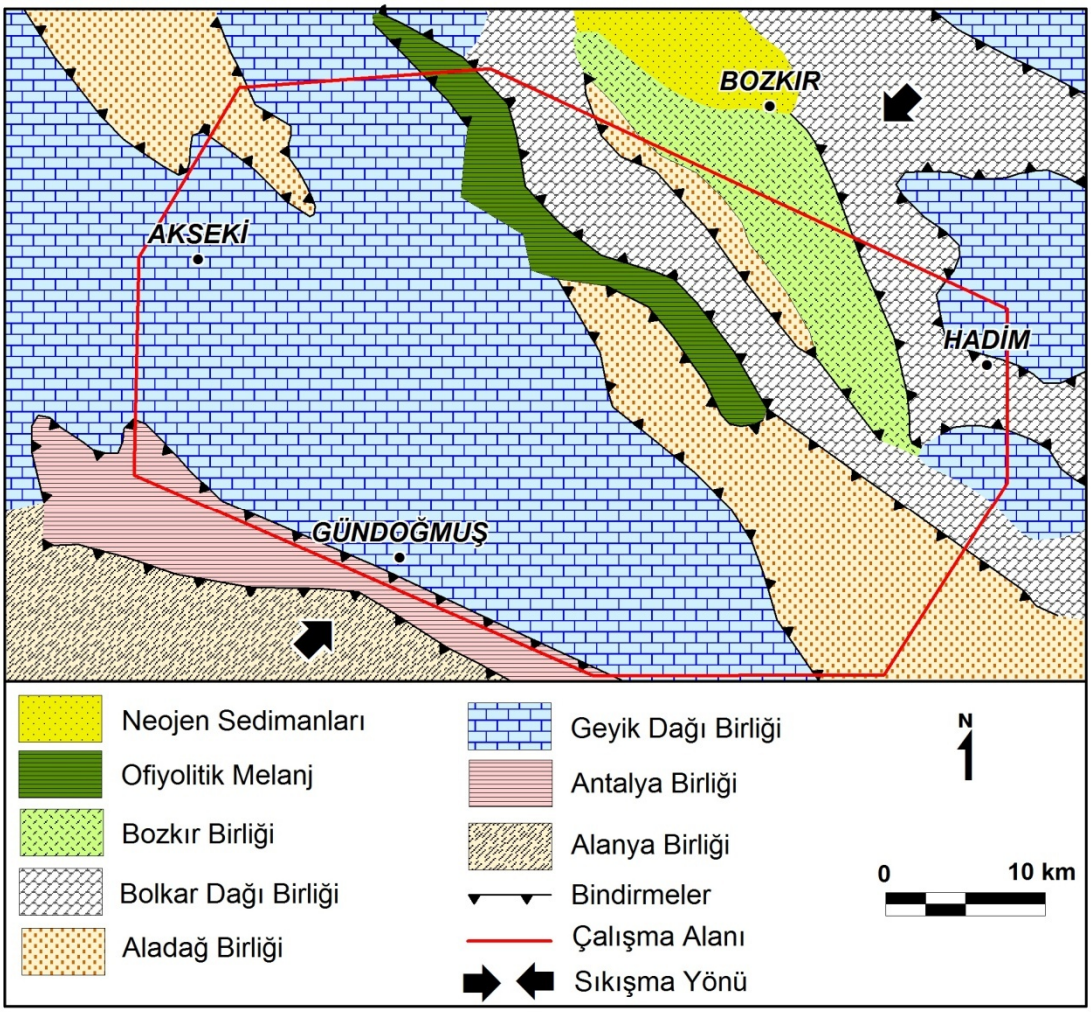
Geyik Dağı'nın karst jeomorfolojisinin ana karakteri üzerinde, jeolojik özellikler birincil etkiye sahiptir. Litolojik birimlerin dağılışı, fiziksel ve kimyasal yapısı dolin ve uvala gelişimini önemli ölçüde etkilerken, tektonik aktiviteler de yönlendirici rol oynamıştır.

1.1.1. Stratigrafi ve Litoloji

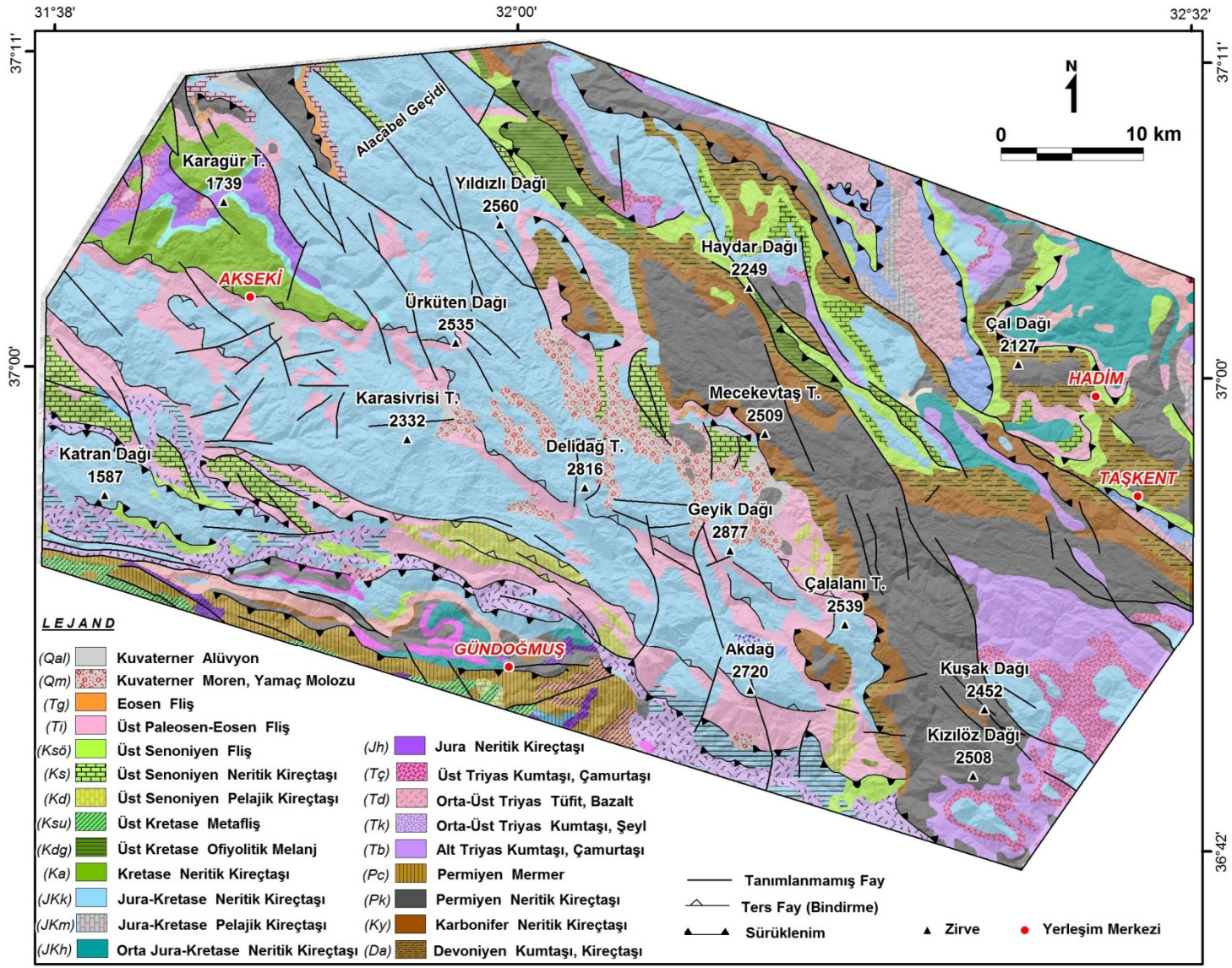
Çalışma alanında genel olarak KB-GD yönlü kuşak şeklinde uzanan Orta Toroslar'a ait yapısal birlikler, Senoniyen ve Lütesiyen dönemindeki yapısal hareketlerle birbirleri üzerine bindirerek bugünkü karmaşık naplı yapıyı oluşturmuşlardır (Özgül, 1976, 1984). Çalışma alanında yer alan tektonostratigrafik birlikler; Geyik Dağı, Bolkar, Aladağ, Bozkır (Ofiyolitik Melanj) ve Antalya birlikleridir. Kretase sonlarında Neotetis'in kuzey ve güney kolunun kapanmasıyla ilişkili, kıtasal çarpışma sonucu Toros platformunun kuzeyindeki birlikler (Bozkır, Bolkar Dağı ve Aladağ) güneye doğru, platformun güneyindeki birlikler (Antalya ve Alanya) ise kuzeye doğru otokton konumlu Geyik Dağı Birliği üzerine bindirmiştir (Bozkaya vd., 2015).

Bu tektonik birimlerden her biri, çok farklı paleocoğrafik ortamı karakterize eden stratigrafik istifleri kapsar (Özgül, 1997; Turan vd., 2007; Şekil 12). Bolkar Dağı, Aladağ, Geyik Dağı ve Alanya Birlikleri şelf türü karbonat ve kırıntılı

kayaçları kapsarken, Bozkır ve Antalya birlikleri ise, daha çok derin deniz çökellerini, ofiyolitleri ve bazik denizaltı volkanitlerini kapsamaktadır (Özgül, 1976).



Şekil 12: Çalışma alanı ve çevresinin tektonostratigrafik birlikleri (Özgül, 1984'den yeniden düzenlenerek).



Şekil 13: Geyik Dağı'nın jeoloji haritası (Şenel, 2002'den yeniden düzenlenerek).

Aşağıda çalışma alanı içerisinde mostra veren farklı jeolojik dönemlerde oluşmuş litolojik birimler eskiden yeniye doğru ele alınmıştır. Çalışma alanındaki en eski jeolojik birim Devoniyen'den başlar ve Kuvaterner'e kadar devam eder. Bölgedeki kayaç türlerinin büyük bir bölümü tortul kökenlidir.

1.1.1.1. Paleozoyik

Çalışma alanı içerisinde yer alan Üst Paleozoyik birimler Devoniyen, Karbonifer ve Permiyen devirlerine aittir. Bu birimler; Asarlıkyaylası Formasyonu *(Da)*, Yarıcak Formasyonu *(Ky),* Kuşak Dağı Formasyonu *(Pk)* ve Cebelireis (Cebireis) Formasyonu *(Pc)*'dur. Sahada en geniş alan kaplayan ikinci birimler Paleozoyik'e aittir (Şekil 13).

Asarlıkyaylası Formasyonu *(Da)*: Altta yeşilimsi ve koyu gri-siyah şeyl, silttaşı ve koyu sarı-kahverenkli kuvarsitler yer alırken, üste doğru mikrokonglomeratik düzeyler ile mavimsi gri, bol mercan brakiyopod ve krinoidli kireçtaşı merceklerine rastlanır (Turan, 1990). En üst bölümler koyu gri-siyah, organik maddece zengin marn-şeyl-ince tabakalı kireçtaşı, kuvarslı silttaşı-kumtaşı ardışımıdır. "Bol briyozoer, spiriferit brakiyopod, krinoid ve *Disphyllum goldfussi*, *Hexgonaria sp.* fosilleri içeren birime Devoniyen yaşı verilmiştir (Turan vd., 2007)." Birim içerisinde kokina yığını halindeki yoğun karbonat mercekleri, resifli ılık-sığ denizel koşullar altında çökelmenin gerçekleştiğini yansıtır (Turan, 2000a; Şekil 13).

Yarıcak Formasyonu *(Ky):* Asarlıkyaylası formasyonunu uyumlulukla örten Karbonifer'e ait bol fosil içeriği olan kireçtaşı ve kuvarsit nöbetleşmesi birimi Turan (1990) tarafından Yarıcak formasyonu olarak tanımlanmıştır. Aynı litolojik birimler Özgül (1997) tarafından Bozkır-Hadim-Taşkent bölgesinde de daha sonra yine aynı isimle tanımlanmışlardır. Formasyonun bol miktarda mercan, krinoid, brakiyopod içermesi sıcak ve sığ denizel koşulları altında çökelmiş olduğunun kanıtıdır (Turan, 2000a; Turan vd., 2007)

Kuşak Dağı Formasyonu *(Pk):* Çalışma sahası içerisinde KB-GD yönünde, 351 km^2'lik geniş bir alanda yüzeylenmektedir (Şekil 13). Formasyonu oluşturan kireçtaşları genelde koyu gri-siyah renkli ve organik madde bakımından zengindirler (Foto 3). Kireçtaşları oldukça sık çatlaklı ve kırıklı yapıdadır. Sert dokulu kireçtaşları arasında 50-60 m'lik bir seviye halinde organik maddece zengin, kumlu ve miliodli şeyller ile fazlaca kumlu kireçtaşı, kireçtaşı ve kuvarslı kumtaşları ardalanmalı olarak izlenmektedir. Allokton konumlu Kuşak Dağı formasyonunun kalınlığı 800-1000 metre arasında değişmektedir. *Paraglobivalvulina sp., Globivalvulina sp., Permocalculus sp., Hemigordius sp., Pachipholia sp., Dagmarita sp., Geinitzina sp., Kamurana sp., Mizzia sp., Gymnocodium sp., Pseudovermiporella sp. ile Syringopora sp.* brakiyopod ve gastrapod fosilleri içeren bu birim Permiyen'e atfedilmiştir (Turan, 1990). Formasyonun litolojik gelişimi, resif ardı-lagün bölgelerini de içerebilen gel-git altı deniz ortamıdır (Turan, 2000a).



Foto 3: Kuşak Dağı formasyonu (*Pk*).

Cebelireis (Cebireis) Formasyonu *(Pc):* Çalışma sahasının güney kesiminde mostra veren formasyon ilk kez Okay ve Özgül (1982) tarafından tanımlanmıştır (Şekil 13). Birime ait adlama, Mahmutlar'ın (Alanya) kuzeyinde yer alan Cebelireis (Cebireis) Dağı'na atfen verilmiştir. Formasyon sarımsı gri renkli kristalize kireçtaşı, mermer ve dolomitik kireçtaşından oluşmaktadır. Formasyon geçirmiş olduğu

metamorfizma ve deformasyondan dolayı fosil içeriği bakımından son derece fakir olup, çökelme yaşı Permiyen olarak ön görülmüştür (Deli ve Turan, 2002; Peyronnet, 1971).

1.1.1.2.Mesozoyik

Çalışma sahası içerisinde yer alan Mesozoyik birimler Triyas, Jura ve Kretase devirlerine aittir. Bu birimler; Beyreli Formasyonu *(Tb)*, Kasımlar Formasyonu *(Tk),* Dedemli Formasyonu *(Td),* Çamiçi Formasyonu *(Tç),* Hendos Formasyonu/Dolomiti *(Jh),* Hacıalabaz Kireçtaşı *(JKh),* Mahmut Tepe Kireçtaşı *(JKm),* Kurucaova Formasyonu *(JKk)* Akseki Formasyonu *(Ka),* Dipsiz Göl Ofiyolitik Melanj *(Kdg)*, Sugözü Formasyonu *(Ksu)*, Dumanlı Formasyonu *(Kd),* Seyrandağı Formasyonu *(Ks)***,** Söğüt Formasyonu *(Ksö)'*dur. Sahada en geniş alan kaplayan birimler Mesozoyik'e aittir (Şekil 13).

Beyreli Formasyonu *(Tb):* Paralel ve çapraz laminalı, kuvars kumtaşlarıyla başlar. Kumtaşlarıyla ardışımlı olarak orta-kalın tabakalı kumlu kireçtaşı, fosil içerikli ince tabakalı kireçtaşı, marn-çamurtaşı ve şeyller izlenir (Turan, 1990). Formasyonun ince katmanlı yapıdaki çamurlu birimlerinde bitki izleri, siltli-kumlu kesimlerinde ise biyojenik izler ve ripılmark formları yaygındır. Kırıntılılardan karbonatlara geçişlerde erozyonal tabaka yüzeyleri, kumtaşlarında akıntı izi ve tekne tipi çapraz laminalar yaygın olarak bulunur. Çamurlu düzeylerde kuvars-kalsit ve organik kırıntı yanında, yoğun kil içerirler. Beyreli formasyonu 450 m kalınlığa sahip olup içerdiği fosil formlarına göre Triyas yaşı verilmiştir (Turan, 2000a).

Kasımlar Formasyonu *(Tk)*: İnce-orta-kalın tabakalı gri, açık kahverengi, kırmızı, kahve, renklerde bitkili kumtaşı ve şeyllerden oluşan 400-500 metre arasında değişen kalınlıktaki Triyas istifi, Kasımlar Formasyonu olarak tanımlanır (Şenel, 1996a; Şenel vd., 1998). Kasımlar Formasyonu'nun çökelme ortamı genelde akıntıların etkili olduğu, çok çalkantılı ve hareketli bir ortamdır. İçeriğindeki bitki kalıntıları da ortamın çok derin olmadığının kanıtları arasındadır (Deli ve Turan, 2002).

Dedemli Formasyonu *(Td):* Çok büyük bölümüyle yeşil tüf, tüfit ve daha az oranda bazik volkanitlerden oluşur. Formasyon içerisinde seyrek olarak kireçtaşı (fosil içeriği son derecede azdır), radyolarit ve kırıntılılar yer almaktadır (Özgül, 1997). Formasyonun çökelim ortamı, Orta-Üst Triyas aralığında volkanik etkinliklerinde gözlendiği denizaltı koşulları şeklinde yorumlanmaktadır (Turan, 2000b; Aksu, 2009).

Çamiçi Formasyonu *(Tç):* Genel litoloji çapraz tabakalı, orta-iyi derecede yuvarlaklaşmış ve boylanmış konglomera, çamurtaşı ve kumtaşıdır. Konglomera içersindeki çakılların uzun eksenleri 5-6 cm, kısa eksenleri 3-4 cm civarındadır (Turan, 1990). Yanal-düşey yönde kızıl kumtaşı-çamurtaşlarına geçen ve çamurlu düzeylerinde, gastrapodlu killi kireçtaşı kamaları yer alır. Çamiçi formasyonu Beyreli formasyonu üzerine düşük açılı bir uyumsuzlukla örter ve kalınlığı 530 metre civarındadır (Turan, 1990; Turan, 2000a).

Hendos Formasyonu/Dolomiti *(Jh):* Çalışma alanının kuzeybatı kesiminde dar bir alanda görülen birim ilk kez Martin (1969) tarafından Hendos kalkeri ve dolomiti, Toker vd. (1993) tarafından ise Hendos Formasyonu olarak tanımlanmıştır. Birim kalın tabakalı, gri renkli dolomitlerden oluşur. Yanal olarak yer yer kalın tabakalı dolomitik kireçtaşı ve detritik kireçtaşına geçer. Birim içerisindeki çatlaklar kalsit damarlarıyla dolgulu olup, aşınıma karşı son derece dirençsizdir (Albayrak, 1995; Korkmaz Elmacı, 2011; Şekil 13).

Hacıalabaz Kireçtaşı *(JKh):* Hadim ilçe merkezinin kuzeyinde mostra veren formasyonun alt kesimleri gri renkli, kireçtaşlarıyla başlar ve üstte doğru yer yer dolomitleşmiş kireçtaşlarıyla devam eder (Şekil 13). En üst kesiminde açık gri renkli kireçtaşları bulunur (Turan, 2000a). "Sığ denizel alanda çökelmiş Hacıalabaz formasyonu içerdiği *Clypeina jurassica, Valvulina sp., Kurnubia sp., Salpingoporella sp.* fosilleri ile Jura yaşı verilmiştir (Turan, 1990)".

Mahmut Tepe Kireçtaşı *(JKm):* Çalışma alanının kuzeyinde dar bir sahada mostra veren Mahmut Tepe kireçtaşı bütünüyle pelajik kireçtaşlarından oluşmaktadır

(Şekil 13). Jura-Kretase aralığını kapsayan geniş bir zaman aralığını temsil eden Mahmut Tepe kireçtaşı, kimi seviyelerde foraminifer, küçük boy ammonit ve *Halobia sp*. gibi ince kavkılı bivalvia pelajik fosilleri içermesine rağmen, anahtar fosil bakımından fakirdir (Özgül, 1997; Öztürk vd., 2008).

Kurucaova Formasyonu *(JKk):* Çalışma alanı içerisinde en geniş yayılışa sahip (yaklaşık 1025 km^2) otokton konumlu birim, Şenel vd. (1996a) tarafından tanımlanmıştır (Şekil 13). Orta-kalın tabakalı, bej, krem, açık gri, gri, kirli beyaz renkli, saf ve bol makro fosilli neritik kireçtaşlarından oluşan birimin (Foto 4-5) bazı seviyelerinde dolomit ve dolomitik kireçtaşları yer almaktadır. Birim büyük oranda çözünme boşluklu, sık çatlaklı olup çatlaklar saf kalsit dolguludur. Formasyonun içerdiği *Corinoconus gigenta, Nautiloculina sp., Salpingoporella annaluta, Salpingoporella dinarica* fosil formlarına göre; Jura-Kretase yaş aralığında ve sığ karbonat şelf ortamında çökelmiştir (Şenel vd., 1998). Ayrıca birim, Toros Karst Kuşağı'nın [3]komprehensif serileri olarak tanımlanır.

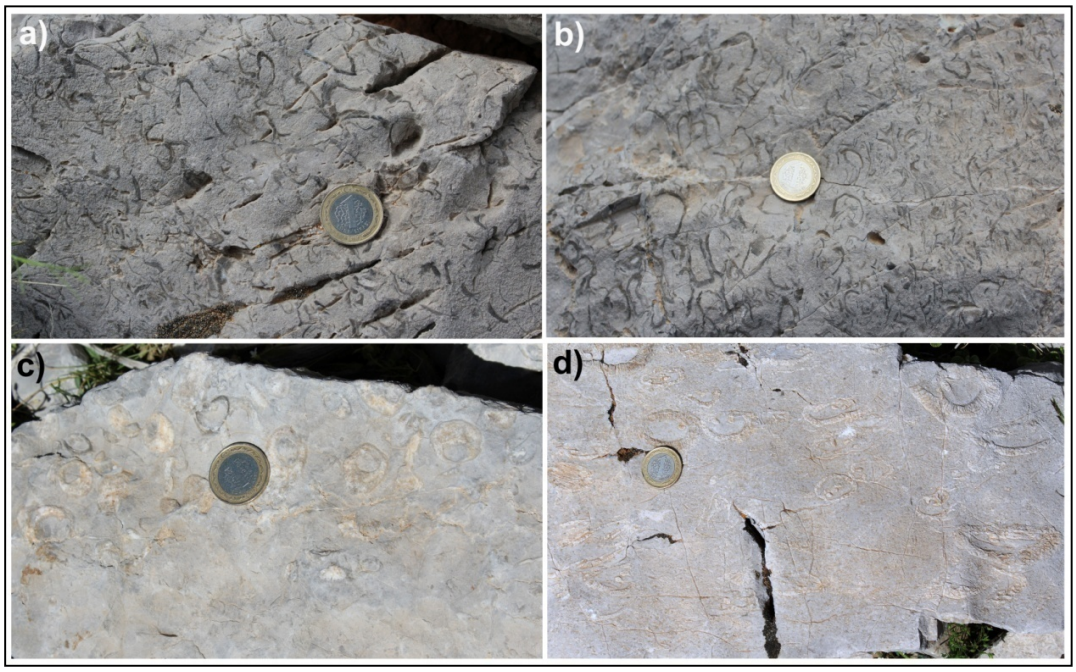


Foto 4: Çalışma alanında geniş bir alanda mostra veren ve bol miktarda "rudist" fosili içeren Jura-Kretase kireçtaşları (a-b Karasivrisi Tepe ve c-d Yıldızlı Dağı mevki).

[3] Paralel istiflenmiş, kalın ve monoton, fakat belirgin sınırlar göstermeyen ve dikey yönde yer yer stratigrafik yaş tayinine yarayan fosil içeren formasyon topluluğudur (Sür, 1981: 62).



Foto 5: Orta-kalın tabakalı, gri, kirli beyaz renkli, saf ve bol makro fosilli Jura-Kretase neritik kireçtaşları (Çimi Yaylası).

Akseki Formasyonu *(Ka)*: Çalışma alanında, Akseki'nin kuzey kesiminde yüzeylemektedir (Şekil 13). İlk kez Martin (1969) tarafından tanımlanan bu birime Toker vd. (1993) tarafından Akseki Formasyonu adı verilmişdir. Akseki Formasyonu açık gri renkli kalın tabakalı kireçtaşları ile başlar, üste doğru dolomitik kireç taşları şeklinde görülür. Yaklaşık 1000 metre kalınlığa sahip birim sığ karbonat şelf ortamında çökelmiştir. Bol fosil içeriğine sahip birime Kretase yaşı verilmiştir (İnce, 1992; Albayrak, 1995).

Dipsiz Göl Ofiyolitik Melanj *(Kdg):* Çalışma sahasının (Yıldızlı Dağı, 2560 metre) kuzeybatısında yüzeylenen ve sahada allokton konumlu olarak yer alan ofiyolitik melanj Kretase'de oluşmuştur (Şekil 13). Özgül (1997) tarafından "*Dipsiz Göl Ofiyolitli Karışığı"* olarak tanımlanan birim Dipsiz Göl (Bozkır) civarında kalınlığı 250 metreyi bulmaktadır (Foto 6). Birim içerisinde başlıca olarak; serpantin, peridotit, bazik volkanit, az oranda da kireçtaşı blokları ve kumtaşlarını kapsayan nonkarstik kayaçlar yer almaktadır (Yalçınlar, 1990; Doğan, 2003).

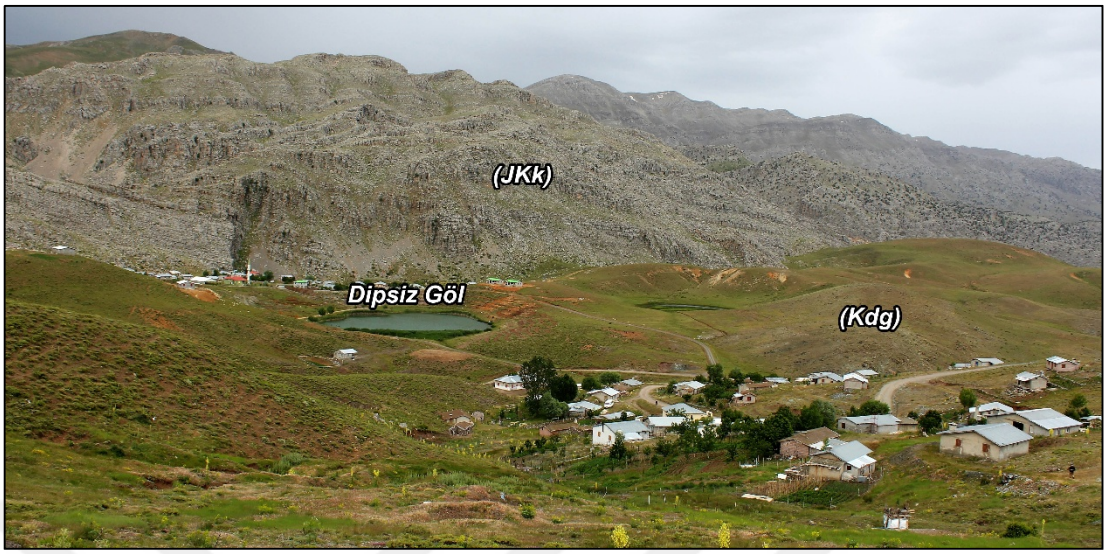


Foto 6: Çalışma alanında allokton olarak yer alan Dipsiz Göl ofiyolitik melanjı (*Kdg*) ve otokton konumlu Kurucaova Formasyonu *(JKk)*.

Sugözü Formasyonu *(Ksu):* Çalışma sahasının güney kesiminde dar bir alanda yüzeylenen birim (Şekil 13), mikaşist, amfibolitşist, yeşilşist, metagabro ve yer yer kristalize kireçtaşı içerir. Sugözü Formasyonu fosil içeriği bakımından son derece fakirdir. Bu sebeple birime kesin bir yaş vermek zordur. Çalışma alanında allokton konumlu olan kütle için birimin oluşum yaşından öte, bölgeye yerleşim yaşı inceleme alanının jeolojisini aydınlatma açısından önemlidir (Deli, 2010). Kansun (2000) tarafından birimin bölgeye yerleşim yaşı Üst Kretase olarak belirtilmiştir.

Dumanlı Formasyonu *(Kd):* Gündoğmuş'un kuzeyinde yüzeylenen birim ince-orta tabakalı koyu gri, beyaz renkli, oolitik, breşik kireçtaşlarından oluşmaktadır (Albayrak, 1995; Şekil 13). Bol miktarda rudist kavkı parçası içeren birime Üst Kretase (Senoniyen) yaşı verilmiş olup, resif önü- yamaç ortamında çökelmiştir (Şenel, 1998).

Seyrandağı Formasyonu *(Ks):* Orta-kalın tabakalı, kirli beyaz, açık gri, bej renkli, rudist kavkılı neritik kireçtaşlarından oluşan birim, çalışma alanında Katran Dağı kuzeyi ve Mecekevtaş Tepe'nin batısında geniş bir sahada yüzeylenmektedir (Şekil 13). Yer yer miliolidli düzeyli, yersel gastrapod kavkılı, mercan izli birim sık

çözünme boşluklu ve çatlaklı olup çatlaklar kalsit dolguludur. Tip kesitin alındığı yerde 250 metre kalınlığa sahip Seyrandağı Formasyonu karbonat şelf alanında çökelmiştir (Şenel, 1996b; Albayrak, 1995).

Söğüt Formasyonu *(Ksö):* Haydar Dağı'nın batı ve güneybatısında KB-GD yönünde ince şeritler halinde uzanan birim genellikle planktonik foraminiferli pelajik kireçtaşı ile başlayan ve moloz akmalarını yoğun olarak kapsayan fliş türü kırıntılılardan meydana gelir (Şekil 13). Birimin alt seviyelerdeki katmanların içerdiği fosil kapsamından dolayı, Söğüt Formasyonu, Senoniyen öncesi yaşta çeşitli kaya birimlerini Üst Kampaniyen'de başlayan ve Maastrihtiyen'de de süren transgresyonla aşmalı olarak örttüğü belirtilmektedir (Özgül, 1976; 1997).

1.1.1.3.Tersiyer

Çalışma sahası içerisinde yer alan Tersiyer (Paleojen) birimler Paleosen ve Eosen devirlerine aittir. Bu birimler; İbradı/Aydınkent Formasyonu *(Ti)* ve Gümüşdamla Formasyonu *(Tg)*'dur (Şekil 13).

İbradı/Aydınkent Formasyonu *(Ti):* Çalışma alanı içerisinde KB-GD yönünde geniş bir sahada yüzeylenen birim ilk kez Martin (1969) tarafından *İbradı Flişi,* Toker vd. (1993) tarafından İbradı/Aydınkent Formasyonu olarak tanımlanmıştır (Şekil 13). Birim genel olarak kireçtaşı, killi-kumlu kireçtaşı, marn vb. kaya türlerinden oluşur. Formasyon kalınlığı tip kesitlerinde 120-410 metre aralığında belirlenmiştir. İçerdiği *Alveolina sp., Globigerina cf. venezuelana, Morozovella sp.* fosillerinden dolayı Poleosen-Eosen yaşı verilen birimin çökelme ortamı, havza ve havza yamacı olarak yorumlanmıştır. Karstlaşma özelliği göstermeyen birim, çalışma alanındaki karstlaşmayı sınırlandırması açısından önemli bir göreve sahiptir (Güldalı, 1976; Albayrak, 1995).

Gümüşdamla Formasyonu *(Tg):* İlk kez Martin (1969) tarafından *Zilan Flişi,* Toker vd. (1993) tarafından Gümüşdamla Formasyonu olarak tanımlanan birim çalışma alanın kuzeybatısında dar bir alanda yüzeylenmektedir (Şekil 13). Birim

genel olarak ince-orta tabakalı kumtaşı, marn, kireçtaşı, volkanik ara katkılı ve çakıltaşı ardalanmasından oluşmaktadır. Eosen yaşı verilen formasyonun türbiditik kumtaşı, marn ardalanmasından oluşması ve killi kireçtaşı seviyeleri içermesi birimin havza ve havza yamacında çökeldiğini kanıtlamaktadır (Albayrak, 1995).

1.1.1.4.Kuvaterner

Alüvyonlar *(Qal):* Çalışma alanında akarsu yataklarında ve özellikle karstik depresyonların tabanlarında yaygın olarak bulunur (Şekil 13). Karstik depresyonların büyüklüklerine göre içerisindeki dolgu malzemesinin kalınlığı da değişmektedir.

Morenler ve Yamaç Molozları *(Qm):* Çalışma alanı içerisinde morenler, Pleyistosen buzullaşmasının sonucunda oluşan sirk ve buzul vadilerine paralel bir şekilde yayılış gösterirler ve yaklaşık 75 km^2 lik bir alanı kaplarlar. Geyik Dağı Kütlesi Pleyistosen sırasında şiddetli buzullaşmanın etkisinde kalmıştır (Sarıkaya ve Çiner, 2015). Çalışma alanının merkezi kısmında bulunan Namaras Yaylası, Susam Beli, Çimi Yaylası ve Eğrigöl Yaylası civarında küçük tepecikler ve dalgalı yüzeyler halinde yayılış göstermektedir (Şekil 13).

Yamaç molozları saha içerisinde özellikle dağ yamaçlarında ve eteklerinde yer alır. Kötü boylanmış, köşeli çakıl ve blok boyutunda birikintilerinden oluşur. Yer yer tutturulmuş, çoğunlukla gevşek yapıdadır.

1.1.1.5.Tektonik

Toros Dağları Anadolu'nun ana tektonik birimlerden en önemlisi ve aynı zamanda Alp Orojenik Kuşağı'nın en uzun ve en devamlı kesimini oluşturur (Ketin, 1966; İnce, 1992). Toroslar jeoloji ve jeomorfoloji yönüyle de devamlılık gösterir ancak düzgün olmayan bir dağ silsilesi meydana getirir.

Çalışma alanının içinde yer aldığı Orta Toroslar, Tetis okyanusu içerisindeki birikmiş karbonat platformunun Afrika-Arap ve Avrupa Plakaları arasında Orta

Kretase'de başlayan kuzey-güney yönlü sıkışması sonucunda oluşmuştur (Atalay, 1987; Yazgan and Chessex, 1991). Bu dönemden sonra, Afrika levhasının kuzeye doğru hareketi esnasında Orta Toroslar sıkışmaya ve yükselmeye maruz kalmıştır (Akay and Uysal 1988; Schildgen vd., 2014; Karaoğlan, 2016). Üst Eosen- Alt Oligosen'de Afrika-Arap Plaklarının Anadolu plakasının altına dalması kireçtaşlarının kuzeydoğu-güneybatı yönlü sıkışmasına ve Orta Toroslar'ın karalaşmasına neden olmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981; Akay ve Uysal, 1988; Karaoğlan, 2016).

Bölge KD-GB yönünde bir sıkışmaya uğramıştır. Bunun en önemli kanıtı Lütesiyen sonrasında meydana gelen hareketler sonucu gelişen *Akseki Bindirmesi (Ekayı)*'dir (Güldalı, 1976). Çalışma alanı içerisinde KB-GD doğrultusunda Jura-Kretase, Kretase kalker formasyonları, daha genç olan Paleosen ve Eosen'e ait fliş üzerine bindirmeli (ekaylanmış) olarak otururlar. Çalışma alanı içerisindeki tabaka doğrultularının, mevcut ters fay/bindirmelerin yanında antiklinal ve senklinal yapıların eksen uzanımlarının kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu olması bölgenin kuzeydoğu-güneybatı yönünde sıkışmaya uğradığının bir başka kanıtıdır (Albayrak, 1995), (Foto 7; Şekil 13-14).

Schildgen vd. (2014) göre, Orta Toroslar'daki yükselim hızı Kuvaterner (Pleyistosen) içerisinde, Üst Miyosen'e göre çok daha fazla olmuştur. 7 ile 1.6 milyon yıl öncesi arasında toplam yükselimin yaklaşık (0.8 km ile) %40'ı, 1,6 milyon yıldan günümüze kadar toplam yükselimin ise (1.2 km ile) %60'ı meydana gelmiştir. 1.6 milyon yıldan günümüze kadarki sürede tektonik yükselmenin hızlı olmasının sebebi ise Anadolu plakasının altına dalan plakada meydana gelen kopma (*Slab break-off*) ile yükselim çok daha hızlı bir şekilde gerçekleşmiştir (Duretz, 2011).

Çizgisel unsurlar ve çizgisellikler uzun bir süredir önemli yapısal ve tektonik elementler olarak tanımlamış ve bölgesel jeolojik yapının yorumlanmasında, örtülü yapısal unsurların tespitinde, kırık ve çatlakların haritalanmasında kullanılmıştır. Çizgisellikler genellikle bölgesel yapısal süreksizlikleri, bindirme sınırları, büyük

fayları temsil ederler (Koyuncu, 2003). Çalışma alanında tespit edilen çizgiselliklerin hakim uzanım yönü kuzeydoğu-güneybatı yönündedir. Bu yönelim Geyik Dağı kütlesinin ana orografik hattı ile de uyumludur (Şekil 13).

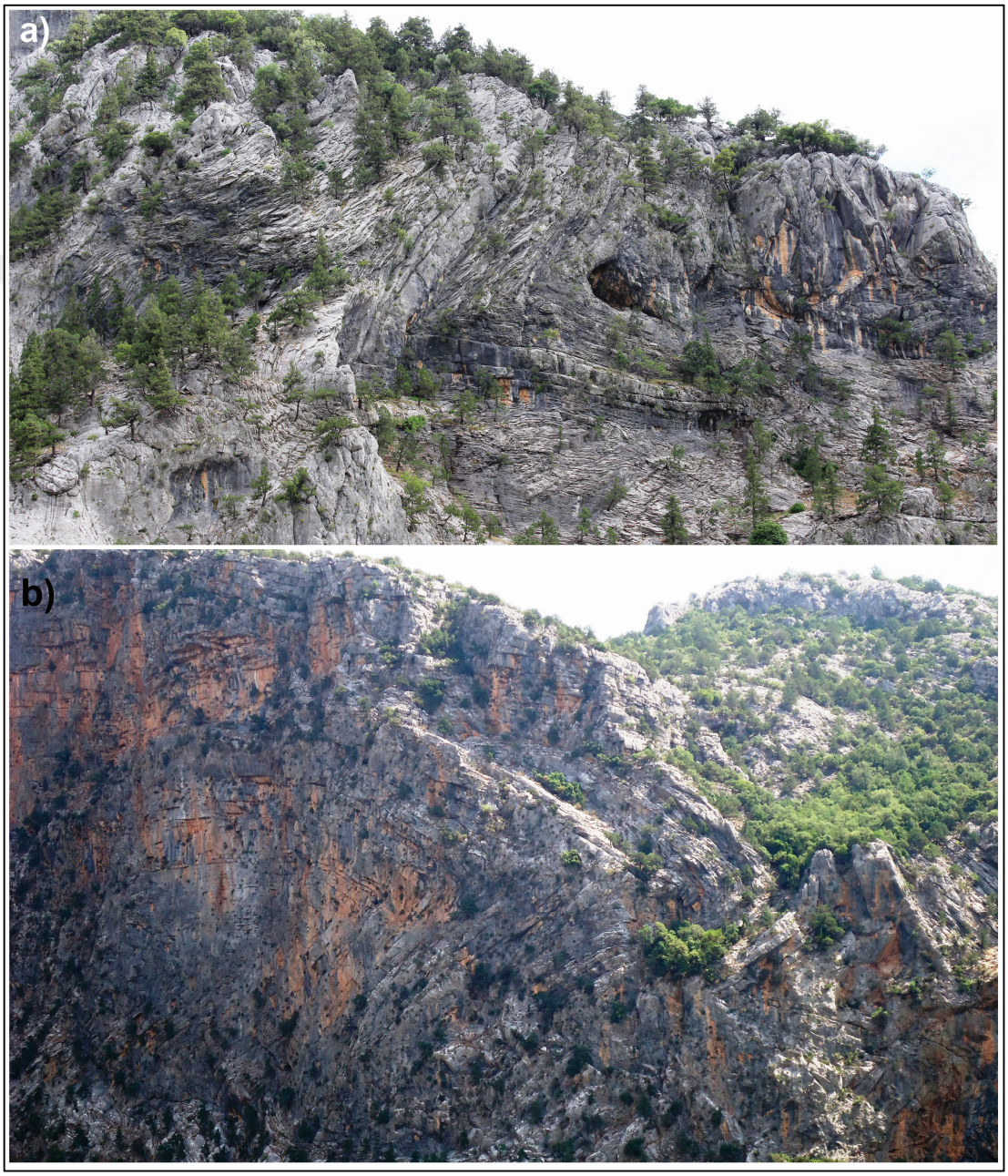
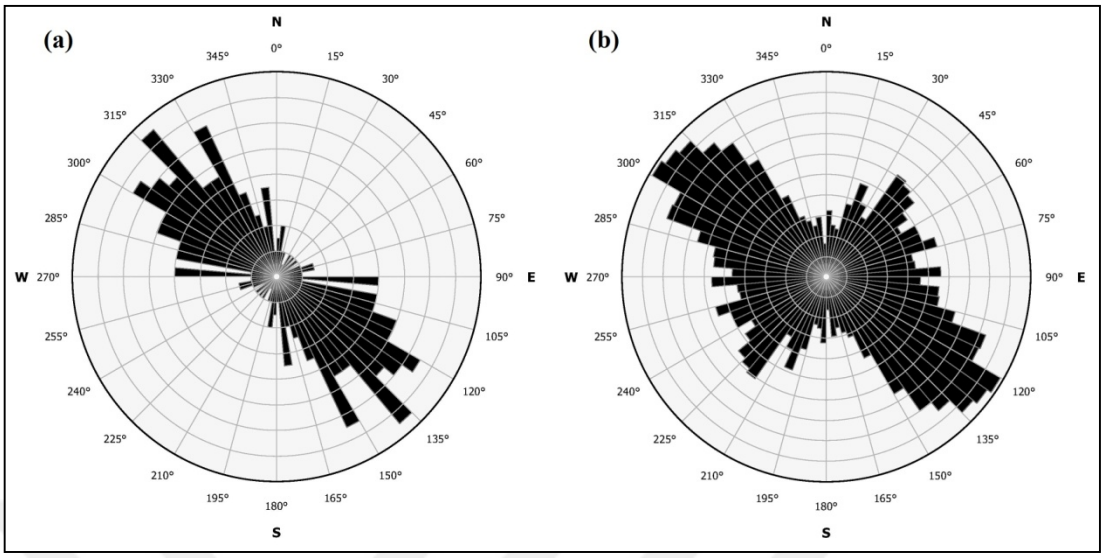


Foto 7: Çalışma alanının farklı yerlerinde gözlemlenebilen şiddetli tektonizma ürünleri yatık kıvrımlar, a) Akseki'nin batısı, b) Manavgat Çayı havzası. Bu tip kıvrımlar etken gücün bir yönden daha fazla baskın olduğunu ve tabakaları önce devrik, daha sonrada yatık pozisyona getirdiklerini göstermektedir.



Şekil 14: Çalışma alanındaki (a) fay, bindirme, sürüklenim yapılarının eksen uzanımları ve (b) çizgiselliklere ait gül diyagramları.

1.2.Eğim Özellikleri

En önemli topografik faktörler başında eğim özellikleri gelmektedir. Dolin ve uvalalar genellikle düşük eğimli yüksek alanlarda maksimum yoğunluğa ulaşır (Cvijic, 1893). Karstik sahalarda tabaka veya yamaç eğiminin çok az olması durumu, suyun hareketini veya sirkülâsyonunu engelleyerek karstlaşmayı olumsuz yönde etkiler (Pekcan, 1999). Tam tersi durumda ise tabaka veya yamaç eğiminin çok dik olması durumunda su çok çabuk akıp gideceğinden kalkeri çözecek yeterli zamanı bulamaz. Bu tip yerlerde lapya (karen) gibi küçük ölçekli yüzey yapıları gelişebilir (Eren, 2008). İleri derecede karstlaşmanın oluşabilmesi için su sirkülâsyonuna engel olmayacak ve suyun çözünme faaliyetini yapmasına izin verecek kadar eğimin olması gerekmektedir (Pekcan, 1999).

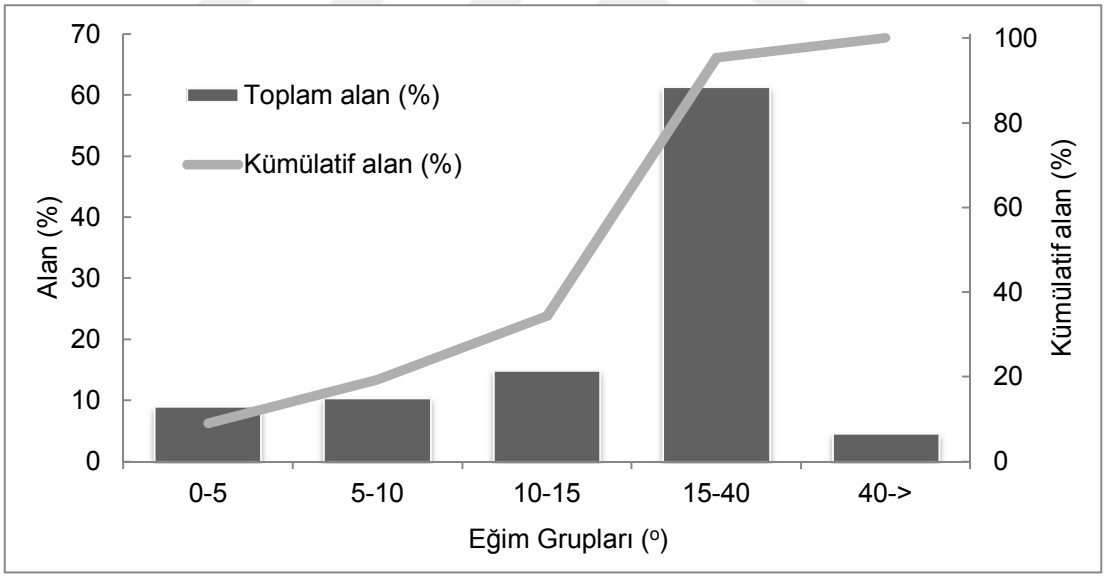
Çalışma alanının eğim haritası, 1/25000 ölçekli (HGK) topografya haritalarından üretilen sayısal yükselti modeli kullanılarak oluşturulmuş olup, eğim sınıflaması Tunçdilek (1985) referans alınmıştır (Şekil 15-16, Tablo 2).

Çalışma alanındaki eğim değerleri incelendiğinde sahanın ortalama eğimi yaklaşık 20º'dir. Alanın %68'i, 15º'nin üzerinde bir eğim değerine sahiptir. Bu

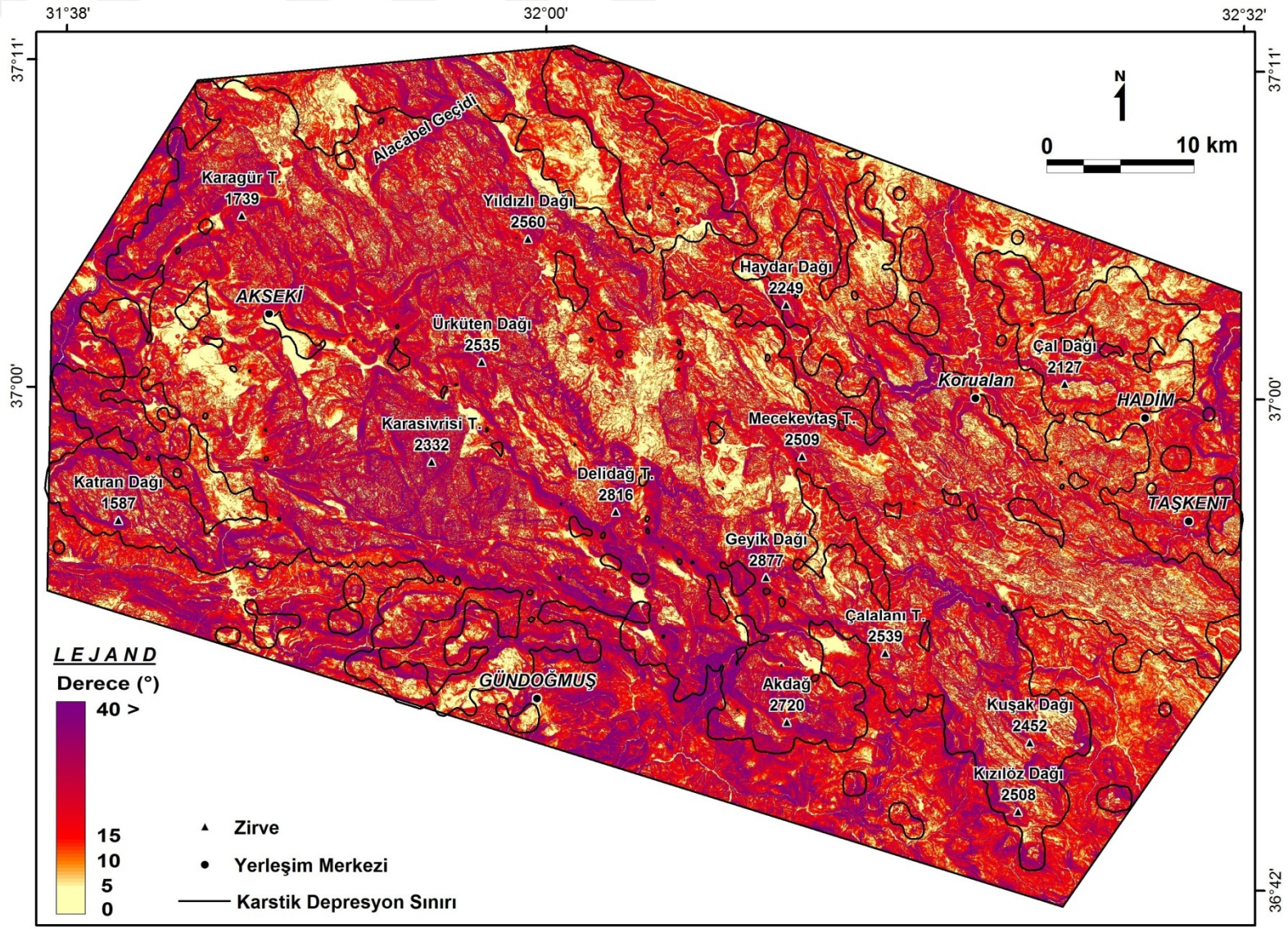
değerler, çalışma alanın büyük bir bölümünün yüksek eğim değerlerine sahip olduğunu ortaya koymaktadır. Eğim değerlerinin en fazla olduğu yerler, kütleye plato karakteri kazandıran derin akarsu vadileri ile tektonik kökenli kırıklardır. Eğim değerlerinin en az oldğu yerler ise polye tabanları ile kütlenin zirve düzlükleridir.

