

T.C.
VAN YÜZÜNCÜ YIL ÜNİVERSİTESİ
SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ
COĞRAFYA ABD
FİZİKİ COĞRAFYA BİLİM DALI

PERVARI (SİİRT) SİNEBEL YARMA VADİSİ VE YAKIN ÇEVRESİNİN
JEOMORFOLOJİSİ

(THE GEOMORPHOLOGY OF SINEBEL SIIRT/PERVARI, SPLIT
VALLEY AND ITS CLOSE ENVIRONMENT)


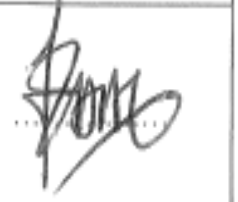



YÜKSEK LİSANS TEZİ

HAZIRLAYAN
YAHYA ÖZTÜRK

DANIŞMAN

Dr. Öğrt. Üyesi HALİL ZORER

VAN – 2019

<p>Yahya ÖZTÜRK tarafından hazırlanan “Sinebel Yarma Vadisi ve Yakın Çevresinin Jeomorfolojisi” adlı tez çalışması aşağıdaki jüri tarafından OY BİRLİĞİ / OY ÇOKLUĞU ile Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi Coğrafya Anabilim Dalında YÜKSEK LİSANS TEZİ olarak kabul edilmiştir.</p>	
<p>Danışman: Dr. Öğrt. Ü. Halil ZORER Coğrafya, VAN YYÜ</p> <p>Bu tezin, kapsam ve kalite olarak Yüksek Lisans Tezi olduğunu onaylıyorum/onaylamıyorum</p>	
<p>Başkan: Prof. Dr. Ali Fuat DOĞU Coğrafya, VAN YYÜ</p> <p>Bu tezin, kapsam ve kalite olarak Yüksek Lisans Tezi olduğunu onaylıyorum/onaylamıyorum</p>	
<p>Üye: Dr. Öğrt. Ü. Halil ZORER Coğrafya, VAN YYÜ</p> <p>Bu tezin, kapsam ve kalite olarak Yüksek Lisans Tezi olduğunu onaylıyorum/onaylamıyorum</p>	
<p>Üye: Doç. Dr. Harun AYDIN Hidrojeoloji, Hacettepe ÜNİVERSİTESİ</p> <p>Bu tezin, kapsam ve kalite olarak Yüksek Lisans Tezi olduğunu onaylıyorum/onaylamıyorum</p>	
<p>Tez Savunma Tarihi:</p>	<p>28 / 06 / 2019</p>
<p>Jüri tarafından kabul edilen bu tezin Yüksek Lisans Tezi olması için gerekli şartları yerine getirdiğini onaylıyorum</p> <p> Doç. Dr. Bekir KOÇLAR Sosyal Bilimler Enstitüsü Müdürü</p>	

Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü **Tez Yazım Kurallarına uygun olarak hazırladığım bu tez çalışmada;**

- Tez içinde sunduğum verileri, bilgileri ve dokümanları akademik ve etik kurallar çerçevesinde elde ettiğimi,
- Tüm bilgi, belge, değerlendirme ve sonuçları bilimsel etik ve ahlak kurallarına uygun olarak sunduğumu,
- Tez çalışmada yararlandığım eserlerin tümüne uygun atıfta bulunarak kaynak gösterdiğimi,
- Kullanılan verilerde herhangi bir değişiklik yapmadığımı,
- Bu tezde sunduğum çalışmanın özgün olduğunu

bildirir, aksi bir durumda aleyhime doğabilecek tüm hak kayıplarımı kabullendiğimi beyan ederim. 20.06.2019



Yahya ÖZTÜRK

(Yüksek Lisans/~~Doktora~~ Tezi)

Yahya ÖZTÜRK

VAN YÜZÜNCÜ YIL ÜNİVERSİTESİ
SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ
Haziran, 2019

**PERVARI (SİİRT) SİNEBEL YARMA VADİSİ VE YAKIN
ÇEVRESİNİN JEOMORFOLOJİSİ**

ÖZET

Yüksek lisans tezi olarak hazırlanan bu çalışmanın alanı, Siirt ili Pervari ilçesinin GD'sunda yer almaktadır. Çalışmaya konu olan Sinebel Vadisi Neotektonik hareketler sonucu faylanmaya yoğun şekilde maruz kalan bir alanda bölgesel yükselmeye ayak uyduran akarsuyun açtığı yarma karakterli bir vadidir. Antecedant özelliklerin görüldüğü Sinebel Yarma Vadisi' nde tektonizmayı yansıtan çok sayıda jeomorfolojik belirteç vardır. Bitlis Zagros Bindirme Zonu üzerinde yer alan Sinebel Yarma Vadisi, kireçtaşı litolojide açılan bir vadidir. Bölgede kalkerlerin fazla olması ve diğer koşulların elverişli olmasından dolayı karst topoğrafyasına ait jeomorfolojik birimler de oluşmuştur. Sinebel Vadisi' nin aşağı çığırında ise azalan eğim değerlerinden dolayı flüvyal birikim şekilleri görülmektedir. Çalışma alanı faylanmaya yoğun şekilde maruz kaldığı için değişen eğim değerlerinden dolayı gevşek yapıda olan fliş tabakalarında kütle hareketleri görülmektedir. Çalışma alanında yer alan başlıca akarsular; Sinebel, Mansur, Çemekari, Kışlacık, Çatak ve Botan akarsularıdır. Bu akarsuların beslenme havzalarında yer alan litoloji ve iklimden dolayı rejimleri düzensizdir, debi değişkenliği oldukça fazladır. Nisan – Mayıs aylarında azami seviyeye ulaşan akarsularda Sonbahar ve Kış mevsimlerinde akım asgarisi yaşanmaktadır. Çalışma alanında litoloji, iklim, tektonizma ve flüvyal süreçlerin ortak ilişkisinden kaynaklı zengin bir jeomorfolojik görünüm vardır. Bu jeomorfolojik yapı tektonizma ile yakından ilişkili olduğu için morfotektonik anlamda çalışma alanı ve yakın çevresi aktif bir tektonik kuşak üzerinde yer almaktadır.

Anahtar Kelimeler: Sinebel Yarma Vadisi, Körkandil Dağı, Pervari,
Antesedant, Lapy, Neotektonik.

Sayfa Sayısı: 232

Tez Danışmanı : Dr. Öğrt.  yesi Halil ZORER.



(M.Sc. /Ph.D. Thesis)

Yahya ÖZTÜRK

VAN YÜZÜNCÜ YIL UNIVERSITY
INSTITUTE OF SOCIAL SCIENCES

June, 2019

(THE GEOMORPHOLOGY OF SINEBEL SIIRT/PERVARI, SPLIT
VALLEY AND İTS CLOSE ENVIRONMENT)

ABSTRACT

In this study prepared as a master thesis, the study area is located in the SE of Pervari district of Siirt province. The Sinebel Valley, which is the subject of the study, is a valley with a splitting character of a stream which keeps up with regional uplift in an area that is heavily exposed to faulting as a result of Neotectonic movements. There are many geomorphological markers reflecting tectonism in Sinebel Yarma Valley where antedant features are observed. Sinebel Splitting Valley, located on the Bitlis Zagros suture zone, is a valley opened in calcareous lithology. Geomorphological units belonging to the karst topography have also been formed due to the high number of limestones and other conditions. In the lower ground of the Sinebel Valley, fluvial deposition forms are observed due to the decreasing slope values. Since the study area is extensively exposed to faulting, mass movements are observed in the flysch layers which are loose due to the varying slope values. Main streams in the study area; Sinebel, Mansur, Çemekari, Kışlacık, Çatak and Botan streams. Regimes of these rivers are irregular due to the lithology and climate in the feeding basins. Autumn and winter minimum is experienced in the rivers which reach the maximum level between April and May. In the study area there is a rich geomorphological appearance arising from the common relationship between lithology, climate, tectonism and fluvial processes. Since this geomorphological structure is closely related to tectonism, the study area and its immediate surroundings are located on an active tectonic belt.

Key Words: Sinebel Splitting Valley, Körkandil Mountain, Pervar, Antedant, Lapia, Neotectonic.

Sayfa Sayısı: 232

Tez Danışmanı : Dr. Öğrt. Üyesi Halil ZORER.

İÇİNDEKİLER

ÖZET	I
ABSTRACT	III
İÇİNDEKİLER	IV
ŞEKİLLER LİSTESİ	VII
TABLolar LİSTESİ	IX
FOTOĞRAFLAR LİSTESİ	X
HARİTALAR LİSTESİ.....	XIII
ÖNSÖZ	XIV
KISALTMALAR	XVI

BİRİNCİ BÖLÜM

1.GİRİŞ.....	1
1.1. Araştırma Alanının Yeri ve Sınırları.....	1
1.2. Araştırmanın Amacı.....	3
1.3. Metot ve Malzeme.....	4
1.4. Önceki Çalışmalar.....	6

İKİNCİ BÖLÜM

2. JEOLojİ	15
2.1. Lito - Stratigrafik Özellikler	15
2.1.1. Mesozoyik Birimler	17
2.1.1.1 Latdağı Formasyonu	17
2.1.1.2. Sayındere Formasyonu.....	19
2.1.2. Tersiyer Birimler	21
2.1.2.1. Germav Formasyonu	21
2.1.2.2. Midyat Grubu (Hoya Formasyonu)	24
2.1.2.3. Çüngüş Formasyonu	25
2.1.3. Kuvaterner Birimler	26
2.2. Tektonik Özellikler	27
2.2.1. Faylar.....	33
2.2.2. Şaryaj (Bindirme).....	35

2.2.3. Kretler	38
----------------------	----

ÜÇÜNCÜ BÖLÜM

3. İKLİM	40
3.1. İklimi Etkileyen Faktörler	40
3.1.1. İklimi Etkileyen Planeter Faktörler	41
3.1.2. İklimi Etkileyen Coğrafi Faktörler	45
3.2. İklim Elemanları	47
3.2.1. Sıcaklık	47
3.2.2. Yağış	53
3.2.3. Nem ve Bulutluluk	59
3.2.4. Basınç	61
3.2.5. Rüzgar	63
3.3. Çalışma Alanının İklim Özelliklerinin İklim Metodlarıyla Sınıflandırılması ...	66
3.3.1. De Martonne – Gottman İndeksi	66
3.3.2. Erinç Metodu	69
3.3.3. Köppen Metodu	70

DÖRDÜNCÜ BÖLÜM

4. HİDROGRAFYA	72
4.1. Akarsular	73
4.1.1. Akarsu Ağının Kuruluş ve Gelişimi	82
4.1.2. Akarsu Drenaj Tipleri	86
4.1.3. Akarsuların Akım Özellikleri ve Rejimleri	89
4.2. Yeraltısu Kaynakları	95

BEŞİNCİ BÖLÜM

5. JEOMORFOLOJİ	101
5.1. Dağlık ve Tepelik Alanlar	103
5.1.1. Dağlık Alanlar	104
5.1.2. Tepelik Alanlar	111

5.2. Flüvyal Şekiller	114
5.2.1. Vadiler	115
5.2.1.1. Asılı Vadiler (Askıda Kalmış Vadiler).....	129
5.2.2. Sekiler (Taraçalar)	133
5.2.2.1. Kayma Yamacı Sekileri (Taraçaları).....	134
5.2.2.2. Alüvyal Sekiler (Taraçalar).....	139
5.2.2.3. Tabaka Sekileri (Stratifikasyon Yüzeyleri)	142
5.2.3. Birikinti Konileri	145
5.2.4. Akarsu Aşınım Oyukları (Yatak Çukurları)	146
5.3. Karstik Şekiller	147
5.3.1. Çalışma Alanı ve Yakın Çevresinde Karstlaşmanın Genel Özellikleri	147
5.3.2. Lapyalar	155
5.3.2.1. Serbest Lapyalar	157
5.3.2.2. Yarı Serbest Lapyalar	160
5.3.2.3. Örtülü Lapyalar	161
5.3.2.4. Lapy Kompleksi	162
5.3.3. Dolinler	166
5.3.4. Uvalalar	170
5.3.5. Mağaralar	170
5.3.6. Sarkıt, Dikit, Sütun ve Travertenler	177
5.4. Kütle Hareketleri.....	180
5.5. Çalışma Alanının Jeo – Çeşitlilik Derecesinin Belirlenmesi	189
SONUÇ VE ÖNERİLER.....	194
KAYNAKÇA.....	196

ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil 1 – Çalışma Alanının Lokasyonu	2
Şekil 2 - Güneydoğu Anadolu Otoktonu' na Ait Genelleştirilmiş Sütun Kesit.....	16
Şekil 3 – Türkiye ve Yakın Çevresinin Genel - Güncel Tektonik Durumu.....	28
Şekil 4 – Türkiye'yi Etkileyen Genel Levha Hareketleri.....	29
Şekil 5 - Anadolu'nun Başlıca Neotektonik ve Morfotektonik Bölgeleri.....	30
Şekil 6 - Çalışma Alanı ve Yakın Çevresinin Tektonik Durumunu Gösteren Çizim.....	32
Şekil 7 - Güneydoğu Anadolu Bölgesinin Yakın Çevresinin Tektonik Anahatları ve Bitlis Zagros Bindirme Zonu.....	36
Şekil 8 - Yatay Yapı (Y), Kuesta (K), Hogbeg (H), Kret (C).	38
Şekil 9 – Türkiye' de Yaz Mevsiminde Etkili Olan Hava Kütleleri.....	43
Şekil 10 - Türkiye' de Kış Mevsiminde Etkili Olan Hava Kütleleri.....	45
Şekil 11 – Hakkari ve Siirt İstasyonlarının Aylık Ortalama Sıcaklık Değerleri.....	48
Şekil 12 – Hakkari ve Siirt İllerinin Aylık Maximum Sıcaklık Değerleri.....	50
Şekil 13 – Hakkari ve Siirt illerinin Aylık Minimum Sıcaklık Değerleri.....	50
Şekil 14 - Hakkari ve Siirt İstasyonların Ait Aylık Donlu, Tropik ve Yaz Günü Sayısı.....	52
Şekil 15 – Hakkari ve Siirt İstasyonlarının Yıllık Yağış Miktarı Grafiği.....	55
Şekil 16 – Hakkari ve Siirt İstasyonuna Ait Ortalama Kar Yağışlı Gün Sayısı.....	58
Şekil 17 – Hakkari ve Siirt İstasyonlarının Yıllık Nem Oranları.....	60
Şekil 18 – Hakkari ve Siirt İstasyonlarının Aylık Ortalama Bulutlu Günler Sayısı...61	
Şekil 19 – Hakkari ve Siirt İstasyonlarının Aylık Ortalama Basınç Değerleri.....	61
Şekil 20 – Hakkari Yıllık Rüzgar Frekansı.....	63

Şekil 21 – Siirt Yıllık Rüzgar Frekansları.....	63
Şekil 22 – Siirt İstasyonu Ortalama Mevsimlik Rüzgar Frekansları.....	64
Şekil 23 – Hakkari İstasyonu Ortalama Mevsimlik Rüzgar Frekansları.....	65
Şekil 24 – Çatak Deresi Aylık Ortalama Akım Miktarları (m ³ /s).....	91
Şekil 25 – Bahçesaray Deresi Aylık Ortalama Akım Miktarları (m ³ /s).....	92
Şekil 26 – Botan Deresi Aylık Ortalama Akım Miktarları (m ³ /s).....	93
Şekil 27 – Botan , Çatak ve Bahçesaray Derelerinin Aylık Ortalama Akım Miktarları.....	94
Şekil 28 – Sinebel Yarma Vadisi ve Yakın Çevresinin Yükselti Grupları.....	104
Şekil 29 – Kato Dağlarını Meydana Getiren Kalker Duvarların Arızalı Rölyefinin Şematik Çizimi.....	106
Şekil 30 – Körkandil Dağı' nın Basit Tektonik Çizimi.....	109
Şekil 31 – Sinebel Vadisi'nin Körkandil Dağı ile Çatak Deresi Arasında Genel Görünümü.....	117
Şekil 32 – Sinebel Yarma Vadisi İçinde Menderes Akışlı Alan.....	123
Şekil 33 – Dügüncüler Vadisi'nde Ötelenme.....	127
Şekil 34 – Dügüncüler Deresi' nin Sinebel Deresi' ne Ana Akış Yönüne Zıt Bir Dirsekle Bağlanması.....	128
Şekil 35 – Vadilerin Vadi Eğimi ve Genel Arazi Eğimi Arasındaki Uzunluğunu Gösteren Çizim.....	132
Şekil 36, 37 – Tabaka Sekilerini Gösteren Çizimler.....	143
Şekil 38 – Türkiye Karst Bölgeleri Haritası.....	152
Şekil 39 – Körkandil Dağı Zirve Düzlekleri Üzerinde Gelişen Erime Dolinleri.....	169
Şekil 40 – Türkiye Heyelan Yoğunluk Haritası.....	181
Şekil 41 – Çalışma Alanı ve Yakın Çevresinin Eğim Grupları.....	191

TABLULAR LİSTESİ

Tablo 1 – Türkiye'yi Etkileyen Hava Kütleleri.....	42
Tablo 2 – De Martonne – Gottman İndeks Formülü ve İndeks Değerlerine Göre İklim Tipleri.....	66
Tablo 3 – Erinç indisine Göre İklim ve Bitki örtüsü Değerleri.....	69
Tablo 4 – Köppen Metoduna Göre Sıcak Ilıman İklimleri Belirten Harfler.....	71
Tablo 5 – Çatak Deresi Aylık Ortalama Akım Miktarları (m ³ /s).....	91
Tablo 6 – Bahçesaray Deresi Aylık Ortalama Akım Miktarları (m ³ /s).....	92
Tablo 7 – Botan Deresi Aylık Ortalama Akım Miktarları (m ³ /s).....	93
Tablo 8 – Serrano ve Ruiz – Flano indisinde kullanılan Formül ve Parametreleri.....	189
Tablo 9 – Jeoçeşitlilik Dereceleri.....	190
Tablo 10 – Çalışma Alanının Eğim Gruplarının Engebelilik Katsayıları.....	191
Tablo 11 – Çalışma Alanında Jeoçeşitlilikte Kullanılan Unsurlar ve Sayıları.....	192

FOTOĞRAFLAR LİSTESİ

Fotoğraf 1 – Çalışma Alanında Latdağı Formasyonunda Yer Alan Bazı Makro Fosiller.....	18
Fotoğraf 2 – Çalışma Alanında Sinebel Vadisi Tabanında Görülen Fosiller.....	19
Fotoğraf 3 – Sinebel Yarma Vadisi' nin Batı Kısımında Germav ve Sayındere Formasyonunun Karşılıklı Duruşu.....	20
Fotoğraf 4 – Üst Germav Formasyonuna Ait Flişler. Gevşek ve Killi Yapıdan Dolayı Erozyona Bağlı Bitki Örtüsünün Seyreldiği Görülür.....	21
Fotoğraf 5 – Sinebel Deresi ve Germav Formasyonuna Ait Flişler ve Yer Yer Aratabakalı Olan Kumtaşları	22
Fotoğraf 6 - Germav Formasyonuna Ait Birim	23
Fotoğraf 7 – Çalışma Alanında Görülen Başlıca Litolojik Birimler	24
Fotoğraf 8 – Çalışma Alanında Yer Alan Birimler	26
Fotoğraf 9 – Kato Dağı ve K - G Yönlü Uzanan Fay Dikliği	34
Fotoğraf 10 - Bidar - Tiziz Şaryajı ve Kato Fayının Yaklaşık Dokanak Noktası	37
Fotoğraf 11 - Çalışma Alanının Kuzeyinde Kalecar Tepesi	38
Fotoğraf 12 – Çalışma Alanında Kretin Çatak Deresi'nin Sağ (Batı) Kısımında Kalan Kısmı	39
Fotoğraf 13, 14 - Sinebel Deresi'nden Nisan Ayından Görüntüler.....	76
Fotoğraf 15, 16 - Sinebel Deresi'ni Besleyen Mevsimlik Akarsular.....	76
Fotoğraf 17 - Çalışma Alanında Sinebel Deresi ve Çatak Nehri'nin Birleşip Botan Çayı Olarak Akış Sergiledikleri Lokasyon.....	80
Fotoğraf 18, 19 – Çatak Deresi' ne Ait Görüntüler.....	81
Fotoğraf 20, 21 – Sinebel Vadisi' nin Batısında Dügüncüler Köyünde Görülen Karstik Kaynaklar.....	100
Fotoğraf 22 – Kato Dağı, Körkandil Dağı ve Sinebel Vadisi.....	105
Fotoğraf 23, 24, 25 – Kato Dağı' nın Farklı Noktalardan Çekilmiş Görüntüleri.....	107

Fotoğraf 26, 27, 28, 29 – Körkandil Dağı' na Ait Farklı Noktalardan ekilmiş Görüntüler.....	109
Fotoğraf 30 – Körkandil ve Kato Dağları	110
Fotoğraf 31 - Gülle Tepe.....	112
Fotoğraf 32 – Sinebel Vadisi'nden Bir Görünüm.....	116
Fotoğraf 33 – Sinebel Yarma Vadisi' nden Bir Görünüm ve Karşıda Körkandil Dağı.....	121
Fotoğraf 34 – Sinebel Yarma Vadisi İçinde Zayıf Menderesin Dış Bükey Yamacının Batıdan Görünüşü	123
Fotoğraf 35 – Sinebel Vadisi' nden Bir Görüntü.....	125
Fotoğraf 36 – Kışlacık Asılı Vadisi.....	131
Fotoğraf 37 – Kışlacık Asılı Vadisi Kato Dağı' ndan Gelen Sular Tarafından Oluşturulmuştur.....	131
Fotoğraf 38 – alışma Alanında Gençlik Evresinde Olan Asılı Vadiler.....	133
Fotoğraf 39 – Sinebel Vadisi' nde Yarma Vadi Kısımından Sonra Akarsuyun Menderesli Akışı.....	135
Fotoğraf 40 - Sinebel Vadisinde Kayma Yamacı Sekilerine Bir �rnek.....	136
Fotoğraf 41 - Sinebel Vadisinde Kayma Yamacı Sekisi ve İçbükey Yamaçta Flişlerde Erozyonal Süreçten İleri Gelen Diklik ve Bitki �rt�s� Yoksunluğu.....	137
Fotoğraf 42 – Vadi İçinde Alüvyal Dolgulu Kayma Yamacı Sekilerine Başka �rnekler.....	138
Fotoğraf 43 – Sinebel Deresinin Yarma Vadi Karakterini Terk Ettiği Kesiminden Bir Görüntü.....	139
Fotoğraf 44 – Sinebel Vadisi' nin Aşağı ığırında Vadinin Doğu Kesiminde Görülen Alüvyal Seki.....	141
Fotoğraf 45 – atak Nehri' ne Ait Alüvyal Seki.....	142

Fotoğraf 46 - Kato Dağı'nda Selektif Aşınmadan Dolayı Oluşan Basamaklı Yapı.....	144
Fotoğraf 47 - Sinebel Vadi' sinde Görülen Tabaka Sekileri.....	144
Fotoğraf 48 – Düğüncüler Deresi' nde Görülen Tabaka Sekileri.....	145
Fotoğraf 49, 50, 51, 52 – Çalışma Alanının Yoğun Vejetatif Örtüyle Kaplı Olmasından Dolayı Kalkerli Arazilerde Karstlaşma Hızlanmıştır.....	154
Fotoğraf 53, 54, 55 - Çalışma Alanında Görülen Oluklu Lapyra Örnekleri.....	158
Fotoğraf 56, 57 – Çalışma Alanında Görülen Kanalcıklı Lapyra Şekilleri.....	158
Fotoğraf 58, 59, 60, 61 – Çalışma Alanında Görülen Diaklaz Tipi Lapyralar.....	159
Fotoğraf 62 – Çalışma Alanında Görülen Duvar Lapyrası.....	160
Fotoğraf 63, 64 – Çalışma Alanında Görülen Oyuklu Lapyra Şekilleri.....	161
Fotoğraf 65, 66, 67 - Çalışma Alanında Delikli (Kovuklu) Lapyra Şekilleri.....	162
Fotoğraf 68 – Çalışma Alanında Görülen Lapyra Kompleksi.....	163
Fotoğraf 69 – Çalışma Alanında Lapyralar Arasında Görülen Terra Rosalar.....	165
Fotoğraf 70 – Çalışma Alanında Lapyraların Şekilsel Deformasyonundan Dolayı Oluşan Mikro Harabe Rölyefi.....	166
Fotoğraf 71, 72, 73 – Çalışma Alanında Sinebel Vadisi'nin Kuzey Kesiminde Görülen Mağaralar.....	173
Fotoğraf 74, 75 – Merşan 1 Mağarasının Kuzey (Fotoğraf 75) ve Güney (Fotoğraf 74) Girişi.....	174
Fotoğraf 76, 77, 78, 79 – Merşan 2 Mağarası' nda Görülen Damlataş, Flama ve Sarkıt – Dikitlerin Kalıntıları.....	179
Fotoğraf 80 – Gülle Tepe' de Görülen Mağarada Sütun.....	179
Fotoğraf 81 – Kato Dağı' nın Faylanmaya Dik Batı Yamacında Heyelanlı Alan.....	184
Fotoğraf 82 – Sinebel Vadisi' nin Doğu Tarafında Heyelanlı Alandan Bir Görünüm.....	186
Fotoğraf 83, 84 – Sinebel Vadisi'ne Düşen Dev Kalker Blokları.....	188

HARİTALAR LİSTESİ

Harita 1 – Sinebel Yarma Vadisi ve Yakın Çevresinin Jeoloji Haritası	17
Harita 2 – Çalışma Alanı ve Yakın Çevresinin Yıllık Ortalama Sıcaklık Dağılışı Haritası.....	53
Harita 3 – Çalışma Alanı ve Yakın Çevresinin Yıllık Ortalama Yağış Dağılışı Haritası.....	59
Harita 4 – Sinebel Deresi ve Yakın Çevresinin Hidrografya Haritası.....	74
Harita 5 – Çalışma Alanı ve Yakın Çevresinin Fiziki Haritası.....	102
Harita 6 - Sinebel Yarma Vadisi ve Yakın Çevresinin Topoğrafya Haritası.....	103
Harita 7 – Sinebel Yarma Vadisi ve Yakın Çevresinin Eğim Haritası.....	111
Harita 8 – Sinebel Yarma Vadisi ve Yakın Çevresinin Bakı Haritası.....	113
Harita 9 – Çalışma Alanı ve Yakın Çevresinin Jeomorfoloji Haritası.....	147

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR

"Pervari (Siirt) Sinebel Yarma Vadisi ve Yakın Çevresinin Jeomorfolojisi" adlı bu yüksek lisans tezi, fiziki coğrafya kapsamında hiç çalışılmamış Sinebel Vadisi ve çevresinin jeomorfolojik özelliklerinin belirlenmesine yönelik olarak Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Fiziki Coğrafya Anabilim Dalında hazırlanmıştır.

Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresinde bulunan jeomorfolojik birimler ilk kez 2018 İlkbahar mevsiminde tarafımızca görülmüş ve sonraki arazi çalışmalarıyla gerekli gözlemler ve tespitler yapılmıştır. Vadinin yarma karakteri, bölgede yer alan diğer jeomorfolojik yapılar bölgenin genel morfolojik ve tektonik yapısını yansıttığı için çalışma sahası tez alanı olarak çalışılmaya uygun görülmüştür. Yoğun literatür taraması ve alan ile ilgili verileri sağlayabileceğimiz kurum ve kuruluşlardan gerekli belgeler alınarak tezin akademik altyapısı bu şekilde oluşturulmuştur.

Çalışmanın sonucunda Sinebel Yarma Vadisi'nin genel jeomorfolojik özellikleri belirlenmiş, alanın karst topoğrafyası ele alınmış ve hidrografik ve klimatolojik özellikler ortaya çıkarılmıştır.

Bu çalışmanın hazırlanmasında başta danışmanım Sayın Dr. Öğrt. Üyesi Halil ZORER'e çalışmanın tüm evrelerinde desteğini esirgemediği için; her müracaat ettiğimde bilgi, deneyim ve zamanını benden esirgemediği için; kendisine sonsuz teşekkürlerimi sunarım. Arazi çalışmaları esnasında deneyim ve bilgilerini bizle paylaşan ve çalışmanın jeoloji ve jeomorfoloji kısımlarının analizinde yardımcı olan sayın Doç. Dr. Harun AYDIN ve sayın Doç. Dr. Azat Sağlam SELÇUK'a teşekkürlerimi sunarım. Ayrıca kütüphanesinden ve deneyiminden istifade etme şansını bana veren Sayın Prof. Dr. Ali Fuat DOĞU'ya göstermiş olduğu ilgiden dolayı çok teşekkür ederim. Yetişmemde emeği geçen Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi Fiziki Coğrafya Anabilim Dalı'nın kıymetli hocaları Sayın Dr. Öğrt. Üyesi Rıfki SINDIR'a; Sayın Dr. Öğrt. Üyesi Nurcan AVŞİN'e ; Sayın Dr. Öğrt. Üyesi Ebru AKKÖPRÜ'ye çok teşekkür ederim. Ayrıca tezin yazım sürecinde ilgi ve

yardımlarını gördüğüm araştırma görevlileri Funda Altan Aydın'a ve Hasan Sayın'a da teşekkürlerimi sunarım.

Bu zorlu süreçte her zaman arkamda, sabırla bana destek olan eşim Nurten ÖZTÜRK'e; arazi çalışmaları ve fotoğrafların çekiminde destek olan Kazım SARTAK, Burhan ATAK, Abdurrahim ALPTEKİN ve Ümran SARTAK'a ne kadar teşekkür etsem azdır. Kendilerinin desteği olmasaydı bu çalışma süreci çok daha zorlu geçecekti.

Yahya ÖZTÜRK

2019 / VAN

KISALTMALAR

AB:	Alçak Basınç
BZBZ:	Bitlis Zagros Bindirme Zonu
BZKK:	Bitlis Zagros Kenet Kuşağı
BZKZ:	Bitlis Zagros Kenet Zonu
CBS:	Coğrafi Bilgi Sistemleri
cP:	Karasal Polar
cT:	Karasal Tropikal
DSİ:	Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü
ha:	Hektar
km:	kilometre
km2:	kilometre kare
m:	metre
mb:	milibar
mm:	milimetre
MTA:	Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü
mT:	Maritim Tropikal
mP:	Maritim Polar
TPAO:	Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı
vs:	vesaire
YB:	Yüksek Basınç

BİRİNCİ BÖLÜM

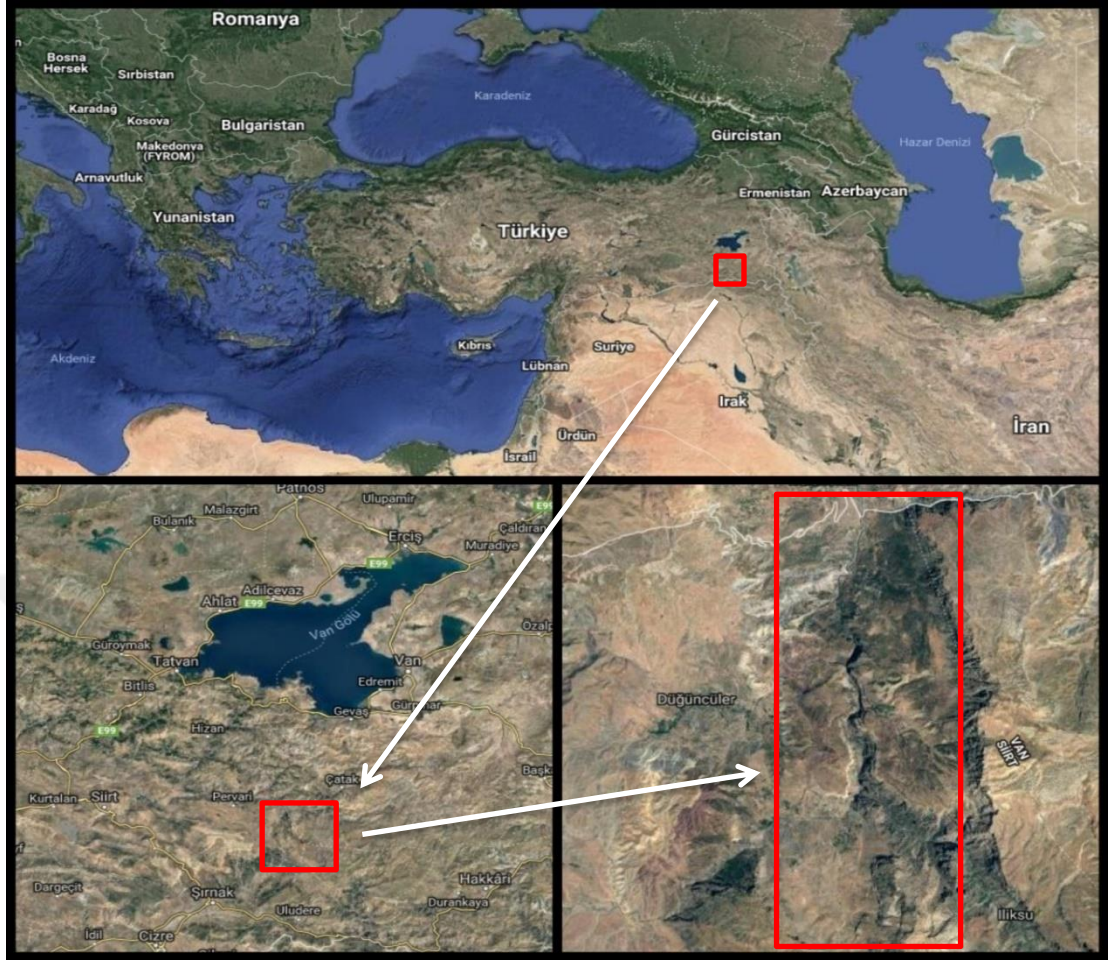
1.GİRİŞ

1.1.Araştırma Alanının Yeri ve Sınırları

Hazırlanan bu yüksek lisans tezinde çalışma alanı, Anadolu'nun bölgesel sınıflandırmasına göre Doğu Anadolu Bölgesi Hakkari bölümü sınırları içinde yer almaktadır. Son derece yüksek ve engebeli bir topoğrafyaya sahip olan çalışma alanı; Siirt ili, Pervari ilçesi sınırları içinde olup Siirt'in güneydoğusunda yer almaktadır. Ayrıca Van ve Şırnak illerine de yakın olduğu için Van – Şırnak - Siirt illerinin kesiştiği bir sahada bulunmaktadır (Şekil 1).

Alp-Himalaya Kıvrım Kuşağı üzerinde yer alan alanın sınırlarının belirlenmesinde fiziki coğrafya unsurları olan hidrografik ve jeomorfolojik birimler kullanılmıştır. Çalışma alanı doğuda Kato Dağı, güneyde Körkandil Dağı, batıda Ayı Tepe ve Gülle Tepe ve kuzeyde ise Çatak Deresi arasında bulunmaktadır. Çalışma alanı, 37' 49" K ile 37' 54" K enlemleri; 42 ' 46" D ile 42' 49 " D boylamları arasında yer almaktadır.

Çalışma alanının başlıca fiziki coğrafya birimleri Körkandil ve Kato Dağları; Ayı, Gülle, Çengel, Heleran, ve Kalecar Tepeleri; Çatak, Mansur, Çemekari, Sinebel ve Botan Dereleri'dir. Bu akarsular tarafından derince yarılan alanda genel morfolojik görünüm dağlık ve engebeliktir. Kışları nispeten ılık, yazları ise sıcak geçen çalışma alanında başlıca bitki örtüsü meşe ormanlarından oluşmaktadır. Fakat ormanların tahribiyle antropojenik stepler de görülmektedir.



Şekil 1 – Çalışma Alanının Lokasyonu

Kaynak: Google Earth

Çalışma alanını doğudan sınırlayan Kato Dağı, Alp – Himalaya Kıvrım Kuşağı'na bağlı Bitlis Zagros Bindirme Zonu üzerinde yer alan morfolojik bir ünedir. Kato Dağı litolojik olarak kireçtaşlarından oluşmuştur ve son derece arızalı bir rölyefe sahiptir. Kato Dağı, yaklaşık olarak 2800 m ile tek bir kütle değil Şırnak ve Hakkari'ye kadar uzanan geniş bir morfolojik yükselidir. Bu dağın çalışma alanına denk gelen batı yamacı faylanmaya maruz kaldığından tektonik diklik (fay dikliği) görünümü vermektedir. Van – Siirt – Şırnak illeri üçgeninde yer alan bu dağ üzerinde yoğun karstik erime şekilleri gelişmiştir.

Çalışma alanının güney sınırını oluşturan Körkandil Dağı ise 2800 m'yi aşan yükseltisiyle bölge topoğrafyasında en yüksek morfolojik yapıdır. Bu dağ, Kato Dağı ile aynı litolojik yapıya sahiptir. Alp – Himalaya Kıvrım Kuşağı sistemine dahil olan

Körkandil Dağı, Sinebel ve Çemakari Dereleri tarafından derince yarılmıştır. Bu dağ, Yapraktepe, Dügüncüler ve Doğan köyleri arasında yer almaktadır.

Çalışma alanında batı sınırında ise birer karstik tepe olan Ayı Tepe ve Gülle Tepe yer almaktadır. Bunlardan Ayı Tepe güneyde, Gülle Tepe ise kuzeyde yer almaktadır. Çalışma alanında Dügüncüler Köyü'nün batısında yer alan bu tepelerden doğuya doğru Germav Formasyonu'na ait litolojiye geçilmektedir. Çalışma alanının batısında bu tepelerden başka Çengel Tepe, Helaran Tepe, Kalecar Tepe ve Ortak Tepe gibi başka tepeler de yer almaktadır. Çalışmada jeomorfolojik ve hidrografik bütünlüğün daha iyi anlaşılması adına batı sınırı esnek tutulmuştur. Yer yer Kalecar Tepe'ye kadar olan saha incelemeye dahil edilmiştir.

Çalışma alanının kuzey sınırını ise hidrografik bir birim olan Çatak Deresi oluşturmaktadır. Bu akarsu, Van'ın Gürpınar ilçesinde yüksek dağlardan doğan Norduz Deresi (Bilge Çayı) ve daha batıdan gelen Sortkin Deresi'nin Çatak ilçe merkezinde birleşmesiyle güneye doğru tüm yöreyi akaçlayan büyük bir akarsudur. Güneye doğru akışı esnasında daha doğudan, Narlı ve Konalga köyünden gelen Ziril Dere'sini de alan akarsu, Van - Siirt idari sınırının güneyinde çalışmada ele aldığımız Sinebel Deresi'yle birleşmektedir. Bu hidrografik birleşim sonucu Botan Çayı (eski adı Bühtan) adını alarak batıya doğru akış gösterip, Dicle Nehri'ne karışmaktadır.

1.2. Araştırmanın Amacı

Tektonizma, litoloji, stratigrafi ve dış kuvvetler arasındaki etkilişimi açıklamaya çalışmak jeomorfolojinin temel ilgi odağıdır. Tektonizmanın litolojiye ve stratigrafik yapıya etkisi; flüvyal sistemin, kütle hareketlerinin, karstifikasyonun ve buzulların morfoloji üzerinde tesiri ve şiddeti ile bu saydıklarımızın iklim, toprak ve hidrografya ile karşılıklı ilişkisi jeomorfoloji çalışmalarının nihai hedefidir. Bu açıdan tektonizmanın ve dış kuvvetlerin özellikle Orta Miyosen sonunda Anadolu'da etkili olan Neotektonik hareketlerin, Anadolu'nun güneyinde lokal bir alanda ne gibi jeomorfolojik sonuçlar ortaya çıkardığını belirlemek ve bilim dünyasına kazandırmak bu çalışmanın temel amacıdır. Bu amaçla lokalitede yapılacak olan bir çalışma bölge geneline ışık tutacak veriler sağlayabileceği için Sinebel Yarma

Vadisi'nin oluşumu ve yakın çevresinin morfolojik özellikleri önem arz etmektedir. Dolayısıyla çalışmada temel amaç olarak Neotektonizma'nın morfolojiye etkisi ve bu morfoloji üzerinde ikincil olarak dış kuvvetlerin etkisi irdelenmiştir. Ayrıca tüm dünyada sıklıkla kullanılan ve bir alanın jeomorfolojik çeşitliliğini nesnel - sayısal olarak ortaya sunan Serrano ve Ruiz – Flano yöntemi kullanılarak jeo – çeşitlilik zenginlik ortaya konulmaya çalışılmıştır. Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresi daha önce fiziki coğrafya bağlamında incelenmemiş ve çalışılmamıştır. Hatta MTA ve TPAO raporları dışında bölgeyle ilgili hiç çalışma yoktur. Bu açıdan Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresinin çalışılması alan ile ilgili ilk - özgün bir çalışma olma amacı taşımaktadır. Dört ayrı başlık altında çalışılacak alanda çözülmesi amaçlanan tektonizma, jeomorfojenez, hidroğrafya ve klimatoloji problemleri;

-Doğu Anadolu sıkıştırma rejimi ve bu rejim sonucunda gelişen tektonizma ve flüvyo- jeomorfolojinin durumu,

-Bitlis Zagros Bindirme Zonu'nda yer alan bazı dağların jeomorfolojik gelişiminde tektonizmanın özellikle Neotektonizma'nın rolü,

-Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresinin morfolojik evrimi, tektonizmanın etki süresi ve stratigrafik özellikleri,

-Flüvyal ve karstik topoğrafyaya ait bazı morfolojik birimlerin tespit ve dağılışı,

-İklim ile topoğrafya arasındaki ilişkinin tespiti ve iklim - tektonizma ilişkisinin karstlaşmaya etkisi,

-Sinebel Deresi başta olmak üzere çalışma alanındaki hidrografik birimlerin dağılımı ve akarsu debilerinin tespiti,

-Neotektonik hareketlere bağlı faylanma karakterlerinin jeolojik ve morfolojik olarak belirlenmesi, olarak sıralanabilir.

1.3. Metot ve Malzeme

"Pervari (Siirt) Sinebel Yarma Vadisi ve Yakın Çevresi'nin Jeomorfolojisi" adlı bu çalışma dört temel başlık altında işlenmiştir. Bu başlıklar jeoloji, iklim,

hidrografya ve jeomorfolojidir. Bu dört konu başlığı farklı metotlar ışığında çalışılmıştır. Ayrıca bu başlıklar ele alınırken bölgenin yukarıda sayılan özellikleri saptanarak bunların toprak ve bitki örtüsü üzerindeki etkisi de ele alınmaya çalışılmıştır:

Jeoloji özelliklerinin belirlenmesi: Jeolojik özellikler, TPAO ve MTA'nın hazırladığı 1/100.000 ve 1/500.000 ölçekli jeoloji haritaları ile raporları, yine MTA'ya ait 1/250.000 ölçekli diri fay haritası ve literatür çalışmaları; bunların yanında bölgeyle ilgili genel anlamda yapılan jeo – tektonik çalışmalar ile MTA'nın ilgili sitesindeki veri ve dökümanlar ile arazi gözlemleri ışığında belirlenmiştir.

İklimsel özelliklerin belirlenmesi ve haritalanması: Çalışma alanının iklim özellikleri (sıcaklık, basınç, rüzgar, nem, bulutluluk ve yağış) Siirt ve Hakkari meteoroloji istasyonunun son 30 yıllık mevcut verileri (1989 – 2018) kullanılarak belirlenmiştir. Veriler yardımıyla bilgisayar ortamında gerekli harita, tablo ve grafikler hazırlanmıştır. Ayrıca çalışma alanının sıcaklık ve yağış haritalarının çiziminde "*climate-data.org*" internet sitesinden gerekli veriler kullanılmıştır. Ayrıca Erinç, Köppen, De Martonne – Gottman indisleri gibi indisler kullanılarak çalışma alanının iklimsel sınıflandırılmada yeri belirtilmeye çalışılmıştır.

Hidrografik özelliklerin belirlenmesi haritalanması: Farklı kaynaklardan ve "*svtbilgi.dsi.gov.tr*" internet adresinden alınmış hidrografik veriler, 1/25.000 ölçekli topoğrafya haritaları ve arazi gözlemleri ışığında, bilgisayar ortamında ArcMap 10.5 programı kullanılarak hidrografik haritalar ve tablo - grafikler çizilmiştir. Ancak Sinebel Deresi'ne ait herhangi bir veri bulunmadığı için yakın çevrede ölçümü yapılan akarsuların verileri kullanılmıştır. Bu şekilde Sinebel Deresi'ne ait genel hidrografik karakter sunulmaya çalışılmıştır.

Jeomorfolojik özelliklerinin belirlenmesi ve haritalanması: Bölgeye ait jeomorfolojik özelliklerinin belirlenmesinde, MTA'ya ait Cizre Paftasının M49 (1/100.000 ölçekli) paftasından elde edilen morfolojik veriler, topoğrafya haritaları ve yapılan arazi çalışmaları sonuçları kullanılmıştır. Vadi, eğim, yükselti, dağ, düzlük gibi morfolojik birimler sayısal yükseklik modeli verileri ışığında CBS ortamında işlenerek harita ve grafiklere aktarılmıştır. Ayrıca Serrano ve Ruiz - Flano

indisi kullanılarak alanın jeo - çeşitlilik durumu sayısal olarak belirtilmeye çalışılmıştır

1.4. Önceki Çalışmalar

Sinebel Yarma Vadisi, Anadolu'nun iki ana orojenik kolundan biri olan ve Alp - Akdeniz Orojenezine (Ketin, 1977: 1) bağlı bulunan Toros Dağ sisteminin Doğu Toroslar kolunun güney kanatları üzerinde yer alır. Bu açıdan vadi ve çevresi Anadolu'nun 4 tekto-orojenik birliğinden biri olan kenar kıvrımları (Ketin, 1955: 82 - 83) üzerinde bulunmaktadır. Sinebel Yarma Vadisi, Orta Miyosen'de Avrasya ve Arabistan levhalarının meydana getirdiği kıta - kıta çarpışması hareketi sonucu oluşan Bitlis Zagros Kenet Zonu (Şengör ve Yılmaz, 1981: 181 - 241) üzerinde gelişme göstermiş flüvyal bir morfolojik birimdir. Bu nedenle vadinin bahsi geçen zon üzerinde yer alması vadi ve çevresinin Neotektonik dönemden yoğun bir şekilde etkilenmesine neden olmuştur. Nitekim Sinebel Vadisi'ne yarma vadi karakterini kazandıran da bu son tektonik hareketlerdir.

Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresinde yerel ve bölgesel düzeyde yapılan fiziki coğrafya, jeoloji ve maden araştırmaları çalışmaları son derece sınırlıdır. Ancak yine de bölgeyle ilgili yapılan yerel ve bölgesel çalışmalar yaptığımız literatür araştırmaları sonucu aşağıda kronolojik sıraya göre verilmektedir;

Arni (1939), Anadolu'da yaptığı araştırma ve gözlemlere dayanarak Anadolu'yu, kuzeyde Karadeniz ve güneyde Arap bloku arasında 5 tektonik üniteye ayırmıştır ve bunları şöyle sıralamıştır: Anadolu - İran kenar iltivaları, İranidler, Toridler, Anatolidler ve Pontidler.

Egeran (1945: 322), Arni'nin (1939) yaptığı sınıflamaya bir tektonik birlik daha eklemiş ve şöyle belirtmiştir: Anadolu - İran kenar iltivaları, İranidler, Toridler, Orta bölge, Anatolidler ve Pontidler.

Erentöz (1949: 16 - 31), yaptığı çalışmada Siirt GD'sunda Çesali Dağı ve çevresinde tespit edilen fosillerin yaşının Üst Kratese (Kampaniyen) olduğunu belirtmiş ve dağın bu fosillerle aynı yaşta olabileceğini ifade etmiştir. Ayrıca bu çalışmada bölgenin jeolojik özelliklerini de bir harita üzerinden kabaca göstermiştir.

İzbırak (1951), yaptığı çalışmada Van Gölü ve Cilo Dağları arasında coğrafi gözlemlerde bulunmuş, bu bölgenin genel fiziki ve beşeri coğrafya yapısını ortaya çıkarmaya çalışmıştır.

Erinç (1953), yaptığı çalışmada Doğu Anadolu Bölgesi'nin genel jeolojik ve orografik, hidrografik ve klimatolojik yapısı hakkında bilgi vermiş ve çalışma alanıyla ilgili de özellikle Siirt GD'sunda flüvyal sistemin nasıl oluştuğuna dair açıklamalarda bulunmuştur.

Ketin (1955: 81 - 83), Miyosen sonunda ve Pliyosen başlangıcında meydana gelen şiddetli hareketlerin etkilerine Güneydoğu Anadolu'da rastlandığını; burada, Kenar Kıvrımları'nın kuzey sınırında, Miosen tabakalarının şiddetli bir kıvrılmaya maruz kalmış olduğunu ve Miyosen'den daha yaşlı formasyonların, Miosen üzerine kilometrelerce (15-20 km) itildiğini ifade etmiştir. Şaryaj ve ekaylanma hareketlerinin özellikle Van Bölgesi'nde ve Bitlis masifinin güney eteklerinde geliştiğini (Eski İrand'ler şeridi) ve bu evrenin (Rodanik), bölgenin paroksizmi olduğunu ve Anadolu'nun en genç hareketlerinin burada yani kenar kıvrımlarında olduğunu belirtmiştir. Yine bu çalışmada, orojenik hareketlerin yer yer birbirinden farklı şekillerde gelişmesini gözönünde tutarak, Türkiye'nin tektonik oluşumunu, kuzeyden güneye doğru dört bölge içerisinde, dört ünite halinde göstermiştir ve orojenik gelişimin sırasını kuzeyden güneye doğru sıralamıştır. Bunlar sıra ile : Pontidler, Anatolidler, Toridler ve Kenar Kıvrımları Bölgesi'dir.

Türkunal (1959: 42), Güneydoğu Anadolu'da yaptığı çalışmalar sonucunda Şırnak – Siirt - Hakkari yörelerini üç zona ayırmıştır ve bu zonları kuzeyden güneye doğru dış zon, kenar zon ve jeosenklinal zon olarak belirtmiştir.

Çölaşan (1960: 254), yaptığı çalışmada iklimle ilgili bazı genel bilgiler verdikten sonra, Türkiye'nin 7 bölgesini ayrı ayrı ele almış ve Güneydoğu Anadolu ve Doğu Anadolu hakkında da klimatik durumu ortaya çıkarmaya çalışmıştır.

Ardel (1961: 140), Güneydoğu Anadolu ile ilgili yaptığı çalışmada, Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nin, iklim bakımından çevre bölgelerden farklı bir iklim karakteri gösterdiğini belirtmiştir. Ardel'e göre; Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nde Akdeniz

İklimi'nin bozulmuş bir tipi vardır ki; bunu De Martonne "Suriye İklimi" olarak tanımlamaktadır. Bu iklim tipi Akdeniz İklimi'nin karasal bir şekli olup, bölgede güney ve güneydoğuya doğru gidildikçe dereceli şekilde çöl iklimine geçmektedir.