Tablo 2: Çalışma alanının eğim sınıflaması (Tunçdilek, 1985).

Eğim Değerleri (º)	**Eğim Tanımlaması**	**Kapladığı Alan (%)**
0-5	Çok az eğimli	9
5-10	Orta eğimli	10
10-15	Yüksek eğimli	13
15-40	Dik eğimli	62
40 ve üzeri	Çok dik eğimli	6



Şekil 15: Geyik Dağı'nın eğim grupları frekansı ve kümülatif dağılımı.



Şekil 16: Geyik Dağı'nın eğim haritası.

1.3.Bakı Özellikleri

Bakı faktörü, güneşlenme süresi ve güneşlenme şiddetini etkileyerek, o yamacın güneşten aldığı solar radyasyon miktarı üzerinde belirleyici bir etkiye sahiptir. Özellikle dağlık alanlar, gezegensel özellikler nedeniyle güneş radyasyonu açısından olumlu ve olumsuz koşullar birlikte içerirler (Gönençgil, 2009; Turoğlu, 2011).

Arızalı topografya koşulları oluşturan karstik alanlar, mikro bazen de lokal iklimlerin oluşmasında önemli rol oynarlar. Karstik depresyonların sahip olduğu mikroklimatik koşullar kendi içerisinde de farlılık gösterir. Kuzey yarımkürenin orta enlemlerinde yer alan ülkemizdeki dolin ve uvalaların kuzeye bakan yamaçları güçlü bir gölge etkisi altında olmasından dolayı depresyonların içerisinde sıcaklık farklılıkları ortaya çıkar. Bu farklılık çalışma alanındaki depresyonların farklı bakı koşullarına sahip yamaçlarında karların geç erimesine neden olmaktadır (Foto 8). Bakının birinci dereceden etkiye sahip olduğu diğer bir unsur da karstik depresyonların içerisindeki bitki örtüsüdür. Orta ve yüksek enlemlerdeki dolinlerin tabanı ile kuzey ve güney yamaçları arasındaki sıcaklık farkı dolin içerisinde de bitki türlerinin farklılaşmasına neden olmaktadır (Bárány-Kevei, 1998; Atalay, 2010).



Foto 8: Depresyonların farklı bakı koşullarına sahip olması karların geç erimesine neden olmaktadır (Morca Yaylası-22 Haziran 2017).

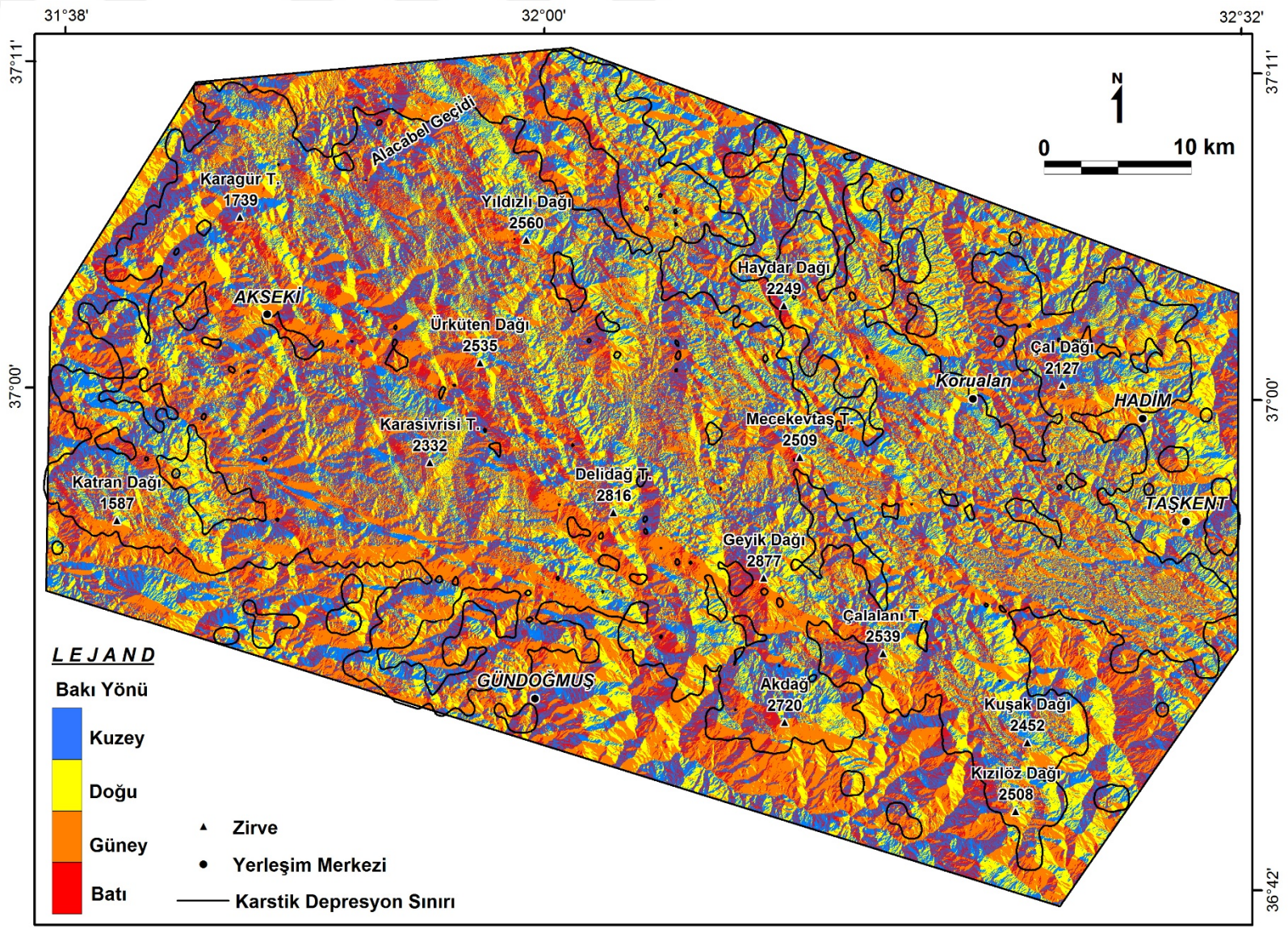
Bakı faktörü, çalışma alanında Kuvaterner buzullaşması ile ilgili jeomorfolojik ünitelerin oluşmasında da etkili olmuştur. Geyik Dağı kütlesi üzerinde yer alan buzullaşma sahaları kütlenin daha çok kuzey yamaçlarında yer almaktadır. Buzul vadileri ve özellikle sirklerin tamamına yakınını güneş ışınlarının geliş açılarının düşük olduğu bu yamaçlarda gelişmişlerdir (Foto 9). Çalışma alanında en fazla alan kaplayan yamaçlar güney (%28) iken, en az alan kaplayan yamaçlar ise doğu (%22) olduğu görülmektedir (Tablo 3; Şekil 17).



Foto 9: Geyik Dağı kütlesi üzerindeki sirklerin tamamına yakınını güneş ışınlarının geliş açılarının düşük olduğu kuzeye bakan yamaçlarda gelişmişlerdir (2 Temmuz 2016).

Tablo 3: Çalışma alanın bakı yönü ve oransal dağılışı

Bakı	**Oranı (%)**
Kuzey	26
Doğu	22
Güney	28
Batı	24



Şekil 17: Geyik Dağı'nın bakı haritası.

1.4.İklim Özellikleri

Karstlaşma süreci için birinci öncelik karstlaşmaya uygun litolojik yapının olması, ikinci öncelik de suyun varlığıdır. Eğer yağış değerleri yıllık 300 mm'den az ise uygun litolojik koşullar olsa bile karstik şekiller gelişme gösteremez (Faraj vd., 2016). Yağış ve sıcaklık ile bunların değişimi, çözünme üzerinde doğrudan veya dolaylı olarak etki ederek karst modelini belirlemektedir (Nazik, 2016). Bilindiği gibi, soğuk sular bünyesine daha fazla karbondioksit alarak karstlaşmayı hızlandırmaktadır. Ancak sıcak ve nemli (tropikal) iklim koşulları hemen hemen yıl boyunca karstlaşmaya imkân verdiğinden dolayı tropikal bölgelerde karstlaşma daha ileri safhadadır (Atalay, 1987).

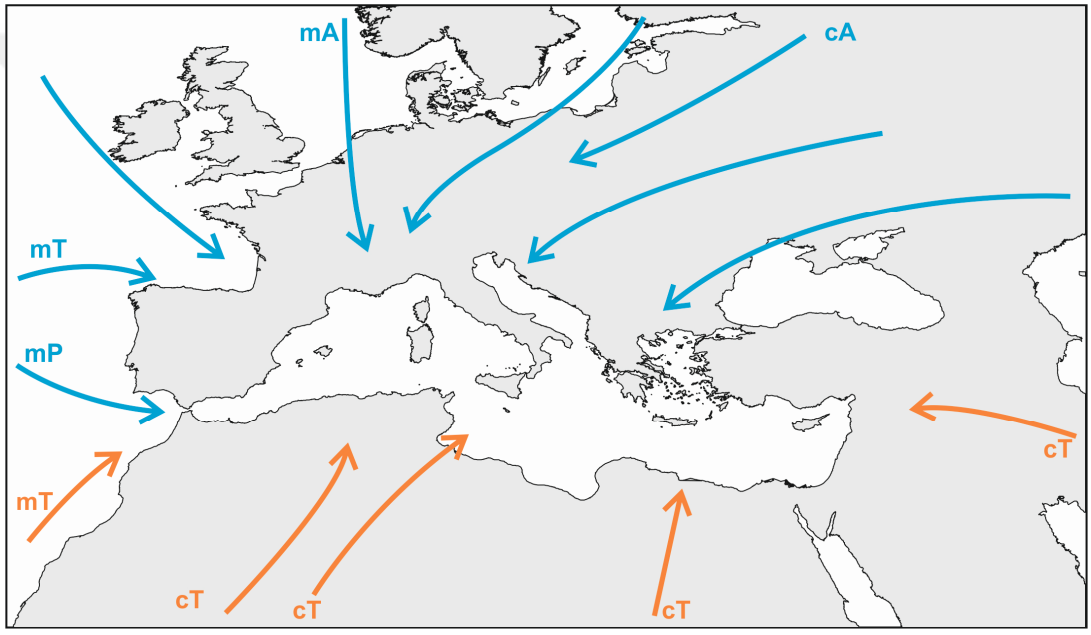
1.4.1.Genel Hava Dolaşımı

Akdeniz havzası içerisinde yer alan Geyik Dağı Kütlesinin (Toroslar) Köppen iklim sınıflandırmasına göre iklim tipi Dsb harfleri ile gösterilen "yazları sıcak ve ılık, kışları soğuk nemli orta enlem (karasal iklim)" iklim tipi içerisinde yer alır (Peel vd., 2007; Öztürk vd., 2017c).

Akdeniz makro ikliminin oluşumunu sağlayan koşullar; büyük basınç sistemlerinin ve bu sistemlerin oluşturduğu hava kütleleri ile orta enlem siklonlarının konumlarının ve etkilerinin yıl içerisindeki mevsimsel değişimlere bağlı olarak birbirleriyle etkileşimlerinin bir ürünüdür. Geyik Dağı, Akdeniz havzasında bulunmasından dolayı genel atmosfer süreçlerinden kısaca bahsedilecektir.

Özellikle kış mevsiminde İzlanda üzerinde oluşan soğuk çekirdekli derin İzlanda alçak basınç sistemi ve bundan kaynaklı oluşan mP hava kütleleri ve buna bağlı olarak oluşan soğuk cephelerin Akdeniz'e inip buralarda yoğuşmasıyla, kış yağışlarının büyük kısmı oluşmaktadır. Bu hava kütleleri Akdeniz üzerine geldiğinde termodinamik modifikasyonlara uğrayıp sıcaklığı yükselmekte ve nem içeriği artmakta ve bu durum da hava kütlelerine daha kararsız bir hal kazandırmaktadır. Her ne kadar hava kütlesinin doğduğu alan kuzey bölgeler olsa da geldiği yere ait karakterden farklılaştığı için Akdeniz (Med) hava kütlesi olarak adlandırılabilir ve

burada Akdeniz havzası siklonlarına dönüşür. Bu hava kütlesi ve siklonlar Türkiye'nin özellikle güney kıyılarına (Geyik Dağı kütlesi ve civarı) sıcak cepheyle birlikte kararsızlığın artmasıyla oldukça etkili yağışlar bırakır (Şekil 18). Cephelerin ve hava kütlelerinin hareketleri ve güneye inmeleri polar jetin güneye kadar uzanması ile ilişkidir. Bu bağlamda özellikle kış aylarında yağış değerleri maksimuma çıkar ve Geyik Dağı ile civarı en yüksek yağış değerlerini yukarıda bahsedilen süreçlerin gerçekleşmesi ile alır (Erinç, 1996; Karaca vd., 2000; Barry ve Chorley, 2009; Türkeş, 2010; Turoğlu, 2015)



Şekil 18: Akdeniz havzasında etkili olan hava kütleleri (Barry ve Chorley, 2009'dan yeniden düzenlenerek).

Diğer yandan yaz mevsiminde oluşan sıcak çekirdekli derin Azor yüksek basınç sistemi ve buna bağlı olarak görece sıcak kuru ve kararlı mT hava kütlesi ile yine sıcak çekirdekli derin Muson alçak basınç sistemleri ve buna bağlı cT hava kütleleri Akdeniz dolayısıyla Türkiye üzerinde hâkim olur. Özellikle Azor yüksek basınç sisteminin hakim olduğu alanlarda yıl boyunca sübisidansın egemen olması ile yağışsız, kurak ve sıcak hava koşulları egemen olur. Burada gelişen mT hava kütleleri Akdeniz havzasına Atlantik'ten giriş yaptıktan sonra Türkiye'ye batılı ve kuzeybatılı hava akımlarıyla giriş yapar ancak Avrupa üzerinden geçtiği için kuru ve nem içeriği düşüktür. Bir diğer hava kütlesi olan cT hava kütlesi Muson alçak

basıncının kontrolünde gelişen doğulu ve güneyli akımlarla Akdeniz havzasına ulaşır ve yaz kuraklıklarına sebebiyet verir. Geyik Dağı ve çevresinde görülen özellikle yaz kuraklıkları bu basınç sistemlerinin ve hava kütlelerinin etkisi ile gerçekleşir (Şekil 16). Bu durum ise polar jetin yaz aylarında kuzeye çekilmesiyle yağış getiren basınç sistemlerinin etkisinin azalmasıyla ilgilidir (Barry ve Chorley, 2009; Türkeş, 2010)

Bu bağlamda büyük basınç sistemlerinin ve hava kütlelerinin yıl içinde gezegensel ölçekte sürekli olarak yer değiştirmesi, özellikle Geyik Dağı'nın güney kesimlerinde yazları sıcak ve kurak kışları ise ılık yağışlı tipik bir Akdeniz iklimi (Koçman, 1993) görülmesine sebebiyet verirken, kütle üzerinde artan yükseltiye bağlı olarak kışların sert ve kar yağışlı, yazların ise kıyıya oranla nemli geçen bozulmuş Akdeniz iklimi görülmektedir (Sür, 1977; Kurter, 1979).

Çalışma alanının iklim özelliklerinin ortaya konmasında, bulunduğu konumdan dolayı saha içerisindeki düzenli rasat verilene sahip meteoroloji istasyonu Hadim'in uzun yıllar ortalama verileri kullanılmıştır (Tablo 4).

Tablo 4: Çalışma alanı içerisinde bulunan meteorolojik gözlemevi ve genel özellikleri

İstasyon Adı	İstasyon No	Enlem (º)	Boylam (º)	Yükseklik (m)	Rasat Süresi (Yıl)
Hadim	17928	36.58	32.45	1552	1982-2015

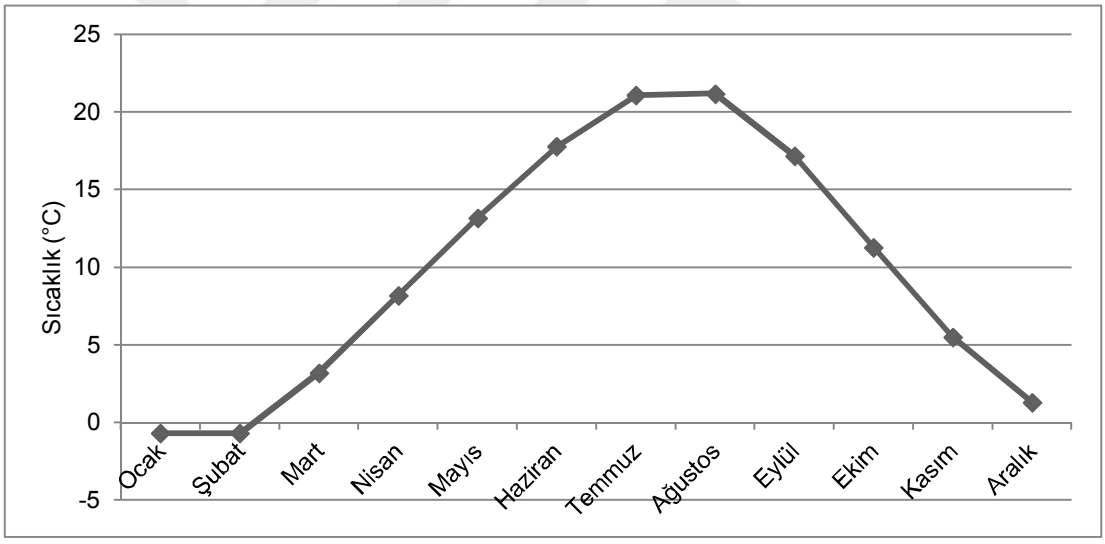
Hadim'de Güneş ışınlarının geliş açısının minimum değeri 21 Aralıkta 29º 35', maksimum değeri ise 21 Haziranda 76º 29' 'dır. 23 Eylül ve 21 Mart tarihlerinde de 53º 02' 'dır. Maksimum ve minimum değerler arasındaki açı cinsinden fark ise yaklaşık 47º 'dir.

1.4.2.Sıcaklık

Çalışma alanının yüksek ve dağlık bir kütle olması, üzerinde birçok makro karstik depresyonu barındırması ve buna bağlı olarak bakı şartlarındaki değişkenlik

ile artan yükseltiye bağlı olarak kütle üzerinde sıcaklık şartları değişkenlik göstermektedir (Atalay, 2010).

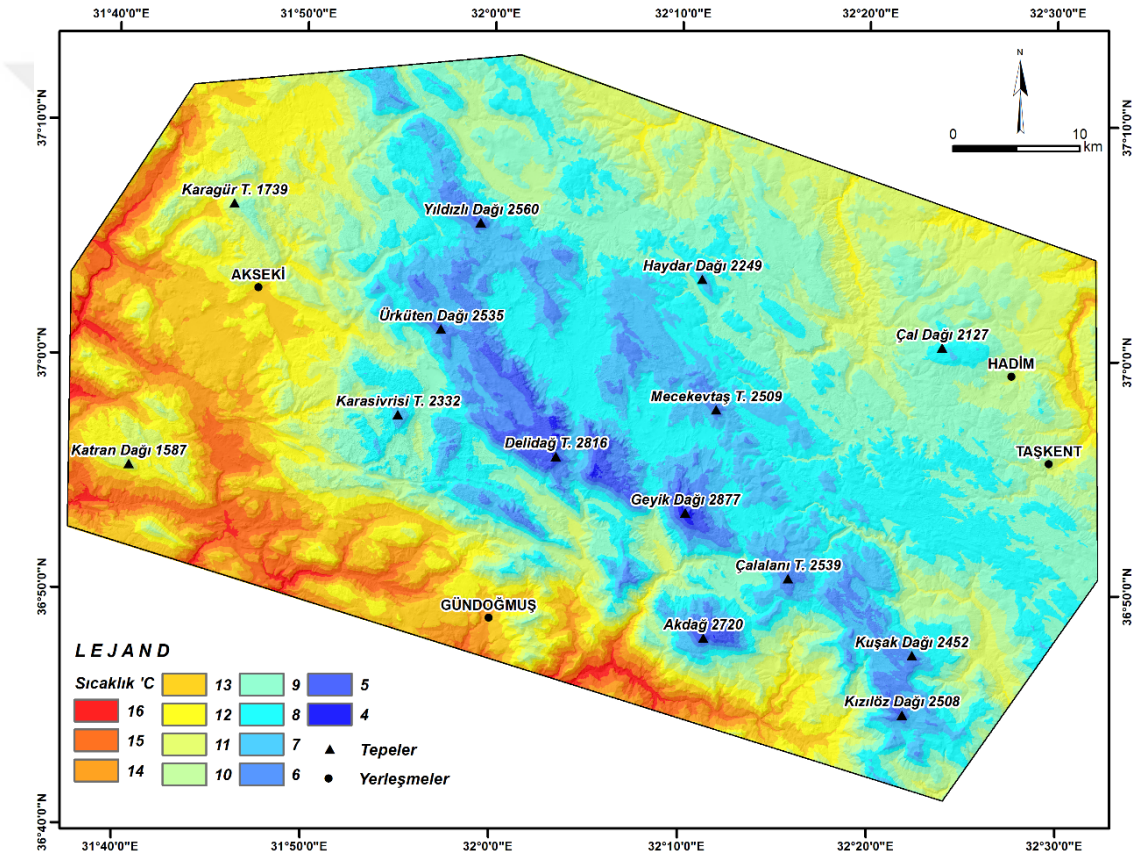
Uzun yıllar sıcaklık ortalamaları incelendiğinde Hadim'in yıllık ortalama sıcaklık değeri 9,9ºC'dir. Ocak ve Şubat aylarında -0,7ºC'lik değerle en düşük, Ağustos ve Temmuz ayları 21,2-21,1ºC değerle en yüksek seviyeyi oluşturmaktadır (Şekil 19). Hadim meteoroloji istasyonu verileri ışığında, Koçman (1993) tarafından yapılan termik rejim tipi sınıflamasına göre *İç Anadolu Karasal Termik Rejimi* olarak belirlenmiştir. Bu termik rejim tipinde en soğuk ay Ocak olup, 0ºC ile -3ºC arasında değişmektedir. En sıcak ayda ise (Temmuz) ortalama sıcaklık 19ºC ile 23ºC arasında değişmektedir (Koçman, 1993: 26).



Şekil 19: Hadim istasyonuna ait uzun yıllar sıcaklık ortalamaları

Çalışma alanının sıcaklık özelliklerini mekânsal olarak CBS ortamında haritalayabilmek için, Hadim meteoroloji istasyonuna ait ortalama sıcaklık verileri Geyik Dağı'na uyarlanmıştır. Bu bağlamda, sıcaklığı bilinmeyen dağlık kütle üzerindeki noktaların sıcaklık değerleri, ortalama dikey sıcaklık değişim oranına göre (0,50ºC/100 metre) hesaplanmıştır (Erinç, 1996).

Çalışma alanının *spline enterpolasyon* (Turoğlu, 2016) tekniği ile yıllık ortalama sıcaklık dağılışını gösteren teorik bir harita üretilmiştir. Enterpolasyon tekniği ile oluşturulan sıcaklık haritası incelendiğinde, çalışma alanında yıllık ortalama sıcaklık değerlerinin 4ºC ile 16ºC arasında değiştiği görülür (Şekil 20). Bu duruma ek olarak özellikle zirve kesimlerde gün içerisindeki sıcaklık farkları da bir hayli fazladır. Sür (1977) ve Hijmans vd. (2005) tarafından yapılan hesaplamalarda da benzer sonuçlara ulaşılmıştır. Geyik Dağı'nın zirve kesimleri 6ºC 'den daha az olduğu belirtilmiştir.



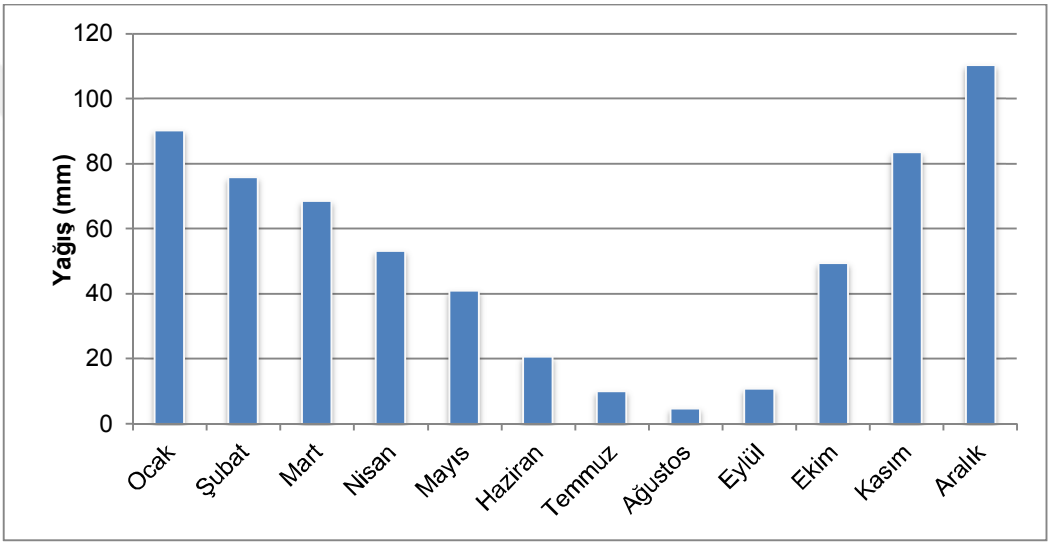
Şekil 20: Geyik Dağı'nda ortalama sıcaklık değerlerinin dağılışı.

1.4.3.Yağış

Çalışma alanı yağış rejim tipi olarak Temuçin (1990) tarafından *Akdeniz Yağış Rejimi* şeklinde tanımlanmıştır. Ancak artan yükselti değerlerinden dolayı özellikle kış mevsimindeki düşen yağışların kar şeklinde olması ve belirgin yaz kuraklığının yaşanmaması bu rejim tipinin değişmeye başladığını göstermektedir

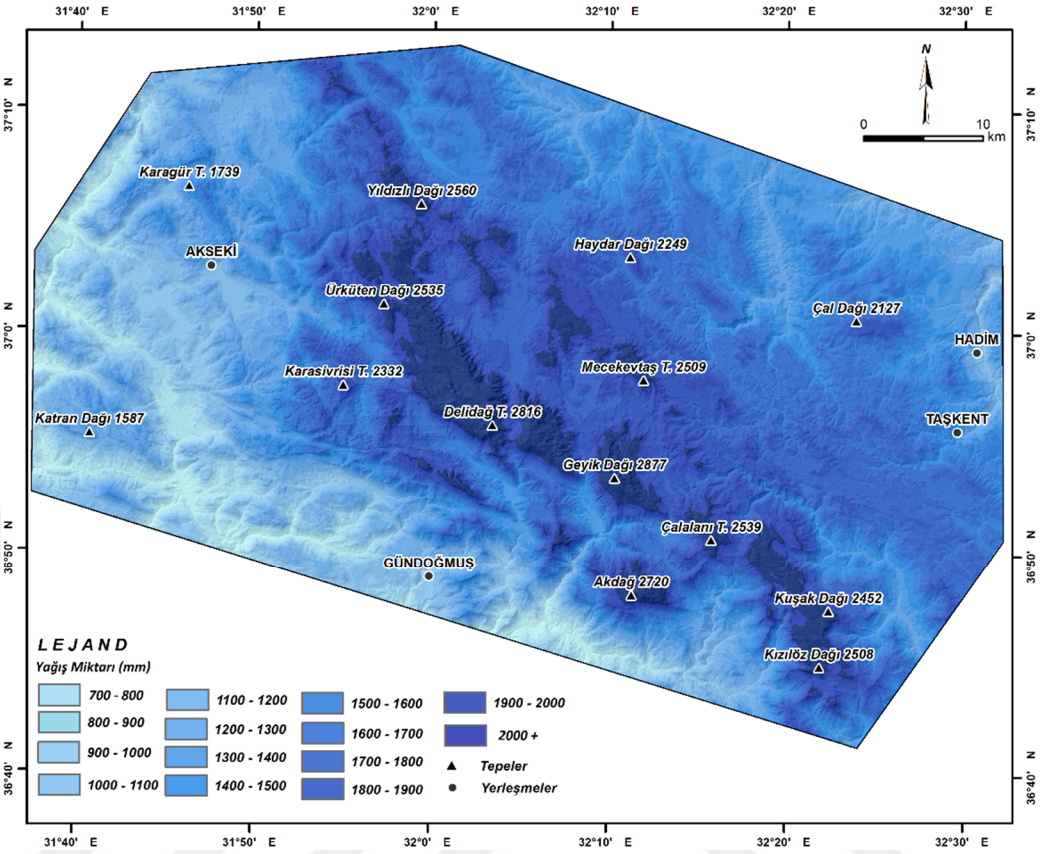
(Koçman, 1993). Hadim'de uzun yıllar ortalama toplam yağış miktarı 618,5 mm'dir. En fazla yağış alan ay 110,4 mm değer ile Aralık, en az yağış alan ay 4,8 mm ile Ağustos ayıdır (Şekil 21).

Hadim'de yağışın yıl içinde mevsimlere göre dağılışına bakıldığında yağışların en fazla olduğu mevsim %45'lik oranla kış, sonrasında %26 oranla ilkbahar, sonbahar %23 ve son sırayı %6 ile yaz mevsimi almaktadır.



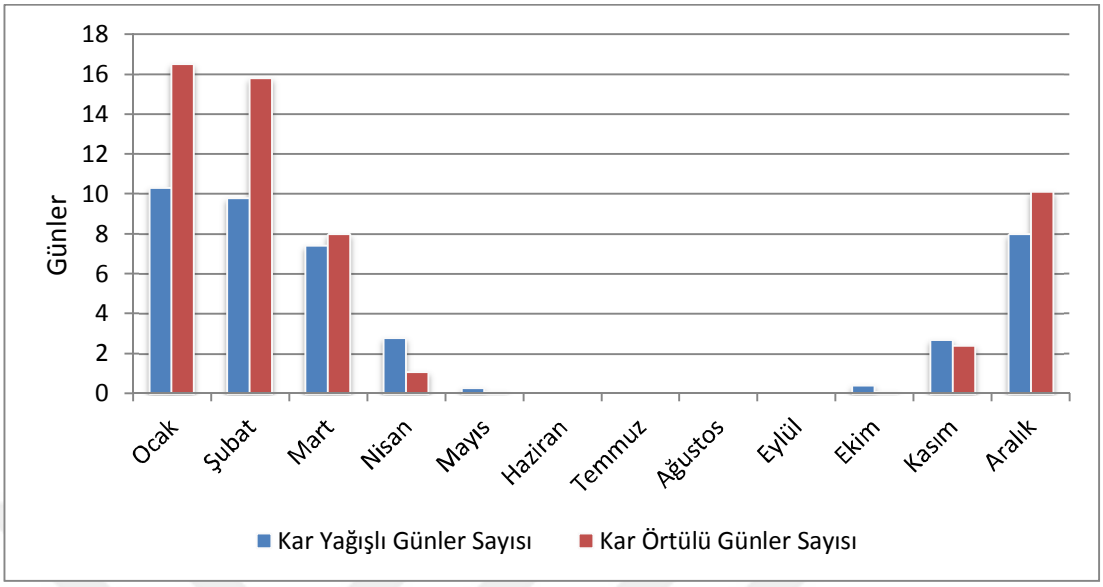
Şekil 21: Hadim istasyonuna ait aylık toplam yağış miktarı.

Çalışma alanının yağış özelliklerini mekânsal olarak CBS ortamında haritalayabilmek için, sıcaklık değerlerinde olduğu gibi Hadim meteoroloji istasyonuna ait yağış verileri de Geyik Dağı'na uyarlanmıştır. Bu bağlamda, yağış değerleri bilinmeyen dağlık kütle üzerindeki noktaların yağış değerleri, *Schreiber Formülü*'ne göre (Ph=Po+54h) hesaplanmıştır (Şekil 22), (Ardel vd., 1969 :195). Hazırlanan teorik harita incelendiğinde çalışma alanının merkezi dağlık alanı, aradaki vadiler bir yana bırakıldığında, yıl içinde en fazla yağışlı yerleri oluşturmaktadır. Bu yüksek alanlar genellikle kıyı doğrultusuna paralel uzanışları ve diğer uygun relief koşulları nedeniyle kıyı kesimlere göre daha bol yağış almaktadır. Vadiler ise yağışı az alan yerleri oluşturmakta, burada yağışla topoğrafya arasındaki yakın ilgi bir kez daha ortaya çıkmaktadır (Sür, 1977).



Şekil 22: Geyik Dağı'nda ortalama yağışın dağılışı.

Karstlaşma sürecini, yağışın miktarı etkilediği gibi yağışın şekli de doğrudan etkilemektedir. Çünkü kar örtülü günler karstlaşmanın minimuma düştüğü ancak erimeye başladığında da maksimum seviyelere ulaştığı dönemlerdir. Hadim meteoroloji istasyonu (1552 m) verilerine göre en fazla kar yağışı Ocak ayında (10,3 gün) gerçekleşirken, Haziran-Eylül ayları arasında kar yağışı gerçekleşmemektedir. Toplamda ise 41,7 gün kar yağışı gerçekleşmiştir. Karın yerde kalma süresi (16,5 gün) ve kar kalınlığının (140 cm) en fazla olduğu ay Ocak ayıdır. Don olaylarının çokça yaşandığı Hadim'de yıllık karla örtülü gün sayısı toplamı 54,1'dir (Şekil 23).



Şekil 23: Hadim meteoroloji istasyonuna ait kar yağışlı ve kar örtülü günler sayısı.

Çalışma alanının 2800 metreleri bulan yüksek bir kütle olmasından dolayı kar yağışları ve karın yerde kalma süresi Hadim istasyonunda (1552 m) ölçülen değerlerden çok daha fazladır. Farklı zamanlarda gerçekleştirilen arazi çalışmaları ve gözlemlerle bu durum çok net bir şekilde görülmüştür.

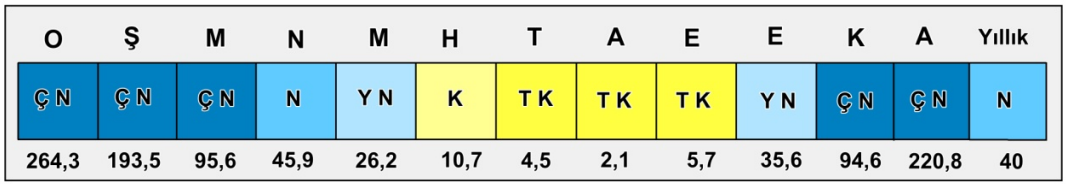
1.4.4.İklim Tipi

Bir yerin iklim tipini ifade etmek için, iklim elemanlarının ayrı ayrı incelenmesi yeterli sonuç vermeyebilir. Çünkü bir yerin iklimi, iklim elemanlarının ortaklaşa kombinasyonu ile karakter kazanır (Çiçek, 1996). Bu kapsamda çalışma alanının iklim tipini belirleyebilmek amacıyla Hadim meteoroloji istasyonuna ait Erinç yağış etkinliği indisi (Erinç, 1996), De Martonne kuraklık indisleri ve Tornthwaite formülüne göre su bilançosu hesaplanmıştır (Ardel vd., 1969). Üç formülde de çıkan sonuçlar önemli benzerlik göstermektedir.

Erinç (1965) formülüne[4] göre; Hadim'de Ocak, Şubat, Mart, Kasım ve Aralık ayları *Çok Nemli (ÇN),* Nisan ayı *Nemli (N)*, Mayıs, Ekim ayları *Yarı Nemli (YN)*

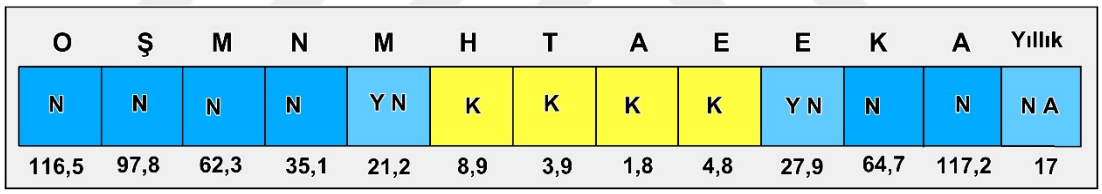
[4]Erinç indis değerleri: <8: Tam Kurak, 8-15: Kurak, 15-23: Yarı Kurak, 23-40: Yarı Nemli, 40-55: Nemli, >55: Çok Nemli şeklindedir.

geçmektedir. Haziran ayı *Kurak (K)*, Temmuz, Ağustos ve Eylül ayları *Tam Kurak (TK)* yaşanmaktadır. Yıllık indis değeri ise *Nemli (40)* özellikleri yansıtır (Şekil 24).



Şekil 24: Hadim'in Erinç (1965) formülüne göre iklim tipi.

De Martonne (1942) formülüne[5] göre; Hadim'de Ocak, Şubat, Mart, Nisan, Kasım ve Aralık *Nemli (N),* Mayıs, Ekim ayları *Yarı Nemli (YN)*, Haziran, Temmuz, Ağustos ve Eylül ayının sonuna kadar *Kurak (K)* olduğu tespit edilmiştir. Yıllık indis değeri ise *Step (Nemli Arası) (17)* özellikleri yansıtır (Şekil 25).



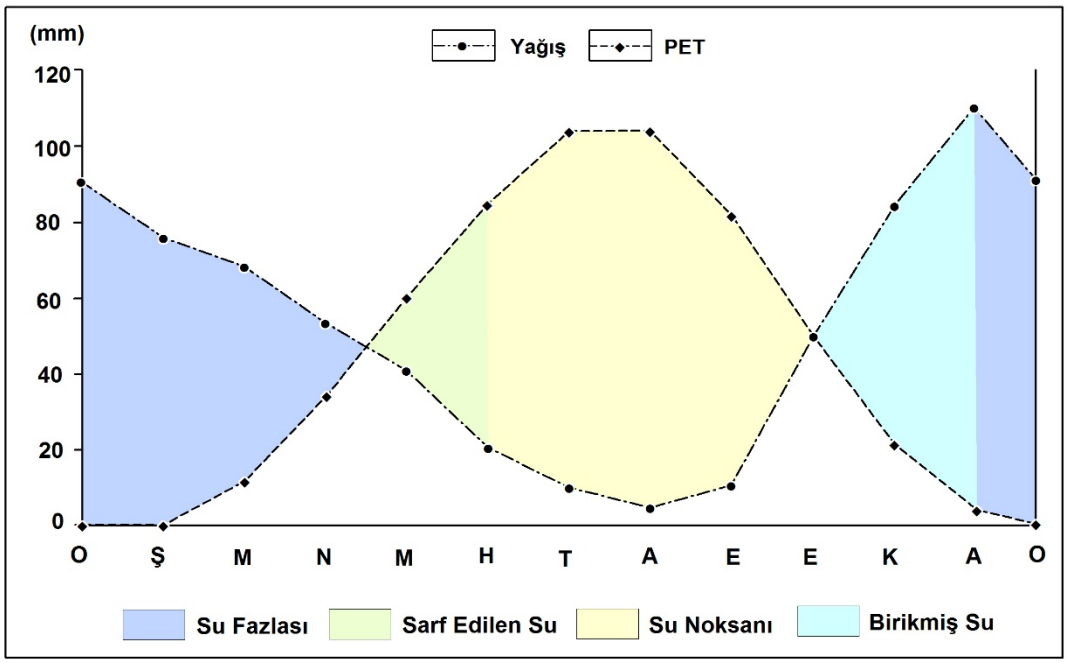
Şekil 25: Hadim'in De Martonne (1942) formülüne göre iklim tipi.

Thornthwaite formülü kullanılarak hazırlanan su bilançosu diyagramı incelendiğinde Hadim'de; kış aylarında kuvvetli su fazlası olan, Haziran, Temmuz, Ağustos ve Eylül aylarında (Su noksanı) şiddetli kuraklığı olan, denizel şartlara yakın bir iklim tipi görülmektedir (Tablo 5; Şekil 26). İklim Tipi: "*Yarı Nemli, Orta sıcaklıkta (Mezotermal), Su noksanı yaz mevsiminde ve çok kuvvetli olan, Deniz iklimine yakın iklim (C_2 B'_1 s_2 b'_3).*"

[5] De Martonne indis değerleri: <5: Çöl (Kurak), 5-10: Step (Yarı Kurak), 10-20: Step (Nemli Arası), 20-28: Yarı Nemli, >28: Nemli şeklindedir.

Tablo 5: Tornthwaite formülüne göre Hadim'in su bilançosu tablosu.

Aylar	O	Ş	M	N	M	H	T	A	E	Ek.	K	A	Yıllık
Sıcaklık °C	-0,7	-0,7	3,2	8,2	13,2	17,8	21,1	21,2	17,2	11,3	5,5	1,3	9,9
Sıcaklık indisi	0,0	0,0	0,5	2,1	4,3	6,8	8,8	8,9	6,5	3,4	1,2	0,1	42,8
Düzeltilmemiş PE (mm)	0,0	0,0	11,4	34,3	59,9	84,9	103,7	104,2	81,6	49,9	21,5	4,0	555,3
Gün. Sür. Kats.	0,9	0,8	1,0	1,1	1,2	1,2	1,2	1,2	1,0	1,0	0,9	0,8	
Düzeltilmiş PE (mm)	0,0	0,0	11,7	37,6	72,7	103,7	128,5	121,4	84,4	48,3	18,4	3,3	630,0
Yağış (mm)	90,3	75,8	68,5	53,2	40,9	20,6	10,1	4,8	10,8	49,5	83,6	110,4	618,5
Birikmiş Suyun Değişimi (mm)	0	0	0	0	-31,8	-68,2	0	0	0	1,2	65,2	33,6	
Birikmiş Su (mm)	100,0	100,0	100,0	100,0	68,2	0	0	0	0	1,2	66,4	100,0	
Gerçek Evapotr. (mm)	0	0	11,7	37,6	72,7	88,8	10,1	4,8	10,8	48,3	18,4	3,3	306,5
Su Noksanı (mm)	0	0	0	0	0	14,9	118,4	116,6	73,6	0	0	0	323,4
Su Fazlası (mm)	90,3	75,8	56,8	15,6	0	0	0	0	0	0	0	73,5	312,0
Akış (mm)	81,9	83,1	66,3	36,2	7,8	0	0	0	0	0	0	36,7	312,0
Nemlilik Oranı	90,3	75,8	4,8	0,4	-0,4	-0,8	-0,9	-1,0	-0,9	0,0	3,5	32,1	



Şekil 26: Tornthwaite formülüne göre Hadim'in su bilançosu (C_2 B'_1 s_2 b'_3).

Formülde (*Gilbert Eşitliği, Yapı+Süreç+Zaman*) basit bir şekilde açıklanmış olan *sürecin* başlıca özelliklerinden biri, yeryüzünün farklı bölgelerinde etkin olan iklim şartlarına bağlı olarak bir yerden diğer yere değişen bir karakter göstermesi, başka bir ifadeyle yeryüzünü şekillendiren süreçlerin iklim kuşaklarına bağlı olarak bir çeşit zonlaşma oluşturmalarıdır (Erinç, 1971; Hoşgören, 2011). Benzer kuşaklar ülkemiz içinde ayırtlanmıştır. Kurter (1979) tarafından yapılan sınıflamaya göre

Türkiye 8 farklı morfoklimatik bölgeye ayrılmaktadır. Türkiye'nin güneyinde yer alan Akdeniz morfoklimatik bölgesinden, Kurak Kuşağa ait bölgeye geçiş birdenbire değildir. Arada yarı nemli şartların hâkim olduğu ancak iklim ve bitki örtüsü özellikleri bakımından Akdeniz'den farklı olan, kısmende ondan orografik sınırlarla ayrılmış (kimyasal aşınım yönünden orta derece olan) sahalar vardır (Kurter, 1979: 89). Geyik Dağı, *Akdeniz Geçiş Alanı* olarak nitelendirilen bu sahada yer almaktadır. Akdeniz'in nemli-kurak mevsimlerine sahip iklim karakterlerinde, ancak daha sert kışlara ve daha az kurak yazlar yaşanmaktadır (Şekil 27).



Şekil 27: Türkiye'nin morfoklimatik bölgeleri (Kurter, 1979'dan yeniden düzenlenerek).

1.5.Bitki Örtüsü

Bitki örtüsü, iklim ve ekolojik şartların uygun olduğu ortamlarda gelişimini sürdürmekte ve şartlarla orantılı olarak geniş veya sınırlı yayılım alanlarına sahip olmakta, tür sayısı bakımından da çeşitlilik göstermektedir. Bitki örtüsünün varlığı karstlaşmanın gelişimi yönünde bazı etkilere sahiptir. Bitki artıklarının oluşturduğu organik asitler, biolojik CO_2 ve bitki köklerinin kayaç üzerinde meydana getirdiği çatlaklarda çözünmenin derine doğru ilerlemesi, karstlaşma açısıından olumlu etkiler sağlamaktadırlar (Güneysu, 1989).

Çalışma alanı içerisindeki karstik sahalarında bitki örtüsünün gür, seyrek veya hiç olmadığı bölümler bulunmaktadır. Çalışma alanının güneybatısında Manavgat Çayı havzası içerisinde 800-1200 metre yükselti aralığında kalan dolinler içerisinde ve çevresinde yoğun bir bitki örtüsü gelişmi vardır. Buna karşın karstik depresyon yoğunluğunun maksimum yoğunlğa ulaştığı, çözünme dolinlerinin baskın olduğu sahalarda bitki örtüsü son derece zayıftır. Çalışma alanının bu kesimlerinde özellikle 2000 metreden sonra subalpin çayırlar kuşağı yer alır. Ancak, bu sahalarda yaz aylarında asırlardan beri süregelen aşırı hayvan otlatılması sonucu yarıalpin alanların vejetasyon kompozisyonu önemli ölçüde bozulmuş, klimaks türlerin yerine hayvanların sevmedikleri dikenli ve acı ot türleri, özellikle İran-Turan step elemanları hâkim duruma geçmiştir (Atalay, 2010). Özellikle bu yaylalar kuşağında dikenli, yastık şekilli ve acı ot türleri hâkim durumdadır. Sonuç olarak çalışma alanındaki karstlaşma üzerinde bitkilerin etkisi sınırlıdır. Özellikle yüksek kesimlerde bu etki daha da azalır.