Altınlı vd. (1963: 1 - 48) MTA'nın Cizre paftasına yönelik yaptıkları çalışmada çalışma alanıyla ilgili jeolojik, jeomorfolojik ve hidrografik bilgiler vermişlerdir. Ayrıca bölgenin ilk jeolojik haritasını ortaya koymuşlardır.

Akkan (1964), Erzincan Ovası ile ilgili yaptığı çalışmada, bu ovanın oluşum karakterinin genel olarak Doğu Anadolu Bölgesi'nin genel karakterini yansıttığını ve Doğu Anadolu Bölgesi'nin toplu yükselmesi hakkında Chaput (1931), Salomon – Calvi (1936), Pamir – Ketin (1944), Erinç (1964) gibi muhtelif yazarların görüşlerini aktarmıştır.

Altınlı (1966a: 35 - 49), Doğu ve Güneydoğu Anadolu jeolojisi hakkında yaptığı çalışmada bölgeyi; stratigrafi, yapı, magmatizma, fizyografya, vb. özelliklere göre 1: Masifler; 2: Ortotektonik Bölge veya kuzeyden güneye İranid, Torid ve Anatolid tâli kuşaklarıyla birlikte Fliş Bölgesi ve 3: Paratektonik Bölge veya Kenar Çukuru veya Kenar Kıvrımları Bölgesi tarzında üçlü tektonik bölüme göre ifade etmiştir. Yine aynı çalışmasında Doğu ve Güneydoğu Anadolu'nun genel morfolojik yapılanmasını açıklamaya giderken orografik yapıyı ünitelere ayırmıştır. Üniteler kuzeyden güneye doğru şöyle sıralanmıştır;

- İç Doğu Torosların Dış Kavisi,
- İç Doğu Torosların İç Kavsi,
- Dış Doğu Torosların Dış Kavsi,
- Dış Doğu Torosların İç Kavsi,
- Güneydoğu Torosların İç kavsi,
- Güneydoğu Torosların orta kavsi ve,

Güneydoğu Torosların dış kavsi diye ayırmıştır. Bu sınıflandırmaya göre Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresi Güneydoğu Toroslar'ın iç kavsiye dahildir. Ayrıca yine aynı çalışmada Korkandil Dağı'nın, bulunduğu yerin hârika manzaralı bir rasat kulesi olduğunu ve güneydeki Mihrina antiklinoryumu ile aralı ve kademeli durumda olduğunu belirtmiştir. Ayrıca, Hişet Köyü' nün doğusunda GD-KB yönlü Cudi grubu kireçtaşı dönüşten sonraki GB-KD yönünü Alt-Orta Miyosen kireçtaşının belirttiğini

ve dönüşün, Bitlis Masifinin bir içbükküntüsüne uymakla meydana geldiğini ve Germav'la kaplı bir «Hişet Körfezi»nden bahsedilebileceğini belirtmiştir.

Altınlı (1966b), Doğu ve Güneydoğu Anadolu jeolojisine yönelik yaptığı çalışmada sıkışmaya bağlı şaryajları belirtmiş ve sıralamıştır; Pervari – Bidar - Tiziz Şaryajları, Gevaş Şaryajı, Guleman Şaryajları, Başet Şaryajı, Karadağ Şaryajı, Menkava Şaryajı, Saptıran Şaryajı, Aşutka Şaryajı, Kömür Şaryajı, Sipikör Şaryajı, Kiği Şaryajı, Viranşehir Şaryajı, Kolanlı Şaryajı, Kızıldağ Şaryajı, Doğubayazıt Şaryajı vs.

Ketin (1968: 131 - 132), Alpin orojenezi sırasında şiddetli kıvrımlanma sonucunda Anadolu'nun farklı yerlerinde kuvvetli bindirmelerin olduğunu ve bunların en önemlisinin ise Güneydoğu Bölgesi'nde bu hareketlerin nispeten yeni zamanlarda, Miyosen'den sonra, oluştuğu ve bu esnada Bitlis masifinin metamorfik - kristalin serileriyle bunları örten ofiolitik Kretase tabakalarının, fliş fasiyesinde gelişmiş bulunan Miyosen ve kısmen Oligosen - Üst Eosen formasyonları üzerine itilmiş olduğunu ifade etmiştir. İtilme kuzeyden güneye doğru olmuş, bu sırada eski kütleler yeniler üzerinde 15-20 km kadar kaymışlar, sürüklenmişlerdir. Ayrıca, Bindirme Zonu'nun Toroslar ile Kenar Kıvrımları'nı ayırdığını, bu açıdan bu bindirme hattının bir jeo - tektonik sınır olduğunu belirtmiştir.

Sözer (1969: 19), Karasallık ve Basra alçak basıncının bölgeyi etkisi altına alması nedeniyle, yaz mevsiminin aşırı kurak geçtiğini ve bu mevsimde, sıcak tropikal hava kütesinin güneye çekilmiş durumda ve Akdeniz kıyıları boyunca uzandığını belirtmiştir. Aynı zamanda azami yağış cephesine karşılık gelen bu cephenin, barometrik depresyonların etkisini gösterdiğini ve Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nde de Akdeniz Bölgesi'nde olduğu gibi, yağışların kış mevsiminde toplanmasına zemin hazırladığını ifade etmiştir.

Erol ve Öztekin (1970: 36), Türkiye'de akarsu rejimleri üzerine yağış ve yer altı sularının etkilerini incelemek için yaptıkları çalışmada, Güneydoğu'da Siirt yöresinde yağışlar ile akarsuların akımı arasında 3 - 6 aylık bir gecikmenin olduğunu ve bu durumun kuvvetle ihtimal derin ve büyük bir karstik yeraltı suyunun kontrolüne bağlı olduğunu belirtmişlerdir.

Arpat ve Şaroğlu (1972: 48), yaptıkları çalışmada; bölge içindeki en önemli tektonik unsurun bölgenin güneyinde yer alan düşük eğimli fay zonu olduğunu ve bu zonun Türkiye'de Güneydoğu'da kesiklik göstermeden uzanıp, Irak'tan geçmekte, İran'da Zagros Fayı adı altında Basra Körfezi'ne paralel olarak devam etmekte olduğunu belirtmişlerdir. Arap Platformu'na ait kıvrımlı miyojeosenkinal sahası ile kuzeydeki ofiyolitli kuşak arasında gelişmiş bir zon özelliğini bütün uzunluğu boyunca göstermekte olduğunu ve derin odaklı deprem episantrları taşıdığı da göz önünde tutulursa, bu zonun iki büyük levhanın (plate) dokanak zonu olarak değerlendirilebileceğini ifade etmişlerdir. Bu zonun ve dolayısının genç kıvrımlı bölgelerden ve düşük açılı ters faylardan açık bir şekilde anlaşılacağı üzere sıkıştırma kuvvetlerinin etkisinde olduğunu ve zonun inceleme bölgesi içinde kalan kısmında sıkışmanın kabaca kuzey - güney yönünde olduğu bölgedeki kıvrımların eksenlerinin doğrultusundan ve düşük açılı ters fayların geometrisinden anlaşıldığını belirtmişlerdir.

Yalçınlar (1973: 35 - 56), yaptığı çalışmada Doğu Anadolu'nun genel jeolojik ve yapısal jeomorfolojik yapısını bölgeyi etkileyen tektonik hareketlerin ışığı altında incelemiş ve bölgedeki masif kütlelerle volkanik birimlerin genel yapısını belirtmiştir.

Türkunal (1980: 1 - 42), yaptığı çalışmada Doğu ve Güneydoğu Anadolu dağlarının genel jeolojik özelliklerinin yanı sıra bu dağların bir kısmını tanıtmış ve bölge morfolojisine ışık tutmuştur.

Şengör ve Yılmaz (1981: 181 - 241); Afrika Plakası'nı çevreleyen okyanus ortası sınırlarının uzaklaşan levha sınırlarındaki hareket ve Kızıldeniz'deki açılma nedeniyle Arap Plakası'nın Afrika Plakası ile beraber kuzeye doğru kayarak Afrika - Arabistan ve Avrasya levhalarının kuzey güney doğrultuda yakınsamalarına ve birbirlerini sıkıştırmalarına neden olduğunu ve bunun sonucu olarak Arabistan levhasının, Bitlis - Zagros Kenet Kuşağı (BZKK) veya Güneydoğu Anadolu Bindirmesi boyunca Avrasya plakasının altına dalarak çarpıştığını belirtmişlerdir.

Şaroğlu ve Güner (1981: 39 - 41); yaptıkları çalışmada Neotektonik dönem başlangıcında Doğu Anadolu'nun penneplen yada penneplene yakın bir

paleocoğrafyasının varlığını, bu dönemde gelişen yapısal şekillerin peneplen şeklindeki yüzey şekillerini değiştirdiğini, kabaca D - B doğrultulu ve antiklinallere karşılık gelen sırtlar ile senklinallere karşılık gelen havzalar geliştiğini belirtmişlerdir. D - B yönünde akan suların menderesler, K - G yönündeki akarsuların da yarma vadiler oluşturduğunu bu yalın yapı bindirmenin, doğrultu atımlı fay, açılma çatlakları ve volkanizma tarafından denetlenerek karışık bir görünüm kazanmış olduğunu belirtmişlerdir. Şaroğlu ve Yılmaz'a (1981) göre; olaylar geliştikçe D - B yönünde uzanan sırtlar ile giderek daralan ve sırtlarla yükselti farkı artan yine D - B uzanımlı dar ve uzun havzalar oluşmuştur. Bu tür havzalar «dağarası havza» olarak tanımlanmıştır. Doğu Anadolu bu jeolojik ve jeomorfolojik gelişimi sonucu K - G yönünde kısalmakta, kabuğu kalınlaşmakta ve bir bütün olarak yükselmektedir. Bu gelişim dağ oluşum evresi olarak düşünülmektedir. Yine aynı çalışmada, Bitlis Kenet Kuşağı'ndaki okyanus kapanmasının sonunda kıta - kıta çarpışması ile Doğu Anadolu'da Neotektonik dönem başladığını ve çarpışma ile birlikte Doğu Anadolu'da bir sıkışma ve bu sıkışma tektoniğine bağlı olarak kabaca:

- 1 — D - B doğrultulu kıvrımlar,
- 2 — D - B doğrultulu ve K yada G'e eğimli yüksek açılı bindirmeler,
- 3 — KD - GB, KKD - GGB doğrultulu sol yönlü doğrultulu atımlı faylar,
- 4 — BKB - DGD, KB - GD doğrultulu sağ yönlü doğrultulu atımlı faylar.
- 5 — K - G doğrultulu açılma çatlakları geliştiğini belirtmişlerdir.

Sözer (1984: 8 - 30), Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nde yaptığı çalışmada iklim ile alakalı olarak şunları belirtmiştir: "İklim şartları, yarı karasal bir ikliminin özelliklerini taşımaktadır. Ancak bu özellikler, Türkiye'de İç ve Doğu Anadolu'da görülen step iklimine göre farklılıklar gösterir. Özellikle yağışın yıl içindeki dağılışının bu bölgelerden çok, Akdeniz İklimi yağış rejimine benzemesi ile dikkat çeker. En düşük sıcaklık derecelerinin ve yağışların kış mevsiminde toplanması, buna karşılık yaz mevsiminin çok sıcak ve kurak geçmesi, yağış konusundaki bazı yerel farklılaşmalara rağmen, ana çizgileri ile bölgede Akdeniz tipi bir yağış rejiminin varlığını ortaya koyar".

Aktürk (1985), Çalışma alanının doğusunda yer alan Çatak İlçesi ve Narlı Köyü arasının genel tektonik yapısını ortaya koymuştur.

Saraçoğlu (1989 -1990), "Doğu Anadolu Bölgesi" ile "Bitki Örtüsü, Akarsular ve Göller" adlı çalışmalarında Güneydoğu ve Doğu Anadolu'nun, vejetatif ve hidrografik özelliklerine değinmiş, detay bilgiler vermiş ve çalışmalarına yöreyle ilgili fotoğraflar ve çizimler eklemiştir.

Atalay (1994: 233 - 244), yaptığı çalışmada Türkiye'nin birki örtüsünün genel karakterini fitocoğrafya bölgelerine ayırarak ele almış ve Doğu Anadolu ile Güneydoğu Anadolu'nun vejetasyonu hakkında bilgiler vermiştir.

Yılmaz ve Yıldırım (1996: 21)' da yaptıkları çalışmada Güneydoğu Anadolu' da 3 tektonik zonun varlığını belirtmişlerdir ve bunları güneyden kuzeye doğru; Arap Otoktonu, Ekay Zonu ve Nap Zonu diye ayırmışlardır.

Yalçınlar (1996a: 7); Torosların; özellikle boğaz, depresyon ve kanyonlar kesiminde, Paleozoyik masif, ikinci ve üçüncü zamanlara ait kaim ve yaygın formasyonlardan ve depresyonları ve geniş vadi tabanlarını örten alüviyal tortullardan meydana geldiğini belirtmiştir. Birinci zamanda meydana gelen ve daha sonra da zaman zaman devam eden tektonik hareketlerin etkileriyle kıvrımların yeni faylarla kesilmelerin sonucu birbirinden ayrılmış bulunan blokların her birinin yüksek bir dağ meydana getirdiğini, çöküntü kesimleri veya geniş ve derin senklinallerin , Tersiyer yaşında denizel, lagüner (jipsli ve tuzlu seriler) ve karasal tortularla kaplandığını ifade etmiştir.

Gürgen (2002: 8), "*Güney Doğu Anadolu İklimi*" adlı çalışmasında, yaz mevsiminde güneyden özellikle Basra Alçak Basıncı üzerinden gelen tropikal hava kütlelerinin kuzeye doğru sokulması sonucu bölgenin oldukça sıcak ve kurak geçtiğini belirtmiştir. Ayrıca bu dönemde özellikle yaz başı ve sonunda sapmalar olduğunu, polar hava kütlelerinin kuzey ve kuzeydoğu yönünden, Güneydoğu'ya doğru hareket etmesiyle cephesel yaz yağışları oluştuğunu ve sıcaklığın da bir miktar azaldığını; ancak bu tür yağışların çoğunlukla bölgenin kuzeyiyle sınırlı kaldığından, İç ve Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nin güney kesimlerine ulaşmadığını belirtmiştir.

Akköprü (2005), çalışma alanının yakın çevresinde bulunan Çatak Deresi Vadisi'nin Görentaş Köyü ile Çatak ilçe merkezinin güneyi arasının genel fiziki coğrafya özelliklerini ortaya koymuştur.

Utku (2007: 64), Bitlis Zagros Kenet Kuşağı'nın oluşumunu küresel ölçekte ele almış ve bu oluşumu Atlas Okyanusu ortasındaki açılmaya bağlı genişlemenin daha doğuda Pasifik Okyanusu batısında okyanus hendeklerinde karşılanmasına bağlamıştır. Bu iki tektonik birim arasında kalan yapı, sıkışmanın etkisiyle Arap ve Afrika levhalarını kuzeye hareket ettirmiş ve Avrasya levhasına doğru hareketi sırasında Anadolu'nun sıkışmasına neden olmuş ve Bitlis Zagros Kenet Zonu gibi morfolotektonik yapıların oluşumunu bu şekilde ifade etmiştir.

İmamoğlu (2009: 2), Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nin 1.jeolojik zamandan günümüze kadar değişen yaşlarda ve bölge genelinde geniş yayılım gösteren pek çok stratigrafik birim içerdiğini ve bu birimlerin çoğunun bölge genelinde yayılım gösterirken bir kısmının da lokal olarak yüzeylendiğini ifade etmiştir. Ayrıca bölgede yayılım gösteren bu birimlerin bir kısmının iyi porozite (gözeneklilik) ve permeabilite (geçirgenlik) gösteren karbonatlardan – kireçtaşlarından, kumtaşları ve çakıltaşlarından oluştuğunu bir kısmının da düzenli bir yayılım gösteren, geçirgen olmayan kiltası, marn düzeylerinden oluşmakta olduğunu ve bunların da çok iyi hazne kaya ve kapan kaya özelliği gösterdiğini belirtmiştir. Netice olarak da bölge tektoniğinin etkisinde kalan bu birimlerin beraber kıvrımlanarak, çok güzel antiklinal ve senklinaller oluşturduğunu bu nedenle petrol ve jeotermal akışkanlar için mükemmel kapanlar meydana geldiğini belirtmiştir.

Zorer (2014), Başkale Havzası'nda yaptığı çalışmada havzanın genel fiziki coğrafya özelliklerini ortaya koymuştur .

Avcı (2014: 71), Güneydoğu Anadolu Bölgesi'yle ilgili yaptığı çalışmada bölgede ağaç formasyonu olarak daha çok meşe türlerinin görüldüğünü, bu ormanların zamanla antropojenik olarak yok olduğundan dolayı yavaş yavaş antropojenik bozkırların yer tuttuğunu belirtmiştir.

Balcı ve Alpaslan (2016: 225 - 239), yaptıkları çalışmada Siirt ili Pervari İlçesi'nde Çobanören Köyü'nde litolojik ve iklimik etmenlere bağlı olarak heyelan ve kaya düşmelerinin varlığını belirtmişlerdir ve can ve mal kaybını önleme adına yapılması gerekenleri ifade etmişlerdir.

Tetiker vd. (2017: 2), kuzeyde Avrasya ve güneyde Afrika Plakası arasında bulunan Arap Plakası'nın; Türkiye'nin Güneydoğu Anadolu Kuşağı boyunca uzanmakta olduğunu, bu alanın Alpin kuşağına ait sedimanter birimlerle temsil edilmekte olduğunu ifade etmişlerdir. Yazarlara göre, bu kuşak boyunca yüzeyleyen otokton kökenli kayalar Güneydoğu Anadolu Otoktonu (GDAO) olarak tanımlanmış olup bu platform üzerinde Paleozoyik - Tersiyer yaş aralığındaki silisiklastik ve karbonat kayalarından oluşan bir istif (Germav Formasyonu gibi) yer almaktadır.

Karadoğan ve Kavak (2017: 558), yaptıkları çalışmada, konumu ve fiziki yapısı nedeniyle Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nin, daha çok tropikal kökenli olan ve Arap Yarımadası üzerinden bölgeye sokulan, çöl karakterli hava akımının etkisi altında olduğunu; ancak hem planeter faktörlerin (genel atmosfer dolaşımı ve hava kütleleri) hem de yerel jeolojik - jeomorfolojik faktörlerin çok farklı iklim koşullarının oluşmasına neden olduğunu belirtmişlerdir.

Seyitoğlu ve ark. (2017: 2), Şengör'ün (1985) belirttiği tektonik kaçma modeline göre Anadolu'da ayırt ettiği 3 Neotektonik bölgeden biri olan Doğu Anadolu Daralma Bölgesi'ni ikiye ayırmış ve Doğu Anadolu Daralma Bölgesi'nin güneyinde BZKZ güneyini Güneydoğu Anadolu Tektonik Kaması olarak tanımlamış ve kamanın iç yapısında kör bindirmeleri ve doğrultu sistemlerin etkisini ifade etmiştir. Ayrıca; Doğu Akdeniz'in sismotektoniğini incelerken, Doğu Akdeniz'in Neotektoniğinde en önemli rolleri Arap ve Avrasya levhalarının çarpışması olarak değerlendirmiştir. Ayrıca, Doğu Akdeniz'in ana Neotektonik elemanlarının çoğunluğunun Türkiye içinde veya çok yakınında olduğunu ve bunlardan başlıcalarını, Bitlis - Zagros Kenet Zonu (BZKZ), Ölü Deniz Fay Zonu, Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ), Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), Ege Dalma - Batma Zonu ile gerisindeki graben sistemi ve Kıbrıs Dalma - Batma Zonu olarak ele almış ve bunları sismik kaynak olarak belirtmiştir.

İKİNCİ BÖLÜM

2. JEOLJİ

2.1. Lito - Stratigrafik Özellikler

Stratigrafi, kelime olarak dar anlamda tabakaların şekli olup geniş anlamda ise tabaka bilimi anlamına gelmektedir (Ardos ve Pekcan, 1997: 201; İzbrak, 1992: 287; Ardos, 1996a: 29). Tabakalı kayaçların bileşim, yaş, düşey sıralanış, mekansal dağılışı ve korelasyon gibi çeşitli özelliklerini konu alan jeoloji alt dalıdır (Hoşgören, 2011: 262).

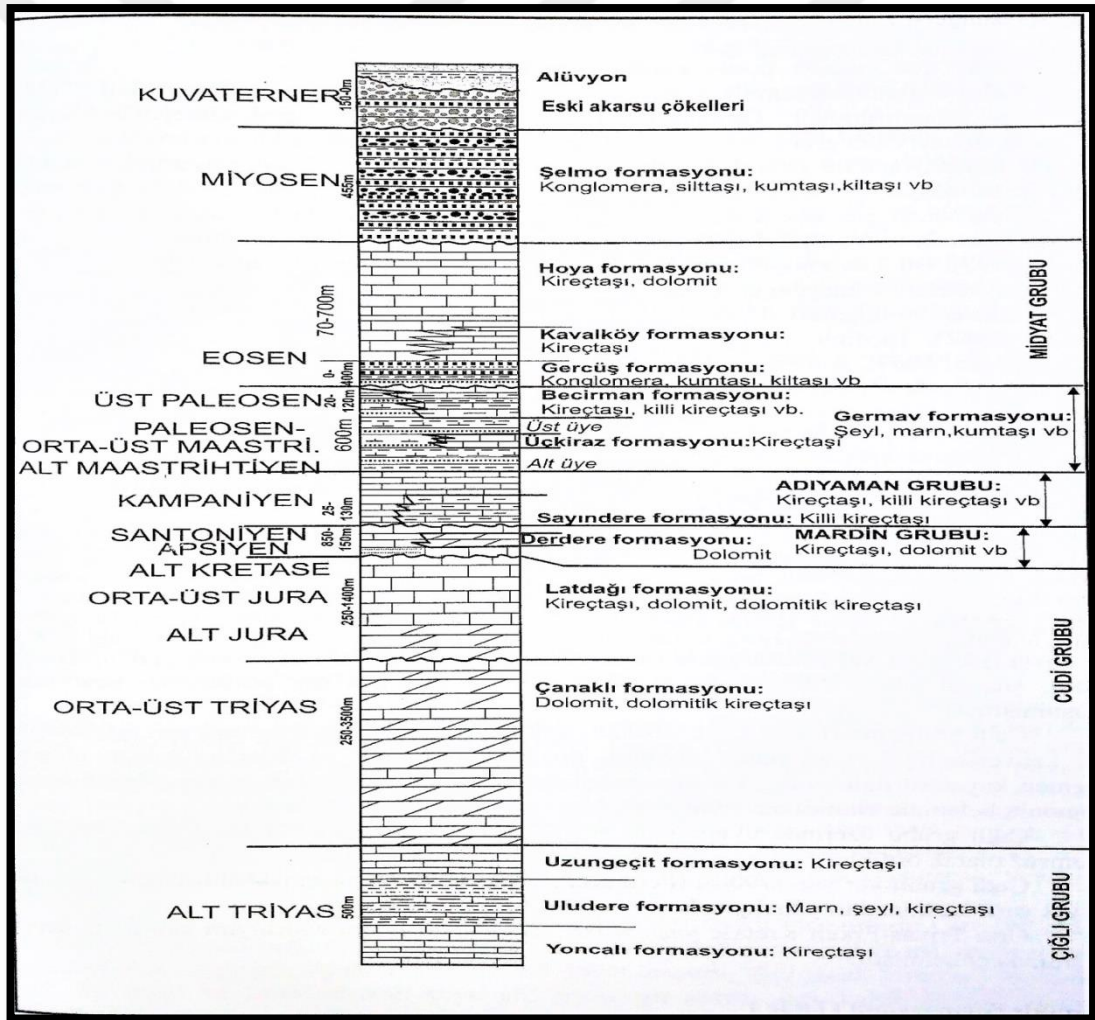
Bir stratigrafik kesit belirli ortam şartlarını temsil eder ve o ortam şartlarının jeolojik zamanlardaki oluşum yapısını göstermektedir. Bu ortam koşullarından her birine fasiyes adı verilmektedir (Hoşgören, 2011: 99). Fasiyesler, kayaçların ve bu kayaçların oluşturduğu litolojik ve biyolojik topluluğun yapısını göstermeleri açısından önem arz etmektedir. Bu açıdan stratigrafik yapıların incelenmesi sonucunda bölgenin geçmişte hangi ortam (deniz, kara, kıyı vs.) koşullarına sahip olduğu hakkında bilgi sunmaktadır. Fasiyesler kendi içinde kara, kıyı - lagün, denizel diye 3 ana gruba ayrılmaktadır (Erinç, 2015: 55 - 60; İzbrak, 1992: 126; Hoşgören, 2011: 100; Güney, 1996: 59).

Stratigrafik yapılanma ülkemiz gibi özellikle Neotektonik hareketlilikten etkilenmiş sahalarda hiçbir zaman tekdüzelik - olağanlık göstermez. Çünkü bir bölgenin stratigrafik gelişmesi daima o bölgede etkili olan tektonik olaylardan etkilenir (İlhan, 1976: 9). Bu açıdan baktığımızda stratigrafik yapılanma geçmişin doğal ortam koşulları hakkında bilgi sağladığı gibi bölgenin tektonizmadan etkilenip etkilenmediğini de yansıtabilir. Bunun kanıtı tabakaların düşey olarak deformasyona maruz kalıp olağan istiflerinin bozulması, tabakalarda kıvrılma, çarpılma, faylanma vb. olarak gösterilebilir.

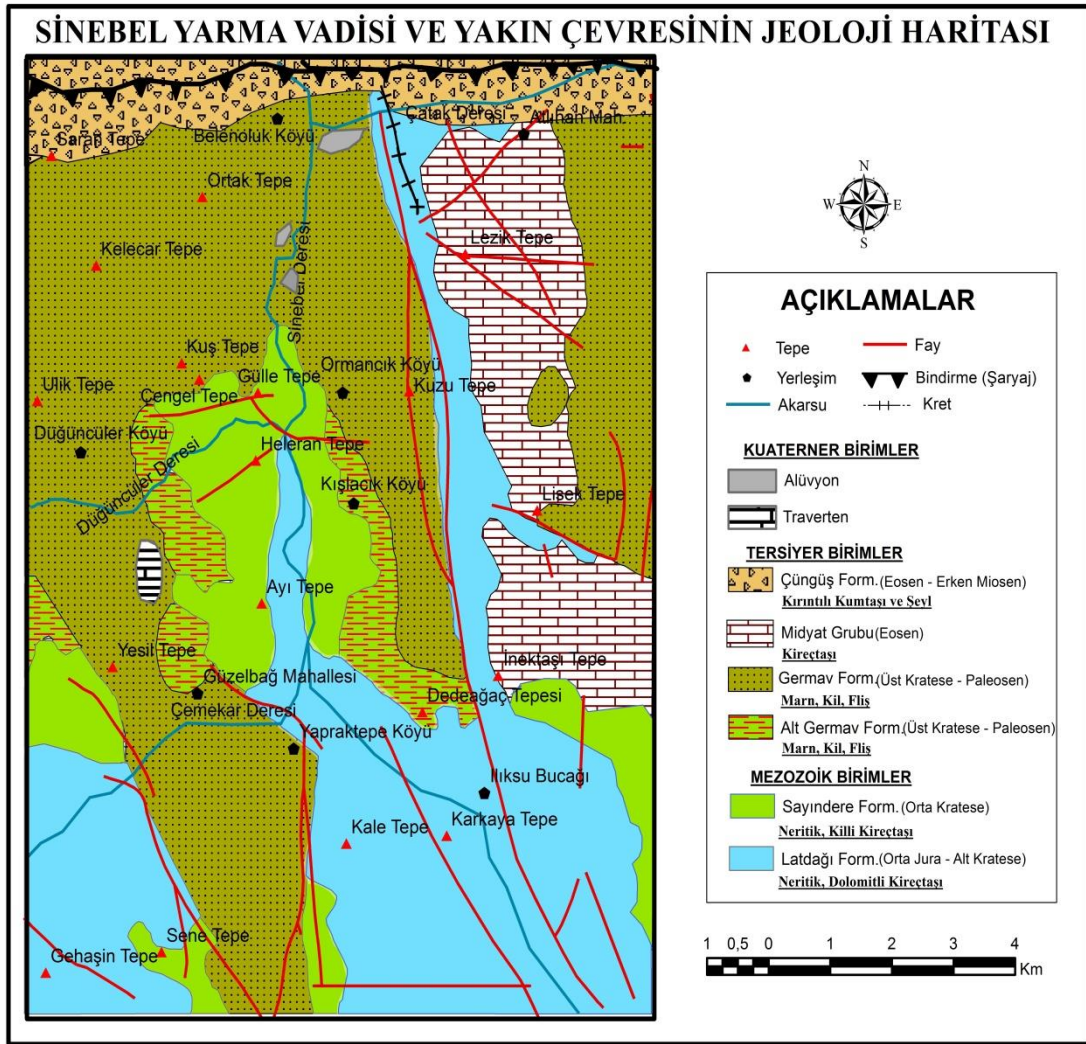
Yapısal yönden sakin olan devrelerde ve şiddetli tektonik hareketlere maruz kalmamış bölgelerde gelişmiş olan stratigrafik formasyonlar az çok devamlıdır ve geniş sahaları kapsayabilirler ve sık fasiyes değişimleri olmayabilir. Buna karşılık orojenik ve epirojenik yönden çok hareketli olan devirlerde birikmiş formasyonlar

daima kısa ve dikey mesafelerde yatay ve düşey olarak birçok litolojik değişimleri ve fasiyes değişimlerini gösterir ve birkaç kaya türünden oluşur (İlhan, 1976: 9). Bu tür sahalarda tektonik deformasyonlardan ve stratigrafik çökelmenin olmamasından dolayı stratigrafide boşluklar olabilir (İlhan, 1976: 9) bu duruma lakün adı verilir (Ardos, 1996a: 29).

Çalışma alanında da yukarıda belirttiğimiz nedenlerden dolayı çok sık fasiyes değişimleri ve stratigrafik uyumsuzluk söz konusudur. Bu uyumsuzluğun başlıca nedeni bölgenin yoğun bir şekilde tektonik hareketlerden etkilenmesidir. Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresinde görülen litolojik birimler, oluştukları jeolojik dönemlere göre aşağıda Şekil 2 ve Harita 1'de belirtilmiştir:



Şekil 2 - Güneydoğu Anadolu Otoktonu'na Ait Genelleştirilmiş Sütun Kesit
Kaynak: Şenel, 2008: 5.



Harita 1 – Sinebel Yarma Vadisi ve Yakın Çevresinin Jeoloji Haritası

Kaynak: Şenel,2008; "yerbilimleri.mta.gov.tr"

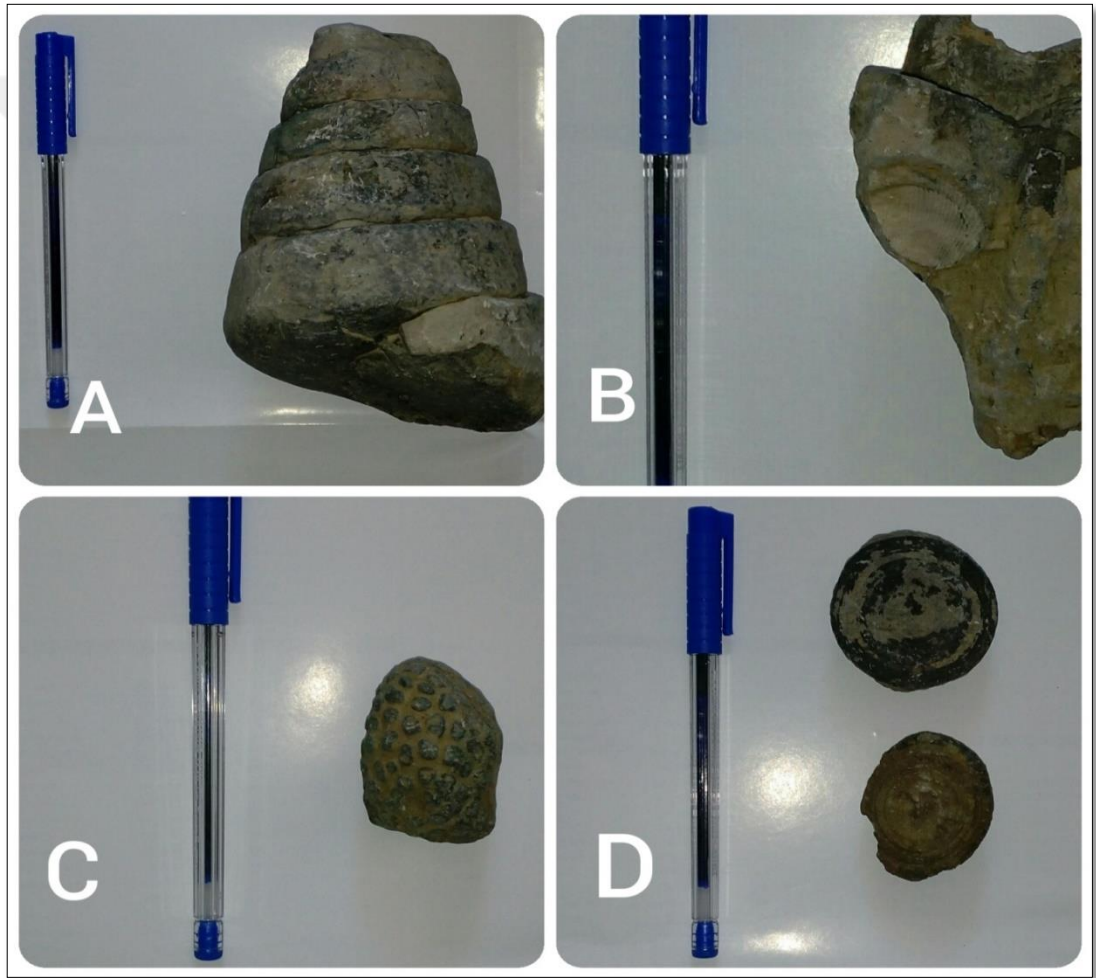
2.1.1. Mesozoyik Birimler

2.1.1.1. Latdağı Formasyonu

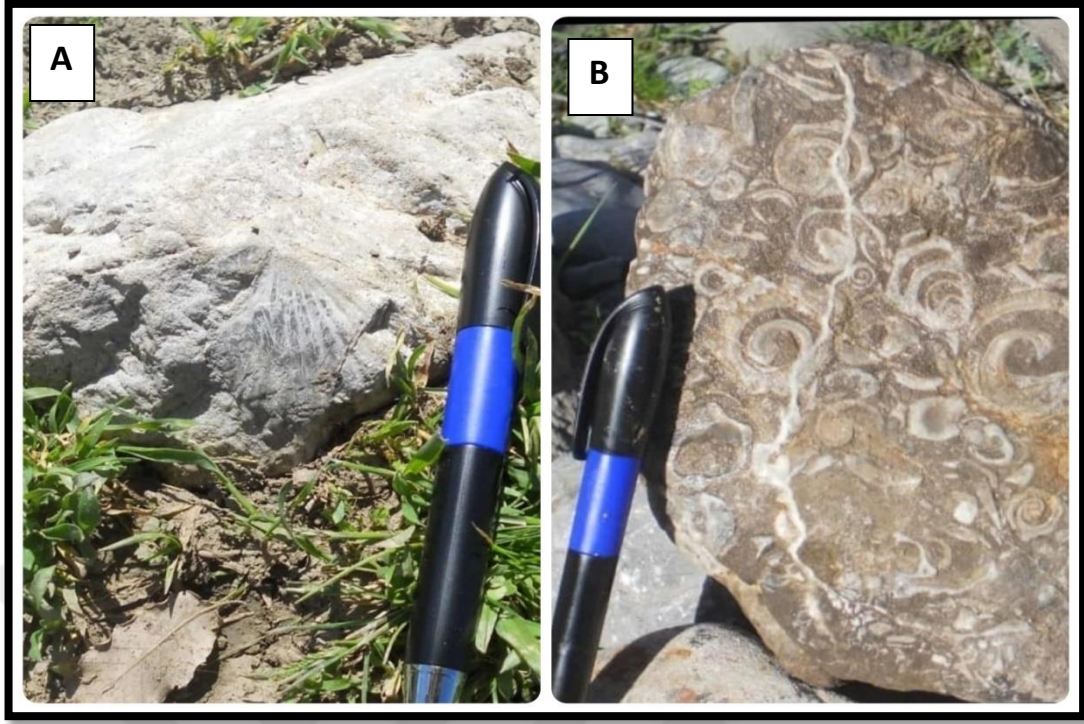
Çalışma alanının en yaşlı birimlerini oluşturan bu formasyon, tektonik hareketlerden dolayı faylanmaya maruz kalmış ve yükselmiş sahalarda mostra vermiştir (Harita 1). Latdağı Formasyonu, kalın neritik kireçtaşlarından ve dolomitlerden oluşmuştur ve yaşı yaklaşık olarak Orta Jura - Alt Kratese diye belirtilmiştir. Latdağı Formasyonu, Çanaklı Formasyonu'yla birlikte Cudi Grubu'na dahildir ve Cudi Grubu'nun üst formasyonudur. Formasyonun tip kesiti Hakkari ilinin GD'sunda Latdağı'nda izlenmektedir. Bu formasyon kalın dolomit ve

kireçtaşlarından oluşan Çanaklı Formasyonu üzerinde yer yer uyumlu yer yer ise uyumsuz olarak oturmuştur (Şenel, 2008: 7 - 8).

Latdağı Formasyonu alttan üste doğru; masif - gri renkli dolomit; masif - koyu gri renkli kalın tabakalı kireçtaşı ve dolomit; masif - koyu gri ve kalın tabakalı dolomitik kireçtaşı; neritik kireçtaşı ve dolomitlerle temsil edilir. Formasyonun bazı düzeylerinde gastropod, lamelli, ammonit ve mercan gibi makro fosiller gözlenir (Şenel, 2008: 7 - 8) (Fotoğraf 1 ve 2). Bunlardan mercanlar bilindiği gibi sıcak ve nemli tropik şartların etkili olduğu iklimik koşulları yansıtan canlılardır.



Fotoğraf 1– Çalışma Alanında Latdağı Formasyonu'nda Yer Alan Bazı Makro Fosiller (A- Gastropod, B- Deniz Kabuğu, C- Mercan, D- Nummulit)



Fotoğraf 2 – Çalışma Alanında Sinebel Vadisi Tabanında Görülen Fosiller (A = Deniz Kabuğu, B = Gastropoda)

Latdağı Formasyonu'nun kalınlığı değişiklik gösterir ve 250 - 1500 m arasında değişmektedir. Formasyon yukarıda belirtilen fosillerden hareketle Dogger (Orta Jura) ve Erken Kretase yaşlı olarak kabul edilmiştir. Latdağı Formasyonu, sığ deniz ortamında yani neritik fasiyeste (0-200 m) çökelme göstermiştir (Şenel, 2008: 7 - 8).

Latdağı Formasyonu birimlerine çalışma alanında Sinebel Vadisi'nin yarma vadi karakterine sahip kısmında taban kesimlerinde (vadi içinde), güneyde Körkandil Dağı ve Çesali Dağı yükseliminde; doğuda Kato Dağı'nda rastlanılmaktadır (Harita 1). Bu formasyonun, stratigrafik dizilime göre bölgede en altta yer almasına rağmen bu kadar yüksek kesimlere çıkması bölgede tektonik hareketlerin varlığını kanıtlamaktadır. Örneğin, Latdağı Formasyonu'nun görüldüğü Körkandil ve Kato Dağı, çalışma alanının en yüksek noktasını oluşturmaktadır.

2.1.1.2. Sayındere Formasyonu

Killi kireçtaşlarından oluşan formasyon Adıyaman Grubu üyesidir. Birim, Karaboğaz Formasyonu üzerinde uyumlu olarak yer almasına karşın yer yer Mardin

Grubu birimi üzerinde de uyumsuz olarak yer alır. Sayındere Formasyonu ince - orta tabakalı; bentik fosilli ve kavkılı, killi kireçtaşlarından oluşur. Marn düzeylerini de kapsayan birim türbiditik karakterdedir (Şenel, 2008: 10 - 11).

Sayındere Formasyonu'nun kalınlığı yaklaşık olarak 17 - 365 m arasında değişir ve sahip olduğu fosillerden hareketle yaşı yaklaşık olarak Orta - Geç Kampaniyen'dir (Orta Kretase). Formasyon derin deniz ortamında çökelmiştir (Şenel, 2008: 10 - 11). Bu açıdan formasyon, abisal fasiyes ortamında oluşmuştur.

Sayındere Formasyonu da örttüğü Latdağı Formasyonu gibi tektonik hareketlerden dolayı faylanmaya bağlı olarak güncel topoğrafya yüzeyini oluşturur. Hatta bu formasyondan daha genç olan diğer formasyonlardan bile yüksek seviyelerde görülür. Çalışma alanının batı sınırında yer kaplayan birim, Ayı Tepe, Çengel Tepe ve Gülle Tepe'nin olduğu formasyondur. Ayrıca formasyona güneyde Körkandil Dağı'nın batısında, Çesali Dağı'nın GD ve KB'sında; Sinebel Yarma Vadisi'nin batısı ve doğusunda rastlanılmaktadır (Harita 1). Vadinin batı yamacından daha batıya gidildikçe Germav (Alt Germav) Formasyonuna geçilmektedir (Fotoğraf 3).



Fotoğraf 3 – Sinebel Yarma Vadisi'nin Batı Kısımında Germav ve Sayındere Formasyonu'nun Karşılıklı Duruşu.

Ayrıca çalışma alanında, Sayındere ve Latdağı Formasyonu'na ait kireçtaşları içinde çok iyi mağaralar ve karstik su kaynakları gelişim göstermiştir.

2.1.2. Tersiyer Birimler

2.1.2.1. Germav Formasyonu

Germav Formasyonu'nun tipik kesiti, Batman ili Gercüş ilçesi Germav Köyü dolaylarında görülmektedir. Çalışma alanında Germav Formasyonu, Alt Germav Formasyonu ve Üst Germav Formasyonu olarak ayrılmıştır. Alt Germav birimi marn ara seviyeli şeylleri kapsar. Üst Germav birimi ise, levhamsı ayrılmalı, kalın kumtaşı ara tabakalı, şeyl ve marnlardan oluşur. Bu kumtaşları yer yer çarpaz tabakalı ve ripillidir (Şenel, 2008: 11 - 12) (Fotoğraf 4 ve 5).



Fotoğraf 4 – Üst Germav Formasyonu'na Ait Flişler. Gevşek ve Killi Yapıdan Dolayı Erozyona Bağlı Bitki Örtüsünün Seyreldiği Görülür.



Fotoğraf 5 – Sinebel Deresi ve Germav Formasyonu'na Ait Flişler ve Yer Yer Aratabakalı Olan Kumtaşları.

Germav Formasyonu'nu oluşturan birimler genel olarak fliş diye tabir edilen litolojilerdir. Yani fliş aslında birçok litolojiyi barındıran şemsiye bir terimdir. Fliş serisi veya bağdaşmamış seri, muhtelif litolojilerden oluşan ve salınım şeklinde alçalıp yükselmeden ileri gelen son derece oynak fasiyeslerde (orojenler) bir zemin üzerinde oluşan formasyonlardır (Akyol, 1948 – 1949: 16).

Germav Formasyonu'nun alt ve üst seviyeleri arasındaki ilişki yer yer uyumlu yer yer ise uyumsuzdur. Birimin kalınlığı yaklaşık olarak 1745 m'dir. Birim derin denizaltı, denizaltı yamacı ve derin deniz deltayık - fan flüvyal ortamlarda çökelmiştir (Şenel, 2008: 11 - 12).

Alg, mercan, gastropod, radyolaria, lamelli gibi fosiller taşıyan formasyonun yaşı Üst Kretase ve Paleosen'dir. Alt Germav üyesinde bol miktarda radyolaria bulunduğu için rengi yer yer kırmızımsı veya pembesidir (Şenel, 2008: 11 - 12) (Fotoğraf 6). Bölgede petrol hazne kayası görevinde olan masif kireçtaşları örten bu formasyon sübsidans havzası oluşuklarındandır (Erentöz, 1966: 13).



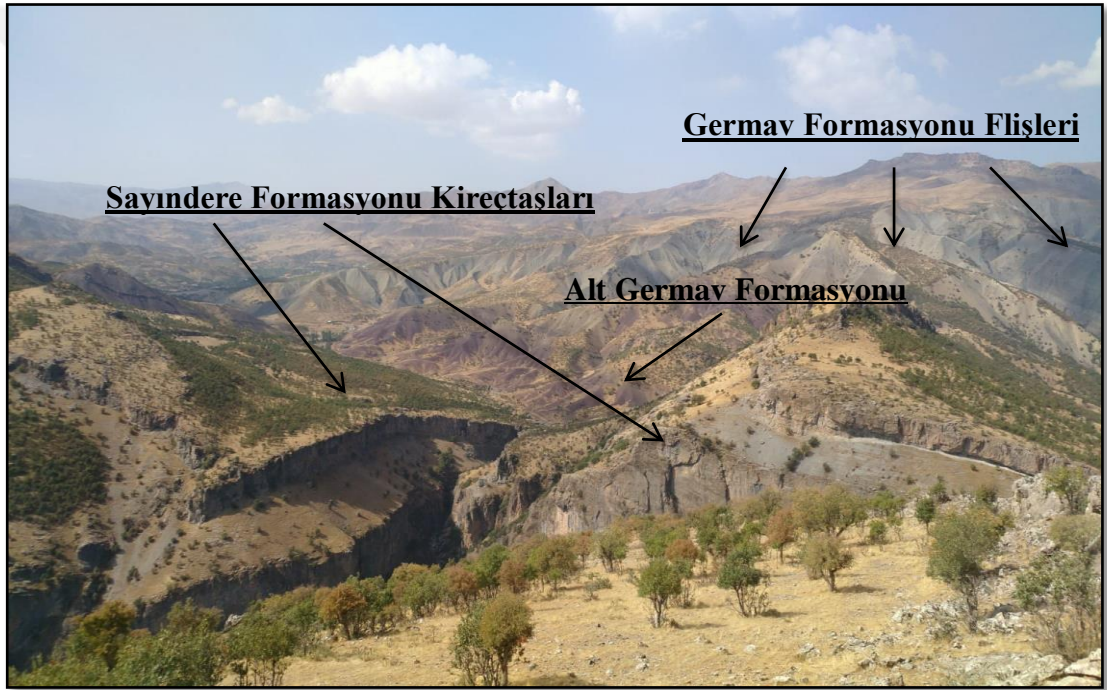
Fotoğraf 6 - Germav Formasyonu'na Ait Birim. Kırmızımsı Renk Formasyonda Yoğun Olarak Bulunan Radyolaria'lardan Dolayıdır. Ara Tabakalı Kumtaşları da Görülmektedir.

Çalışma alanında en yaygın bulunan formasyon Germav Formasyonu'dur. Bu formasyon Sinebel Yarma Vadisi'nin yakın çevresinde Latdağı ve Sayındere Formasyonu'nu örter, çevreler ve yer yer yükselti olarak bu formasyonlarla rakım olarak eşdeğerlilik gösterir. Adı geçen formasyonların Germav Formasyonu'yla yükselti olarak eşdeğerlilik göstermesi tektonik hareketlerin neticesidir.

Germav Formasyonu'na ait flişler alanda bir transgresyonla yayılmışlardır. Germav Formasyonu, transgresif aşmalı olarak Körkandil dolaylarına erişmiştir (Altınlı vd., 1963: 19). Burada transgresif serinin olması bölgenin muhtemel denizin bir körfezi ya da kıyısı olduğunu göstermektedir. Sonraki süreçte deniz bölgeden çekilmiş ve karasal rejim etkisini göstermeye başlamıştır. Fakat denizin bu çekilmesi kuvvetle ihtimal ani olmamış, deniz dereceli bir çekilme göstermiştir. Denizel rejim ile tamamen karasal rejim arasında lagüner karakterli bir rejim süreci başlamıştır. Linyit yatakları denizlerden arta kalmış göllerde ve havzalarda oluşmuş lagüner ve karasal tortullarıdır (Akkan, 1964: 55). Düğüncüler Köyü kuzeyinde flişli tabakalar arasında yıllardır köylünün yakacak olarak kullandığı küçük linyit yatakları ve

çalışma alanının doğusunda yer alan Kıyıcak Köyü (Şaminis Köyü)'nde bulunan linyit yatakları bu durumu kanıtlar niteliktedir. Tektonik hareketlerin alanda yer almasına bağlı olarak da fliş tabakaları yer yer kıvrılmış, antiklinaller oluşturmuştur. Tektonizmanın paroksizma evresinde ise şiddetlenen hareketlilik fliş tabakalarında kırılmalara neden olmuştur. Çalışma alanı dışında kalan sahalarda fliş tabakaları altından yöre halkının "*germavok*" yani "*sıcak su kaynaklığı*" dedikleri sıcak su çıkışları faylanmaya bağlı hidrografik oluşumlardır.

Çalışma alanında görülen ve yukarıda belirttiğimiz formasyonlar Güneydoğu Anadolu Otoktonu'na aittir (Fotoğraf 7 ve 8).



Fotoğraf 7 – Çalışma Alanında Görülen Başlıca Litolojik Birimler

2.1.2.2. Midyat Grubu (Hoya Formasyonu)

Genelde karbonatlardan oluşan grup Midyat Kireçtaşı olarak adlandırılır. Birimin tipik kesiti Mardin ili Midyat İlçesi'nde gözlenmektedir. Güneydoğu Anadolu Otoktonu'nda, genelde Eosen yaşlı karbonatlarla temsil edilen Midyat Grubu değişik alanlarda farklı kireçtaşları fasiyesleri göstermektedir (Şenel, 2008: 13).

Midyat Grubu'nun taban kesiminde genellikle karasal kırıntılardan oluşan Gercüş Formasyonu yer alır (Şenel, 2008: 13). Midyat Grubu çok sayıda birim üzerinde uyumsuz olarak oturur ve üstte ise Miyosen yaşlı kayaçlar tarafından örtülmüştür (Şenel, 2008: 14).

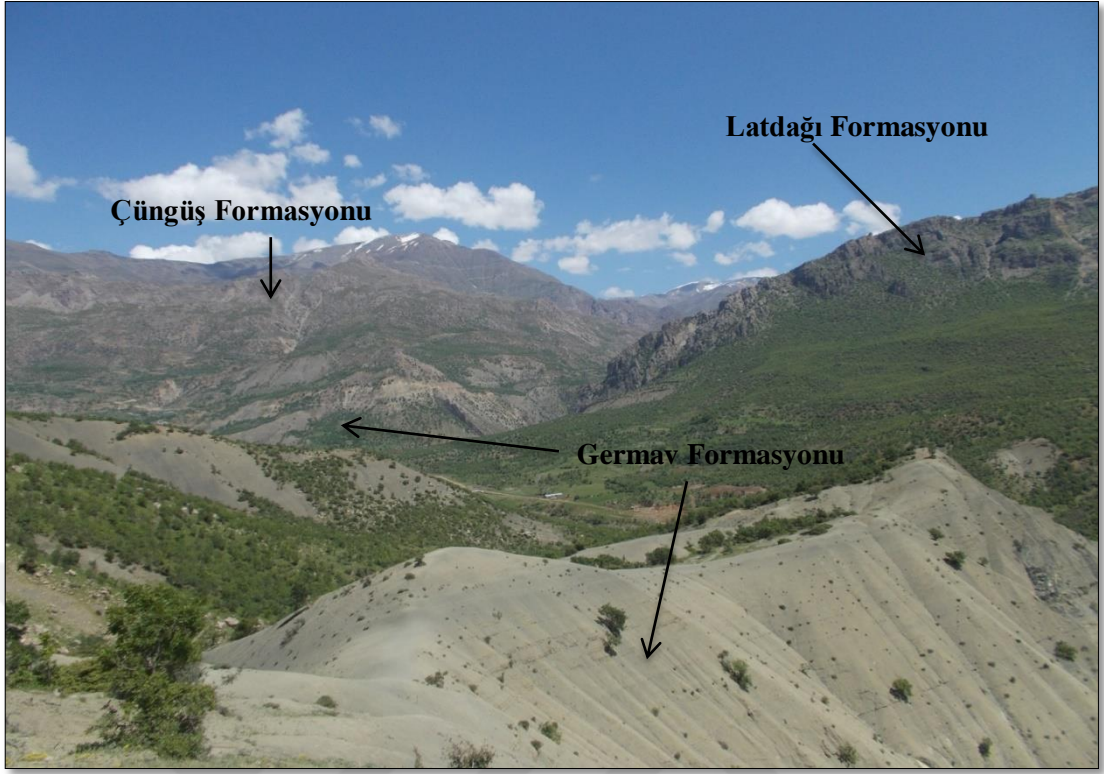
Yaklaşık kalınlığı 1100 metre olan birim, Eosen yaşlı kabul edilir. Midyat grubu çok farklı fasiyes ortamlarında çökelmiştir (Şenel, 2008: 14). Çalışma alanında Kato Dağı'nda yüksek zirve kesimlerinde görülen Midyat Grubu litolojik olarak son derece elverişli karst morfolojisi ortamı hazırlamaktadır.

2.1.2.3. Çüngüş Formasyonu

Çalışma alanında görülen Latdağı, Sayındere, Germav ve Midyat Grubu Formasyonları otokton birimlerdir. Fakat Çüngüş Formasyonu çalışma alanında görülen allokton birimdir (Fotoğraf 8). Çalışma alanında şaryajlı bölgede görülen Çüngüş Formasyonu Bidar – Tiziz Şaryajı boyunca yüzeylenmiştir (Harita 1).

Çoğunlukla kırıntılı kayalardan oluşan Çüngüş Formasyonu, Miyosen Napları ile Güneydoğu Anadolu Otoktonu arasında geçiş kuşağı boyunca, Çüngüş – Hakkari Napı olarak görülür. Birimin tip kesiti Diyarbakır ili Çüngüş ilçesinde en iyi gözlemlenmektedir (Şenel, 2008: 16).

Çüngüş Formasyonu ince – orta – kalın tabakalı, grimsi yeşil, kırmızımsı ve kahverengimsi renklerde, taneli ve köşeli, sıkı tutturulmuş, karbonat çimentolu, sert, az fosilli kumtaşı ve şeyllerden oluşmaktadır. Birim içinde yer yer yabancı bloklar da bulunur. Kumtaşları bazen çakıllıdır. Alt ve üst ilişkisi tektonik olan Çüngüş Formasyonu'nun kalınlığı, Baykan – Şirvan – Pervari dolaylarında 1500 m'ye ulaşmaktadır. Kıt fosilli olan birim Eosen - Erken Miyosen yaşlı kabul edilmektedir. Formasyon derin deniz ortamında çökelmiştir (Şenel, 2008: 16 – 17).



Fotoğraf 8 – Çalışma Alanında Yer Alan Birimler

2.1.3. Kuvaterner Birimler

Çalışma alanında en genç çökeller olan alüvyal dolgular sahada Kuvaterner yaşlı birimler olarak karşımıza çıkmaktadır. Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresinde yoğun tektonizmaya bağlı engebeli rölyef ve yüksek dereceli eğim şartlarından dolayı erozyonal kuvvet ön plana çıkmış buna karşın birikme faaliyetleri nispeten sönük kalmıştır. Sinebel Yarma Vadisi içinde vadinin yarma karakterinde olduğu kısımda yaklaşık olarak % 2,5 lik eğimden dolayı akarsuyun bu kesimde herhangi bir birikme yapması söz konusu olmamıştır. Fakat vadi içindeki basamakların üst kesimlerinde karasal depolar yer yer istiflenmişlerdir. Karasal kökenli depolar vadinin kaş denilen yüksek kesimlerinden aşağı kopup gelen litolojik malzemelerdir. Bunlar nispeten genç yaşlı çökellerdir.

Sinebel Vadisi'nde en iyi Kuvaterner birimler vadinin Gülle Tepe ile atak Deresi arasında aktığı nispeten geniş tabanlı yatağında görülmektedir. Bu kesimde yer yer yükselen fliş tabakalarından dolayı yapısal mendereslenme yer yer de azalan eğim şartlarından dolayı hidrografik mendereslenmeye bağı salınımların dış bükey yamaçlarında alüvyal birikme söz konusu olmuştur.

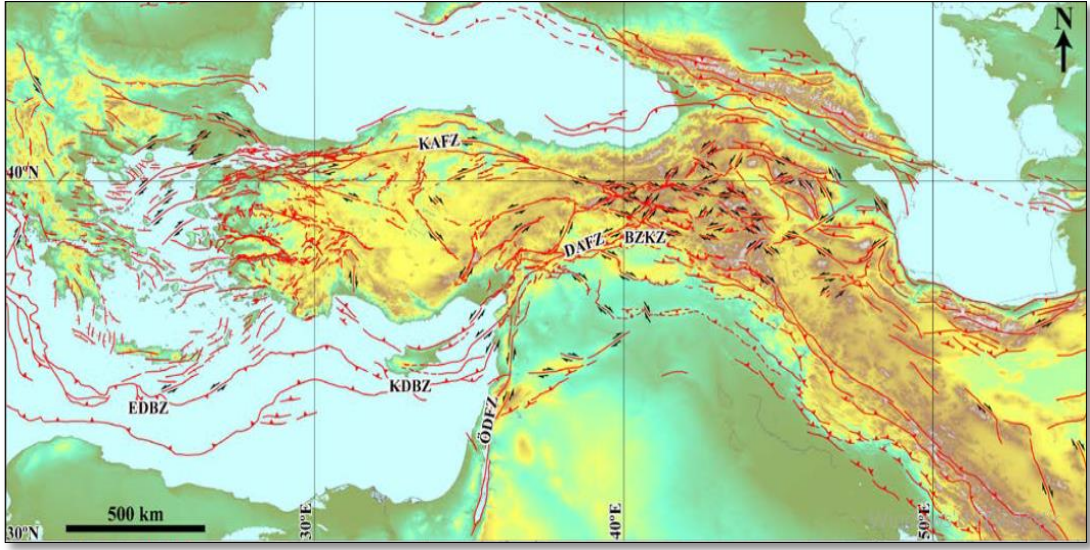
Ayrıca Sinebel Deresi'nin aşağı çığırında atak Deresi'ne kavuştuğu kesimde, vadinin doğu yamaçlarında güncel akarsuya uzak seki depoları gözlenmektedir. Bu depolar muhtemelen Sinebel Deresi'ne ait daha yağışlı bir devrede biriken depozitlerdir. Bunların gevşek ve henüz yeterince tutturulamamış olması jeolojik anlamda genç çökeller olduğu anlamına gelmektedir. Bu açıdan bunların yaşı en geç Pleyistosen'dir. Ayrıca atak Deresi'ne ait seki depoları da çalışma alanının kuzey sınırında tespit edilmiştir. Bu depolar sıkı tutturulmuş hatta konglomeraladıştır. Depoları oluşturan kayaçların yuvarlaklık oranı oldukça yüksektir.

Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresinde görülen Kuvaterner yaşlı birimlerden biri de Düğüncüler Köyü'nün batısında Yapraktepe Köyü yakınlarında görülen travertenlerdir. Bunlar, yaşı muhtemelen Pliyosen sonrası olan faylardan çıkan karstik çökellerdir.

2.2. Tektonik zellikler

Çalışma alanının lokal tektonik özelliklerini belirtmeden önce bu tektonik görünümü meydana getiren küresel ve bölgesel tektonik sürece kısaca değinmekte fayda vardır. Zira plaka tektoniği açısından bakıldığında lokalitede yer alan bir faylanma dahi esasında küresel levha hareketlerinin tektonik bir sonucudur. Bu açıdan çalışma alanının genel tektonik karakterini ortaya koymadan önce bölgenin tektonik yapısı küresel levha hareketleri işığında kısaca ele alınacaktır.

Doğu Anadolu'nun Neotektonik dönem öncesi peneplen ya da peneplene yakın bir paleocoğrafyası vardı (şaroğlu ve Güner, 1981: 39). Bu sade paleocoğrafik görünüm Anadolu'da Orta Miyosen'de Arap ve Avrasya levhalarının çarpışmasıyla (şaroğlu ve Güner, 1981: 41) bozulmuş ve bölgeyi yeni bir morfolojik görünüme iten Neotektonik hareketler başlamıştır (şengr, 1980: 3).



Şekil 3 – Türkiye ve Yakın Çevresinin Genel - Güncel Tektonik Durumu

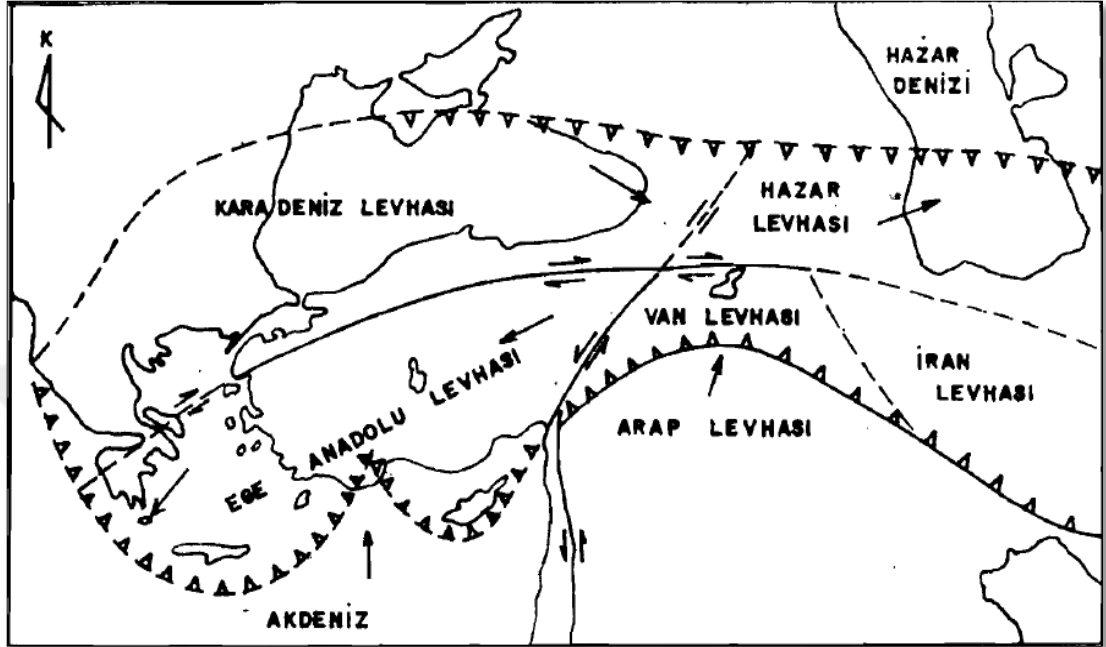
Kaynak: Seyitoğlu vd., 2017: 3.

Türkiye ve yakın çevresindeki coğrafyaya bakıldığında, mevcut topoğrafyanın iki ana levha arasında sıkıştırma kuvvetinin etkisi altında kaldığı görülmektedir. Bir çarpışma zonunun oluşumunu yönlendiren bu sınırlardan birinin, doğuda, Pasifik çemberinin batısını oluşturan Japon ve Filipin hendekleri; diğerinin batıda, Atlas Okyanusu'ndaki okyanus ortası sırtlar olduğu görülmektedir. Atlas Okyanusu ortası sırtlarda, ilgili levhanın doğuya doğru uzaklaşması ve bunun, Pasifik Okyanusu'nun batı kesiminde okyanus - kıta çarpışması ile karşılanması sonucu, bu iki uç arasında kalan alanda bugünkü Alp - Himalaya tektonik kuşağı oluşmaktadır (Utku, 2007: 64).

Atlas Okyanusu'ndaki okyanus ortası açılmaya bağlı genişleme, bu sırtın yakın çevresinde bulunan levhaları harekete geçirmiştir. Örneğin Afrika Levhası ve Arap Levhası kuzeye doğru hareket etmiştir.

Afrika Plakası kendisini çevreleyen okyanus ortası sırtlarında, uzaklaşan levha sınırlarındaki hareketlilik nedeniyle sürekli kuzeye doğru hareket halinde olmuştur. Kızıldeniz'deki açılma nedeniyle Arap Plakası daha da hızlı hareket etmiş ve kuzeye doğru kaymıştır (İmamoğlu ve Çetin, 2007: 94). Afrika - Arabistan ve Avrasya levhalarının kuzey - güney doğrultuda yakınsamaları sonucu Alt - Orta Mestrihtiyen'de Akdeniz'in eski atası sayılan Tetis Denizi kapanmış ve bunu takiben

Tortoniyen’de (yaklaşık 10 milyon yıl önce) Arabistan ve Avrasya levhaları, Bitlis Zagros Kenet Kuşağı (BZKK) veya Güneydoğu Anadolu Bindirmesi boyunca çarpışmışlardır (Şengör, 1980: 3) (Şekil 4).



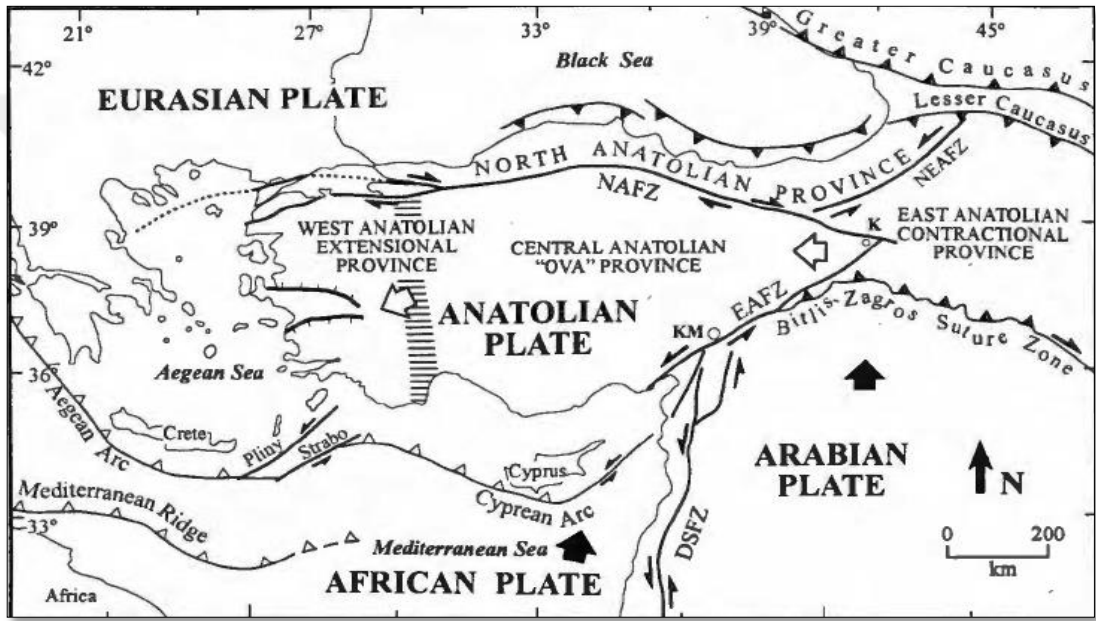
Şekil 4 – Türkiye’yi Etkileyen Genel Levha Hareketleri

Kaynak: Ketin,1977b: 529.

Arap Levhası ile Avrasya Levhası'nın çarpışmasını izleyen evrede, Bitlis Zagros dağ kuşağının yükselmeğe başlamasıyla birlikte kompresyon (sıkışma), Doğu Anadolu’yu etkilemeye başlamıştır. Doğu Karadeniz’in tabanında hapis kalmış yaşlı okyanusal litosfer ile Arap Levhası arasında sıkışan bölgede, homojen bir kütleden beklenen bir yapı modeli; KD, KB doğrultulu ve doğrultu atımlı fay çiftleri, D - B gidişli kıvrımlar ve ters faylar ve ayrıca K - G doğrultulu açılma çatlakları, gelişmeye başlamıştır. Bölgeyi kuzey ve güneyden sınırlayan dağ kuşakları, kuzeyde Karadeniz Dağları (Pontidler) güneyde ise Bitlis Zagros Kuşağı, bütün bölgeyle birlikte ancak daha büyük bir hızla yükselmeye başlamıştır. Bu dağ kuşakları kompresyonun etkisi altında kuzey ve güney yönde itilerek şaryajlı dokanaklarla genç havzaların üzerlerine ilerlemiştir (Yılmaz, 2005: 1).

Pliyosen'den başlayarak Arap ve Avrasya Levhaları'nın etkisiyle oluşan Kuzey Anadolu Transform Fayı (Ketin, 1968: 131) ile Doğu Anadolu Transform Fayı

(Arpat ve Şaroğlu, 1972: 44) Karlıova'da birleşerek, Anadolu Levhası'nı belirlemiş ve bu gelişmeyi izleyerek, Anadolu Levhası bağımsız bir tektonik birlik olarak, Doğu Anadolu'nun kuzey - güney sıkışmasını, batıya doğru kaçarak karşılamaya ve böylece kompresyon kaynaklı enerjiyi batıya transfer etmeye başlamıştır (Yılmaz, 2005: 1). Şengör (1985: 4), bunu tektonik kaçma modeli olarak değerlendirmiş ve bu hareketlilik sonucunda Anadolu'da 3 Neotektonik zon meydana gelmiştir. Bunlar; Doğu Anadolu Sıkışma Rejimi, Orta Anadolu Ova Rejimi ve Ege Graben Sistemi'dir (Şekil 5).



Şekil 5 - Anadolu'nun Başlıca Neotektonik ve Morfotektonik Bölgeleri

Kaynak: Şengör vd., 1985' ten aktaran Bozkurt, 2001: 4.

Türkiye'nin Neotektonik bölgelerden biri olan Doğu Anadolu Sıkışma Rejimi'nde (sıkışma bölgesi), bu sıkışma rejimine bağlı olarak Doğu Anadolu'da;

- D - B doğrultulu kıvrımlar,
- D - B doğrultulu ve K yada G'e eğimli yüksek açılı bindirmeler,
- KD - GB, KKD - GGB doğrultulu sol yönlü doğrultulu atımlı faylar,
- BKB - DGD, KB - GD doğrultulu sağ yönlü doğrultulu atımlı faylar.
- K - G doğrultulu açılma çatlakları oluşmuştur (Şaroğlu ve Güner ,1981: 41).

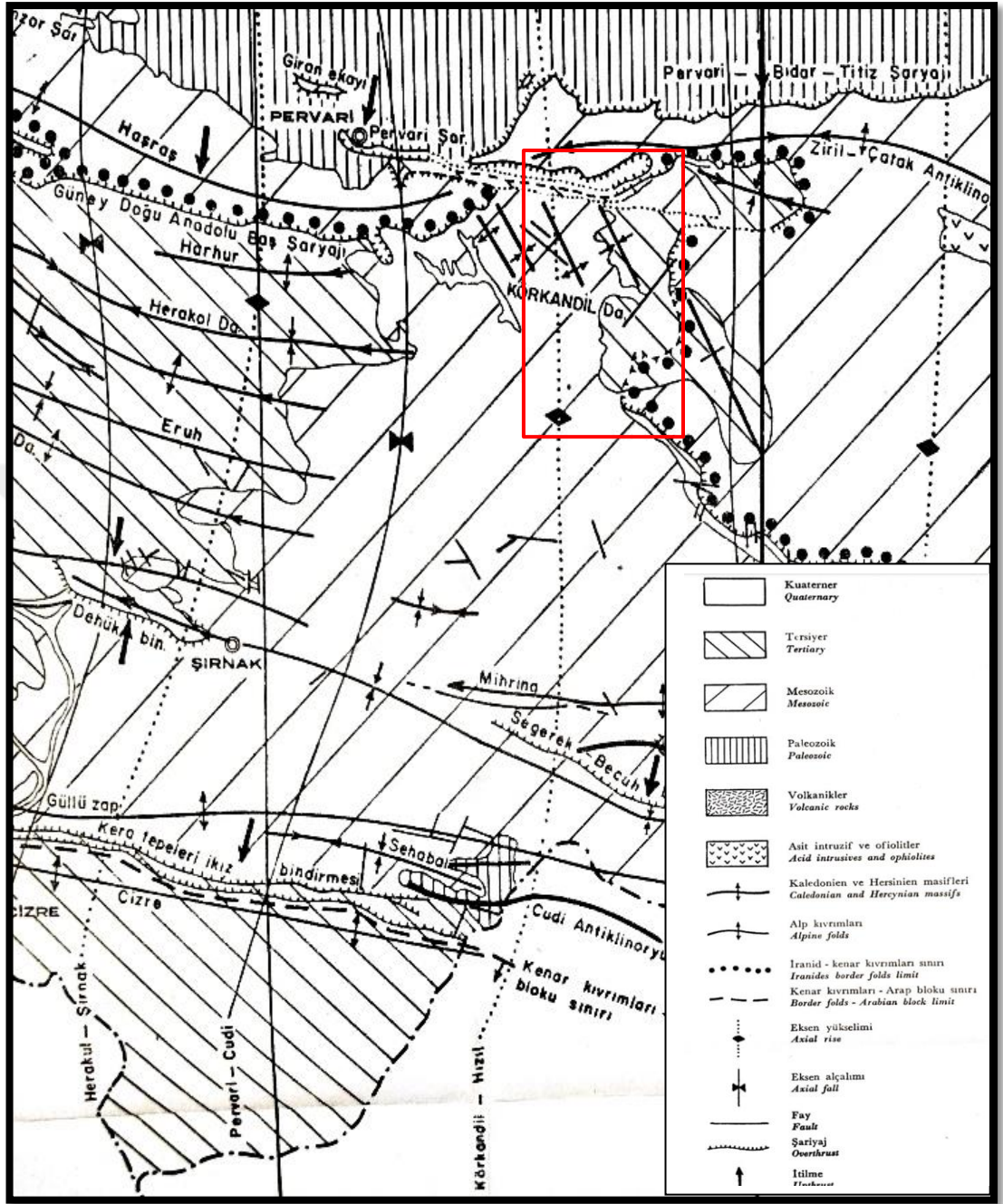
Yukarda belirttiğimiz tektonik gelişim Şengör'e göre Orta Miyosen'de başlamıştır (Şengör, 1980: 3). Bu tektonizma hareketi sadece Miyosen ve yakın mazisine özgü kalmamış, sonraki süreçte yerel şartların etkisiyle şiddetli tektonik hareketler lokal alanda topoğrafyayı etkileyecek şekilde meydana gelmiştir.

Miyosen'den sonra beliren tektonik hareketlerin çok şiddetli ve geniş olduğu muhakkaktır ve Miyosen'den sonraki hareketlerin bu kadar geniş ölçülü olmasında birbiri üzerine eklenen iki hadise etkilidir :

1 – Epirojenik hareketlerle Anadolu'nun yükselmesi

2 – Bu yükselmelere ilave olarak, orojenik hareketler ve kıvrımların sıkışması. Böylece bütün Doğu Anadolu bu iki olayın müşterek tesiri sonucunda yükselmiştir (Akkan, 1964: 55 - 57).

Anadolu'nun bu genel jeolojik karakterinin açıklanmasından anlaşıldığına göre Sinebel Yarma Vadisi Şengör'ün (1980: 4) belirttiği Noetektonik bölgelerden biri olan Doğu Anadolu Sıkışma Rejimi Bölgesi'nde yer almaktadır ve BZKZ'nin hemen üzerinde bulunur. Bu yüzden çalışma alanı sıkışma rejiminden dolayı kompleks bir tektonik görünüme sahiptir. Bu tektonik özellik; lokalitede düşey atımlı faylar, kıvrılmış vadi yamaçları, çarpılmış tabakalar, sıcak su çıkışları, traverten oluşumları, üçgen sırtlı tepeler (façeta), yönlü karstik erime boşlukları, çizgisel uzanmış vadiler, asılı vadiler, ötelenmiş vadiler, fay vadileri, kütle hareketleri, basamaklı topoğrafya, kancalı drenaj gibi morfolojik belirteçlerle topoğrafyaya yansımıştır. Sinebel Vadisi ve yakın çevresi tektonizmadan yoğun bir şekilde etkilenmiştir ve bunun en önemli kanıtı vadinin sahip olduğu antesedant karakterdir.



Şekil 6 – Çalışma Alanının Yakın Çevresinin Tektonik Durumunu Gösteren Çizim
Kaynak: Altınlı vd. 1963: levha 3'ten kısmen değiştirilerek. (Kırmızı kareli alan çalışma alanının yaklaşık yerini gösterir)

2.2.1. Faylar

Çalışma alanı, Neotektonik rejimin Anadolu'da başlama nedeni olan kıta - kıta çarpışmasının kontakt noktası üzerinde olmasından dolayı tektonizmanın; normal, ters ve doğrultu atımlı faylar ile bindirme zonlarının yakın etkisine maruz kalmış bir alandır.

Güneydoğu Anadolu ve Doğu Anadolu'ya baktığımız zaman fayların genel karakteri, Doğu Anadolu Fayı, Ölü Deniz Fayı ve Bitlis Zagros Kenet Zonu ile bu fayların eşlenikleri tarafından şekillendirilmektedir. Bu fay sistemi içinde bindirme fayları, makaslama fayları, normal faylar ve büyük açılma çatlakları gelişmiştir. Bölgeyi etkileyen bu fayların en büyükleri sol yönlü Doğu Anadolu Fay Zonu ve Bitlis Zagros Kenet Kuşağı adı verilen bindirme karakterli faylardır. Bölgedeki bütün kırık hatlar bu sisteme bağlı olarak gelişmiş faylardır. Doğu - batı gidişli faylar tamamen ters fay veya bindirme karakterli faylardır. Kuzey - güney gidişli faylar da normal eğim atımlı faylar veya açılma çatlakları (gerilme çatlakları) şeklinde gözlenmektedir (İmamoğlu, 2009: 164).

Çalışma alanında, bölgenin genel tekto - morfolojik görünümünü belirleyen oluşum kıvrılma olsa da son şekillerindirici olay faylanmadır. Faylar çalışma alanının farklı kısımlarında görülmektedir. Çalışma alanının güney sınırını oluşturan Körkandil Dağı bölgenin en yüksek noktaya sahiptir. Bu dağ güney, doğu ve batı yönlerinden faylarla çevrilmiş, fayların dağa bakan kısmında kalan litoloji yükselmiştir. Bu açıdan baktığımız zaman dağ faylanmaya bağlı olarak yükselme karakterine sahiptir. Bu faylar eğim atımlı faylar olup normal fay karakterindedir.

Çalışma alanının güneyinde yer alan Yapraktepe Köyü'nden yaklaşık KB - GD yönlü normal atımlı bir fay uzanmaktadır ve Çemekari Deresi'ni dikine kesmiştir. Sinebel Yarma Vadisi içinde de faylanmaya maruz kalmış lokaliteler vardır. Örneğin vadinin yarma vadi karakterini terk ettiği kesime yakın bir noktasında faylanma, topoğrafyaya da yansımış, vadi içindeki basamaklar çarpılmaya uğramıştır. Ayrıca vadi içinde faylanmadan dolayı eğim kırıklığı da görülmektedir.

Çalışma alanında kuzeyde yer alan Dügüncüler Köyü' nün kuzeyinde ve doğusunda normal atımlı faylara rastlanılmaktadır. Dügüncüler Köyü'nden geçen bu faylar topoğrafyaya morfolojik izler bırakmıştır, bu izler alanda görülen üçgen sırtlı tepelerdir (trapez şekiller). Sinebel Vadisi'nin doğusunda kalan Ormancık ve Kışlacık Köyleri'nden de normal faylar geçmektedir.

Bölgede belki de en bariz fay, Kato Dağı'nın batı yamacını meydana getiren ve oldukça dik bir fay dikliği oluşturan normal faydır. Bu fay normal atımlı bir fay olup topoğrafyadaki izi bariz şekilde görülmektedir. K - G yönlü olan bu fay güneyde Körkandil Dağı'nın batısından başlayıp kuzeyde Çatak Deresi'nin Sinebel Vadisi'ne kavuştuğu alana kadar uzanmaktadır. Düşey atımlı Kato Fayı'na ait diklik, son derece genç bir morfolojik karakter sunmaktadır. Bu dikliğin aşındırılıp silikleştirilmesi için, erozyonel süreçlerin henüz olgunlaşmamış olmasından dolayı bu fayın oldukça genç bir jeolojik yaşa sahip olduğu anlaşılmaktadır. Fay dikliklerinin yaşı daha ziyade Kuvaterner ya da Neojen'dir (Arđos, 1972: 35) (Fotoğraf 9).



Fotoğraf 9 – Kato Dağı ve K - G Yönlü Uzanan Fay Dikliği

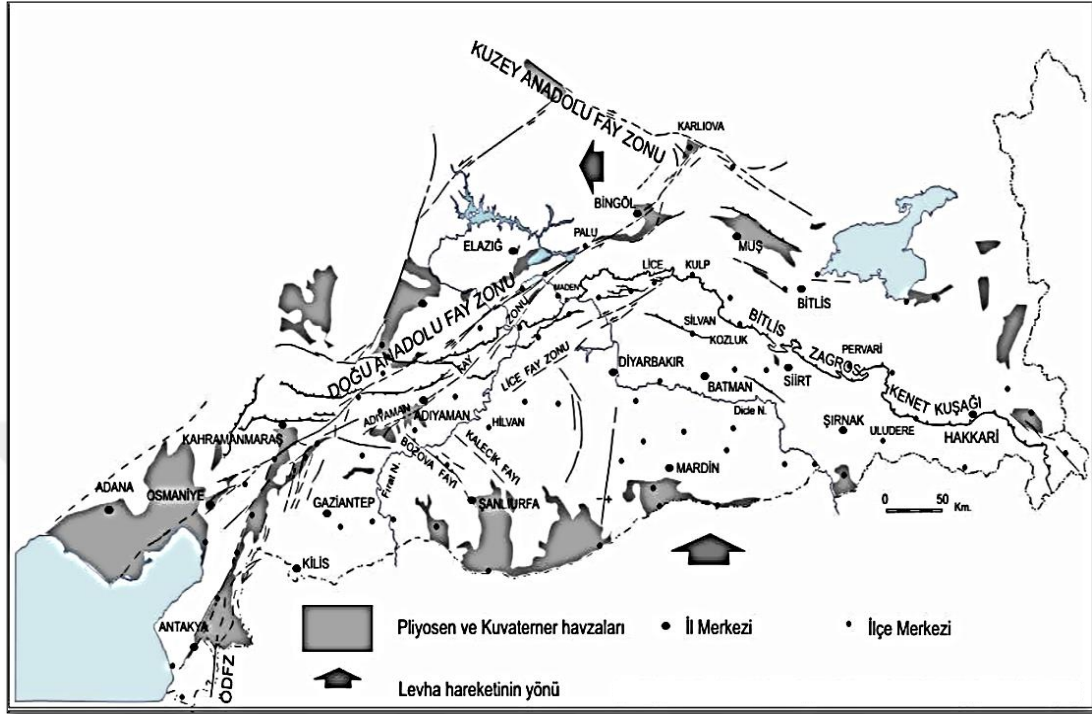
Bölgede yer alan tüm faylara bakıldığında; alanın BZBZ üzerinde yer alması, faylanmaya bağlı yükselmeden kaynaklı gömülme nedeniyle derine kazılmış vadilerin yamaç gelişimlerinin henüz yeterince başlamamış olması, faylanmadan dolayı tektonik diklik karakteri kazanan dağ önlerinin dış kuvvetlerce henüz geriletilmemiş olması, Kretase - Paleosen yaşlı flişlerin faylanmaya maruz kalması gibi durumlardan dolayı çalışma alanındaki fayların hiç olmazsa Neojen yaşlı olması durumunu ortaya çıkarmaktadır.

2.2.2. Şaryaj (Bindirme)

Anadolu'daki Alpin dağ oluşumu (Ketin, 1977a: 1) olaylarının son şiddetli evrelerinde gelişmiş olan bindirme veya şaryaj hareketleri Türkiye'nin hemen her tarafında, özellikle Güneydoğu Bölgesi'nde (Ketin, 1968: 131), Tetis'in son kolunun burada kapanmasına da neden olan Orta Miyosen yaşlı Arap - Avrasya kıta konverjansı (Şengör ve Yılmaz, 1981: 181 - 241) hareketine bağlı olarak meydana gelmiştir. Arap Levhası, Avrasya Levhası'nın altına daldığı için sıkıştırmanın güney sektörlü olmasına bağlı olarak kuzeydeki litolojik birimler güneye doğru nap paketleri halinde sürüklenmişlerdir. Güneyde Arap Otoktonu'na ait birimler üzerine Anadolu Levhası birimleri allokon karakterli olarak kaymışlardır. Bundan dolayı Yılmaz ve Yıldırım (1996: 21), Güneydoğu Anadolu'da 3 tektonik zonun varlığını belirtmişlerdir ve bunları güneyden kuzeye doğru; Arap Otoktonu, Ekay Zonu ve Nap Zonu diye ayırmışlardır. Burdan anlaşıldığına göre güneydeki Arap otoktonu Nap zonu tarafından örtülmüştür ve arada Ekay zonu meydana gelmiştir.

Güneydoğu'daki bu bindirme hareketi sonucu Bitlis masifinin metamorfik-kristalin serileriyle bunları örten ofiolitik Kretase tabakaları, fliş fasiyesinde gelişmiş bulunan Miyosen ve kısmen Oligosen - Üst Eosen formasyonları üzerine itilmişlerdir. İtilme kuzeyden güneye doğru olmuş, bu sırada eski kütleler yeniler üzerinde 15-20 km kadar kaymışlar, sürüklenmişlerdir (Ketin, 1968: 131). Bu bölgedeki bindirmeler, genel olarak Toroslar'ın güney kenarını takip etmekte ve batıda Maraş ve Adıyaman kuzeyinden başlayarak doğu istikametinde Çüngüş, Ergani, Lice, Kulp, Sason, Kozluk ve Pervari ilçeleri yakınından geçmektedir (Şekil 7). Bu suretle bindirme zonu Toroslar sistemini, Kenar Kıvrımları ünitesinden ayırmakta veya daha geniş anlamıyla, Anadolu jeosenklinealinin Arabistan

platformuyla şekillendirdiği önemli jeotektonik sınıra denk gelmektedir (Ketin, 1968: 132).



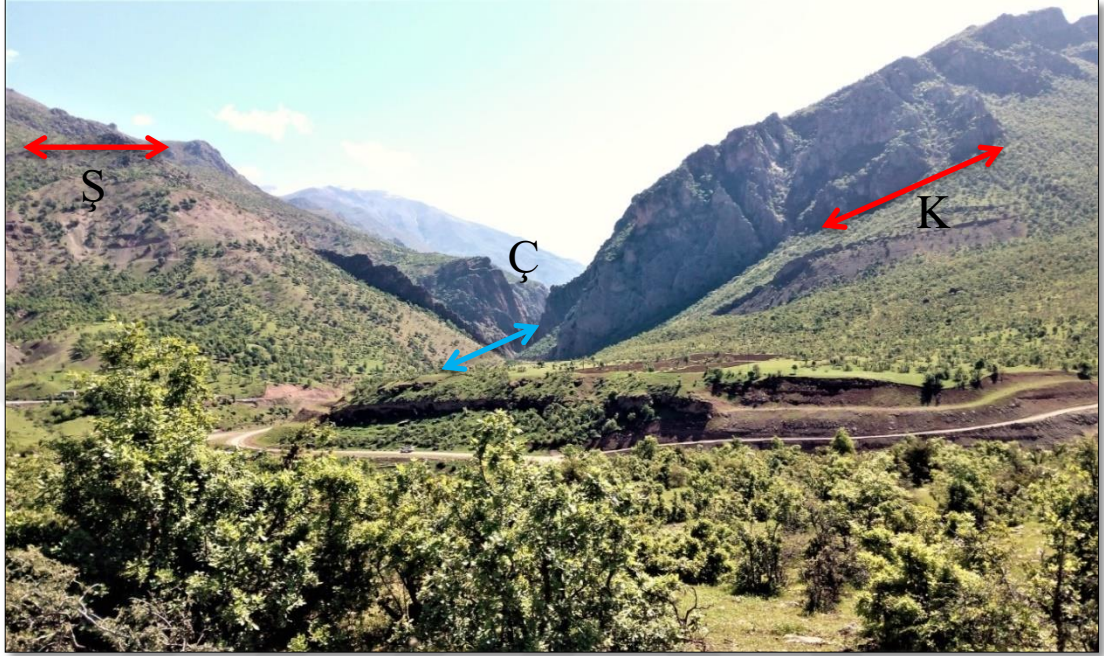
Şekil 7 - Güneydoğu Anadolu Bölgesinin Yakın Çevresinin Tektonik Anahatları ve Bitlis Zagros Bindirme Zonu

Kaynak: İmamoğlu ve Çetin, 2007: 96.

Çalışma alanı tektonik açıdan bölgesel olarak Güneydoğu Anadolu Bindirme Zonu ya da Bitlis Zagros Bindirme Zonu üzerinde yer almış olmasına karşın, lokalitede farklı isimlerle adlandırılan bindirme kuşakları üzerinde veya yakınında bulunmaktadır. Çünkü Bitlis Zagros Bindirme Zonu geniş bir kuşak oluşturur ve birbirinden farklı segmentlerden - kollardan oluşur. Bu açıdan baktığımızda Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresi Pervari – Bidar - Tiziz şaryaj zonunun güneyinde yer almaktadır (Bidar ve Tiziz yörede bulunan iki köyün eski adlarıdır).

Bindirme kuşağına çalışma alanının kuzeyinde Belenoluk Köyü'nde rastlanılır. Burada bindirme yaklaşık D - B yönlü olarak Bidar Köyü ile Tiziz Köyü arasında yer almaktadır. Topoğrafyada oldukça dik rölyef meydana getiren bu şaryaj Çatak Deresi'nin Sinebel Deresi ile kavuştuğu kesimde yukarıda belirttiğimiz Kato Fayı ile

litolojik - tektonik yaklaşma meydana getirmektedir. Bu iki tektonik birimin yaklaşık dokanak noktasında sıcak su çıkışı vardır. Çatak Deresi de bu kesimde bahsi geçen zayıf kontakt noktasına yerleşmiştir (Fotoğraf 10).



Fotoğraf 10 - Bidar - Tiziz Şaryajı ve Kato Fayının Yaklaşık Dokanak Noktası (Ş= Şaryaj; K= Kato Fayı ;Ç= Çatak Deresi)

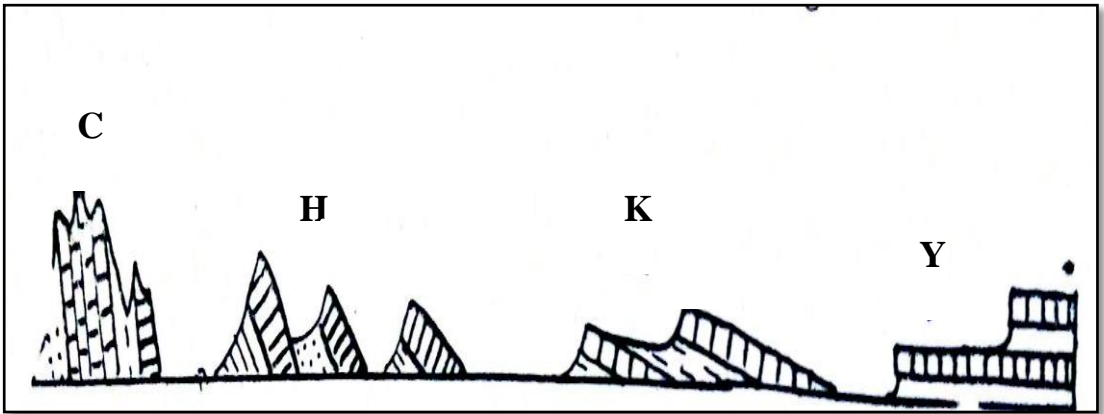
Çalışma alanın kuzey sınırında Belenoluk Köyü'nde yer alan Kalecar Tepesi, Altınlı vd. (1963: 25) belirttiğine göre bir Miyosen ekaycıdır (Fotoğraf 11). Bu belirtme bölgenin Miyosen ve sonrasında tektonik olarak geliştiğini göstermektedir. Kalecar Tepesi güneyindeki Arap Otoktonu'na ait flişler ile kuzeyde yer alan şaryajlara bağlı Nap sistemi arasında yer almaktadır. Bu açıdan bu tepenin lokasyonu, Yılmaz ve Yıldırım (1996: 21)'ın belirttiği; bölgenin güneyden kuzeye doğru Arap Otoktonu, Ekay Zonu ve Nap Zonu diye ayrıldığı görüşüne uygun düşmektedir.



Fotoğraf 11 - Çalışma Alanının Kuzeyinde Kalecar Tepesi

2.2.3. Kretler

Yatay düzleme kuesta ve hogbeglerden daha dik bir açı yapan yerçekillerine Kret adı verilir (Karadoğan ve Tonbul, 2015: 333; Yalçınlar, 1968: 331) (Şekil 8).



Şekil 8 - Yatay Yapı (Y), Kuesta (K), Hogbeg (H), Kret (C).

Kaynak: Yalçınlar, 1968: 330' dan, kısmen düzenlenerek.

Tabakaların çok fazla eğim kazandığı bindirme alanlarında oluşabilen kretler (Sunkar vd. 2008: 18), napların akarsular tarafından aşındırmasıyla Alp Tipi zirveler olarak oluşurlar (Yalçınlar, 1996b: 412).

Sinebel Vadisi'nin Çatak Deresi'yle hidrografik birleşme noktasında yukarıda belirtildiği gibi Kato Fayı ve Bidar - Tiziz Şaryajı tektonik bir dokanakla birleşmektedirler. Bu şaryaja (bindirmeye) bağlı olarak meydana gelen kret, çalışma alanında tektonizmanın önemli bir morfolojik belirteci rolündedir. Buradaki kret, yaklaşık olarak K - G yönlü doğrusal bir uzanıma sahiptir ve Çatak Deresi tarafından derince yarılmıştır. Kretin bir kısmı Çatak Deresi'nin doğusunda, bir kısmı ise batısında dimdik bir duvar halinde kalmıştır (Fotoğraf 12).



Fotoğraf 12 – Çalışma Alanında Kretin Çatak Deresi' nin Sağ (Batı) Kısmında Kalan Kısmı

ÜÇÜNCÜ BÖLÜM

3. İKLİM

İklim, coğrafi çevrenin şekillenmesini ve insan yaşamını çok yakından kontrol eden bir etmendir ve iklimin etkisi uzun yıllar boyunca kendini göstermektedir (Erol, 2014: 1). Fiziki coğrafya çalışmalarında temel ilgi alanlarından biri olan klimatoloji (iklim bilimi), çalışma alanlarının klimatik karakterini detaylı olarak açıklamaya yöneliktir. Çalışma alanlarında sıcaklık, nem, yağış, rüzgar, basınç, sis, bulutluluk gibi iklim parametreleri detaylı olarak ele alınırken, bunların genetik kökeni aydınlatılmaya çalışılır.

Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresinde, çalışma alanının morfolojik karakteri en temelde iç kuvvetler ve bunların etkisinin süresi altında şekillenmişlerdir. Ancak oluşan morfolojik şekillerin ikincil olarak değişim ve morfolojik evrimi dış kuvvetlerin etkisi altında oluşmuştur. Dış kuvvetlerin türünü ve şiddetini belirleyen ise iklimdir. Bu açıdan çalışma alanında gerek klimatik özelliklerin açıklanılmaya çalışılması gerekse de bu klimatik özelliklerin morfolojik oluşum üzerindeki etkisi aşağıda ele alınacaktır. Ancak önce çalışma alanında görülen klimatik özelliklerin oluşumuna zemin hazırlayan, Türkiye ikliminin genel karakterini oluşturan iki temel parametre olan planater faktörler ve ikincil coğrafi faktörler anlatılmaya çalışılmıştır.

3.1. İklimi Etkileyen Faktörler

Yeryüzünde makro ya da mikro klima sahalarını oluşturan değişkenlerin karşılıklı ilişkisi, Güneş kaynaklı enerjinin kontrolünde gelişir. Güneş ışınlarının geliş açısı iklimin en temel elemanı olan sıcaklığı belirleyen en temel etkidir. Makro anlamda ele alınan ve tüm gezegende etkili olan sıcaklık ve basınç kuşakları, gezici depresyonlar, küresel rüzgar sistemleri aslında Güneş ışınlarının gelme açısına bağlıdırlar.

İklimi meydana getiren hava olayları için enerji gereklidir. Bu enerjinin hemen tamamı Güneş'ten alınmaktadır. Diğer enerji kaynakları Güneş enerjisi yanında son

derece etkisiz kalmaktadır. Başka sözle, Güneş hava olayları için tek enerji kaynağıdır denilebilir (Nişancı, 1990: 18). Geniş ya da dar ölçekte değişen ışınların geliş açısı diğer iklim elemanlarını da etkilemekte; burada bir de dünya üzerindeki, "coğrafi faktörler" adı verilen kontrol elemanları devreye girince iklimik farklılıklar ortaya çıkmaktadır.

3.1.1. İklimi Etkileyen Planeter Faktörler

İklim özelliklerini etkileyen planeter faktörler, makro düzeyde iklim koşullarını meydana getiren sonraki ikincil süreçlerle değişikliğe uğrayabilen tüm özellikleri kapsar. Bu faktörler küresel düzeyde makro iklim sistemlerini belirleyen en önemli bileşenlerdir.

Planeter (küresel) etkenler, Türkiye'de mevsimlik hava tiplerini, dolayısıyla mevsimlerin genel karakterlerini ana çizgileriyle belirlerler. Türkiye'nin hava kütlelerine, cephelere, akım istikametlerine, siklonik faaliyetlere, atmosferin üst kesimlerindeki Rossby dalgalarına, dinamik kökenli dalga çukurlarına, Kuzey Atlantik ve Arktik salınımlara göre yerini belirler ve bunlar Türkiye'nin iklim koşullarında önemli rol oynamaktadırlar (Erinç, 1984: 295; Atalay, 2011: 9; Atalay, 2010: 406).

Türkiye, konumu itibariyle yıl içinde farklı hava kütlelerinin etkisi altında kalır (Tablo 1) ve ülkenin tüm hava olaylarını bu hava kütlelerinin mevsimlik değişimleri düzenler (Koçman, 1993: 2). Makroklima zonları bakımından bakıldığında Türkiye'nin belli bir hava kütlelerinin bütün yıl boyunca hakimiyeti altında kalan bir çekirdek sahası üzerinde yer almadığı, yani Türkiye'nin, dinamik – jenetik klimatoloji bakımından bir geçiş sahası üzerinde yer aldığı görülür (Erinç, 1984: 295). Yazın daha çok güneyden sokulan sıcak (tropikal) hava kütlelerinin, kışın ise kuzeyden gelen soğuk (polar) hava kütlelerinin etkisi altında kalır (Atalay, 2010: 406; Atalay, 2011: 9). Bu hava kütlelerinin kaynak sahaları genel olarak kuzeyde Avrasya ve Kuzey Denizi, güneyde ise Sahra, Arabistan ve tropik denizlerdir (Atalay, 1992: 116).

Hava kütlesi	Kaynaklandığı yer	Etkili olduğu mevsim
cPk	Sibirya, Rusya, İskandinavya	Soğuk mevsimde
cPw	Güney Rusya ve Balkanlar	Nispeten sıcak mevsimde
mPk	Kuzey Atlantik (Atlas) Okyanusu	Yıl boyunca
mPw	Kuzey Atlantik Okyanusu	Soğuk mevsimde
mTw	Subtropikal denizler (Akdeniz ve Azor)	Yıl boyunca
cTw	Subtropikal bölgelerdeki karalar (Kuzey Afrika, Güney Balkanlar, Ortadoğu)	Yıl boyunca

Tablo 1 – Türkiye'yi Etkileyen Hava Kütleleri

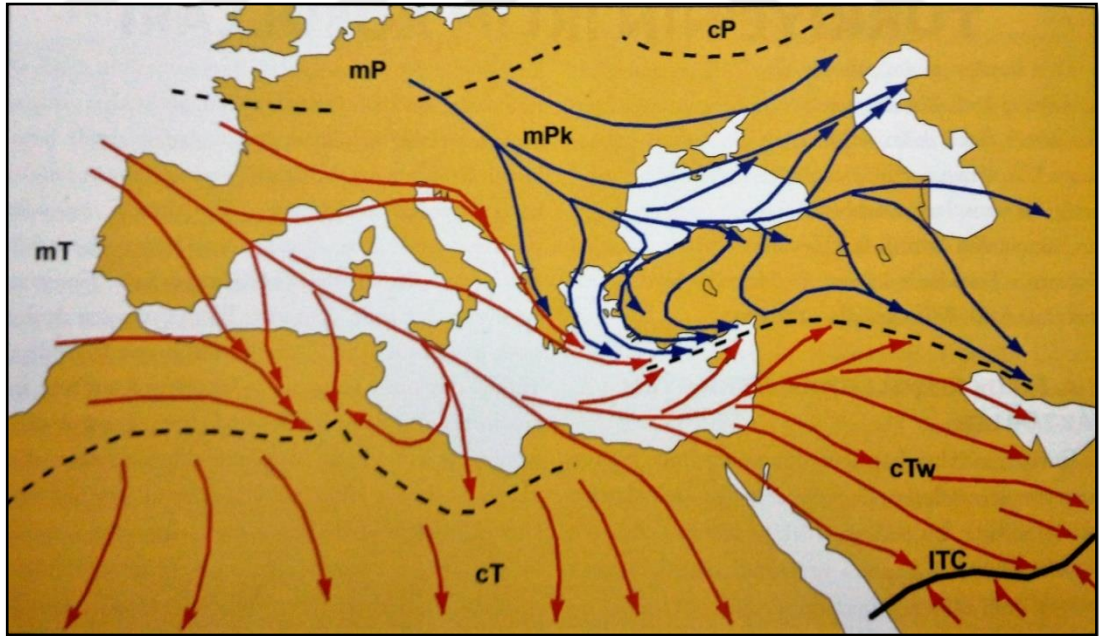
Kaynak: Atalay, 2011: 9.