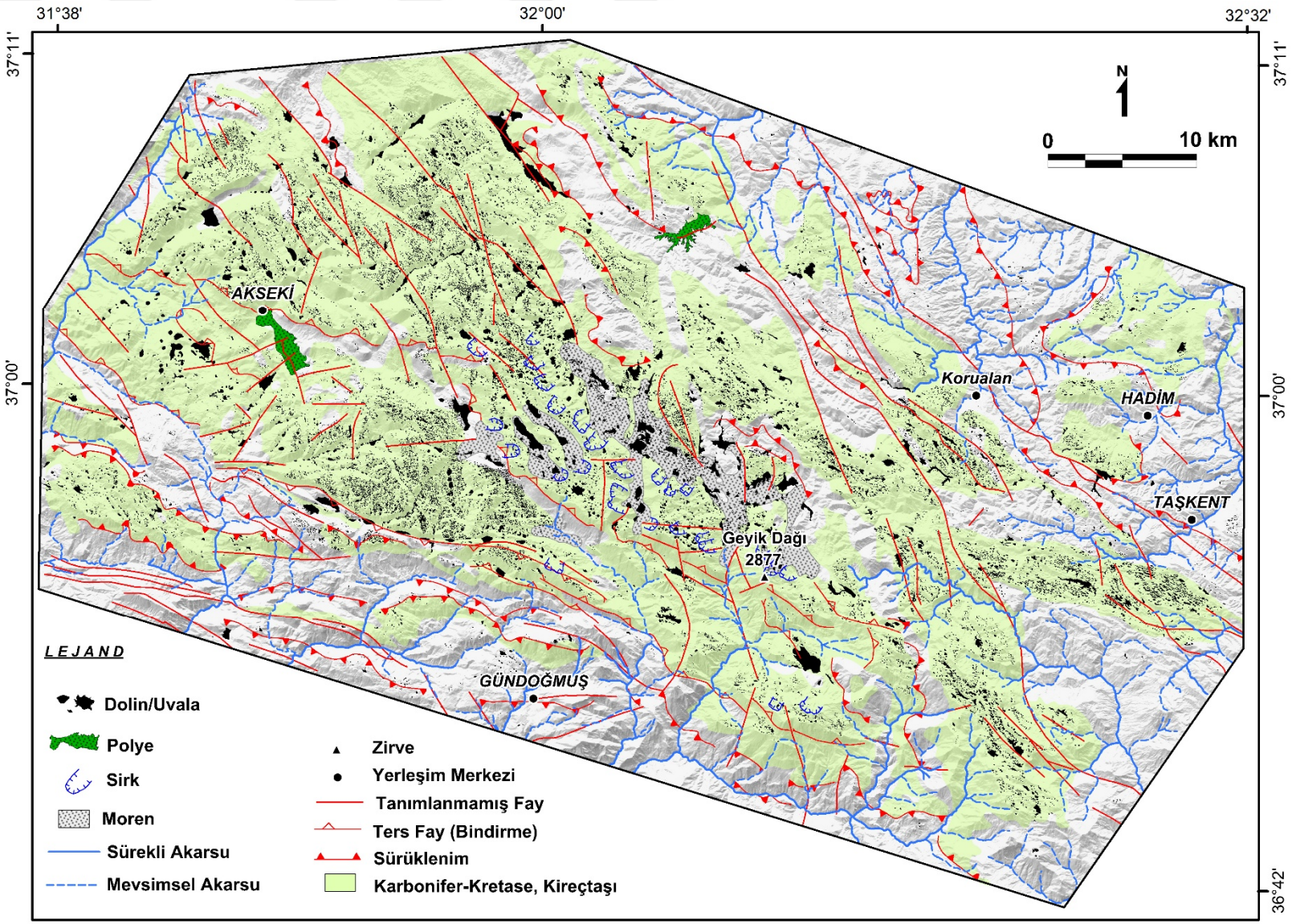
İKİNCİ BÖLÜM

GENEL JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLER

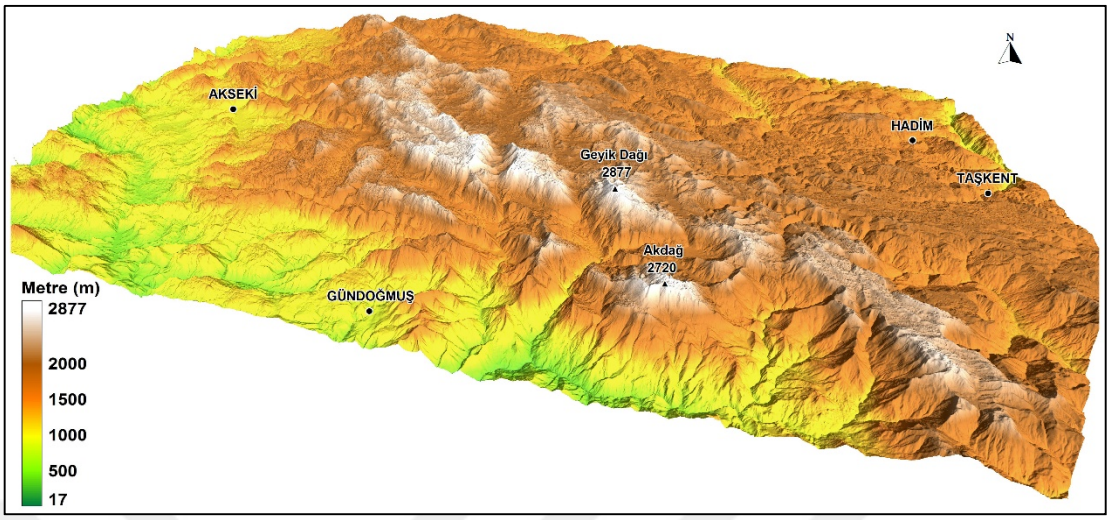
Geyik Dağı kütlesinin jeomorfolojisi, Miyosen'den günümüze kadar süre gelen tektonik rejim, Pleyistosen'de meydana gelen buzullaşmalar, flüviyal aşınım ve birikim ile karstlaşmaya bağlı olarak şekillenmiştir. Orta Toroslar'ın batı kanadını oluşturan masif Geyik Dağı kütlesi önemli yüksek zirveleri barındırmaktadır. En yüksek noktası kütleye ismini veren Geyik Dağı zirvesi (2877 m) olup (Foto 10) diğer yüksek zirveler ise Delidağ Tepe (2816 m), Akdağ Tepe (2720 m), Yıldızlı Dağı (2560 m), Çalalanı Tepe (2539 m), Ürküten Dağı (2535 m), Mecekevtaş Tepe (2509 m), Kuşak Dağı (2452 m), Haydar Dağı (2249 m)'dır.

Paleo ve neotektonik hareketlerden büyük ölçüde etkilenmiş olan Geyik Dağı'nda faylar ve bindirmeler önemli yer tutar. Bu da kalınlığı ve saflık derecesi fazla kireçtaşlarından meydana gelmiş Geyik Dağları'nda yoğun bir yüzey ve derin karstın gelişmesine önemli katkı sağlamıştır (Doğan, 2002b). Lapya gibi küçük ölçekli yüzey yapılarını tüm sahada görmek mümkündür. Özellikle 1700-2400 m aralığında çok sayıda dolin ve uvala yer alır. Hidrolojik açıdan bu karstik depresyonlar, yüzey suyunun yeraltı suyu ile önemli bir bağlantısını oluşturduğundan dolayı kütle çevresindeki karstik kaynakların beslenimiinde önemli bir yer tutar. En az bir tarafı dik yamaçlı kireçtaşından oluşan ve dağlarla çevrili alüvyal tabanları birkaç km'den birkaç yüz km'ye kadar değişebilen boyutlardaki polyeler (Gams, 1978), çalışma sahasındaki (Sarıot ve Akseki Polyesi) diğer önemli karstik unsurlardır (Şekil 28).

Geyik Dağı Kuvaterner (Pleyistosen)'de buzullaşmaya uğramış bir alan olup, görülen buzul şekilleri Türkiye'nin diğer bölgelerinde de yaygın olarak görülen Alpin tipi buzullaşma sonucu oluşmuşlardır. Geyik Dağı'nın zirve kesimlerinde sirklerle başlayan buzul vadileri 1800 metrelere kadar inebilmektedir. Türkiye'nin en geniş yayılışa sahip hummocky (tümseksi) morenleri çalışma alanı içerisinde 2300-2650 metreleri arasında yer almaktadır (Turoğlu, 2011; Bayrakdar, 2012; Çılğın, 2012; Sarıkaya ve Çiner, 2015; Çiner vd., 1999; 2015).



Şekil 28: Çalışma alanındaki yüzey karstına ait şekillerin dağılışı.

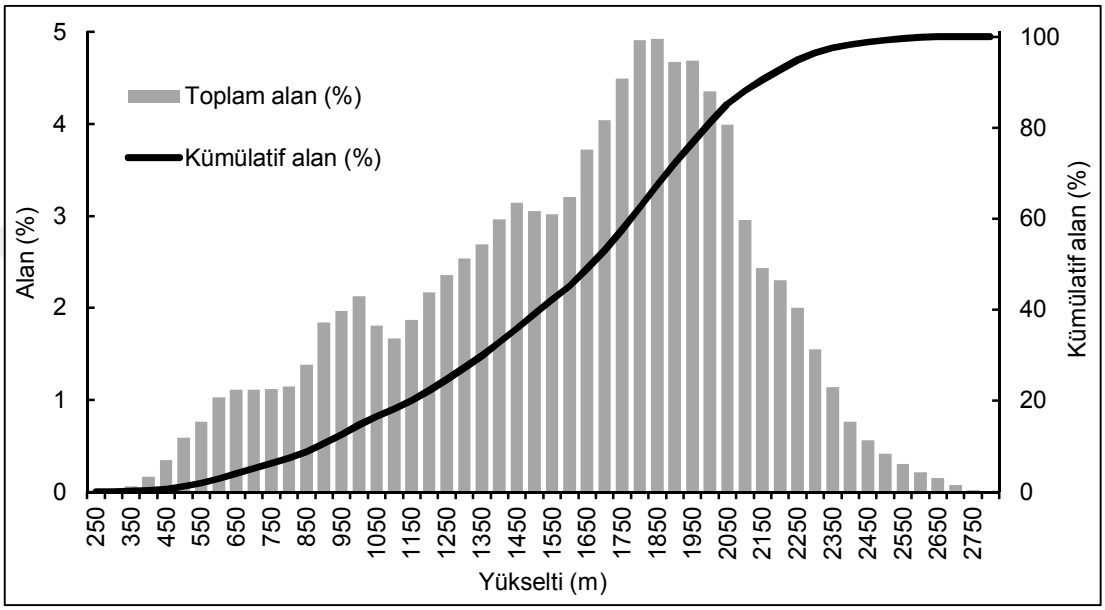


Şekil 29: Geyik Dağı kütlesinin geneline ait blok diyagram.



Foto 10: Kütlenin en yüksek noktasını oluşturan a) Geyik Dağı zirvesi (2877 m) ve b) diğer önemli yüksek zirvelerinden Akdağ (2720 m).

Çalışma alanının sayısal yükselti modelinden, elde edilen yükselti basamaklarının alansal dağılışlarına göre; yükseltisi 1000 m'den daha fazla olan alanların toplamı %85'i bulmaktadır. Yükselti basamaklarında en fazla oransal değerlere (%) sahip alanlar 1750-1950 metreleri arasındadır (Şekil 30).



Şekil 30: Geyik Dağı'nın yükselti basamakları frekansı ve kümülatif dağılımı.

Hipsometrik eğri, toplam yükseklik değerlerinin toplam alana olan oranı olarak ifade edilir (Strahler, 1952). Hipsometrik eğriler, tektonik aktivitenin belirlenmesinin yanı sıra drenaj ağında meydana gelen aşınımının devam edip etmediği (Keller, 2002) klimatik, yapısal, litolojik faktörler hakkında da bilgi sağlar (Sarp vd., 2011). Hipsometrik integral ise, 0-1 arasında bir değere sahip olup, hipsometrik eğri altında kalan alan olarak ifade edilir (Keller, 2002) ve aşağıdaki gibi hesaplanır (4):

$$Hi = \frac{\bar{H} - H_{min}}{H_{max} - H_{min}} \quad (4)$$

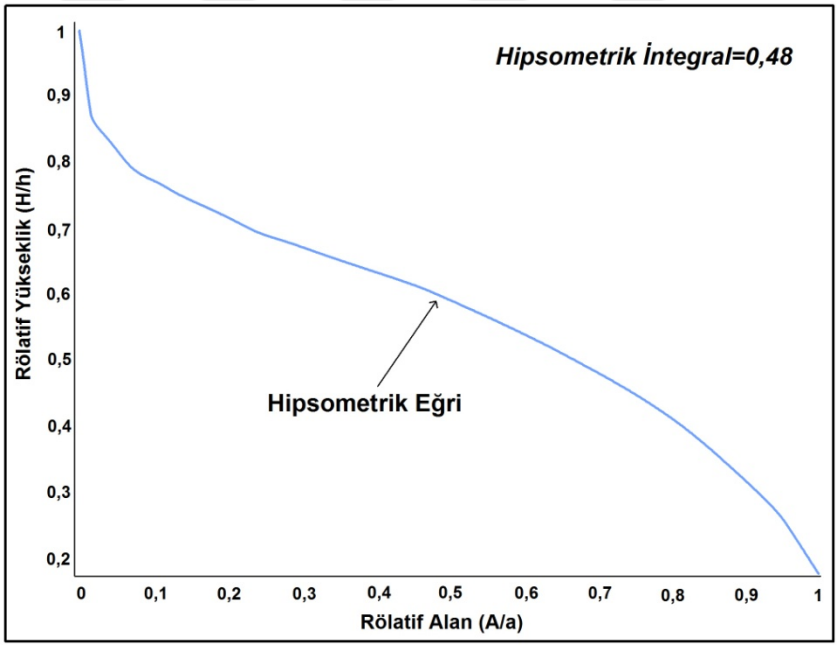
Hi Hipsometrik integral,

$\overline{H}$ Ortalama yükselti,

$H_{max} - H_{min}$ sırasıyla maksimum ve minimum yükseklik değerleridir.

Hipsometrik eğri değerinin, 0.6-1 arasında olması sahanın gençlik devresinde, 0.35-0.6 arasında ise olgunluk, 0.35'ten daha düşük bir değerde ise sahanın yaşlı bir araziye sahip olduğunu ifade etmektedir (Ramu ve Mahalingam, 2012: 157). Bu değerlerin yüksek ya da düşük çıkması sahanın aşınım süreçlerinden aşındırma, taşıma, biriktirme faaliyetlerinden hangisine karşılık geldiğine işaret etmektedir.

Çalışma alanı hipsografik eğri ve integral değerleri incelendiğinde Hi: 0.48 çıktığı hipsografik eğrinin ne dış bükey ne de iç bükey bir görünüm sunduğu görülmektedir (Şekil 31). Hipsografik profili ve integral değerlerinden anlaşılacağı üzere alanın jeomorfik olarak olgunluk devresinde olduğu söylenebilir. Yüksek Hi değerlerine sahip çalışma sahasında akarsu aşındırmasının aktif yükselimden daha az olduğunu kanıtlamaktadır.

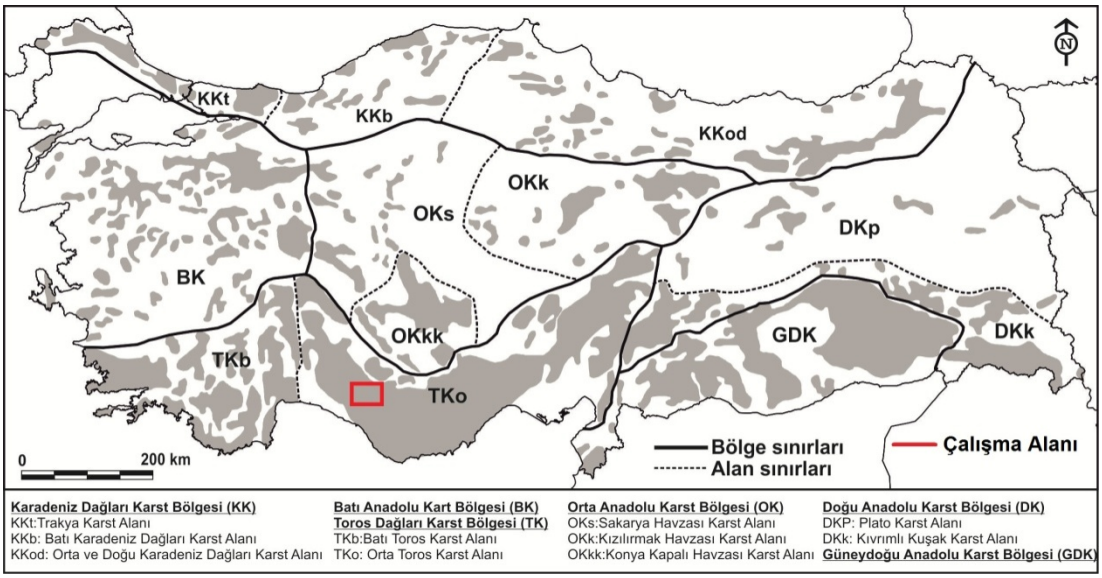


Şekil 31: Geyik Dağı Kütlesi'nin hipsometrik integral değeri ve eğrisi.

2.1.Yüzey Karst Jeomorfolojisi

Otokton kayaçların yanında bindirme hatları ve nap örtülerinin (Hadim Napları) yaygın olduğu Orta Toros Karst Alanı'nda Permiyen ve Jura-Kretase neritik kireçtaşları geniş bir alan kaplar. Genç tektonik hareketlerin etkili olduğu sahada iyi derecede yüzey ve derinlik karstı gelişmiştir.

Jeomorfoloji temelli tez çalışmasında yüzey karstlaşmasının oluşum ve gelişim özelliklerini daha iyi ortaya koyması bakımından, birçok araştırmacının çeşitli karst sınıflaması olmasına rağmen (Eroskay, 1982; Ekmekçi, 2003), Nazik ve Tuncer (2010) tarafından yapılan Türkiye karst sınıflamasının kullanımı daha yerinde olacaktır. Geyik Dağı Kütlesi'ni oluşturan çalışma alanı, Nazik ve Tuncer (2010) tarafından batıdan doğuya 1500 km uzunluğundaki *Toros Dağları Karst Bölgesi*'nin alt alanı olan *Orta Toros Karst Alanı* içerisinde tanımlanmıştır (Şekil 32). Bu alan, Toros karstına karakteristiğini veren, çok dönemli (polisiklik) ve çok kökenli (polijenik), holokarsta (tam karsta) ait tüm şekillerin, yanal ve düşey doğrultuda kesintisiz büyük boyutlara ulaştığı bir alt bölümdür (Nazik ve Poyraz, 2015).



Şekil 32: Türkiye'nin karst bölgeleri (Nazik ve Tuncer, 2010'dan yeniden düzenlenerek).

Herhangi bir karstik bölgede faylanmalar veya akarsuların derine aşındırmasıyla oluşan yarılmalar (yırtılmalar) karstlaşma üzerinde pozitif bir etkiye sahiptir. Karst taban düzeyinin morfolojik taban düzeyinden yukarıda olduğu karstik bölgelerde, yeraltı sularının boşalım hızı ve karstlaşma derinliği artar. Morfolojik taban düzeyinin alçalmasına bağlı olarak güçlenen akarsular yataklarını derinleştirerek karst ve morfolojik taban düzeyleri arasındaki yükselti farkını artırır. Bunun sonucu olarak da yüzeye düşen suların yeraltına doğru sızma hızı ve miktarı artar. Böylece bu sızan suların çözücü gücü de artmış olur. Akarsulardaki derinleşme devam ettiği sürece karstlaşma da düşey yönde derinleşir (Tuncer, 2004: 106).

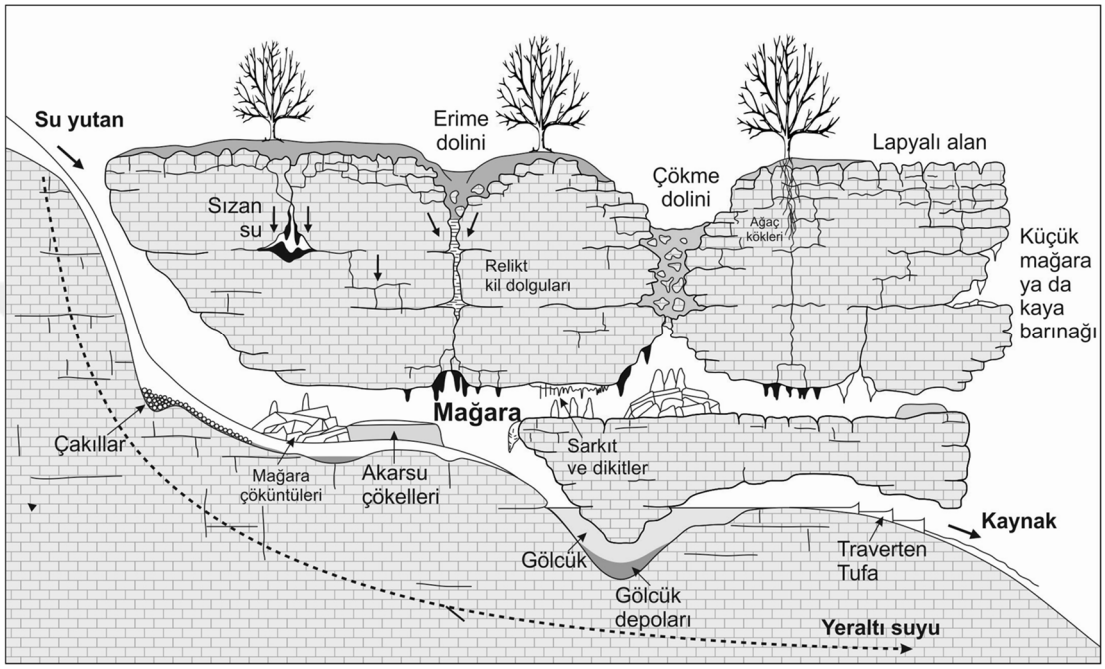
Çalışma alanın çevresinde yer alan Manavgat, Alara, Karpuz, Gevne, Çarşamba Çayı ve kollarının derinleşmesine bağlı olarak birçok kanyon vadi oluşmuştur. İnceleme sahasındaki bu akarsular, derin vadiler açarak Geyik Dağı kütlesi gibi devamlılığı olan bir karst sahanın parçalanmasına neden olmuştur.

2.1.1.Karstik Şekiller

Karstlaşma sonucu oluşan şekilleri *1-Aşınım şekilleri 2-Birikim şekilleri* olmak üzere iki ana başlık altında toplamak mümkündür. Aşınım şekilleri kendi içerisinde *1-Yüzey karstı (lapya, dolin, uvala, polye, kuru vadi, hum vb.) 2-Geçiş zonu (düden, karstik kaynak, doğal köprü vb.)* ve *3-Yeraltı karstı (Mağaralar)* olmak üzere 3 bölüme ayrılır (Nazik, 2016).

Yüzey karstına ait üniteler karakteristik boyutlarına (çap gibi) göre de sınıflandırılmıştır. Bunlar; (a) küçük çaplı (~10 metreden daha küçük), (b) orta çaplı (10-1000 metre arası) ve (c) büyük çaplı (1000 metreden daha büyük) yapılardır (Ford ve Williams, 2007: 2). Pratikte kolaylık sağlasa da karstik şekilleri sınıflamada metrik kriter koymak tamamen keyfidir. Bir karstik şeklin sınıflandırılmasında asıl kriter jeomorfolojik ve hidrolojik özellikler olmalıdır (U. Doğan, 2016, sözlü görüşme).

Çalışma alanın içerisinde yer aldığı Toros Karst Kuşağı Türkiye'de karstın en gelişmiş, gerek yüzey, gerekse derinlik karstının en yoğun olduğu yerdir (Şekil 33) ve en küçüğünden en büyüğüne kadar bütün karstik şekiller mevcuttur (Ardos, 1992)



Şekil 33: Akdeniz çevresinde görülen tipik karst sisteminin temel unsurları (Lewin ve Woodward, 2009'dan yeniden düzenlenerek).

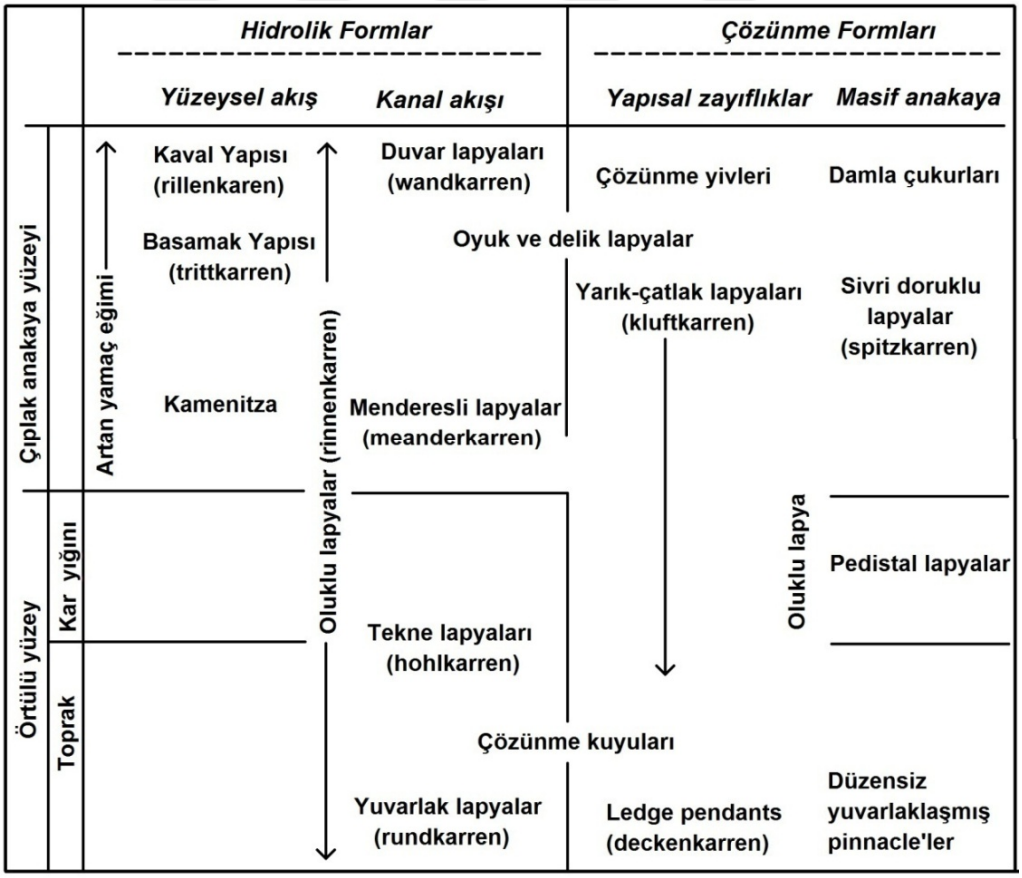
2.1.1.1.Lapyalar (Karenler)

Doğrudan yağışın etkisi, yüzeysel akış, kanalize olan akış ve çeşitli örtü materyalinden (toprak, bitki örtüsü) sızan sular çözünebilen kayacın yüzeyinde sayısız mikro karstik şekil üretir. Oluşumları için görece uzun bir süreye ihtiyaç duyulmayan ve her karst sahasında görülebilen mikro ölçekteki bu karstik şekiller çeşitli dillerde karşılık bulmaktadır. Almancada *karren*, Fransızcada *lapis* ve İspanyolcada *lapiaz* olan kelime, dilimize *lapya* olarak geçmiştir (Sanders, 1921: 598; Hoşgören, 2011: 184; Doğan, 2015).

Lapyaların sahip oldukları özelliklere göre çok geniş bir sınıflaması vardır. Lapyalar, ilk kez sistematik olarak ünlü Alman speleolog A. Bögli (1960) tarafından sınıflandırılmıştır. Bögli (1980) lapya şekillerinin sonsuz bir morfolojik sistemde

çeşitlenmesinin mümkün olabileceğini belirtir. Bu sınıflamada lapyalar toprak ve vejetasyon ile örtülme derecesine göre üç grupta toplanır; (a) *çıplak (serbest lapyalar)*, (b) *kısmen örtülü (yarı serbest lapyalar)* ve (c) *örtülü (örtülü lapyalar)*. Bu sınıflama Erinç (1971) tarafından ülkemiz karst literatürüne kazandırılmıştır. Erinç'in Bögli'den aktardığı bu lapya sınıflaması bugüne kadar çeşitli karst araştırmalarında da kullanılmıştır (Sür, 1994; Doğu vd., 1994; Tuncer, 2004; Bayrakdar, 2012).

White (1988) ise Jennings (1985)'in lapya sınıflama girişimlerini düzenleyerek kullanmıştır. Bunlar: hidrolik formlu ve daha önceden var olan yapısal zayıflıkları kesen kesme formları ve masif kayalar üzerinde açık bir yapısal zayıflık olmaksızın gelişen kesme formları olmak üzere ayrılmışlardır (Şekil 34).



Şekil 34: White (1988)'e göre lapya tipleri.

Çalışma alanının büyük bir bölümünün bitki örtüsü ve toprak bakımından yoksun olması nedeniyle daha çok serbest (çıplak) lapyalar gelişmiştir. Lapyaları çalışma alanının her yerinde görmek mümkün olsa da karstlaşmaya uygun litolojik birimlerin nonkarstik birimler tarafından sınırlandırması ve morfolojik farklılıklardan dolayı lapyaların dağılışında belirli bir kümelenme görülmektedir. Kireçtaşı üzerine düşen yağışlar, ana eğim boyunca serbest akışlar gerçekleştirmekte ve bunun sonucunda da çalışma alanında iyi gelişmiş menderesli, oluklu ve kanalcıklı lapyalar geniş bir alanda gözlemlenmektedir (Foto 11). Çalışma alanında diğer lapya türleri kadar yaygın olmamakla birlikte en kesitleri dairesel ya da eliptik formda, tabanları düz kamenitsalar da mevcuttur. Çapları 20-40 cm arasında değişen kamenitsaların derinlikleri çoğu zaman 10 cm'yi geçmemektedir.

Çalışma alanının yüksek kesimlerindeki çıplak kireçtaşı yüzeyleri kış ve bahar aylarında uzun süre karlarla kaplı halde bulunur. Bu alanlarda yavaş bir şekilde eriyen karlardan türeyen yoğun CO_2'li soğuk sular, kireçtaşı üzerinde uzun süre temas halinde bulunmakta ve karstik şekillerin gelişimine uygun ortam oluşturmaktadırlar (Turoğlu, 2011).

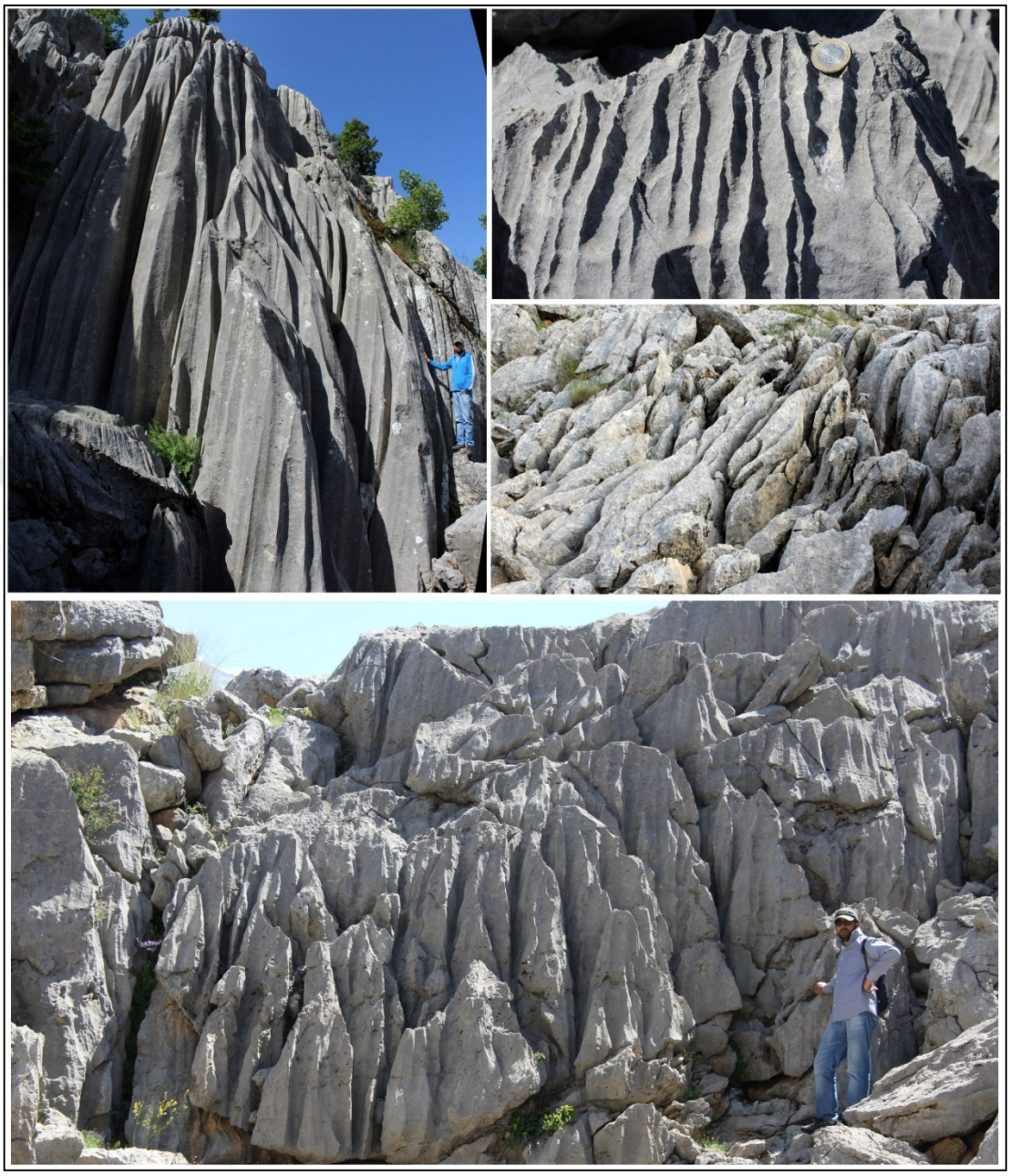


Foto 11: Geniş bir alanda mostra veren neritik kireçtaşları üzerinde gelişen serbest lapyalar.

2.1.1.2.Dolinler

Çalışma alanındaki hâkim jeomorfolojik birim, bu çalışmanın temelini de oluşturan dolinlerdir. Çalışma alanında 23785 adet dolin tespit edilmiştir. Dolinlerin bu kadar sık bulunduğu alanlar *dolin karstı* olarak tanımlanırlar. Çapları birkaç metreden yüzlerce metreye ulaşabilen bu dolinlerin çok büyük bir kısmı çözünme dolini karakterindedir (Foto 12). Dolinlerin kütle üzerindeki dağılışları homojen olmamakla birlikte her yere dağılmış vaziyettedir. Özellikle güney ve kuzeybatı kesimlerinde yoğunlaşmışlardır.

Dolinlerin gelişimi, morfolojisi ve dağılışı üzerinde mikro ve makro yapısal özelliklerin yani tektonik aktivitelerin (Faivre ve Reiffsteck, 1999, 2002) özellikle de çatlak sistemlerinin (çatlak sıklığı ve doğrultusunun) büyük etkisi vardır (Chenoweth, 1997). Genel olarak dolin merkezleri iki ya da daha fazla çatlağın kesişimine denk gelmektedir. Fay ve çatlak sistemleri gibi yapısal zayıflık hatları boyunca yağmur ve yüzey suları daha derine işleyerek karstik şekillerin daha kolay gelişmesini ve dolinlerin fay hatları boyunca sıralanmasını sağlar (Elhatip, 1997; Pekcan, 1999; Sauro, 2013). Bu özelliklerden dolayı bölgedeki KB-GD doğrultulu fay ve bindirme hatları, dolinlerin sıralanışı ve uzun eksen yönelimi üzerinde doğrudan etkili olmuştur. Çalışma alanındaki dolinlerin sıralanışındaki diğer önemli etken ise paleovadiler ve bunların (KD-GB) uzanış doğrultularıdır. Tektonik yükselim sonucunda oluşan çatlaklar, drenajın yüzeyde kaybolarak yeraltına kaçmasına neden olmuştur. Ardından kuru drenaj ağına dönüşen yüzey drenajı karstlaşmaya maruz kalarak, içerisinde yoğun şekilde dolinler gelişmiştir.

Çalışma sahası içerisinde baskın dolin tipi *çözünme dolini* olmakla birlikte *çökme dolini, örtü kayası çökme dolini, örtü çökme dolini, örtü sübsidans/alüvyal dolini* ve *örtülmüş doli*ne kadar tüm dolin tiplerini gözlemlemek mümkündür.

2.1.1.2.1. Çözünme Dolinleri

Çalışma alanındaki sayıca en fazla olan dolin tipi, dairesel ya da yarı dairesel formdaki çözünme dolinleridir. Genişlikleri derinliklerinden daha fazla olan bu

dolinlerin hemen hepsinin tabanında yağmur ve kar sularını toplayarak, yer altı drenaj sistemine ileten düdenler yer almaktadır. Sahadaki dolinlerin iç duvarları çok iyi gelişmiş lapya kompleksleri ile kaplıdır (Foto 12).

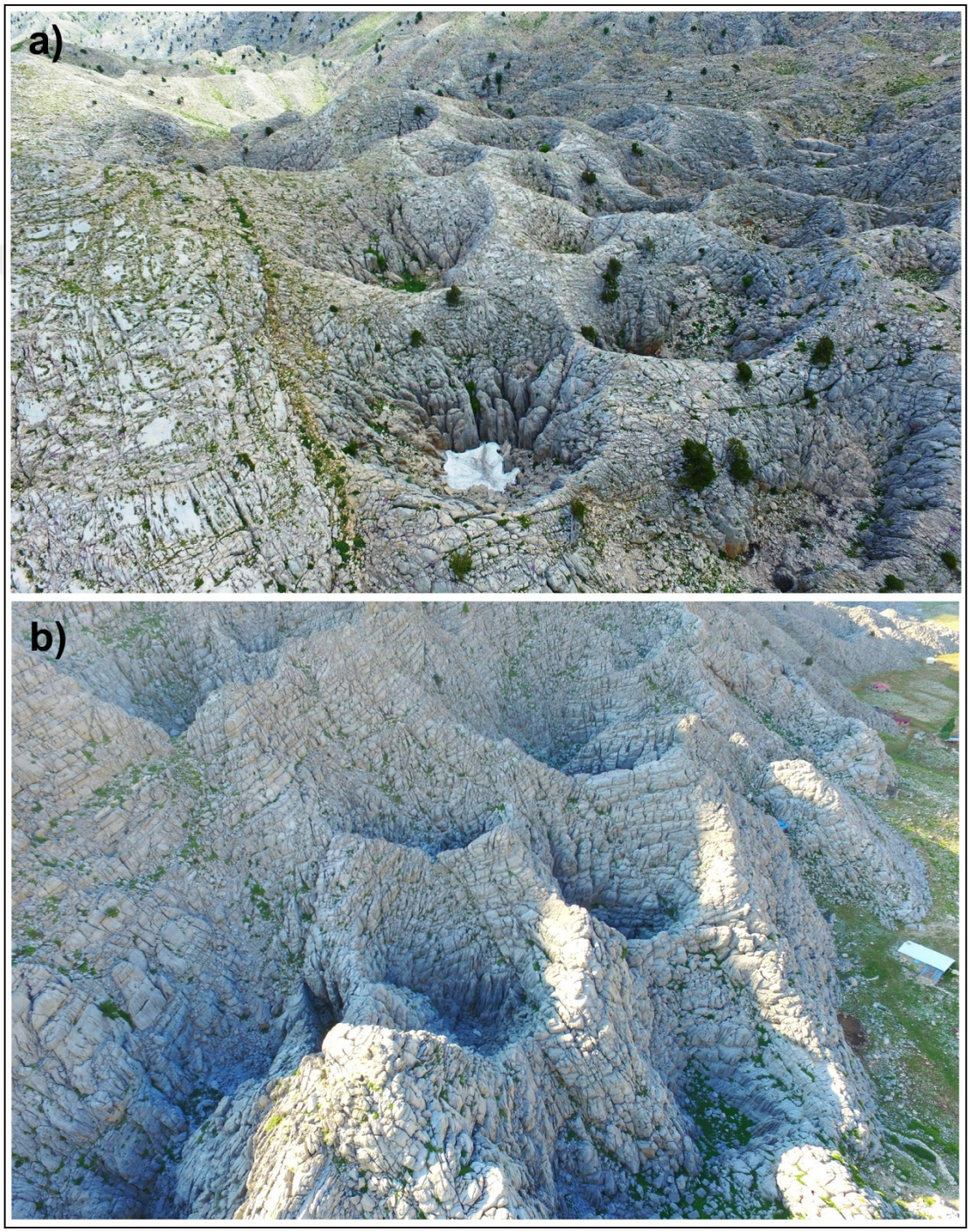
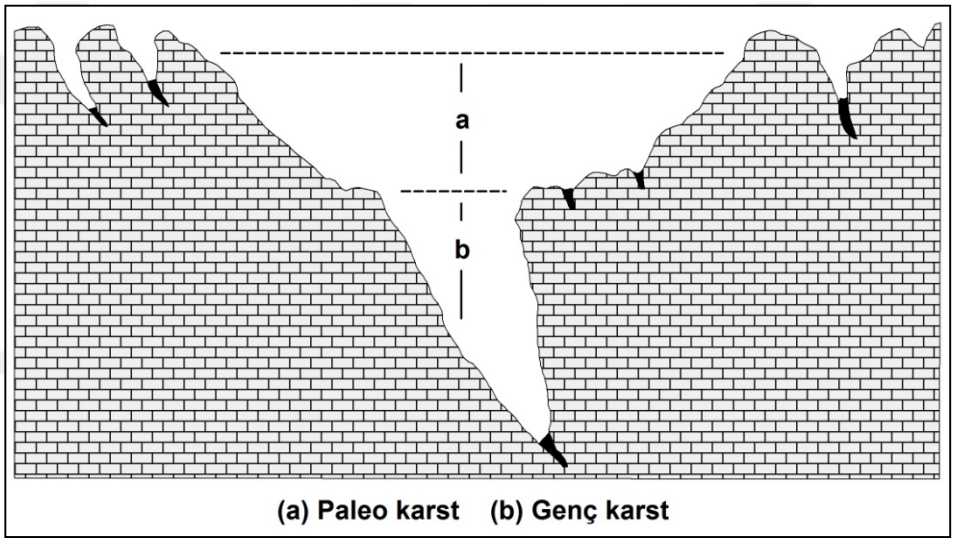


Foto 12: Jura-Kretase kalkerleri içerisinde gelişen *çözünme dolinleri* a) Gündoğmuş kuzeyi, b) Çimi Yaylası (21 Haziran 2017).

Çözünme dolinleri geliştikleri sahada devre kesintileri olduğunda iç içe dolinler halinde polisiklik karakter kazanırlar. Özellikle Alp Himalaya kıvrım sistemi içerisinde yer alan Toros Dağları gibi birçok aktif tektonik kuşak üzerinde, bu tip iç içe geçmiş dolinlere çok sık rastlanılmaktadır (Şekil 35). Çözünme dolinlerinde izlenen az eğimler yer yer belirgin eğim kırıklıklarıyla gençleşme başları şeklinde dolinlerin içerisinde ortaya çıkarlar (Nazik, 1992; Daura vd., 2014). Çalışma alanı içerisinde, özellikle merkezi yükselim alanında birçok çözünme dolininde gençleşmenin izlerini gözlemlemek mümkündür (Foto 12).



Şekil 35: Gençleşmiş bir karst alanı: (a) Paleo karst (b) Genç karst (Nazik, 1992'den yeniden düzenlenerek).

2.1.1.2.2. Çökme Dolinleri

Çökme dolinleri yer altı karstik boşlukları ya da mağara tavanının üzerindeki yükü taşıyamayacak duruma gelmesi ve zayıf direnç hatları boyunca tavanın kırılarak aniden çökmesi sonucunda oluşan dairevi (Doğan, 2003), dik yamaçlı ve derin (derinlik/çap oranları yüksek) doğal çukurluklardır (Şahinci, 1991).

Çalışma alanında 25 adet çökme dolini tespit edilmiş olup, sahanın batısında, özellikle Manavgat Nehri havzasında yoğunluk kazanmaktadır. Günümüzde güncel çökme olaylarının yaşanmadığı sahada, çökme dolinleri relikt karakterdedir.

Dolinlerin dik duvarlarını ve dairesel formlarını korumaları çökme olayının çok eski olmadığının kanıtıdır. Diplerindeki enkaz örtüsü ve dik yamaçları ile çözünme dolinlerinden rahatça ayrılırlar (Foto 13).



Foto 13: Çalışma alanının batısında yer alan relikt karakterdeki *çökme dolinleri* a) Emiraşıklar köyünün güneybatısı, b) Akşahap köyünün güneyi.

2.1.1.2.3. Örtü Kayası Çökme Dolinleri

Karstik olmayan (nonkarstik) örtü formasyonu ile karstik kayaç arasındaki boşluk kemerinin ya da temeldeki karstik kayaçta meydana gelen boşluk tavanının aniden çökmesi sonucunda oluşurlar (Doğan, 2003). Bu tip çökme mekanizmaları interstratal (tabaka arası) karst alanlarında gerçekleşebilir (Jennings, 1985).

Çalışma alanı içerisinde tip karakterdeki örtü kayası çökme dolinleri, sahanın kuzeyinde bindirme zonunda 1700 metrede yer alan Dipsiz Göl (derinlik 18 metre) ve 1710 metredeki (bataklık karakterinde) Sülüklü Göl'dür. Örtü kayası çökme dolinleri, çıplak karstik alandaki çökme dolinleri ile iç içedir (Foto 14). Çökme dolinlerinde olduğu gibi örtü kayası çökme dolinleri de relikt karakterdedir.

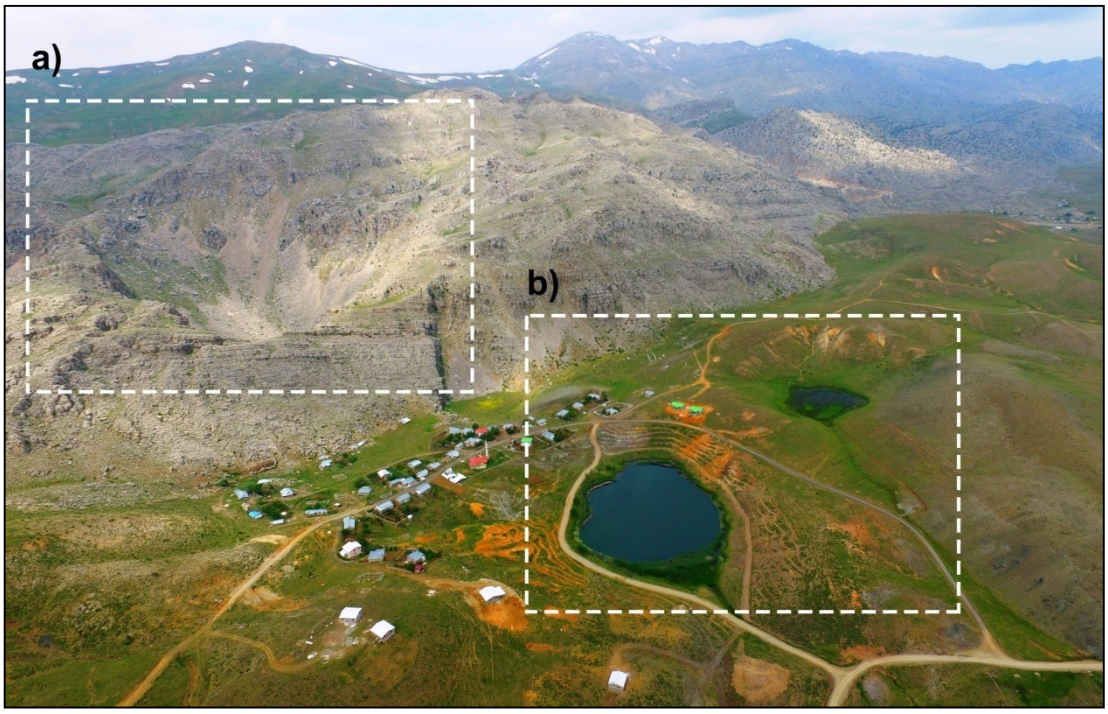


Foto 14: Geyik Dağı kütlesinin kuzeyinde a) Jura-Kretase kalkerleri içerisindeki Büyük Çukur *çökme dolini*, b) bindirme zonunda; Devoniyen kumtaşı ve Kretase ofiyolitik melanj ile temeldeki kalkerler arasında oluşan karstik boşluklara bağlı olarak meydana gelmiş Dipsiz Göl ve Sülüklü Göl *örtü kayası çökme dolinleri* (Hocaali Yaylası).

2.1.1.2.4. Örtü Çökme Dolinleri

Örtü çökme dolinleri, karstlaşma özelliğine sahip birim üzerinde yer alan alüvyon, kolüvyal kil veya kalın toprak örtülerinde meydana gelen büyük boşlukların tavanının hızlı yada ani çökmesi ile oluşur (Jennings, 1985; Doğan ve Çiçek, 2002). Örtü formasyonundan yeraltına sızan sular tarafından alüvyal malzeme yıkanarak

temeldeki karstik kanallar aracılığıyla devamlı olarak taşınır, böylece örtü içerisindeki boşluk sürekli olarak büyür ve sonunda tavanı çöker (Waltham vd., 2005). Su tablasındaki seviye oynamaları, killi örtü formasyonunun dönemsel olarak suya doyması ve ardından kuruması, çökmeyi tetikleyen bir başka önemli etkendir (Doğan, 2004).