Türkiye, tüm kütlesiyle, orta kuşağın güneyinde, yarı sıcak subtropikal iklim kuşağının içinde bulunmaktadır (Atalay, 2010: 418) ve bu nedenle kışlar nisbeten yumuşak, yazlar uzun, sıcak ve kuraktır (Çölaşan, 1960: 49). Türkiye'nin subtropikal iklim kuşağında kıtaların batısında Akdeniz iklimi adı verilen klimatik zon içerisinde yer alması dolayısıyla, kuzeyinde kutbi, güneyinde ise tropikal hava kütleleri çekirdek sahaları yer almıştır (Erinç, 1984: 295). Ancak ülkemizde subtropikal iklim koşullarını ortaya çıkaran umumi hava hareketlerinin genel karakterleri, sürtünme, zeminin tabiatı, yükselti ve yer şekillerinin uzanış doğrultusu nedeniyle termik ve dinamik modifikasyonlara uğramaktadır (Koçman, 1993: 2). Yani subtropikal iklimin genel klimatik yapısından yer yer sapmalar görülmektedir. Şu halde Akdeniz İklimi dışında etkili olan iklim şartlarını, ülkemizin fiziki coğrafya özelliklerinin ortaya çıkardığı söylenebilir (Atalay, 1992: 115).

Türkiye, kuzeyi ve güneyinde birbirinden farklı iki hava kütesinin mevsimlere göre geçiş sahası üzerinde yer aldığı için mevsimlik hava karakterleri ortaya çıkmıştır. Geçiş sahası üzerinde yer alan ülkemizde yaz ve kış mevsiminin genel karakteri aşağıda belirtilmiştir.

Yaz mevsiminde mP ve cP hava kütleleri çok kuzeye çekilmiştir (Erinç 1984: 296). Bu nedenle Türkiye yaz mevsiminde genel atmosfer koşullarına bağlı olarak güneyden kuzeye doğru ilerleyen sıcak (tropikal) hava kütesinin etkisi altına girer (Atalay, 2011: 9). Bu durumda saha yazın tamamıyla tropikal hava kütlelerinin hakimiyeti altındadır. Bölgenin batı ve kuzeybatısı Atlantik üzerinden mT tarafından

işgal edilmiştir. Güneydoğuda ve güneyde cT yayılır. Bu mevsimde deniz kökenli ekvatorial hava kütleleri (mE) kuzeye doğru ilerlemiş olmakla beraber, Türkiye'yi ilgilendirmeyecek kadar uzakta bulunurlar. Buna göre sahayı tesiri altında bulunduran hava kütlelerinin karakterleri ve umumi sirkülasyon şartları yağış bakımından gayri müsait bir durum arz ederler. Gerçekten de güney ve güneydoğuda cT çok kuru ve stabildir. Atlantik'ten gelen mT ise güneydoğu istikametindeki umumi hareketi esnasında alttan ısınır, nisbi nemliliği gittikçe azalır ve güneye doğru ilerlediği nispette yoğuşma seviyesi yükselir. Ayrıca bu hava kütesinin üst tabakaları zaten nem bakımından fakirdir. Ayrıca mT de genellikle stabil bir hava kütesidir. Bu duruma göre yaz mevsiminde Akdeniz ülkeleri ve Türkiye üzerinde frontoliz (cephe çözülmesi) hakimdir. Yaz mevsimini karakterize eden şiddetli kuraklığın, yüksek sıcaklık derecelerinin, mavi gökyüzünün, iyi hava kümülüslerinin ve zemine yakın seviyelerde hakim olan KB ve KD rüzgarlarının jenetik – dinamik izahı budur (Erinç, 1984: 296). Ayrıca yaz mevsiminde tüm Anadolu'da etkili olan yüksek karasallıktan dolayı hemen hemen tek tip hava karakteri yurdun her yerinde görülmektedir (Erinç, 1984: 305).



Şekil 9 – Türkiye' de Yaz Mevsiminde Etkili Olan Hava Kütleleri

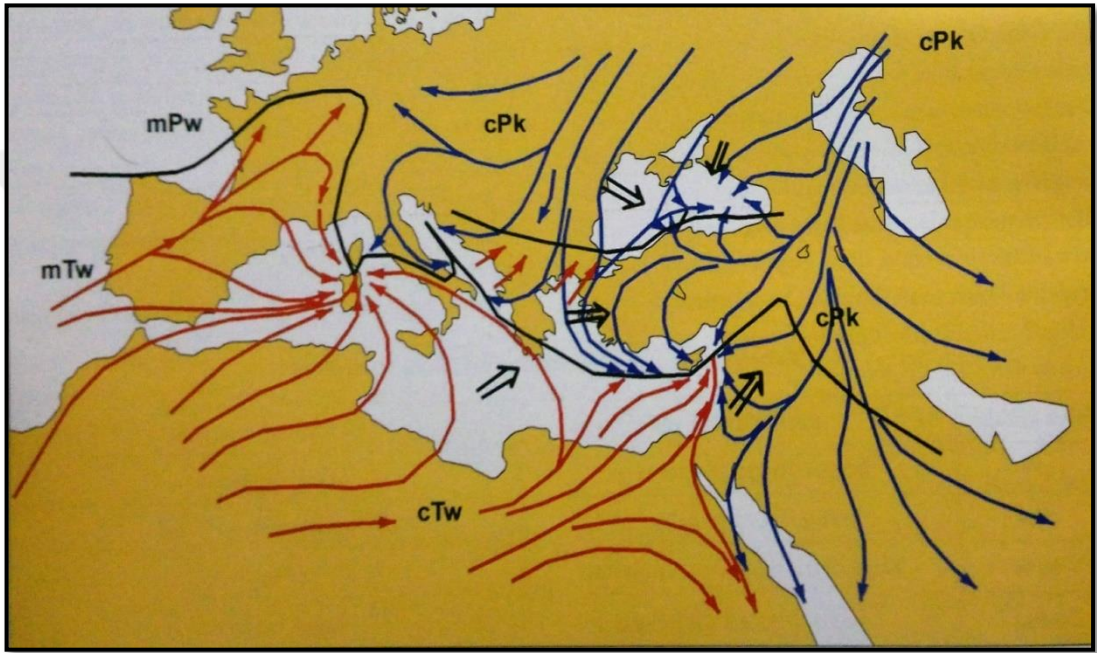
Kaynak: Atalay, 2011: 10.

Kış mevsiminde Türkiye kara kütlelerinin iklim karakterinin belirlenmesinde hemen güneyinde büyük bir iç deniz olan Akdeniz'in etkisi oldukça fazladır. Denizlerin geç soğuma özelliğine bağlı olarak Akdeniz havzası büyük bir siklon sahası haline geçer.

Kış mevsiminde hava akım hatlarının güneyde GB, kuzeyde ise KD yönlü bir karakter kazandığı görülür ve bu özelliğe bağlı olarak bu mevsimde farklı istikametten gelen hava akımları Akdeniz havzasının uzun eksenini boyunca karşılaşır. Yani bu mevsimde Akdeniz havzası bir konverjans sahasına denk gelmektedir. Bundan dolayı havza, soğuk mevsimde faal bir frontojenez (cephe oluşum hattı) sahası olmaktadır (Erinç, 1984: 295). Kış mevsiminde kontinental polar hava kütlesi, Ocak ve Şubat aylarında Kuzey Afrika kıyılarına kadar uzanmaktadır ve güneyden gelen hava kütlesiyle temas ederek cephe meydana gelmektedir (Ardel, 1973: 306). Kuzeydeki soğuk hava kütlelerinin güneye doğru ilerleyerek tropikal hava kütlesiyle karşılaşması sonucu Akdeniz cephe sistemi oluşur (Atalay, 2010: 11). Bu mevsimde Türkiye'nin iklim karakterinin esas yapısını bu cephe oluşum durumu belirler. Nitekim, kışın Ekim ayından Mayıs ayına kadar Akdeniz'de oluşan cephe sistemleri ve alçak basınç oluşumları hava şartlarını yönetir (Koçman, 1993: 2).

Türkiye'de kış mevsiminde iklim özelliklerinin genel seyrini, bölgesel değişiklikleri belirleyen bir diğer önemli unsur da Akdeniz ve çevresinde etkili olan seyyar asgarilerin (gezici alçak depresyonların) güzergahlarıdır. Bu seyyar asgariler Anadolu'yu baştan başa kat etmekte, sıcaklık koşullarını etkilemekte ve yağış miktarında belirgin artışlar sağlamaktadırlar (Erinç, 1984: 300). Bahsi geçen bu gezici depresyonların doğrultusu genel anlamda batıdan doğuyadır. Türkiye'ye yağış getiren bu depresyonların batıdan gelmesinden dolayı, ülkemizde şehirlerin büyük kısmında batıdan gelen bulutların havanın bozacağına, yağış ihtimalinin kuvvetleneceğini gösterirler (Çölaşan, 1960: 47). Türkiye'de seyyar asgarilerin güzergahlarının en faal olduğu mevsim kıştır. Bu durum siklonik faaliyetlerin şiddetli olmasına neden olmuştur. Bu yüzden kış mevsimi umumiyetle yağışlı geçmektedir (Erinç, 1984: 300 – 301).

Türkiye iklimi üzerinde birinci dereceden etkili olan bu depresyon yolları arasında en önemli olanları İzlanda ve Cenova körfezi üzerindedir ve bunlar çok fazla yağış getirirler, iklim üzerinde etkili olurlar (Çölaşan, 1960: 47). Ancak bunun yanında çok farklı depresyon geliş sahaları vardır. Bu dört önemli depresyon güzergahı; Balkanlar, Karadeniz, Doğu Akdeniz ve Orta Akdeniz'dir. Bunlardan özellikle kış mevsiminde en faal ve derin olanı Orta Akdeniz depresyonudur (Atalay, 2011: 13; Atalay, 2010: 410).



Şekil 10 – Türkiye'de Kış Mevsiminde Etkili Olan Hava Kütleleri

Kaynak: Atalay, 2011: 10.

Strahler, hava kütleleri ve cephelere dayanan bir iklim bölümlemesi yapmıştır. Bu iklim bölümlemesine göre üç ana iklim birimini ayırmıştır. A, B, C diye ayırdığı iklimlerde Türkiye, farklı hava kütlelerinin egemenlik kurduğu B birimi iklimine dahildir (Erol, 2014: 340).

3.1.2. İklimi Etkileyen Coğrafi Faktörler

Bu gruba dahil olan faktörler, planeter faktörlere bağlı meydana gelen makroklima şartlarında bölgesel değişikliklere yol açarlar böylece farklı bölgelerin iklimlerini belirlerler (Erinç, 1984: 301).

Türkiye genel olarak Akdeniz iklim kuşağında yer alan bir ülke olsa bile sahip olduğu denizellik – karasallık, yükselti ve dağların uzanışı gibi coğrafi ikincil faktörlerin etkisi altında farklı iklim özelliklerinin görüldüğü bir sahadır. Bu nedenle Türkiye, coğrafi yapısı neticesiyle çok çeşitli iklim karakterlerini bünyesinde toplama imkanı bulmuştur (Çölaşan, 1960: 44).

Anadolu yarımadasının makro düzeyde iklim karakterinin belirlenmesinde etkili ikincil süreçler olan coğrafi etmenler; kontinentalite, denizellik, yükselti, dağların orografik uzanışı gibi fiziki coğrafya unsurlarıdır.

Dağların uzanış yönü, denizel etkinin iç kısımlara sokulma derecelerini belirler. Kuzey ve güneyde yer alan D – B yönlü sıradağlar Akdeniz ve Karadeniz'in nemli havasının iç kısımlara sokulmasını engelleme rolündedirler. Yüksek rölyefe çarpan denizel kökenli nemli hava kütleleri orografik yağışlara neden olmaktadır. Bunun yanında Ege bölgesinde kıyıya dik uzanan sıradağlarda durum tam tersidir. Ayrıca dağların genel uzanışı depresyon sahalarının Türkiye etrafında izlediği rotayı da belirler.

Kontinentalite (karasallık) ve denizellikten dolayı Anadolu kütesinin iç kısımları ile kıyı kesimleri arasında belirgin farklar vardır. Örneğin kış mevsiminde tüm kıyı kesimlerinin daha ılık olmasından dolayı sıcaklık dereceleri yüksek fakat iç kesimlerde ise düşük sıcaklık dereceleri görülmektedir. Ancak yaz mevsiminde tüm Türkiye'de yüksek ve şiddetli olan kontinentalite etkisiyle hemen hemen tek tip iklim görülmektedir (Erinç, 1984: 304). Kara ve deniz dağılışının etkisinin bir diğer etkisi ise yaz ve kış mevsimlerinde hava akımlarının genel istikametlerinde görülen değişikliklerdir. Yazın aşırı ısınan Anadolu'nun iç kısımlarına denizlerden; kışın ise aşırı soğuyan iç kısımlardan denizlere doğru hava akımları görülmektedir (Erinç, 1984: 305).

Yükselti bakımından kısa alanlarda ciddi değişiklikler gösteren Anadolu'da bu durumdan dolayı kısa mesafeler dahilinde iklimsel farklılıklar görülmektedir. Anadolu'da yükselti faktöründen dolayı birkaç enlemde görülebilecek sıcaklık değişiklikleri çok rahat ortaya çıkabilir (Erinç, 1984: 302).

3.2. İklim Elemanları

Yukarıdaki paragraflarda Türkiye ikliminin genel karakterleri kısaca anlatıldıktan sonra çalışma alanının klimatik özelliklerinin belirlenmesinde iklimin temel 5 elemanlarından olan sıcaklık, yağış, rüzgar, nem, bulutluluk ve basınç koşulları aşağıda ele alınacaktır. Ancak çalışma alanına en yakın olan Pervari ve Çatak ölçüm istasyonunda klimatik karakterin ortaya çıkarılması adına yapılan meteorolojik ölçümler sınırlı yıllarla kaldığı için çalışma alanına yakın olan Siirt istasyonu ve Hakkari istasyonu verileri kullanılmıştır. Böylece genel bir klimatik değerlendirme yapılmıştır.

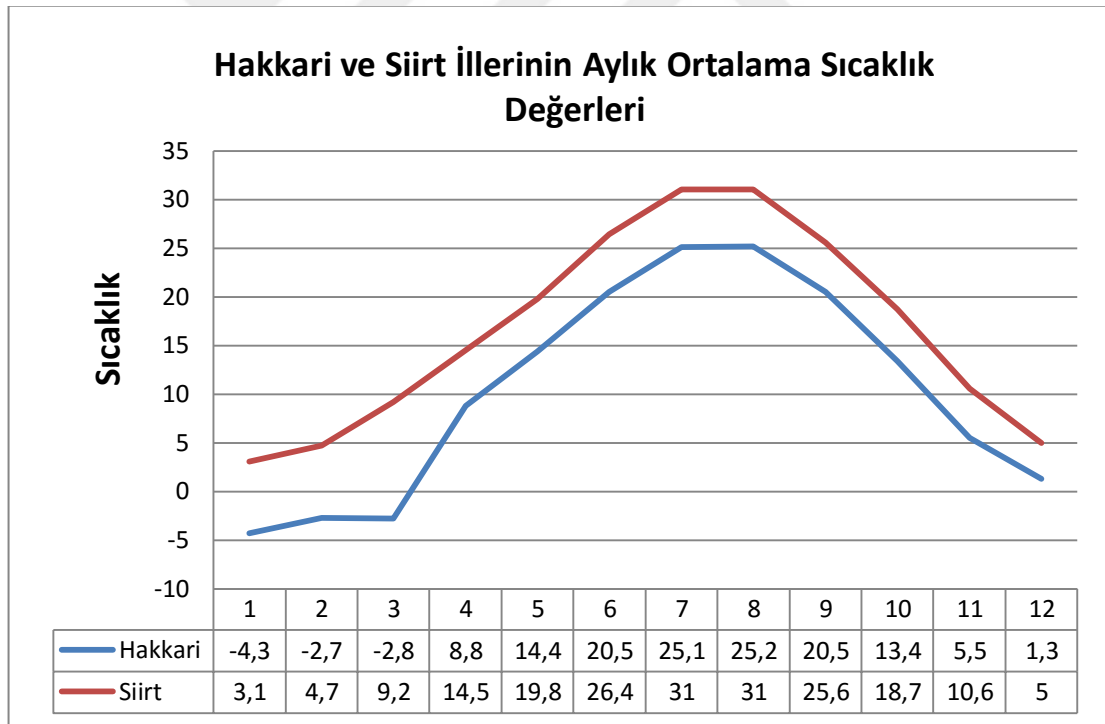
3.2.1. Sıcaklık

Bir iklim sahasının en temel iki bileşeninden biri yağışla birlikte sıcaklıktır. Buharlaşma, yağış, rüzgar, don, bitki çimlenmesi gibi diğer parametreleri belirleyen sıcaklık, klimatoloji çalışmalarında ilk önce değerlendirmeye tabi tutulan iklim elemanıdır.

Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresinin sıcaklık derecelerinin belirlenmesi için çalışma alanına enlem ve yükselti açısından en yakın istasyonlar olan ve ayrıca uzun yıllar ölçüm değerleri bulunan Siirt ve Hakkari istasyonları kullanılmıştır. 1989 – 2018 yılları arasında ölçülen sıcaklık dereceleri işlenerek çalışma alanının genel sıcaklık karakteri ortaya çıkarılmaya çalışılmıştır. Siirt ve Hakkari istasyonlarının seçilmesinde; çalışma alanına coğrafi yakınlıkları, adı geçen istasyonların çalışma alanıyla aynı enlemde olması (Hakkari, Siirt istasyonu ve çalışma alanı 37 K enlemi üzerinde yer alır), morfolojik olarak aynı orografik sistem üzerinde yer almaları, coğrafi yakınlıktan kaynaklı aynı hava kütlelerine ve basınç sistemlerine maruz kalmaları gibi durumlar etkili olmuştur. Ayrıca Hakkari istasyonu ile çalışma alanının yükselti seviyeleri yaklaşık olarak aynıdır (Hakkari 1720 m ve çalışma alanı 1650 m). Ancak Siirt istasyonu ile çalışma alanının yükselti seviyesi arasında yaklaşık olarak 800 metrelik bir fark vardır. Bu fark da yükseldikçe ortalama olarak 200 metrede 1 derece sıcaklığın düşmesi formülüyle kapatılmaya çalışılmıştır.

Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresinin sıcaklık değerlerine ve yıl içindeki genel seyrine baktığımız zaman ölçümleri değerlendirilen Hakkari istasyonunda Ocak, Şubat ve Mart ayları haricinde aylık sıcaklık ortalamasının eksi değerlere düşmediği görülmektedir. Mart ayından sonra düzenli bir şekilde yükselen sıcaklık dereceleri Ağustos ayında en yüksek seviyeye ulaşmakta, Ağustos ayından sonra da azalma eğilimi göstermektedir (Şekil 11).

Siirt istasyonunun verileri kullanılırken yükseldikçe 200 metrede 1 derece sıcaklığın düşmesi formülü uygulanmış ve değerlendirmeler buna göre yapılmıştır. Buna göre çalışma alanında en düşük sıcaklıklar Hakkari istasyonunda olduğu gibi Ocak ayına aittir. Bu aya ait sıcaklık ortalaması – 0,9 derecedir. Ayrıca sadece Ocak ayında sıcaklık derecesi eksiye düşmüştür. Bunun dışındaki tüm aylarda sıcaklık artı değerlerde seyretmiştir. Ağustos aya kadar düzenli bir şekilde artan sıcaklık değerleri bundan sonraki aylarda azalmıştır.



Şekil 11 – Hakkari ve Siirt İstasyonlarının Aylık Ortalama Sıcaklık Değerleri
Kaynak: Meteoroloji Genel Müdürlüğü.

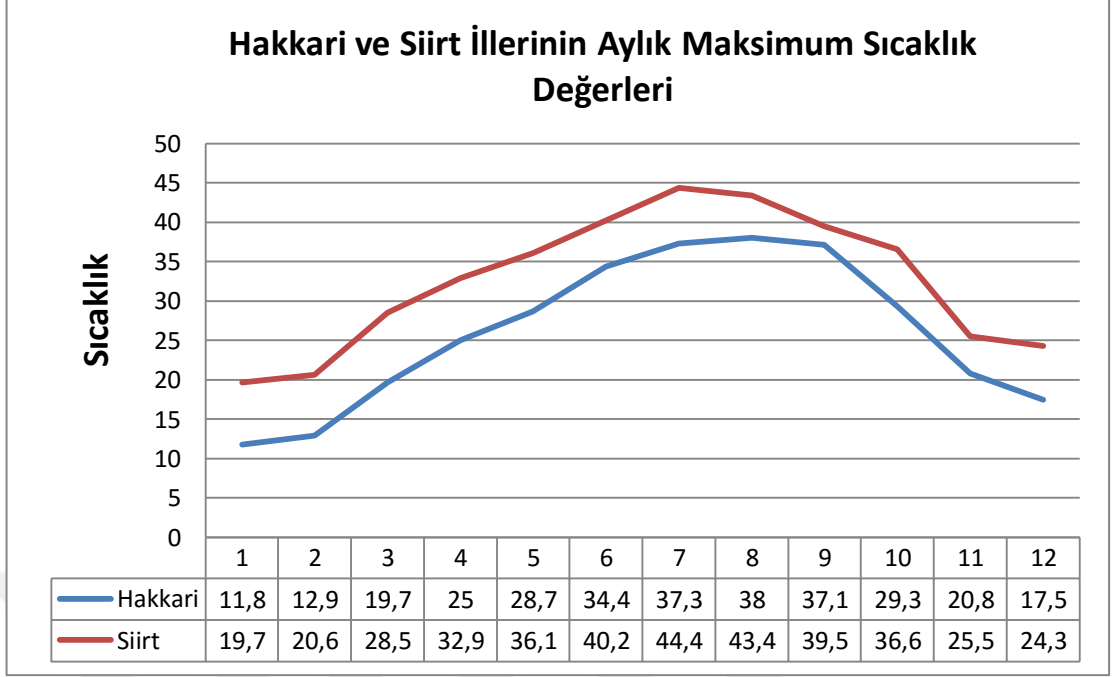
Bu değerlendirmelere göre her iki istasyonda da sıcaklığın en düşük olduğu ay Ocak, en yüksek olduğu ay Ağustos'tur. Yalnız Siirt istasyonunda Temmuz ve Ağustos

ayları sıcaklıklarının eşit olduğu görülür. Buna göre ele alınan iki istasyonunda sıcaklık rejimleri yaklaşık olarak aynıdır. En düşük sıcaklık ortalaması ve en yüksek sıcaklık ortalaması arasında değerlerin fazla olması kontinentalite etkisinin yüksek olduğunu göstermektedir. Bu şiddetli kontinentalite etkisiyle yazın artan sıcaklık nedeniyle çalışma alanı ve yakın çevresinde sıcaklık isteği fazla olan tütün tarımı yapılmaktadır.

Aylık minimum ve maximum sıcaklık derecelerine baktığımızda ise sıcaklığın genel seyri açısından Hakkari ve Siirt istasyonlarında benzerliğin olduğu görülmektedir. Ancak Siirt istasyonunun Hakkari'den hem minimum hem de maximum değerler açısından daha yüksek olduğu anlaşılmaktadır. Bu en temelde Siirt istasyonunun yükselti olarak daha alçak seviyelerde olmasıyla yakından ilgilidir. Zira Türkiye gibi yüzey şekilleri çeşitli, birbirine yakın mesafeleri arasında önemli yükselti farkları olan bir memlekette sıcaklık derecesinin yer yer değişmesi (Darkot, 1943: 23) son derece olağandır.

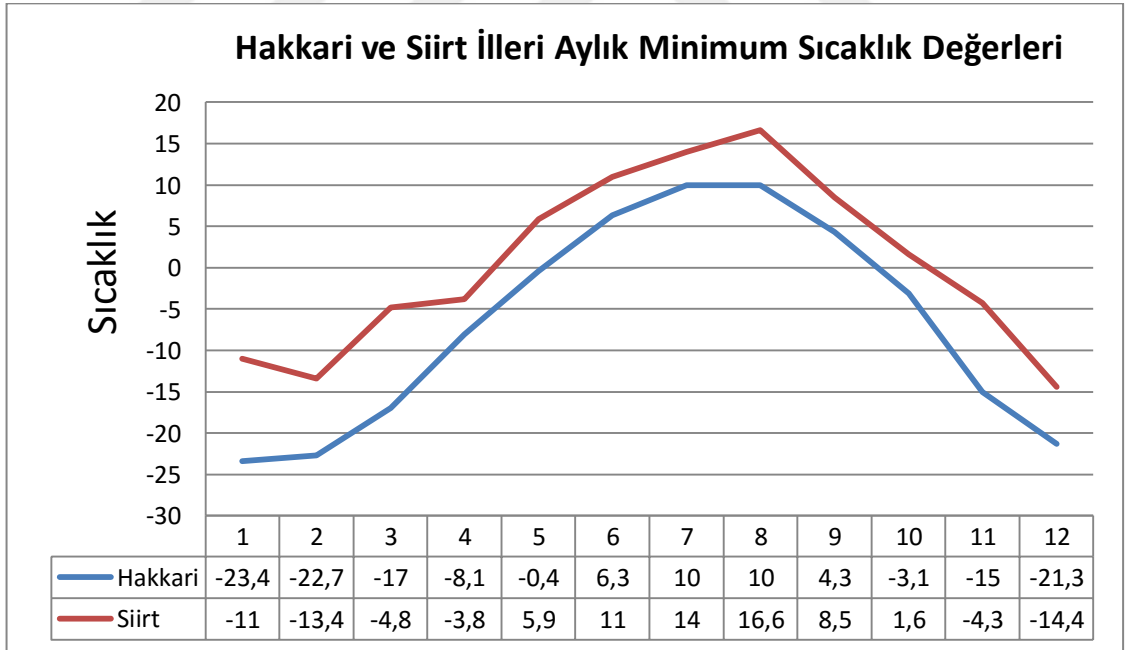
Hakkari istasyonunun maximum aylık sıcak değerlerinin zirve yaptığı ay Ağustos'tur. Siirt istasyonunun ise Temmuz'dur. Aylık maximum en düşük sıcaklık dereceleri ise Hakkari ve Siirt istasyonlarında Ocak ayında görülmektedir.

Aylık minimum sıcaklık derecelerine baktığımızda ise Hakkari istasyonunda en düşük sıcaklık Ocak; Siirt istasyonunda ise Aralık ayına aittir.



Şekil 12 – Hakkari ve Siirt İllerinin Aylık Maximum Sıcaklık Değerleri

Kaynak: Meteoroloji Genel Müdürlüğü.



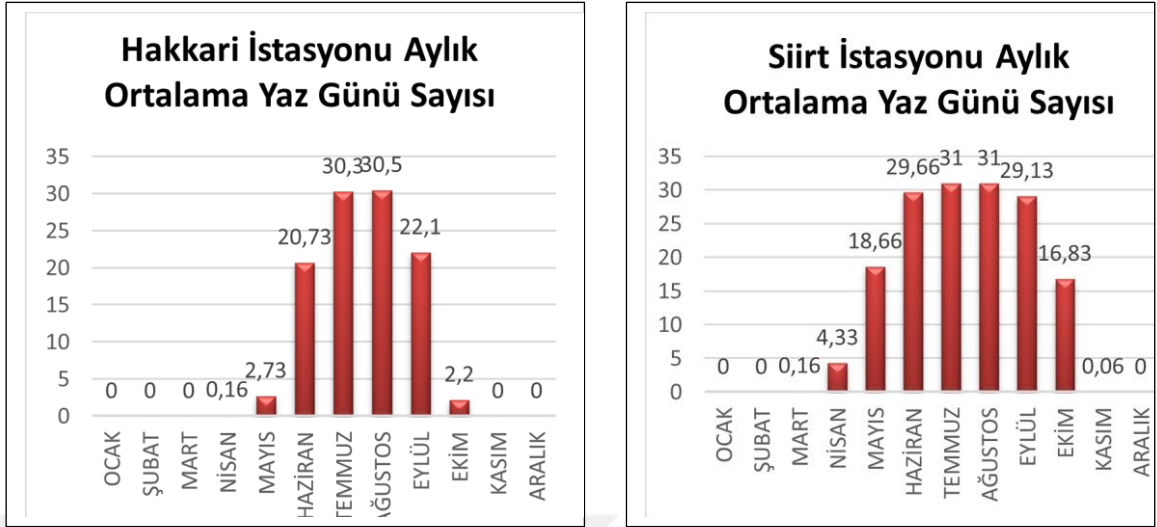
Şekil 13 – Hakkari ve Siirt İllerinin Aylık Minimum Sıcaklık Değerleri

Kaynak: Meteoroloji Genel Müdürlüğü.

Siirt ve Hakkari istasyonlarının sıcaklık verilerine göre yaz günü, tropik gün ve donlu gün değerlerine baktığımızda;

Gün içerisinde sıcaklığın 30 dereceyi bulduğu günlere tropik gün, 25 dereceyi bulduğu günlere yaz günü, - 1 derece ve altına düştüğü güne ise donlu gün adı verilir (Çölaşan, 1960: 5). Hakkari istasyonunda tropik günler; Haziran, Temmuz, Ağustos ve Eylül aylarında görülmektedir. Şekil 14'ten de anlaşıldığına göre Hakkari istasyonunda yıl içerisinde 54.2 gün tropik gün olarak yaşanmaktadır. Siirt istasyonda ise Nisan ayında başlayan tropik gün Ekim ayına kadar devam etmektedir. Tropik gün sayısında Siirt istasyonu ile Hakkari istasyonuna arasında ciddi bir fark vardır. Hakkari istasyonunda yıllık toplam tropik gün sayısı 54,02 iken Siirt istasyonunda 119,02 gündür. Bu fark Siirt istasyonunun rakım olarak daha alçak ve dolayısıyla daha sıcak olmasıyla açıklanabilir. Bunun yanında aylık ortalama yaz günü sayısında da Siirt istasyonunun ön planda olduğu görülmektedir. Ancak donlu gün sayısında Hakkari istasyonu yükseltiden dolayı öndedir (Şekil 14).

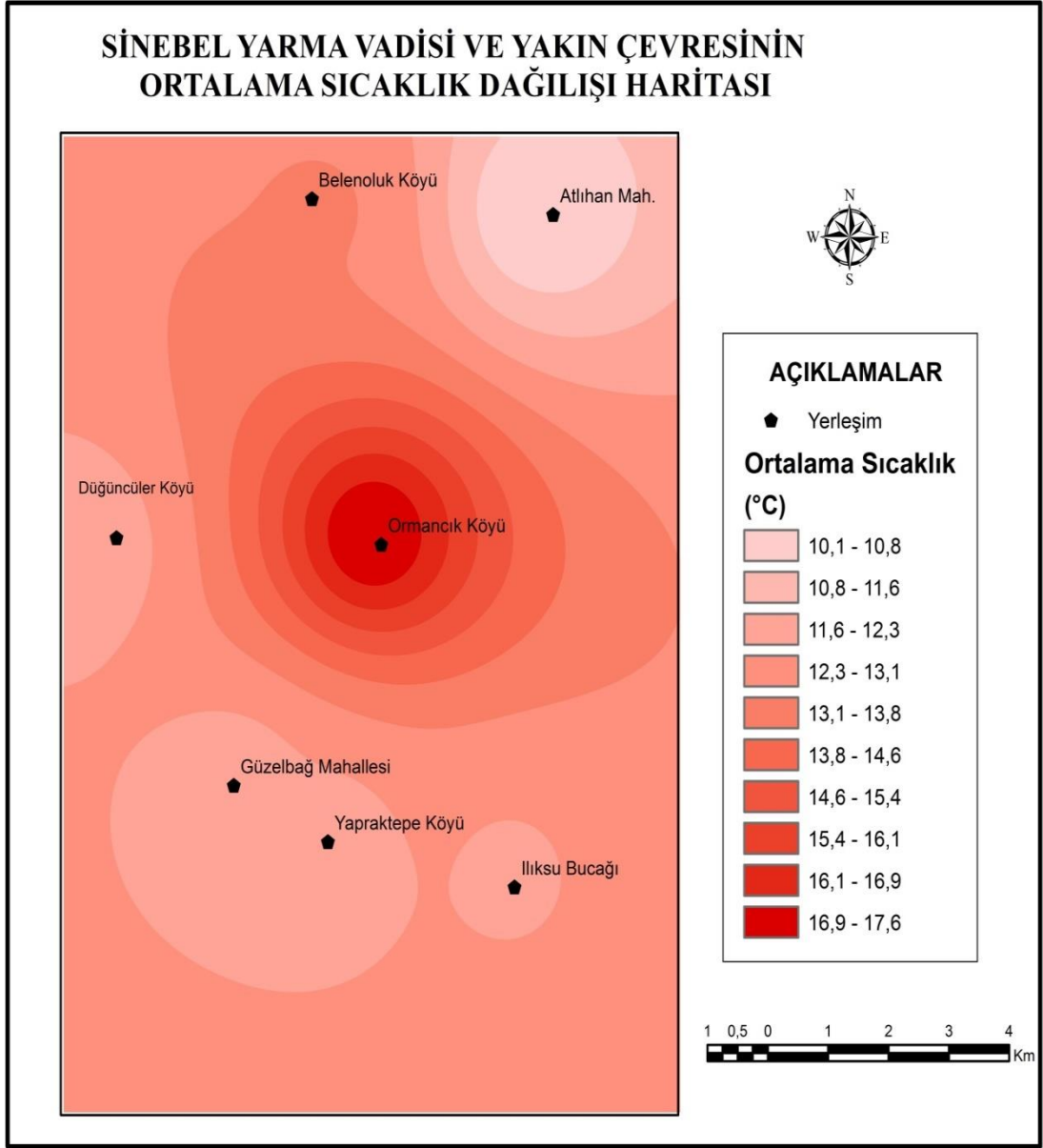




Şekil 14 –Hakkari ve Siirt İstasyonların Ait Aylık Donlu, Tropik ve Yaz Günü Sayısı
Kaynak: Meteoroloji Genel Müdürlüğü.

Sıcaklığın yıl içindeki gidişatına, aylık ortalama, minimum ve maksimum sıcaklıkların görülme değerlerine göre, Siirt ve Hakkari istasyonu farklı sıcaklık rejim tiplerine dahildir. Karasal Akdeniz Termik Rejim Tipi'nde aşırı yüksek sıcaklıklar vardır ve en az dört ayın sıcaklık ortalaması 20 derece üzerindedir. Kışın karasallık etkisiyle sıcaklıklar eskiye çok düşmez. En soğuk ay Ocak, en sıcak ay ise Temmuz'dur (Koçman, 1993: 25; Atalay, 2011: 54). Bu bilgilerden hareketle Siirt istasyonu, "*Karasal Akdeniz Termik Rejimi*" ne dahildir.

Hakkari istasyonu ise jeomorfoloji ve yükselti olarak Siirt istasyonundan daha farklı bir lokasyonda yer aldığı için sıcaklık rejim tipi de farklılık gösterecektir. Karasal Doğu Anadolu Termik Rejim Tipi'nde kışlar soğuk ve uzundur. En soğuk ay Ocak en sıcak ay ise Ağustos'tur. Ortalama yıllık sıcaklık 4 – 10 derece arası değişir (Koçman, 1993: 26). Tüm bunlar Hakkari istasyonuna uyduğu için Hakkari istasyonu "*Karasal Doğu Anadolu Termik Rejim Tipi*" ne dahildir.



Harita 2 – Çalışma Alanı ve Yakın Çevresinin Yıllık Ortalama Sıcaklık Dağılışı Haritası

Kaynak: climate-data.org

3.2.2. Yağış

Atmosferde yer alan ve miktarı değişen gazlardan olan su buharının yoğunlaşma seviyesi sıcaklığında faz değiştirerek sıvı hale gelmesine yağış denir. 5 temel iklim elemanından biri olan yağış klimatik çalışmalarda ele alınan en önemli ikincil başlıktır. Yağış bir bölgenin iklimini tanımamıza yarayan en önemli elemanlardan biridir (Tümertekin ve Contürk, 1960: 51).

Türkiye gibi orta kuşak karalarında yağış, farklı dönemlerde etkili olan hava kütlelerinin etkisi altında gelişir. Türkiye'de yağış dağılışı, miktarı ve rejimi esas olarak ülke üzerinde egemen olan sirkülasyon koşulları tarafından düzenlenmektedir. Bununla birlikte fiziki coğrafya koşulları da etkili olmakta ve bu bakımdan önemli bölgesel farklılıklar görülmektedir (Koçman, 1993: 87).

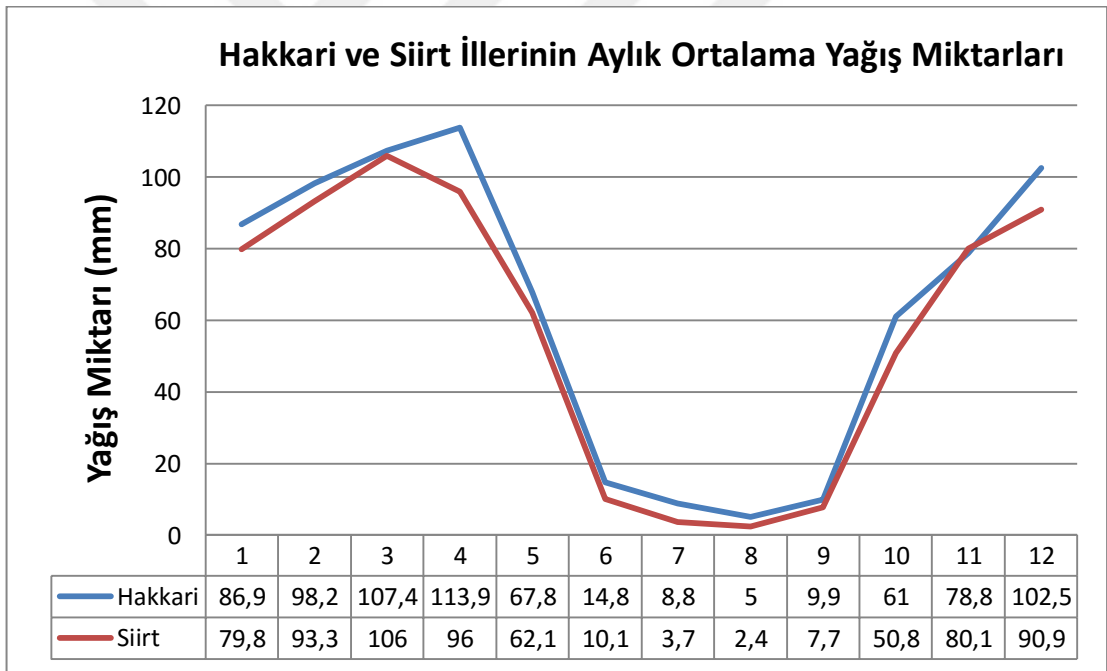
Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresinin yağış değerlerinin belirlenmesinde Siirt ve Hakkari istasyonlarının 1987 – 2018 yılları arasında yapılan ölçüm değerleri değerlendirilmiştir. Çalışma alanında yağış oluşumunu etkileyen morfolojik parametrelerden olan yükseklik ve orografik yapı benzerliği en iyi Hakkari istasyonunda görülmektedir. Bu açıdan Siirt ilinden ziyade Hakkari istasyonunun yağış değerleri, çalışma alanının yağış değerlerine daha yakındır.

Hakkari istasyonunun yıllık yağış miktarı 755 mm, Siirt istasyonunun yıllık yağış miktarı ise 682,9 mm'dir. Siirt istasyonu için burada belirtilmesi gereken bir durum da şudur ; Darkot (1943a: 157), ele aldığı çalışmasında 1940 yılına kadar Siirt istasyonunun yıllık toplam yağış ortalamasının 682 mm olduğunu belirtmiştir. Bu netice, çalışmada ele aldığımız ölçüm yılları değerleriyle Darkot'un verdiği değerlerin aynı olduğunu, dolayısıyla uzun yıllar içinde Siirt istasyonunda yağış ortalamasının hemen hemen aynı olduğunu ortaya çıkarmaktadır. Hakkari istasyonunun yağış miktarının yaklaşık 70 mm daha fazla olması, en başta bu istasyonun yükseltisinin fazla olmasıyla ilgili olmalıdır. Aylık ortalama yağış miktarlarına baktığımızda Siirt istasyonunun sadece Kasım ayında Hakkari istasyonunu geçtiği görülmektedir. Diğer ayların hepsinde fark az olmakla beraber Hakkari istasyonunun fazlalığı öne çıkar.

Her iki istasyona baktığımızda yağışın en az düştüğü ay Ağustos'tur. Bu ayda yağış yok denecek kadar azdır, düşen yağışlar da büyük ihtimalle yerel ısınmaya bağlı konveksiyonel kökenli yağışlardır. Buna karşın Hakkari istasyonunun en çok yağışlı ayı Nisan, Siirt istasyonunun en çok yağışlı ayı ise Mart ayıdır.

Kuraklık oranının belirlenmesinde sadece sıcaklık derecesi ya da yağış miktarı yetmez. Kuraklık; sıcaklık ile yağış miktarı arasındaki ilişkiye bağlı olduğu için kuraklık hesaplamalarında her ikisinin de ele alınması gerekmektedir. Yalnız yıllık

yağış miktarı ve yağışın sene içindeki dağılışı ile kurak ve nemli bölgeler ayırt edilemez; bunlardan başka sıcaklık derecesinin de hesaba katılması ve yağışla sıcaklığın terkip edilmesi icabeder (Tanoğlu, 1943: 36). Örneğin Ağustos ayında Ekvatorial bölge için 30 derecelik bir sıcaklık kuraklığa neden olmazken aynı sıcaklık derecesi bir Akdeniz İklimi istasyonu için kuraklık demektir. Çünkü bu iki bölgenin yağış miktarı aynı dönemde aynı değildir. Bu açıdan baktığımızda Hakkari ve Siirt istasyonlarının en az yağışlı dönemleri aynı zamanda en kurak dönemleridir. Her iki istasyonda da en sıcak dönem Ağustos ayı, en az yağışlı dönem yine Ağustos ayıdır. Dolayısıyla çalışma alanında özellikle Ağustos ayında ciddi bir evapotranspirasyon ve kuraklık söz konusudur. Bu dönemde buharlaşma miktarı artmakta ve kontinentalite şiddetle etkisini göstermektedir. Ayrıca genel anlamda en yağışlı mevsim ilkbahar, en az yağışlı mevsim yazdır (Şekil 15).



Şekil 15 – Hakkari ve Siirt İstasyonlarının Yıllık Yağış Miktarı Grafiği

Kaynak: Meteoroloji Genel Müdürlüğü.

Her iki istasyonda da yağışın mevsimlere göre dağılımına baktığımızda en kurak mevsimin yaz (Hakkari 28.6 mm, Siirt 16.2 mm), yağışın en çok olduğu mevsimin ilkbahar olduğu görülmektedir (Hakkari 289.1 mm, Siirt 264.1 mm). Ancak dikkati çeken bir diğer durum da her iki istasyonda da kış yağışlarının çok fazla olması hatta

ilkbahar yağışlarına yaklaşmasıdır (Hakkari 287.6 mm, Siirt 264 mm). Bu durumda Hakkari istasyonunda kış ve ilkbahar mevsimleri arasında sadece 1.5 mm, Siirt istasyonunda ise sadece 0.1 mm yağış miktarı farkı vardır. İlkbahara doğru bu artış bölgede yağış rejiminin Akdeniz Tipi olduğunu göstermekle birlikte ilkbahar artışları bölgede gecikmiş bir "*Akdeniz Yağış Rejim Tipi*" nin ya da "*Bozulmuş Akdeniz Rejim Tipi*" nin var olduğunu kanıtlamaktadır. Siirt ve çevresinde silik bir sonbahar artışı ve göze çarpan bir ilkbahar artışı, yaz kuraklığı vardır (Ardel, 1973: 310). Bu ilkbahar yağış miktarının artışı, dağlarla çevrili havzaların ısınması ve temas ettikleri hava kütlelerini kararsız bir hale getirmesi yani karasal etkilere bağlı olmalıdır (Koçman, 1993: 56; Ardel, 1973: 311). Çalışma alanı ve yakın çevresinde havanın yıl içinde erkenden ısınması nedeniyle ilkbahar yağışları fazlalaşır ve sene içerisindeki yağış oranının ilkbahar lehine bozulmasına neden olur (Çölaşan, 1960: 255). Bu durum da Akdeniz iklim karakterinin bozulduğunu göstermektedir.

Doğu ve iç bölgelerimizde kış yağışlarının azlığı söz konusuysen çalışma alanı ve yakın çevresinde kış yağışlarının fazla olduğu görülür. Doğu Anadolu'dan sokulan cP karakterli antisiklonal rejim, Doğu ve iç bölgelerde batıdan sokulan depresyonların geçişine izin vermez ve dolayısıyla kış yağış miktarlarında bir azalma görülür (Koçman, 1993: 2 – 3). Hatta KD'dan sokulan Sibiry kökenli antisiklonal rejim ile Türkiye'ye GB'dan sokulan Azor kaynaklı antisiklonal rejim birleştiği zaman bir yüksek basınç duvarı meydana gelir ve bu duvar KB'dan sokulan İzlanda kökenli nemli yağış getiren ılık siklonal rejimin geçişine izin vermez ve bu durum da iç bölgelerde kış yağış azlığına neden olur (Çölaşan, 1960: 46). Ancak çalışma alanının daha güneyde kalması antisiklonal rejimin bu yağışı azaltıcı etkisinden uzakta kalmasına dolayısıyla batıdan sokulan depresyonların getirdiği cephesel kökenli yağışların fazla olmasına yol açmaktadır. Bahsi geçen cephesel kökenli yağışlar Akdeniz Cephe Sistemi'nden kaynaklanan gezici depresyonlara bağlı yağışlardır. Bu cephe sisteminde polar hava kütlesi ve tropikal hava kütesinin çarpışmasıyla frontal faaliyetler oluşmakta ve cephe yağışları başlamaktadır (Atalay, 1992: 116). Çünkü basınç koşullarıyla yağış arasında önemli ilişkiler mevcuttur. Genellikle tek hava kütesinin etkili olduğu yüksek basınç sahalarında yağışlar oluşmaz, buna karşın cephelerin birbirini takip ettiği alçak basınç merkezlerinde yağışlar meydana gelir (Atalay, 2011: 32). Bu hareketlere bağlı oluşan frontal

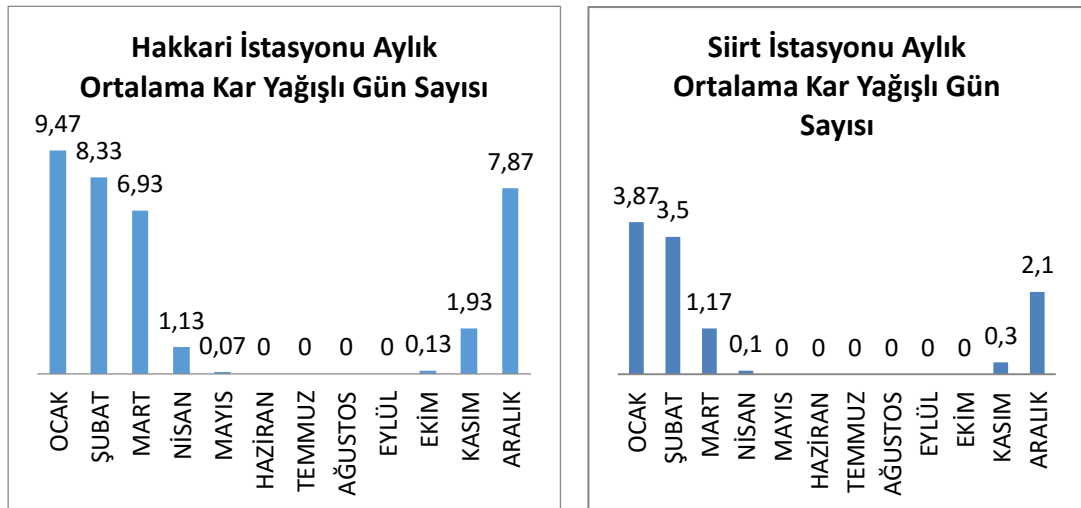
faaliyetler, çalışma alanını da içerisine alan güney ve güneydoğuda kuzeye nazaran daha etkili olmaktadır (Atalay, 1992: 133). Bu cephe sistemi, Sibirya Arktik cephesinin GB'ya doğru sokulması ve GB'da Sahra'nın tropikal kontinental, Atlas Okyanusu'nun tropikal maritim havası ile karşılaşmasıyla oluşmaktadır. Yani kışın bu alanda (Akdeniz ve yakın çevresinde) bir frontojenez hakimdir (Erol, 2014: 329) ve Türkiye'yi kışın genellikle Akdeniz cephesi boyunca doğan gezici alçak basınçlar yönetir (Akman, 1999: 118). Yazın ise etkisini yitiren Sibirya Antisiklonu kuzeye çekilir ve Akdeniz Cephesi kaybolur, frontoliz karakter görülür. Bu durum neticesinde Akdeniz memleketleri tropikal hava kütlelerinin etkisi altına girer (Erol, 2014: 329). Çalışma alanı ve yakın çevresinde kışın görülen yağışların ve yazın görülen kuraklığın oluşum nedeni bu şekilde açıklanabilir.

Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresinde yıllık yağış tutarlarının fazla olmasında üzerinde bulunduğu Güneydoğu Torosları'nın batıdan sokulan cephesel depresyonları göğüslemesi ve yüksek rölyefinin yağışı arttırıcı rolde olması da etkili olmuştur (Koçman, 1993: 51). Darkot (1943), Güneydoğu Toroslar için; "Dağların en fazla yağış alan kısımları, denizden en uzak, fakat en yüksek, aynı zamanda Suriye kıyı dağlarını aşan depresyonların getirdiği nemli rüzgarlara doğrudan doğruya dik duran Bitlis - Hakkari dağlarıdır" (s. 152 – 153) demiştir. Nitekim, Türkiye'de yağışın dağılışında en önemli rolü rölyef oynamaktadır ve yağışla rölyef arasında sıkı bir ilişki vardır (Ardel, 1973: 300; Darkot, 1943: 148). Çalışma alanı da bahsi geçen Bitlis – Hakkari dağları üzerinde yer alır. Kış aylarında İskenderun'a ulaşan depresyonlar arazinin müsait olması nedeniyle bölgeye sokulmakta ve kış yağışlarını meydana getirmektedir (Çölaşan, 1960: 255). Anadolu'da en fazla yağışlar cephelerin dik gelerek takıldığı ve orografik yağışların oluştuğu Kuzey Anadolu Dağları'nın KB yamaçlarıyla Toroslar'ın GB bakan yamaçları üzerinde görülür (Atalay, 2011: 71). Çünkü Anadolu'ya yağış getiren gezici alçak depresyonlar batıdan sokulmaktadırlar. Bu nedenle Türkiye'de batıya bakan cepheler, doğuya bakan cephelerden daha fazla yağış almaktadırlar (Çölaşan, 1960: 55). Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresi de Toros sisteminin doğu kolunda KB – GD yönlü uzanan orografik yapının hemen güneyinde hatta üzerinde yer alır. Dolayısıyla çalışma alanı bahsi geçen dağların GB'ya bakan kesiminde yer alır ve cephelerin sokulmasıyla gelen nemli havanın

yüksek rölyefe çarparak orografik yağış getirdiği bir lokasyonda bulunmaktadır. Yani çalışma alanı bir yağmur gölgesinde yer almamaktadır.

Bunun yanında çalışma alanının da bulunduğu dağlık alanın, güneyindeki düzlük eteğe nazaran fazla yağış alması, soğuk devrede bölgeyi tesiri altında bulunduran siklonlarla yüksek rölyeften ileri gelmektedir (Ardel, 1973: 305). Bu siklonlardan olan Akdeniz depresyonu, sonbahar ve kış mevsiminde Akdeniz yoluyla Türkiye'nin güney ve kısmen de güneydoğu kesimlerini etkisi altına alır (Sözer, 1984: 18) ve batıdan bölgeye sokularak yağış miktarında ciddi artışlara neden olmaktadır. Hatta yöre halkı havanın bozacağını ve yağışın başlayacağını batıya bakarak gelen bulutlardan kestirdiklerini ifade etmişlerdir.

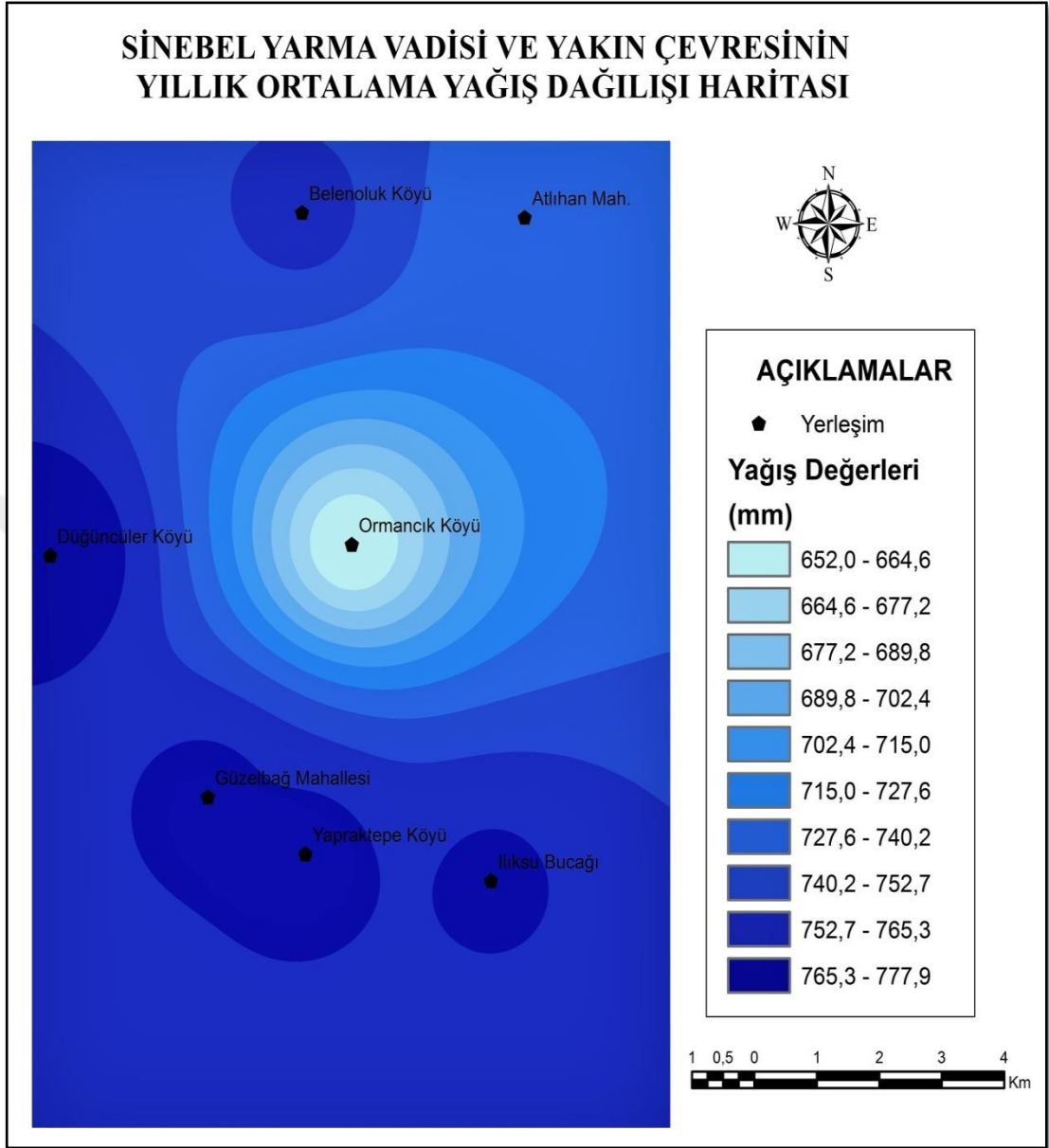
İklim tipinin genel karakterinin ve sıcaklığın mevsimler arası gidişatını ortaya koyma adına kar yağışlı gün sayısı önem arz etmektedir. Nitekim bir bölgede ortalama kar yağışlı gün sayısı sıcaklığın yıl içindeki genel tavrını yansıtır. Çalışma alanında kar yağışlı gün sayısının yıllık ortalama değerlerine ulaşmak için Hakkari ve Siirt istasyonunun değerlerine baktığımızda Hakkari istasyonunda bu değerlerin daha fazla olduğunu görmekteyiz (Hakkari 35,86 gün; Siirt 11,04). Bu fark Hakkari istasyonunun yüksek olmasıyla ilgilidir. Her iki istasyonda da en çok kar yağışlı gün ortalaması Ocak ayına aittir.



Şekil 16 – Hakkari ve Siirt İstasyonuna Ait Ortalama Kar Yağışlı Gün Sayısı

Kaynak: Meteoroloji Genel Müdürlüğü.

SİNEBEL YARMA VADİSİ VE YAKIN ÇEVRESİNİN YILLIK ORTALAMA YAĞIŞ DAĞILIŞI HARİTASI



Harita 3 – Çalışma Alanı ve Yakın Çevresinin Yıllık Ortalama Yağış Dağılışı Haritası

Kaynak: climate-data.org

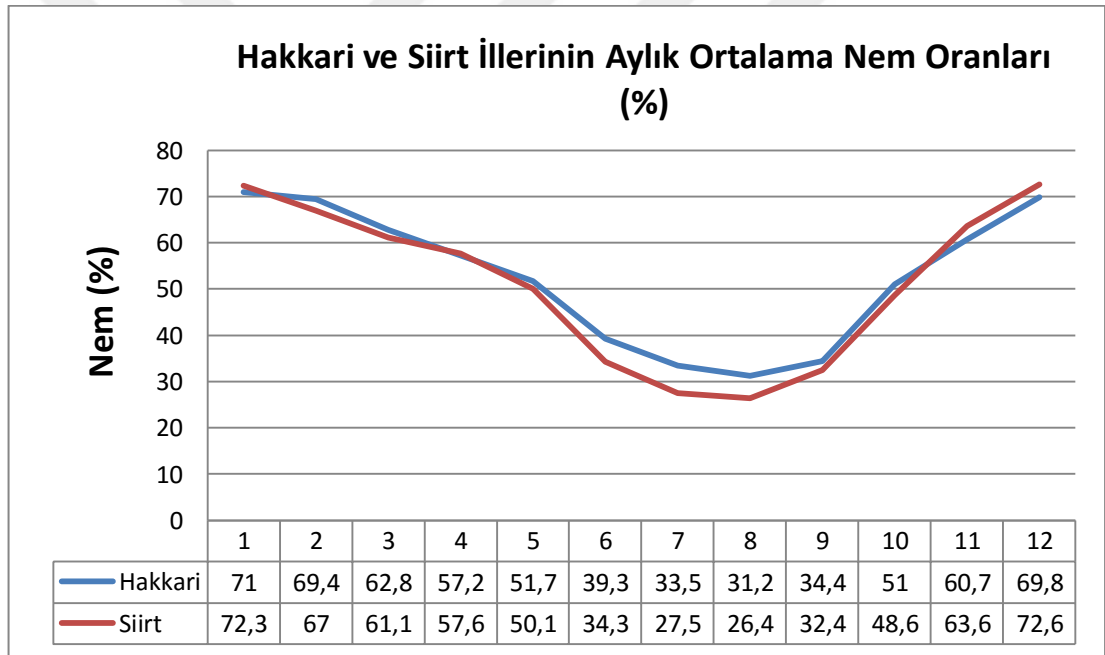
3.2.3. Nem ve Bulutluluk

Bir bölgenin iklimik karakterini yansıtan verilerden olan nem ve bulutluluk; yağış miktarı, sıcaklık derecesi, kontinentalite, buharlaşma gibi iklim olaylarından etkilenir ve bunlarla şekillenir. Yerleşme yapı malzemesinden tarımsal faaliyete

kadar birçok durumu etkileyen nem ve bulutluluk yağışla sıcaklık derecesi arasındaki dengeye bağlıdır.

Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresinin nemlilik ve bulutluluk derecesi belirlenirken Hakkari ve Siirt istasyonlarına ait değerler baz alınmıştır.

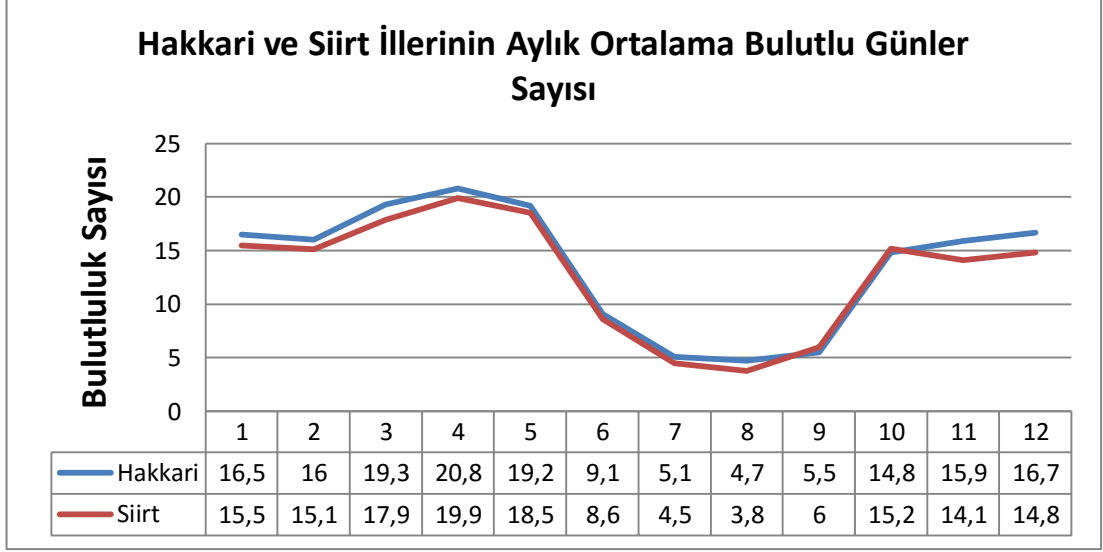
Nemlilik oranına baktığımızda her iki istasyonun da en nemli dönemi Aralık ve Ocak ayına denk gelen kış mevsimidir. Siirt istasyonunun en nemli ayı Aralık, Hakkari istasyonunun ise en nemli ayı Ocak'tır. Her iki istasyonun nem bakımından fakir olduğu dönem ise yaz mevsimidir. Bu dönemde Ağustos ayında nem noksanlığı zirve yapmıştır. Ağustos ayının nem bakımından fakir olması bu ayda her iki istasyon için yağış miktarının en az, sıcaklık derecesinin en fazla olmasına bağlıdır.



Şekil 17 – Hakkari ve Siirt İstasyonlarının Yıllık Nem Oranları

Kaynak: Meteoroloji Genel Müdürlüğü.

Çalışma alanının bulutluluk değerlerine baktığımızda ise en çok bulutlu gün sayısı, yağış miktarının da en çok olduğu mevsim olan ilkbahar mevsimine denk gelmektedir. En az bulutlu gün sayısı ise her iki istasyon için Ağustos ayındadır. Her iki istasyon için en çok bulutlu gün sayısı ise Nisan ayına aittir. Ayrıca Güneydoğu'da en az açık havalı ilin Siirt olması (Çölaşan, 1960: 259) da Siirt istasyonunda nemlilik ve bulutluluk hakkında fikir oluşturmaktadır.

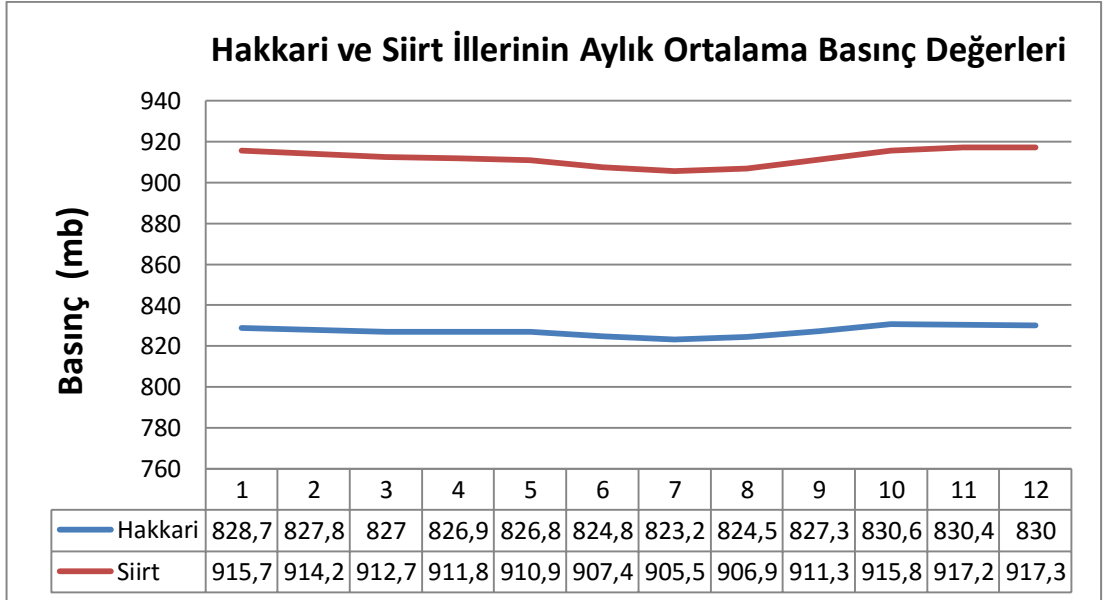


Şekil 18 – Hakkari ve Siirt İstasyonlarının Aylık Ortalama Bulutlu Günler Sayısı

Kaynak: Meteoroloji Genel Müdürlüğü.

3.2.4. Basınç

Çalışma alanının basınç değerlerine baktığımızda genel olarak Siirt istasyonunun basınç değerlerinin daha yüksek, Hakkari istasyonunun ise daha alçak basınç değerlerine sahip olduğunu görmekteyiz. Siirt istasyonunun basınç değeri yıllık 912.2 mb iken Hakkari istasyonunun ise 827 mb'dır.



Şekil 19 – Hakkari ve Siirt İstasyonlarının Aylık Ortalama Basınç Değerleri

Kaynak: Meteoroloji Genel Müdürlüğü.

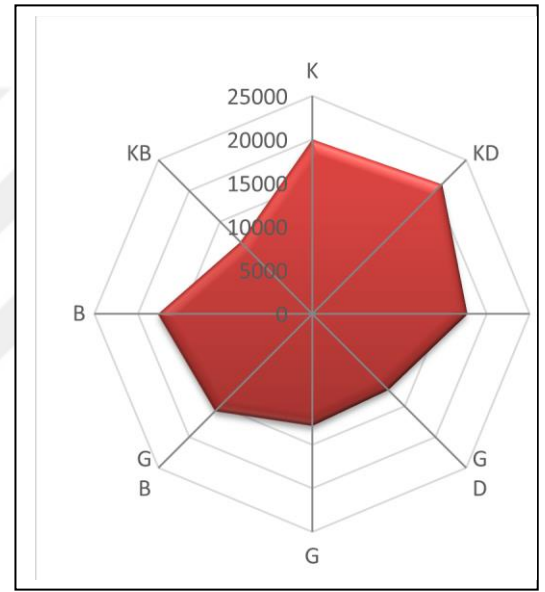
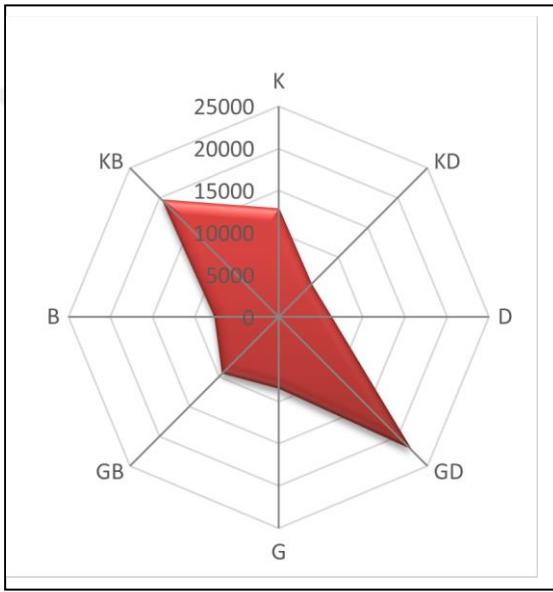
Her iki istasyonda da basınç değerlerinde yazın azalma ve genel olarak ise kışın artma eğilimi vardır. Bu değişiklik mevsimlerin sıcaklık karakterlerine bağlı olduğu gibi Türkiye'yi etkileyen hava kütlelerinin ve basınç merkezlerinin genel karakteriyle de ilgilidir. Siirt istasyonunda en düşük basınç değerleri 906,4 mb ortalama ile yaz mevsimine aittir. Aynı şekilde Hakkari istasyonuna ait en düşük basınç değerleri de yine 824,1 mb ile yaz mevsimine aittir. Bu dönemde her iki istasyonda da basıncın düşük olmasında etkili olan faktörler bölgenin yaz döneminde sıcaklık derecesi ve etkili olan basınç merkezlerinin karakterleridir. Nitekim yaz mevsiminde güneyden kuzeye doğru ilerleyen Tropikal hava kütlesi genel olarak tüm yurdu etkiler. Bu mevsimde Türkiye'nin Güneydoğu kesimi Arabistan ve Suriye üzerinden sokulan kuru ve sıcak tropikal hava kütesinin etkisi altına girmektedir (Atalay, 2011: 9). Ayrıca yine yaz mevsiminde Basra Alçak Basınç merkezi Güneydoğu Anadolu ve çevresini kaplar (Atalay, 2010: 408) ve bölgede düşük basınç değerleri yaşanmaktadır. Bunların yanında, yaz mevsiminde sıcaklığın yükselmesiyle KB'dan GD'ya doğru yönelen hava kütlelerinin ısınmasına ve dolayısıyla Türkiye üzerinde basıncın düşmesine yol açar. Aynı zamanda güneyde sahasını çok genişleten Basra alçak basıncına ulaşan kontinental tropikal (cT) hava, Anadolu'yu etkileyerek basıncın düşmesine neden olur (Koçman, 1993: 14).

Çalışma alanında görülen maximum basınç değerleri ise sonbahar sonları ve kış mevsimine aittir. Siirt istasyonunda en yüksek basınç değerleri kış mevsiminde 915 mb'dır. Hakkari istasyonunda ise en yüksek basınç değerleri 829,4 mb ile sonbahar, 828,8 mb ile kış mevsiminde görülmektedir. Bu dönemde basınç değerlerinin yükselmesinde etkili olan faktörler bölgede düşük sıcaklıkların yavaş yavaş görülmeye başlanması ve alçak basınç merkezlerinin sahayı terk etmesidir. Hava sıcaklıklarının yavaş yavaş düşmeye başlamasıyla mahalli olarak soğuyan hava ağırlaşır alçalmakta ve yüksek basınç koşullarını oluşturmaya başlamaktadır. Bu yerel etkinin yanı sıra kış mevsiminde geniş Anadolu karası şiddetli kontinentalite nedeniyle aşırı soğumakta ve Anadolu'nun iç kısımları bir yüksek basınç sahası oluşturmaktadır (Erinç, 1984: 306). Bunun yanında kış mevsiminde Anadolu üzerinde KD'dan sokulan Sibiry termik yüksek basıncı da basınç değerlerinin yükselmesine neden olmaktadır. Kış mevsiminde Hazar havzası üzerinden sokulan kontinental polar (cP) hava kütlesi çoğu zaman Doğu ve iç bölgelerimizi işgal eder.

Dolayısıyla bu dönemde bu sahalar bir antisisikon sahası olurlar (Koçman, 1993: 12). Bu yüksek basınç değerleri Anadolu'da Eylül ayından itibaren görülmekte ve maksimum değerlerini Aralık ve Ocak ayında almaktadır (Atalay, 2011: 29; Erinç, 1984: 308)

3.2.5. Rüzgar

Çalışma alanının rüzgar değerlerinin belirlenmesinde Hakari ve Siirt istasyonlarının aylık rüzgar kıymetleri esas alınmıştır.



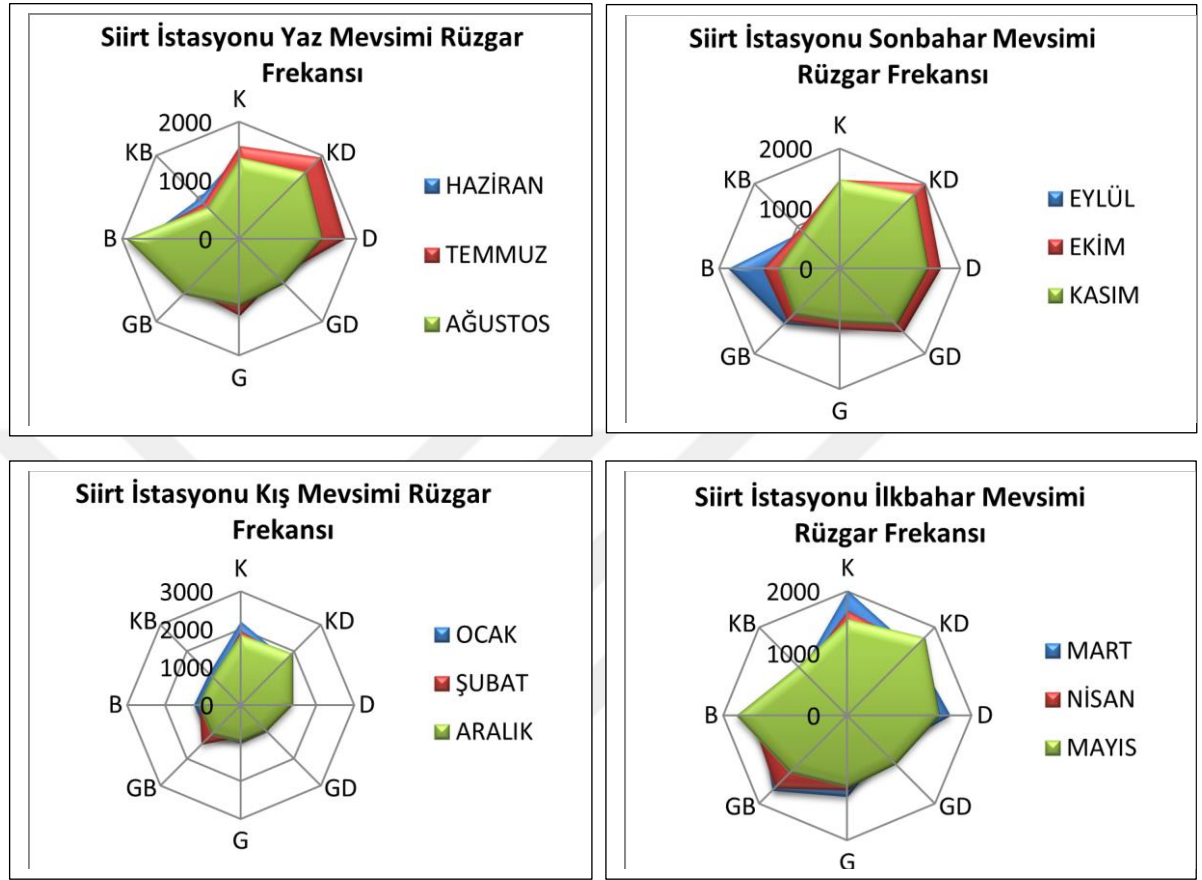
Şekil 20 – Hakkari Yıllık Rüzgar Frekansı

Şekil 21 – Siirt Yıllık Rüzgar Frekansı

Kaynak: Meteoroloji Genel Müdürlüğü.

Hakkari istasyonu yıllık rüzgar frekansına bakıldığında hakim rüzgar yönünün GD – KB yönlü olduğu görülmektedir. Siirt istasyonuna bakıldığında ise hakim rüzgarın KD yönlü olduğu görülmektedir. Bu farklılığın esas nedeni ölçümlerin yapıldığı istasyonların morfolojik olarak farklı lokasyonlarda bulunmasından kaynaklanmaktadır. Nitekim Hakkari istasyonu kabaca KB – GD yönlü uzanan bir vadi - oluk içerisinde uzanmaktadır. Bu tür oluk, boğaz ve vadilerin rüzgarı kanalizetme karakterleri dikkate alındığında Hakkari istasyonuna ait böylesi bir rüzgar gülünün çıkması olağandır. Siirt istasyonunda ise KD yönü hariç Hakkari istasyonu kadar belirli bir hakim rüzgar yönü yoktur. Bu durum da aynı şekilde morfolojik

yapıdan kaynaklanmaktadır. Zira Siirt il merkezi ova gibi bir düzlük içerisinde kurulmuştur.

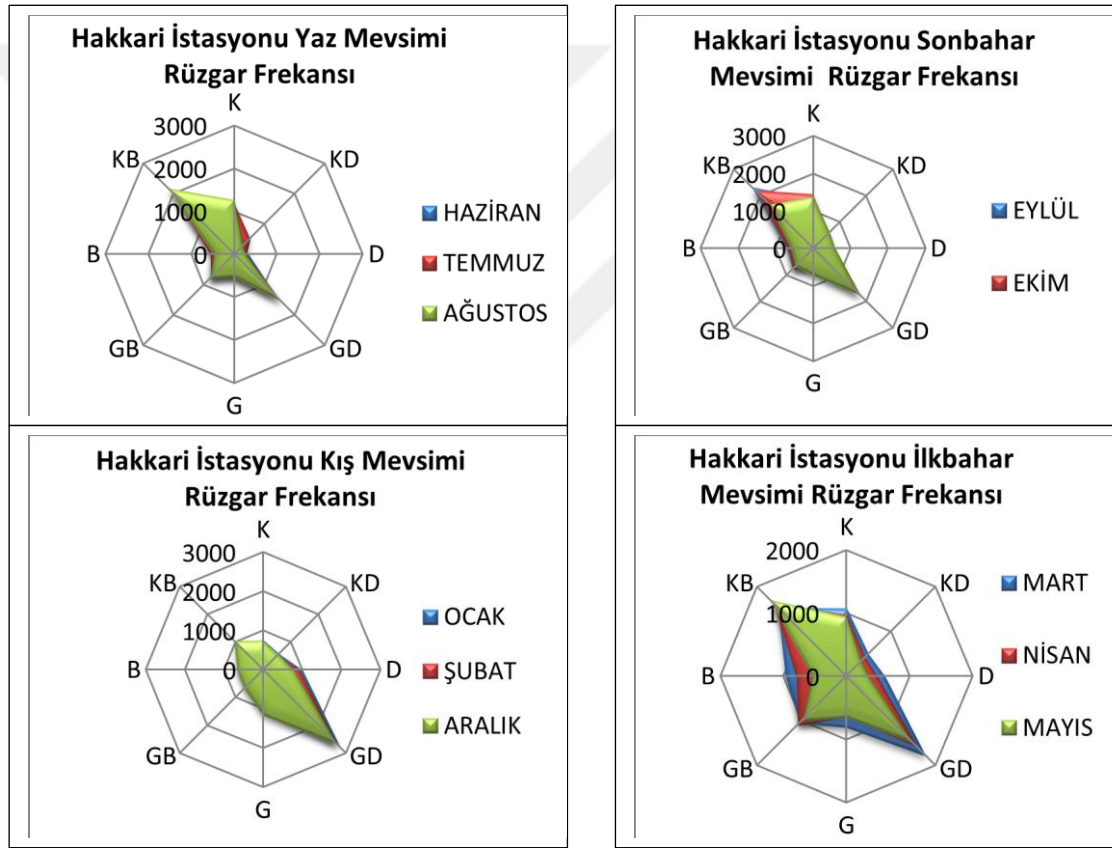


Şekil 22 – Siirt İstasyonu Ortalama Mevsimlik Rüzgar Frekansları

Kaynak: Meteoroloji Genel Müdürlüğü.

Siirt istasyonunun mevsimlik rüzgar frekans değerleri incelendiğinde hakim rüzgar yönünün genel olarak KD – GB olduğu görülmektedir. İstasyonun ölçüm yapıldığı morfolojik yapı göz önüne alındığında (düzlük) hakim rüzgar yönünün bu şekilde olması hava kütlelerinin genel yapısıyla ilgili olmalıdır. Güneydoğu'da genel rüzgar yönü K olmakla birlikte Siirt'te KD yönünün hakim olduğu belirgindir ve bunu açıklamak için bölgede etkili olan hava kütlelerinin hareket yönlerinin bilinmesi gerekmektedir (Sözer, 1984: 21). Kışın Soğuk mevsimde Asya üzerine yerleşen yüksek basınç alanı, bilindiği gibi, Doğu Akdeniz bölgesine doğru belirli bir yayılma eğilimi gösterir. Buna karşılık aynı devrede Doğu Karadeniz, Ege Denizi ve Akdeniz üzerinde gezici alçak basınç merkezleri mevcuttur. İç Asya yüksek basınç

merkezinden kopan soğuk hava kütleleri, kuzey kıyılarına daha yakın olmak üzere Anadolu yarımadasının eksenini boyunca doğudan batıya doğru bir baştan bir başa uzanır ve Doğu Karadeniz alçak merkezi ile İskenderun alçak basınç merkezine doğru kollar gönderir. Bu durum bölgede, kuzey sektöründen esen rüzgarların hakimiyet kurmasına yol açar (Sözer, 1984: 21). Siirt istasyonunun kış mevsimi rüzgar frekans tablosuna bakıldığında kış mevsiminde hakim rüzgar istikametinin KD olması yanında esme sıklıklarının azlığı dikkati çeker. Bu durum da soğuk mevsim etrafında toplanan gezici depresyonların oluşturduğu hava kararsızlığına bağlıdır (Sözer, 1984: 21).



Şekil 23 – Hakkari İstasyonu Ortalama Mevsimlik Rüzgar Frekansları

Kaynak: Meteoroloji Genel Müdürlüğü.

Hakkari istasyonunun mevsimlik rüzgar frekansına baktığımızda hakim rüzgar yönünün KB – GD yönlü olduğu görülmektedir. Bu durumun oluşmasında genel hava hareketlerinin etkisi olmakla birlikte ölçümün yapıldığı istasyonun morfolojik yapısı oldukça etkili olmuştur.

Bütün bu iklimsel datalardan anlaşıldığına göre çalışma alanı ve yakın çevresi, Atalay (2011: 15)'in belirttiği gibi Güneydoğu Anadolu Yarı Kurak Sıcak İklimi'ne dahildir. Çalışma alanında kış yağışlarının fazlalığı, nar ve incir gibi tarım ürünlerinin varlığı Akdeniz iklim karakterinin zayıf da olsa görülebildiğini desteklemektedir.

3.3. Çalışma Alanının Klimatik Özelliklerinin İklim Metodlarıyla Sınıflandırılması

3.3.1. De Martonne – Gottman İndeksi

Yeryüzünün bilhassa subtropikal kuşaktaki diğer birçok ülkede olduğu gibi, Türkiye'de de başta gelen ve sonuçları bakımından en önemli iklim özelliği kuraklıktır (Nişancı, 1987: 56). Bilim insanı De Martonne'nin de hazırladığı formül kuraklık derecesini genel manasıyla ortaya çıkarmaya yöneliktir. Ancak De Martonne 1942 yılında ilk hazırladığı formüle Gottman ile birlikte bazı eklemeler yapmıştır. De Martonne - Gottman formülünde yer alan parametreler yıllık ortalama sıcaklık ve yıllık toplam yağış değerleridir. Bu formülle yapılan hesaplama sonucu Yıllık Kuraklık İndeksi (IDM) değeri elde edilmektedir (Bölük, 2016a: 5)

I_{DM}	İklim Özelliği	$I_{DMG} = \frac{1}{2} * \left(\frac{P}{T + 10} + \frac{12 * Pd}{Td + 10} \right)$ <p> I_{DMG} : De Martonne – Gottman İndeksi P : Yıllık toplam yağış (mm) T : Yıllık ortalama sıcaklık (°C) Pd : En kurak ayın yağışı (mm) Td : En kurak ayın ortalama sıcaklığı (°C) </p>
5 den küçük	Kurak	
5 – 10	Yarı Kurak	
10 – 20	Yarı Kurak – Nemli Arası	
20 – 30	Yarı Nemli	
30 – 60	Nemli	
60 dan büyük	Çok nemli	

Tablo 2 – De Martonne – Gottman İndeks Formülü ve İndeks Değerlerine Göre İklim Tipleri

Kaynak: Bölük, 2016a: 5 – 6.

İndekste yer alan formüldeki işlem sonuçlarına göre Hakkari istasyonu yaklaşık olarak 19,05 değer ile yarı kurak – nemli arası iklime; Siirt istasyonu ise yaklaşık olarak 13,25 değer ile yine yarı kurak - nemli arası iklime dahil olmaktadır. Netice olarak çalışma alanı ve yakın çevresinin nemli – yarı kurak bir iklimde yer aldığı anlaşılmaktadır.

De Martonne formülüne göre aylık kuraklık indeksleri de bulunabilir. Bunun için şu formül kullanılır (Çölaşan, 1960: 324);

$$IM = \frac{12 * P}{T + 10}$$

IM = Aylık Kuraklık İndeksi

P = Aylık Toplam Yağış (mm)

T = Aylık Toplam Sıcaklık ('C)

Bu formülden hareketle Hakkari istasyonunun en nemli ve en kurak aylarını değerlendirdiğimiz zaman; istasyonun en nemli ayı Ocak, en kurak ayı ise Ağustos'tur. Siirt istasyonunun en nemli ayı Şubat, en kurak ayı ise Hakkari istasyonunda olduğu gibi Ağustos'tur.

Çalışma alanının yıllık kuraklık sınırlarını belirlemek başta zirai faaliyetler olmak üzere yöre yaşamı için önem arz etmektedir. Yıllık kuraklık sınırı, bir istasyonda yağışın kuraklığı oluşturacak kadar ne kadar az olması gerektiği yağış sınırır. Yani yıllık kurak sınırındaki yağış değerinin altı kuraklık, üstü ise nemlilik göstergesidir. Bu sınırın belirlenmesi için Çölaşan, De Martonne formülüne eklemeye yaparak belirli bir formül türetmiştir:

$$p = 20 . (T+10),$$

p = Kuraklık sınırını gösteren yağış miktarı,

T = yıllık ortalama sıcaklık değeridir. 10 ve 20 ise sabit sayılardır (Çölaşan, 1960: 337).

Buna göre Siirt İstasyonunun yıllık kuraklık sınırı yağış miktarı 532 mm, Hakkari istasyonunun ise 414 mm civarındadır. Yani bu değerlerin altındaki yağış miktarları kuraklık, üstü değerler ise nemlilik demektir.

Tüm bunlardan hareketle bakıldığında Hakkari ve Siirt istasyonuna yarı nemlilik vasfını kazandıran durum yağış miktarının çok fazla olması değil; özellikle sonbahar, kış ve ilkbahar başlarında düşük sıcaklık değerlerinden dolayı buharlaşmanın az olmasıdır. Tabii burada yaz ve kış mevsiminde ortaya çıkan indis değerlerinin farklılığı söz konusudur. Yani çalışma alanı ve yakın çevresi kışın genel bir nemli iklim özelliği kazansa bile yazın ciddi bir kuraklıkla karşı karşıyadır. Kışın hemen hemen tüm yaşamsal faaliyetler minimuma indirildiği için kış mevsimindeki nemliliğin pek de bir anlamının olmadığı ortaya çıkar. Zaten bu devrede düşük sıcaklık koşulları tüm canlı yaşamını olumsuz etkiler. Ancak insan yaşamı için gerekli olan tarımın, bitki ve hayvan ekosisteminin gelişim ve ilerleme döneminin yaz mevsimi olmasından dolayı yazın ortaya çıkan kurak tablo daha çok önemlidir. Kuraklık, belirli bir bölgede ortalama yağış değerlerinden daha az yağışın gerçekleşmesiyle başlayan ve aylar veya yıllarca süren, suya bağımlı tüm doğal / beşeri ortam bileşenleri üzerinde bir baskı oluşturan su eksikliği olarak tanımlanabilir (Yemen, 2013: 185) ve beşeri rahatsızlıklardan başlayarak tarımsal üretime ve dolayısıyla açlık ve yetersiz beslenmeye kadar varan çok çeşitli sosyal ve ekonomik sorunlara yol açabilir (Koçman, 1993: 77). Çalışma alanı ve yakın çevresi yaz mevsiminde ciddi kuraklık yaşamakta bu durum bitki ekolojisini ve erozyonal süreci ciddi anlamda negatif etkilemektedir. Yazın artan sıcaklık ve azalan yağış değerlerinden dolayı zirveye ulaşan buharlaşma, yer üstü ve yer altı su kaynaklarının debisini etkilemektedir. Bu durum başta tarımsal faaliyette verim düşüklüğü olmak üzere, erozyon, orman yangınlarını da olumsuz manada tetiklemektedir. Nitekim çalışma alanında özellikle fişler üzerinde görülen bitki tahribatı ve erozyonda, litolojik yapı ve insan tahribatı yanı sıra kuraklığın da etkisi vardır.

Çalışma alanında başta ormanlar olmak üzere bitki tahribatında belki de temel faktör kuraklık değildir. Hatta çalışma alanına, bir yarı kurak istasyon için ortalama değerlerde yağış düşmektedir. Bu durumda bitki tahribatının ana sebebi antropojeniktir. Ancak bölgede antropojenik yolla tahrip olan ormanların kendilerini yenilemeleri hemen hemen imkansız hale gelmektedir. Çünkü, orman tahribi sonucu nemli yerlerde ormanlar kendilerini yenileyebilirken, kurak sahalarda bu mümkün olmamaktadır (Dönmez ve Aydınöz, 2012: 12). Binlerce yılda oluşan orman örtüsünün birkaç yüzyılda yakılıp kesilmesiyle çalışma alanında orman alanları

giderek azalmaktadır. Türkiye'de gerçek step sahalarının Tuz Gölü çevresi, Konya Ereğlisi, Karapınar Çevresi, Urfa ve Iğdır çevresi olduklarını (Dönmez ve Aydınözü, 2012: 11; Avcı, 2005: 32) bildiğimize göre çalışma alanında görülen ot toplulukları da esasında antropojenik yıkım kaynaklıdır. Bunun neticesinde ise alanda doğal olmayan step formasyonu hakim duruma geçmekte; vejetatif örtü insan eliyle ormanlardan steplere doğru evrilmektedir.

3.3.2. Erinç Metodu

Erinç iklim sınıflandırmasında, esas etmen olarak yağış ve buharlaşmanın neden olduğu su kaybına yol açan yıllık ortalama maksimum sıcaklık dikkate alınmıştır. Erinç yönteminde evapotranspirasyon ile su kaybının neden olduğu kuraklık ve yağış ilişkisi formülize edilerek bir indeks bulunur ve bu indeks değerlerine göre iklim tipi belirlenmiş olur.

Bu indeks değeri şu şekilde hesaplanır.

$$Im = P / Tom$$

Im : Yağış etkinlik indeksi

P : Yıllık Toplam Yağış (mm)

Tom : Yıllık Ortalama Maksimum Sıcaklık (°C) (Bölük, 2016b: 3)

Erinç İndisine göre Hakkari ve Siirt istasyonlarının iklimik tipi belirlenmeye çalışıldığında Siirt istasyonunun indis sonucu 21 değerini, Hakkari istasyonunun ise 29 değerini verdiğini görmekteyiz. Bu açıdan Erinç indisine göre Siirt istasyonu Yarı Kurak, Hakkari istasyonu ise Yarı Nemli bir iklime dahildir.

İklim Tipi	Yağış İndisi	Bitki Örtüsü
Tam Kurak (TK)	$Im < 8$	Çöl
Kurak (K)	$8 < Im < 15$	Çöl - Step
Yarı Kurak (YK)	$15 < Im < 23$	Step
Yarı Nemli (YN)	$23 < Im < 40$	Park Görünümlü Kurak Mıntıka Ormanı
Nemli (N)	$40 < Im < 55$	Nemli Mıntıka Ormanı
Çok Nemli (ÇN)	$55 < Im$	Çok Nemli Mıntıka Ormanı

Tablo 3 – Erinç indisine Göre İklim ve Bitki örtüsü Değerleri

Kaynak: Demir vd. 2015: 335.

3.3.3. Köppen Metodu

Köppen'in iklim tasnifi esas olarak aylık ve yıllık sıcaklık miktarlarına, yıllık yağış miktarına, yağışın sene içindeki dağılışına ve yağış ile sıcaklığın bir arada doğal bitki örtüsüyle olan münasebetlerine dayanır. Köppen tasnifinde iklimler 5 esas grupta toplanmıştır ve bunlar A, B, C, D, E harfleriyle gösterilir. İklim tipleri de yukarıdaki harflere eklenen ikinci, üçüncü, dördüncü harflerle gösterilir (Dönmez, 1979: 233). Sınıflandırmada ikinci harf bölgenin yağış durumunu, üçüncü harf ise bölgenin sıcaklığını ifade etmektedir (Bölük, 2016c: 4).

Köppen tasnifinde C iklimi "*Orta iklimler Kuşakını*" gösterir. Bu tipte en soğuk ayın ortalama sıcaklığı 18 ile – 3 derece arasında seyrederek. En sıcak ayın sıcaklığı ise 10 dereceden fazladır (Dönmez, 1979: 235). Buna göre çalışma alanı ve yakın çevresinin sıcaklık derecelerini belirleyen istasyonların sıcaklık değerlerine göre yaklaşık olarak "C" ikliminde olduğu görülmektedir.

Köppen tasnifinde yağış rejimini belirten ikinci harfi bulmak için farklı kurallar vardır. Kurak yaz ve ılıman iklimler için C ikliminde "s" harfi kullanılır. Bu harfi bulmak için;

$P_{\min} < P_{w\min}, P_{w\max} > 3 P_{\min}$ ve $P_{\min} < 40$ mm eşitliği kullanılır. (P_{\min} = yazın en düşük yağış, $P_{w\min}$ = kışın en düşük yağış, $P_{w\max}$ = kışın en yüksek yağıştır). Buna göre Siirt istasyonu için; $2,4 < 79,8; 93,3 > 7,2; 2,4 < 40$ mm eşitliği ortaya çıkar ve Siirt istasyonu Köppen metoduna göre "Cs" iklimine dahildir. Hakkari istasyonu için ise; $5,0 < 86,9; 102,5 > 15; 5,0 < 40$ mm eşitliği çıkar ve Hakkari İstasyonu da "Cs" iklimine dahildir.

Üçüncü harf ise çalışma alanındaki sıcaklık karakterini yansıtır. $T_{\text{sıcak}} \geq 22^{\circ}\text{C}$ eşitliğine göre ($T_{\text{sıcak}}$ = en sıcak ay ortalamasıdır) Hakkari istasyonu için $25,2 > 22^{\circ}\text{C}$; Siirt istasyonu için ise $31 > 22^{\circ}\text{C}$ eşitliğine göre her iki istasyonun üçüncü harfi "a" dır. Tüm bunlara göre çalışma alanı ve yakın çevresi Köppen sınıflandırmasına göre "Csa" iklim grubuna dahildir.

C		Sıcak Ilıman İklimler	Tsıcak $\geq 10^{\circ}\text{C}$, ve $-3^{\circ}\text{C} < \text{Tsoğuk} < +18^{\circ}\text{C}$
	Cs	Kurak Yaz ile sıcak ılıman iklim	$\text{P}_{\text{min}} < \text{P}_{\text{wmin}}$, $\text{P}_{\text{max}} > 3 \text{P}_{\text{min}}$ ve $\text{P}_{\text{min}} < 40 \text{ mm}$
	Csa	Kış ılık, yazı çok sıcak ve kurak iklim (Akdeniz iklimi)	$\text{T}_{\text{sıcak}} \geq 22^{\circ}\text{C}$
	Csb	Kış ılık, yazı sıcak ve kurak iklim	En az 4 Ayın Ort. Sıcaklığı $> 10^{\circ}\text{C}$ ve $\text{T}_{\text{sıcak}} < 22^{\circ}\text{C}$
	Csc	Yazı Soğuk ve kurak iklim	En fazla 3 Ayın Ort. Sıcaklığı $> 10^{\circ}\text{C}$ ve $\text{T}_{\text{sıcak}} < 22^{\circ}\text{C}$
	Cw	Kurak Kış ile Sıcak ılıman iklim	$\text{P}_{\text{wmin}} < \text{P}_{\text{min}}$ ve $\text{P}_{\text{max}} > 10 \text{P}_{\text{wmin}}$
	Cwa	Kış ılık ve kurak, yazı çok sıcak iklim	$\text{T}_{\text{sıcak}} \geq 22^{\circ}\text{C}$
	Cwb	Kış ılık ve kurak, yazı sıcak iklim	En az 4 Ayın Ort. Sıcaklığı $> 10^{\circ}\text{C}$ ve $\text{T}_{\text{sıcak}} < 22^{\circ}\text{C}$
	Cwc	Kış kurak, yazı soğuk iklim	En fazla 3 Ayın Ort. Sıcaklığı $> 10^{\circ}\text{C}$ ve $\text{T}_{\text{sıcak}} < 22^{\circ}\text{C}$
	Cf	Her mevsim yağışlı sıcak ılıman iklim	Cs ve Cw durumuna uymayan diğerleri.
	Cfa	Kış ılık, yazı çok sıcak ve her mevsim yağışlı iklim	$\text{T}_{\text{sıcak}} \geq 22^{\circ}\text{C}$
	Cfb	Kış ılık yazı sıcak, her mevsim yağışlı iklim	En az 4 Ayın Ort. Sıcaklığı $> 10^{\circ}\text{C}$ ve $\text{T}_{\text{sıcak}} < 22^{\circ}\text{C}$
	Cfc	Kış ılık, Yazı serin ve her mevsim yağışlı iklim	En fazla 3 Ayın Ort. Sıcaklığı $> 10^{\circ}\text{C}$ ve $\text{T}_{\text{sıcak}} < 22^{\circ}\text{C}$

Tablo 4 – Köppen Metoduna Göre Sıcak Ilıman İklimleri Belirten Harfler

Kaynak: Bölük, 2016c: 6.

Köppen metodunda step iklimi ile nemli iklimi ayırmak için belirli formüller geliştirilmiştir. Eğer yıllık yağış miktarının % 70'inin soğuk devre olan Ekim – Mart arasında düştüğü görülürse $r = 2t$ formülü kullanılır. (r = yıllık yağış miktarı cm olarak, t = yıllık sıcaklıktır.) Bu formülde r nin değeri $2t$ 'den büyükse o yer nemli iklime aksi takdirde ise kurak iklime dahildir (Dönmez, 1979: 237). Bu formül Hakkari istasyonuna tatbik edildiğinde r değeri (75,5 cm), $2t$ değerinden (21,4) büyüktür dolayısıyla nemli iklime dahildir. Siirt istasyonunda ise r değeri (68,3 cm), $2t$ değerinden (33,2) büyüktür ve nemli iklime dahildir.

DÖRDÜNCÜ BÖLÜM

4. HİDROGRAFYA

Fiziki coğrafya çalışmalarında özellikle morfolojik oluşum ve gelişim bağlamında, çalışılacak lokalitenin hidro - jeolojik ve hidrografik karakteri önem arz eden bir başlıktır. Bir yörenin hidrografik özellikleri o bölgenin iklimi ve litolojisiyle yakından alakalıdır (Karadoğan vd., 2008: 14). Çalışma alanlarındaki akarsuların aylık ve yıllık debi özellikleri iklimik değişkenliklerin kontrolü altında gelişim gösterdiği için bahsi geçen özellikler çalışma sahasında yağış parametrelerinin kısa ya da uzun yıllar arasındaki seyrini ortaya çıkarmaktadır. Bunun yanında vadi içinde taşınan su miktarı ile akaçlama havzasına düşen su miktarı arasındaki negatif ya da pozitif oran akaçlama sahasında buharlaşma ve litolojinin permeabilite özelliklerini de yansıtabilir. Bunların yanında uzun yıllar boyunca ölçümlere dayanan hidrografik tablo, taşkın riskinin doğal afet boyutunun göreceli seviyesini göstermektedir. Havzada akışa geçen su miktarı, akarsu vadisi içinde tahliye edilen su miktarının en temel kaynağıdır. Bu durum flüvyal morfolojinin gelişim ve oluşum seyrini, jeolojik kronolojide flüvyal morfolojinin morfo – evriminin genel yapısını belirlemektedir. Artan debi, hızlanan akış genelde litolojide aşınmayla; azalan debi ve yavaşlayan akış şiddeti genelde birikme - depolanmayla karakterize edilir.