Örtü çökme dolinleri Geyik Dağı kütlesi üzerinde beşeri ve ekonomik faaliyetlerin aktif olarak yapıldığı Demirkapı Yaylası ve İlvat Gölü kenarında gözlemlenmiştir (Foto 15). Çalışma alanı içerisinde nadir görülen fakat oluşum-gelişim hızının yüksek olması nedeni ile can ve mal kaybına neden olabilecek dolinlerdir. Diğer çökme dolinleri relikt karakterde olurken, örtü çökme dolinleri aktüeldir. Bu tip çökme mekanizması ile oluşabilecek dolinlerin önceden tahmin edilebilecek bazı göstergeleri vardır (Veni, 2001: 27):

- ✓ Toprak, asfalt ve zeminde oluşan dairesel veya doğrusal çatlaklar,
- ✓ Göreceli olarak kısa sürede zeminde koni şeklinde küçük deliklerin oluşması,
- ✓ Meskenlere ait kapı, pencere ve duvarında oluşan çatlaklar,
- ✓ Bitki örtüsündeki anormal değişimler (solma, kuruma vb.),
- ✓ Genellikle bu alanlardaki sular yüzeydeki küçük depresyonlara toplanma eğilimi göstermesi,
- ✓ Kuyulardaki temiz suyun kısa bir sürede bulanması,
- ✓ Dere ya da göllerin ani bir şekilde boşalması (Örneğin; 2002 yılında Konya May Barajı rezervuar alanında oluşan 3 adet örtü çökme dolini baraj suyunu birkaç saat içerisinde boşaltmıştır)

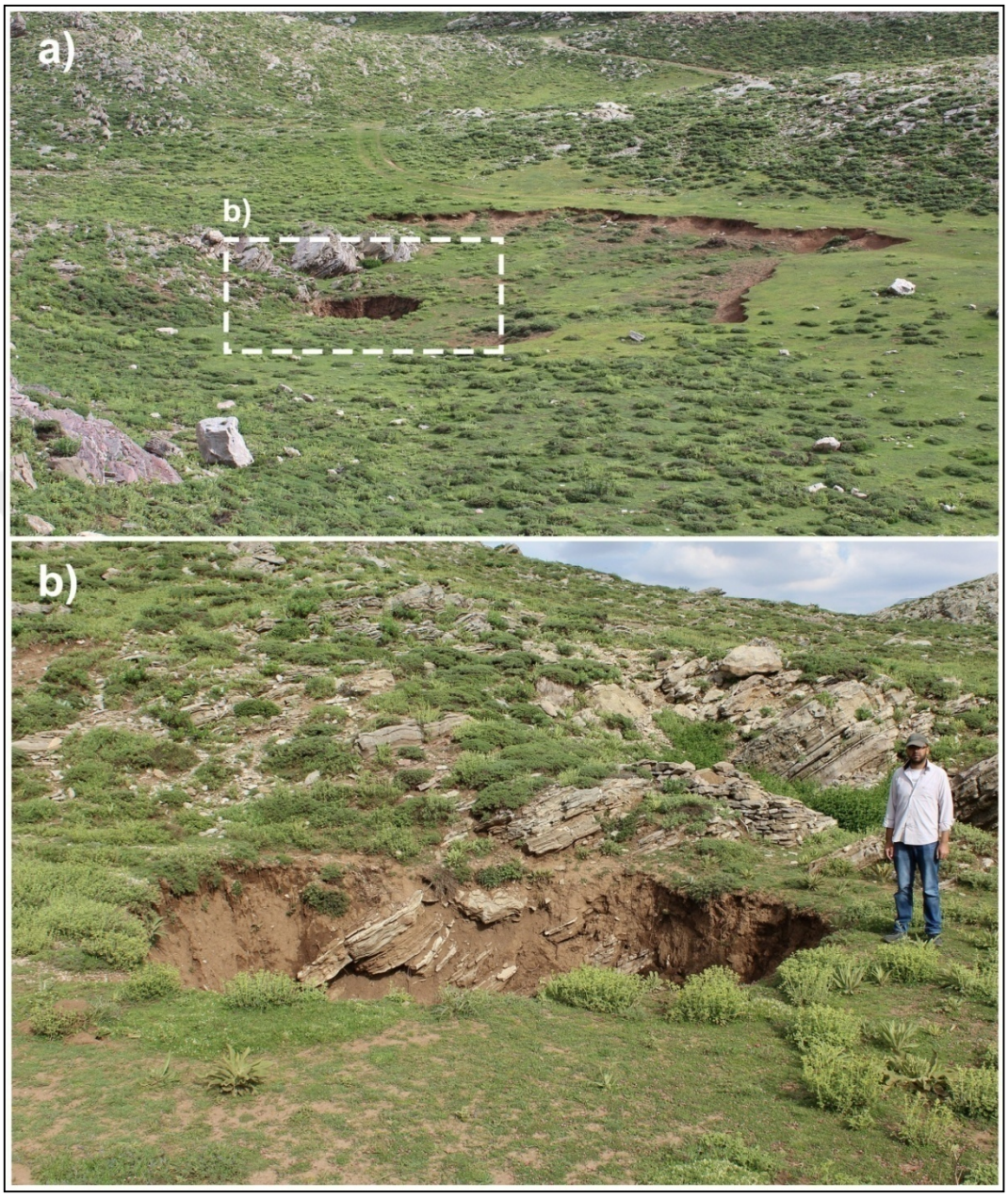


Foto 15: Beşeri faaliyetlerin aktif olarak sürdürüldüğü Demirkapı Yaylası'nda (Gündoğmuş) oluşmuş yaklaşık 4 metre çap ve 4,5 metre derinliğe sahip *örtü çökme dolini.*

2.1.1.2.5. Alüvyal Dolinler

Alüvyal dolinler karstik kayaçlar üzerindeki kohesif olmayan, dağınık örtü malzemesinin sular tarafından tabandaki çatlaklar veya düdenler aracılığıyla taşınması sonucu oluşurlar. Oluşum-gelişim sürecinde küçük çökmeler izlenebilir

(Doğan, 2004). Ulusal literatürde *toprak düdeni* olarak karşılığını bulan alüvyal dolinler, çalışma alanı içerisinde Demirkapı Yaylası mevkiinde, Sarıot Polyesi tabanında (kuzeydoğu kenarı) ve bazı paleovadi tabanlarında gözlemlemek mümkündür (Foto 16).

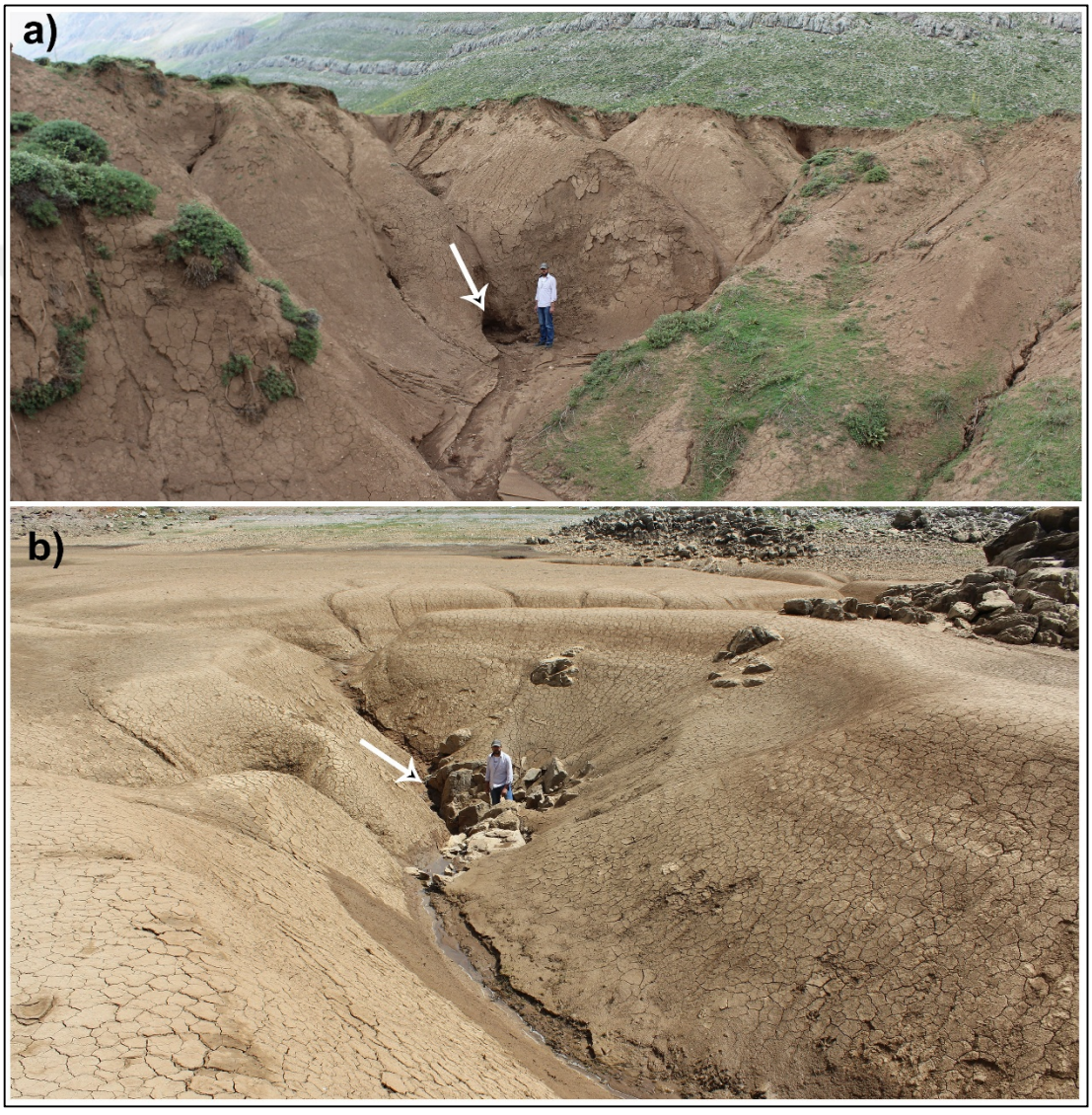


Foto 16: Kireçtaşındaki çatlak ya da düdenlerin çevresindeki kohesif olmayan örtü malzemesinin sular tarafından, karstik kanallar aracılığıyla yer altına taşınması sonucunda oluşmuş *alüvyal dolinler* a) Demirkapı Yaylası ve b) Sarıot Polyesi (Oklar düdenleri göstermektedir).

2.1.1.2.6. Örtülmüş Dolinler

Örtülmüş/doldurulmuş dolinler gerçekte bir oluşum mekanizmasından çok, karstik gelişim evresi içerisinde meydana gelen olaylar ya da paleo ortam hakkında önemli ipuçları sunarlar. Bu dolinler daha önceden oluşmuş çözünme veya çökme dolinlerinin alüvyon, moren, vb. gibi pekişmemiş malzemeler ile dolması sonucunda oluşur (Doğan, 2004; Turoğlu, 2011; Waltham, 2016).

Çalışma alanı içerisinde 1700 metre ve üzerindeki alanlarda daha önce oluşmuş olan dolinler, Pleyistosen buzullaşmaları sonucu oluşan morenler tarafından doldurularak örtülmüş dolinleri meydana getirmişlerdir. Dolin içerisindeki sedimentler, başta iklim olmak üzere Pleyistosen'deki değişen çevresel koşulları yansıtması açısından son derece kıymetli veriler sunmaktadır. Çimi Yaylası, Namaras Yaylası ve Susam Beli mevkiinde bu tip dolin örnekleri bolca gözlemlenmektedir (Foto 17).

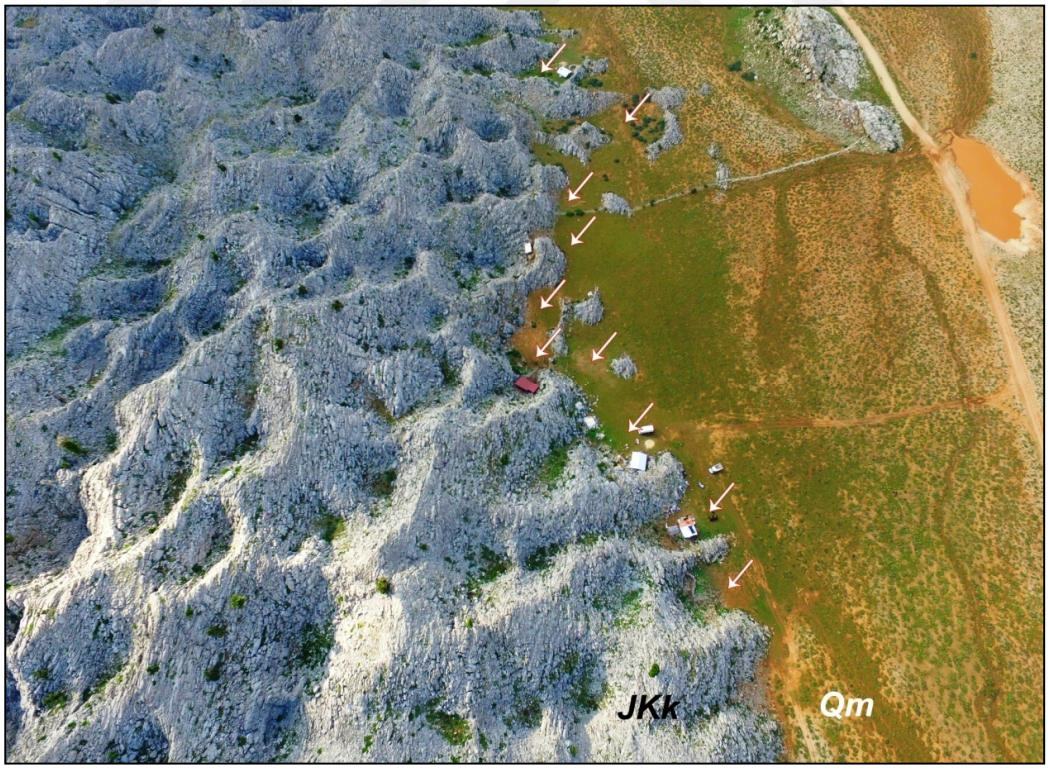


Foto 17: Daha öncesindeki mevcut çözünme dolinlerinin morenler tarafından doldurulması ile oluşmuş *örtülmüş dolinler* (Çimi Yaylası, oklar örtülmüş dolinleri işaret etmektedir. *JKk*: Jura-Kretase kalker, *Qm*: Kuvaterner moren).

2.1.1.3.Uvalalar

Çalışma alanındaki karstik depresyonların yaklaşık %7'sini oluşturan uvalalar, dolinler kadar çok sayıda olmasa da kapladıkları alan bakımından kütlenin karst jeomorfolojisine ait baskın ünitelerdir. Geyik Dağı kütlesi üzerinde 1814 adet uvala tespit edilmiş olup, büyük bir kısmı polijenik karakterde ve dolinlerle iç içedirler. Uvalaların şekilsel özellikleri ve yoğunlukları, dolinlerde olduğu gibi litolojik özelliklere bağlı olarak değişmektedir.

Uvalaların oluşum ve gelişim özelliklerine göre de boyutları değişkenlik göstermektedir. Uvalaların çoğu faylanmaların etkisi doğrultusunda, flüvyo-karstik kökenlidirler. Faylar, bölgede etken süreçleri değiştirerek yeni ortam koşullarının başlamasına neden olmuşlardır. Bu sebeple, özellikle inceleme alanın güneyinde yer alan uvalalar ile faylar arasında gelişim doğrultusu bakımından sıkı bir ilişki vardır (Foto 19). Uvalaların gelişiminde etkiye sahip diğer bir etken ve süreç Pleyistosen buzullaşmalarıdır. Daha önceki iklim koşullarında oluşmuş uvalalar buzullar tarafından aşındırılarak şekilsel bozulmalar meydana gelmiştir. Çalışma alanı içerisinde özellikle 2000 metre üzerindeki uvalalar buzul aşındırması ile deformasyona uğramış ve tabanlarında fazla kalın olmayan glasiyal sedimentler gözlemlenmektedir (Foto 18).

Kütle üzerinde yer alan tabanlarında kalın toprak örtüsünün ve subatanların yer aldığı uvalaların büyük bir kısmı yayla yerleşmesi olarak kullanılmaktadır. Yerel olarak "alan" ismi verilen bu uvalalar, otlak olarak da kullanıldığı için bölge insanının yaşamında önemli bir yer oluşturur.

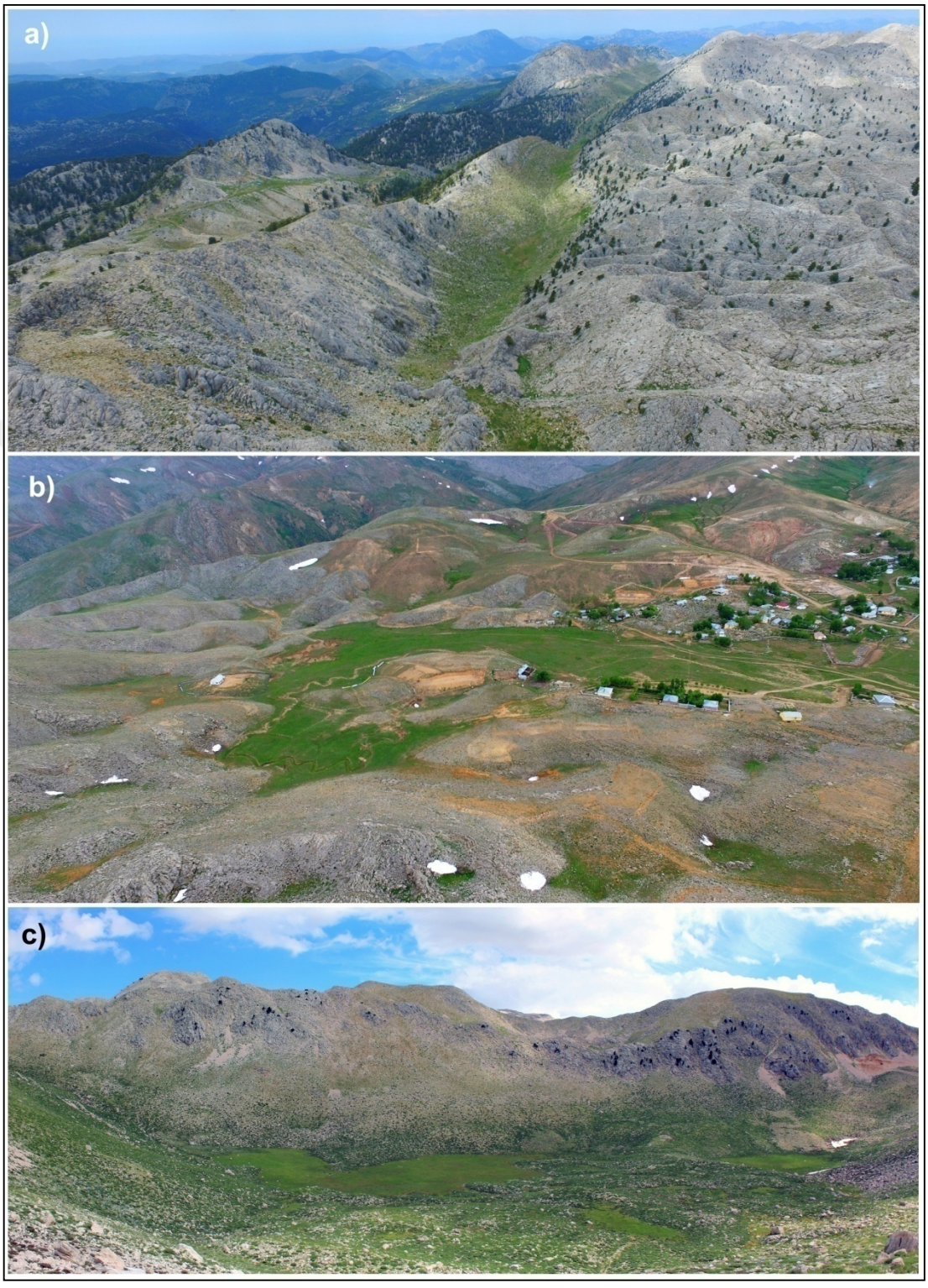


Foto 18: Geyik Dağı kütlesinde yer alan farklı oluşum mekanizmalarına sahip uvalalar a) Güzelsu Bucağı (tektono-karstik), b) Payallar Yaylası (flüvyo-karstik), c) Morca Yaylası (glasiyo-karstik).

2.1.1.4.Polyeler

Polye terimi Slavcada düz alüvyal alan veya ova anlamına gelir (Yalçınlar, 1969; Sweeting, 1972). Jeomorfolojik olarak polye ise, karstik arazi içerisinde düz alüvyal tabanlı, karstik drenaja sahip ve oluşumunda tektonizmanın da etkili olduğu büyük kapalı depresyonları ifade eder (Erinç, 1971; Jennings, 1985; Ford ve Williams, 2007). Eğer bir polye dış drenaja açılır ise artık polye özelliğini kaybeder ve bozulmuş yada açık polye olarak kabul edilir (Hoşgören, 2011: 238). Dolinler birleşerek uvalalara, uvalaların da polyelere dönüştüğü fikri ise artık terk edilmiştir (Doğan, 1996).

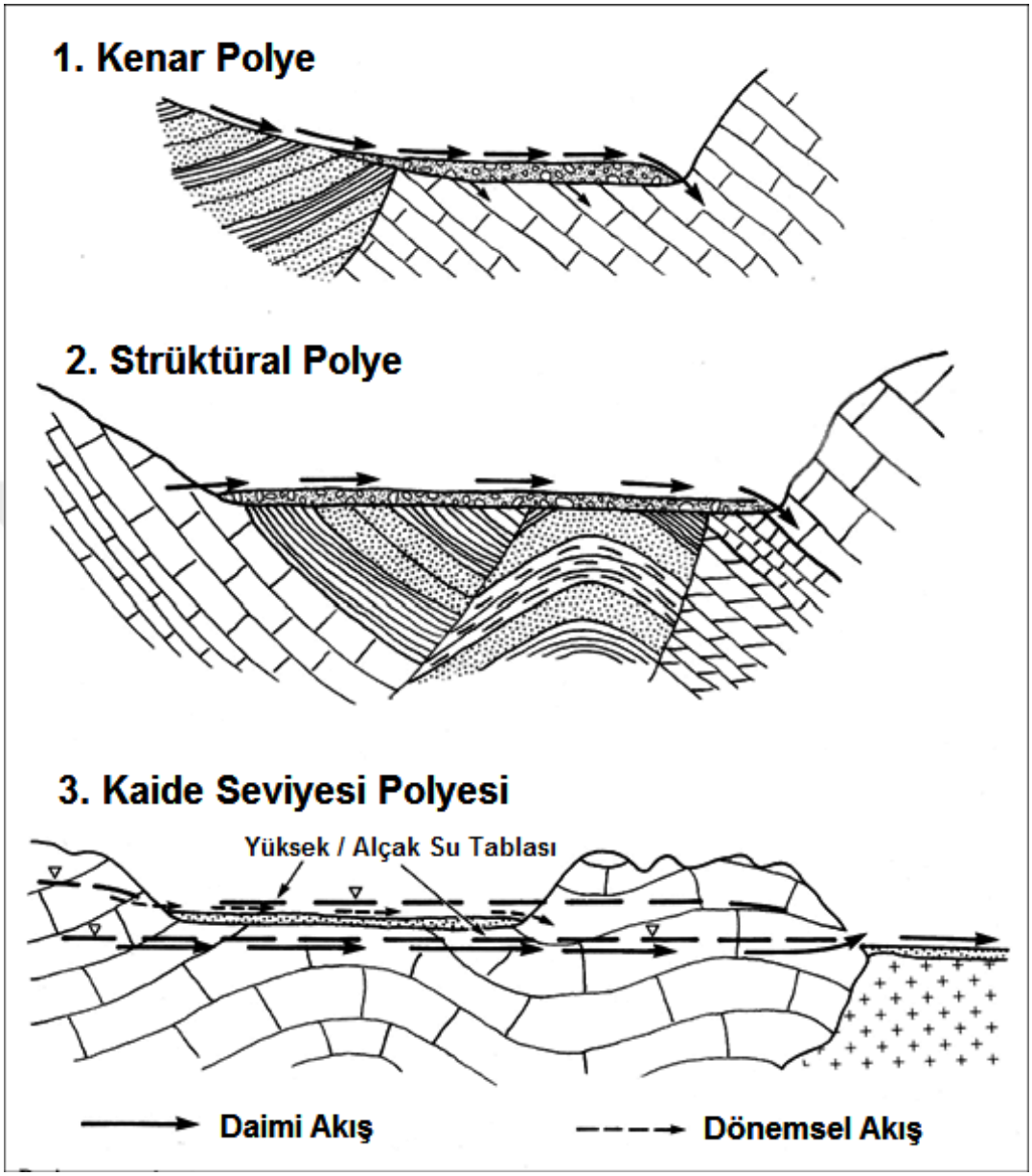
Dolinlerde olduğu gibi polyeler de birçok araştırmacı tarafından oluşum ve gelişimlerine göre sınıflandırılmıştır. Uluslararası literatüre geçen ve karst dünyasınca kabul gören tasnife göre polyeler 3 temel gruba ayrılır; 1-kenar polye (*border polje*), 2-strüktüral polye (*structural polje*) ve 3-kaide seviyesi polyesi (*baselevel polje*)'dir (Ford ve Williams, 2007: 364), (Şekil 36). Çalışma alanı içerisindeki en büyük karstik depresyonları Akseki (strüktüral) polyesi ve Sarıot (kenar) polyesi oluşturmaktadır (Foto 19). Çalışma alanı içerisinde kaide seviyesi polyesi tespit edilememiştir.

Karstik ve nonkarstik kayaların kontak noktalarında veya farklı formasyon sınırlarında oluşan polyelere kenar (border) polye adı verilir. Çözünmeyen kayaçlar taban suyunu yüzeyde ya da yüzeye yakın tutar, bu durum yanal karstik gelişimi sağlar. Bu süreç kör (çıkmaz) vadilerin yanal olarak genişlemesine ve polye karakteri kazanmasına neden olur. Ayrıca bu tip kenar polyelerine allojenik akarsu girişi fazladır. Sarıot polyesi gerçekte bir kenar polyesidir (Doğan, 2003b). Jura-Kretase kireçtaşı, Lütesiyen kumtaşı, şeyl ve Devoniyen şist kontağında gelişen Sarıot polyesi kuzeydoğu güneybatı ekseninde yaklaşık 3,5 km uzunluğa sahiptir. Polye tabanı, kalın bir alüvyal örtü ile kaplı olup, deniz seviyesinden yüksekliği 1710 metredir. Polye tabanı kış ve bahar aylarında göl ile kaplı olup, kuzeydoğu kenarında polyenin sularını drene eden düdenler bulunmaktadır (Foto 19).

Strüktüral/yapısal polyelerin gelişiminde jeolojik özellikler baskın rolü oynar. Genellikle uzun eksenleri graben ya da faylı depresyonlara uygun olarak gelişir ve iç kesimlerinde geçirimsiz kayalar bulunur. Strüktüral polye olarak sınıflayabileceğimiz Akseki Polyesi, Paleosen-Eosen flişleri ile Kretase kalkerleri arasında fay ve bindirme hatlarının kontrolünde gelişmiştir (Güldalı, 1976). Polye 5 km uzunluğa, 1,5-2 km arasında değişen genişliğe sahiptir (Foto 19). Polye tabanının deniz seviyesinden yüksekliği 1010-1025 metre aralığındadır. Kalın bir alüvyal malzeme ile dolu olan polye tabanın güney kenar kısımlarında çözünme artığı humlar dikkati çeker. Fay hatları ve formasyon sınırı gibi zayıf direnç hatlarında polyenin sularını direne eden düdenler halen aktiftir.



Foto 19: Çalışma alanı içerisinde yer alan polyeler a) Sarıot Polyesi (*Kenar Polye,* oklar düdenleri işaret etmektedir) ve b) Akseki Polyesi (*Strüktüral Polye*).



Şekil 36: Polye tipleri (Ford ve Williams, 2007'den yeniden düzenlenerek).

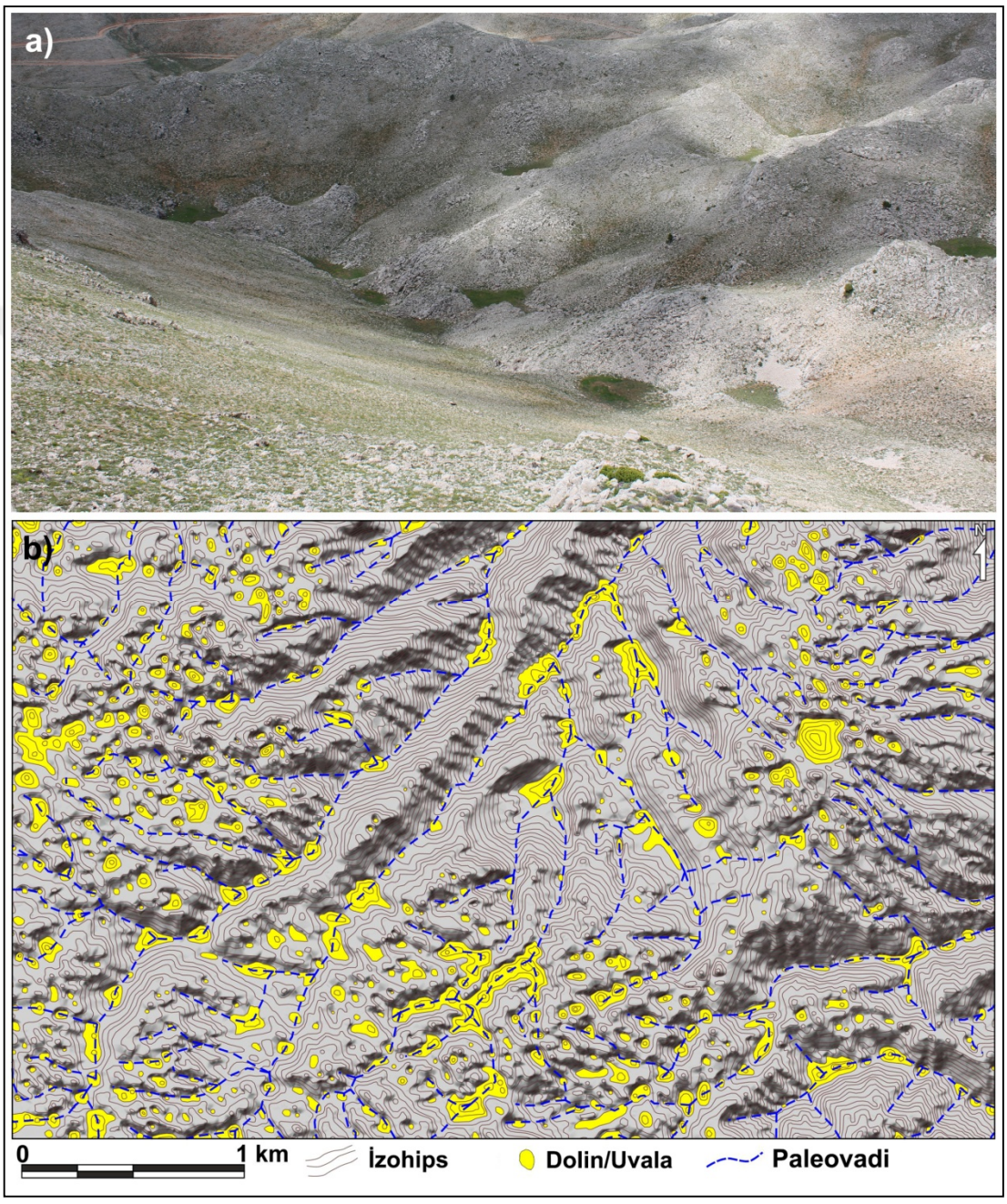
2.1.1.5.Paleovadiler (Paleokarstik Vadiler)

Toroslar'daki yüksek karstik arazilerin, diğer bir karakteristik yüzey şeklini de paleokarstik vadiler oluşturur. Bu vadiler çeşitli çalışmalarda *relikt vadi, fosil vadi, paleovadi, paleokarstik vadi* ve *kuru vadi* olarak tanımlanmışlardır (Day, 1983; Doğan, 2002b; Monod vd., 2006; Benac vd., 2013; Sauro, 2013). Paleovadiler, ilk başta akarsu erozyonu ile oluşan normal vadiler şeklinde gelişirler ve bu evre yüzey gelişiminin "karstlaşma öncesi evresi" olarak tanımlanır (Benac vd., 2013). Paleovadiler tüm litolojik birimler içerisinde gerçekleşebilir fakat en uzun ve karakteristiklerini karstik arazilerde gözlemlemek mümkündür.

Bu vadi sistemlerinin oluşumunda öne sürülen birçok görüş olmasına karşın jeomorfologların konsensüs sağladığı iki temel görüş vardır: (a) Geçmişte farklı iklim koşullarında oluşup sonrasında flüvyal aktivitesini kaybedebilir, (b) Bölgenin tektonik hareketler sonucu yükselmesi veya ilerleyen zaman içerisinde kireçtaşındaki yarık ve çatlakların genişlemesi gibi nedenlerle yüzey akışının yeraltına inmesi sonucunda fosil olarak kalarak, eski drenaj ağının parçalarını oluşturabilir (Güldalı, 1976; Atalay, 1987; Gunn, 2004).

Çalışma alanında, özellikle Pleyistosen ortalarındaki genç tektonik hareketlerle (Schildgen vd., 2014) sahanın yükselmesi, kırılması ve çarpılması sonucunda aktif akarsu vadileri askıda kalarak karstlaşmış ve talveg hatları boyunca dolin, uvala, düden gibi karstik şekillerin bulunduğu paleovadiler halini almışlardır (Şekil 37). Geyik Dağı kütlesi üzerindeki fosil karakterdeki bu vadiler, Kuvaterner dönemindeki genç tektonik hatlara ve epirojenik yükselimlere uygun olarak yatağını kanyon vadiler şeklinde derinleştiren Manavgat, Karpuz, Alara, Göksu, Gevne ve Çarşamba Çayı'nın eski kollarıdır (Doğan, 2002b). Özellikle 1000-2000 metreleri arasında çok iyi korunmuşlardır. Kütle üzerinde yer alan paleovadilerin uzanışları ise ana orografik hattı kesecek şekilde kuzeydoğu-güneybatı uzanışlıdır ve bazıları kilometrelerce uzunluğa sahiptir. Yatak paternlerine bakıldığında bazı vadilerin düşük eğim değerlerini yansıtan kıvrımlı veya menderesli olduğu görülür. Sonuç

olarak Kuvaterner döneminde Manavgat, Karpuz, Alara, Göksu, Gevne ve Çarşamba Çayı'nın havzaları eskiye oranla bir hayli daralmıştır (Doğan, 2002b).



Şekil 37: a) Manavgat Çayı'na ait paleodrenaj ağı içerisinde gelişen dolin ve uvalalar (Yıldızlı Dağı) b) 1/25000 ölçekli topografya paftasında, içlerinde dolin ve uvalaların geliştiği paleovadilerin görünümü.

2.1.1.6.Düdenler

Düdenler, karstik sahalarda suların yeraltına battığı yerler için kullanılır. Sırpça *ponor*, Almanca *schlundloch*, İngilizce *swallowhole/sink*, Fransızca *goule,* Yunanca *katavothre* ismi de aynı anlama gelmektedir (İzbırak, 1986: 290). Düdenler her zaman suyutan karakterinde olmayabilir. Yer altı su seviyesine bağlı olarak, kurak dönemlerde (özellikle yaz aylarında) suyutan karakterinde olan bir düden, yağışlı dönemlerde suçıkan/kaynak şeklinde iki yönlü işleyebilir (Nazik, 1989), bu tip düdenlere *estavella* ismi verilir. Çatlak ve yarık sistemlerini takip eden düdenler dikey, yatay veya verev yönde uzanış gösterebilirler.

Çalışma alanı içerisinde geçiş zonundaki karstik şekilleri oluşturan düdenler polye, uvala ve dolinlerin tabanında bulunur ve bu karstik alanlara gelen suları yeraltına drene ederler (Foto 20). Arazi çalışmaları sırasında *estavella* karakterinde bir düden gözlemlenememiştir. Düdenler genel itibariyle karstik depresyonların tabanında yer alsa da gelişimlerinde bazı önemli detaylar ortaya çıkmaktadır. Geyik Dağı kütlesi üzerindeki düdenlerin gelişiminde etkili olan faktörlerin başında: (a) fay ve bindirme hatları, (b) iki farklı formasyonun kontak zonu, (c) tabaka düzlemi ve tabakaların dalış yönü, (d) gerilme çatlakları gelmektedir. Karstik depresyonlar içerisindeki bazı düdenlerin yerleri bilindiği halde sular altında kaldığı (boğulduğu) için gözlemlenememiştir. Bir kısım düdenler de doğal yollarla alüvyon vb. malzeme ile veya güvenlik amaçlı beşeri aktivitelerle örtülerek fosil (pasif) konuma geçmiştir.

Düdenlerin kirletilmemesi ve temizliği son derece önemlidir. Alınacak tedbirlerin en başında ise mevcut düdenlerin yeraltındaki yollarını imkân ölçüsünde temiz tutmak, tıkanıklıkları ortadan kaldırmak ve ön tedbir olarak da düdenlerin ağız kısımlarına dinlendirme havuzları veya demir mazgallar yerleştirerek suyollarını tıkayacak unsurların önüne geçmektir (Güldalı, 1971). Teknik açıdan bakıldığında ise her bir dolin aynı zamanda bir düdendir (Ford ve Williams, 2007). Çünkü karstik alanlarda yüzey ile yüzeyaltı arasında en önemli bağlantılardan bir diğerini de dolinler oluşturur ve hidrolojik açıdan yüzey sularının derine doğru sızması için potansiyel alanlardır (Sauro, 2012; Bárány-Kevei, 2011).

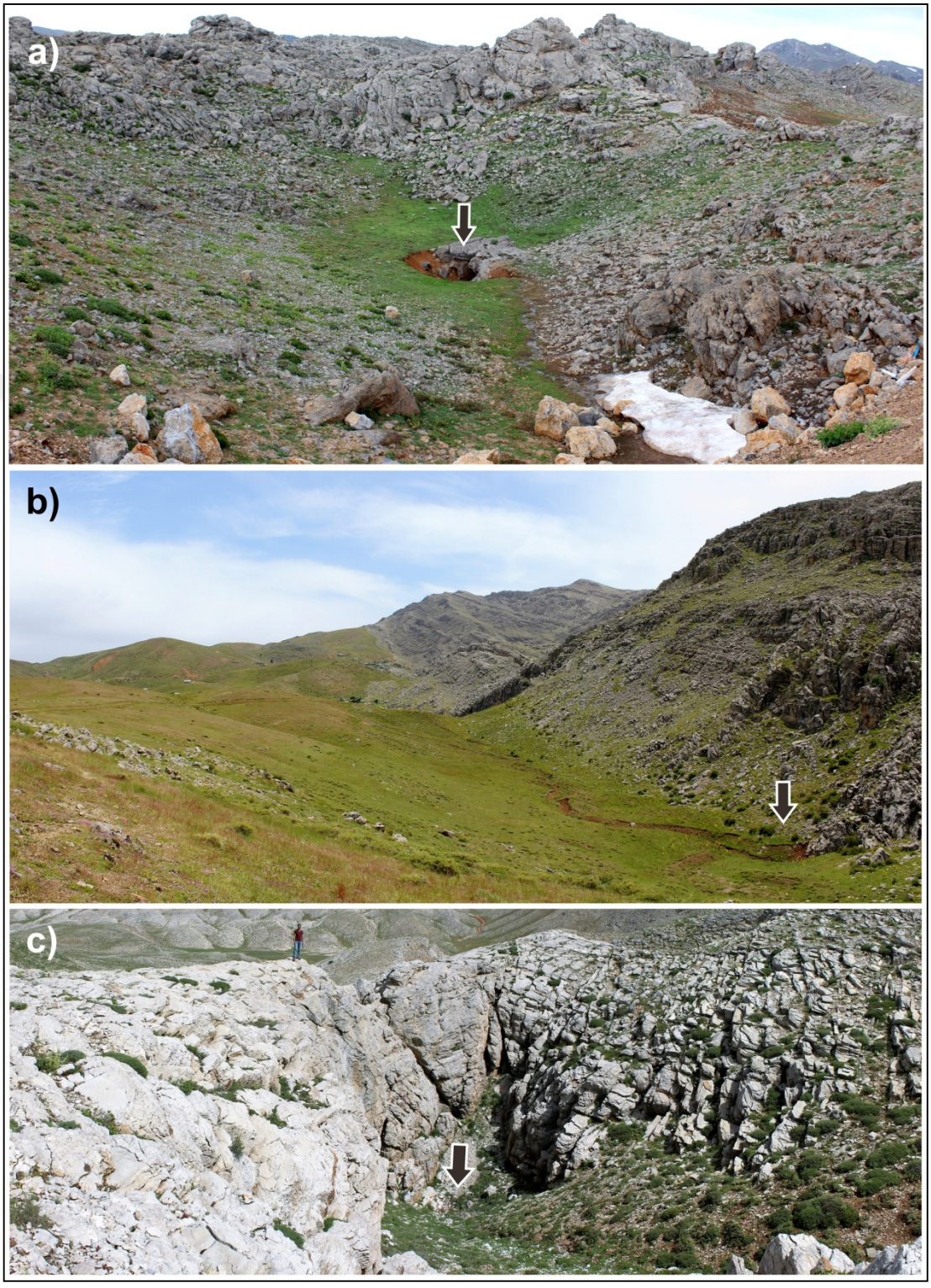
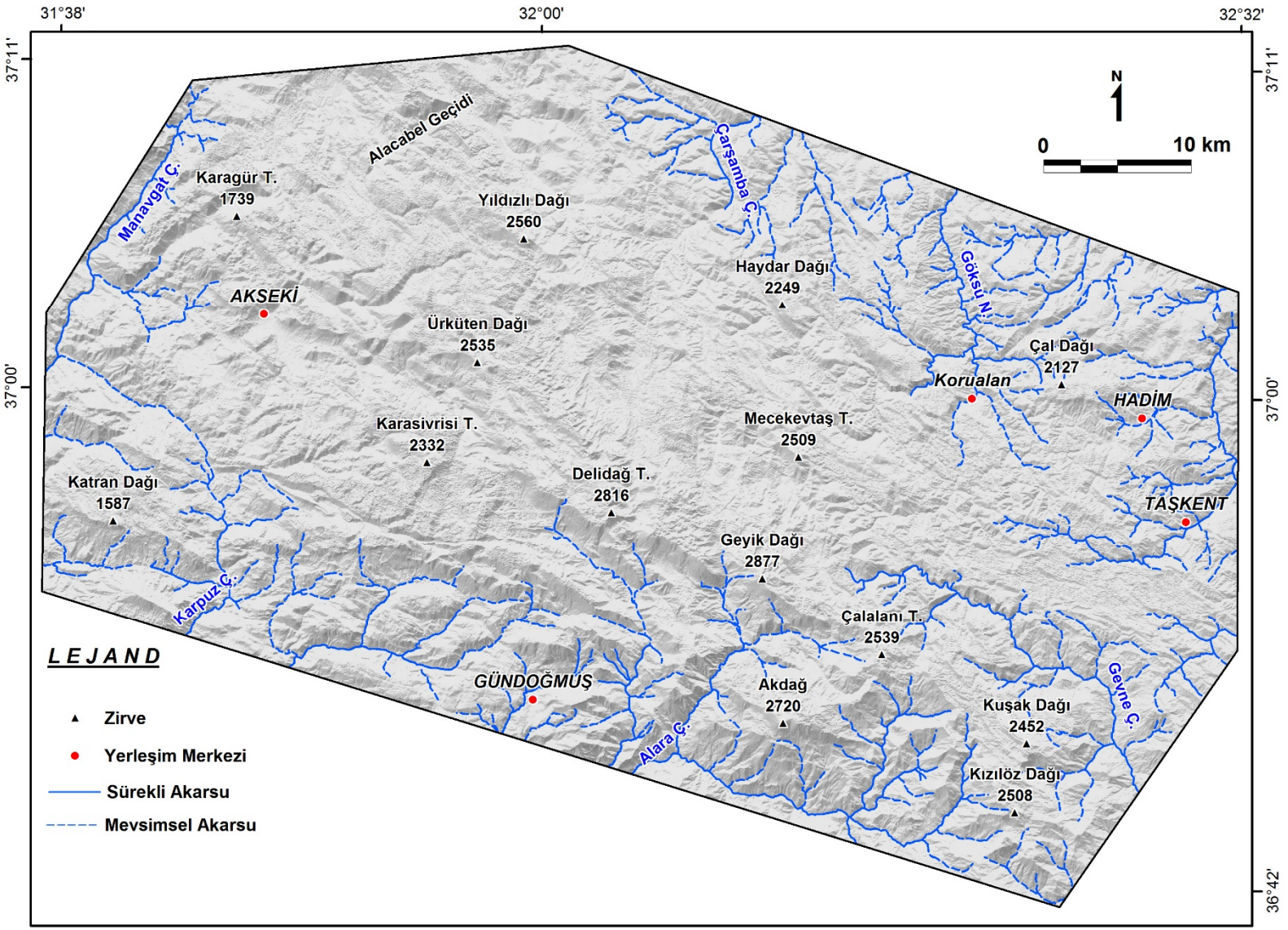


Foto 20: Çalışma alanı içerisinde farklı lokasyon ve karakterdeki düdenler a) Korualan'ın güneyi, b) Dipsiz Göl'ün batısı, c) Namaras Yaylası.

2.1.2. Alanın Drenaj Özellikleri

Genel olarak karstik alanların en temel özelliklerinden bir tanesi yüzeysel akarsu ağının zayıf olmasıdır (Erinç, 1971). Bu bölgelerde mevcut drenaj, karstlaşmanın derecesine bağlı olarak yeraltına intikal etmiş ve yer altı karstik suyunu oluşturmuştur. Karstik bölgelerde yüzey drenajına ait bilgiler, akarsu yoğunluğu-akarsu dokusu araştırmaları ile ortaya konmaktadır. Bu tip çalışmalarda genellikle karstik saha akarsu yoğunluğu ve dokusu düşük değerler göstermektedir (Güneysu, 1989: 139). Çalışma alanının yakın çevresinde oldukça yoğun olan yüzeysel drenaj ağı, çalışma alanı içerisinde yoğunluğunu kaybetmektedir. Geyik Dağları hem Konya Kapalı Havzası'nı hem de Akdeniz'e (Orta ve Doğu Akdeniz Havzası) boşalan nehirleri yaz aylarında dahi besleyen bir kütledir (Törk vd., 2011; DSİ, 2013). Çalışma alanın yakın çevresindeki başlıca akarsular; Manavgat Çayı, Karpuz Çayı, Alara Çayı, Göksu Nehri, Gevne Çayı, Çarşamba Çayı ve bunların yan kollarıdır (Şekil 38). Alanın yüksek oranda karstlaşabilir litolojiden meydana gelmesi ve tektonik olarak bir yükselim alanı olması özelliğinden dolayı yüzeysel drenaj ağının seyrekleşmesine hatta merkezi kısımlarında hiç gözlenmemesine neden olmaktadır.

Çalışma alanında yüzey ile yüzeyaltı arasındaki en önemli bağlantıyı düdenlerden sonra dolinler kurmaktadır. Bazı araştırmacılar dolinleri yeraltı drenaj ağının bir parçası olarak tanımlamaktadır (Tihansky, 1999: 129; Ford ve Williams, 2007). Bu bağlamda çalışma alanındaki dolinler yeraltı drenajı için başlangıç noktasını oluşturur ve suların alandan drene olmasında önemli bir rol oynar. Bu yeraltı drenaj ağının çıkış noktaları, çoğu yerde karstik ve nonkarstik formasyonların kontakt noktalarına denk düşmektedir.



Şekil 38: Çalışma alanının hidrografya haritası

2.1.3.Karst Sınıflaması

Klasik Dinar karstında başlayan karst sınıflamaları, farklı yapı ve iklim bölgelerine sahip sahalardaki karstik arazilerin sınıflamasına uygun düşmediği için yeni sınıflamaları da beraberinde getirmiştir. Bu durum karst sınıflamalarının giderek çeşitlenmesine ve daha karmaşık bir hal almasına neden olmuştur. Başlangıçta türlü jeolojik ve jeomorfolojik faktörlerin ele alınmasıyla yapılan bu sınıflandırmalar sonrasında mühendislik çalışmalarında da kullanılabilecek şekilde tasarlanmıştır (Öztaş, 1982).

19. yüzyıl sonlarında "Das Karstphanomen" isimli doktora tezi ile karst jeomorfolojisini dünyaya tanıtan J. Cvijic (1893) karstik arazileri *1-holokarst (tam karst), 2-merokarst (kısmi karst) ve 3-geçiş karstı* şeklinde, çağdaşı Sawicki (1909) *1-çıplak karst (Dinar'da görülen karst tipi) ve 2-toprak zeminle örtülü karst (Batı ve Orta Avrupa'da görülen karst tipi)* şeklinde, bu sınıflamaya daha sonra A. Penck (1924) *3-Yeraltı karstı'nı (diğer kayaçlar tarafından örtülerek gizlenmiş karstı tanımlar)* da eklemiş ve ilk karst sınıflamaları başlamıştır (Şahinci, 1991; Ford, 2007).

Özellikle İkinci Dünya Savaşı sonrasında yaygınlaşan ve gelişen "klimatik jeomorfoloji" ekolüne göre de karst arazileri sınıflandırılmıştır (Kurter, 1979). Lehman (1953) tarafından karst arazileri *1-periglasiyal ve kutup bölgeleri, 2-yüksek Alp bölgeleri, 3-Batı Avrupa soğuk okyanus bölgeleri, 4-Akdeniz bölgesi, 5-kuru çöl bölgesi ve 6-nemli tropikal bölgeler* şeklinde, Williams (2008) tarafından *1-Kurak, 2-Yarı kurak, 3-Glasiyal, 4-Periglasiyal, 5-Nemli sıcak, 6-Nemli tropikal* olarak sınıflandırılmıştır. Herak (1977) tarafından karst arazileri Tekto-jenetik olarak iki ana başlıkta; *1-Epi-orojenik karst, 2-Orojenik karst* şeklinde sınıflaması ile birlikte yeni bir döneme girilmiş ve son yıllarda tektonik etkenleri esas alınarak Türkiye'ye uygulanan araştırmalar da ön plana çıkmaya başlamıştır (Ekmekçi, 2003; Nazik ve Poyraz, 2015).

Karstik araziler köken ve gelişim dönemlerine göre de sınıflandırılmıştır. Nazik (2016) tarafından kurulan sınıflama modeline göre karstik araziler 4 ana başlıkta, *1-Karstlaşmanın kökenine göre, 2-Karstlaşmanın konumuna göre, 3-Karstlaşmanın şekil ve uzanımına göre, 4-Karstlaşmanın gelişim dönemine göre* sınıflandırmıştır. Bu tez çalışması kapsamında Geyik Dağı'nın çeşitli modellere göre karst sınıflaması yapılmıştır:

- Karstlaşmanın kökenine göre
  - Flüviyo-karst
  - Glasiyo-karst
  - Tektono-karst
  - Polijenik karst
- Karstlaşmanın konumuna göre
  - Derin karst
  - Çıplak karst
  - Örtülü karst
- Karstlaşmanın şekil ve uzanımına göre
  - Yönlü karst (Kuzeybatı-Güneydoğu)
  - Yoğun karst
  - İç içe karst
- Karstlaşmanın gelişim dönemine göre
  - Paleokarst (Miyosen-Pliyosen)
  - Neokarst (Kuvaterner)
- Karstlaşmanın gerçekleştiği stratigrafik duruma göre
  - Yüzey karstı
  - Tabaka arası/interstratal karst
- Karstik şekillerin dağılışına göre
  - Yoğun dolin ve uvala karstı
- İklime Göre
  - Akdeniz Tipi Karst
  - Periglasiyal Karst (2000 metre üstü)

2.2.Buzul Jeomorfolojisi

Türkiye'nin buzul alanları üç bölgede incelenebilir. Bunlar; 1) Toros Dağları, 2) Doğu Karadeniz Dağları, 3) Anadolu yarımadasındaki yüksek dağlar ve volkan konileridir (Kurter, 1991; Çiner, 2003), (Şekil 39). Toroslar barındırdığı güncel ve paleo buzul alanları bakımından son derece zengindir. Orta Toroslar'daki güncel daimî kar çizgisi 3200-3700 metre aralığında ve Son Buzul Çağı Maksimumunda ise daimi kar çizgisi 2200 metre civarındadır (Messerli, 1967: 164). Orta Toroslar'da yer alan 2877 metre zirve yüksekliğine sahip Geyik Dağı kütlesinde güncel daimî kar çizgisi 3400 metre ve Son Buzul Çağı Maksimumunda ise daimi kar çizgisi 2500 metre olarak hesaplanmıştır (Sarıkaya ve Çiner, 2015: 116). Çalışma alanı Anadolu'nun birçok yüksek yerinde olduğu gibi Pleyistosen buzullaşmalarına maruz kalmış, sonucunda da yaklaşık 40 km^2'lik (Çiner vd., 2016) bir buz takkesine sahip olmuştur. Aktüel glasiyasyonun görülmediği alanda, rastlanılan buzul jeomorfolojisine ait birimler ise *Alp tipi* buzullaşma sonucu oluşmuşlardır.



Şekil 39: Anadolu'da güncel buzulların ve buzul jeomorfolojisine ait ünitelerin görüldüğü alanlar (Messerli, 1967; Erinç, 1971; Kurter, 1991; Doğu vd., 1993; Çiner, 2003; Turoğlu, 2011; Bayrakdar, 2012; Çılğın, 2012; Sarıkaya ve Çiner, 2015; Dede, 2016).

2.2.1.Buzul Aşınım Şekilleri

Buzullar; çizme, oyma, sökme, sürükleme ve biriktirme faaliyetleri ile bulundukları bölgenin jeomorfolojisini şekillendiren çok güçlü bir etkendir (Turoğlu, 2011; 2013). Kendi ağırlıkları ve içerisindeki taşıdıkları sedimanların anakayayı aşındırması sonucu çeşitli şekiller oluştururlar. Buzulların oluşturduğu bu aşınım şekilleri; *küçük aşınım şekilleri ve büyük aşınım şekilleri* olarak ikiye ayrılır. 1 metreden daha küçük boyuttaki aşınım şekilleri; buzul çizikleri, buzul cilaları, çentikler, oluklar ve çukurlardır. Boyutları birkaç metreden kilometrelerce büyüklüğe ulaşabilen büyük aşınım şekillerinin başında ise sirkler, aretler, piramidal zirveler, eşik ve sürgüler, "U" profilli vadiler, asılı vadiler, üçgen yüzeyler, basamaklar, fiyortlar, balina sırtları ve hörgüç kayalar gelmektedir.

2.2.1.1. Buzul Çizikleri ve Cilaları

Çalışma alanında buzul çiziklerine ve cilalarına buzul vadilerinin genelinde rastlanılmasına rağmen, özellikle sirklerin önünde yoğunluk kazanmaktadır. Geyik Dağı kütlesinin önemli bir bölümünün kireçtaşı olması nedeniyle anakaya üzerindeki buzul çizikleri, sonrasında suyun çözücü etkisiyle genişleyerek, eğimin elverdiği ölçüde birbirine paralel uzanan lapyaların gelişimi için uygun ortamı oluşturmuştur. Genellikle 1-2 cm genişliğe, 1 cm derinliğe ve birkaç 10 cm uzunluğa sahiptirler (Foto 21).

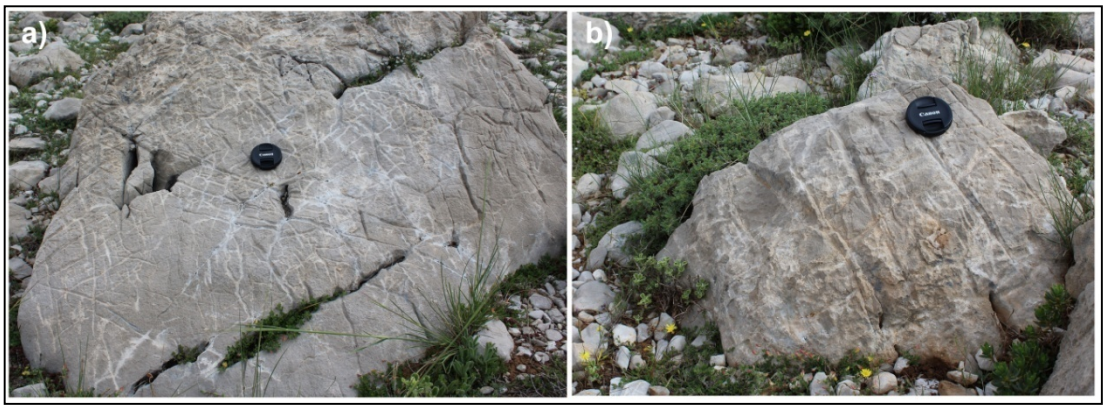


Foto 21: Sirklerin önünde yer alan kireçtaşı anakayası üzerindeki buzul çizikleri a)Namaras Vadisi, b) Susam Vadisi

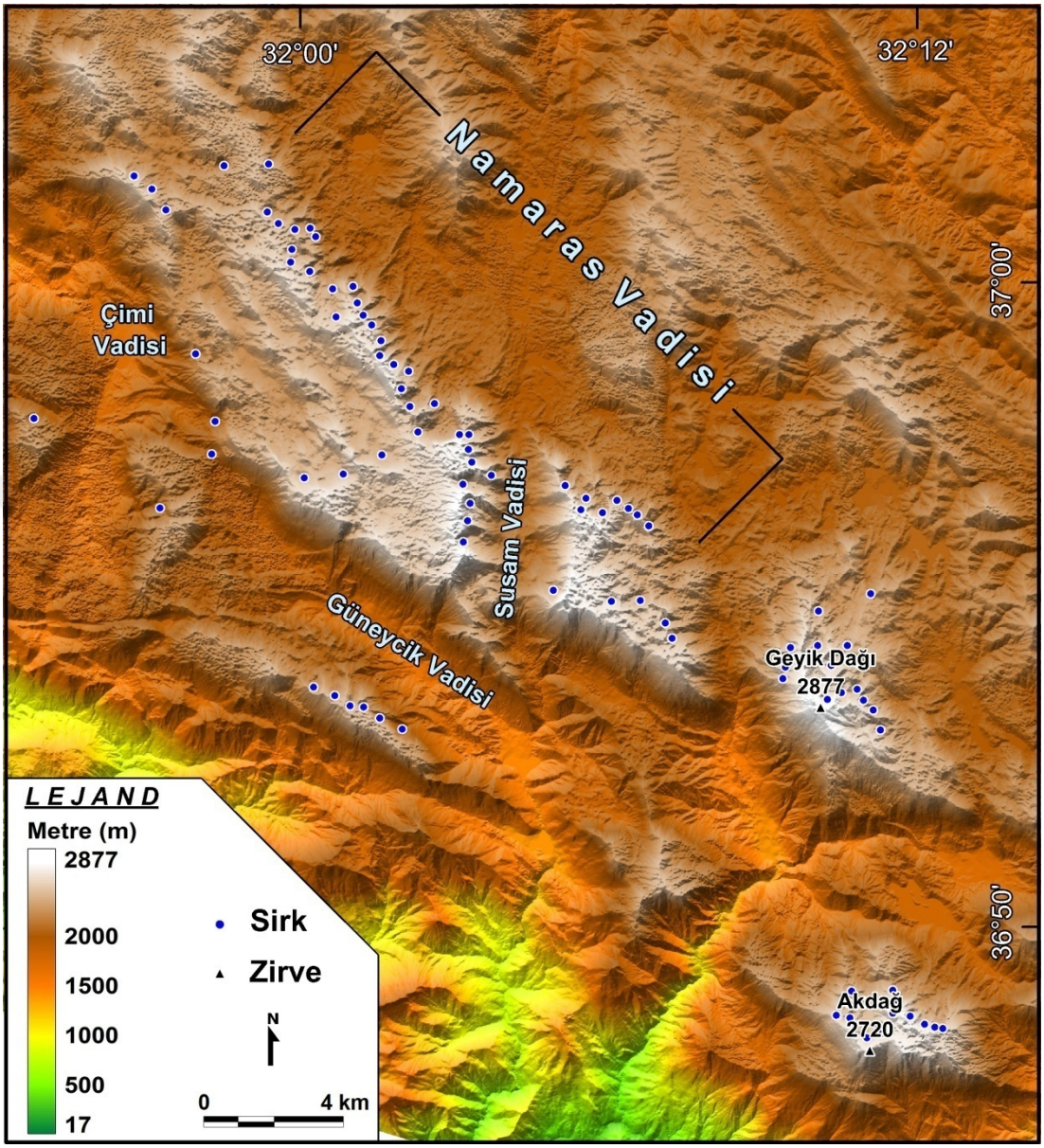
2.2.1.2.Sirkler ve Aretler

Sirkler, *Alp/Vadi tipi* buzullaşma alanlarında en sık rastlanılan, karakteristik aşınım şekillerinden biridir. Genellikle üç tarafından dik yüksek yamaçlarla çevrili anfiteatr veya yarım daire formundaki çanaklardır. Sirkler buzulun büyüme odak noktası olup, kar birikmesi ve buz oluşumu orada gerçekleşir (Turoğlu, 2013).

Çalışma alanı içerisinde 98 adet sirk tespit edilmiştir (Şekil 40). Geyik Dağı kütlesi üzerindeki sirklerin tamamına yakını Jura-Kretase neritik kireçtaşları içerisinde, yükseltinin 2000 metre ve üzerinde olduğu kuzey, kuzeydoğu ve kuzeybatı yamaçlarında gelişmiştir. Güneye bakan yamaçlarda ise buzul aşındırma izleri neredeyse yok gibidir. Namaras Vadisi'nde maksimum yoğunluğa ulaşan sirkler, konjelifraksiyon olayı ile gerilemiş dik ve derin (ortama 250-300 metre arasında değişen) duvarlara sahip olup içlerinde bol miktarda döküntü örtüsü barındırmaktadırlar (Foto 22). Belirli yön ve açılarda sıralanan sirklerin derinlik ve çapları Geyik Dağları'ndaki buzullaşmanın şiddetini göstermesi bakımından son derece önemlidir (Şekil 40).



Foto 22: Kuzeye bakan yamaçlarda gelişen sirkler ve onları ayıran keskin kenarlı aretler (Namaras Vadisi).



Şekil 40: Geyik Dağı kütlesi üzerinde Pleyistosen'e ait sirkler

2.2.1.3.Buzul Vadileri

Geyik Dağı kütlesinde çeşitli yükselti ve uzunluklarda biri diğerlerinden belirgin ölçüde büyük, dört buzul vadisi tespit edilmiştir (Şekil 38). Bunlardan Namaras Vadisi kuzeybatı-güneydoğu yönünde çalışma sahasında en büyük alanı işgal etmektedir. Namaras Vadisi ile bağlantılı kuzey-güney yönde dik olarak gelen Susam Vadisi, ikinci büyük buzul vadisidir. Namaras Vadisi'ne paralel bir şekilde

güneyinde yer alan Güneycik Vadisi ve en batıda yer alan Çimi Vadisi diğer buzul vadileridir (Çiner vd., 2015; 2016).

Geyik Dağı kütlesi, Toros Dağları'ndaki diğer buzullaşma alanlarında olduğu gibi (Bayrakdar, 2012; Çılğın, 2012) dağ buzullaşmasının bir örneği olmasına rağmen kütle üzerindeki buzul vadileri, dağ buzullarının karakteristik "U" profilli tekne yapısını göstermez. Bu durumun oluşmasında çalışma alanının karstlaşmaya uygun litolojik birimlerden oluşması ve tektonizmanın rolü oldukça fazladır. Pleyistosen buzullaşmaları öncesinde sahada devam eden karstlaşma ve sonrasında sahada meydana gelen buzullaşma Geyik Dağı'nın zirve kesimlerine çok kökenli (polijenik) bir topografya özelliği kazandırmıştır. Buzullar, bazı kesimlerde (Güneycik Vadisi) yüzey karstına ait şekilleri deforme ederken, bazı kesimlerde de (Çimi Vadisi) bu şekiller morenler tarafından doldurulmuştur.

2.2.2.Buzul Birikim Şekilleri

Buzullar aşındırdıkları ve söktükleri malzemeleri taşıyarak zaman içinde iklimdeki değişimler ve topografik nedenlerden dolayı depolayarak yeni jeomorfolojik üniteleri oluştururlar (Turoğlu, 2011).

2.2.2.1. Moren Depoları

Buzulun anakayadan koparıp içinde veya önünde taşıdığı, sonrasında erimesi ile oluşturduğu morfolojik üniteye Fransızcada *moren* dilimizde ise *buzultaş* adı verilir (Flint, 1947: 126; İzbırak, 1986). Çeşitli tane boyundaki malzemenin (kil boyutundan blok boyutuna kadar) tabakasız ve kaotik bir şekilde bir araya gelmesi ile oluşan til (till) ise moren morfolojisini oluşturan sedimanlara verilen isimdir (Çiner, 2012: 269). Çalışma alanı içerisinde yan, cephe ve ablasyon (tümseksi) moren depolarını sirklerin hemen önünden başlayarak, buzul etkinliğinin sona erdiği alanlara kadar gözlemlemek mümkündür. Genel olarak farklı moren tipleri birlikte, iç içe bulunmasına rağmen bazı alanlarda tek bir moren tipi (özellikle tümseksi morenler) baskın morfolojik üniteyi oluşturmaktadır (Foto 23-24). Namaras ve

Susam Vadisi, çalışma alanındaki morenlerin en fazla yayılışa sahip olduğu ve kütleye karakterini veren alanlardır. Vadinin tabanında ölü buzullardan arta kalan düzensiz, küçük tepecikler ve çukurluklar şeklinde tümseksi morenler yer almaktadır (Çiner vd., 1999).



Foto 23: Tabakalanma özelliği göstermeyen, kötü boylanmış ve kaotik yapıdaki moren kesiti (Susam Vadisi).

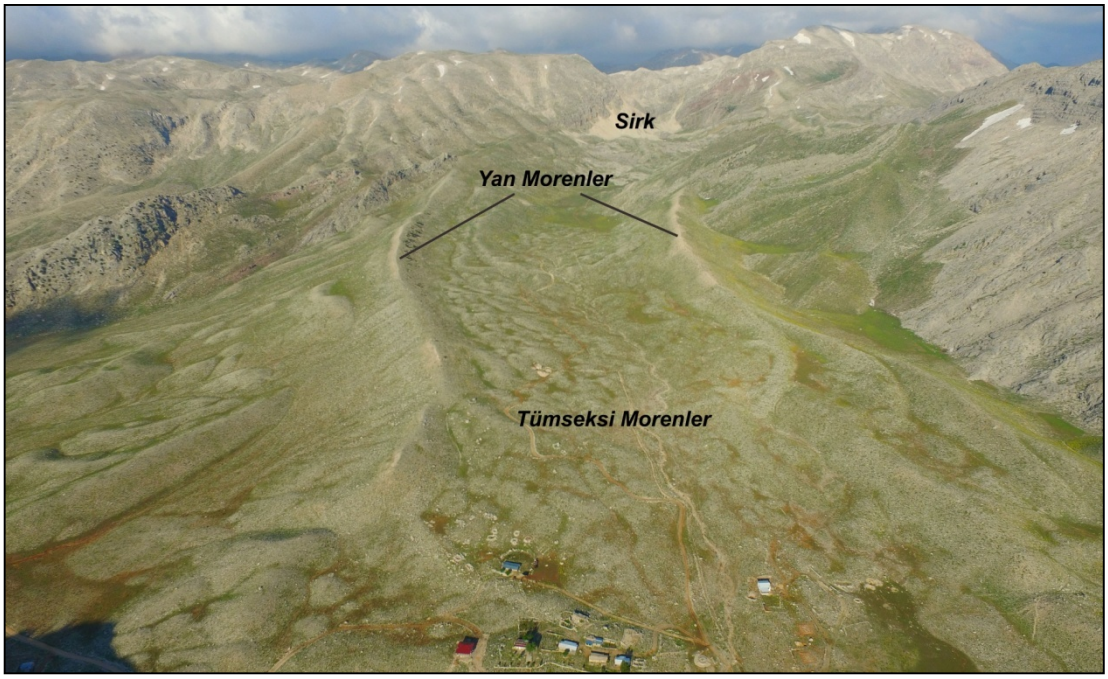
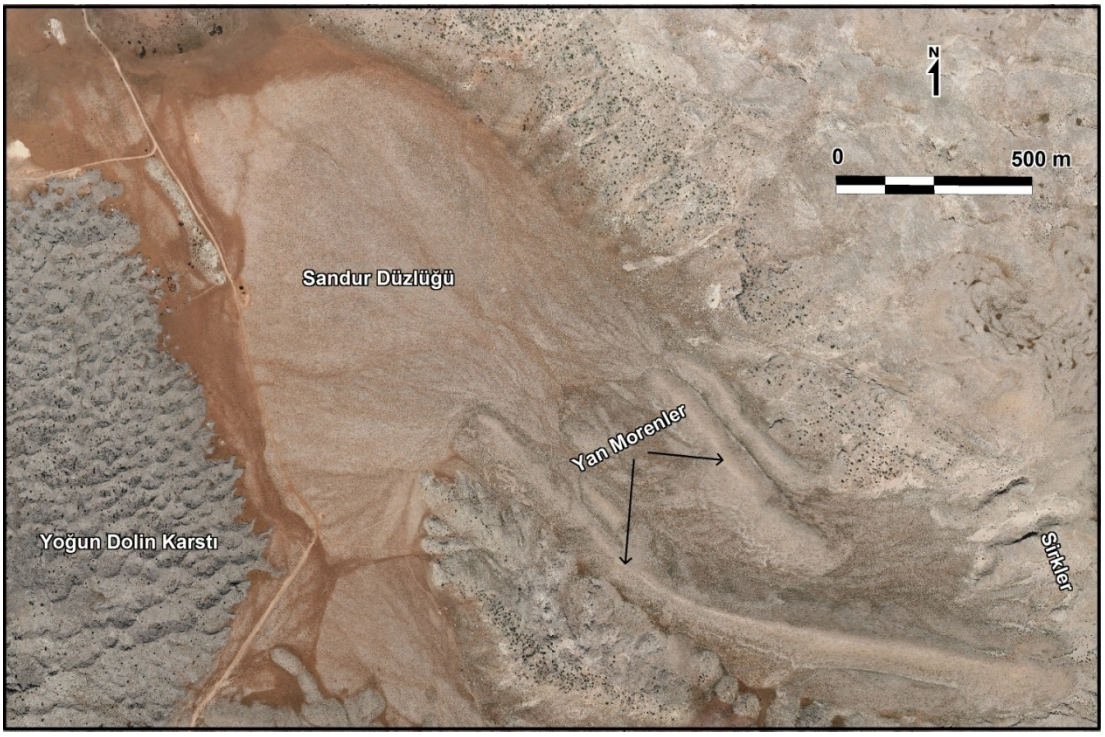


Foto 24: Buzul vadisinin her iki yamacı boyunca, çizgisel sırtlar şeklindeki uzanan yan morenler ve buzulun erimesi ile arda kalan malzemelerin belirli bir düzene sahip olmayan şekilde çökelmiş tümseksi morenler (Çimi Vadisi).

2.2.2.2. Sandur

Sandurlar buzuldan eriyen suların drenajı ile taşınan blok, çakıl, kum, silt ve kil gibi malzemelerden oluşmuş, az eğimli buzul önü birikim düzlüğüdür. Flüvyo-glasiyal kökenli bu depolar morfolojik olarak alüvyal yelpaze niteliğindedirler. Buzulun altından ve önünden eriyen su ile taşınan malzemeler iyi bir elenme ve derecelenme gösterirler (Turoğlu, 2011).

Çalışma alanındaki tip karakterdeki sandur düzlüğü Çimi (Vadisi) Yaylası mevkiinde yer almaktadır. Yamaç vd. (1980) tarafından *Çimiyayla Araştırma Raporu*'nda ilk kez haritalanan sandur, kaya çığları şeklinde yanlış yorumlanmıştır. Sandura ait çökellerin tane boyları iyi bir derecelenme göstererek kaynaktan etek kısımlarına doğru küçülür. Sandur düzlüğünün toplam alanı 1,098 km^2 olup eğim değerleri 8^o'yi geçmemektedir. Sandurun üzerinde örgülü drenajın izleri halen gözlemlenebilmektedir. Sandurun bir diğer önemli özelliği ise çalışma alanına, dolin karstı ile birlikte polijenik bir karakter kazandırmasıdır (Şekil 41).



Şekil 41: Sandur düzlüğü (HGK Ortofoto-2012).

ÜÇÜNCÜ BÖLÜM

BULGULAR

3.1.Morfometrik Özellikler

Arazi yüzeyinin kantitatif analizi ile uğraşan morfometri (jeomorfometri), hem teorik hem de uygulamalı jeomorfolojinin temel taşlarından bir tanesidir (Evans, 2006). Karst jeomorfolojisinde kullanılan morfometrik indisler, karstlaşma süreçlerinin analizinde kullanılan önemli birer araçtır (Bondesan vd., 1992). Bu indisler karstlaşma ile şekillenen sahalarda hızlı ve doğru bilgi edinmeyi sağlarlar. Morfometrik indisler, dünyanın farklı bölgelerinde karst jeomorfolojisine ait depresyonların sayısal olarak tanımlanmasında etkin bir şekilde kullanılmıştır (Jennings, 1975, 1983, 1985; Day, 1983; Denizman, 2003; Ford ve Williams, 2007; Keskin, 2011; Öztürk vd., 2015b).

Çalışama alanındaki karstik depresyonların morfometrik özelliklerinin belirlenmesinde temeli 1/25000 ölçekli topografya haritaları ve arazi çalışmaları oluştururken, Google Earth görüntüleri ve çeşitli ölçekte hava fotoğraflarından da faydalanılmıştır. Eldeki haritalar CBS programında koordinatlandırıldıktan sonra tüm dolin ve uvala alanları sayısallaştırılmıştır. Elde edilen sayısal veriler aracılığıyla her şekle ait merkez X ve Y koordinat değerleri, yükseklik (m), alan (m^2), toplam çevre uzunluğu (m), uzun ve kısa eksen uzunluğu (m) ve uzun eksenin kuzey ile açısını (º) içeren veri seti oluşturulmuştur. Oluşturulan bu veri seti aracılığıyla istatistiksel hesaplamalar ve istatistiksel haritalar oluşturulmuştur.

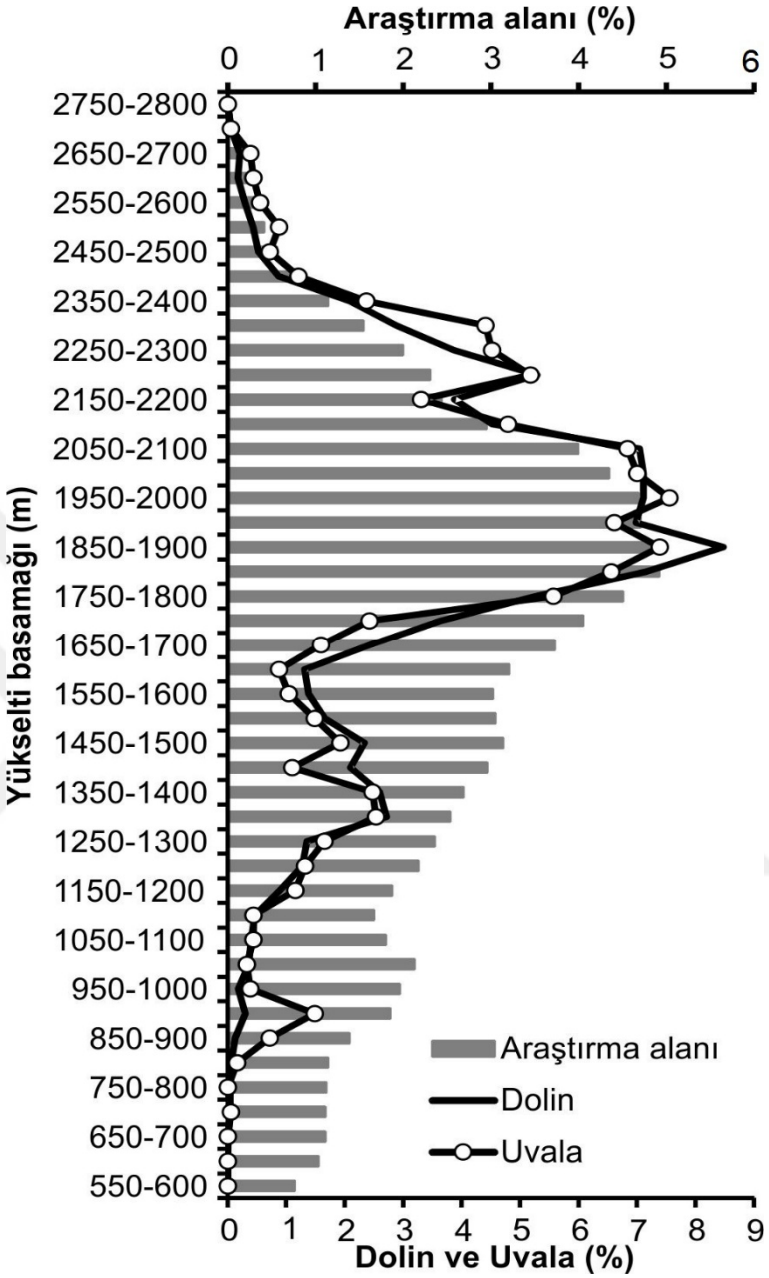
3.2.Yoğunluk Analizleri

Geyik Dağı kütlesi üzerinde *23.785* adet dolin, *1.814* adet uvala olmak üzere toplam *25.599* karstik depresyon tespit edilmiştir. Buna göre alandaki depresyonların %93'ünü dolinler %7'sini ise uvalalar oluşturmaktadır. 550-2800 metreleri arasında görülen şekiller 2250 metrelik bir yükselti aralığı içerisinde dağılış gösterir. Tüm çalışma alanının ~99'u da bu yükselti aralığı içerisinde yer alır (Şekil 42).

Rathjens (1954) Alpler'de yapmış olduğu çalışmalar sonucunda, karstlaşmanın yükselti basamaklarına göre değişimini üç zona ayırmıştır: (1) 1700 metreye kadar yükselen permafrostsuz, karlı iklimin etkili olduğu bu kuşağı *dolinler zonu* olarak tanımlar. (2) 1700-2300 metre arasında kalan bölgede günümüzde perglasiyal şartlar hüküm sürmekte olup, dolinler gibi büyük karstik şekillerin gelişimine izin vermemektedir. Bu yüzden bu kuşak *lapya (karren) zonu* olarak tanımlanır. (3) 2300 metreden sonra ise; şiddetli konjelifraksiyon bu sahada görülen karstik şekilleri deformasyona uğratmaktadır. Bu sebepten dolayı da bu kuşağı *aşınma zonu (Frostschuttzone)* olarak tanımlar. Alplere göre daha güney enlemlerde yer alan Toros Dağları üzerinde de benzer kuşaklar yer almaktadır. Toros Dağları için genel olarak 1000 metreye kadar lapyalar, 1500-1800 metre arasında dolin, uvala ve polyeler bulunmakta, özellikle 2000 metreden sonra ise karstik şekillerin özellikle lapyaların tahrip edildiği kuşaklar yer almakladır (Atalay, 1987: 65).

Şekillerin yükselti basamakları içerisindeki dağılışları homojen bir dağılım göstermemektedir. Araştırma alanının en alçak ve en yüksek noktaları depresyon yoğunluğunun en az olduğu alanlara denk gelmektedir. Depresyonların toplam sayıları 1850-1900 metre aralığına kadar düzenli olarak arttıktan sonra, yukarıya doğru düzenli olarak azalmaktadır. Benzer bir durum araştırma alanına ait histogramda da görülmektedir ve depresyon yükselti basmağına göre dağılışları ile alanın yükselti basamaklarının alansal dağılışı arasında kuvvetli pozitif korelasyon bulunur ($r = 0.8$).

Depresyonların en fazla bulunduğu yükselti basamağı aralığı % 8.4 ile 1850-1900 metreleri arasıdır. Bu araştırma alanında da en fazla yer alan yükselti basamağına karşılık gelir. Bununla birlikte şekillerin %44'ü 1800-2100 metreleri arasında % 80'i 1600-2400 metreleri arasında dağılış gösterir. Dolin ve uvalaların dağılışları birbirlerine paralellik gösterir ve aralarında kuvvetli pozitif korelasyon bulunur ($r = 1$).



Şekil 42: Dolin ve uvala yükseltilerinin frekans dağılımları.

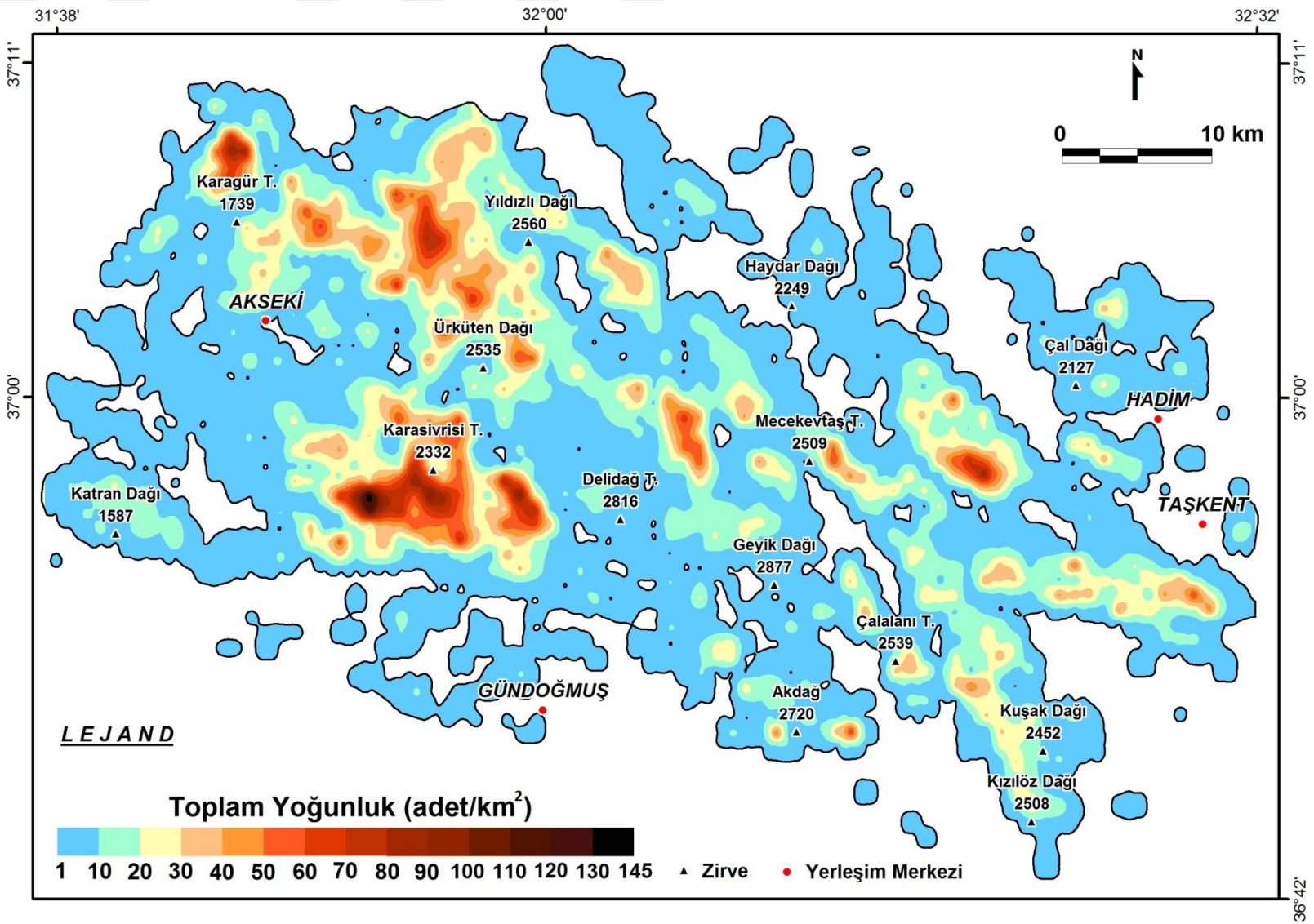
Komşuluk analizine (*NNI*) göre kütle üzerinde depresyonlar düzenli bir dağılış göstermeyip rastgele ya da kümeli bir dağılım göstermektedir. Bu durum depresyon oluşumunu denetleyen etken sayısının fazla olması ve bu etkenlerin alansal dağılışlarının farklılık göstermesi ile ilgilidir.

Çalışma sahasında toplam 25.599 adet makro karstik şekil tespit edilmiş olmakla birlikte, bunların alansal dağılışı homojen bir yapı göstermemektedir. 1 km^2'lik (1x1km) gridler aracılığıyla yoğunluk haritası oluşturulmuştur. Oluşturulan bu haritaya göre çalışma alanı içerisindeki karstik şekillerin yoğunluğu maksimum 145 adet/km^2'ye kadar ulaşmaktadır. Özellikle kuzeybatı (Karagür Tepe 1739) ve güney (Karasivrisi Tepe 2332) kesimlerinde yoğunluk artmaktadır (Şekil 43; Foto 25). Yoğunluk üzerinde etkili olan temel faktör saflık ve kalınlık oranı fazla olan neritik kireçtaşlarının (Jura-Kretase, Permiyen) varlığıdır.



Foto 25: a) Araştırma sahasında, birim alanda sayısı çok fazla olan dolinlerin oluşturmuş olduğu *poligonal karst* alanı (Çimi Yaylası mevki) b) Akseki'nin kuzeydoğusunda, dolin yoğunluğunun orta derecede olduğu bir alan[6].

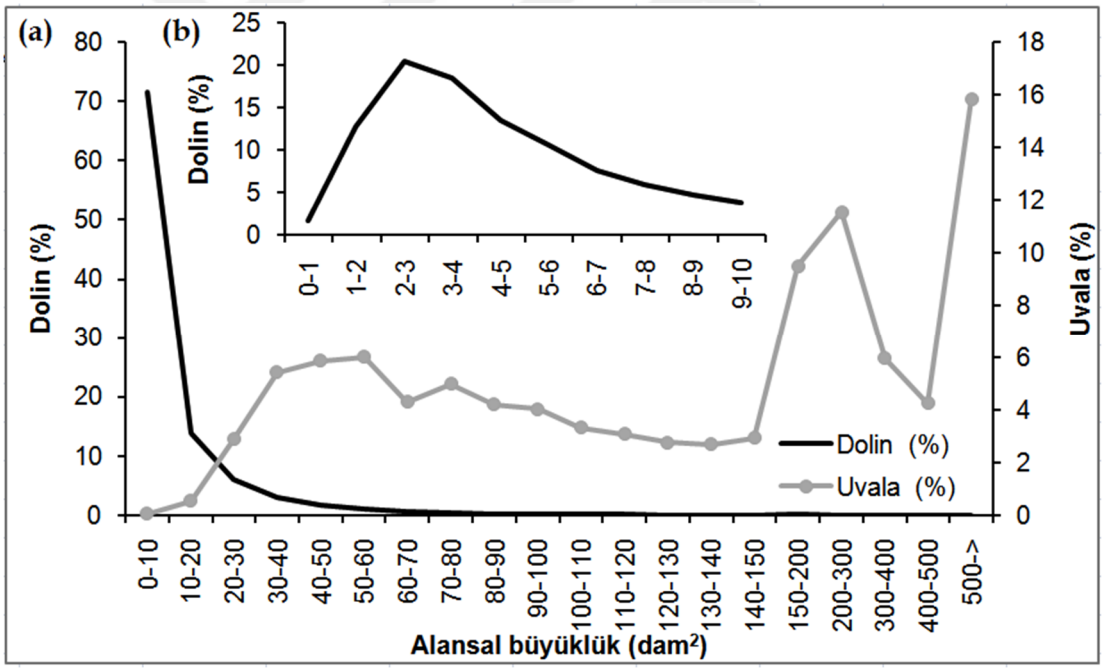
[6] Pahernik (2012: 12)'e göre dolin yoğunluğu (dolin/km^2): *"1 ile 10 arası Çok düşük yoğunluk, 10 ile 30 arası Düşük yoğunluk, 30 ile 60 arası Orta yoğunluk, 60 ile 100 arası Yüksek yoğunluk, 100 ile 200 arası Çok yüksek yoğunluk, 200'den büyük Aşırı yüksek yoğunluk"* şeklinde 6 kategoride sınıflandırmıştır.



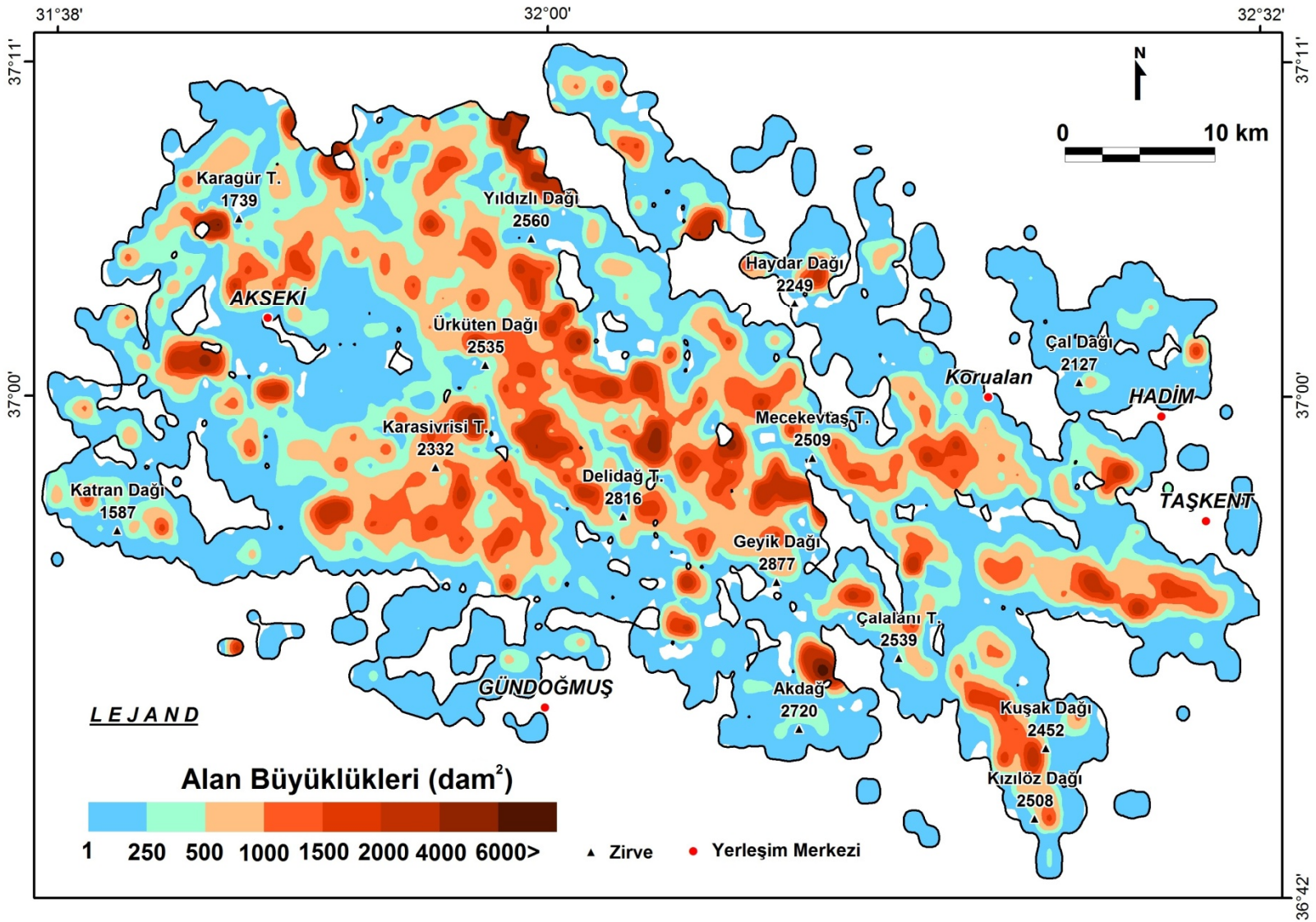
Şekil 43: Çalışma alanındaki toplam karstik depresyon yoğunluğu.

3.3.Alansal Değerler

Çalışma alanındaki dolinlerin alansal olarak küçük aralık içerisinde yer aldığı yani dolin alanlarının genel olarak birbirine yakın olduğu görülür. Ancak uvalalarda boyutlar çok değişken olduğundan dolayı alansal değerleri değişkenlik gösterir. Dolinlerin %71'i uvalaların ise sadece %0,1'i 0-10 dam^2 arasında alana sahiptir. Dolinler tüm depresyonların %93'ünü oluşturduğundan dolayı, tüm depresyonların alansal dağılış özellikleri dolinlere paralellik gösterir ve tüm depresyonların %90'ı 0-50 dam^2 arasında yer alır. Dolinlerin 0-10 dam^2 arasındaki dağılışı daha ayrıntılı yani daha düşük alansal aralıklar ile incelendiğinde; 0-10 dam^2 arasındaki şekillerin % 20'sinin 200-300 m^2 (2-3 dam^2), %76'sının ise 100-600 m^2 (1-6 dam^2) alana sahip oldukları görülür (Şekil 44-45).



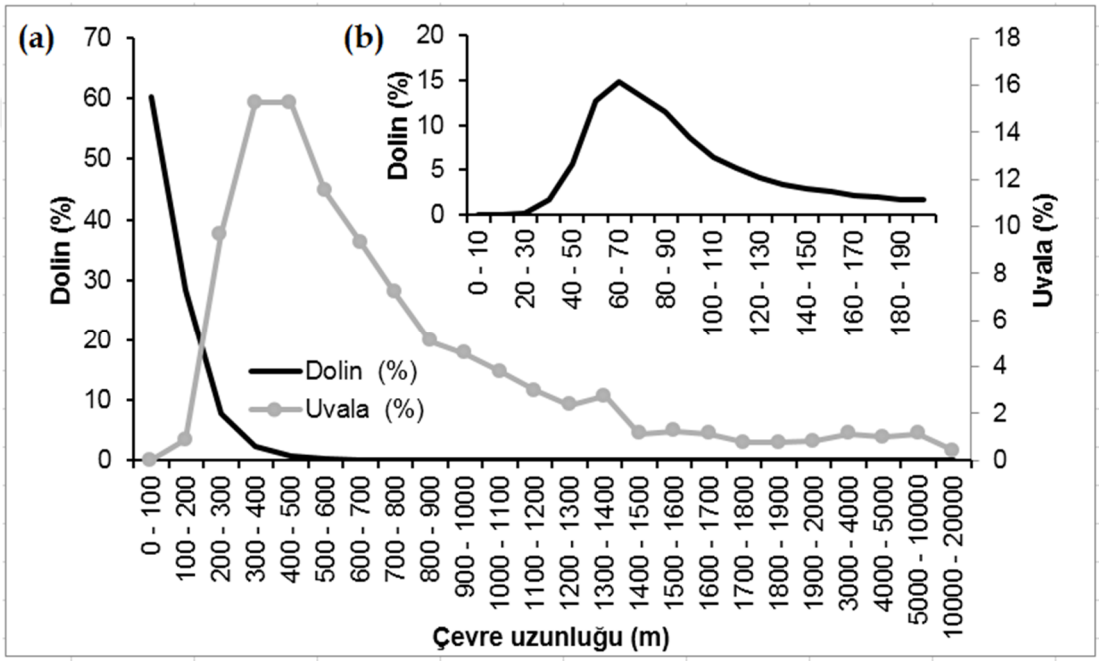
Şekil 44: (a) Dolin ve uvalalara, (b) alanı 10 dam^2'dan küçük dolinlere ait alansal değerlerin frekans dağılımları.



Şekil 45: Çalışma alanındaki karstik depresyonların alansal büyüklükleri.

3.4.Çevre Uzunlukları

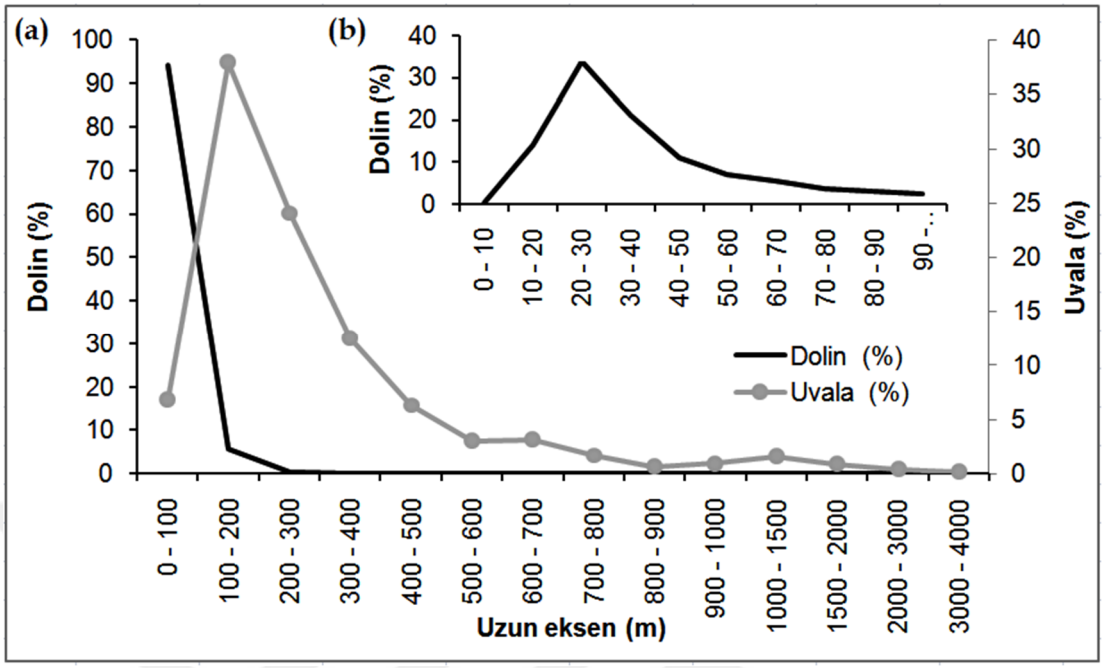
Alansal değerlerde olduğu gibi daha küçük boyutlara sahip dolinlerin %89'u 0-200 m aralığında çevre uzunluklarına sahiptir. Bu aralıkta yer alan dolinlerin % 78'i ise 40-120 m çevre uzunluğuna sahiptir. Buna göre çevre uzunluğunda en önemli aralık 40-120 m aralığı olarak karşımıza çıkar. Değişken alanlara sahip uvalaların çevre uzunlukları 18,4 km'ye kadar çıkmakla birlikle %42'si 300-600 metreleri arasında çevre uzunluklarına sahiptir (Şekil 46).



Şekil 46: (a)Dolin ve uvalalara, (b) çevre uzunluğu 200 m'den küçük olan dolinlere ait çevre uzunluklarının frekans dağılımları.

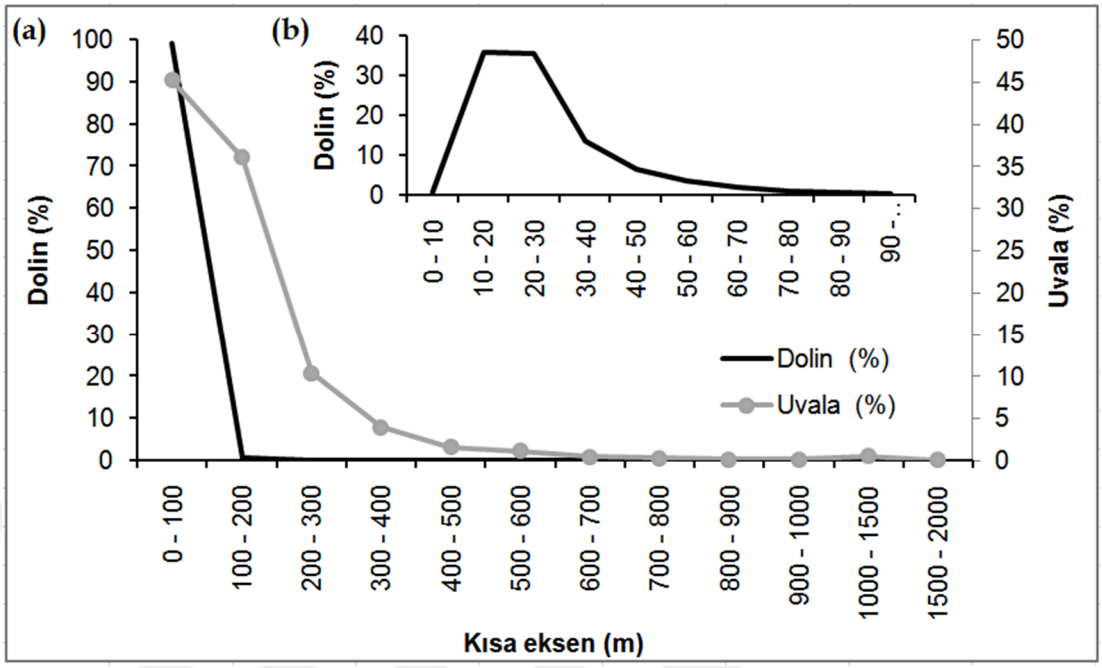
3.5.Uzama Oranı (Uzun Eksen/Kısa Eksen Oranı)

Uzun eksenleri 468 m'ye kadar ulaşan dolinlerin %94'ünün uzun eksen değeri 0-100 m arasında değişmektedir. 0-100 m arasındaki dolinlerin %79'unun uzun eksen uzunlukları 20-50 metreleri arasında değişmektedir. Uvalaların alan ve çevre uzunluklarında olduğu gibi uzun eksen değerlerinde de değişkenlik fazladır ve maksimum uzun eksen değeri 3931 metreye ulaşır. Uvalaların %75'inin uzun eksen uzunlukları 100-400 metreleri arasında değişmektedir (Şekil 47).