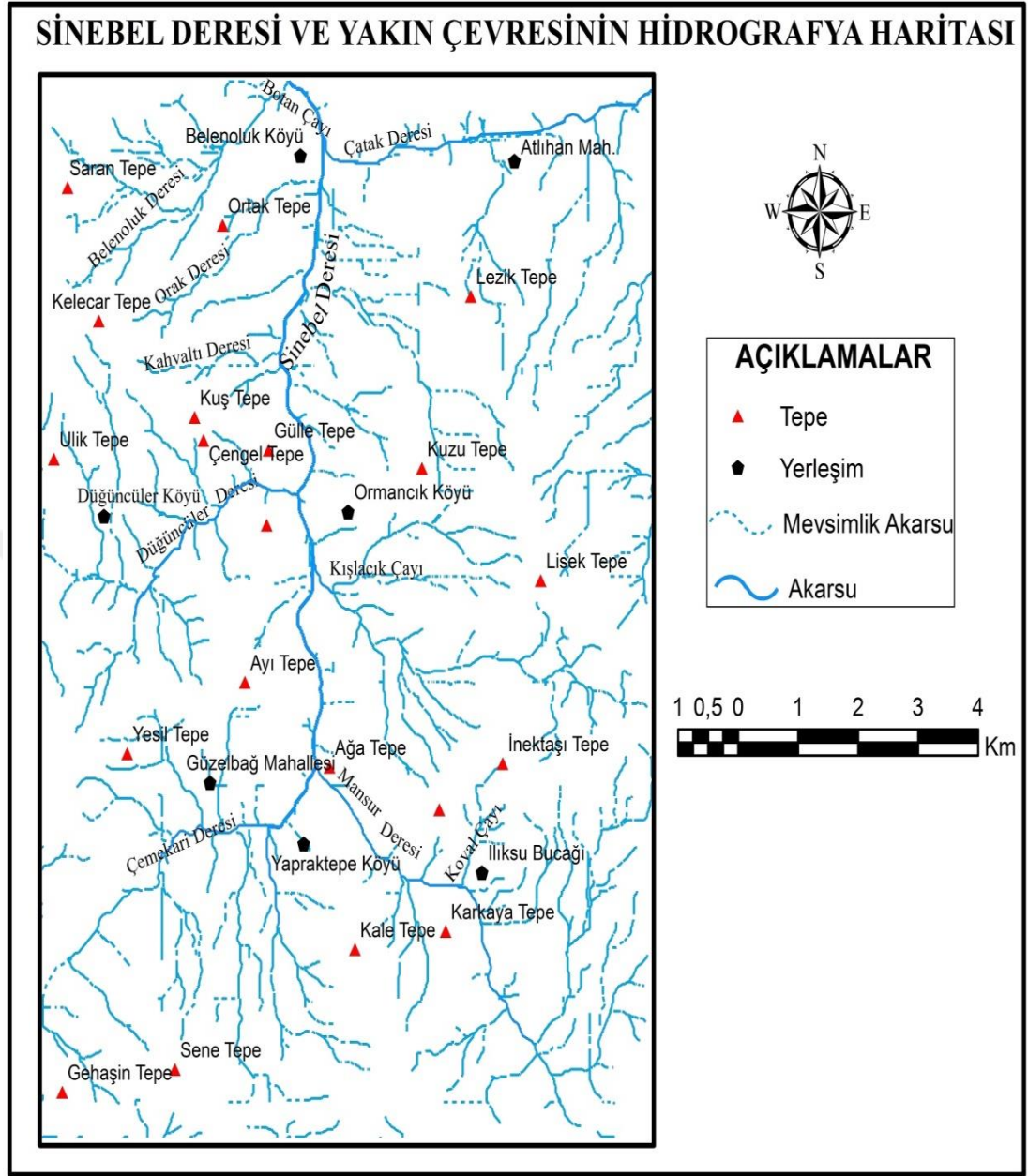
Hidrografya çalışmalarında bu çalışmaların alt başlıklarından olan yer altı su kaynakları da birçok jeolojik, iklimik ve tektonik durumu aydınlatıcı role sahiptir. Bu yüzden özellikle morfotektonik çalışmalarda yer altı su kaynakları dikkatle incelenen temel elemanlardır. Örneğin yer altı su kaynağının fay kökenli olması tektonizmayı; kaynaktan çıkan su içerisindeki kirecin yoğunluğu litolojiyi; yer altı kaynağının debisindeki mevsimlik değişimler ise beslenme tarzını dolayısıyla iklimik karakteri açıklamaya yardımcı olmaktadır.

Yukarıdaki paragraflarda belirtilen ve hidrografyaya ait olan fiziki etkilerin yanı sıra, hidrografik karakterin bir de beşeri yaşam üzerinde şekillendirici etkisi mevcuttur. Bu bağlamda sel ve taşkın analizi, tarımsal süreçlerin sulama açısından genel karakteri ve alınan verim, akarsular üzerinde yapılabilecek olan doğa sporları,

enerji üretimi gibi hususlar da hidrografya çalışmalarında konu başlıkları olarak dikkate değerdir.

4.1. Akarsular

Türkiye çok sık bir akarsu şebekesine sahiptir (Saraçoğlu, 1990: 106). Bundan dolayı çalışma alanında da yoğun bir akarsu şebekesi kurulmuştur. Çalışma alanı ve yakın çevresinde Sinebel, Düğüncüler, Çemekari ve Mansur Dereleri çalışmada ele alınan akarsulardır. (Mansur, Çemekari, Düğüncüler dereleri, Sinebel Deresi'nin kolları olsalar da çalışma da ayrı ayrı ele alınmışlardır.) Bunların dışında sayısız mevsimlik ya da epizodik karakterli akarsu da vardır fakat bunların hidrografik yapıları çok fazla önem arz etmemektedir. Bu yüzden çalışmada daha çok yukarıda belirtilen 4 akarsuya değinilmiştir. Ayrıca çalışma alanının kuzey sınırında yer alan Botan, Bahçesaray ve Çatak Dereleri'ne de havzayı ilgilendirdiği için az da olsa yer verilmiştir.



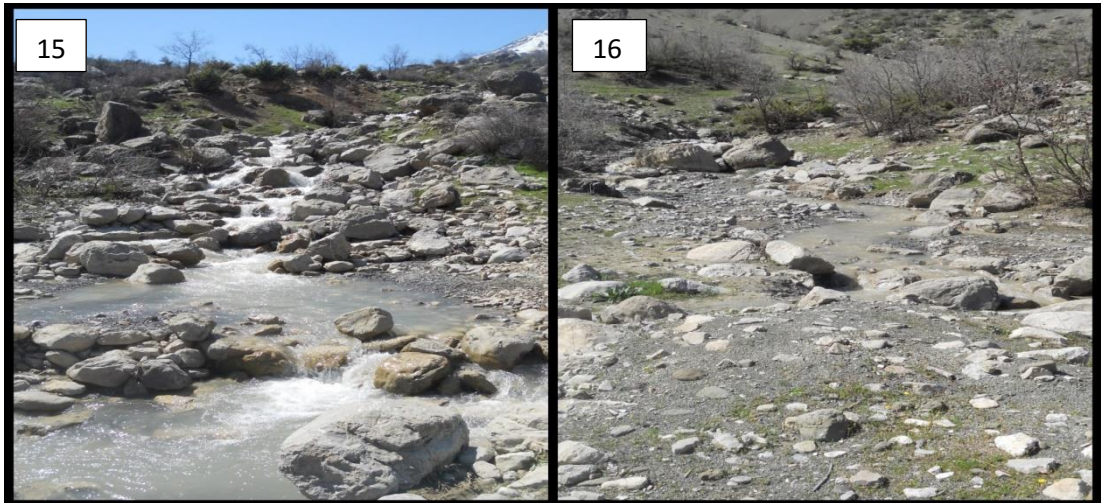
Harita 4 – Sinebel Deresi ve Yakın Çevresinin Hidrografya Haritası

Çalışma alanında en önemli akarsu çalışmaya da konu olan Sinebel Deresi'dir. Sinebel Deresi'nin akış yönü K – G yönlü olmakla birlikte kuş uçuşu uzunluğu yaklaşık olarak 10 km civarındadır. Sinebel Deresi 2 ana koldan oluşmaktadır. Çemekari ve Mansur Deresi'nin hidrografik olarak birleşim noktasından itibaren Sinebel Deresi başlamaktadır. Bu dere kuzeye doğru akışını sergileyerek daha kuzeyde doğudan gelen Çatak Deresi ile birleşerek Botan Çayı adını alıp batıya doğru akmaktadır. Yani Sinebel Deresi'nin akış yatağı güneyde Çemekari ve Mansur

Deresi'nin birleşim noktası ile kuzeyde Çatak Deresi'ne kadar olan kesimdir. Dere içerisinde morfolojinin ve tektonik stilin farklılığından dolayı vadi karakteri de değişiklik göstermektedir. Derenin yarma karakterli vadi kısmında taşkın yatağı yoktur. Çünkü yarma vadilerde, özellikle kireçtaşlarından oluşan dik yamaçlı derin vadilerde akarsuların taşkın döneminde akışını sergilediği yatağı ile akarsuyun debisinin azaldığı çekik dönemlerinde aynı yatak kullanılır. Fakat yatık yamaçlı yatak tiplerinde – vadi kısımlarında akarsuyun çekik yatağı ile taşkın yatağı farklıdır (Akyol, 1948 - 1949: 12) . Buradan hareketle Sinebel Deresi içerisinde vadi boyunca taşkın riski açısından da farklı yatak morfolojilerinin olduğu görülmektedir. Sinebel Deresi kar erimeleri, yağmur ve gü r kaynaklarla beslenen akarsu rejimlerine (İzbrak, 2001: 158) dahildir. Havzada yağış miktarı ve kar erimelerinin arttığı ve zirve yaptığı dönem Nisan – Mayıs arasındır. Özellikle Mayıs ayı başlarında artan yağış ve eriyen kar Sinebel Deresi'nin akım miktarında ciddi artışlara neden olmaktadır. Bu dönemde erozyonal süreç hızlandığından akarsuyun yatak yükü de artmaktadır. Akarsuların taşıdıkları her türlü irilikteki katı parçalarının hepsine birden akarsuyun yükü denir (İzbrak, 1971: 51) ve bu yük akarsuyun bulanık akmasına neden olmaktadır. Sinebel Deresi'nde akım miktarının arttığı Mayıs ayında akarsu yükü artmakta bu durum havzadaki flüvyal erozyona paralel, dereden son derece bulanık bir suyun geçmesine neden olmaktadır. Ayrıca Mayıs ayında sağnak yağışların ve kar erimelerinin artması Sinebel havzasında taşkın riskini de arttırmaktadır. Taşkın başlıca sebeplerinin sağnak yağışlar ve kar erimleri olduğu (İnandık, 1960: 30) bilindiğine göre özellikle Mayıs ayında havzada taşkın risk boyutu artmaktadır. 2011 yılı Mayıs ayında Sinebel Deresi'nin kollarından olan Dügüncüler Deresi havzasında meydana gelen taşkın, Dügüncüler köy yerleşmesini tehdit etmiş birkaç ev zarar görmüştür.



Fotoğraf 13, 14 – Sinebel Deresi' nden Nisan Ayından Görüntüler



Fotoğraf 15, 16 – Sinebel Deresi' ni Besleyen Mevsimlik Akarsular

Anadolu Yarımadası'nı akaçlayan akarsular kapalı ve açık havzalara dökülmektedirler. Açık havzalarımızın sularının boşaltıldığı iki okyanus Atlas ve Hint Okyanusu'dur. Sinebel Deresi de Botan Çayı üzerinden Dicle Nehri'ne dolayısıyla Hint Okyanusu'na dökülmektedir. Bu nedenle Sinebel Deresi kollarıyla birlikte açık bir havzaya sahiptir. Bu tür akarsular sularını denizlere ve okyanuslara boşalttığından dışa akışlı (egzoreik) (İzberak, 1971: 10) bir hidrografik karaktere sahiptirler. Sinebel Deresi, Botan Çayı'nın yukarı çığırında Çatak Deresi'yle birlikte bu dereyi oluşturan akarsulardan biridir.

Çalışma alanında görülen akarsulardan biri de Sinebel Deresi'nin hidrografik anlamda oluşmasını sağlayan akarsulardan olan Mansur Deresi'dir. Bu akarsu Sinebel Deresi havzasında GD aklanını drene etmektedir. Mansur Deresi'nin yukarı havzası esas olarak Van'ın Çatak ilçesinin güneyi ile Şırnak'ın Beytüşşebap ilçesinin kuzeyi arasında yer alan yüksek yaylalardır. Burada özellikle Alandest Yaylası Mansur Deresi'nin ana kaynak sahalarından biridir. Yani Mansur Deresi'nin toplak alanı esas olarak burasıdır. Kuzeye bakan yüksek, engebeli morfolojik ünitelerden doğan Mansur Deresi, son derece düzlük bir morfolojik yapı sunan Alandest Yaylası'nın güney kısmındaki düzlüklerde menderi hareketler çizerek kıvrımlı bir flüviyal desen oluşturmuştur. Bu pencereden bakıldığında Mansur Deresi'nin bu genel hidro - morfojenik karakteri Akyol'un (1947: 10) belirttiği gibi "plateau" akarsularına ait özellikler sunar ve bu durumda Mansur Deresi'nin yukarı çığırı, "merkezi akarsular sistemi" ne dahil olmaktadır.

Yüksek – düzlük yaylalardan (platolardan) beslenen Mansur Deresi, vadisi boyunca irili ufaklı kolları da alarak daha güneyde, vadi uzanışına zıt bir dağlık yükselim sahasını enine biçmiştir, yani Mansur Deresi de burada bir yarma vadi meydana getirmiştir. Yarma vadiden sonra ve önce örgülü yatak dokusu çizen Mansur Deresi GD yönlü akışını sergilerken aniden yön değiştirerek kapma dirseği gibi bir dirsekle KB'ya yönelmiştir ve daha kuzeyde Çemekari Deresi ile birleşmektedir.

Çemekari Deresi, Sinebel Deresi'ni oluşturan ikinci akarsudur. Bu dere de beslenme tarzı ve morfolojik karakter açısından Mansur Deresi'ne benzemektedir. Çemekari Deresi, adını aldığı Çemekari Yaylası'nı çevreleyen yüksek dağlık

arazilerden doğan akarsularla hidrografik anlamda başlamaktadır. Herekol Dağları, Çemekari Deresi'ni besleyen en önemli kaynak alanıdır. Bu karstik litolojili dağlardan çıkan sayısız karst su kaynağı ve eriyen kar suları Çemekari Deresi'nin en önemli kaynakları arasındadır. Çemekari Deresi, Çemekari Platosu'nun morfojenik yapısından dolayı çok az eğimli bir bünye üzerinde akış göstermektedir. Bu nedenle akarsuyun yatağı içerisinde menderesli akış karakteristiktir. Bunun yanında azalan debi ve eğim şartlarından dolayı örgülü yatak tipleri de gelişim göstermiştir. Kopmuş göller ve terk edilmiş yataklar Çemekari Deresi vadisi boyunca göze çarpan diğer hidro – morfojenik öğelerdir. Bütün bunlardan hareketle Çemekari Deresi de Mansur Deresi gibi kaynağı yüksek platoluk alanlar olan merkezi akarsular sistemine dahildir ve "plateau" akarsu (Akyol, 1947: 10) özelliği sunmaktadır.

Doğuya doğru akış sergileyen Çemekari Deresi, daha doğuda faylanmaya bağlı ötelenmelere maruz kalarak akışına devam etmiş ve doğuda Çesali Dağı yükselimini enine biçmiştir ve bir boğaz vadi meydana getirmiştir. Ancak boğaz vadiye girmeden önce K ve G'den yan kollar olarak akaçlama alanını genişletmiştir. Boğaz vadiden sonra daha doğuda Yapraktepe Köyü yakınında Mansur Deresi ile birleşerek Sinebel Deresi'ni oluşturmaktadır. Çemekari Deresi, Sinebel Deresi'nin GB aklanını drene etmektedir, akaçlamaktadır. Görüldüğü üzere hidrografik anlamda Çemekari Deresi ve Mansur Deresi'nin ortak yönleri; yüksek dağlık arazilerden kaynaklanan kar erimeleri ve karst su çıkışlarıyla beslenmeleri dolayısıyla nival tip rejime (hiç olmazsa plüvio – nival tip) sahip olmaları, yüksek geniş ve düzlük yaylalardan aktıkları için plato akarsu özelliğine sahip olmaları, yataklarının yer yer morfojenik olarak farklı yapılardan oluşması nedeniyle kısa mesafeler içerisinde, çentik – boğaz vadi, menderesli yatak, örgülü yatak özellikleri sunmaları vs. olarak sayılabilir.

Anadolu'da Kuaterner başlarında baş gösteren geniş epirojenik salınımlar sonucu Anadolu kara kütlesi toplu halde yükselmeye maruz kalmıştır. Bugün ülkenin farklı yerlerinde görülen bu yüksek geniş düzlüklerin büyük bir kısmı yapısal düzlükler ya da tabakaların yataylıklarına bağlı oluşan yapı düzlükleri değil, dış kuvvetlerle aşınmış aşınım düzlükleridir (Akyol, 1947: 19). Ayrıca Türkiye'deki başlıca akarsular gerek yüksek dağlardan gerekse de Orta ve Doğu Anadolu'nun yüksek platolarından doğar (Yalçınlar, 1996: 356). Buna göre Çemekari ve Mansur

Dereleri'nin yukarı havzalarının böylesi bir aşınım yüzeyi platformlarında – platoluk alanda bulunması "*yaylalar akarsu sistemi*" ya da "*merkezi akarsu sistemi*" akarsularına (Akyol, 1947: 10 - 19) güzel örnekler teşkil ederler.

Çemekari, Mansur, Dügüncüler ve Sinebel Dereleri'nin genel akışı kabaca da olsa K – G yönlüdür. Ayrıca Botan Çayı ise D – B yönlü akmaktadır. Bu hususta Yalçınlar (1996), "Türkiye'nin bu günkü yüzeyi, doğudan batıya, ayrıca güneyden kuzeye doğru genelde hafif bir eğim (D - B doğrultuda binde 1, K - G doğrultuda binde 3 gibi) gösterdiği gibi, Kaledoniyen ve Hersiniyen temellerde de aynı doğrultularda genel eğimler tesbit edilebiliyor. Bunlara benzer eğimli durumlar Mesozoik ve Tersiyer formasyonlarından oluşmuş Alpin strüktürlerin bütününde de, genel olarak göze çarpmaktadır. Bu yapısal ve jeomorfolojik durumlar, ülkedeki akarsuların genelde, doğu - batı ve güney - kuzey doğrultularına uyarak denizlere ulaşmış olmalarının nedenleri arasında yer alabilir" (s. 3 – 4) demiştir.

Dügüncüler Deresi, Sinebel Deresi'ne akış yönü itibariyle en son kavuşan en büyük yan koldur. Sinebel Deresi havzasının batı aklanını akaçlayan Dügüncüler Deresi batıdan Çesali Dağı'nın K yamaçları ve Kelecar Tepesi'nin G yamaçlarından eriyen kar suları ile beslenmektedir. Bu nedenle Dügüncüler Deresi de plüvio – nival bir hidrografik rejime sahiptir. Ancak Dügüncüler Deresi'nde yaz mevsiminde az da olsa akarsu akışı vardır. Bu herşeyden önce yer altı sularının dereyi yıl boyunca beslemesinden kaynaklanmaktadır. Bu açıdan dere, Mansur ve Çemekari Dereleri'ne benzemektedir. Çünkü Mansur Deresi ve Çemekari Deresi de yaz mevsiminde azalmakla birlikte yıl boyunca su taşır, bu da havzada iklimik yaz kuraklığı bilindiğine göre yer altı sularının yıl boyunca akarsuları beslemeleriyle alakalıdır. Ancak burada belirtilmesi gereken bir diğer husus da kar erimelerinin Mansur ve Çemekari Dereleri'nin havzalarında, Dügüncüler Deresi'nin havzasına oranla bitiş tarihlerinin farklı olmasıdır. Mansur ve Çemekari Dereleri'nin yukarı çığıruları yükselteleri 3000 metreye yaklaşan yüksek bir rölyefe sahiptir. Dolayısıyla kışın düşüp depolanan kar, sıcaklığın bu yükseltilerde geç ve yavaş yavaş artmasına bağlı olarak Eylül ayına kadar da erime devam etmektedir. Dolayısıyla bu iki akarsuyun debilerinde nisbi artışın nedeni kar erimelerinin devam ediyor oluşudur.

Yukarda sözünü ettiğimiz üç akarsu da kar erimelerinden oldukça fazla beslenmektedir. Dolayısıyla akımlarının pik yaptığı devre Nisan - Mayıs evresidir. Yazın çekik yatağına oldukça çekilen akarsular nispeten cılız akım sergilerler. Kış mevsiminde de akım asgarisi devam eder ancak ilkbaharda akım miktarları oldukça yükselmektedir. Bunlardan hareketle sözünü ettiğimiz akarsuların asgari ve azami akım devreleri arasındaki farktan dolayı düzensiz rejime sahip oldukları anlaşılmaktadır.

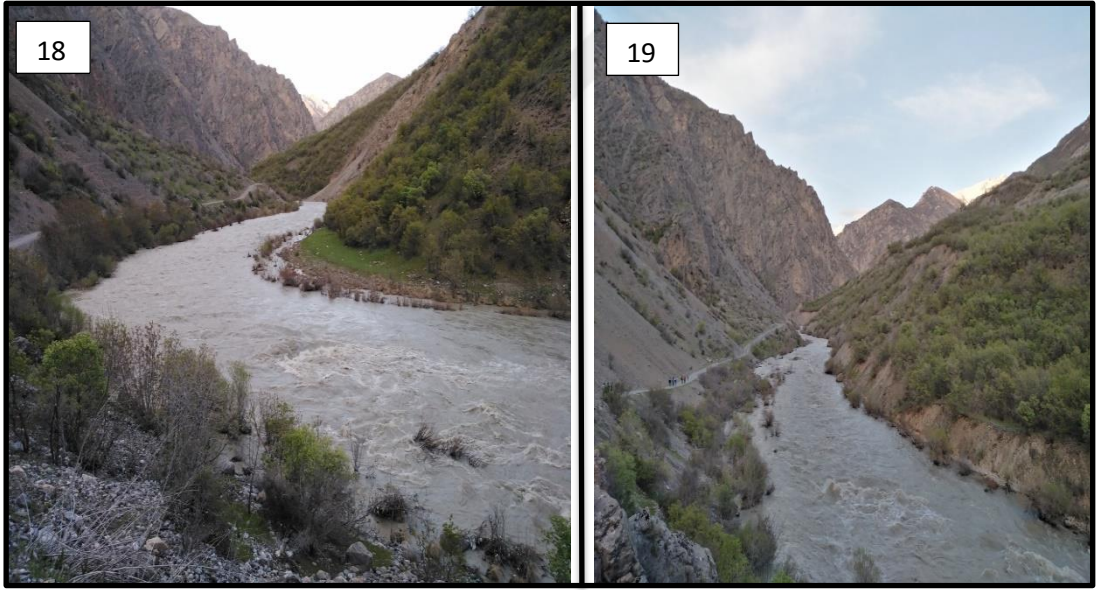
Sinebel Deresi, yukarda belirttiğimiz gibi Çatak Deresi ile birleşerek Botan Çayı adını alarak batıya doğru akışını sergilemektedir. Çatak Deresi'nin yukarı çığı Van'ın Gürpınar ilçesinin yüksek kesimlerinden beslenmektedir. Burada birleşen irili ufaklı kaynak suları daha güneye doğru akarak Norduz Deresi adını alırlar. Çatak ilçe sınırlarına girdikten sonra ilçe merkezinde daha batıdan gelen Sortkin Deresi ile birleşen Norduz Deresi, Çatak Deresi adını alarak güneye doğru bol bir debi ile akış göstermektedir. Bu akışı esnasında irili ufaklı dereleri de alan dere, Ziril Deresi ile de birleşerek Çatak ilçe sınırları dışında dar ve derin bir boğaz vadiden geçerek Belenoluk Köyü yakınında Sinebel Deresi ile birleşmektedir.



Fotoğraf 17 – Çalışma Alanında Sinebel Deresi ve Çatak Nehri'nin Birleşip Botan Çayı Olarak Akış Sergiledikleri Lokasyon (Ç: Çatak Deresi; S: Sinebel Deresi; B: Botan Çayı)

Çatak Deresi yukarıda belirttiğimiz diğer akarsular gibi ilkbahar sonlarına doğru debi akımında zirve yapmaktadır. Bu durum havzasına düşen yağış miktarının bu dönemde artmasına ve kar erimelerinin hızlanmasına bağlıdır. Düşen yağmur kar örtüsünün erime sürecini de hızlandırdığı için özellikle Mayıs ayı derenin taşkın riskinin yüksek olduğu bir devredir. Çatak Deresi'nin akım miktarının artmasında ilkbaharda ortaya çıkan bol debili Kanispi kaynağı gibi karst su kaynaklarının etkisi de göz önüne alındığında taşkın riskinin tehlikesi artmaktadır. Buna bir de Çatak ilçe yerleşiminin dere yatağına kurulması ve DSİ'nin dere yatağını ıslah adı altında yatakları dar beton bloklar arasına sıkıştırması da eklenince durumun vehameti artmaktadır.

Çatak Deresi'nin yıllık akım miktarlarındaki değişimlere göre dereye yaz asgarisi ve ilkbahar azamisinin olduğu, dolayısıyla düzensiz bir rejimin var olduğu görülmektedir.



Fotoğraf 18, 19 – Çatak Deresi' ne Ait Görüntüler

Yukarıda anlattığımız tüm akarsular en nihayetinde Botan Çayı adıyla akışlarına devam etmektedirler. Botan Çayı (eski adı Bühtan Deresi) Van – Siirt – Şırnak illerinin kesişme noktalarında havzayı akaçlayan en büyük akarsudur. Uzunluğu 240 km, yağış alanı 8000 km kareyi bulur (İzbirak, 2001: 191). Dicle Nehri'ne kavuşan Botan, bu nehrin en büyük koludur. Hatta Dicle Nehri'nden geçen su miktarından daha fazla su taşımaktadır (Güney, 2004: 135). Botan Nehri akım değerleri

bakımından en yüksek seviyeye Nisan ve Mayıs aylarında ulaşmaktadır (Özgen ve Karadoğan, 2012: 152). Batıya doğru akan Botan, Bitlis ve Bahçesaray gibi nispeten büyük akımlı dereleri de alarak Pervari ilçesinin kuzeyinden ve Siirt il merkezinin güneyinden geçerek daha güneyde Dicle Nehri'ne kavuşmaktadır. Botan Çayı Dicle'nin kolları olan Batman ve Garzan nehirleri gibi hızlı ve gür akışlıdır (İzbrak, 2001: 145). Botan, havzasının sağ tarafında her biri birer ırmak gibi akan Müküs (Bahçesaray) ve Hizan Dereleri'ni; havzasının sol tarafından ise Masiro (burdaki Masiro çayı, Sinebel Deresi'dir) ve Zorava Çayları'nı alır (Saraçoğlu, 1990: 264). Vadi tabanı içerisinde flüvyal morfojenik oluşumlar görülse bile esas vadi tipi çentik vadidir. Ancak vadinin içerisinde aktığı litolojinin yer yer kalker olmasından dolayı karst morfolojisine ait Kanyon vadi tipi de görülmektedir. Bu vadi aynı zamanda gömük menderes karakterine de sahiptir.

Yukarda belirttiğimiz akarsular, Anadolu'da yaklaşık olarak 53900 km kare genişliğinde havzası olan Dicle Nehri havzası (Akyol, 1948 - 1949: 9) içerisinde yer almaktadır ve bu akarsular Dicle havzasının en doğu aklanını drene etmektedirler. Doğu ve Güneydoğu Anadolu bölgelerimizin jeomorfolojik özelliklerinin oluşmasında Dicle ile buna bağlı kolların önemi büyüktür. Dicle Nehri'nin Güneydoğu Torosları yararak dış drenaja bağlanması Pliyo-Kuvaterner'de gerçekleşmiş ve bölgesel jeomorfolojide önemli değişiklikler olmuştur (Karadoğan vd., 2008: 6).

4.1.1. Akarsu Ağının Kuruluş ve Gelişimi

Dünya üzerinde herhangi bir alanda akarsu sistemlerinin gelişmesi, drenajın kurulduğu havzayı akaçlaması için öncelikle ortam koşullarının denizel, lagüner, gölssel değil de karasal olması gerekmektedir. Yani bir bölgede akarsuların kurulup gelişmesi için denizaltı topoğrafya sathının su üstüne çıkmış olması, akarsu vadi tabanlarının daha doğrusu talveg çizgisinin yerel ya da genel kaide seviyesinden yüksekte olması gerekmektedir. Bu durum daha çok tektoniğin kontrolü altında olmaktadır. Su altında bulunan bir yereyin tektonik hareketler sonucu – orojenez ya da epirojenez – yükselmesiyle kara üstünde beliren ilk topoğrafyada (jeantiklinal) akarsu sistemleri ilksel olarak kurulmaya başlamaktadır. İlk başta topoğrafik eğimi güden akarsular kurulsun da zamanla litoloji, ikincil tektonizma, orografik, iklimik ve

hidrografik değişkenlikler gibi ortam koşullarını değiştirici faktörlerin etki etmesiyle akarsu ağı daha karmaşık bir hal almaktadır. Eğim güden (konsekant) vadilerin kurulmasından sonra, bunların yamaçlarında da eğim dolayısıyla sel gibi kazılmalar kendini gösterir ve geriye doğru aşındırmayla şebeke belirmeye başlar (İnandık, 1960: 50). Ancak topoğrafya sathının ilksel halinde ilk periyotta etkili olan daha ziyade; tüm topoğrafyayı kaplayan seyelanlardır, seyelanlar zamanla belirli bir yatağa doğru akmaktadırlar (Hoşgören, 2015a: 105).

Vadi doğrultuları ve dolayısıyla bir akarsu sisteminin oluşumu herşeyden önce arazi özelliklerine, tektonik yapıya ve yüzey şekillerine bağlı bir jeomorfojeni problemi olduğu için zamanla değişecek ve gelişecektir. Bir akarsu sisteminin bir bölgeye yerleşmesinde ve vadi doğrultularının meydana gelmesinde yerkabuğunun yüzey ve aklan özellikleri birinci dereceden rol oynadığı gibi (konveks yerleri yani kubbeleşmiş veya kemerleşmiş doruk sahaları su dağılma yerleri, konkav kısımlar yani çanaklaşmış veya oluklaşmış bölgeler de suların toplandıkları ve birbirine kavuştukları sahalardır) bunda litoloji özelliğinin ve bilhassa tektonik olayların bir neticesi olmak üzere de kırıkların ve diyaklazların büyük bir etkisi vardır. Bundan başka yakın geçmişte iklim değişmesinin de payı büyüktür (Akyol, 1947: 17).

Ülkemizde bulunan akarsular gerek kuruluşları, havza özellikleri gerekse debi ve rejim yönünden birbirlerinden farklı özellikler göstermektedir (Atalay, 1992: 143). Türkiye'de hem de yakın jeolojik devirlerde meydana gelmiş akarsu şebekesi ile bugünkü arasında çok büyük farklılıklar vardır. Bunda esas rolü tektonik stil, genç tektonik hareketler dolayısıyla volkanik faaliyetler oynamışlardır. Klimatik etkenlerin rolü çok daha azdır. Öyle ki bugün Tersiyer başlarına veya ortalarına ait hemen hiçbir iz kalmamıştır. Ancak yer yer o zamanki akarsu depolarına çoğu satıh deposu halinde rastlanabilmektedir. Neojen esnasındaki şebekenin izlerine bugün az da olsa rastlanabilmektedir. Ancak burada Neojen'den kasıt Miyosen'den çok Pliyosen'dir. Çünkü Miyosen esnasında güney, doğu ve Güneydoğu Anadolu bölgelerinin çok büyük bir kısmı henüz deniz halindeydi (Ardos, 1993 - 1996: 1). Pliyosen döneminin sonlarında ise alüvyal dolgu ile dolan geniş kapalı çanaklar (Miyosen denizinden arta kalan bakiye göl tabanları), bir dizi akarsu kapması ile

birbirine bağlanmış ve ülkenin bugünkü akarsu şebekesi meydana gelmiştir (Erol, 1983: 14).

Anadolu bilindiği üzere tam anlamıyla Oligosen sonrası deniz altından (jeosenklinal dönem) kurtulup karasal bir ortama (kıvrılma dönemi) geçen bir yarımadadır. Bu dönemde jeosenklinal dönem yerine kıvrılma dönemi başlamıştır. Yani Anadolu'da karasal ortam koşulları Oligosen ve sonrasında gelişmiş ve dolayısıyla akarsu sistemleri de bu dönemde beliren topoğrafya yüzeyinde işleve sokulup, tesviye çalışmalarına başlamıştır. Buna göre Türkiye'nin bugünkü akarsu sistemlerinin ana çizgileri jeoloji manasıyla yakın zamanlara aittir (Akyol, 1947: 18).

Anadolu kara kütlelerinde post – Oligosen dönemi akarsu şebekesinin yaşı görecelidir. Bu en başta tüm Anadolu'da etkili olan tektonizmanın dönem ve süreleriyle ilgili bir durumdur. Anadolu, genel anlamda bölgesel tektonik stilin ve yaşın farklı olduğu yükselme ve su üstüne çıkma safhaları geçirmiştir. Nitekim bilindiği üzere Anadolu'da deniz tabanlarının (Miyosen denizi) yükselmesi ve geniş kuşaklar oluşturan orografik sistemlerin ortaya çıkması kuzeyden güneye doğru olmuştur. Yani su üstünde beliren ilk kara parçaları kuzeyden güneye doğru dereceli olarak artmıştır.

Anadolu akarsularının bir kısmı orojenik hareketler neticesinde husule gelmiş kıvrımlar ve dislokasyonlar çerçevesine yani tektonik yapıya uygun boyuna (doğu – batı) bir kısmı da pek yeni jeoloji devirlerine ait epirojenik hareketlere bağlı meydana gelmiş olan enine (kuzey – güney) olmak üzere başlıca iki doğrultuda akarlar (Akyol, 1947: 7).

Sinebel Deresi ve yakın çevresinde var olan akarsu şebekesinin kuruluş döneminin dar anlamda kesin yaş tespiti zordur. Fakat geniş manada çalışma alanı ve yakın çevresinin Anadolu'da en genç morfotektonik ünite olan kenar kıvrımları kuşağı üzerinde olmasından dolayı flüvyal aktivitenin kuruluş yaşının nispeten daha yakın jeolojik tarihlere gideceği ortaya çıkmaktadır.

Avrasya tektonik havzasında iki ana kratojenden biri olan Arap plakasının küresel levha tektoniği etkisiyle kuzeye kayması ve bu kaymanın daha kuzeyde bir

başka kratojen olan Avrasya plakası tarafından karşılanması sonucu arada bulunan Tetis senklinali, orojen yapısından dolayı sıkışmaya kıvrılarak ve yükselerek dönüt vermiştir. Nihayetinde ise yükselen kesimde deniz ortamı yerini kara ortamına bırakmıştır. Bundan hareketle Sinebel Vadisi ve yakın çevresinde akarsu şebekesinin kuruluş ve gelişimi, yukarıda anlattığımız Neotektonik hareketler sonrası olmuştur. Bu hareketlerin oluşum dönemleri Orta Miyosen'e atfedildiği için akarsu şebekesinin kuruluşunun post – Miosen yaşlı olduğunu söylemek doğru olur.

Beliren yeni karasal ortamda ilk başta eğim güden (konsekant) akarsuların kurulması olağandır. Sonraki jeolojik ve tektonik süreçte değişen ortam koşullarında akarsu şebekesi daha da dallanarak – çatallanarak gelişim göstermiş ve daha kompleks bir desen çizmiştir. Çalışma alanında bu karışıklığın morfojenik anlamda en güzel örneği yapı ve eğime uymayan inkonsekant yarma vadilerin varlığıdır. Zira, akarsular iç ve dış kuvvetlerin etkileri altında uzun bir gelişme neticesinde bölgenin orografik özelliklerine tamamıyla zıt düzen ve doğrultuda bir akarsu sistemi teşkil etmiş bulunabilirler (Akyol, 1947: 3).

Sinebel Deresi ve yakın çevresinde akarsu şebekesinin kuruluş ve gelişimini özetleyecek olursak; su yüzeyine çıkan ilk kara parçaları (jeantiklinal) üzerinde çizgisel erozyon ile başlayan konsekant vadiler oluşan ilk akarsu vadi sistemidir. Sonraki jeo – tektonik süreçte vadi oluşum mekanizmasını etkileyen içsel ve dışsal faktörler (tektonizma, yeni eğim şartları, iklimde ve hidrografyada meydana gelen değişiklikler vs.) sürecin gidişatını değiştirmiş ve eğime uymayan inkonsekant vadi şebekesinin kuruluşunu sağlamıştır. Bu inkonsekant vadilere en iyi örnek Çatak, Mansur, Çemekari ve Sinebel Dereleri'nin açmış olduğu yarma vadilerdir. Bu yarma vadilerde, başta konsekant olarak yerleşen akarsular lokal tektonizma başta olmak üzere birtakım etmenlerin etkisi altında inkonsekant bir yapıya bürünmüşlerdir. Flüvyal sistem olgunlaştıkça başta az olan vadi sayısı çoğalmıştır ve tali kollar olarak yatak eğimi ve genel arazi eğiminin ortak etkisinden doğan inkonsekant vadiler de kurulmuştur.

4.1.2. Akarsu Drenaj Tipleri

Akarsuların yan kollarıyla birlikte, topoğrafya üzerinde vadilerin kuruluş ve ilişki biçimine göre havzasını akaçlama biçimine drenaj denir. Drenaj tipi veya ağı esas itibariyle vadi segmentlerinin birleşme şekillerinden ileri gelen bir kavramdır.

Akarsular geçtikleri sahaların jeolojik, jeomorfolojik ve tektonik niteliklerine bağlı olarak farklı drenaj özellikleri kazanırlar (Yıldırım, 2004: 118). Flüviyal süreçlerle yeryüzü şekillenmesi vadileri izleyerek meydana gelir. Bu nedenle gerek akarsu çığırının ne gibi şartlar altında belirlendiği, yani gerek vadi kuruluşu, gerekse bunların evrimi ve farklı şekillerde birleşmeleri sonucunda ortaya çıkan akarsu şebekesi özelliğinin, başka bir deyişle, drenaj tipinin nasıl meydana geldiğini açıklamak morfoloji açısından çok önemlidir (Erinç, 2015: 449).

Türkiye, bugünkü jeolojik ve jeomorfolojik görünümünü hemen tamamen Neotektonik faaliyetler neticesinde kazanmıştır. Topografik anlamda engebeli ve arızalı bir yapıya sahip olmasının yanında çok geniş olmayan nispeten düz sahaların da akarsular tarafından yarılmış oldukları gözlenebilmektedir. Böyle bir görünümde ilksel rölyefe göre topoğrafya sathına yerleşen konsekant akarsular, devam eden periyotta sathın yapısal ve litolojik özellikleri ile etkileşim halinde zeminin ve drenaj şebekesinin değişiklikler göstermeye başladıkları bir süreci tetiklerler. Dolayısıyla bu döngüsel işleyiş içerisinde çok değişik yapılarda drenaj şebekeleri ortaya çıkmaktadır. Bu sebeple bir sahayı jeolojik ve jeomorfolojik yönleri açısından yorumlarken veya bu sahanın geçirdiği süreçleri anlamaya çalışırken söz konusu alan hakkında ipucu veren başlıca unsurlardan olan drenaj şebekesine ait özellikleri göz önünde bulundurmamak zaruri bir hal almaktadır. Böylelikle daha sağlıklı veriler elde etmede ve tutarlı sonuçlara ulaşmada verilerin çeşitlendirilmesi anlamında katkı ve kolaylıklar elde edilebilmektedir (Karaaslan ve Karataş, 2017: 128). Türkiye'de, tektonik havzalara ve fay zonlarına kurulan akarsular, genç karakterdedir. Miyosen'den itibaren Anadolu'nun büyük kısmını etkileyen tektonik hareketler, akarsu ağının şekillenmesinde, gelişmesinde ve buna bağlı olarak drenaj özelliklerinin belirmesinde çok önemli rol oynamıştır (Yıldırım, 2004: 121).

Vadilerin birleşme ya da kavuşma biçimi kompleks ilişkilerin etkisi altında olduğu için yeryüzünde farklı drenaj desenleri görülmektedir. Tektonik, iklim, hidrografiya, litoloji, kütle hareketleri gibi birincil ve ikincil etmenler drenaj tiplerini belirler ve bir bölgenin drenaj tipi genel anlamda havzanın tekto - morfojenik karakterini yansıtmaktadır. Genel anlamda homojen topoğrafyalarda sade bir drenaj deseni çizilirken, tekto - morfojenik manada daha kompleks yapı sunan topoğrafyalarda ise farklı drenaj tipleri girift bir doku oluşturmaktadır.

Sinebel Deresi ve yakın çevresinde görülen akarsuların drenaj desenlerine baktığımızda farklı tür drenaj tiplerinin iç içe girmiş şekilde olduğunu görmekteyiz. Genel çerçeve her ne kadar kafesli bir drenaj ağı görüntüsü veriyor olsa da ayrıntıya indiğimiz zaman bu genel yapıda farklılıkların olduğunu görülmektedir. Zira bir akarsu şebekesinin bütün akarsu havzasını kaplayacak şekilde gelişmeleri nadirdir. Nitekim Türkiye'deki akarsu şebekelerinin kuruluşu da yerel özelliklere ve genel morfolojik tekamüle ve iklim değişikliklerine bağlı olarak değişik seyirler takip etmiştir (İnandık, 1960: 50 – 54).

Sinebel Deresi ve bu dereyi oluşturan akarsuların birleşme yapısı ve yan kolları alma biçimi kafesli bir drenaj deseninin varlığını göstermektedir. Mansur ve Çemekari Deresi'nin yan kolları da ana akış doğrultusuna paralel olarak uzanıp kendileri için yerel kaide seviyesi olan ana akarsulara dökülmektedirler. Tektonizmanın yoğun deforme edici etkisinden dolayı yer yer deformasyonlar olsa da çalışma alanının hakim drenaj ağı kafeslidir.

Bu genel manzaradan farklı drenaj tipleri de görülmektedir. Vadi şekilleri esas itibarıyla akarsuyun aşındırma özelliklerinden ileri geldiği halde vadi doğrultuları tektonik yapının neticesi olmak üzere tektonik çizgilere bağlı bulunabilir (Akyol, 1947: 17). Dislokasyon hatlarında sahanın zayıf direnç göstermesine bağlı olarak ana akarsuya tabi olacak yan kollar eğim yönünün aksine kaynağa dönük olarak akarsuya katılmakta ve kancalı drenaj karakteri arz etmektedirler. Bu tip drenaj deseninin çoğunlukla yoğun tektonik deformasyona maruz kalmış sahalara has olduğu bilinmektedir (Karaaslan ve Karataş, 2017: 130). Örneğin Dügüncüler Deresi, Sinebel Deresi'ne kavuşurken bir faya yerleşmiştir. Bu yönüyle bir fay vadisine karşılık gelen Dügüncüler Deresi'nin yukarı çığı, Sinebel Deresi'nin akış yönüne zıt

bir yönle kavuşmaktadır. Kancalı drenaj tipinde görülen bu zıt kavuşma yönü çalışma alanında mikro anlamda bir kanca tipi drenaj deseninin olduğunu göstermektedir. Vadi doğrultuları fay çizgilerine bağlı uzandıklarına göre bu tektonik olayların akarsu sisteminin o bölgeye yerleşmesinden daha önce oluşması gerekmektedir (Akyol, 1947: 18). Demek oluyor ki Dügüncüler Deresi yerleştiği faydan daha eski değildir. İkinci ihtimal ise akarsu akışını sergilerken faylanma ile oluşmuş zayıf zona yerleşmiştir. Yani burada vadi doğrultusunda faya bağlı bir zorlanma vardır.

Botan Çayı'nın yukarı havzasında yani Sinebel Deresi ile Çatak Deresi'nin birleşme noktasının yakın çevresinde farklı bir drenaj ağı gelişme göstermiştir. Bu drenaj deseni her ne kadar çalışma alanının dışında kalsa da genel durumu açıklaması yönünden çalışmada ele alınmıştır. Botan Çayı batıya doğru akarken genel olarak tali kollar hep kuzeyden katılım göstermiştir. Yani birbirine paralel akan yan kollar (Çatak Deresi, Bahçesaray Deresi, Bitlis Deresi) güneye doğru akarak Botan Çayı'na kavuşmuşlardır. Bu yapıdan dolayı bölgede paralel bir drenaj ağı oluşmuştur. Bu drenaj deseninin kapma olaylarıyla ilişkisi kuvvetle ihtimaldir.

Erinç (1953: 50), Botan Çayı'nın yukarı havzasında jeolojik istikametlere intibak ettiğini dolayısıyla daha rahat bir gelişme imkanı bulduğunu belirtmiştir. Bu nedenle eskiden güneye doğru akan Çatak, Hizan ve Müküs Dereleri'nin müsadere yoluyla kapmış olabileceğini belirtmektedir. Botan Çayı yukarı havzasında vadilerin henüz tam anlamıyla olgunlaşmamış olması ve derinliğin çok fazla olması geriye doğru aşınım olayının olabileceği ihtimalini kuvvetlendirmektedir.

Yukarıdaki paragraflarda akarsuları anlatırken Mansur, Çemekari, Çatak ve Sinebel Dereleri'nin yarma vadilerden geçtiklerini belirttik. Bu genel yarma - boğaz vadi morfolojisi çalışma alanında toplu bir yükselmenin olabileceği saptamasını ortaya çıkarmaktadır. Nitekim çalışmanın ilerleyen kısımlarında jeomorfoloji bölümünde anlatacağımız şekliyle de Sinebel Yarma Vadisi'nde antedant mekanizmayı oluşturan süreç ikincil faylanmalar – tektonizmadır. Yani Sinebel Yarma Vadisi ilk toplu yükselmelerle değil sonraki lokal yükselmelerle oluşmuş bir yarma vadidir. Bu demek oluyor ki çalışma alanı ve yakın çevresi ilksel tektonizma etkisi altında genel bir toplu yükselmeye maruz kalmıştır. Bu

yükselmelerle değişen eğim şartları akarsuların rölyeften kaynaklı akış enerjisini arttırmış ve birbirine benzer dar yarma vadiler oluşmuştur. Bu durumda çalışma alanı ve uzak çevresinde toplu bir gömülmenin olduğu drenaj deseni ortaya çıkmaktadır.

4.1.3. Akarsuların Akım Özellikleri ve Rejimleri

Bir memleketteki akarsuların akış karakterleri, geçirdikleri su miktarı ve bu bakımdan mevsimden mevsime gösterdikleri değişiklikler, o memlekette en basit ziraat ve sulama işinden, elektrik enerji üretimi ve taşımaya kadar gayet çeşitli sahalarda rol oynayan ve bu sebepten dolayı da etraflı bir şekilde incelenmesi gereken önemli konulardan biridir (Erinç, 1957: 53).

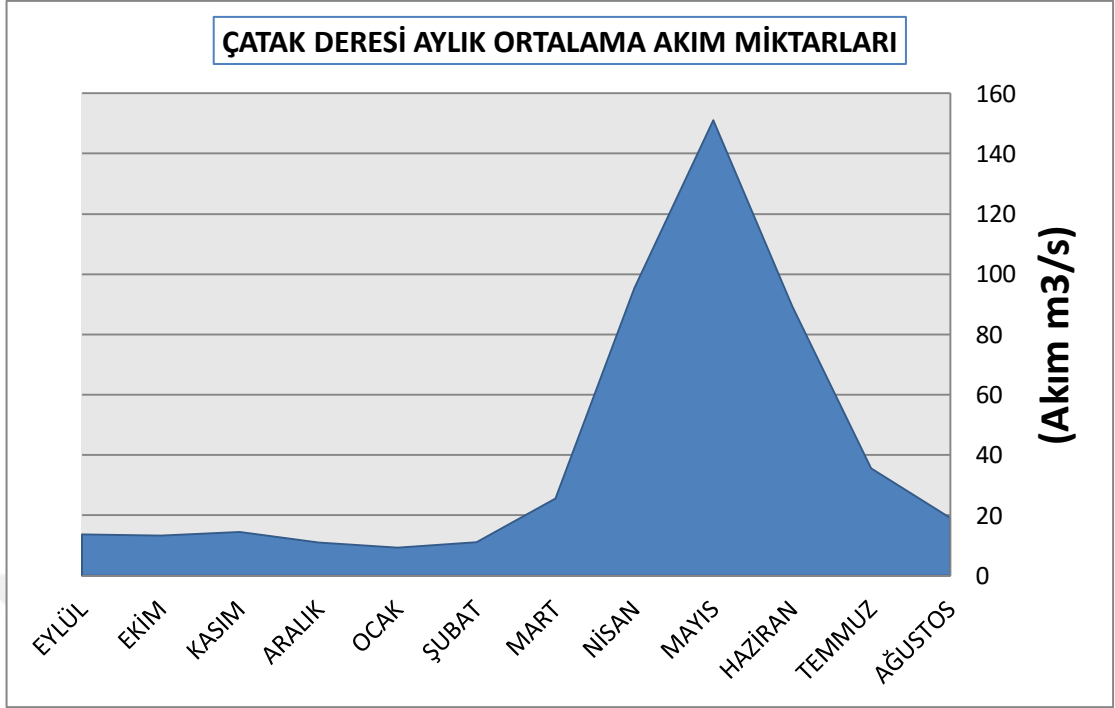
Çalışma alanında akarsularının akım özelliklerinin ve rejimlerinin belirlenmesinde, Sinebel Deresi'ne ait ölçüm değerleri olmadığı için Botan Çayı, Çatak Deresi ve Bahçesaray Deresi arasındaki ilişkiye göre yaklaşık özellikler belirlenmeye çalışılmıştır. Ancak Çatak Deresi'ne ait uzun yıllar ölçüm değerleri 2015 yılına kadar var olduğu halde (ayrıca bu verilerin sağlandığı yıllar arasında ölçümde kesintiler de vardır) Botan Çayı'na ait veriler sadece 1985 yılına kadar vardır (Çatak Deresi 1980-2015; Botan 1971-1985 yılları arası). Bu yüzden Botan Çayı'nın mevcut verileri eski olmasına rağmen kullanılmıştır. Bu durum Bahçesaray Deresi için de geçerlidir. Tüm bu eksikliklere rağmen Sinebel Deresi'nin genel debi özellikleri belirlenmeye çalışılmış, Çatak, Bahçesaray ve Botan Çayı'nın genel karakterleriyle mukayese edilerek ortalama karakterin sunulmasına gayret edilmiştir. Elde edilen netice elbette kesin değerleri yansıtmaktan uzaktır. Fakat Sinebel Deresi'nin özellikle yıl içinde genel akış seyri hakkında tatminkar veriler sağlanmıştır.

Akarsuların akım özellikleri ve bu özelliklerin yıl içinde genel seyri olan rejimleri; en başta akarsu havzasında etkili olan yağış şartlarıyla belirlenmektedir. Bunun yanında havza genişliği, hakim litolojinin infiltrasyon kapasitesi, havzada etkili olan kuraklığa bağlı buharlaşma, kaynak sularının debiye katkısı da rejim karakterinin belirlenmesinde etkili olan parametrelerdir. Buna göre; akarsuların taşıdığı su miktarının belirlenmesi, debi ile debiyi etkileyen diğer bileşenlerin

ilişkinin analizi, havzada hidrografyayı etkileyen koşulların genel karakterleri hakkında veriler sunmaktadır.

Çalışmamızda Sinebel Deresi'nin akım özelliklerinin tespiti Botan ile Bahçesaray ve Çatak Deresi'nin ilişkisine bağlı olduğu için öncelikle bu üç akarsuyun akım özellikleri sunulmuştur. Bunların genel karakterleri verildikten sonra Sinebel Deresi'nin özellikleri değerlendirilmeye çalışılmıştır.

Çatak Deresi'nin akım değerleri için derenin aşağı çığırında Sinebel Deresi'yle birleşmeden önceki ölçüm istasyonunun verileri kullanılmıştır. Bu istasyonda ölçümler 1980 yılında başlamış ve 2015 yılına kadar aralıklarla yapılmıştır. Mevcut değerlerin analiz edilmesi sonucu Çatak Deresi'nin sonbaharda ve özellikle kış mesiminde ciddi seviye düşüşleri yaşadığı ancak ilkbahar mevsiminde özellikle Mayıs ayında ciddi bir seviye artışının olduğu görülmektedir. Bu durumda Çatak Deresi'nde bir sonbahar ve kış asgarisi ve bir de ilkbahar azamisi yaşanmaktadır. Yazın Haziran'dan sonra Ekim'e kadar debide ciddi bir düşüş görülmeye başlansa da Kasım ayında tekrar bir artış göze çarpmaktadır. Kasım'dan sonra tekrar azalan debi Mart ayından sonra Mayıs'a kadar tekrar artmaya başlamaktadır. Bu durumda ilkbahar azamisi yanında sonbahar asgarisi içerisinde bir Kasım azamisi de yaşanmaktadır. Bu durum bölgede artan yağışların etkisiyle ortaya çıkmaktadır. Mayıs ayında azaminin varlığı ise yağış miktarı ve kar erimelerinin bu dönemde zirve yapmasıyla ilgilidir.



Şekil 24 – Çatak Deresi Aylık Ortalama Akım Miktarları (m³/s)

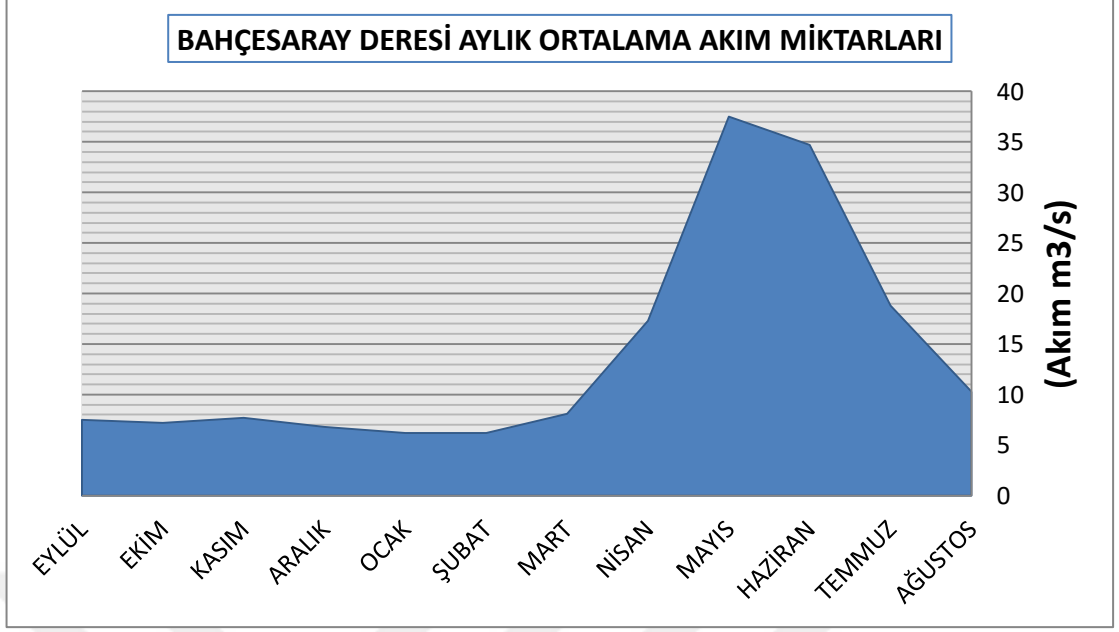
Kaynak: svtbilgi.dsi.gov.tr

E	E	K	A	O	Ş	M	N	M	H	T	A
13,7	13,3	14,5	11	9,3	11,1	25,6	95,4	151,1	89,4	35,6	19,2

Tablo 5 – Çatak Deresi Aylık Ortalama Akım Miktarları (m³/s)

Kaynak: svtbilgi.dsi.gov.tr

Bahçesaray Deresi de Botan Çayı'nın önemli kolları arasında yer almaktadır. Bu dere de Çatak Deresi gibi kuzeyden güneye doğru akış sergileyerek Botan Çayı'na kavuşmaktadır. Bahçesaray Deresi'nde de ilkbahar yağışları ve eriyen karların akışa geçmesiyle birlikte ilkbahar azamisi göze çarpmaktadır. Sonbaharda Kasım ayında az da olsa bir debi artışı olsa bile sonbahar ve kış mesviminin genel akış seyri aynıdır. Bu durum Bahçesaray Deresi'nin güçlü yer altı kaynaklarıyla beslendiğini göstermektedir.



Şekil 25 – Bahçesaray Deresi Aylık Ortalama Akım Miktarları (m³/s)

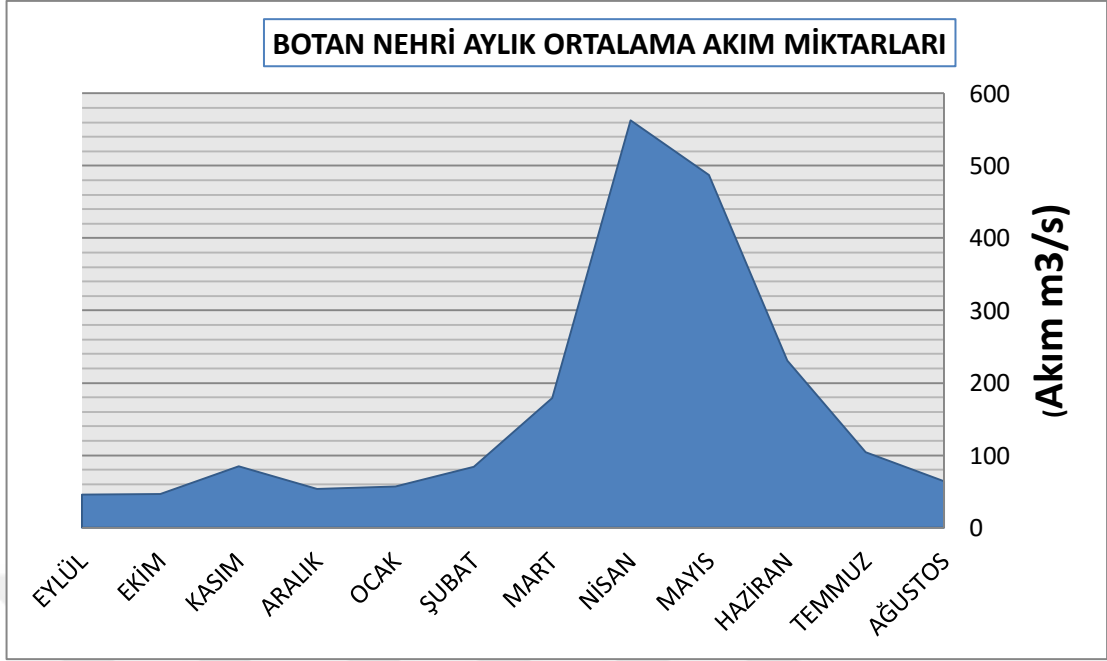
Kaynak: svbtilgi.dsi.gov.tr

E	E	K	A	O	Ş	M	N	M	H	T	A
7,5	7,2	7,7	6,8	6,2	6,2	8,1	17,3	37,5	34,2	18,8	10,3

Tablo 6 – Bahçesaray Deresi Aylık Ortalama Akım Miktarları (m³/s)

Kaynak: svbtilgi.dsi.gov.tr

Botan Çayı'nın aylık ortalama akım miktarlarına baktığımızda ise genel karakterin diğer akarsularla örtüşüğünü görmekteyiz. Bu akarsuda da kar erimeleri ve artan yağmurların etkisiyle yıl içinde bir ilkbahar sonu azamisi vardır. Bu azami Nisan ayında başlayıp Mayıs ayında da devam etmektedir. Ancak Çatak Deresi' nin zirve yaptığı dönem Mayıs iken Botan Çayı'nda Nisan'dır. Bu durum Botan havzasının daha güneyde olması ve kar erimelerinin daha erken başlamasıyla açıklanabilir. Mayıs ayından sonra azalan debi sonbaharda Çatak Deresi'nde olduğu gibi sonbahar asgarisi içinde bir Kasım azamisi daha yaşamaktadır.



Şekil 26 – Botan Deresi Aylık Ortalama Akım Miktarları (m³/s)

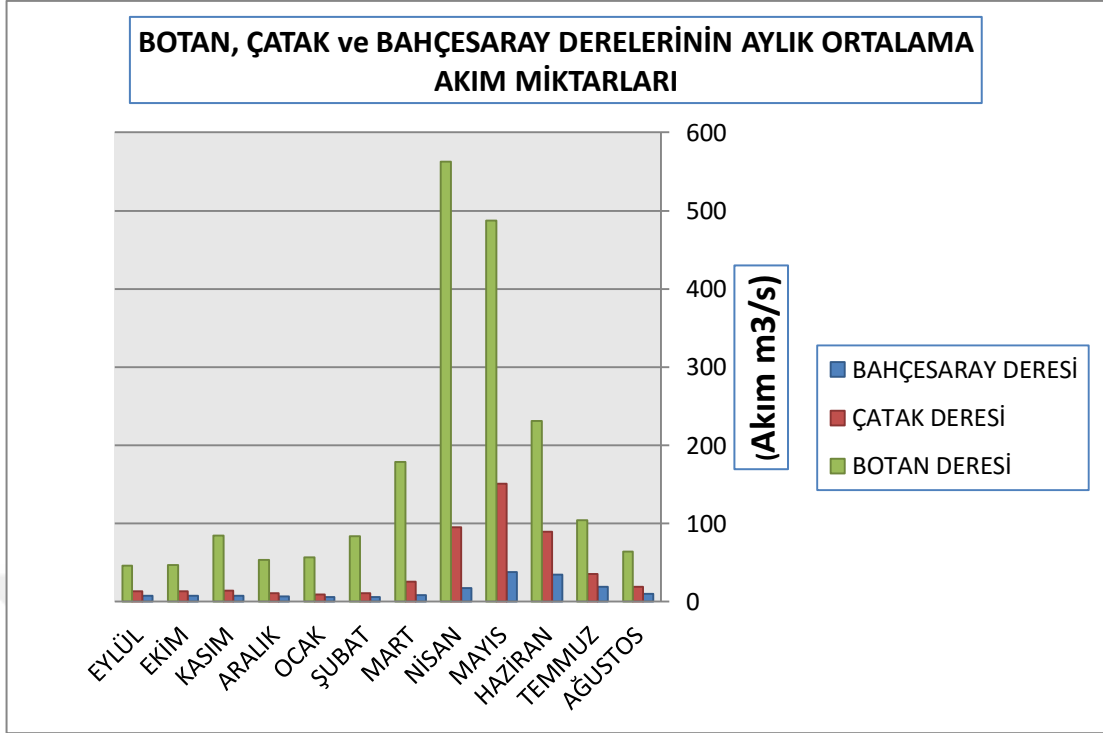
Kaynak: Özgen, 2003: 76.

E	E	K	A	O	Ş	M	N	M	H	T	A
45,7	46,5	84,8	53,5	56,9	84,1	179,1	562,7	487,2	230,8	104,2	64,1

Tablo 7 – Botan Deresi Aylık Ortalama Akım Miktarları (m³/s)

Kaynak: Özgen, 2003: 76.

Sinebel Deresi'nin genel hidrografik karakteri yukarıda anlatılanların ışığında ele alındığında yıllık akış seyri düzensiz bir karakter sergilemektedir. Akarsuların rejim tayininde en çok kullanılan faktör yıllık ortalama debi olduğu için (Contürk, 1967-1968: 255), Sinebel Deresi'nin debisindeki yıl içi değişimlere göre düzensiz bir rejime sahip olduğu anlaşılmaktadır. Genel anlamda Çatak Deresi'nden az su taşıyan Sinebel Deresi'nin yaklaşık debi miktarları kanaatimize göre Bahçesaray Deresi kadardır. İncelenen üç akarsuyun yıl içinde rejim özelliklerinin aynı olması, Sinebel Deresi'nin de bu üç akarsu ile aynı orografik kuşaklarda ve havzalarda olması, akarsuların havzalarında görülen iklimin hemen hemen aynı karakterli olmasından dolayı Sinebel Deresi'nin hidrografik durumu da yukarıda belirtilen akarsulara yakındır.



Şekil 27 – Botan , Çatak ve Bahçesaray Derelerinin Aylık Ortalama Akım Miktarları
Kaynak: svtilgi.dsi.gov.tr ve Özgen, 2003: 76.

Sinebel Deresi'nin yıl içindeki akım özelliklerine baktığımızda genel olarak ilkbahar mevsiminde bir artış, bu artıştan sonra bir sonraki ilkbahara kadar düşük bir akım miktarı vardır. Bu nedenle Sinebel Deresi'nde ilkbahar azamisi ve sonbahar – kış mevsimine denk gelen bir asgari vardır. Sinebel Deresi'nin ilkbahar azamisinin Nisan – Mayıs aylarına rastlaması, bu dönemde mahalli ısınmalara bağlı olarak ortaya çıkan konveksiyonel yağışların ve gecikmiş cephesel yağışların etkisinin olduğunu göstermektedir. Çalışmanın iklim kısmında ele aldığımız üzere çalışma alanında yağışın daha çok Mart ve Nisan ayında düşmesine rağmen akarsu debisinin zirve yaptığı ayın Mayıs olması kar erimelerinin etkisinin fazla olduğunu dolayısıyla Sinebel Deresi'nin beslenme karakterinin plüvio – nival bir durum sergilediğini göstermektedir. Ancak nival erimelerin etkisinin daha baskın olduğu da açıktır. Zira Doğu Anadolu akarsularının rejimleri üzerinde en büyük etkiyi ortaya çıkaran faktör, karların erimesidir (Erinç, 1957: 109).

Sinebel Deresi'nde havzaya düşen azami yağış ile akarsuda azami debi arasındaki gecikmenin bir diğer nedeni de litolojinin infiltrasyon kapasitesidir. Çalışma alanında

hakim litoloji karstik olduğu için dűşen ilk yağışlar sızmakta, derin karst yer altı depoları dolmakta ve yüzeysel akış zayıf kalmaktadır. Özellikle kireçtaşı litolojilerde bu durumun oluşması daha muhtemeldir (Öztekin ve Erol, 1970: 45) Ancak litolojinin suya doygun hale gelmesiyle birlikte yüzeysel akış oranı da artmaktadır. Bunun yanında Sinebel Deresi'ni besleyen irili ufaklı karst kaynaklarının bu dönemde ortaya çıkması da Nisan – Mayıs dönemindeki debi artışının nedenleri arasındadır.

Sinebel Havzası'nda yaz mevsiminde ciddi bir kuraklık olmasına rağmen debinin sonbahar mevsiminden kışa kadar hemen hemen aynı kalması yer altı su kaynaklarından beslenmenin olduğunu göstermektedir. Bu derin yer altı su kaynakları da ilkbahar yağışları ve kar erimeleriyle depo edilmektedir.

4.2. Yeraltısuyu Kaynakları

Dünya üzerinde tüm su kaynaklarının kökeni atmosferdir. Karalar üzerinde ya da altında bulunan bütün su kütleleri esas olarak atmosferiktir (meteorik su). Fakat çok az miktarda yer altı volkanizmasına bağlı soğuma sürecinde jüvenil su diye tabir edilen sular da oluşmaktadır. Bunun yanında sedimentlerin sıkıştırılması sürecinde yani diyajenez sırasında da fosil su adı verilen sular oluşmaktadır (Karataş, 2011: 618). Ancak bunların dünya su potansiyelinde oransal payı oldukça azdır. Ayrıca jüvenil ve fosil suların - topoğrafya yüzeyine çıkmadığı müddetçe – atmosfere karışmaları söz konusu değildir. Atmosferde bulunan su, yağış ile aşağı düşmekte hidrolojik döngüde bunun bir kısmı yer altına sızıp yer altı su kaynaklarını beslemektedir.

Yeraltısularının doğal olarak, yer üstüne (yeryüzüne) çıktığı yere "kaynak" denir (Hoşgören, 2015b: 39) Kaynaklar topoğrafya sathının yer altı su yatağını kestığı noktada veya çizgi boyunda olur. Buna göre kendiliğinden yeryüzüne çıkan yer altı suları çoğunca yer altı su yüzünün, topoğrafya yüzeyi ile kesilmiş bulunduğu yerlerden çıkar (İzbırak, 1969: 75).

Yer altında uygun koşullara sahip alanlarda suyun depo edildiği tabakalara akifer; suyun depo edilemediği tabakalara ise akifüj adı verilir. Akiklöd ise suyu depo eden fakat geri vermeyen tabakalara verilen isimdir.

Yer altı su rezervleri doyma noktasına ulaştığında doymuş tablanın üstünde kayaç ve çatlaklarda vadoz su dolaşmaktadır (Atalay, 2013: 454). İşte yer altı su kaynakları, esas olarak atmosferik suyun yer altına sızıp, birtakım faktörlerin etkisiyle özellikle çatlak ve kırık gibi litolojinin dirençsiz olduğu noktalarda yüzeye çıkmasıyla oluşmaktadırlar. Anlaşılması ve hidro – jeolojik karakterinin çözülmesi, yer üstü su kaynaklarından daha zor olan bu kaynaklar hidrolojik döngüde litoloji ile atmosfer arasındaki su dolaşımını da sağlamaktadırlar.

Çalışma alanında yer altı su kaynaklarına sıklıkla rastlanmaktadır. Bu hidrografik durumun oluşum ve gelişiminde etkili olan en temel faktör arazinin petro – litolojik karakteridir. Kireçtaşlarının geçirgenlik potansiyelinin yüksek olması yüzeysel akışın derinlere soğru sızmasına neden olmuştur. Bu yüksek infiltrasyon sonucu yer altında çeşitli karstik haznelerde biriken su, uygun ortam ve koşullarda yüzeye doğru boşalarak karst su kaynaklarını oluşturmaktadır. Bol miktarda kireç barındıran bu kaynakların devamı aynı zamanda karst morfolojisinin de devamını sağlayabilmektedir. Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresinde, hakim litoloji kireçtaşı olduğu için karst su kaynakları oldukça fazladır. Özellikle vadinin batı yamacında karst su çıkışları yan yana görülmektedir. Hatta bu kaynakların çıkış noktalarının rakımlarının hemen hemen aynı olması, bu karstik su boşalımında fayların da etkili olabileceği şüphesini uyandırmaktadır. Bunun yanında vadinin doğu yamacında Kato Dağı'nın eteklerinde de karst su kaynakları vardır.

Sinebel Yarma Vadisi'nin batı yamaçlarında Dügüncüler ve Yapraktepe Köyleri'ne bakan kısımlarda her mevsim akan karstik su kaynakları vardır. Birer çeşme gibi gür ve soğuk akan bu kaynaklardan yöre halkı tarımsal sulamada istifade etmektedir. Bu kaynakların hidro – jeolojik anlamda oluşum ve gelişimi litolojiye ve tektonizmanın meydana getirdiği tabaka eğim şartlarındaki değişime bağlıdır. Öncelikle litoloji yukarıda da belirttiğimiz gibi kireçtaşı gibi permeabilite (geçirgenlik) oranının yüksek olduğu bir kayaç grubundan oluşmaktadır. Ayrıca bu kalkerlerde yoğun tektonik etkiden dolayı yükselme esnasında gerek sıkışma gerek se de gerilme rejimi altında diaklaz sistemleri oluşmuştur. Nitekim, diaklazlar ve faylar yer altı sularının beslenmesinde etkili olmaktadır ve faylanmanın beslenime etkisi genelde sızma miktarının artmasına sebep olacak çatlak, çukur ve çanaklar

oluşturmak suretiyle olur (Karataş, 2011: 620). Bu iki durum da yüzeye düşen suların ve eriyen karların derinlere sızma sürecini kolaylaştırmıştır. Yer altı karst taban seviyesinin doyma noktasının üzerinde ise biriken sular yüzeye boşalmaktadır. Ancak bu karst su kaynaklarının boşalma merkezlerinin yaklaşık olarak aynı kotlarda görülmesi, açıklanması gereken bir morfojenik problemdir.

Sinebel Yarma Vadisi'nin batısında yer alan yukarda belirttiğimiz su kaynakları yöre halkı tarafından "gahni" yani çeşme olarak nitelendirmişlerdir. Bu kaynakların bir kısmı Düğüncüler, bir kısmı ise Yapraktepe Köyü sınırlarında bulunmaktadır. Yukarda belirttiğimiz gibi bu kaynakların çıkış kotlarının seviyesi hemen hemen aynıdır. Arazi çalışmaları ve yöre halkından edindiğimiz bilgilere göre 8 adet karst su kaynağının varlığı tespit edilmiştir. Bunların oluşum mekanizmaları herşeyden önce kalker yüzeyden sızan suyun yer altında depolanmasına bağlıdır. Ancak burada belirtilmesi gereken bir diğer durum da tabakaların eğim doğrultularıdır. Sinebel Vadisi'nin yatağında belirli bir kesim bölgesel yükselim etkisiyle merkezi kısımdan yükselirken doğal olarak tabakaların da eğimi kenarlara doğru olacaktır. Nitekim MTA'nın jeoloji haritasında da tabaka doğrultuları bu şekilde işaretlenmiştir. Bu durum tarafımızca yapılan arazi gözlemleriyle de desteklenmiştir. Tabakalar vadi tabanına doğru değil de vadi dışına eğimli oldukları için yüzeyde sızan su, tabakaların bu eğim doğrultusuna yer altında da uyarak akışlarını devam ettirmektedirler. Tabaka eğimi boyunca yer altında hareket eden su kütlesi yamaçta uygun koşulların olduğu yerden yüzeye çıkmaktadır. Karst su kaynaklarının bu şekilde aynı seviyelerde yüzeye boşalması olası bir fay hattının ya da litolojik anlamda hidrostatik basınca dayanımsız - dirençsiz bir yapının göstergesi olabilirler. Her ne kadar fayların denetiminde oluşmuş kaynaklar fay kaynakları başlığı altında toplansa da, esasında diğer kaynak gruplarının oluşum ve gelişiminde de fayların yadsınamaz etkisi söz konusudur (Karataş, 2011: 620). Nitekim bir bölgede yer alan sıralı su kaynakları tektonik morfolojide fayların hidro - morfolojik belirteçlerindedir. Ele aldığımız su kaynaklarının bir sıra halinde uzanması topoğrafya sathının su tablasını bir hat boyunca kesmiş olmasından da kaynaklı olabilir. Ancak çalışma alanı ve yakın çevresinin tektonizmadan yoğun şekilde etkilenmiş olması ve su kaynaklarının bulunduğu lokasyonlarda fay dikliklerinin aşınmasıyla oluşan üçgen sırtların (façetalı tepelerin) varlığı, su kaynaklarına yakın

bir noktada Düğüncüler Deresi'nin faya bağlı ötelenmeye maruz kalması karstik kaynakların tektonik açıdan dirençsiz sahalardan çıkış noktaları bulduklarını belirten tektonik kanıtlardandır. Bu durumda kaynakların fayların etkisiyle çıkması ihtimali daha ağır basmaktadır. Bu tür sahalarda faylanmaya bağlı karstik yer altı suyu boşalım merkezlerine Akkan (1964: 61), "*fayların teşvik ettiği karstik kaynakları*" yakıştırmaları yapmıştır. Ayrıca Arslan ve Karadoğan (2011: 211), normal faylı bir yamaç boyunca farklı litolojilerin dokanak noktasında su kaynaklarının oluşumunu fay ve karstik litolojiden dolayı "*karstik fay kaynakları*" olarak belirtmişlerdir.

Bahsettiğimiz su kaynaklarının bir yamaçta böylesi yakın seviyelerde görülmesinde, vadi tabanında flüvyal erozyon sonucu gömülme neticesinde topoğrafya yüzeyinin yer altı su tablasını kesmesi de etkili olmaktadır (Oludaç, 1970: 83-84). Ancak inceleme sahasında görülen karst su kaynaklarının bir vadi içinde olmamasından dolayı oluşumlarında akarsu erozyonunun etkili olmadığını göstermektedir. Kaynakların yamaçta görülmesinden kastımız ise vadinin iç yamaçları değil Sinebel Vadisi'nin dış yamaçlarıdır.

Topoğrafya ani eğim kırıkları ve dikey dislokasyonlar arz eden bir yüzey sunma yeteneğinde iken, su tablası hızlı değişimlerin izlendiği bir yapıya sahip değildir. Zira yeraltı su tablası, reliefi ancak çok daha yumuşak hatlarla takip eden bir yüzeye sahiptir. Sonuçta özellikle fay dikliklerine denk gelen ani eğim kırıklarında yeraltı su yüzeyi hızlı reaksiyon gösteremediği için topoğrafya yüzeyini keser. Bu gibi yerlerde yeni epizodik kaynaklar ve kaynak zonları ortaya çıkabilmektedir (Karataş, 2011: 622). Sinebel Vadisi'nin batı kısmında yukarıda belirttiğimiz karstik su kaynaklarının da büyük ihtimalle hidro - jeolojik oluşum ve gelişim şekli fay hattına dolayısıyla fay dikliği boyunca oluşan yeni eğim şartlarına yer altı suyunun uyum sağlayamamasıdır.

Sinebel Vadisi'nin batı yamaçlarında olduğu gibi doğu tarafında da karstik su kaynakları vardır. Burada yer alan Kışlacık ve Ormancık Köyleri'nde görülen karst su kaynakları kuvvetle ihtimalle Kato Dağı'ndan sızan suların oluşturduğu kaynaklardır. Hatta Kato Dağı'nın üst kısımlarında görülen dolinlerin bu kaynaklara rezervuar görevi yaptığı da düşünülebilir. Bu kaynakların sonbahar mevsiminde dahi akması kar erimelerinin ardından 2 - 3 aylık gecikmeyi göstermektedir. Belirtmeye

çalıştığımız tüm bu karstik su kaynaklarının karst hidrolojisinde, kaynak oluşum tasnifine göre eksürjans kaynaklar oldukları sonucuna ulaşmaktayız. Çünkü bu tür kaynaklar yüzeyde çatlak ve kırıklardan sızan suların, yeryüzüne çıkmasıyla oluşan karst su kaynaklarıdır (İzbırak, 1969: 84; Pekcan, 2019: 89; Hoşgören, 2015b: 42). Sinebel Vadisi ve yakın çevresinde görülen kaynaklar da nihayetinde bu şekilde bir oluşuma sahiptirler. Yer altı su seviyesindeki değişimler doğal olarak meteorolojik, hidrolojik ve jeolojik faktörlerin etkisiyle olduğu (Erduran vd., 2004: 246) için çalışma alanındaki karst kaynaklarında özellikle yaz mevsiminin sonlarında yer altı su seviyesinin düşmesine bağlı olarak debi azalması yaşanmaktadır.

Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresinde karstik su kaynaklarının yanı sıra sıcak su çıkışları yani fay kaynakları da vardır. Bunlar, yeraltı sularının, kırılmalara veya faylanmalara bağlı olarak yeryüzüne çıktıkları kaynaklardır (Hoşgören, 2015: 42). Jeolojik mazide birincil ve ikincil faylarla bu kadar yoğun bir deformasyona maruz kalan sahada fay hatlarının varlığına bağlı su çıkışlarının olması olağandır. Çalışma alanında sıcak su kaynaklarının tektonik oluşumunda etkili olan kırık sistemleri eğim atımlı normal faylardır. Nitekim İmamoğlu (2009: 164), açılma çatlakları veya normal fayların, çok derinlere kadar devam ettiklerinden dolayı Güneydoğu Anadolu'da jeotermal kaynak için en önemli alanlar olduğunu belirtmiştir. Atmosferik suyun yer altına sızıp yerin derinliklerinde mantodan gelen enerjiyle ısınması ve tekrar yüksek hidrostatik basınç etkisiyle yüzeye çıkmasıyla fay kaynakları oluşmaktadır. Litosfer içerisindeki sıcak magma ceplerine ulaşan faylar kanalıyla akiferlerdeki suya nüfuz eden CO₂, H₂S, SO₂ ve HCl gibi gazlar buralardaki suyun viskozitesini düşürür. Buna karşılık suyun hacmini büyütme suretiyle ortam basıncını da yükseltir. Sonuçta, zayıf zon olan fay hatlarına kanalize olan işleme (penetrans) gücü yüksek suların yüzeye çıkması kolaylaşır (Karataş, 2011: 621). Bu kaynakların ısınma lokalitelerinden dolayı kükürtlü kokuları diğer kaynaklardan ayıran özelliklerindedir. Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresinde görülen fay kaynakları daha çok bölgenin güneyinde toplanmıştır. Bu durumun oluşmasında Körkandil Dağı gibi Neotektonizmanın morfolojik ürünü olan yükseltinin bulunması ve alanın yoğun şekilde faylarla dilimlere ayrılması etkili olmuştur.

İnceleme sahasında fay kaynaklarının en güzel örneği Yapraktepe Köyü'nün doğusunda yer alan sıcak su çıkışıdır. Ilıksu (İlksu) diye adlandırılan bu kaynak Mansur Deresi'nin Çemekari Deresi ile birleşmesinden önce doğu yamaçlarında görölmektedir. Bunun dışında bölgede Kırkandil Dağı ile Çesali Dağı arasında Doğan boğazı boyunca da yerel halkın faydalanabileceği şekilde düzenlenen fay kaynağı mevcuttur. Ayrıca Düğüncüler Köyü'nün güneyinde fliş tabakaları arasında da debisi az olmakla birlikte yerel halkın "*germavok*" yani "*sıcak su kaynakcığı*" adını verdikleri fay kaynağı da bulunmaktadır.



Fotoğraf 20, 21 – Sinebel Vadisi' nin Batısında Düğüncüler Köyü'nde Görölen Karstik Kaynaklar

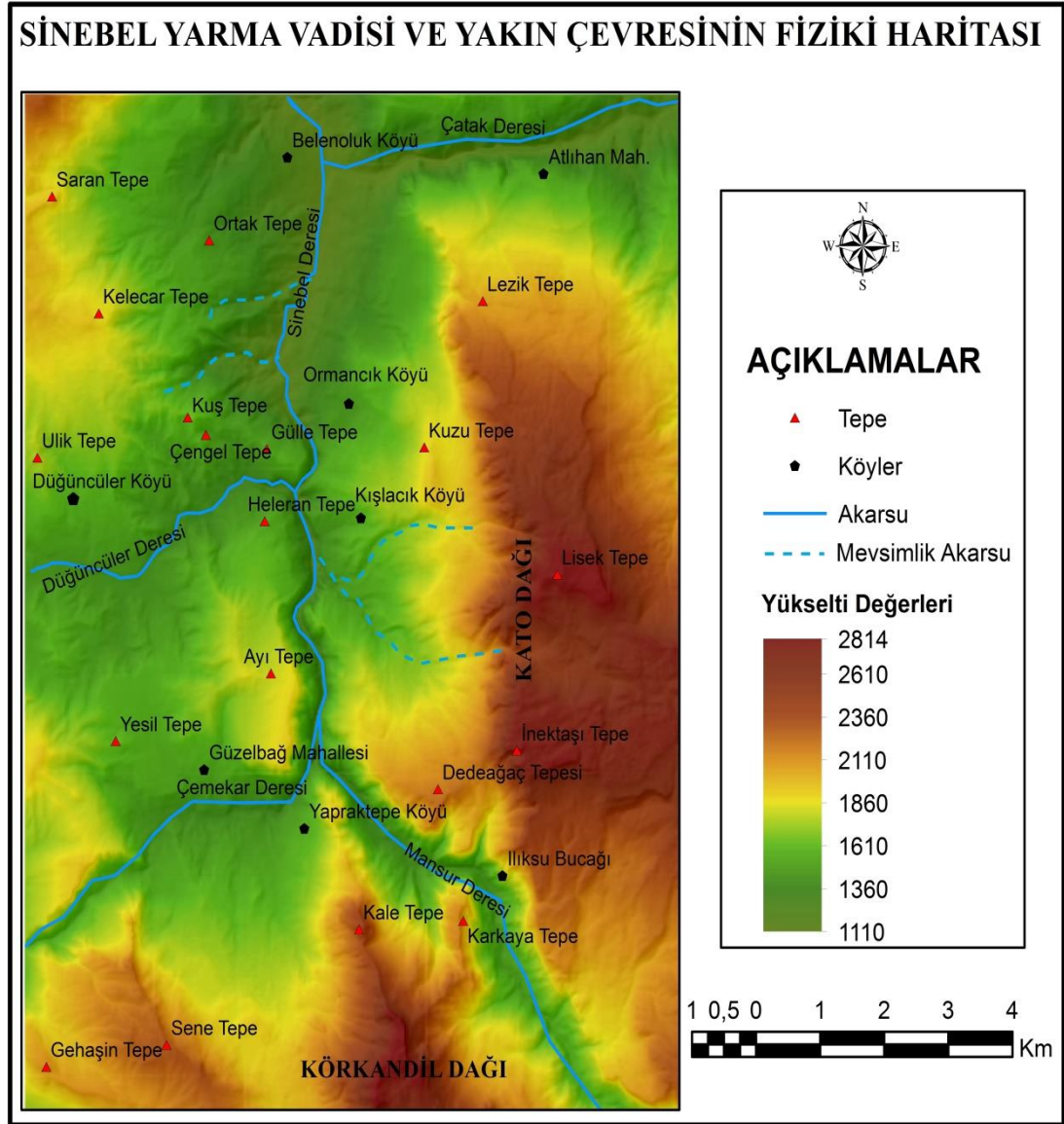
BEŞİNCİ BÖLÜM

5. JEOMORFOLOJİ

Jeomorfoloji, fiziki coğrafyada en çok çalışılan başlıklardandır. Jeomorfolojik oluşumlar şekil - süreç ilişkisi açısından iki temel parametreden etkilenirler. Bunlar enerji kaynağı farklı olan iç kuvvetler (endojen) ile dış kuvvetlerdir (eksojen) (Sür, 1996: 6). Bir bölgenin jeomorfolojisine etki eden faktörler arasında tektonik yapısının önemli bir rol oynadığı şüphesizdir (İlhan, 1969: 13), nitekim iç etken ve süreçler ana morfolojik birimlerin oluşumunu sağlar ve yerkabuğunun kaba bir şekilde rölyefini oluşturur (Sındır, 2018: 8; Akyol, 1947: 18) dış kuvvetler ise bunu aşındırarak işler ve bu suretle yüzey şekillerini ve aşınma yüzeylerini meydana getirir (Akyol, 1947: 18). Bu açıdan yaklaşıldığında morfolojik şekillerin meydana gelmesinin ana oluşum gücü tektonizmaya bağlı iç süreçlerdir. Dış kuvvetler ise iç etmen ve süreçlere bağlı meydana gelen morfolojik yapıları deforme edip değiştirmek ya da yeni farklı şekiller meydana getirmek suretiyle etkide bulunurlar. Dış kuvvetler genel olarak iklimin etkisi altında gelişen olayları kapsar. Yeryüzünde işleyen dış kuvvetlerin dağılışı, etki şekilleri ve etki süreleri iklimin kontrolü altındadır (Erol, 2014: 2). Jeomorfoloji, iç ve dış kuvvetler arasında morfolojik oluşum ve yıkım arasındaki mücadelenin coğrafi olarak ele alınış tarzıdır.

Çalışma alanı jeoloji kısmında belirtildiği gibi Orta Miyosen yaşlı kıta - kıta çarpışması sonucu oluşan Bitlis Zagros Bindirme Zonu üzerinde yer alır. Bu nedenle bölge jeomorfolojisinde tektonizmanın oluşturucu ve / veya değiştirici gücünün önemi yüksektir. Modern tektonik detay araştırmaları bu önemin zannedildiğinden çok daha büyük olduğunu göstermiştir. Yalnız jeomorfolojinin ana hatlarında değil, bir nehir yatağının kavisleri gibi morfolojik teferruatta bile tektonik etkiler belli olur. Böylece bir bölgenin morfolojik analizi ilk bakışta kolayca görülemeyen tektonik olayların izlerini meydana çıkarabilir (İlhan, 1969: 13). Nitekim Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresinde gerek karstik oluşumlar gerek kütle hareketleri gerekse de flüvyal morfolojik oluşumların inşa sürecinde tektonizmanın etkisi açıkça görülmektedir. Çalışma alanında, karst topoğrafyasına ait traverten, yönlü lapyta oluşumu, asılı mağara; flüvyal topoğrafyaya ait asılı vadi, tabaka sekilerinin çarpılma karakterleri, üçgen sırt (façeta) oluşumu vs. tektonik olayların morfolojiye çalışma

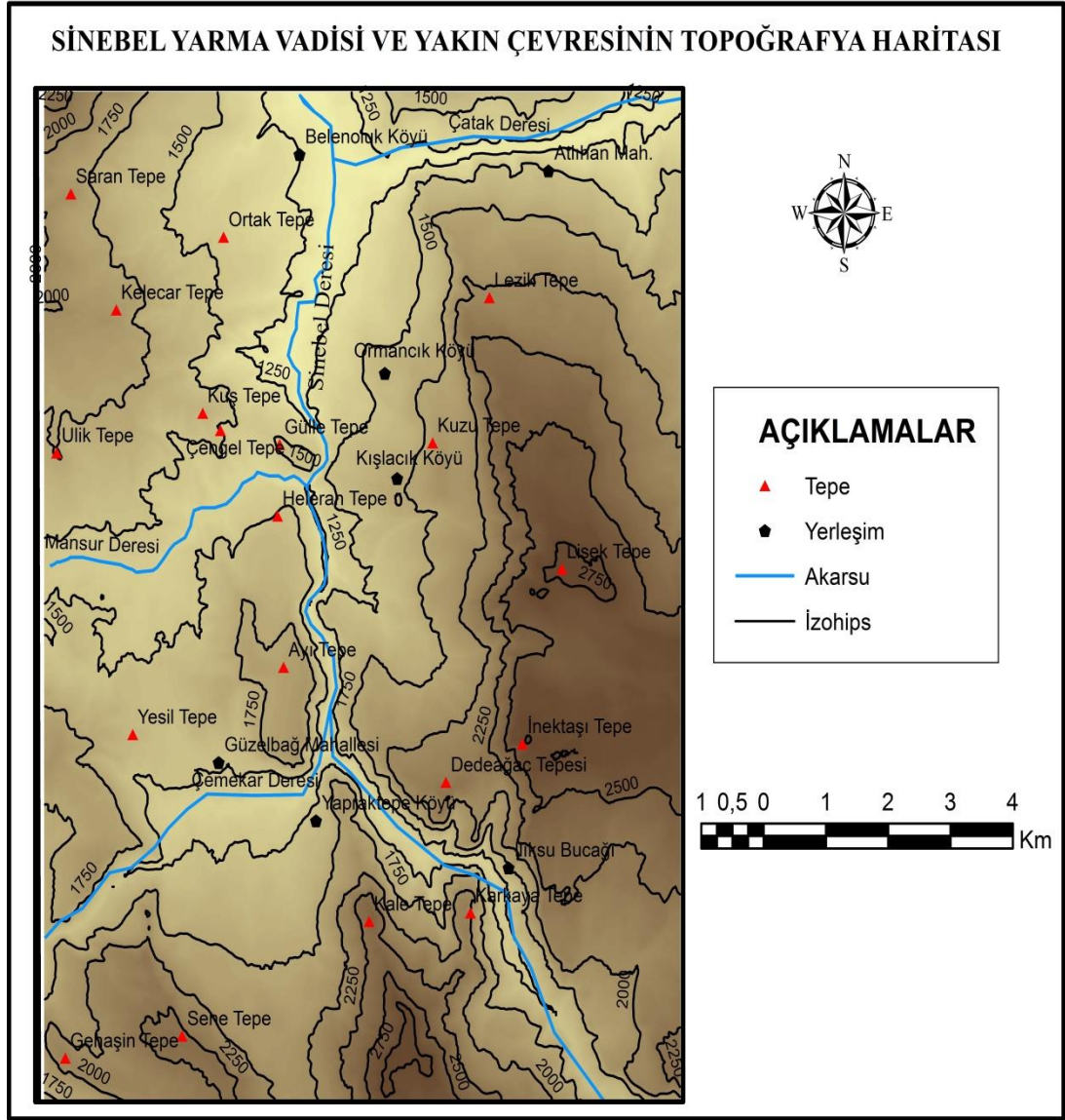
alanındaki etkisine örneklerdir. Sonuç olarak , Türkiye gibi tamamen Alp Orojenez devresinde bulunan ve çok şiddetli tektonik olayların sahnesi olan bölgenin jeomorfolojik gelişmesinde bu olayların öneminin çok büyük olduğu kolayca anlaşılır (İlhan, 1969: 14), bu çalışma da bu önemin bölgesel bir kanıtı olabilecek morfolojik oluşumlara sahiptir.



Harita 5 – Çalışma Alanı ve Yakın Çevresinin Fiziki Haritası

Türkiye doğal çevre koşulları bakımından büyük bir çeşitlilik göstermektedir; iklim koşullarından, bitki örtüsüne, toprak varlığından, yer şekillerine kadar geniş bir yelpaze oluşturan bu zenginlik arasında petrografik özellikler ve buna bağlı

şekillenmeler ayrı bir öneme sahiptir (Gürgen, 1997: 149). Bu açıdan Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresine baktığımız zaman tektonizmanın ve flüvyo - karst karakterin kompleks bir morfolojik yapı meydana getirdiği görülmektedir. Tektonizma, litoloji, iklim ve hidrografiya etkileşimi sonucu bölgede oluşan ve zengin bir morfolojik peyzaj gösteren morfolojik yapılar aşağıda belirtilmiştir.

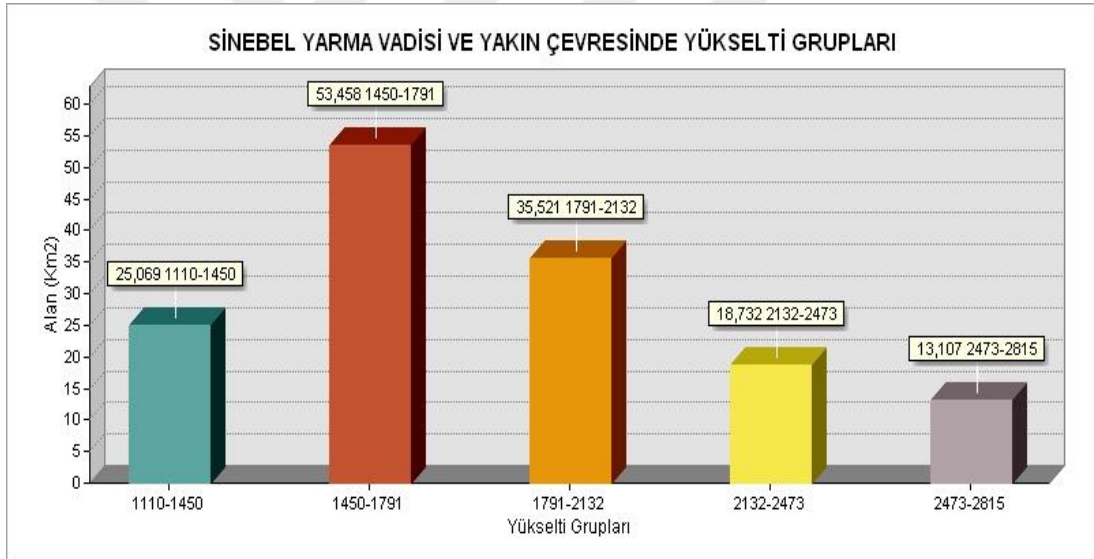


Harita 6 – Sinebel Yarma Vadisi ve Yakın Çevresinin Topoğrafya Haritası

5.1. Dağlık ve Tepelik Alanlar

Çalışma alanının genel morfolojik görünümü dağlıktır. Ayrıca tepeler ve bu tepeler ile dağları yaran, ayıran vadiler ilk bakışta göze çarpan diğer jeomorfolojik

ünitelerdir. Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresinin son derece dağlık olması ve bu dağlık kütlelerin son derece dik ve arızalı rölyefe sahip olması, dağların aşındırılacak kadar yaşlı olmadıklarını ve / veya bu dağların tektonik olarak aktif olduklarını yansıtmaktadır. Miosen sonrası Anadolu penneleminin yükselmesi ve derin vadilerle yarılanması neticesinde (Erinç, 1953: 49) çalışma alanındaki dağlar, tepeler ve derin vadiler meydana gelmiştir. Çalışma alanı yaklaşık olarak 145 km² alan kaplamaktadır ve en çok görülen yükselti grubu 1450 – 1800 metreler arasındadır (Şekil 28). 53 km²'lik alan bu yükselti grubuna dahildir. Bunun dışında alanın yaklaşık olarak 13 km²'si ise 2400 metreden yüksek bir topoğrafya görünümündedir. Elibüyük ve Yılmaz (2010: 34), Türkiye arazisinin ortalama yükseltisinin 1141 metre olduğunu belirttiklerine göre çalışma alanı ve yakın çevresi Türkiye' nin ortalama yükseltisinden daha fazla bir yükselti ortalamasına sahiptir.

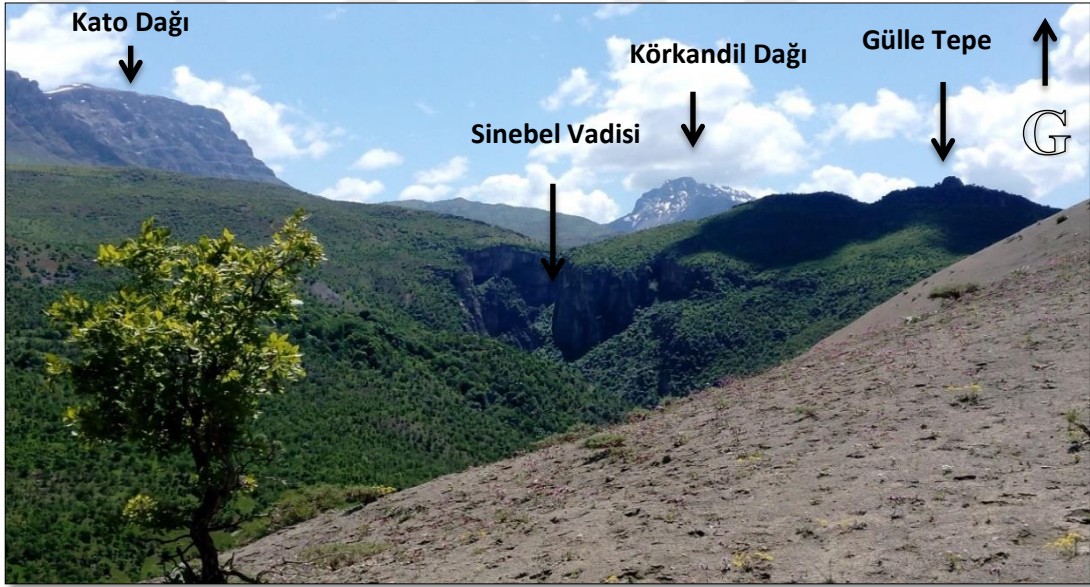


Şekil 28 – Sinebel Yarma Vadisi ve Yakın Çevresinin Yükselti Grupları

5.1.1. Dağlık Alanlar

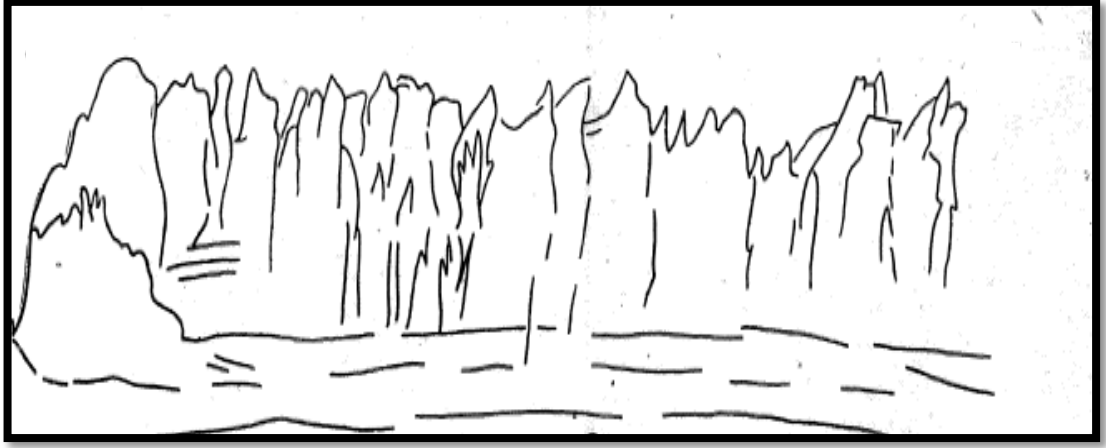
Çalışma alanı ve yakın çevresi genel olarak dağlardan oluşmuş bir yapıya sahip olsa bile bu çalışmada, çalışma alanını doğu ve güneyden sıralayan dağlar ele alınacaktır. Sinebel Yarma Vadisi'nin doğusunda Kato Dağı, güneyinde ise Körkandil Dağı yer almaktadır (Fotoğraf 22).