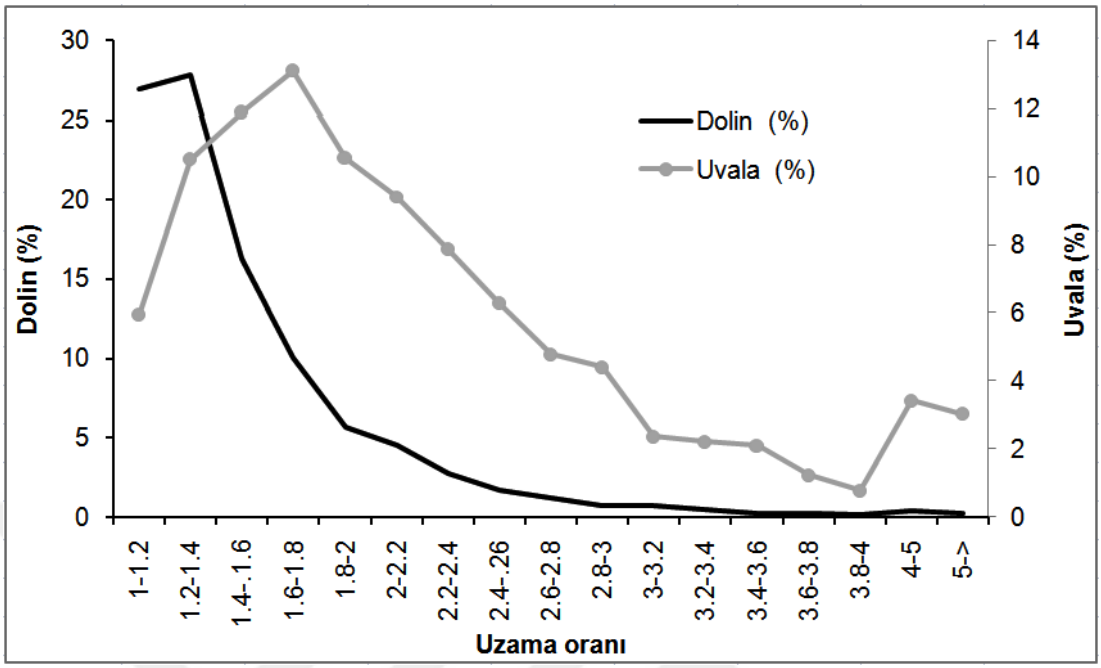
Şekil 47: (a)Dolin ve uvalalara, (b)uzun eksen değeri 100 m'den küçük olan dolinlere ait uzun eksen değerlerinin frekans dağılımları.

Maksimum 304 metre uzunluğa ulaşan kısa eksen değerleri dolinlerin neredeyse tamamına yakınının (%99'unun) 0-100 m arasında değişmektedir. 5-100 metreleri arasında ise şekillerin %85'inin kısa eksen değerleri 10-40 metreleri arasında değişmektedir. Uvalalarda maksimum değer 1996 metreye kadar ulaşmakla birlikte, şekillerin %92'sinin kısa eksen değerleri 5-300 metreleri arasında değişir (Şekil 48).



Şekil 48: (a)Dolin ve uvalalara, (b)kısa eksen değeri 100 m'den küçük olan dolinlere ait kısa eksen değerlerinin frekans dağılımları.

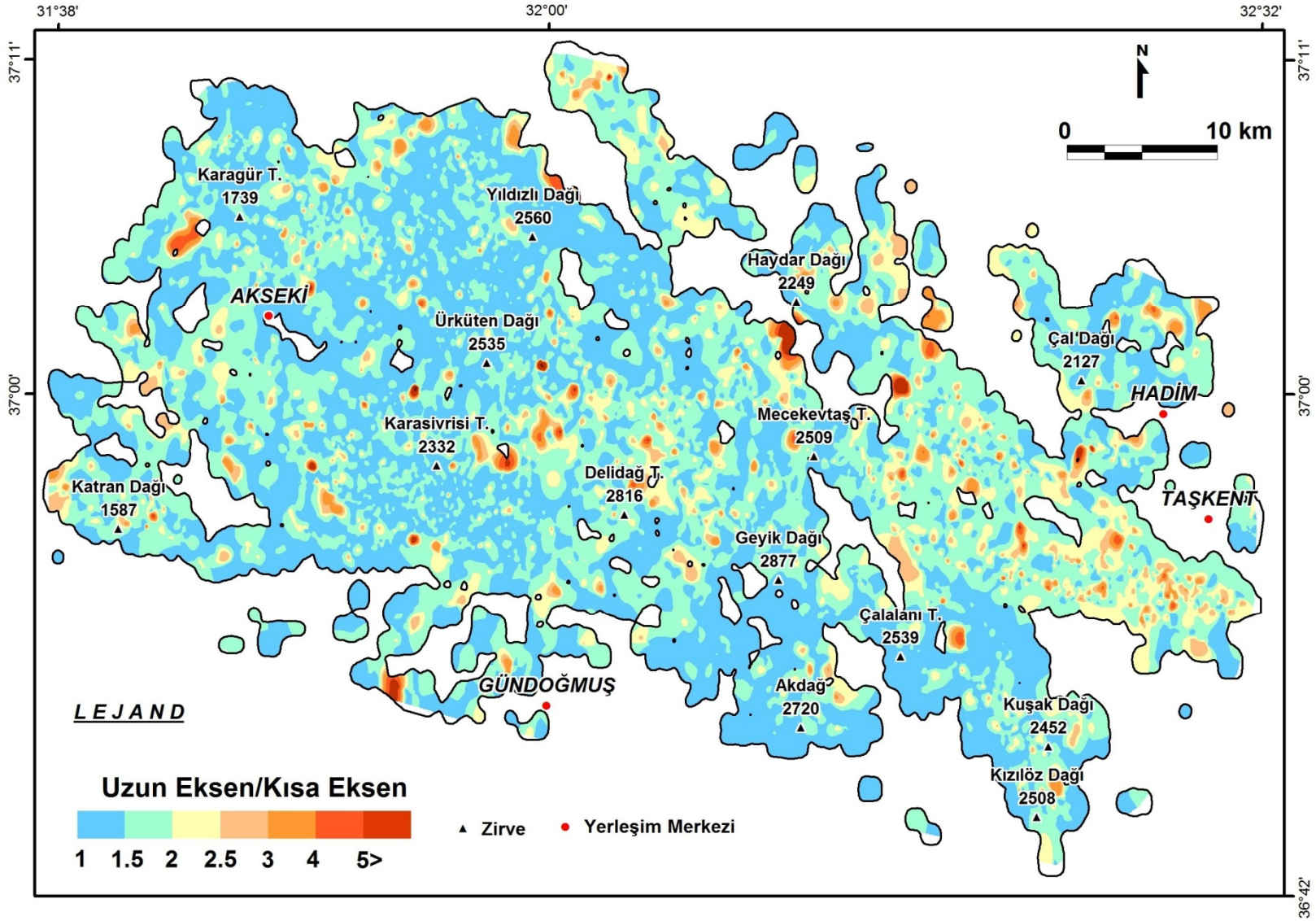
Bir karstik depresyonun uzun eksenin kısa eksenine bölünmesiyle elde edilen uzama oranının 1 olması tam bir dairesel formu, değerin pozitif yönde 1'den uzaklaşması ise ovalleşerek uzayan bir karstik yapıyı ifade eder. Dolinlerin %87'si, uvalaların ise %52'sinin uzun eksen/kısa eksen oranları 2 değerinin altındadır (Şekil 49). Bu değerler ışığında dolinlerin büyük bir oranın dairesel ya da yarı dairesel bir forma sahip oldukları söylenebilir. Şekillerin eliptik özellik kazanmalarında fay gibi yapısal unsurların ve paleovadiler gibi jeomorfolojik etkilerin olduğu göz önüne alındığında, inceleme alanında özellikle uvalalar üzerinde yapısal sistemlerin ve paleovadilerin oldukça etkili olduğunu kanıtlamaktadır (Foto 26). Uzama oranını daha ayrıntılı incelemek amacıyla tüm şekillere ait uzama oranlarından da enterpolasyon yöntemi ile bir harita oluşturulmuş ve değerlerin alansal dağılış özellikleri incelenmiştir (Şekil 50).



Şekil 49: Dolin ve uvalalara ait uzama (uzun eksen/kısa eksen) değerlerinin frekans dağılımları.



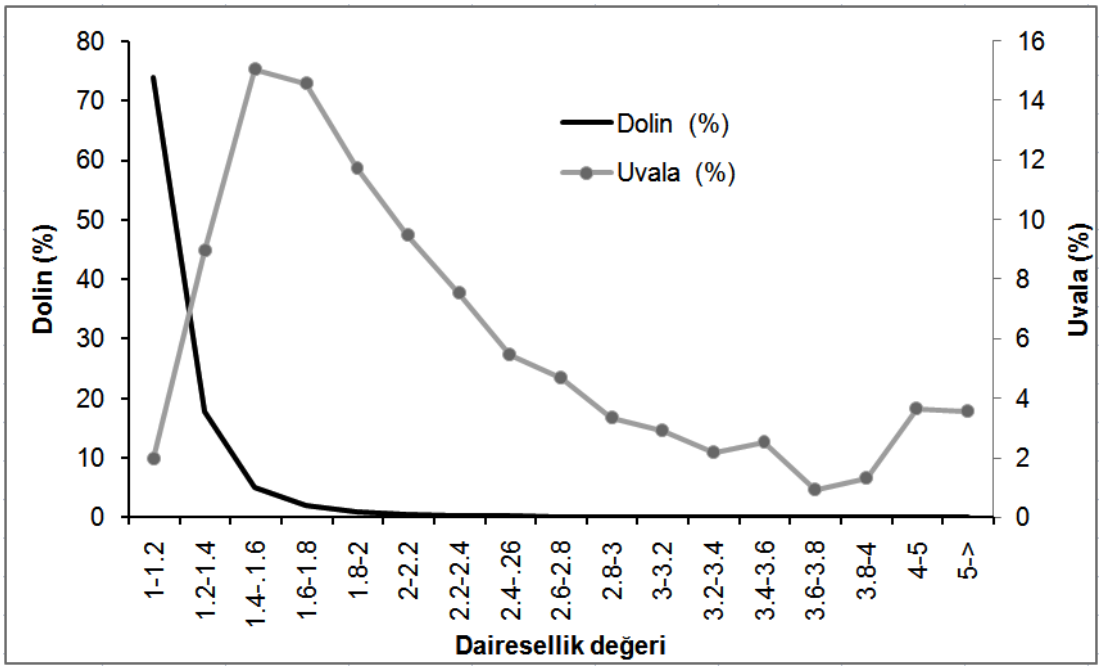
Foto 26: Ürküten Dağı'nın kuzeyinde yer alan, dolinlerin birleşmesi ile uzama oranı artan uvalalar.



Şekil 50: Çalışma alanının uzun eksen/kısa eksen indisi haritası.

3.6.Dairesellik Değerleri

Uzama oranı gibi dairesellik indisi de karst çalışmalarında kullanılan etkili parametrelerden bir tanesidir. Bu değer, alan ve çevre uzunluğu değerleri kullanılarak hesaplanmakta ve şekillerin düzgün dairesel yapılardan ne kadar uzaklaştığını göstermektedir. Değerin 1 olması dolinin daire şeklinde olduğunu, 1'den uzaklaşması ile birlikte depresyonun düzgün olmayan görünümler aldığını gösterir. Dairesellik indisi değerlerine göre dolinlerin %91'i 1-1,4 değerleri arasında yer alır (Şekil 51). Bu durum genel olarak dolinlerin dairesel ve yarı eliptik formlarını koruduklarını göstermektedir (Foto 27). Uvalaların %89'unun indis değerinin 1,4-2> aralığında olması dairesellik özelliklerini kaybettiklerini, daha çok eliptik şekillerde olduğunu göstermektedir. Uzama oranı bu sonucu desteklemektedir. Bununla birlikte uvalaların %11'inin dairesellik değerinin 2'den büyük olduğu yani bu şekillerin düzgün geometrik şekillere sahip oldukları görülür. Dairesellik indisi ile ilgili oluşturulan haritada bu değerlerin özellikle paleovadilerin birleştikleri noktalara denk geldiği görülmektedir (Şekil 52). Böylece uvala gelişiminde flüvyo-karstik süreçlerin de etkili olduğu ortaya çıkmaktadır.



Şekil 51: Dolin ve uvalalara ait dairesellik değerlerinin frekans dağılımları.

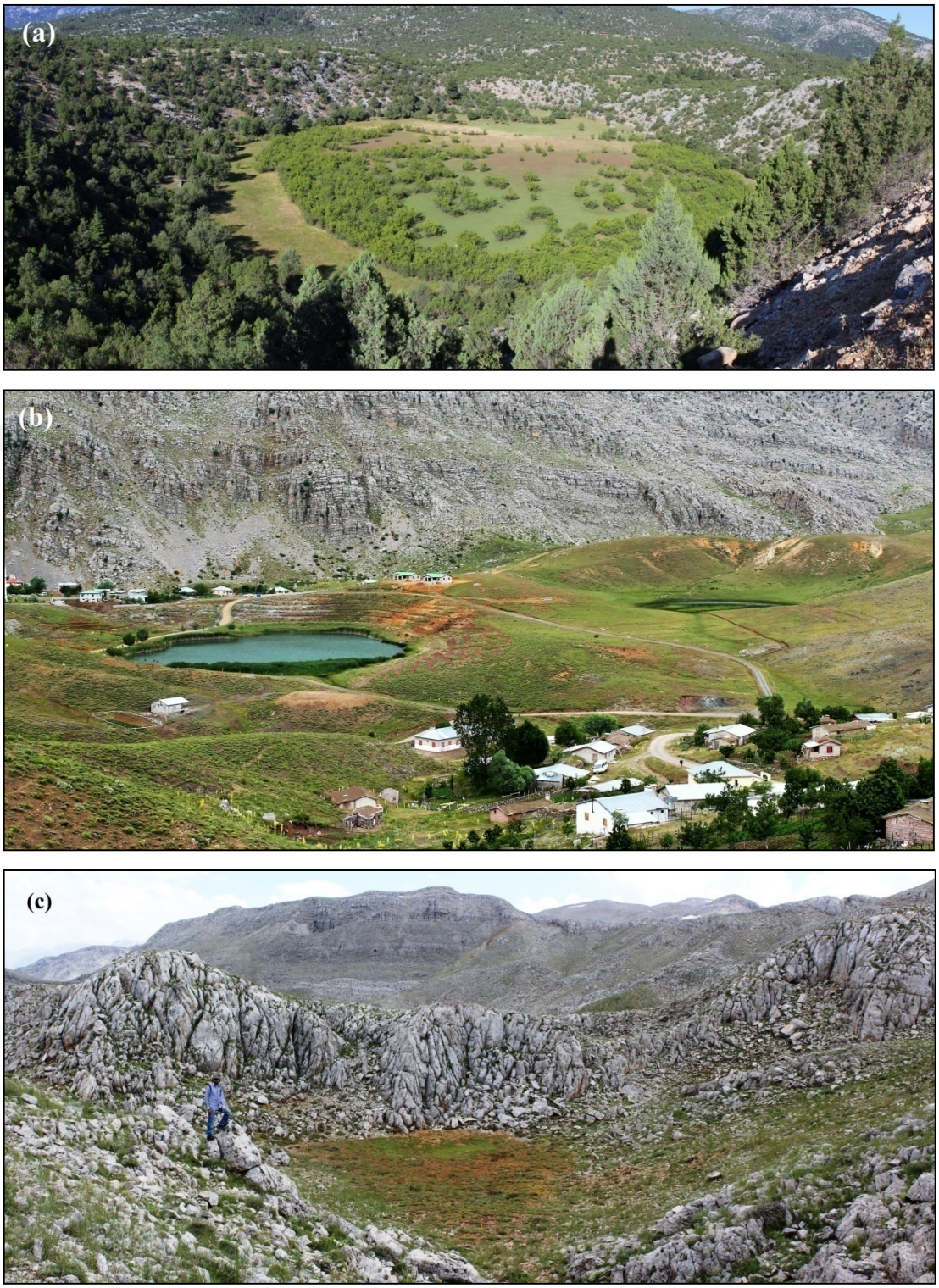
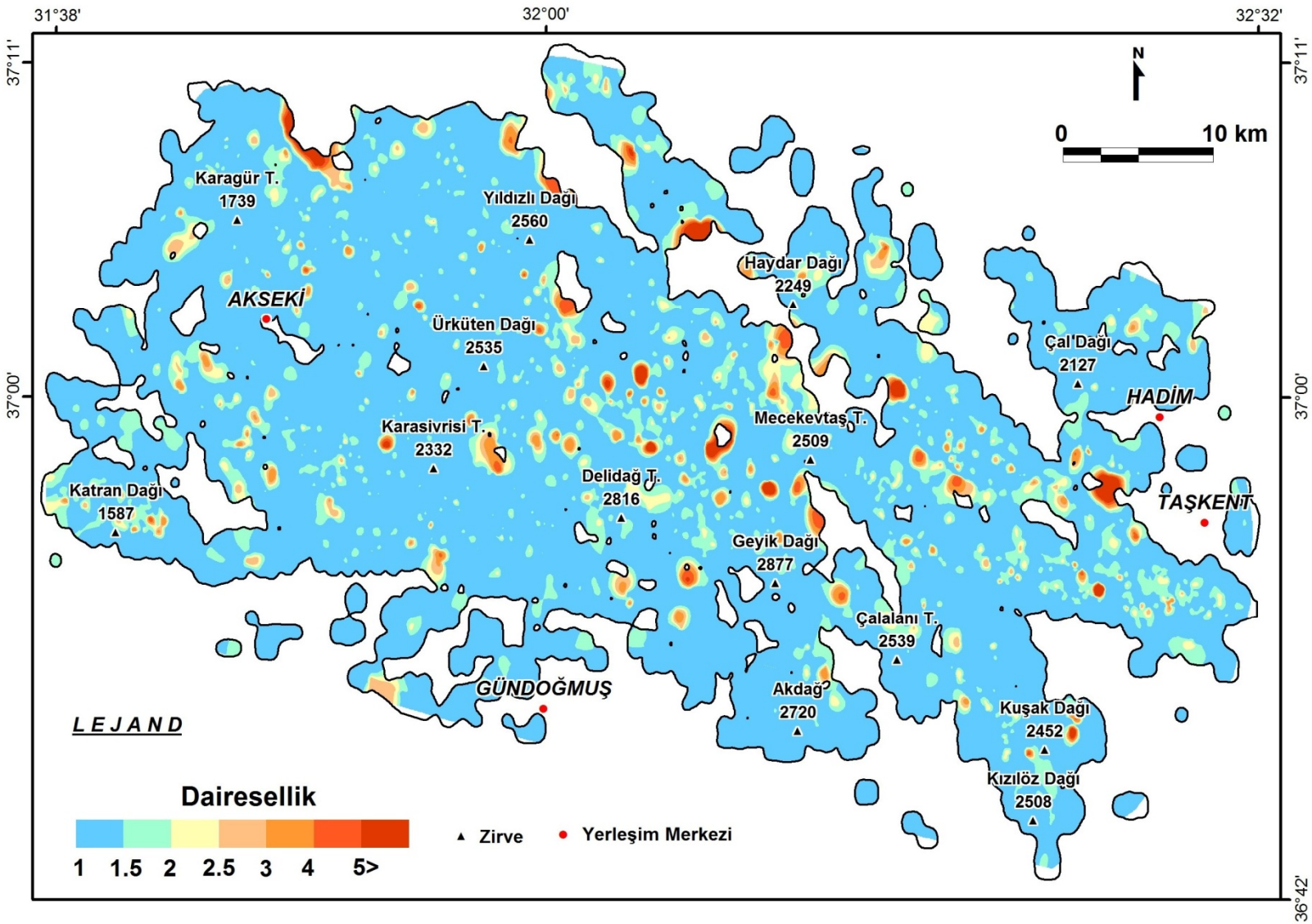


Foto 27: Çalışma alanındaki dairevi forma sahip dolinler: a) Sarıhaliller Köyü'nün batısı b) Hocaali Yaylası'nda yer alan Dipsiz Göl (solda) ve Sülüklü Göl (Sağda) c) Yıldızlı Dağı.

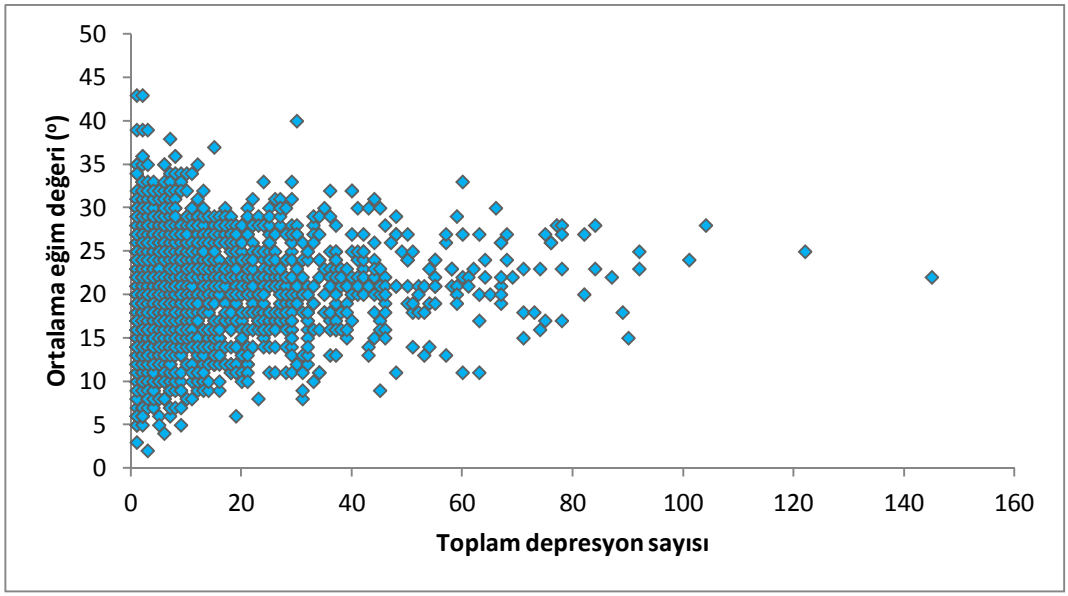


Şekil 52: Çalışma alanının dairesellik indisi haritası.

3.7.Depresyon Dağılışının Eğim Özellikleri İle İlişkisi

Topografik açıdan en önemli etkenlerden birisi eğim özellikleridir. Dolinler genellikle düşük eğim değerlerine sahip, yüksek alanlarda yani plato karakterindeki sahalar üzerinde maksimum yoğunluğa ulaşır (Palmquist, 1977; Öztürk vd., 2017). Karstik sahalarda tabaka veya yamaç eğiminin çok az olması durumunda, suyun hareketini ve sirkülâsyonunu engelleyerek karstlaşmayı olumsuz etkiler. Tam tersi durumda ise tabaka veya yamaç eğiminin çok dik olması durumunda su çok çabuk akıp gideceğinden kalkeri çözecek yeterli zamanı bulamaz. Bir başka ifade ile ileri derecede karstlaşmanın oluşabilmesi için su sirkülâsyonuna engel olmayacak ve suyun çözünme faaliyetini yapmasına izin verecek kadar eğimin olması gerekmektedir (Pekcan, 1999).

Şekil 53'deki verilere göre çalışma alanı içerisinde depresyon sayısı ve eğim değerleri arasında belirli bir açı (°) aralığından sonra, negatif bir korelasyon bulunmaktadır. Dolin ve uvalaların gelişim gösterdiği alan içerisinde, ortalama eğim değeri 43°'ye kadar çıkar. Başka bir deyişle, 43° depresyon dağılımının sınırını oluşturur. Depresyonların en yoğun dağılış gösterdiği değer aralığı ise 10-30° 'dir (Şekil 53).

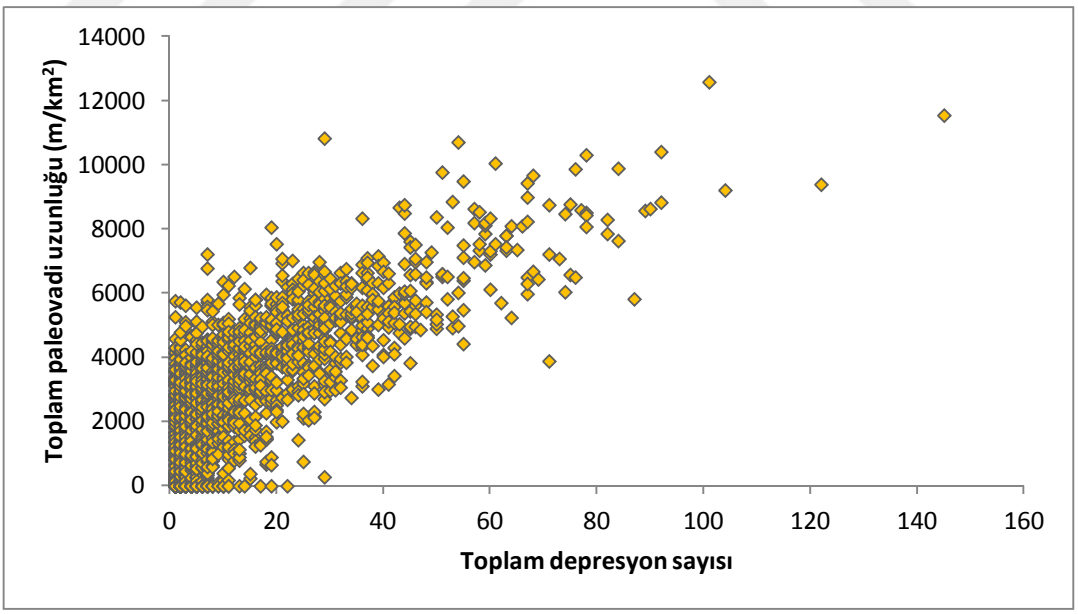


Şekil 53: Karstik depresyon sayısı ile eğim değerleri arasındaki ilişki.

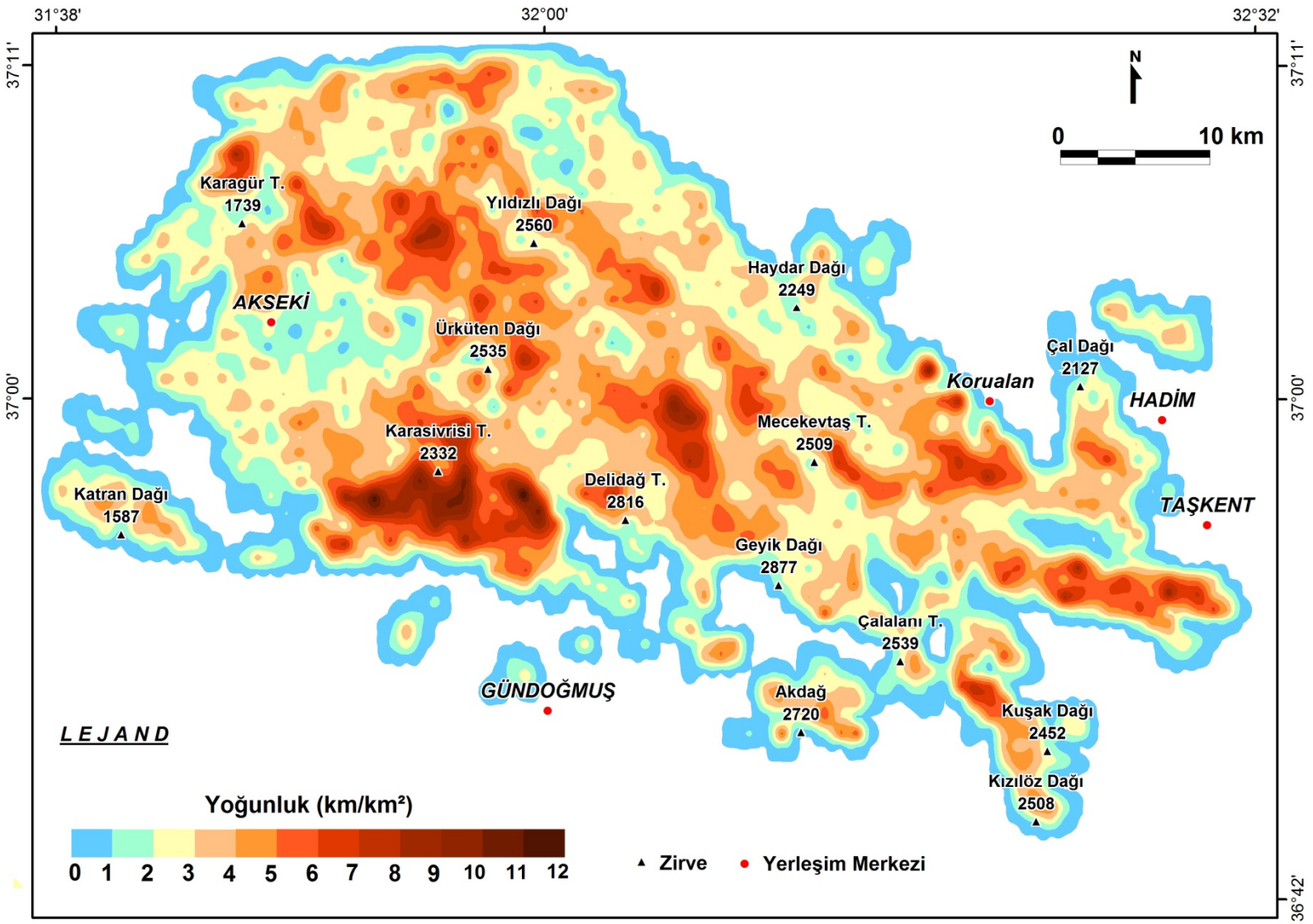
3.8.Karstik Depresyon Dağılışının Paleovadi Özellikleri İle İlişkisi

Çalışma alanın tektonik hareketlerle yükselmesi, kırılması ve çarpılması sonucunda; açılma çatlakları genişlemiş, aktif akarsu vadileri kuruyarak karstlaşmış ve talveg hatları boyunca dolin ve uvala gibi karstik şekillerin bulunduğu paleovadiler halini almışlardır (Doğan, 2002b; Monod vd., 2006; Schildgen vd., 2014). Bu sebepten dolayı paleovadiler ile içerisindeki depresyonlar, flüviyal ve karstlaşma prosesinin ortak kombinasyonu sonucu meydana gelmiştir.

Dolin ve uvalalar ile paleovadiler arasında sıkı bir ilişki vardır. Eğim değerlerinin aksine, karstik depresyon sayısı ve paleovadi yoğunluğu arasında pozitif bir korelasyon bulunmaktadır (r= 0.74). Başka bir ifade ile paleovadi yoğunluğu (m/km^2) arttıkça depresyon sayısı da artmaktadır (Şekil 54). Karstik depresyon yoğunluğu haritası (Şekil 43) ile paleovadi yoğunluğu haritası (Şekil 55) incelendiğinde büyük bir benzenzerlik olduğu da ortaya çıkmaktadır.



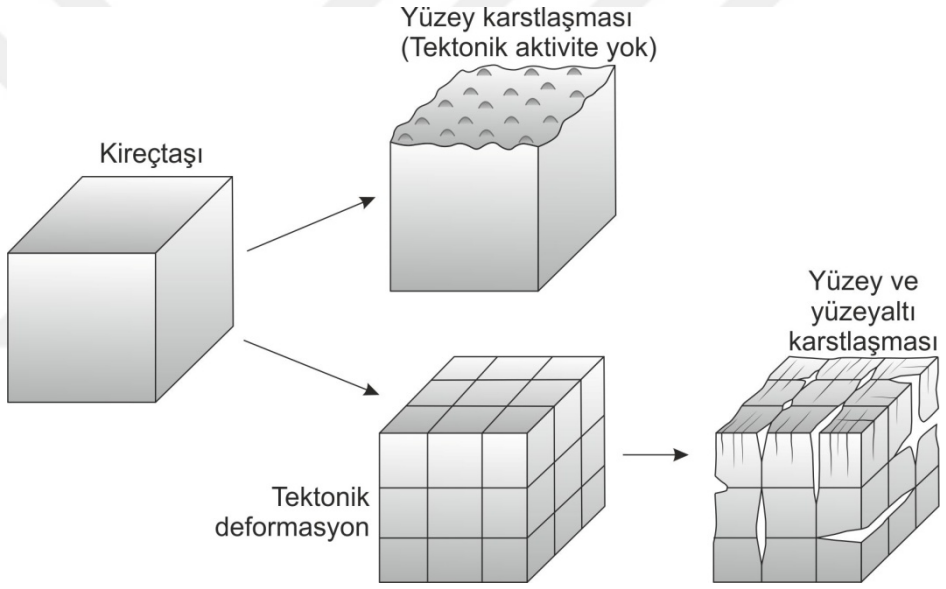
Şekil 54: Karstik depresyon sayı ile paleovadiler arasındaki ilişki.



Şekil 55: Çalışma alanının paleovadi yoğunluğu haritası.

3.9.Yönelimler ve Depresyonların Gelişimi

Türkiye'nin en önemli ve en geniş karstik alanını oluşturan Toros Dağları, ülkemizin güneyinde kesintisiz bir karst kuşağı oluşturur. Akdeniz Karst Kuşağı olarak da tanımlanan bu kuşak, özellikle neotektonik dönemle birlikte gelişen yatay ve dikey tektonik hareketler Toros Dağları'nda yoğun bir yüzey ve derin karstın gelişmesine önemli bir katkı sağlamıştır (Şekil 56). Bölgede mağara, polye, uvala, dolin, düden gibi çok fazla karstik şekil bulunur ve bu şekiller yapısal çizgisellikleri takip ederler (Güneysu, 1993; Nazik ve Tuncer, 2010).



Şekil 56: Tektonizma karstlaşma ilişkisi (Stevanovic, 2015'den yeniden düzenlenerek).

Dolin ve uvala uzun eksenlerinin kuzey ile yaptıkları açıları, alanda etkili olan çatlak ve fay sistemleri hakkında önemli ipuçları sağladığı için birçok araştırmacı incelenen alandaki tüm karstik depresyonların genel gül diyagramlarını vermektedir (Jennings, 1975; Nazik, 1986; Tuncer, 2004; Ateş, 2004; Keskin, 2011; Öztürk vd., 2015a). Tüm dolin ve uvala uzun eksenlerinin kuzey ile yaptıkları açılara göre depresyon yöneliminde kuzeybatı-güneydoğu doğrultusu egemendir (Şekil 57). Depresyonların uzun eksenlerinin bu yönelimi Orta Toroslar'ın orojenik uzantısına paraleldir (Nazik ve Poyraz, 2015). Arazi çalışmalarına göre bu yönelimin

oluşmasında KB-GD doğrultusunda gelişmiş tektonik hatların etkili olduğu görülmüştür (Foto 28).



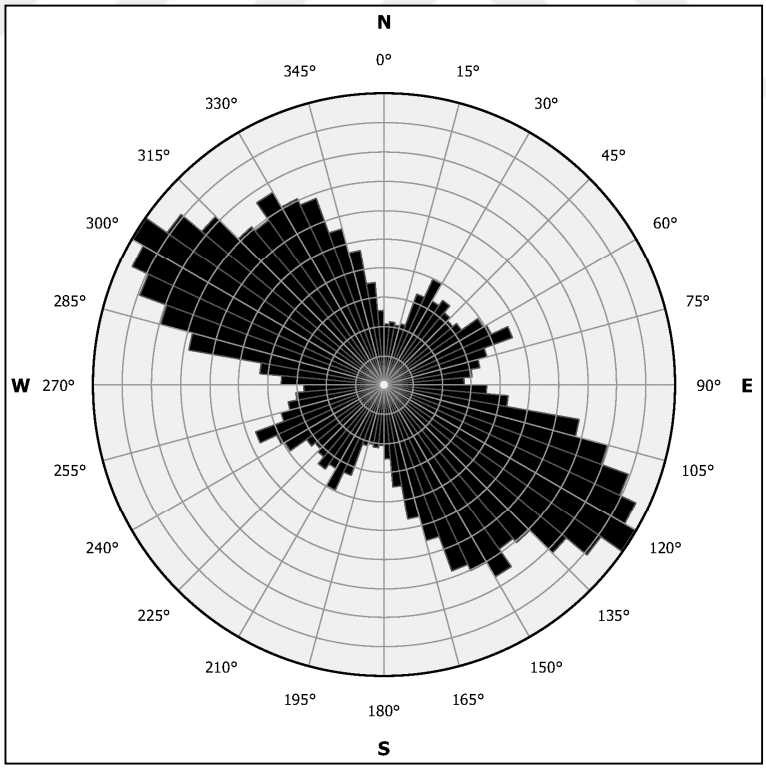
Foto 28: Tektonik hatlar boyunca KB-GD doğrultuda gelişen bir uvala (Güzelsu Bucağı'nın kuzeyi).

Çalışma alanında yer alan karstik depresyonların uzun eksen yönelimlerini gösteren gül diyagramı incelendiğinde hâkim doğrultunun (kuzeybatı-güneydoğu) aksine kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu ikinci bir baskın yönün olduğu görülür (Şekil 57). Bu yönelimin oluşmasında flüvyo-karstik süreçler etkili olmuştur. Kütle üzerindeki bazı dolin ve uvalaların Manavgat Nehri'ne ait paleovadilerin içerisinde, paleovadilerin uzanış doğrultusuna uygun olarak kuzeydoğu-güneybatı yönünde gelişmiştir (Doğan, 2002b; Monod vd., 2006).

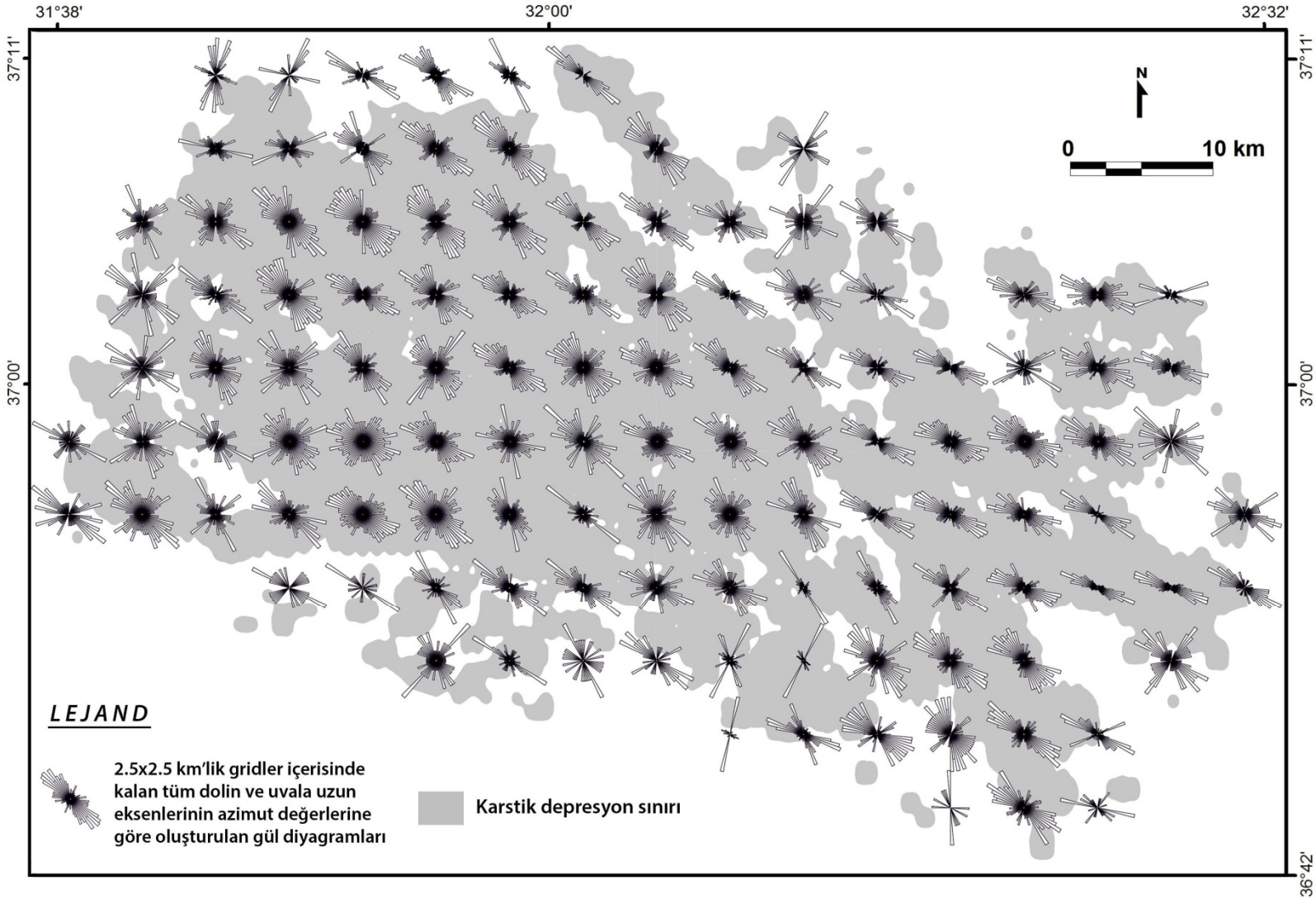
Depresyonların genel yönelimleri bilinmekle birlikte bu bilgi yönelimin inceleme alanı içerisinde nasıl bir alansal dağılış gösterdiğini göstermesi açısından yetersizdir (Öztürk vd., 2017a). Uzun eksen yöneliminin alansal dağılışında nasıl bir farklılık olduğunu ortaya koymak için 161 adet 2.5x2.5 km'lik gridlerin her biri için ayrı ayrı gül diyagramları hazırlanmıştır. Böylece inceleme alanı içerisinde uzun eksen yöneliminin nasıl farklılaştığı ortaya konulmaya çalışılmıştır (Şekil 58). Gül diyagramları incelendiğinde, çalışma alanı içerisinde KB-GD doğrultusunda

orografik hatta uygun olarak bir kavis çizer. Fakat her bir gül diyagramı içerisinde KD-GB yönünde aykırı ikinci bir yön ortaya çıkmaktadır. Bu durum paleovadilerin çalışma alanın her yerinde bulunması ile ilgilidir.

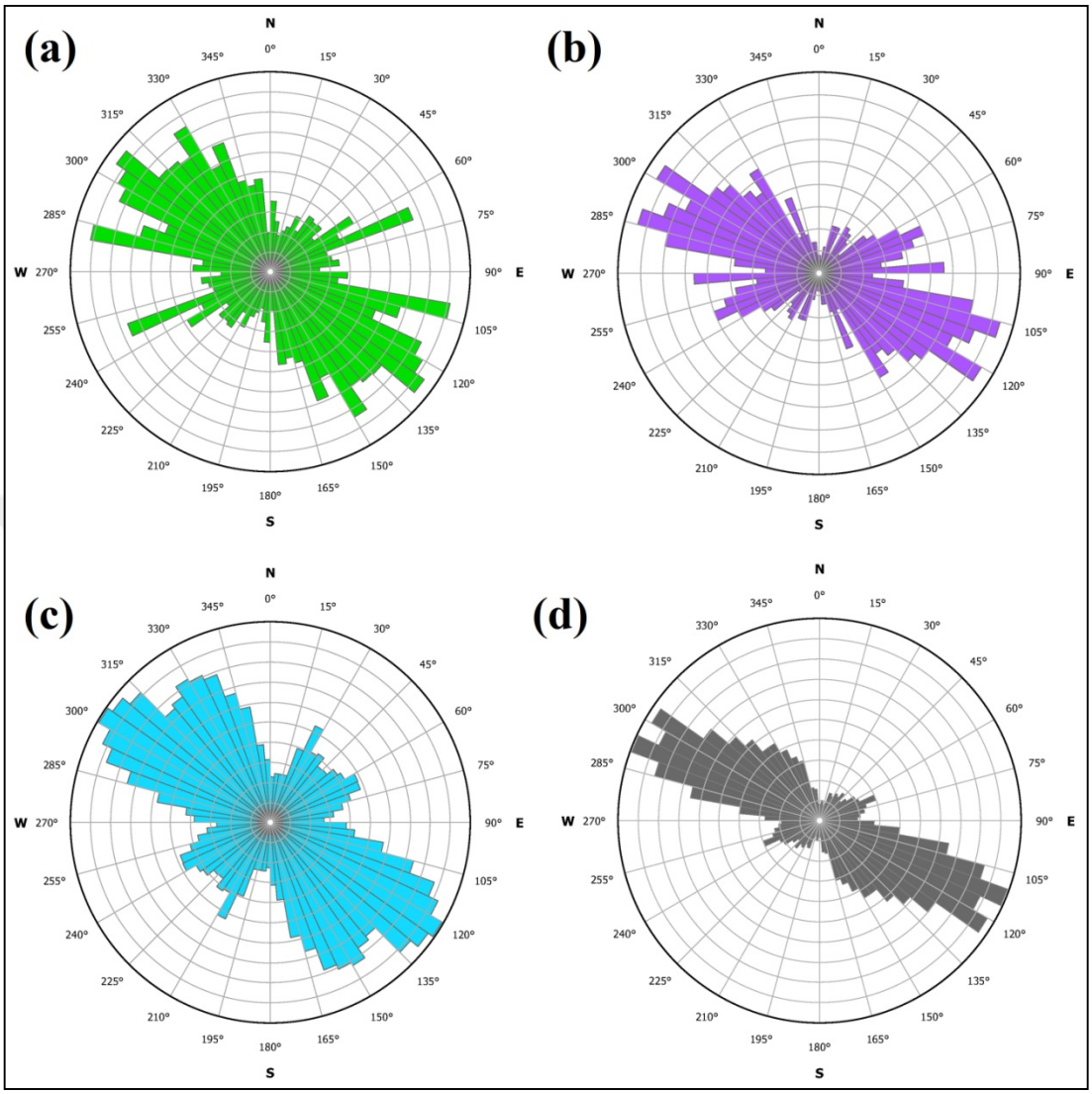
Tüm alana ait genel bir yönelim grafiğinin verilmesi değişik yaşlardaki litolojik birimlerdeki farklılaşmayı yansıtmayabilir. Bu nedenle dolin ve uvala yönelimlerinin daha ayrıntılı incelenmesi gerekmektedir. Bu amaçla farklı yaşlardaki kireçtaşları içerisinde gelişen karstik depresyonların uzun eksenlerine ait gül diyagramları oluşturularak yönelimin litolojik değişimi ortaya konulmaya çalışılmıştır. Baskın 4 farklı yaşa (Kretase, Jura, Jura-Kretase ve Permiyen) ait gül diyagramları incelendiğinde, diyagramlar arasında küçük yönelim farklılıkları olmasına rağmen farklı yaşlardaki kireçtaşları üzerindeki depresyonların genel yönelimi KB-GD hakim yönelimine uygun olduğu sonucuna ulaşılmıştır (Şekil 59).



Şekil 57: Çalışma alanındaki tüm depresyonların uzun eksen yönelimlerini gösteren gül diyagramı.



Şekil 58: Çalışma alanı içerisindeki 2.5x2.5km'lik gridler içerisinde kalan dolin ve uvalaların uzun eksenlerinin azimut açılarından oluşturulan gül diyagramlarının alansal dağılışı.



Şekil 59: a) Kretase b) Jura c) Jura-Kretase d) Permiyen kireçtaşları üzerinde gelişen depresyonların uzun eksen yönelimlerini gösteren gül diyagramları.

3.10.Litolojik Yapı ve Depresyonların Gelişimi

Karst jeomorfolojisine ana karakterini kazandırmada, jeolojik özellikler birincil etkiye sahiptir. Çalışma alanındaki dolin ve uvalaların dağılışını, içerisinde geliştikleri litolojik birime göre sınıfladığımızda depresyonların %85'i saflık derecesi ve kalınlığı yüksek, yaklaşık 1725 km^2'lik bir alan (çalışma alanının %51'ini) kaplayan neritik kireç taşları üzerinde gelişmiştir. Depresyonların yaklaşık %10'luk kesimi ise 1198 km^2 alan (çalışma alanının %36'sını) kaplayan karbonat içeren kırıntılı, tortul kökenli kayaçlar üzerinde gelişme göstermiştir. Geriye kalan

depresyonların yaklaşık %5'lik kısmı ise pelajik kireçtaşı, mermer vb. karbonatlı kayaçlar üzerinde, sayıca çok az bir kısmı da örtü kayası oluşturan ofiyolitik melanj, kumtaşı, silttaşı içerisinde gelişmiştir (Tablo 6).

[7]**Tablo 6:** Çalışma alanındaki karstik depresyonların geliştiği litolojik birimler

Litoloji	**Toplam alan (km^2)**	**Toplam alan (%)**	**Depresyon (%)**
Neritik Kireçtaşı	1725	51	85
Kırıntılılar ve karbonatlar	1198	36	10
Moren ve yamaç molozu	75	3	3
Pelajik kireçtaşı	93	3	1,15
Mermer	63	2	0,10
Kırıntılılar	38	1	0,09
Ofiyolitik Melanj	36	1	0,07

Çalışma alanı içerisindeki depresyonların %85'ini içeren neritik kireçtaşlarının yaşlarını, yaygın olarak Mesozoyik (%79) ve Paleozoyik'e (%21) ait birimler oluşturmaktadır. Depresyonların neritik kireçtaşları içerisindeki dağılımına baktığımızda en önemli birimin (Mesozoyik) Jura-Kretase neritik kireçtaşlarının olduğu görülmektedir. Bu birim, tüm depresyonların %66'sını içermektedir ve ortalama 14 depresyon/km^2 yoğunluğa sahiptir. Diğer en önemli birim ise (Paleozoyik) Permiyen neritik kireçtaşlarıdır. Bu birimde tüm depresyonların %18"ini içermektedir ve ortalama 11,6 depresyon/km^2 yoğunluğa sahiptir (Tablo 7).

Tablo 7: Çalışma alanındaki neritik kireçtaşlarının yaşlarına göre dağılımı

Devir	**Toplam alan (km^2)**	**Karstik Depresyon (%)**
Jura-Kretase	1025	66,0
Permiyen	351	18,6
Kretase	106	8,2
Orta Jura - Kretase	88	2,5
Üst Senoniyen	62	3,6
Jura	40	1,0

[7] %1'den daha az alan kaplayan litolojik birimler tabloya eklenmemiştir.

3.11.Mikro Erozyon Sonuçları

Ayrışma, farklı iklim koşullarında ve farklı kaya türleri üzerinde etkili olan birçok kimyasal reaksiyona bağlı olarak gerçekleşir (Doğan, 2015). Yerşekillerinin zaman ölçeğinde nasıl bir değişim geçirdiği konusunda önemli veri sağlayan yöntemlerden bir tanesi ayrışma ve erozyon miktarlarının ortaya konulmasıdır. Bu miktarın hesaplanması geniş ölçekli zaman dilimleri için jeomorfolojik gözlemler ile yapılabileceği gibi daha kısa zaman ölçeğinde ise aletsel ölçümler ile yapılabilir. Mikro erozyon ölçerler (*Micro Erosion Meter=MEM*) ayrışma/birikme oranını hesaplamada kullanılan etkili aletsel yöntemlerden bir tanesidir. Yöntem kayaç yüzeyine kurulan istasyonlardan belirli aralıklarla aşınma ve ayrışmanın direkt olarak ölçümü esasına dayanmaktadır (Goudie,1990). 1966 yılında tanımlanan (Hanna, 1966) mikro erozyon ölçerler 1970'lerden itibaren (High ve Hanna, 1970) kullanılmaya başlanılmıştır. Özellikle kıyı platformlarında yaygın olarak kullanılan (Robinson, 1976; Gill ve Lang, 1983; Viles ve Trudgill, 1984; Stephenson, 1997; Inkpen vd., 2004) mikro erozyon ölçerler son yıllarda mağaralar (Sanna vd., 2015), rüzgar erozyonu (Spate vd., 1985), yapı taşlarının ayrışması (Kamh ve Hanna, 2002) traverten alanlarındaki birikimler (Drysdale ve Gillieson, 1997) gibi farklı ortamlarda kullanılmıştır. Mikro erozyon ölçümleri genel olarak yıl bazında (Inkpen vd., 2004; Stephenson ve Finlayson, 2009; Tablo 8) yapılmakla birlikte son çalışmalarda günlük hatta saatlik ölçümlerde yapılabilmektedir (Stephenson vd., 2004; Trenhaile, 2006; Gómez-Pujol et al., 2007).

Tablo 8: Mikro erozyon ölçer (MEM) ölçümlerine göre farklı karasal ortamlarda bulunan kireçtaşlarındaki erozyon oranları (Stephenson ve Finlayson, 2009: 56)

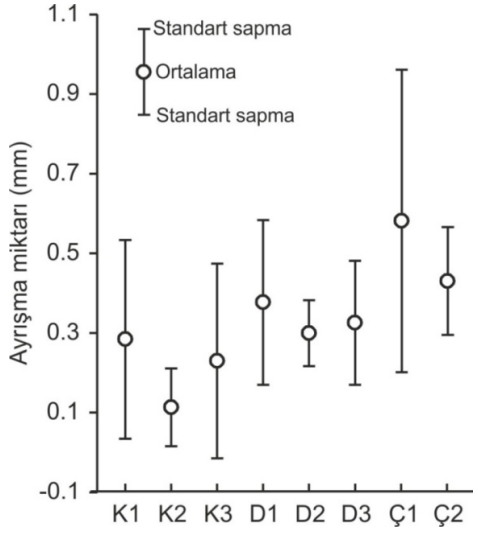
Yazarlar	Gözlem süresi (yıl)	Erozyon Miktarı (mm/yıl)	Lokasyon
Kunaver (1979)	4	0.102	Eski Yugoslavya
Forti (1984)	5	0.190	İtalya
Trudgill (1986)	2–5	0.050	İngiltere
Cucchi vd. (1987)	9	0.031	İtalya
Smith vd. (1995)	12	0.018	Avustralya
Cucchi vd. (1996)	15	0.040	İtalya
Muhammad and Beng (2002)	0,4-1,2	1.830	Malezya
Allred (2004)	7-9	0.046	Alaska
Furlani vd. (2009)	2	0.044	İtalya ve Hırvatistan

Bir yıllık ölçüm sonuçlarına göre Geyik Dağı kütlesi üzerindeki yıllık ayrışma hızı 0.32 mm olarak belirlenmiştir. Ancak Şekil 60'da da görüldüğü gibi Çimi Yaylası'ndaki bir ölçüm istasyonunun [8](Ç1) değerleri oldukça yüksek çıkmıştır. Bu istasyon dışarıda bırakıldığında bir yıllık ayrışma hızı 0.29 mm olarak ortaya çıkar.

Çalışma alanının batısında yer alan Korualan Beldesi yakınlarına kurulan 1817 metredeki K1 istasyonunda 0,28 mm, 1800 metredeki K2 istasyonunda 0,11 mm, 1795 metredeki K3 istasyonunda 0,22 mm yıllık ayrışma gözlemlenmiştir. Çalışma alanının kuzey sınırında yer alan Dipsiz Göl yakınlarında kurulan 1763 metredeki D1 istasyonunda 0,37 mm, 1755 metredeki D2 istasyonunda 0,29 mm, 1731 metredeki D3 istasyonunda 0,32 mm yıllık ayrışma gözlemlenmiştir. Çalışma alanının güneyinde yer alan Çimi Yaylası mevkiinde kurulan 1730 metredeki Ç1? istasyonunda 0,57 mm, 1710 metredeki Ç2 istasyonunda 0,42 mm yıllık ayrışma gözlemlenmiştir (Tablo 9).

Tablo 9: Mikro erozyon ölçüm sonuçları

İstasyon Kodu	K1	K2	K3	D1	D2	D3	Ç1	Ç2
Ortalama (mm)	0,28	0,11	0,22	0,37	0,29	0,32	0,57	0,42



Şekil 60: Mikro erozyon ölçer sonuçları.

[8]Çimi 1 istasyonu ölçüm değerlerinin bir sonraki yıl yapılacak olan ölçümler ile tekrar kontrol edilmesi gerekmektedir.

Yüzeydeki karstlaşma hızı açısından ele alındığında, çalışma alanında gözlenen karstik şekillerin yukarıda anlatılan günümüz iklim koşulları ile açıklanmayacağı ortadadır. Bener (1965) tarafından Göksu Vadisi etrafındaki plato sahasında, kireçtaşı anakayası üzerinde yılda 1,4 mm kalınlığında yüzeyin ortadan kalktığını belirtmektedir. Bu değerin (tropikal bölgeler dışarıda tutulursa) dünyadaki birçok bölgeye göre, çok daha yüksek olduğu ortaya çıkmaktadır. Ancak bu veriye şüphe ile yaklaşmak gerekmektedir. Çünkü dünyanın farklı bölgelerinde yapılan araştırmalarda (Tablo 8) karstik sahalarda çözünmenin yılda, milimetrenin çok altında bir değere sahip olduğu ifade edilmektedir. Bu çalışma kapsamında yapılan ölçüm değerleri incelendiğinde, 1 yıllık bir gözlem süresini içermesi bakımından genel bir değerlendirme yapmak için yeterli değildir. Daha öncede belirtildiği gibi sağlıklı verilerin elde edilebilmesi için uzun süreli ölçümler gerektirmektedir (Trudgill vd., 2001).

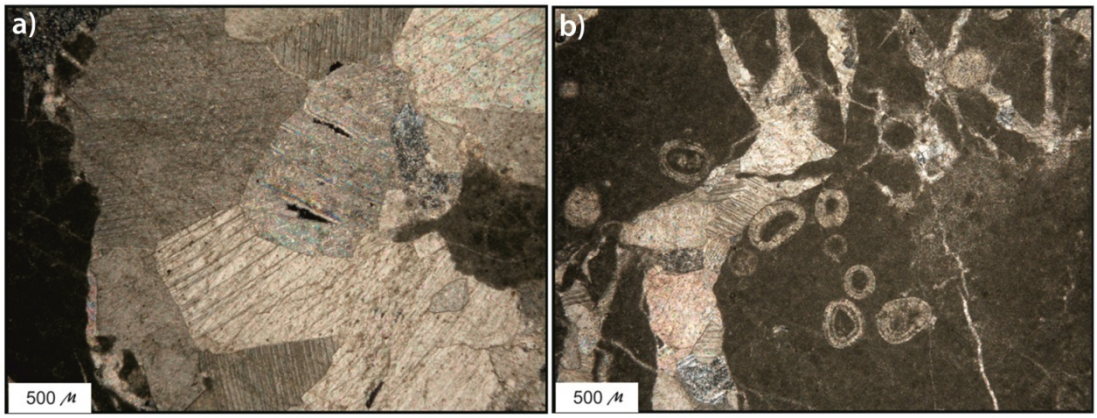
3.12.Kayaç Analizleri

3.12.1.İnce Kesitler

Çalışma alanına ait kayaç örneklerinin ince kesit analizlerinin yapılması, petrografik özelliklerin yorumlanması açısından büyük önem taşımaktadır. Bu çalışma kapsamında, Maden Tetkik ve Arama (MTA) Genel Müdürlüğü tarafından ince kesitler, kayacı oluşturan mineral yapısını ve içerdiği fosil gibi önemli öğeleri tanımlamak amacıyla kullanılmıştır (**ÇİMİ**: Çimi Yaylası, **DİP**: Dipsiz Göl ve **KORU**: Korualan Beldesi).

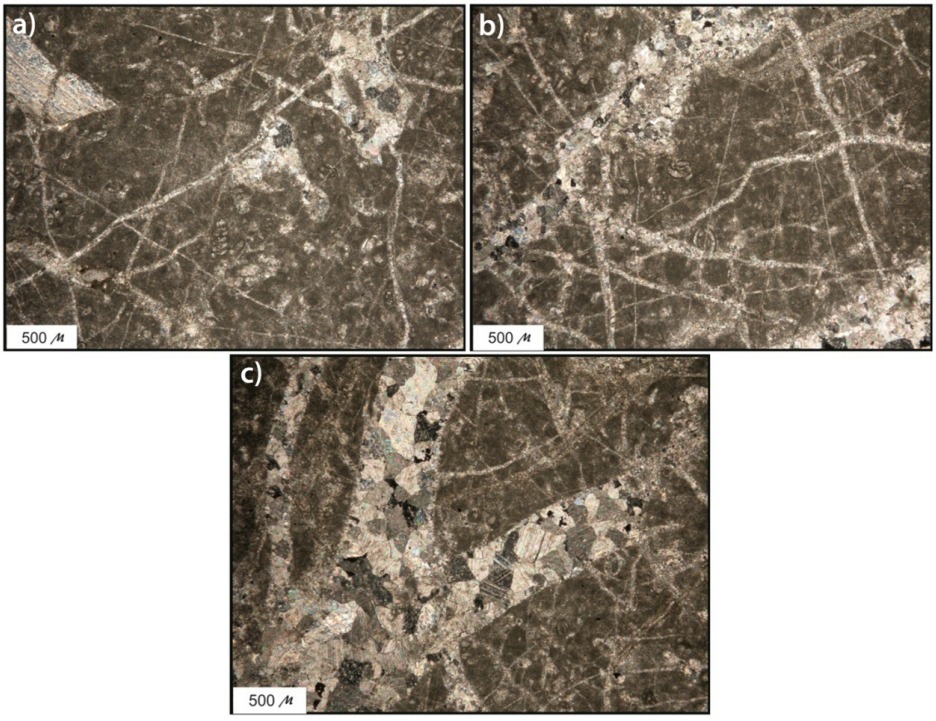
ÇİMİ: Sık çatlaklı Oolitik kireçtaşı, kayada çok yoğun olarak iri (spar) kalsit dolgulu çatlaklar bulunmaktadır. Bu iri kalsit mineralleri poligonal sınırlar oluşturmuşlardır (Şekil 61a). Kayanın matriksini oluşturan mikrit içerisinde oolitler vardır. Oolitlerin çeperlerini lifsi kalsit ve/veya aragonitler oluşturmaktadır (Şekil 61b). Kayanın baskın mineralizasyonunu mikritik kalsitler oluşturmaktadır. Az çalkantılı sığ denizel bir ortam. Ancak kayada yer alan (zayıf da olsa) stilolit yapıları kayanın istifsel yük (kaya basıncı=litostatik basınç) altında yer yer kalsitik erimelerin

olduğunu göstermektedir. Ancak sıcaklığı işaret eden rekristalizasyonlar veya mineral irileşmesi gözlenmemektedir.



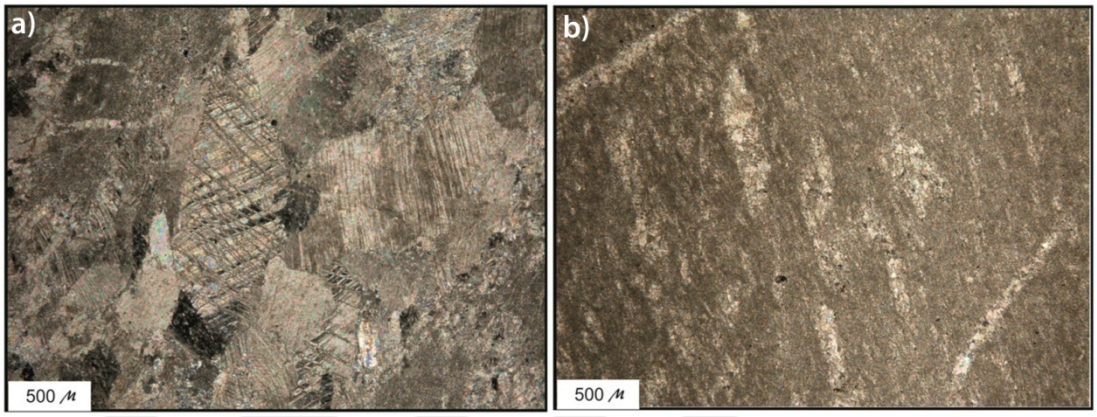
Şekil 61: a) Çatlak dolgusu niteliğindeki poligonal sınırlı kalsit minerallerinin görünüşü b) Mikritik matrikse sahip oolitik kireçtaşının (Oomikrit) görünüşü.

DİP: Çatlaklı, çatlakları kalsit dolgulu mikritik kireçtaşı, mikritik hamur içerisinde yer yer *Textularia sp.* ve *Miliolidae sp.* fosilleri ile oolit, pellet vb. karbonat topacıkları görülmektedir (Şekil 62).



Şekil 62: a) Dismikritik kireçtaşında *Textularia* fosili b) Dismikritik kireçtaşında *Miliolidae* fosilleri c) Dismikritik kireçtaşında spar kalsit dolgulu çatlakların görünüşü.

KORU: Kısmen yönlenmiş iri kalsit kristalli (rekristalize) kireçtaşı, Kalsit kristallerinde romboedrik dilinim izleri belirgin olup, dilinim izleri arasındaki açılar 75-105 derece olarak ölçülmüşlerdir (Şekil 63).



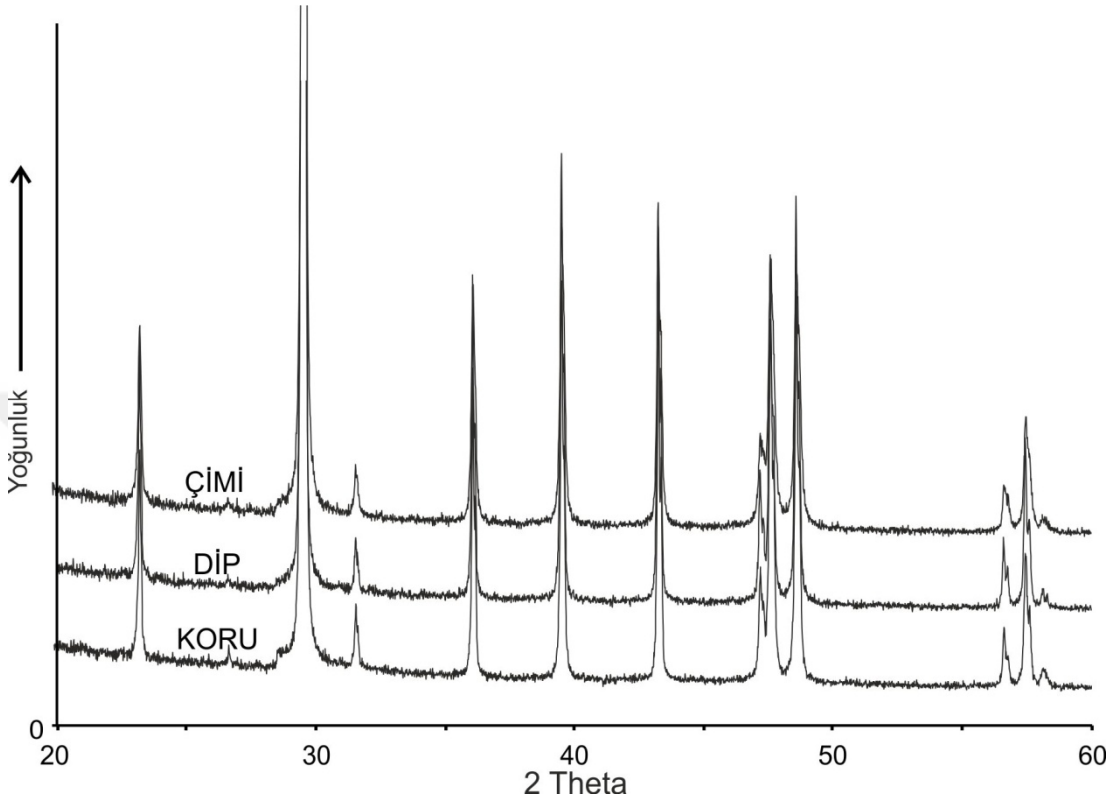
Şekil 63: a) İri kalsit kristali ve dilinim izlerinin görünüşü b) Yönlenmiş iri kalsit kristalleri ve dismikritizehamatriks.

3.12.2.XRD (X-ray Diffraction) Sonuçları

Kireçtaşlarının yapısının aydınlatılmasında, gözlemsel jeomorfolojik ve sedimantolojik veriler yeterli olmayıp, detaylı mikro analitik, jeokimyasal verilere gereksinim vardır. Mikro analitik yöntemlerinin başında XRD (X-ray Diffraction) analizleri gelmektedir. XRD analizleri, kayaç içerisindeki mineralleri tanımlamada etkili bir yöntem olması nedeniyle jeomorfoloji alanında sıkça kullanılan laboratuar yöntemlerinin başında gelmektedir (Erginal ve Öztürk, 2009; Erginal, 2011; 2017).

Kayaçların mineral bileşimlerini belirlemek amacıyla Niğde Ömer Halisdemir Üniversitesi Merkezi Araştırma Labaratuarı'nda gerçekleştirilen XRD analizleri sonuçlarına göre tüm kayaç birimlerinin temel bileşimini *kalsit* kristali oluşturur (Şekil 64). Kalsit mineralinin kristalleşme sistemi hekzagonal olup, yoğunluğu 2.7'dir. Güncel sığ denizel ortamlarda aragonitin baskın mineral olmasına karşın, Geyik Dağı kütlesi gibi Kretase'den daha yaşlı karbonat kayaçlarda daha nadir görülür. Bunun sebebi, aragonitin duraysız bir $CaCO_3$ polimorfu olması ve sulu

koşullar altında oldukça hızlı bir şekilde (%8 hacim büyümesi ile) kalsite dönüşmesidir (Şahinci, 1991; Ocakoğlu, 2012).



Şekil 64: Tüm örneklere ait XRD grafikleri (ÇİMİ: Çimi Yaylası, DİP: Dipsiz Göl ve KORU: Korualan Beldesi).

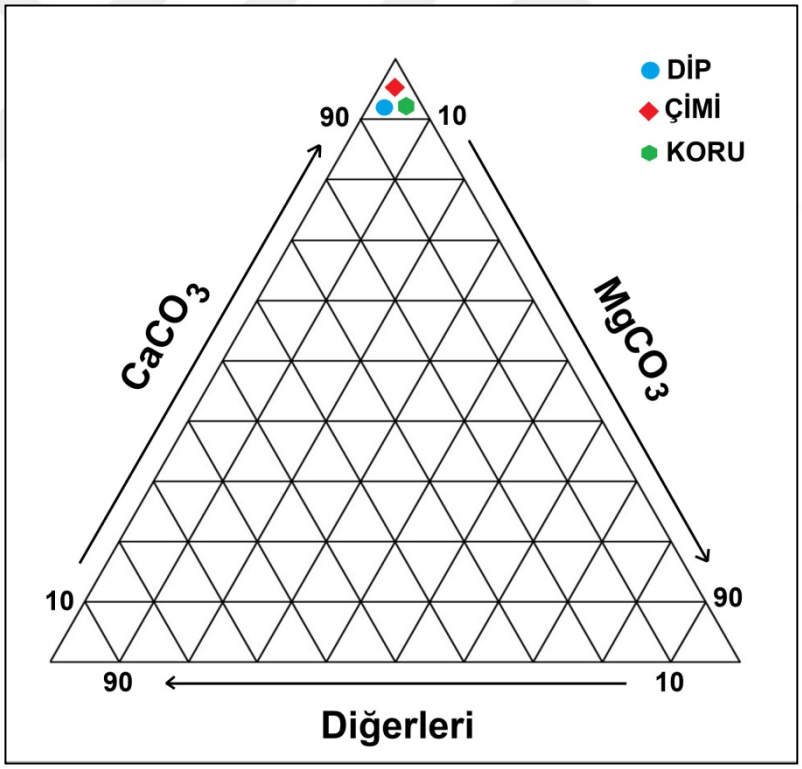
3.12.3.$CaCO_3$ ve Gözeneklilik Oranı

Kireçtaşı ne kadar saf olursa yani $CaCO_3$ oranı ne kadar yüksek olursa gelişen şekillerde daha yoğun ve karakteristik olabilmektedir (Benac vd., 2013). Pekcan (1999) en iyi karstik şekillerin $CaCO_3$ oranının %96'nın üzerinde olduğu kireçtaşlarında geliştiğini belirtmiştir.

Niğde Ömer Halis Demir Üniversitesi Coğrafya Bölümü Laboratuarı'nda, kayaç örneklerinin 0.25 mm boyutunda öğütülmesi ile elde edilen numunelerden Scheiber kalsimetresi ile yapılan $CaCO_3$ analizlerine göre tüm numuneler içerisinde kalsiyum karbonat oranı %100 çıkmaktadır. Bu nedenle kayaçların kalsiyum

karbonat oranlarının belirlenmesinde gözeneklilik[9] değerlerinden yararlanılmıştır. Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü Beton Laboratuvarı'nda, 3 farklı lokasyona ait numuneler üzerinden yapılan hesaplamalara göre kayaçlardaki ortalama gözeneklilik değeri DİP'de %1.3, KORU'da %1.5 olup ÇİMİ'de %2.5'dir (Ek 2). Bu durum kayaç kütlelerinin DİP'de %98.7, KORU'da %98.5, ÇİMİ'de %97.5 oranında kalsiyum karbonattan meydana geldiğini gösterir (Şekil 65). Kireçtaşlarının saflık derecesine göre yapılan sınıflamaya göre (Tablo 9) numuneler 97.5 ve üzeri değer aralığında olup *yüksek saflık ve çok yüksek saflık'a* sahiptirler.

Ayrıca kalkerin ortalama porozite değeri %8,1 olduğu göz önüne alınırsa (Erinç, 1982), çalışma alanındaki (Mesozoyik) kalkerin porozite değerleri ortalamanın altında yer almaktadır.



Şekil 65: Alınan kayaç örneklerinin kimyasal bileşimlerine göre sınıflandırılması.

[9] Gözeneklilik (Porozite): Kayaçtaki boşluk hacminin kayacın toplam hacmine oranının yüzde olarak ifadesidir. "Genel olarak, gözeneklilik değeri % 5'ten az ise *düşük gözeneklilik*, %5-15 arasında ise *orta gözeneklilik* ve %15'in üzerinde ise *yüksek gözeneklilik* olarak kabul edilir (Hoşgören, 2011: 117)."

Tablo 10: Kireçtaşlarının saflık derecesine göre sınıflandırılması (Geyssant, 2001).

Kategori/Sınıflama	**(%) $CaCO_3$**	**Numune Kodu**
Çok yüksek saflık	> 98.5	DİP, KORU
Yüksek saflık	97.0-98.5	ÇİMİ
Orta derece saflık	93.5-97.0	
Düşük derecede saflık	85.0-93.5	
Saf olmayan	< 85.0	

DÖRDÜNCÜ BÖLÜM

TARTIŞMA

Dolinler genellikle düşük eğimli yüksek alanlarda yani plato karakterindeki sahalar üzerinde maksimum yoğunluğa ulaşır (Cvijic, 1893; Palmquist, 1977). Ağaç sınırı üzerindeki düşük eğimli çıplak karstik alanlarda dolinlerin gelişimi, morfolojisi ve dağılışı üzerinde mikro ve makro yapısal özelliklerin (Sauro, 2013) yani tektonik aktivitelerin (Faivre ve Reiffsteck, 1999, 2002) özellikle de çatlak sistemlerinin (çatlak sıklığı ve doğrultusunun) büyük etkisi vardır (Güldalı, 1971; Chenoweth, 1997; Öztürk vd., 2017a). Genel olarak dolin merkezleri iki ya da daha fazla çatlağın kesişimine denk gelmektedir (Sauro, 2013). Faylar ve çatlak sistemleri gibi zayıflık hatları boyunca yağmur ve yüzey suları daha derine işleyerek karstik şekillerin daha kolay gelişmesini ve dolinlerin fay hatları boyunca sıralanmasını sağlar (Cvijic, 1893; Elhatip, 1997; Pekcan, 1999; Sauro, 2013). Bu özellikten dolayı dolinlerin sıralanışlarında etkili olan fay ve çatlak sistemleri hakkında bilgi verir (Pekcan, 1999). Hırvatistan'ın Velebit Dağı üzerinde dolinler, tektonik hareketlerin etkisini araştırmak için bir jeomorfolojik gösterge olarak ele alınmıştır. 40.000 dolin üzerinden yapılan çalışmaya göre dolin yoğunluğu genişleme süreçlerinin etkili olduğu alanlarda en yüksek seviyesine ulaşırken, sıkışma sürecinin olduğu alanlarda azalmakta hatta ortadan kalkmaktadır. Bolkar Dağları'nın batısında yer alan plato sahasında yaklaşık 30.000 karstik depresyon üzerinden gerçekleştirilen bir başka çalışma da karstik depresyonlar yine tektonik hareketlerin etkisini araştırmak için jeomorfolojik bir delil olarak ele alınmıştır. Bu özellikleri ile dolinler tektonik deformasyon hatlarını yansıtmaktadır (Faivre ve Reiffsteck, 1999; Öztürk vd., 2017a). Ülkemizde de Batı Toroslar'da (Nazik, 1985; Doğan, 2003), Sakarya Nehri-Göynük Çayı arasındaki karstik platoda (Tuncer, 2004), Çankırı civarında (Doğan, 2002) ve Sivas jips alanındaki (Keskin, 2011) dolinlerin sıralanışı ve uzun eksenlerin doğrultuları fay ve süreksizlik hatlarına paralellik gösterdiği vurgulanmıştır.

Ana jeomorfolojik birimler de dolinlerin dağılışı üzerinde önemli bir etkiye sahiptir. Karstik platolarda dolinler kuru akarsu vadileri boyunca sıralanmaktadırlar (Sauro, 2012). Kahramanmaraş, Andırın-Gebenköy dolaylarında (Atalay, 1987), Batı

Toroslar'da Dumanlıdağ ve Katran Dağı üzerinde (Keser, 2007), Gidengelmez Dağları üzerinde (Güldalı ve Nazik, 1984) dolinler eski akarsu yatakları/paleovadiler boyunca doğrusal bir uzanış gösterir. Monoklinal yapıda gelişen dolinler tabaka doğrultularına uygun olarak uzanım gösterir ve belirli sıralar halinde bulunurlar. Bu tür alanlarda dolin morfolojileri asimetrik bir yapı gösterir. Bu durum Taşkent-Ermenek arasında yer yer görülür. Hem yapısal hem de jeomorfolojik faktörlerin etkisi altında belirli bir bölgede gelişen dolinlerin doğrultuları uyum içerisinde olur. Değişen yapısal ve jeomorfolojik koşullar dolin gruplarının doğrultularını da etkileyerek "*istikametli/yönlü karst*" olarak belirtilen karstik alanların gelişmesini sağlar. Yönlü karst Sertavul, İbrala ve Aksıfat Platosu'nda (Bener, 1965), Andırın-Gebenköy dolaylarında (Atalay, 1987), Dumanlıdağ ve Katran Dağı'nda (Keser, 2007), Reşadiye (Tokat)-Mesudiye (Ordu) arasında (Zeybek, 2010) tespit edilmiştir.

Birçok faktöre bağlı olarak gelişen dolinlerinin boyutları çok değişkendir. Çözünme dolinlerinde derinlik genişliğe göre daha az iken, çökme dolinlerinde daha fazla olabilmektedir. Çözünme dolinleri Mut'un kuzeyindeki plato sahasında 20-200 metre arasında değişen çapa ve 40 m derinliğe (Bener, 1965), Hafik-Ekinli arasında maksimum 250 metre genişliğe ve 100 metre derinliğe (Özel, 2005), Reşadiye (Tokat)-Mesudiye (Ordu) arasındaki dağlık alanda maksimum 180 metre genişliğe ve 80 metre derinliğe (Zeybek, 2010) ulaştığı çeşitli araştırmacılar tarafından ortaya konulmuştur. Boyutları gibi yoğunlukları da çok değişken olan dolinler Hırvatistan'ın Velebit Dağı'nda 116 adet/km^2 (Ballut ve Faivre, 2012), ABD'nin Monroe-Illinois eyaletinde 125 adet/km^2 (Panno ve Luman, 2012), Slovenya'nın Kras Platosu üzerinde 240 adet/km^2 (Mihevc, 1998), Macaristan'daki Mecsek Dağları'nda 380 adet/km^2 (Bátori vd., 2012) yoğunluğa kadar çıkabilmektedir. Türkiye'de ise Tahtalı Dağları üzerinde 46 adet/km^2 (Öztürk vd., 2015b), Hafik-Ekinli arasında 100 adet/km^2 (Doğan ve Özel, 2005), Aksıfat Platosu'nda 110 adet/km^2 (Bener, 1965), Sivas yöresinde 166 adet/km^2 (Keskin, 2011), bu çalışmanın sonuçlarına göre ise Geyik Dağı'nda 145 adet/km^2 maksimum yoğunluğa ulaşır (Tablo 10). Ancak birçok araştırmacı karstik depresyonlar hakkında çeşitli bilgiler vermekle birlikte, dolinlerin en yaygın görüldüğü Toroslar'daki dolin sayısı, yoğunluğu ve dağılışı hakkında bütüncül bir bilgi son yıllarda yapılan Öztürk vd.,

(2017b) tarafından ortaya konulmuştur. Çalışmanın sonuçlarına göre Toros Dağları üzerinde toplamda 13,360 km^2 alanda 140.000'nin üzerinde dolin tespit edilmiş ve maksimum dolin yoğunluğu 186 dolin/km^2'ye ulaştığını belirtmişlerdir.

Yapılan çalışmaların birçoğunda karstik depresyonlar nokta veri şeklinde sayısallaştırıldığı için sadece yoğunluk analizleri ile ilgi haritalar oluşturulabilmiştir (Mihevc, 1998; Panno vd., 2008; 2009; 2012; Aguilar vd., 2016). Dairesellik indisi ve kısa eksen/uzun eksen indisi değerleri ile oluşturulan haritalar, dolinlerin geometrileri hakkında bilgi veren önemli birer analizdir. Bu çalışmanın bulgularına göre; dairesellik indisinin arttığı alanlar paleovadilerin kesişim yerlerine denk gelirken, kısa eksen/uzun eksen indisinin arttığı yerler tektonik hatlardan geçmektedir. Küresel diğer çalışmalarda büyük bir eksiklik ile karşılaşılmıştır. Neredeyse hiç bir çalışmada dairesellik indisi ya da uzun eksen/kısa eksen haritası yoktur. Bunun sebebi yoğun işi yükü nedeni ile depresyonların poligon olarak değil nokta olarak sayısallaştırmalarından gelmektedir. Karstik şekillerin nokta olarak sayısallaştırılmasının diğer olumsuz sonucu ise alan, çevre uzunluğu vb. hesaplamaların yapılamamısıdır.

Çözünme dolinleri, uvalalar ve relikt (paleo) vadiler orta enlemlerin yüksek karstik platoların karakteristik yüzey şekillerindendir. Relikt vadiler normal akarsu vadileri gibi fluvial aşındırma ile oluşur (Benac vd., 2013; Bocic vd., 2015) ve tektonik yükselim sonucunda oluşan çatlaklardan dolayı drenaj yüzeyde kaybolarak yeraltı drenajı olarak devam eder (Doğan, 2002b; Monod vd., 2006). Ardından kuru drenaj ağına dönüşen yüzey drenajı, karstlaşmaya maruz kalarak paleo drenaja uyumlu bir şekilde çözünme dolinleri ve uvalalar gelişir. Bu sebepten dolayı karstik depresyonlar paleodrenajın jeomorfolojik delilleri olarak kabul edilmektedirler (Öztürk vd., 2015). Bu çalışmada olduğu gibi, birçok çalışmada da dolin yoğunluğu ile paleovadi yoğunluğu arasında pozitif korelasyonun bulunduğu tespit edilmiştir (Sauro, 2013; Bocic vd., 2015; Öztürk vd., 2017b). Yani dolin yoğunluğu arttıkça paleovadi yoğunluğu da artmaktadır.

Tablo 11: Dünyanın çeşitli yerlerinde, farklı araştırmacılar tarafından yapılmış çalışmalarda yer alan dolinlere ait bazı temel özellikler.

Ülke	Bölge	İncelenen toplam alan (km^2)	Toplam depresyon sayısı	Ortalama yoğunluk (adet/km^2)	Maksimum yoğunluk (adet/km^2)	Ortalama yönelim	Yükselti (m)	Ana litojik birim	Kaynakça
ABD	Florida	4063	25157	6,1	42			Tersiyer-Kireçtaşı	Denizman, 2003
ABD	Cahoika-Illinois		525		56			Karbonifer-Kireçtaşı	Panno vd., 2009
ABD	Renault-Illinois		3127		81			Karbonifer-Kireçtaşı	Panno vd., 2008
ABD	Monroe-Illinois		8890		125			Karbonifer-Kireçtaşı	Panno ve Luman, 2012
ABD	Florida	749	1561	2,09				Tersiyer-Kireçtaşı	Seale, 2005
Meksika	Yukatan	454	6717				10-30	Tersiyer-Kireçtaşı	Aguilar vd., 2016
Barbados	Adanın tamamı	124,5	1179	9,47	27	K-G	0-269	Pliyosen kireçtaşı (mercan)	Day, 1983
Hırvatistan	Velebit Dağı	349,2	3684	10,6	116,47	KB-GD	200-1200	Jura-Kretase Kireçtaşı	Markovic vd., 2016
Slovenya	Kras Platosu	31	776	25	240			Kretase Kireçtaşı	Mihevc, 1998
İtalya	Apulia	6	58	9,7		KB-GD	0-70	Kretase Kireçtaşı	Basso vd., 2013
Papua Yeni Gine	Takımadaları		1228	10-22,1			450-3100	Tersiyer-Kireçtaşı	Williams, 1972
Libya	Msus-Soluq	428	60			KB-GD	301-389	Miyosen Kireçtaşı	Faraj vd., 2016
Türkiye	Sivas	92	940	10,21	166	KB-GD	1290-1610	Oligo-Miyosen Jips	Keskin, 2011
Türkiye	Taşkale (Karaman)	864	1106	1,26		KD-GB	1100-1900	Miyosen Kireçtaşı	Ateş, 2004
Türkiye	**Geyik Dağı**	**2108**	**25.599**	**12**	**145**	**KB-GD**	**550-2800**	**Jura-Kretase Kireçtaşı**	**Şimşek, 2018**

SONUÇ ve ÖNERİLER

Sonuçlar

Bu çalışmada, Toros Karst Kuşağı'nın önemli bir alanını oluşturan Geyik Dağı Kütlesi üzerinde gelişen karstik depresyonların dağılış ve morfometrik özellikleri CBS temelli, laboratuvar ve arazi gözlemlerine dayanarak incelenmiştir. Tez kapsamında ulaşılan sonuçlar şu şekilde özetlenebilir:

- Çalışma sahası içerisinde baskın dolin tipi çözünme dolini olmakla birlikte çökme dolini, örtü kayası çökme dolini, örtü çökme dolini, örtü sübsidans/alüvyal dolini ve örtülmüş doline kadar tüm dolin tipleri yer almaktadır.
- Çökme dolinleri ve örtü kayası çökme dolinleri fosil karakterde olup, çalışma alanında bu tip aktüel çökme yapısı gözlemlenmemiştir. Örtü çökme dolini ve sübsidans dolinlerinde ise halen çökmeler aktif olarak devam etmektedir.
- Çalışma alanı Pleyistosen buzullaşmalarından etkilenmiş, yaşanan karstlaşma ve buzullaşma süreci sonucunda örtülmüş dolinler gibi çok kökenli jeomorfolojik ünitelerin gelişmesine neden olmuştur.
- Kütle üzerinde, 1/25 000 harita ölçeğinde 23.785 adet dolin ve 1.814 adet uvala olmak üzere toplam 25.599 karstik kökenli depresyon tespit edilmiştir. Buna göre alandaki depresyonların %93'ünü dolinler %7'sini ise uvalalar oluşturmaktadır.
- Kütle üzerinde ortalama 12.1 adet/km^2 yoğunluğa sahip karstik şekiller, maksimum 145 adet/km^2 yoğunluğa ulaşır. Şekillerin çok büyük bir kısmı (% 80'i) 1600-2400 metreleri arasında dağılış gösterir.
- Dolinlerin %71'i uvalaların ise sadece %0.1'i 0-1000 m^2 arasında alana sahiptir. Dolinler, tüm depresyonların %93'ünü oluşturduğundan dolayı tüm depresyonların alansal dağılış özellikleri dolinlere paralellik gösterir ve tüm depresyonların %90'ı 0-5000 m^2 arasında yer alır.
- Alansal değerlerde olduğu gibi daha küçük boyutlara sahip dolinlerin %89'u 0-200 m aralığında çevre uzunluklarına sahiptir. Değişken alanlara sahip uvalaların çevre uzunlukları 18.4 km'ye kadar çıkmakla birlikte %42'si 300-600 metreleri arasında çevre uzunluklarına sahiptir.

- Dolinlerin %87'si, uvalaların ise %52'sinin uzun eksen/kısa eksen oranları 2 değerinin altındadır. Bu değerler ışığında dolinlerin büyük bir oranın dairesel ya da yarı dairesel bir forma sahip oldukları söylenebilir.
- Dairesellik indisi değerlerine göre dolinlerin %91'i 1-1.4 değerleri arasında yer alır. Bu durum genel olarak dolinlerin dairesel ve yarı eliptik formlarını koruduklarını göstermektedir. Uvalaların %89'unun indis değerinin 1.4-2> aralığında olması dairesellik özelliklerini kaybettiklerini, daha çok eliptik şekillerde olduğunu göstermektedir.
- Tüm dolin ve uvala uzun eksenlerinin kuzey ile yaptıkları açılara göre depresyon yöneliminde kuzeybatı-güneydoğu doğrultusu egemendir.
- Çalışma alanındaki dolin ve uvalaların %85'i saflık derecesi ve kalınlığı yüksek, yaklaşık 1725 km^2'lik bir alan (çalışma alanının %51'ini) kaplayan (Jura-Kretase, Permiyen) neritik kireçtaşları üzerinde gelişmiştir.
- Dolin ve uvalaların gelişim gösterdiği alan içerisinde, ortalama eğim değeri 43°'ye kadar çıkar. Başka bir deyişle, 43° depresyon dağılımının sınırını oluşturur. Depresyonların en yoğun dağılış gösterdiği değer aralığı ise 10-30^o 'dir.
- Eğim değerlerinin aksine, karstik depresyon sayısı ve paleovadi yoğunluğu arasında pozitif bir korelasyon bulunmaktadır. Başka bir ifade ile paleovadi yoğunluğu (m/km^2) arttıkça depresyon sayısı da artmaktadır.

Çalışmanın ikinci alt hedefini kütle üzerinde gerçekleşen ana kaya erozyonunun yıllık hızının belirlenmesi oluşturmaktadır. Bu kapsamda ulaşılan sonuçlar ise şu şekildedir:

- Arazi çalışmaları sırasında belirlenen yoğun dolin karstının görüldüğü farklı 3 lokasyona toplamda 8 istasyon kurularak ölçümler yapılmıştır. Bir yıllık ölçüm sonuçlarına göre Geyik Dağı kütlesi üzerindeki yıllık ayrışma hızı 0.32 mm olarak belirlenmiştir. Ancak Çimi Yaylası'ndaki bir (Ç1) ölçüm istasyonunun değerleri oldukça yüksek çıkmıştır. Bu istasyon dışarıda bırakıldığında bir yıllık ayrışma hızı 0.29 mm olarak ortaya çıkar.
- Mikro erozyon istasyonlarının üzerine kurulmuş olduğu ana kayadan alınan örneklerin laboratuar sonuçlarına göre:

- ✓ XRD analizleri sonuçlarına göre tüm kayaç birimlerinin temel bileşimini *kalsit* kristali oluşturur.
- ✓ Kayaçlardaki ortalama gözeneklilik değeri DİP'de %1.3, KORU'da %1.5 olup ÇİMİ'de %2.5'dir.
- ✓ Kayaç kütlelerinin DİP'de %98.7, KORU'da %98.5, ÇİMİ'de %97.5 oranında kalsiyum karbonattan meydana gelir.
- ✓ İnce kesit analizi sonuçlarına göre ise kayaçların baskın mineralizasyonunu mikritik kalsitler oluşturmaktadır.

Öneriler

Dünyanın çeşitli yerlerinde farklı litolojik birimler üzerinde ve farklı süreçler altında gelişen dolinler ve uvalalar başta ziraat hayatı olmak üzere hidroloji, iklim, toprak, flora ve fauna üzerinde doğrudan bir etkiye sahiptir. Bu yüzden hem insan yaşamı hem de doğal ortam üzerine önemli etkiler yapmaktadır. Özellikle yüzeyde ani şekilde gelişen çökme dolinleri hem can güvenliği hem de mal kaybı açısından tehlikeler taşımaktadırlar.

Tez çalışması kapsamında tecrübe edilen deneyimler; karstik alanların sürdürülebilir kullanımı ve geleceğe yönelik planlanmasında aşağıdaki hususların dikkatte alınmasının yararlı olacağı yönündedir:

- Sadece Konya Kapalı Havzası'na özgü olmayan çökme dolinleri (obruklar) Geyik Dağı üzerinde de gözlemlenmiş olup, can ve mal kaybı açısından potansiyel bir tehlike oluşturmaktadır. Detaylı başka bir araştırmanın konusunu oluşturacak bu alanların, araştırılması ve gerekli önlemlerin alınması gerekmektedir.
- Karstik alanlarda yüzey ile yeraltı arasında en önemli bağlantılardan bir tanesi olan dolinler, hidrolojik açıdan yüzey sularının derine doğru sızması için potansiyel alanları oluşturur. Özellikle Akseki ve Korualan gibi yerleşim alanlarına yakın sahalardaki dolinler katı ve sıvı çöp depolama alanları olarak kullanılması, atıkların yer altı su sitemine karışarak yer altı suyunun kirlenmesine neden olmaktadır. Çöp depolama alanlarının ivedilikle bu

alanlardan taşınması gerekmektedir. Geleceğin en büyük problemlerinden birisinin temiz kullanılabilir suyun eksikliği olacağı göz önüne alınırsa durumun ciddiyeti daha da önem kazanmaktadır.

- Toros Dağları ülkemizdeki endemik bitki sayısının en fazla olduğu sahalardır. Bu durumun temel sebebi ise karstik depresyonların sahip olduğu toprak ve iklim özellikleri ile birlikte oluşturmuş oldukları jeomorfolojik izolasyondur. Bu nedenden dolayı dolin alanlarının kirletilmemesi ve korunması sadece doğal ortama değil aynı zamanda son yıllarda popülerliği bir hayli artan ekoturizm faaliyetlerine de katkı sağlayacaktır.
- Doğal yaşam üzerinde sahip oldukları etkilerin yanı sıra dolinler dünyanın farklı kesimlerinde farklı insan faaliyetleri için de kullanılır. Özellikle tabanlarında kalın toprak örtüsü bulunan dolinler karstik alanlardaki verimli tarım alanlarını meydana getirir. Ancak bu tarımsal faaliyetlerde kullanılan pestisitler, yer altı drenajına karışarak yüksek kalitedeki kaynak sularının kalitesini bozmaktadır. Yapılacak olan tarımsal faaliyetlerin bu çerçevede değerlendirilmesi ve uygulanması gerekmektedir.
- Genellikle dış drenaja kapalı olan dolinler etkili bir sediment kapanıdır. Bu özelliğinden dolayı, dolin sedimentleri bulundukları bölgenin paleoiklimi hakkında önemli bilgiler sunar. Dolin sahalarında, sonrasında yapılacak diğer disiplinler (paleoklimatoloji, ekoloji, botanik vb.) için bu tez çalışması bir altlık oluşturacaktır.

KAYNAKÇA

AGUİLAR, Y., BAUTİSTA, F., MENDOZA, M.E., FRAUSTO, O., IHL, T.: 2016 "Density of Karst Depressions in Yucatán State, Mexico". **Journal of Cave and Karst Studies** 78(2): 51–60.

AKAY, E., UYSAL, Ş.: 1988 "Orta Toroslar'ın Post-Eosen Tektoniği". **MTA Dergisi** 108: 57-68.

AKSU, T.: 2009 **Gülpınar - Afşar (Taşkent K-KD'su, Konya) Tektono-Stratigrafisi**. Çukurova Üniversitesi Fen Bil. Enst. Yüksek Lisans Tezi (Yayınlanmamış).

ALAGÖZ, C. A.: 1944 **Türkiye Karst Olayları Hakkında Bir Araştırma**. Ankara: Türk Coğrafya Kurumu Yayınları, Sayı: 1.

ALBAYRAK, M.: 1995 **Akseki-Aydınkent (Antalya) Arasının Jeolojisi ve Petrol Olanakları.** Ankara Üniversitesi Fen Bil. Enst. Doktora Tezi (Yayımlanmamış).

ARDEL, A., KURTER, A., DÖNMEZ, Y.: 1969 **Klimatoloji Tatbikatı**. İstanbul: İ.Ü. Yayınları No: 1123.

ARDOS, M.: 1992 **Türkiye'de Kuaterner Jeomorfolojisi**. İstanbul: İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Basımevi No: 3737.

ARPAT, E., ÖZGÜL, N.: 1972 "Orta Toroslar'da, Geyik Dağı Yöresinde Kaya Buzulları". **MTA Dergisi** 78: 30-35.

ATALAY, İ.: 1987 **Türkiye Jeomorfolojisine Giriş**. İzmir: Ege Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Yayınları No: 9.

ATALAY, İ.: 2010 **Uygulamalı Klimatoloji**. İzmir: Meta Basım Matbaacılık.

ATEŞ, D.D.: 2004 **Taşkale Çevresinin (Karaman Doğusu/Orta Toros) Jeomorfolojisi.** Ankara Üniversitesi Sosyal Bil. Enst. Yüksek Lisans Tezi (Yayımlanmamış).

AVCI, M.: 2005 "Çeşitlilik ve Endemizm Açısından Türkiye'nin Bitki Örtüsü". **İstanbul Üniversitesi, Edebiyat Fakültesi Coğrafya Bölümü, Coğrafya Dergisi** 13:27-55.

BAHTİJAREVİC, A.: 1996 **Morphometric Analysis of the Northern Floridan Karst.** University of South Florida, MA Thesis.

BASSO, A., BRUNO, E., PARİSE, M., PEPE, M.: 2013 "Morphometric Analysis of Sinkholes in a Karst Coastal Area of Southern Apulia (Italy)". **Environ Earth Sci** 70: 2545–2559.

BÁRÁNY-KEVEİ, I.: 1998 "Connection Between Morphology and Ecological Factors of Karst Dolines (Aggtelek Hills, Hungary)". **Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria** 3(4): 115-119.

BÁRÁNY-KEVEİ, I.: 2011 "Changes in the Vegetation of Dolines in Aggtelek and Bükk Mountains". **Acta Climatologica et Chorologica** 44-45: 25-30.

BARRY, R.G., CHORLEY, R.J.: 2009 **Atmosphere, Weather and Climate**. London: Routledge.

BAYRAKDAR, C.: 2012 **Akdağ Kütlesi'nde (Batı Toroslar) Karstlaşma-Buzul İlişkisinin Jeomorfolojik Analizi.** İstanbul Üniversitesi Sosyal Bil. Enst. Doktora Tezi (Yayınlanmamış).

BENAC, C, JURAČİĆ, M, MATİČEC, D, RUŽİĆ, I,. PİKELJ, K.: 2013 "Fluviokarst and Classical Karst: Examples from the Dinarics (Krk Island, Northern Adriatic, Croatia)". **Geomorphology** 184: 64–73.

BENER, M.: 1965 **Göksu Vadisi ve Çevresindeki Platolarda Karst**, İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Doktora Tezi (Yayınlanmamış).

BLUMENTHAL, M.: 1956 "Karaman-Konya Havzası Güneybatısında Toros Kenar Silsileleri ve Şist-Radiolarit Formasyonu Stratigrafi Meselesi". **MTA Dergisi** 48: 1-36.

BONDESAN, A., MENEGHEL, M., SAURO, U.: 1992 "Morphometric Analysis of Dolines". **International Journal of Speleology** 21(1-4): 1-55**.**

BOZKAYA, Ö., YALÇIN, H., GÖNCÜOĞLU, M.C.: 2015 "Toros Kuşağı Birliklerinin Alpin-Öncesi Orojenez Kayıtlarına İlişkin Mineralojik Bulgular". **İstanbul Üniversitesi Jeoloji'nin 100. Yılı Sempozyumu**, İstanbul Üniversitesi 21-23 Ekim 2015 Bildiri Özleri Kitabı.

BÖGLİ, A.: 1960 "Kalklösung und Karrenbildung". **Zeit. Geomorph**. 2: 4-21.

BÖGLİ, A.: 1980 **Karst Hydrology and Physical Speleology.** Berlin: Springer-Verlag.

BÜYÜKTOPÇU, M.F., AKDEMİR, Ö.: 2011 "Kuşak Dağı'nda (Geyik Dağları-Orta Toroslar) Enkaz Halindeki Bir Mağaranın Yeniden Kurulması". **Türk Coğrafya Dergisi** 56: 65-78.

CALİC, J.: 2009 **Uvala — Contribution to the Study of Karst Depressions (With Selected Examples from Dinarides and Carpatho–Balkanides).** University of Nova Gorica, PhD Thesis, Slovenia.

CALİC, J.: 2011 "Karstic Uvala Revisited: Toward a Redefinition of the Term". **Geomorphology** 134: 32–42.

CHİLİNGAR, G., BİSSELL, H., FAİRBRİDGE, R.: 1967 **Carbonate Rocks Origin, Occurrence and Classifcation**. Netherlands: Elsevier Publishing Company.

CLARK, P. J., EVANS, F. C.: 1954 "Distance to Nearest Neighbor as a Measure of Spatial Relationships in Populations". **Ecology** 35: 445-453.

CVİJİC, J.: 1893 "Das Karstphanomen: Versuch Einer Morphologichen Monographie". **Geographische Abhandlungen** 5 (3): 218–329.

ÇILĞIN, Z.: 2012 **Dedegöl Dağı (Batı Toroslar) Buzul Jeomorfolojisi Etüdü**. İstanbul Üniversitesi Sosyal Bil. Enst. Doktora Tezi (Yayınlanmamış).

ÇİÇEK, İ.: 1996 "Thornthwaite Metoduna Göre Türkiye'de İklim Tipleri". **Coğrafya Araştırmaları Dergisi** 12: 33-72.

ÇİNER, A., DEYNOUX, M., ÇÖREKÇİOĞLU, E.: 1999 "Hummocky Moraines in the Namaras and Susam Valleys, Central Taurids, SW Turkey". **Quaternary Science Reviews** 18: 659-669.

ÇİNER, A.: 2003 "Türkiye'nin Güncel Buzulları ve Geç Kuvaterner Buzul Çökelleri". **Türkiye Jeoloji Bülteni** 46(1): 55-78.

ÇİNER, A.: 2012 Buzul Süreçleri. İç: **Kuvaterner Bilimi**, Ed. Kazancı, N. ve Gürbüz A., Ankara: Ankara Üniversitesi Yayınları No: 350.

ÇİNER, A., YILDIRIM, C., SARIKAYA, M.A.: 2015 **Geyik Dağı (Orta Toroslar) Geç Kuvaterner Buzullaşması ve Paleoiklim Yorumu.** İstanbul: TÜBİTAK Proje Raporu, No: 112Y139.

ÇİNER, A., YILDIRIM, C., "Kozmojenik Veriler Işığında Geyikdağ

SARIKAYA, M.A.: 2016 Pleyistosen Dağönü Buzullaşması ve Hörgüç Morenleri". **VII. Türkiye Kuvaterner Sempozyumu,** İstanbul Teknik Üniversitesi 8-11 Mayıs 2016 Bildiri Özleri Kitabı.

DAURA, J., SANZ, M., FORNO´ S, J.J., ASENSİO, A., JULİA, R.: 2014 "Karst Evolution of the Garraf Massif (Barcelona, Spain): Doline Formation, Chronology and Archaeo-Palaeontological Archives". **Journal of Cave and Karst Studies** 76(2): 69–87.

DAY, M.: 1983 "Doline Morphology and Development in Barbados". **Annals of the Association of American Geographers** 73(2): 206–219.

DEDE, V.: 2016 **Karçal Dağları'nın Buzul Jeomorfolojisi ve ^{36}Cl Kozmojenik Jeokronolojisi.** Ankara Üniversitesi Sosyal Bil. Enst. Doktora Tezi (Yayınlanmamış).

DELİ, A., TURAN, A.: 2002 "Orta Toroslarda Köprülü (Gündoğmuş-Antalya) Yöresinin Stratigrafisi". **Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri-A Yerbilimleri** 19/2: 105-122.

DELİ, S.: 2010 **Anamur (Mersin) Civarındaki Alanya Birliği Metamorfitlerinin Jeolojisi ve Metamorfizma Özellikleri**. Selçuk Üniversitesi Fen Bil. Enst. Yüksek Lisans Tezi (Yayınlanmamış).

DEMİRAĞ, İ.: 2012 **Sarıçiçek Dağ'ında (Alucra/Giresun) Karstlaşma ve Karstik Şekiller**. Ondokuzmayıs Üniversitesi Sosyal Bil. Enst. Yüksek Lisans Tezi (Yayınlanmamış).

DENİZMAN, C.: 2003 "Morphometric and Spatial Distribution Parmeters of Karstic Depressions, Lower

Suwannee River Basin, Florida". **Journal of Cave and Karst Studies** 65 (1): 29-35.

DOĞAN, U.: 1996 "Polye ve Flüvio-Karstik Depresyonlar (Seydişehir Güneybatısından Örnekler)". **Ankara Üniversitesi Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi** 5: 229-245

DOĞAN, U.: 2002a "Çankırı Doğusunda Jips Karstlaşmasıyla Oluşan Sübsidans Dolinleri", **Gazi Üniversitesi Eğitim Fakültesi Dergisi** 22 (1): 67-82.

DOĞAN, U.: 2002b "Manavgat Nehri Havzasının Jeomorfolojik Evrimi". **Gazi Üniversitesi Eğitim Fakültesi Dergisi** 22 (2): 51-65.

DOĞAN, U.: 2003 "Dipsiz Göl Kapalı Havzası'ndaki Çökme ve Sübsidans Dolinleri". **Fırat Üniversitesi Sosyal Bilimler Dergisi** 13 (2): 1-21.

DOĞAN, U.: 2003b "Sarıot Polje, Central Taurus (Turkey): A Border Polje Developed At The Contact of Karstic and Non-Karstic Lithologies". **Cave and Karst Science** 30(3): 117-124

DOĞAN, U.: 2004 "Dolin Sınıflamasında Yeni Yaklaşımlar", **Gazi Üniversitesi Eğitim Fakültesi Dergisi** 24 (1): 249-269.

DOĞAN, U.: 2015 **Jeomorfolojinin Temelleri.** (Huggett, R.J.'nin Fundamentals of Geomorphology, Çeviri Editörü: Doğan, U.), Ankara: Nobel Yayınevi.

DOĞAN, U., ÇİÇEK, İ.: 2002 "Occurence of Cover-Collapse Sinkholes (Cover-Collapse Dolines) in the May Dam Reservoir Area (Konya, Turkey)". **Cave and Karst Science** 29 (3): 111-116.

DOĞAN, U., ÖZEL, S.: 2005 "Gypsum Karst and Its Evolution East of Hafik (Sivas-Turkey)", **Gomorphology** 71: 373-388.

DOĞU, A. F., SOMUNCU, M., ÇİÇEK, İ., TUNÇEL, H., GÜRGEN, G.: 1993 "Kaçkar Dağında Buzul Şekilleri, Yaylalar ve Turizm". **A.Ü. Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi** 2: 157-183.

DOĞU, A.F., ÇİÇEK, İ., GÜRGEN, G.: 1994 "Orta Toroslarda (Seydişehir-Gülnar) Karstlaşma Tipleri". **A.Ü. Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi** 3: 129-139.

DRYSDALE, R., GİLLİESON, D.: 1997 "Micro-Erosion Meter Measurements of Travertine Deposition Rates: A Case Study from Louie Creek, Northwest Queensland, Australia". **Earth Surface Processes and Landforms** 22: 1037–1051.

DSİ.: 2013 **Türkiye Akarsularında Süspanse Sediment Gözlemleri (2006-2012)**. Ankara: DSİ Genel Müdürlüğü.

DURETZ, T., GERYA, T.V., MAY, D.A.: 2011 "Numerical Modelling of Spontaneous Slab Breakoff and Subsequent Topographic Response". **Tectonophysics** 502: 244–256.

EKMEKÇİ, M.: 2003 "Review of Turkish Karst With Emphasis on Tectonic and Paleogeographic Controls". **Acta Carsologica** 32/2(17): 205-218.

EKMEKÇİ, M.: 2005 "Karst in Turkish Thrace: Compatibility Between Geological History and Karst Type". **Turkish Journal of Earth Sciences** 14: 73-90.

ELHATİP, H.: 1997 "The Influence of Karstic Features on Environmental Studies in Turkey". **Environmental Geology** 31 (1-2): 27-33.

EREN, M.: 2008 "Küçük Ölçekli Karstik Yüzey Yapıları (Karen)". **Jeoloji Mühendisliği Dergisi** 31-

32(1-2): 1-8.

ERGİNAL, A.E., ÖZTÜRK, B.: 2009 "Kuvaterner Eolinit (Bozcaada) Ve Eosen Kumtaşı (Gelibolu Yarımadası) Üzerinde Deniz Tuzu Ayrıştırması: Mikroanalitik Verilerin Katkısı". **MTA Dergisi** 139: 51-59.

ERGİNAL, A.E.: 2011 Yalıtaşı Araştırmalarında Sem/Edx ve Xrd Analizlerinin Katkısı Hakkında Bir Not. **Fiziki Coğrafya Araştırmaları, Sistematik ve Bölgesel, Prof. Dr. M. Yıldız Hoşgören'e Armağan**. İstanbul: Türk Coğrafya Kurumu Yayınları 6: 327-334.

ERGİNAL, A.E.: 2017 **İznik Gölü'nün Fosil Plajları (Yalıtaşları).** İstanbul: Çantay Kitabevi.

ERİNÇ, S.: 1960 "Konya Bölümünde ve İç Toros Sıralarında Karst Şekilleri". **Türk Coğrafya Dergisi** 20: 83-106.

ERİNÇ, S.: 1982 **Jeomorfoloji I** (3. Baskı). İstanbul: İstanbul Üniversitesi Yayınları Yayın no: 2931.

ERİNÇ, S.: 1971 **Jeomorfoloji II** (2. Baskı). İstanbul: İstanbul Üniversitesi Yayınları Yayın no: 1628.

ERİNÇ, S.: 1996 **Klimatoloji ve Metotları (Genişletilmiş 4. Baskı)**, İstanbul: Alfa Basım Yayım Dağıtım.

EROL, O.: 1992 **Klimajeomorfoloji I. Genel Koşullar**. İstanbul: İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Yay. No: 10.

EROL, O.: 2001 Geomorphologic Evolution of Some Karstic Terrains in the Southwestern Turkey. In: Günay, G., Ford, D. (eds) **Present State and Future Trends of Karst Studies**, 473-484.

EROSKAY, S.O.: 1982 "Engineering Properties of Carbonate Rocks and Karst Regions in Turkey". **Bulletin of the**

International Association of Engineering Geology 25: 61-65.

EVANS, I.S.: 2006 Geomorphometry. In: Goudie, A.S. (eds) **Encyclopedia of Geomorphology Volume-1,** 435-439.

FARAJ, F.H., SALLOUM, F., MUFTAH, A.M., BİLAL, A.: 2016 "Unique Dolines Field in the Area between Soluq and Msus, Ne Libya: Origin And Distribution". **Speleologia Iblea** 16: 51-64.

FLİNT, R.F.: 1947 **Glacial Geology and the Pleistocene Epoch**. New York: John Wiley & Sons.

FLOREA, L. J., PAYLOR, R. L., SİMPSON, L., GULLEY, J.: 2002 "Karst GIS Advances in Kentucky". **Journal of Cave and Karst Studies** 64 (1): 58-62.

FORD, D.: 2007 "Jovan Cvijic´ and the Founding of Karst Geomorphology". **Environmental Geology** 51: 675–684.

FORD, D., WİLLİAMS, P.: 2007 **Karst Hydrology and Geomorphology**, London: John Wiley & Sons Ltd.

FUYUAN, L., YUNYAN, D., YONG, G., CE, L.: 2014 "A Quantitative Morphometric Comparison of Cockpit and Doline Karst Landforms". **Journal of Geographical Sciences** 24(6): 1069-1082.

GAMS, I.: 1978 "The Polje: the Problem of its Definition". **Zeitschrift für Geomorphologie** 22: 170–181.

GEYSSANT, J.: 2001 Geology of Calcium Carboate. In: Tegetoff, W. (eds) **Calcium Carbonate: from the Cretaceous Period into the 21st Century**. Berlin: Springer Publishing Group

GİLLİ, E.: 2015 **Karstology Karsts, Caves and Springs.** New York: CRS Press.

GÖNENÇGİL, B.: 2009 **Küresel Degradasyon Sürecinde Dağlar ve Dağ Alanları Yönetimi.** İstanbul: Çantay

Kitabevi.

GOUDİE, A.: 1990 **Geomorphological Techniques.** London: Allen and Unwin.

GÜLDALI, N.: 1971 "Karstik Araştırmaların Türkiye İçin Önemi". **Jeomorfoloji Dergisi** 03: 54-61.

GÜLDALI, N.: 1972 "Korkuteli-Bucak Çevresinde Lapya ve Dolin Çeşitleri ve Bunların Gelişmeleri", **Jeomorfoloji Dergisi** 4: 81-98.

GÜLDALI, N.: 1976 "Akseki Polyesi, Toroslar'ın Karstik Bölgelerindeki Dağarası Ovalarının Oluşumu ve Gelişimi". **Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni** 19: 143-148.

GÜLDALI, N., NAZİK, L.: 1984 "Tınaz Tepe Mağara Sistemi ve Yakın Çevresinin Karstik Gelişimi". **Jeomorfoloji Dergisi** 12: 107-114.

GÜLDALI, N., NAZİK, L.: 1988 "Türkiye Mağara Kadastrosu". **Jeomorfoloji Dergisi** 16: 17-21.

GÜNAY, G.: 2009 Case Study: Geological and Hydrogeological Properties of Turkish Karst and Major Karstic Springs. In: Kresic, N., Stevanovic, Z. (eds) **Groundwater Hydrology of Springs**, 479-197.

GÜNEYSU, A.C.: 1989 "Karst Araştırmalarında Jeomorfolojinin Rolü". **İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Bülten** 06: 137-142.

GÜNEYSU, A.C.: 1993 "Batı Toroslar'da Neotektonik Hareketlerin Karstlaşma Üzerindeki Etkileri ve Karstlaşmanın Evrimi (Eğirdir-Beyşehir-Antalya Karst Alanı)". **Türk Coğrafya Dergisi** 28: 329-336.

GÜVERCİN ORHAN, Ç.: 2004 **Batı Toroslar Bölgesi'nde Karst Türü ve**

Evriminin Neotektonik - Paleocoğrafik Gelişim ile İlişkilerinin Araştırılması. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enst. Yüksek Lisans Tezi (Yayımlanmamış).

HADİMLİ, H.: 2008 **Akseki İlçesi'nin Coğrafyası**. Atatürk Üniversitesi Sosyal Bil. Enst. Doktora Tezi (Yayınlanmamış).

HANNA, F.K.: 1966 "A Technique for Measuring the Rate of Erosion of Cave Passages". **Proceedings University of Bristol Spelaeology Society** 11: 83–86.

HERAK, M.: 1977 "Tecto-Genetic Approach to the Classification of Karst Terrains". **Carsus Iugoslaviae** 9(4): 227-238.

HİGH, C.J., HANNA, F.K.: 1970 "A Method for the Direct Measurement of Erosion on Rock Surfaces". **British Geomorphological Research Group Technical Bulletin** 5: 1–25.

HİJMANS, R.J., CAMERON, S.E., PARRA, J.L., JONES, P.G., JARVİS, A.: 2005 "Very High Resolution Interpolated Climate Surfaces for Global Land Areas". **International Journal of Climatology** 25: 1965–1978.

HOŞGÖREN, M.Y.: 1973 "Ardıçyayla Mevkii-Camimaktaı Tepe-Çukuroluk Tepe-Taşyatak Tepe (Domaniç Dağları) Arasında Yer Alan Karstik Saha ve Şekiller Hakkında". **Jeomorfoloji Dergisi** 05: 169-172.

HOŞGÖREN, M.Y.: 2003 **Jeomorfoloji'nin Ana Çizgileri II**. İstanbul: Çantay Kitabevi.

HOŞGÖREN, M.Y.: 2011 **Jeomorfoloji Terimleri Sözlüğü**. İstanbul: Çantay Kitabevi.

HUANG, H.H.: 2007 **Geomorphologic Investigations on Karst Terrain: A Gis-Assisted Case Study on the Island of Barbados.** Department of Bioresource Engineering Macdonald Campus, McGill University. Master's Thesis.

İNCE, H.: 1992 **Aydınkent (Akseki-Antalya) Yöresinin Jeolojisi**. Ankara Üniversitesi Fen Bil. Enst. Yüksek Lisans Tezi (Yayımlanmamış).

INKPEN, R.J., TWİGG, L., STEPHENSON, W.J.: 2004 "The Use of Multilevel Modeling in Evaluating Controls on Erosion Rates on İnter-Tidal Shore Platforms, Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand". **Geomorphology** 57: 29–39.

İZBIRAK, R.: 1986 **Coğrafya Terimleri Sözlüğü**. İstanbul: MEB Basımevi.

JENNİNGS, J.N.: 1975 "Doline Morphometry as a Morphogenetic Tool: New Zealand". **New Zealand Geographer** 31: 6-28.

JENNİNGS, J.N.: 1983 "Karst Landforms: The Striking Variation in Karst Topography has Prompted Researchers Tomeasure the Rates of Erosion in Limestone". **American Scientist** 71: 578-586.

JENNİNGS, J.N.: 1985 **Karst Geomorphology**. Oxford and New York: Blackwell.

KANSUN, G.: 2000 **Alanya-Demirtaş-Bucak-Kızılcaşehir (Antalya) Civarının Stratigrafi, Petrografi ve Jeokimyasal İncelenmesi**. Selçuk Üniversitesi Fen Bil. Enst. Doktora Tezi (Yayınlanmamış).

KARACA, M., A. DENİZ, TAYANÇ, M.: 2000 "Cyclone Track Variability over Turkey in Association with Regional Climate". **Int. J. of Climatology** 20: 1225-1236.

KARACAN, E., YILMAZ, I.: 1997 "Collapse Dolines in Miocene Gypsum: An Example from SW Sivas (Turkey)". **Environmental Geology** 29: 263-266.

KARAOĞLAN, F.: 2016 "Tracking the Uplift of the Bolkar Mountains (South-Central Turkey): Evidence from Apatite Fission Track Thermochronology". **Turkish Journal of Earth Sciences** 25: 64-80.

KAYAN, İ.: 2012 Deniz Seviyesi Değişmeleri İç: **Kuvaterner Bilimi**, Ed. Kazancı, N. ve Gürbüz A., Ankara: Ankara Üniversitesi Yayınları No: 350.

KELLER, A. N.: 2002 **Active Tectonics**. New Jersey: Prentice Hall Earth Science Series.

KESER, N.: 2007 "Akyazı (Lengüme) Depresyonu ve Akdağ Güneyinin (Batı Toroslar) Jeomorfolojisi". **Türk Coğrafya Dergisi** 48: 111-132.

KESKİN, İ.: 2011 **Jipslerde Dolinlerin Oluşum Mekanizmaları Açısından Süreksizlik Özelliklerinin Etkilerinin Araştırılması: KD Sivas Örneği.** Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bil. Enst. Doktora Tezi (Yayınlanmamış).

KETİN, İ.: 1966 "Anadolu'nun Tektonik Birlikleri". **MTA Dergisi** 66: 20-34.

KOÇMAN, A.: 1993 **Türkiye İklimi**. İzmir: Ege Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Yayınları No: 72.

KORKMAZ ELMACI, A.: 2011 **Orta Toroslar (Anamur-Akseki-Seydişehir) Civarı Jura-Kretase İstifinin Biyostratigrafi ve Mikrofasiyes Özellikleri.** Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enst. Yüksek Lisans Tezi (Yayımlanmamış).

KOVACİC, G., RAVBAR, N.: 2013 "Analysis of Human Induced Changes in a Karst Landscape-The Filling of Dolines in the

Kras Plateau, Slovenia". **Science of the Total Environment** 447: 143–151.

KOYUNCU, H.: 2003 **Batı Toroslar Karst Sistemi Hidrojeolojik Özelliklerinin Uydu Görüntülerinin Sayısal Analizleri ile İrdelenmesi**, Hacettepe Üniversitesi Fen Bil. Enstitüsü Doktora Tezi (Yayımlanmamış).

KURT, H.: 2000 **Batı Toros Polyeleri (Jeomorfolojik Etüt)**. Marmara Üniversitesi Sos. Bil. Enstitüsü Doktora Tezi (Yayımlanmamış).

KURTER, A.: 1979 **Türkiye'nin Morfoklimatik Bölgeleri**. İstanbul: Edebiyat Fakültesi Matbaası İ.Ü. Yayın No: 2585.

KURTER, A.: 1991 Glaciers of Middle East and Africa-Glaciers of Turkey. In: R. S. Williams and J. G. Ferrigno (Eds.), **Satellite Image Atlas of the World**, USGS Professional Paper 1386-G-1.

LEWİN, J., WOODWARD, J.: 2009 Karst Geomorphology and Environmental Change. In: **The Physical Geography of the Mediterranean**, ed. Woodward, J.C., 287-317.

MARKOVİĆ, J., BOČİĆ, N., PAHERNİK, M.: 2016 "Spatial Distribution and Density of Dolines in the Southeastern Velebit Area". **Geoadria** 21(1): 1-28.

MARTİN, C.: 1969 "Akseki Kuzeyindeki Bir Kısım Torosların Stratigrafik ve Tektonik İncelemesi". **MTA Dergisi** 72: 157-175.

MASOUD, A., KOİKE, K.: 2011 "Auto-detection and Integration of Tectonically Significant Lineaments from SRTM DEM and Remotely-Sensed Geophysical Data". **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing** 66: 818–832.

MESSERLİ, B.: 1967 "Die Eiszeitliche und die Gegenwartige Vergletscherung in Mittelmeerraum". **Geographica Helvetica** 22: 105-228.

MCCRAW, D.J., LAND, L.: 2016 "New Mexico Earth Matters". **New Mexico Bureau of Geology & Mineral Resources** 16: 1-6.

MİHEVC, A.: 1998 "Dolines, Their Morphology and Origin. Case Study: Dolines from the Kras, West Slovenia (The Skocjan Karst)". **Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat. III** 4: 69-74.

MİHEVC, A., PRELOVŠEK, M., HAJNA, N.Z.: 2010 **Introduction to the Dinaric Karst**. Ljubljana: Collegium Graphicum

MONOD, O., KUZUCUOĞLU, C., OKAY, A.İ.: 2006 "A Miocene Palaeovalley Network in the Western Taurus (Turkey)". **Turkish Journal of Earth Sciences** 15: 1-23.

NAZİK, L.: 1986 "Beyşehir Gölü Yakın Güneyi Karst Jeomorfolojisi ve Karstik Parametrelerin İncelenmesi". **Jeomorfoloji Dergisi** 14: 65-79.

NAZİK, L.: 1989 "Mağara Morfolojinin Belirlediği Jeolojik-Jeomorfolojik ve Ekolojik Özellikler". **Jeomorfoloji Dergisi** 17: 53-62.

NAZİK, L.: 1992 **Beyşehir Gölü Güneybatısı ile Kembos Polyesi Arasının Karst Jeomorfolojisi.** İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Doktora Tezi (Yayınlanmamış).

NAZİK, L.: 2016 Karst Jeomorfolojisi Araştırma Yöntemleri. İç: Editör: Özgen, N., Karadoğan, S., **Fiziki Coğrafyada Araştırma Yöntemleri ve Teknikler**. Ankara: Pegem Akademi.

NAZİK, L., GÜLDALI, N.: "İncesu Mağaralar Sistemi (Taşkale/Karaman);

1985 Jeomorfolojik Evrimi ve Ekonomik Olanakları", **Jeomorfoloji Dergisi** 13: 47-53.

NAZİK, L., POYRAZ, M.: 2015 Gelişiminde, Karstlaşmanın İklim Değişikliklerinin Önüne Geçtiği Tektono-Karstik Bir İç Havza: Konya Kapalı Ovası. **Ulusal Jeomorfoloji Sempozyumu**, Ondokuz Mayıs Üniversitesi, 15-17 Ekim 2015, Samsun, Bildiriler Kitabı.

NAZİK, L., TUNCER, K.: 2010 "Türkiye Karst Morfolojisinin Bölgesel Özellikleri". **Türk Speleoloji Dergisi, Karst ve Mağara Araştırmaları** 1: 7-19.

OCAKOĞLU, F.: 2012 **Sedimantoloji Ders Notları.** Eskişehir Osmangazi Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü.

OKAY, A.I., ÖZGÜL, N.: 1982 Blueschists and Eclogites from the Alanya Massif, Turkey. **The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean Meeting** 82, Edinburgh, İngiltere.

ÖZGÜL, N.: 1976 "Toroslar'ın Bazı Temel Jeoloji Özellikleri". **Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni,** 19: 65-78.

ÖZGÜL, N.: 1984 Stratigraphy and Tectonic Evolution of the Central Taurides. Edited by Tekeli, O., Göncüoğlu, M.C. içinde**, Geology of the Taurus Belt Proceedings** 77-90, Ankara: MTA.

ÖZGÜL, N.: 1997 "Bozkır-Hadim-Taşkent (Orta Toroslar'ın Kuzey Kesimi) Dolaylarında Yer Alan Tektonostratigrafik Birliklerin Stratigrafisi". **Maden Tetkik ve Arama Dergisi**, 119, 117-174.

ÖZTAŞ, T.: 1982 "Karstlaşma ve Mühendislik Projelerinde

Sayısal Karst Sınıflaması Kavramı". **Jeoloji Mühendisliği Dergisi** 13: 11-16.

ÖZTÜRK, A., KARADAĞ, M., DELİ, A.: 2008 "Bozkır (Konya) İlçesinin Doğu ve Güneyini Kapsayan Bölgenin Stratigrafisi". **Selçuk Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi Dergisi** 23/4: 11-28.

ÖZTÜRK, M.Z., ŞENER, M.F., ŞİMŞEK, M.: 2015a Anamas Dağı'nda (Batı Toroslar) Dolin Oluşumu Üzerinde Yapısal Zayıflıkların Önemi. **Ulusal Jeomorfoloji Sempozyumu**, Ondokuz Mayıs Üniversitesi, 15-17 Ekim 2015, Samsun, Bildiriler Kitabı.

ÖZTÜRK, M.Z., ŞİMŞEK, M., UTLU, M.: 2015b "Tahtalı Dağları (Orta Toroslar) Karst Platosu Üzerinde Dolin ve Uvala Gelişiminin CBS Tabanlı Analizi". **Türk Coğrafya Dergisi** 65, 59-68.

ÖZTÜRK, M.Z., ŞİMŞEK, M., UTLU, M., ŞENER, M.F.: 2017a "Karstic Depressions on Bolkar Mountain Plateau, Central Taurus (Turkey): Distribution Characteristics and Tectonic Effect on Orientation". **Turkish Journal of Earth Sciences** 26: 302-313.

ÖZTÜRK, M. Z., ŞİMŞEK, M., UTLU, M., ŞENER, M. F.: 2017b Batı ve Orta Toros Dağları'nda Dolin Yoğunluğunun Alansal Dağılış Özellikleri. **Uluslararası Jeomorfoloji Sempozyumu,** Fırat Üniversitesi, 12-14 Ekim 2017, Elazığ.

ÖZTÜRK, M.Z., ÇETİNKAYA, G., AYDIN, S.: 2017c "Köppen-Geiger İklim Sınıflandırmasına Göre Türkiye'nin İklim Tipleri". **İstanbul Üniversitesi Coğrafya Dergisi** 35: 17-27.

PAHERNİK, M.: 2012 "Prostorna gustoća ponikava na području Republike Hrvatske (Spatial density of dolines in the Croatian Territory)". **Hrvatski Geografski Glasnik**, 74(2): 5-26.

PANNO, S., ANGEL, J., NELSON, D., WEİBEL, P., LUMAN, D., DEVERA, J.: 2008 **Sinkhole Density and Distribution of Renault Quadrangle**, Illinois State Geological Survey.

PANNO, S., LUMAN, D.: 2012 **Sinkhole Distribution and Associated Karst Features of Monroe County**, Illınois, Illinois State Geological Survey.

PANNO, S., LUMAN, D., ANGEL, J.: 2009 **Sinkhole Density and Distribution of Cahokia Quadrangle**, Illinois State Geological Survey.

PEEL MC, FİNLAYSON BL, MCMAHON TA.: 2007 "Updated World Map of the Koppen-Geiger Climate Classification". **Hydrol. Earth Syst. Sci.** 11: 1633–1644.

PEKCAN, N.: 1999 **Karst Jeomorfolojisi (2. Baskı)**. İstanbul: Filiz Kitabevi.

PEKCAN, N.: 2000 **Düzce-Akçakoca Bölgesinin Jeomorfolojisi**, İstanbul: Filiz Kitabevi.

PENTEK, K., VERESS, M., LOCZY, D.: 2007 "A Morphometric Classification of Solution Dolines", **Z. Geomorph. N.F.** 51: 19-30.

PEYRONNET, PH DE.: 1971 "Alanya Bölgesinin (Güney Toroslar) Jeolojisi ve Metamorfik Boksitin Kökeni". **MTA Dergisi** 76: 98-123.

RADULOVİC, M.M.: 2013 "A New View on Karst Genesis". **Carbonates and Evaporites** 28(4): 383-397.

RAMU., MAHALİNGAM, B.: 2012 "Hypsometric Properties of Drainage Basins in Karnataka Using Geographical Information System". **New York Science Journal** (5)12: 156-158.

RATHJENS, C.: 1954 Karsterscheinungen in der Klimatisch-Morphologischen Vertikalgliederung des Gebirges. in: **Das Karstphanomen in den**

Verschiedenen Klimazonen. Ed. Lehmann, H., Erdkunde, 8.

SANDERS, E.M.: 1921 "The Cycle of Erosion in a Karst Region (After Cvijic)". **Geographical Review** 11(4): 593-604.

SARIKAYA, M.A., ÇİNER, A.: 2015 "Türkiye Geç Pleyistosen Buzullaşması ve Paleoiklimi". **MTA Dergisi** 151: 111-132.

SARP, G., GECEN, R., TOPRAK V., DUZGUN, S.: 2011 Morphotectonic Properties of Yenicaga Basin Area in Turkey. **34th International Symposium on Remote Sensing of Environment** April 10-15 Sydney, Australia.

SAURO, U.: 2003 "Dolines and Sinkholes: Aspects of Evolution and Problems of Classification". **Acta Carsologica** 32(2): 41-52.

SAURO, U.: 2013 "Landforms of Mountains Karst in the Middle Latitudes: Reflections, Trends and Research Problems". **Acta Carsologica** 42(1): 5-16.

SCHILDGEN, T.F., YILDIRIM, C., COSENTINO, D., STRECKER, M.R.: 2014 "Linking Slab Break-off, Hellenic Trench Retreat, and Uplift of the Central and Eastern Anatolian Plateaus". **Earth-Science Reviews** 128: 147-168.

SEALE, L.D.: 2005 **Creation, Analysis, and Evaluation of Remote-sensing Sinkhole Databases for Pinellas County, Florida**. Masters Thesis, University of South Florida, Tampa.

SPATE, A.P., JENNİNGS, J.N., SMİTH, D.I., GREENAWAY, M.A.: 1985 "The Micro-Erosion Meter: Use and Limitations". **Earth Surface Processes and Landforms** 10: 427-440.

STEPHENSON, W.J.: 1997 "Improving the Traversing Micro-Erosion Meter". **Journal of Coastal Research** 13(1): 236-241.

STEPHENSON, W.J., FİNLAYSON B.L.: 2009 "Measuring Erosion with the Micro-Erosion Meter—Contributions to Understanding Landform Evolution". **Earth-Science Reviews** 95: 53–62.

STEPİSNİK, U.: 2011 "Sediments in Collapse Dolines on the Kras Plateau, Slovenia". **Acta Geographica Slovenica** 51 (2): 233–252.

STEVANOVİC, Z.: 2015 Karst Environment and Phenomena. In: Stevanovic, Z. (ed), **Karst Aquifers–Characterization and Engineering**, 19-46.

STRAHLER, A.N.: 1952 "Hypsometric (Area-Altitude) Analysis of Erosional Topography". **Bulletin of The Geological Society of America** 63: 1117-1142.

SÜR, A.: 1977 **Alanya'nın İklimi.** Ankara: Ankara Üniversitesi DTCF Yayınları No: 270.

SÜR, A.: 1994 "Karstik Yerşekilleri ve Türkiye'den Örnekler". **Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi** 3: 1-28.

SÜR, Ö.: 1981 **Stratigrafi.** (Atatürk'ün 100. Doğum Yılına Armağan), Ankara: Dil ve Tarih- Coğrafya Fakültesi Basımevi.

SWEETİNG, M.M.: 1972 **Karst Landforms**. London: MacMillan Press.

ŞAHİNCİ, A.: 1991 **Karst**. İzmir: Reform Matbaası.

ŞENEL, M.: 1996a "Anamas-Akseki Otoktonu Güney Kenarını Temsil Eden Pirnos Bloğu'nun Stratigrafik Özellikleri ve Paleocoğrafik Yorumu; Orta Toroslar, Türkiye". **Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni** 39(2): 19-29.

ŞENEL, M., DALKILIÇ, H., GEDİK, İ., SERDAROĞLU, M., METİN, S., ESENTÜRK, "Orta Toroslar'da Güzelsu Koridoru ve Kuzeyinin Jeolojisi". **MTA Dergisi** 120: 171-197.

K., BÖLÜKBAŞI, S., ÖZGÜL, N.: 1998

ŞENEL, M., GEDİK, İ., DALKILIÇ, H., SERDAROĞLU, M., BİLGİN, A.Z., UĞUZ, F., BÖLÜKBAŞI, S., KORUCU, M., ÖZGÜL, N.: 1996b

"Isparta Büklümü Doğusunda, Otokton ve Allokton Birimlerin Stratigrafisi (Batı Toroslar)". **MTA Dergisi** 118: 111-160.

ŞENEL, M.: 2002

1/500 000 Ölçekli Konya Jeoloji Paftası. Maden Tetkik Arama Enstitüsü.

ŞENGÖR, A.M.C., YILMAZ, Y.: 1981

"Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach". **Tectonophysics** 75: 181-241.

TELBİSZ, T., DRAGUŠİCA, H., NAGY, B.: 2009

"Doline Morphometric Analysis and Karst Morphology of Biokovo Mt (Croatia) Based on Field Observations and Digital Terrain Analysis". **Hrvatski Geografski Glasnik** 71(2): 5 – 22.

TEMUÇİN, E.: 1990

"Aylık Değişme Oranlarına Göre Türkiye'de Yağış Rejimi Tipleri". **Ege Coğrafya Dergisi** 5: 160-183.

TİHANSKY, A.B.: 1999

Sinkholes, West-Central Florida. in Galloway, Devin, Jones, D.R., Ingebritsen, S.E., eds., **Land Subsidence in the United States: U.S. Geological Survey Circular** 1182: 121-140.

TOKER, V., SONEL, N., AYYILDIZ, T., ALBAYRAK, M.: 1993

"Akseki Kuzeyi-Üzümdere Civarının Stratigrafisi". **Türkiye Jeoloji Bülteni** 36: 57 - 71.

TÖRK, K., ŞENER, T., ÖZTEKİN, E., LELOĞLU, U.M., ATALAY, B.: 2011

Geyik Dağları Kuşağı'nın (Gündoğmuş-Antalya) Derin Mağara Potansiyeli. **5. Ulusal Speleoloji Sempozyumu**, 18-21 Mart 2011,

İstanbul, 136-143.

TUNCER, K.: 2004 **Sakarya Nehri-Göynük Çayı Çatak Çayı Arasındaki Sahanın Karst Jeomorfolojisi**. İstanbul Üniversitesi Sosyal Bil. Enstitüsü Doktora Tezi (Yayınlanmamış).

TUNÇDİLEK, N.: 1985 **Türkiye'de Relief Şekilleri ve Arazi Kullanımı**. İstanbul: İ.Ü. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Yayınları No: 3.

TURAN, A.: 1990 **Toroslar'da Hadim (Konya) ve Güneybatısının Jeolojisi, Stratigrafisi ve Tektonik Gelişimi.** Selçuk Üniversitesi Fen Bil. Enstitüsü Doktora Tezi (Yayınlanmamış).

TURAN, A.: 2000a "Karaköy (Gündoğmuş)-Hadim Arasındaki Toroslar'ın Stratigrafisi". **DEÜ Mühendislik Fakültesi Fen ve Mühendislik Dergisi** 2/1: 61-89.

TURAN, A.: 2000b "Korualan ve Bağbaşı (Hadim-Konya) Arasındaki Bölgenin Yapısal Özellikleri". **DEÜ Mühendislik Fakültesi Fen ve Mühendislik Dergisi** 2/3: 51-65.

TURAN, A., KURTMAN, F., SEYMEN, İ.: 2007 "Toroslar'da Hadim Bölgesinin Paleotektonik Dönem Jeolojik Evrimi". **Selçuk Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi Dergisi** 23/1-2: 115-130.

TUROĞLU, H.: 2011 **Buzullar ve Buzul Jeomorfolojisi**. İstanbul: Çantay Kitabevi.

TUROĞLU, H.: 2013 Buzullar ve Buzullaşma. İç: **Genel Jeoloji**, Ed. Helvacı C., Ankara: Nobel Yayıncılık.

TUROĞLU, H.: 2015 Tarihlendirilmiş Bazı Jeomorfolojik Verilere Dayandırılan, Anadolu'nun Kuvaterner İklim Özellikleri Rekonstrüksiyonu. İç: Efe, R,

Coğrafyada Yeni Yaklaşımlar 75-102, İzmir: Dokuz Eylül Üniversitesi Yayınları.

TUROĞLU, H.: 2016 **Coğrafi Bilgi Sistemlerinin Temel Esasları (4. Baskı).** İstanbul: Çantay Kitabevi.

TÜRKEŞ, M.: 2010 **Klimatoloji ve Meteoroloji**. İstanbul: Kriter Yayınevi.

TRUDGİLL, S.T., GOSLİNG, W., YATES, T., COLLİER, P., SMİTH, D.I., COOKE, R.U., VİLES, H.A., INKPEN, R., MOSES, C.: 2001 "Twenty-Year Weathering Remeasurements at St Paul's Cathedral, London". **Earth Surface Processes and Landforms** 26: 1129–1142.

VENİ, G., DUCHENE, H., CRAWFORD, N. C., GROVES, C. G., HUPPERT, G. N., KASTNİNG, E. H., OLSON, R., WHEELER, B. J.: 2001 **Living With Karst A Fragile Foundation**. American Geological Institute, CLB Printing Company.

VERESS, M.: 2017 "Solution DOLINE Development on GLACIOKARST in Alpine and Dinaric Areas". **Earth-Science Reviews** 173: 31–48.

WALKER, M.: 2005 **Quaternary Dating Methods**. England: John Wiley & Sons Ltd.

WALTHAM, A.C., FOOKES, P.G.: 2003 "Engineering Classification of Karst Ground Conditions". **Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology** 36: 101-118.

WALTHAM, T.: 2002 "Gypsum Karst Near Sivas, Turkey". **Cave and Karst Science** 29(1): 39-44.

WALTHAM, T.: 2016 "Control the Drainage: the Gospel Accorded to

Sinkholes". **Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology** doi:10.1144/qjegh2015-088.

WALTHAM, T., BELL, F., CULSHAW, M.: 2005 **Sinkholes and Subsidence.** Chichester, UK: Springer-Praxis.

WİLLİAMS, P.W.: 1972 "Morphometric Analysis of Polygonal Karst with Examples from New Guinea". **Geological Society of America Bulletin** 83: 761-796.

WHİTE, B.W.: 1988 **Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains**. Oxford: Oxford University Press.

WİLLİAMS, P.: 2008 World Heritage Caves and Karst a Thematic Study. **International Union for Conservation of Nature.** Switzerland.

WİLLİAMS, P. W.: 2004 Doline. In: Gunn, J. (ed), **Encyclopedia of Cave and Karst Science**, 304-310.

YALÇINLAR, İ.: 1969 **Strüktüral Morfoloji Cilt II (Genişletilmiş 2. Baskı).** İstanbul: İstanbul Üniversitesi Yayınları No: 878.

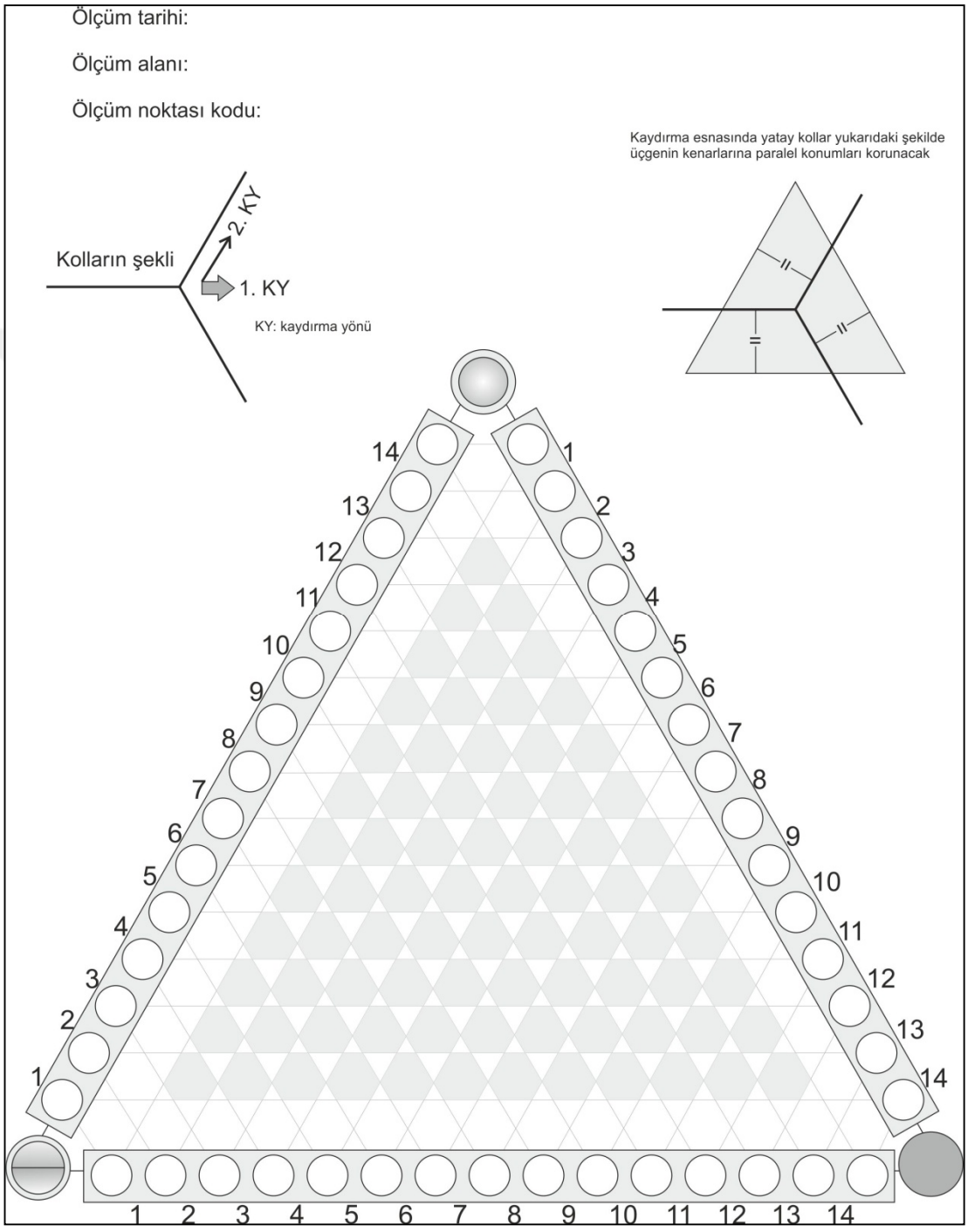
YALÇINLAR, İ.: 1990 "Bozkır'da Fosilli Kambro-Ordovisiyen Tabakalar (Konya)". **Coğrafya Araştırmaları** 02: 113-127.

YAMAÇ, A., AKTAR, M., ATALAY, E. Ö.: 1980 **Çimiyayla Araştırma Raporu**. İstanbul: BÜMAK Yayınları No: 2.

YAZGAN, E., CHESSEX, R.: 1991 "Geology and Tectonic Evolution of the Southeastern Taurides in the Region of Malatya". **Turkish Association of Petroleum Geologists** 3: 1-42.

ZEYBEK, H.İ.: 2010 "Canik Dağlarının Güneydoğu Bölümünde Karstlaşma ve Karstik Şekiller". **Doğu Coğrafya Dergisi** 24: 273-288.

EKLER



Ek 1: Mikro erozyon ölçümlerinin yazıldığı levha örneği

Porozite ve Yoğunluğun Tayini TS 8615/1990									
Numune No.	Kodlar	Mb	Msd	Mk	Numune hacmi	Gözenek hacmi	Görünür porozite	Kuru yoğunluk	Suya Doygun Yoğunluk
		Suya doygun batık kütle	Havada doygun kütle	Etüvde kurutulmuş numune kütlesi	$V=\frac{Msd-Mb}{gw}$	$Vv=\frac{Msd-Mk}{gw}$	$n=\frac{Vv}{v}x100\%$	$gk=\frac{Mk}{v}$	$gw=\frac{Msd}{v}$
		g	g	g	cm^3	cm^3	%	g/cm³	g/cm³
1	**ÇİMİ**	61,80	99,00	98,00	37	1,00	2,7	2,63	2,66
2		52,80	84,00	83,50	31	0,50	1,6	2,67	2,69
3		41,00	65,70	64,90	25	0,80	3,2	2,62	2,66
4		52,80	84,20	83,60	31	0,60	1,9	2,66	2,68
5		37,00	59,20	58,50	22	0,70	3,2	2,63	2,66
1	**KORU**	34,10	54,30	54,00	20	0,30	1,5	2,67	2,68
2		60,30	96,10	95,50	36	0,60	1,7	2,66	2,68
3		27,90	44,40	44,30	17	0,10	0,6	2,68	2,69
4		44,50	70,60	70,50	26	0,10	0,4	2,70	2,70
5		33,10	52,70	52,10	20	0,60	3,1	2,65	2,68
1	**DİP**	60,50	96,50	96,20	36	0,30	0,8	2,67	2,68
2		56,20	89,40	89,00	33	0,40	1,2	2,68	2,69
3		26,90	42,80	42,50	16	0,30	1,9	2,67	2,69
4		44,00	70,00	69,70	26	0,30	1,2	2,68	2,69
5		63,50	101,00	100,60	38	0,40	1,1	2,68	2,69

Ek 2: Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü Beton Laboratuvarı'nda gerçekleştirilen porozite ve yoğunluk tayini deneyi sonuçları (Örneklem alanları: ÇİMİ: Çimi Yaylası, DİP: Dipsiz Göl ve KORU: Korualan Beldesi)

ÖZGEÇMİŞ

1988 yılında Bozkır'da doğdum. 2013 yılında Selçuk (Necmettin Erbakan) Üniversitesi Coğrafya Eğitimi Bilim Dalında, "İbradı (Antalya) İlçesi'nin Fiziki Coğrafyasının Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) Metodolojisi İle İncelenmesi" başlıklı yüksek lisans tezimi tamamladım. 2014 yılında İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü (Fiziki) Coğrafya Anabilim Dalı'nda Doktora eğitimime başladım. Çalışmalarımı karst jeomorfolojisi alanında yürütmekteyim.