Çalışma alanının doğusunda yer alan; güneyde Körkandil Dağı'ndan, kuzeyde Çatak Deresi ile Bidar – Tiziz şaryajına kadar uzanan K - G uzanımlı Kato Dağı, esas olarak bölgeye özgü bir dağ değildir. Kato, kireçtaşlarından oluşmuş bir duvar gibi Siirt, Şırnak ve Hakkari arasında uzanan geniş bir morfolojik yükselidir. Bu masif kireçtaşı duvarı, Hakkari il merkezi güneyinden batıda Şırnak ve Körkandil Dağı civarına, doğuda ise Sat Dağları kuzey ve doğusuna kadar kesintisiz uzanır ve arızalı yapısından dolayı uzaktan testere dişi gibi görülür (Türkunal, 1980: 17). Bu geniş uzanımlı yapıdan dolayı yöre halkı bu dağ farklı lokal isimlerle anar: Katohalilan, Katobastik, Katomihend vs. Dağın esas litolojik yapısı neritik kireçtaşlarından oluşmuştur ve bu dağın kalkerleri Midyat Grubu kalkerlere dahildir (Altınlı vd., 1963: 5).



Fotoğraf 22 - Kato Dağı, Körkandil Dağı ve Sinebel Vadisi. Fotoğraf, Germav Formasyonuna Ait Flişler Üzerinden Güneye Doğru Çekilmiştir.

Yaklaşık olarak 2800 metre yüksekliği olan dağın bu yükseltiyeye sahip olması Neotektonik etkilerden dolayı faylanmaya bağlıdır (Türkunal, 1950: 32). Zira Kato Dağı'nın Sinebel Vadisi'ne bakan yamaçları oldukça yüksek tektonik dikliklere sahiptir ve son derece arızalı bir morfolojik yapı meydana getirmiştir. Ayrıca dağ üzerinde asılı karakterde vadiler de tektonizmaya işarettir. Bu dağ, sahip olduğu tektonik diklikten dolayı, "dik yarlı kireçtaşı" olarak da anılır (Altınlı vd., 1963: 4).



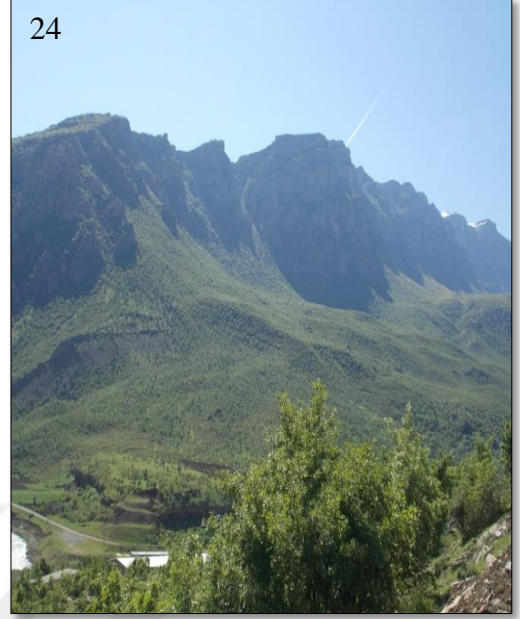
Şekil 29 - Kato Dağlarını Meydana Getiren Kireçtaşı Duvarların Arızalı Rölyefinin Şematik Çizimi

Kaynak: Türkunal, 1959: 16.

Kato Dağı'nın tektonik diklik karakterli batı yamacı basamaklı bir morfolojik görünüme sahiptir. Bu basamaklar muhtemelen tektonik hareketler sonucu bölgedeki lokal yükselmeden kaynaklı oluşmuşlardır. Zira yükselmeden kaynaklı eğim artışına bağlı olarak akarsu erozyonu (su süpürmesi) aktive olmuş ve morfolojide masavari bünyelerde (yatay yapılı arazilerde) tabaka sekisi (tabakalanma düzeyi, stratifikasyon düzeyi) adıyla bilinen basamaklanma yapısı gibi bir durum oluşmuştur (Fotoğraf 46).

Kato Dağı / Dağları'nın arızalı rölyefini sadece tektonizmaya bağlamak yanlış olur. Zira karstik bir litolojik yapıya sahip olan dağın genel morfolojik yapısı litolojik karakterden de son derece etkilenmektedir. Bilindiği üzere karstlaşmayı aktive eden faktörlerden biri de tektonizmadır. Faylanma, up lift gibi tektonik hareketler sonucu yükselen litoloji ile taban suyu seviyesi arasında meydana gelen seviye farkı infiltrasyonu arttırmakta ve karstlaşmayı aktive etmektedir (Pekcan, 2019: 27). Kato Dağı'nın arızalı yapısı karstifikasyon sürecinde erime ve kireçtaşının çatlaklı yapısı kapsamında da ele alınabilir.

Kato Dağı üzerinde herhangi bir sürekli akarsuya rastlanılmamıştır. Ancak ilkbahar yağışları ve nival erimelerden kaynaklı geçici akarsular görülebilir. Buna karşın bu dağ üzerinde çok iyi gelişmiş lapyra, dolin, uvala, mağara gibi karstik şekiller mevcuttur.



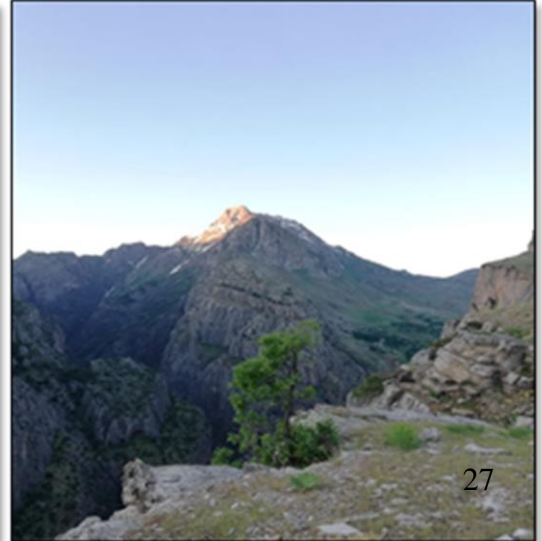
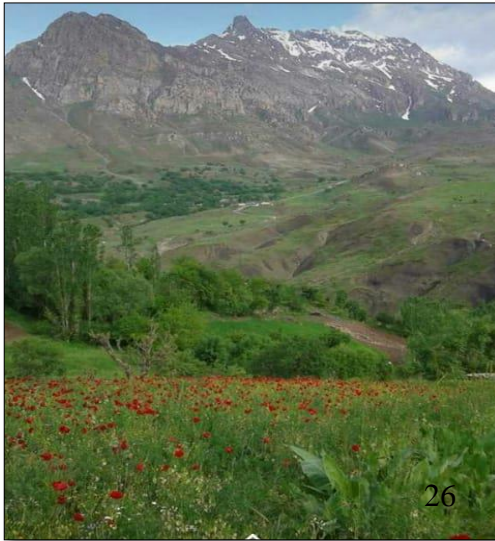
Fotoğraf 23, 24, 25 - Kato Dağı'nın Farklı Noktalardan Çekilmiş Görüntüleri

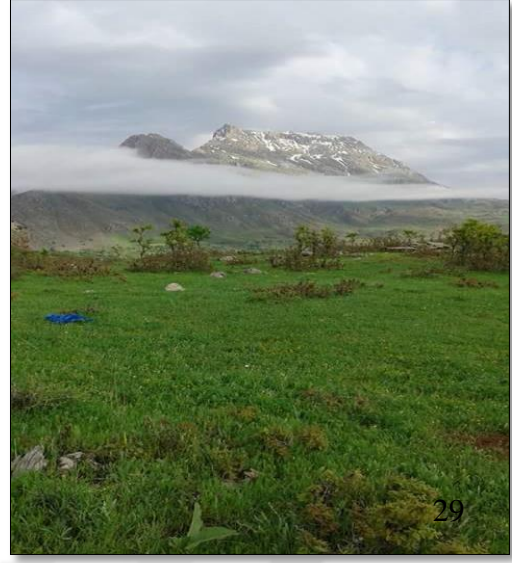
Kato Dağı'nın tekto – morfolojik açıdan en dikkat çeken hususlarından biri de bu dağın faylanmaya bağlı yükselen batı yamacında tektonik basamak diyebileceğimiz basamaklanma yapısıdır. Burada ikincil bir fay Kato Dağı oluşumundan sonra aktive olarak dağın bahsi geçen yamacında faylanmaya bağlı bir basamak rölyefi oluşturmuştur. Akkan (1964: 11), Erzincan ovası ile ilgili yaptığı çalışmada bu tür tektonik kökenli dağ önü basamaklarına "dağ eteği basamağı" demiştir.

Çalışma alanında ikinci dağlık kütle çalışma alanını güneyden sınırlandıran Körkandil Dağı'dır. Bu dağ, Sinebel Vadisi'nin yarma vadi karakteri kazandığı lokalitenin başlangıcında bulunmaktadır. Kato Dağı ile aynı litolojik yapıdan oluşan Körkandil Dağı, karbonatlı birimlerden oluşan bir stratigrafik dizilime sahiptir. Çalışma alanında en eski yaşa sahip olan Latdağı formasyonu, bu dağın zirve noktalarında dahi görülmektedir. Bu formasyonun bu denli yüksek bir seviyeye ulaşması ve dağın tüm yamaçlarında düşey fayların varlığı, Körkandil Dağı'nın faylanma karakterli tektonizmaya maruz kalıp yükseldiğini bu açıdan horst benzeri bir özelliğe sahip olduğunu göstermektedir. Körkandil Dağı'nın yakın çevresinde sıcak su çıkışlarının varlığı, dağ yamaçlarının hala dış kuvvetlerce aşındırılmamış olması dağın Neotektonik hareketten etkilendiğini yansıtan belirteçlerdir.

Körkandil Dağı yükselimi, Sinebel Dere'sini oluşturan iki akarsudan biri olan Mansur (Masiro) Deresi tarafından, bir eksen alçalımından faydalanılarak derince yarılmıştır (Altınlı vd., 1963: 3). Sinebel Deresi'ni oluşturan ikinci kol ise Cemekari Deresi'dir. Bu akarsu da Mansur Deresi ile birleştiği noktada Körkandil Dağı'nı oldukça dik bir şekilde yarmıştır.

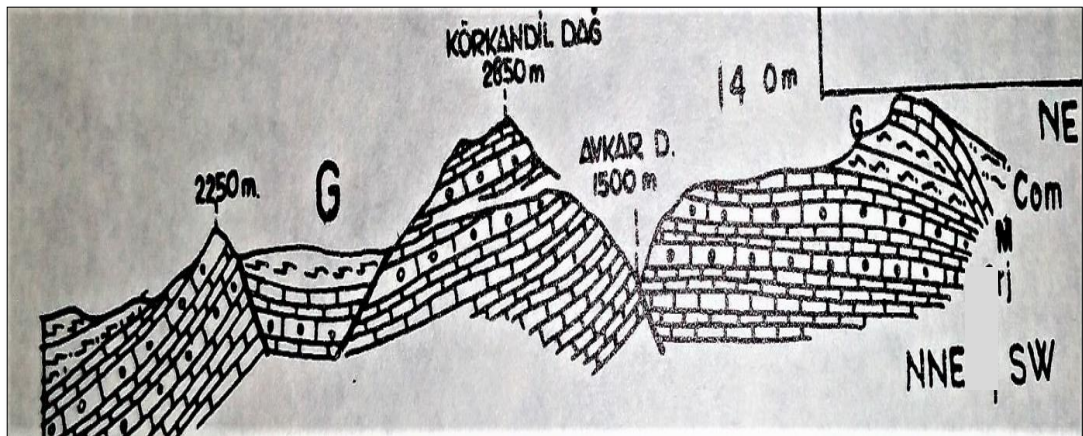
Körkandil Dağı ve GB'sında bulunan Çesali Dağı arasında Doğan boğazı boyunca fosiller bulunmuşur ve bu fosillerin yaşı yaklaşık olarak Kampaniyen'dir (Altınlı vd., 1963: 19; Erentöz, 1949: 21). Bu fosiller arasında Hippurites, Mercan, Gastropod, Deniz Kabuğu, Deniz Kestanesi vs. yer alır.





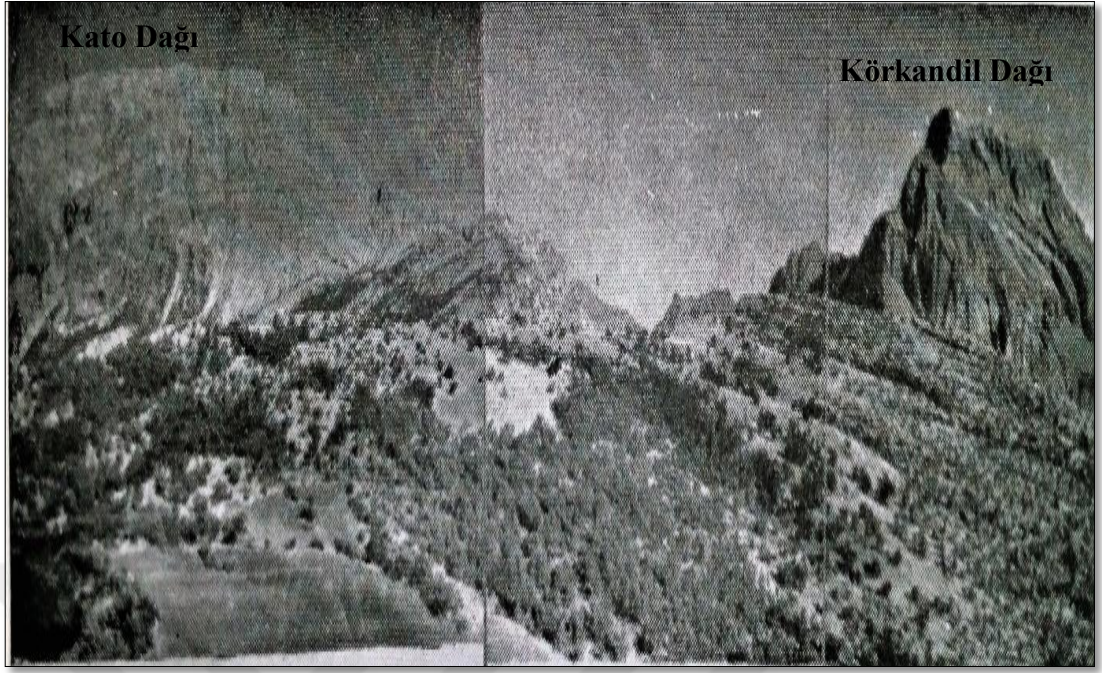
Fotoğraf 26, 27, 28, 29 – Korkandil Dağı'na Ait Farklı Noktalardan Çekilmiş Görüntüler

Korkandil Dağı muhteşem bir rasat kulesi durumundadır (Altınlı vd. ,1963: 34) ve dağın zirvesi yaklaşık olarak 2750-2800+ m arasındadır. Faylanma karakterli tektonik hareketten dolayı kazandığı bu yükselti dağda karstlaşmayı tetiklemiş ve dağın zirve kesimlerinde dolin oluşumu gerçekleşmiştir. Korkandil Dağı'nın karst morfolojisinde önemli olan bir diğer morfolojik yapısı mağaralardır. Dağın özellikle güneye bakan yamaçlarında çok derin mağaralar vardır. Bu karst morfolojisi yapılarına çalışmanın jeomorfoloji kısmında detaylı olarak yer verilecektir.



Şekil 30 –Korkandil Dağı'nın Basit Tektonik Çizimi

Kaynak: Türkünel,1980: levha 19.

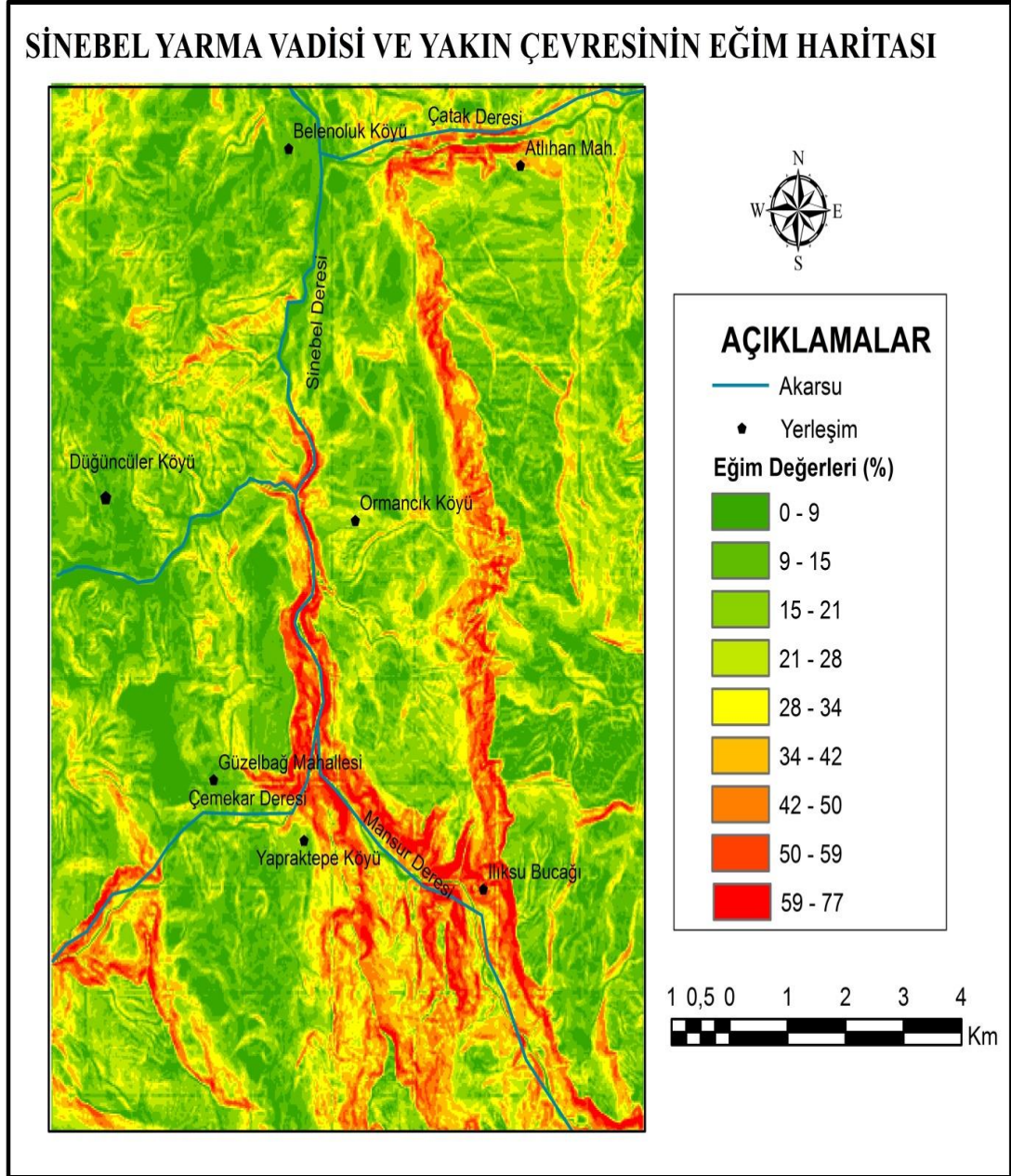


Fotoğraf 30 – Körkandil ve Kato Dağları

Kaynak: Altınlı vd.,1963: 109.

Kato Dağı ve Körkandil Dağı'nın yaklaşık olarak 2800 m'ye varan zirve düzlüklerinin yükseklik açısından benzerlikleri dikkati çeker. İki dağ da 2800 m rakımda erime dolinlerinin dahi oluşabildiği düzlüklere (tesviye – aşınım satırlarına) sahiptir. Bu durum büyük ihtimalle jeolojik mazide daha alçak seviyede olan bu dağların aşındırılıp bir nevi yontukdüz morfolojisine sahip olduklarını daha sonra ise tektonik hareketlerle yükseldiklerini yansıtmaktadır. Bu iki dağın da yükselmesi kıvrılma şeklinde olmamış kırılma şeklindeki düşey faylanmalara bağlı olmuştur. Bu durum kıvrılma özelliğini kaybeden rijit (sert) kütlelerin, tektonizmaya verdiği tepkidir. Dolayısıyla Körkandil ve Kato Dağları'nın bu son hallerini kazanmasında tektonik hareketlerin etkili oldukları anlaşılmaktadır. Birer horst gibi yükselen bu dağların yataylıkları olduğu gibi yükselti kazandığı için günümüzde hala zirve düzlüklerine sahiptirler. Bölge morfolojisini tektonik anlamda etkileyen bu son yükselme hareketlerinin kesin yaşını saptamak zor olsa da göreceli olarak post – Pliyosen yaşını vermek uygundur. Bunun yanında Erinç (1953: 16), de Doğu Anadolu'nun en bloc hareketlerle yükselmesini Diliviyum (Pleyistosen) başları olarak ifade etmiştir. Bu dağlık rölyef, alanda eğim değerlerinin kısa mesafelerde

değişmesine ve yer yer çok fazla olmasına neden olmuştur Özellikle Körkandil ve Kato Dağları'nın yamaçlarında eğim derecesi oldukça fazladır (Harita 7).



Harita 7 – Sinebel Yarma Vadisi ve Yakın Çevresinin Eğim Haritası

5.1.2. Tepelik Alanlar

Çevresindeki çukurca yerlere göre çevre yükseklik gösteren küçük, yer kabartılarına (İzbırak, 1992: 309) tepe denir. Çalışma alanında esas dağlık kütleleri oluşturan Kato ve Körkandil Dağları'na nazaran daha alçak seviyelere sahip olan çok

sayıda tepe vardır. Bu tepelerin bir kısmı litolojik olarak kalkerlerden oluşmuşken bir kısmı da tektonik deformasyona uğramış ve yükselmiş fliş tabakalarına denk gelmektedir.

Çalışma alanının batı sınırı tepelerle sınırlandırılmıştır. Burada Ayı Tepe ve Gülle Tepe adıyla iki tepe yer almaktadır. Ayı Tepe güneyde; Gülle Tepe ise Ayı Tepe'ye göre kuzeydedir. Her iki tepe de litolojik olarak kireçtaşlarından oluşmuştur. Bundan dolayı tepelerin özellikle batı yamaçlarında karstik su çıkışları görülmektedir (Fotoğraf 31).

Ayı Tepe Sinebel Deresi'nin batı kısmında Yapraktepe Köyü yakınlarında bulunmaktadır. Ayı Tepe, Sinebel Vadisi'nin de oluştuğu çarpılmış tabakaların yüksek olan kısmına verilen isimdir. Dolayısıyla tepe, tektonik çarpılmayla tabakaların nispeten diklik kazanmaları sonucu oluşmuştur. Bu diklik üzerinde değişen eğim şartlarından dolayı zamanla gevşek fliş birimleri aşınmış ve aşınım yüzeyi halinde Ayı Tepe ve yakın çevresi oluşmuştur. Bu tepenin özellikle batısında karstik su çıkışları yer almaktadır.

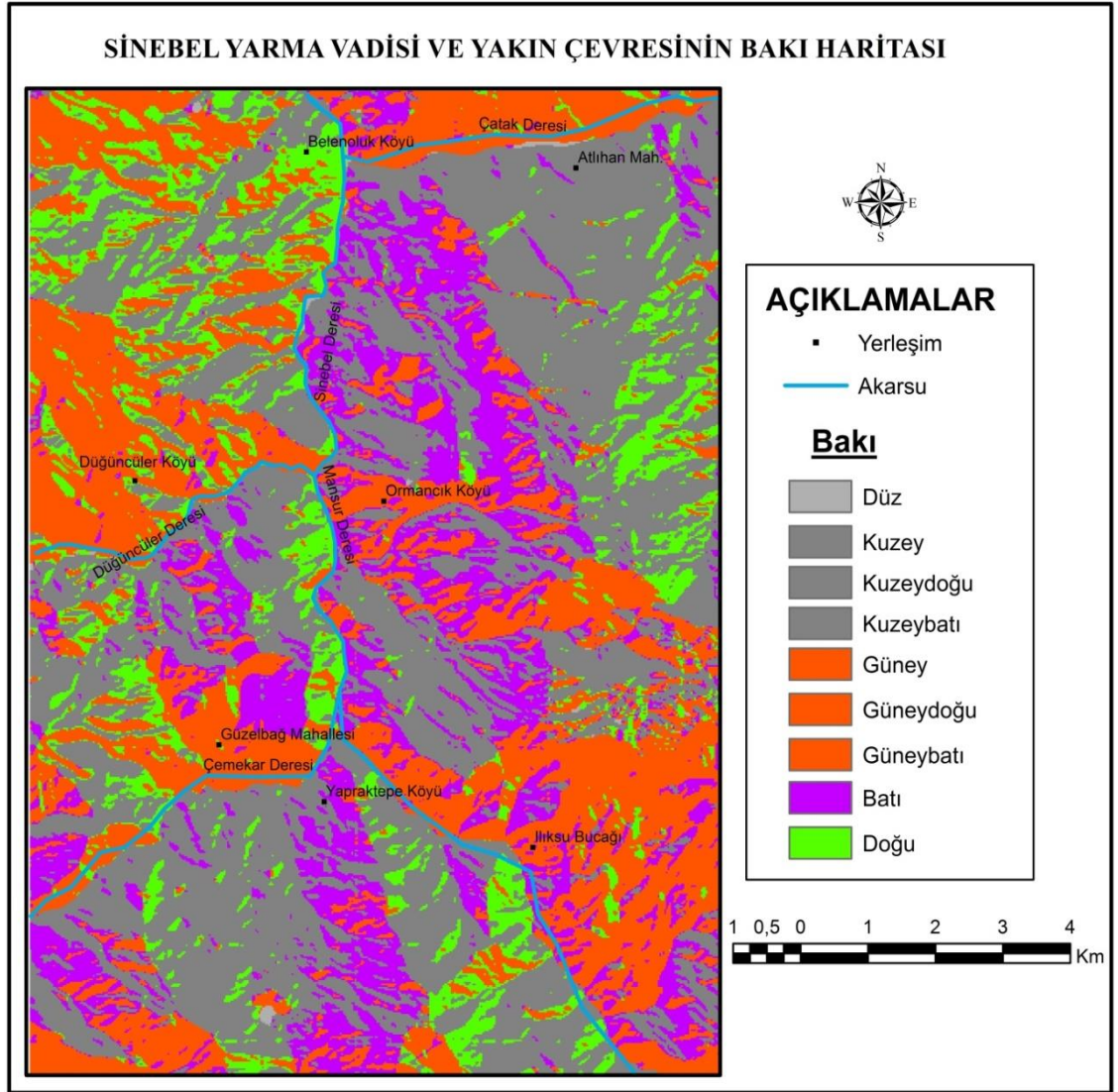


Fotoğraf 31 – Gülle Tepe. Fotoğraf Batıya Doğru Çekilmiştir.

Gülle Tepe, Sinebel Deresi'ne batıdan karışan Dügüncüler Deresi'nin kuzeyinde yer almaktadır. Gülle Tepe güneyden Dügüncüler Deresi, doğudan ve kuzeyden ise Sinebel Deresi tarafından çevrelenmiştir. Bu açıdan Gülle Tepe bu iki dere arasında bir su bölümü çizgisi özelliğine sahiptir. Tepe, daha batıda ise mevsimlik akış

sergileyen geçici akarsular tarafından sınırlanmıştır. Bu açıdan baktığımızda dört bir tarafı akarsularla çevrelenmiş Gülle Tepe flüvyal aşınımından korunmuş, tanıktepe özelliği göstermektedir. Nitekim Gülle Tepe'nin zirve kısmında aşınım düzlüğünden arta kalan düzlük bir saha vardır.

Çalışma alanında, Sinebel Vadisi'nin doğusunda yer alan fişler Sinebel Vadisi'ne doğru aşındıkları için batıya doğru bakış kazanmışlardır. Çalışma alanında farklı yerlerde fişlerin bağlı olduğu akarsu vadilerine doğru aşınmasından dolayı farklı bakı yönleri oluşmuştur. Bakı pozisyonlarının çeşitli olmasında tektonik çarpılmanın etkisiyle tabaka istiflerinde deformasyon da etkili olmuştur. Bunda en çok rolü oynayan tektonik olarak yükselen tepe ve dağlık üniteler olmuştur (Harita 8).



Harita 8 – Sinebel Yarma Vadisi ve Yakın Çevresinin Bakı Haritası

5.2. Flüvyal Şekiller

Yeryüzünün genel görünümünü ortaya koyan jeomorfolojik şekillerin oluşumunda rol oynayan ikinci temel etken, dış kuvvetlerdir. Ana morfolojik yapıların oluşum ve gelişimini sağlayan iç kuvvetlerin bu yapıcı etkisi, dış kuvvetler tarafından şekil ve boyut değişikliğiyle karşılanır. Dünya üzerinde farklı iklim sahalarında farklı dış kuvvetler etki bakımından ön planda olurlar. Örneğin buzulların hakimiyeti altında olan bir alanda akarsular ya da dalgalar da ikincil olarak yereyi şekillendirirler. Farklı iklimlerden dolayı farklı yer şekillerine sahip olan her bölgeye morfoiklimatik bölge ya da morfojenetik bölge adı verilir (Hoşgören, 2011: 204; Ardos ve Pekcan, 1997: 151; Atalay, 2013: 303.). Bu morfojenetik bölgeler arasında yeryüzünde en çok etkili olan ve en geniş sahaya yayılan dış kuvvet akarsulardır (Erinç, 2015: 373) ve bu nedenle nehir sistemleri, yeryüzünü şekillendiren en önemli dış kuvvetler arasındadır (Avşin, 2014: 2) hatta etki sahası ilk sırada olmaktadır. Ancak akarsuların etkisi sadece bir dış kuvvet olarak suyun çözünme, ayrışma ve taşıma hareketine bağlı olarak meydana gelmez. Yani akarsuyun bu etkisi sade basit bir etmen değildir. Burada akarsuyun gücünün ve etki süresinin belirlenmesinde iklimatik faktörlerin yanı sıra; litoloji, eğim, tektonizma, stratigrafik dizilim vs. de etkili olabilmektedir. Nitekim, yerbilimleri kapsamında çalışmalar yapan fiziki coğrafya disiplini açısından flüvyal sistem, yeryüzünü şekillendiren büyük bir güç olmasının yanında, iklimsel değişimler ve tektonizma (faylanma, bölgesel yükselim, kıvrımlanma vb.) gibi Kuvaterner çevresel değişimlerine tepki veren ve bu tepkinin önemli kayıtlarını içeren morfolojik sistemlerin başında gelmektedir (Schumm ve diğ., 2000'den aktaran Avşin, 2014: 2).

Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresi, gerek iklimatik etkilerden gerekse de bölgenin litolojisini oluşturan birimlerden dolayı farklı flüvyal şekillerin görüldüğü bir alandır. Çalışma alanında yarma karakterli vadi oluşumları, tabaka sekileri, kayma yamacı taraçaları, asılı vadiler, birikinti konileri, alüvyal taraçalar gibi flüvyal topoğrafyaya ait şekiller görülmektedir.

5.2.1. Vadiler

Flüvyal morfojenetik topoğrafyaya bağlı en karakteristik şekiller akarsu vadileridir. Akarsuların egemen olduğu sahalarda vadi oluşumu bölge morfolojisinin genel morfolojik yapısını yansıtır. Bu nedenle Sırrı Erinç: "*Akarsu şebekesi topoğrafyanın tomografisidir.*" demiştir (Erinç, 2015).

Bir bölgede vadilerin varlığı sadece akarsuların meydana getirmiş olduğu bir kazıma ya da aşındırma hareketini ispatlamakla kalmaz. Zira vadilerin yapı ve geometrisi, yatak dokusu, enine ve boyuna profilleri, sahip olduğu biriktirme ve aşındırma şekilleri; litoloji, tektonizma, iklimik özellikler hatta paleoklimatik özellikler gibi güncel ya da paleo koşulların da genel karakterini yansıtan morfolojik birer belirteçtir. Bunun yanında Türkiye gibi Neotektonik'ten ciddi anlamda etkilenen ve bu yeni tektonizma koşullarının etkisinin bariz olduğu jeolojik anlamda genç bir ülkede, Neotektonik hareketler vadi kuruluşuna etki etmekle kalmamış, vadi şebekesinin gelişmesi sırasında da tesirini göstermekte devam ederek akarsu şebekesinde bazı bölgelerde dikkate değer bozulmalara, kapmalara ve kaymalara neden olmuştur ve Neotektonik'in bu etkisi bilhassa yırtılma fayları boyunca çok daha açık görülmüştür (Erinç, 1973: 17). Çalışma alanı da Neotektonik hareketliliğin oluşum merkezinde yer aldığı için vadiler, tektonizmadan oldukça yoğun bir şekilde etkilenmişlerdir.

Çalışma alanında ilk bakışta göze çarpan vadi, çalışmaya da konu olan Sinebel Yarma Vadisi'dir. Bu vadi güneyde Körkandil yükselimi boyunca birleşen Çemekari ve Mansur (Masiro) akarsularının birleşmesiyle akışa geçen suyun açtığı flüvyal bir oluşumdur. Vadi, kuzeyde Çatak Deresi'yle birleştiği noktaya kadar farklı morfolojik görünümde başlangıçta yarma vadi karakterli, sonra ise geniş tabanlı bir yapıya sahip olarak uzanır.

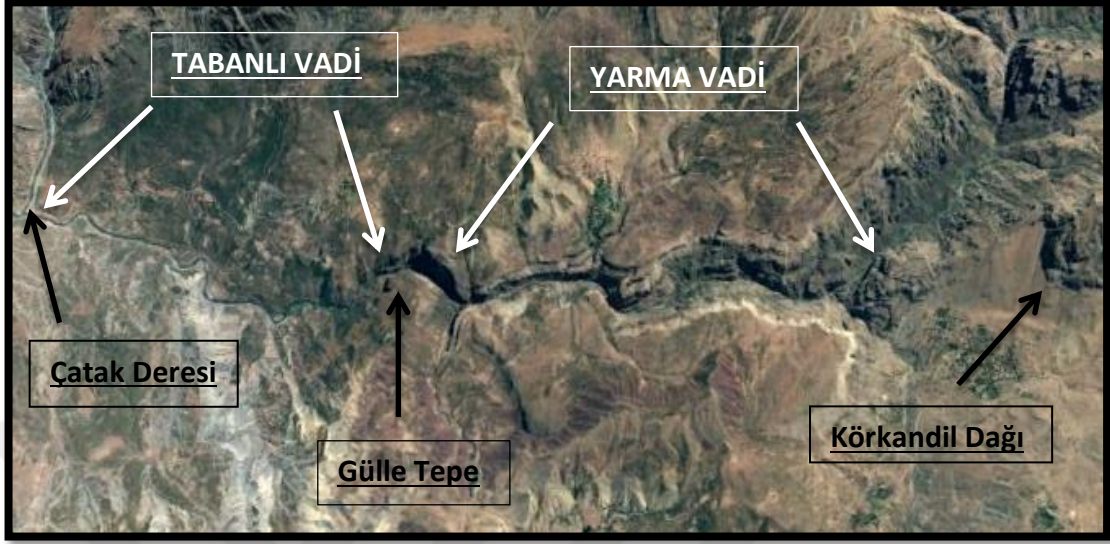


Fotoğraf 32 – Sinebel Vadisi'nden Bir Görünüm. Fotoğraf Vadinin Yarma Karakterini Terk Ettiği Noktaya Doğru Kuzeyden Çekilmiştir.

Sinebel Vadisi'nde çalışma sahası içinde vadinin yarma karakterli kısmında vadi girişi ile çıkışı arasında yaklaşık 100 metrelik seviye farkı vardır. Vadinin yarma karakterli kısmının K - G toplam uzunluğu ise yaklaşık olarak 4 km'dir. Bu durumda yarma vadi içinde eğim yaklaşık % 2.5 lik bir değere sahiptir. Vadinin toplam uzunluğunun eğim değeri ise yaklaşık olarak % 2 civarındadır.

Sinebel Deresi Körkandil Dağı'ndan itibaren antedant olarak masif Mesozoyik kireçtaşlarına dalar. Bu sert kütleleri yarıp geçen dere, kuzeye doğru akışı boyunca yaklaşık 4 km yarma vadi karakterinde akış gösterir. Gülle Tepe'nin kuzeyinden itibaren Çatak Deresi'ne kadar olan kısmı ise gevşek ve direnci az olan fliş tabakaları içinde akar. Bu nedenle vadinin bu kesimi nispeten yayvan tabanlı bir morfolojiye sahiptir. Buradan anlaşıldığı üzere Sinebel Vadisi'nde yatağın morfolojik karakteri farklılık gösterir, çünkü yatak morfolojisi, nehrin sahip olduğu kinetik enerjinin, çevresel koşulların, iklim ve tektoniğin denetimi altındadır ve büyük oranda değişkendir (Avşin, 2014: 322). Bunlardan hareketle Sinebel Vadisi'ni çalışma sınırları içinde yatak paterni açısından morfolojik iki kısma ayırmak mümkündür:

Körkandil Dağı ve Gülle Tepe arasında dar tabanlı yarma karakter; Gülle Tepe kuzeyinden Çatak Deresi'ne kadar ise yayvan - geniş tabanlı karakter (Şekil 31).



Şekil 31 – Sinebel Vadisi'nin Körkandil Dağı ile Çatak Deresi Arasında Genel Görünümü

Kaynak: Google Earth

Türkiye'nin bu günkü yüzeyi, doğudan batıya, ayrıca güneyden kuzeye doğru genelde hafif bir eğime sahiptir ve bu durum bir takım yapısal ve jeomorfolojik özelliklerden dolayı ortaya çıkmıştır. Bu strüktürel ve jeomorfolojik durumlar, ülkedeki akarsuların genelde, doğu - batı ve güney - kuzey doğrultularına uyarak denizlere ulaşmış olmalarının nedenleri arasında yer alabilir (Yalçınlar, 1989: 3-4). Bu açıdan baktığımızda Sinebel Vadisi'nin de K - G yönlü akışından ötürü bu genellemeye uyduğunu görmekteyiz.

Türkiye'de flüvyal jeomorfoloji - tektonizma ilişkisine ışık tutan antedant ve epijenik gibi boğazların inceleme konusu olduğu çalışmalar eskiden beri yapılmıştır ve yapılmaktadır. Sinebel Yarma Vadisi adlı bu çalışmanın bu bağlamda bir amacı da Türkiye'nin fiziki coğrafyasında yarma vadi oluşumları literatürüne bir çalışma daha ekleyebilmektir.

Sinebel Vadisi sahip olduğu genel morfolojik görünüm itibarıyla bölge tektonizmasına ışık tutan tektonizma - flüvyal şekil ilişkisini yansıtan bir karaktere

sahiptir. Nitekim Sinebel Vadisi'nin başlangıç kısmından yaklaşık olarak Gülle Tepe'ye kadar olan kısmının sahip olduğu genel karakter yarma vadidir. Dolayısıyla vadinin yukarı mecrası ile aşağı mecrası farklı morfolojik görünümündedir. Vadide bölgesel yükselim etkisine bağlı olarak yapıya uymayan vadi oluşumu olan antesedant karakter bariz olarak görülmektedir. Körkandil Dağı'ndan Gülle Tepe'ye kadar antesedant vadi olan vadi ve yakın çevresinde antesedant özellikleri yansıtan morfolojik birtakım belirteçler vardır. Bunlara ilerleyen bölümlerde değinilecektir.

Bilindiği üzere yarma ya da diğer adıyla boğaz vadiler, iki alçak kesim arasında bulunan eşği kesip birleştiren, bu yüzden birleştirme boğazı adıyla da anılan ve güncel morfolojik karaktere pek uymayan flüvyal topoğrafya oluşturan vadilerdir (İzbırak, 1992: 337; Hoşgören, 2011: 306; Ardos ve Pekcan, 1997: 202; Güney, 1996: 154; Erinç, 2015: 471-475) ve farklı şekilde oluşurlar; lokal yükselmeye bağlı antesedant vadi, akarsuyun örtüden temel araziye intikal etmesiyle oluşan epijenik (sürempoze) vadi, göl sularını boşaltan ayağın zamanla vadisini derinleştirmesiyle oluşan taşma boğazı, buzulaltı yarma vadileri, kapma dirseği boyunca görülen kapma boğazları, geriye oyma vadileri başlıca boğaz (yarma) vadilerdir (İzbırak, 1970: 204 - 208; Atalay, 2012: 197 - 198; Ilgar, 2017: 77 - 78; Sür, 1996: 69 - 73; İzbırak, 1955: 55 - 56). Sinebel Vadisi'nin Körkandil Dağı ile Gülle Tepe arasında yer alan antesedant kısmı yarma vadi karakterine sahiptir. Fakat boğaz vadi değildir. Zira boğaz vadi olması için nispeten iki alçak kesimi birleştirmesi gerekmektedir. Burada böylesi bir durum olmadığı için yarma vadi olan Sinebel Vadisi boğaz karakterden yoksundur.

Yarma vadilerden, akarsu yatağının herhangi bir kesiminde epirojenik yükselim, faylanma, domlaşma gibi farklı tektonik yükselmelerden dolayı akarsuyun yükselmeye vadisini derine kazarak karşılık vermesi sonucunda oluşan vadilere antesedant vadi adı verilmektedir (Erinç, 2015: 473; Hoşgören, 2011: 16). Sinebel Vadisi de antesedant vadi karakterli bir morfolojiye sahiptir.

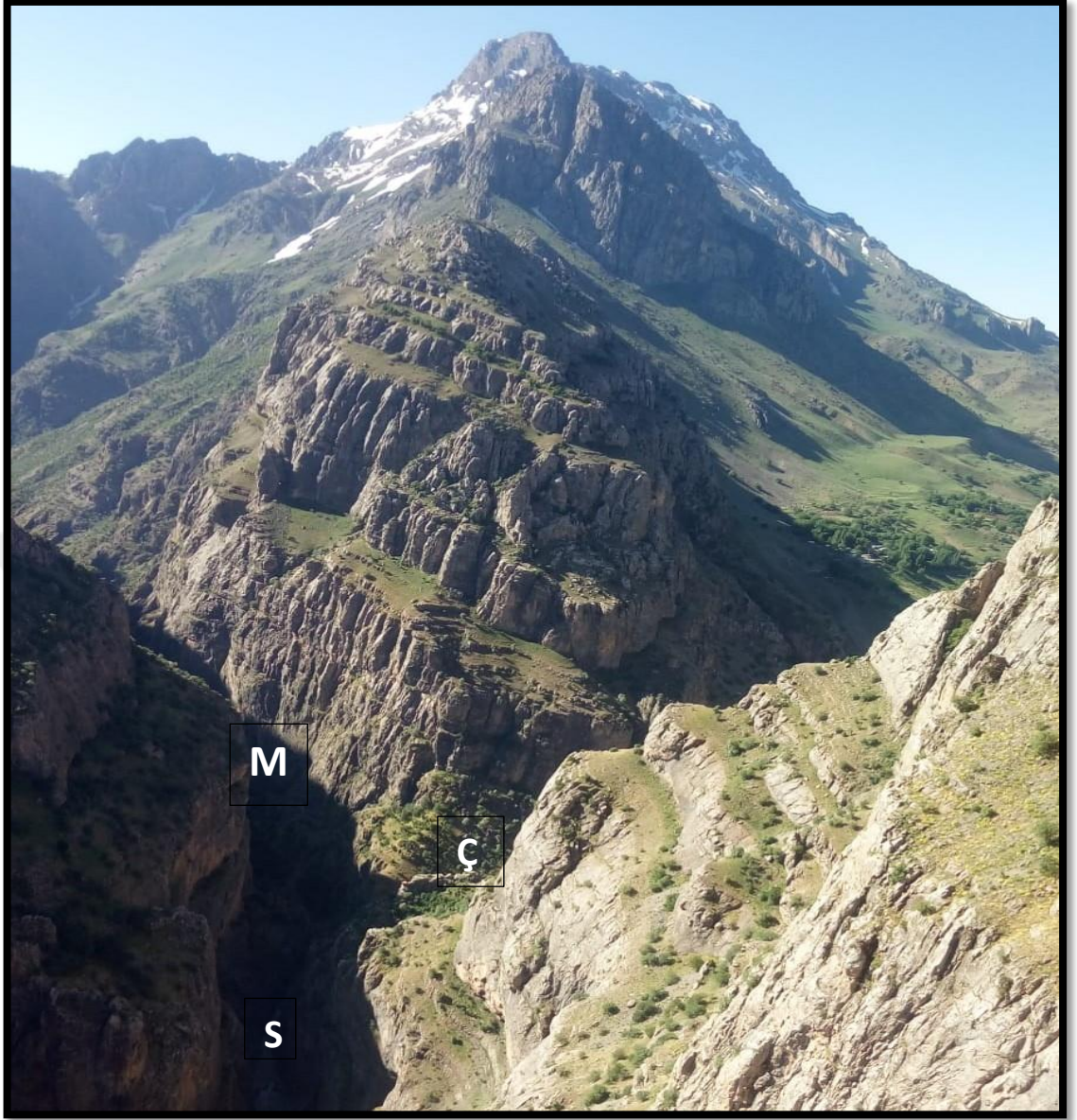
Bilindiği üzere topoğrafyada birtakım morfolojik belirteçler yarma vadilerden antesedant vadi oluşumuna kanıt teşkil ederler. Epijenik ve antesedant gelişimlerinde bu morfolojik belirteçler ayırt edici - kanıtlayıcı bir role sahiptirler. Yerlikaya sekileri, çarpılmış ve faylanmış sekiler, asılı vadiler, kancalı drenaj ağı, lokal

yükselime bağılı kubbeleşme, gömük menderesler, boğaz vadi girişinde akarsu beklemesinden dolayı oluşan çakıl seki depoları, boğaz vadinin yakın çevresinde fayların varlığı, iç içe geçmiş vadiler, seki seviyelerinin birbirini tutmaması, yükselen blok üzerinde epijenezi kanıtlayan örtü formasyonunun bulunmaması (Özdemir ve Tonbul, 1996: 21-22; Akkan, 1968: 277 ve 1964: 45; Erinç, 2015: 461-463; Erinç, 1957: 95-96; Ilgar, 2018: 78; İzbrak, 1970: 205; İzbrak, 1955: 56) vs. yukarıda belirttiğimiz antedant mekanizmasını doğrudan ya da dolaylı yoldan kanıtlayan morfolojik belirteçlerdir. Bu şekiller hem bölgenin tektonik jeomorfolojisi hem de bu tektonik etkiye bağılı meydana gelen antedant vadilere morfolojik kanıt olurlar.

Sinebel Yarma Vadisi güncel eğim şartlarına uymayan bir inkonsekant yarma vadidir. Bunun nedeni vadi tabanının lokal olarak belirli bir kesimde yükselmesidir. Gerçekten de Sinebel Vadisi'nin akış durumuna bakıldığında sert kalker kütlelere dalması ilginç bir durumdur. Çünkü Sinebel Vadisi'nin kollarından olan Mansur ve Çemekari Dereleri Yapraktepe Köyü yakınında birleşerek masif kalker litolojiye gömülmüşlerdir. Oysa Yapraktepe Köyü'nün batısından Dügüncüler Köyü'ne kadar olan topoğrafya, antiklinal gibi yüksekte kalan Kato Dağı ve Kalecar Tepesi arasında tıpkı senklinal tekne gibi bir topoğrafyaya sahiptir. Ayrıca bu alan son derece gevşek ve kolay ayrışabilen fliş tabakalarından oluşmuştur. İşte Sinebel Deresi'nin bu düşük eğim ve litolojik açıdan aşınmaya karşı düşük dirençli topoğrafyadan değil de sert masif kalkerlere dalıp akması elbette günümüz jeomorfik koşullarla açıklanacak bir durum değildir. Türkiye'de hem de yakın jeolojik mazide meydana gelmiş akarsu şebekesi ile bugünkü arasında büyük farklılıklar vardır ve bunda esas rolü tektonik stil, genç tektonik hareketler oynamışlardır (Arđos, 1996b: 109). Bu nedenle Sinebel Yarma Vadisi'nin jeolojik manada ilk akış yeri olan günümüz kesiminin önceden alçak bir seviye olduğu ve bu nedenle akarsuyun bu dönemde olağan eğim şartlarına uygun olarak konsekant (eğim güden) bir yapıda olduğu anlaşılmaktadır. Son tektonik hareketlerle bu eğim şartlarının değiştiğı ve Sinebel Deresi drenajının bu değişen eğim şartlarından dolayı bozulmayıp değişen fizyografik koşullara uyum sağladığı anlaşılmaktadır. Bu nedenle Sinebel Yarma Vadisi'nin yarma vadi kesimi günümüzde inkonsekanttır.

Sinebel Yarma Vadisi ve çevresi genel olarak kıvrımlı bir bünye üzerinde yer almaktadır. K – G yönlü sıkışan alan ilksel olarak kıvrım hareketi meydana getirmiştir. Litoloji, sonraki süreçte şiddetlenen sıkışma hareketlerine direnç noktası zayıfladığı için kırılarak karşılık vermiştir. Yani Sinebel Vadisi kıvrılan bir alanda açılmış ve bu alan daha sonra faylarla kesilmiştir. Dolayısıyla antesedant vadinin nihai şeklini bu son faylanma hareketleri belirlemiştir. Nitekim vadi içinde tabakalanma düzeylerinde yer yer kırılmalar çok net görülmektedir. Ayrıca K – G yönlü sıkışmadan dolayı merkezi kısım kubbeleşmiş, yarma vadinin kuzey ve güney girişinde tabakalar yarma vadinin dışına doğru dalım göstermişlerdir. Bu durumda Sinebel Yarma Vadisi faylarla deforme olan ve denetlenen bir antiklinal üzerinde açılmıştır. Sonraki süreçte vadinin kuzeyi ve güneyinde lokal faylanmalardan ötürü vadinin oluşum ve gelişimi faylarla kontrol edilmiştir. Bu faylanma hareketleri ve Türkiye'de çoğu boğaz - yarma vadilerin Plio - Kuaterner yaşlı olması nedeniyle Sinebel Yarma Vadisi' nin jeolojik oluşum yaşının Pliyosen ya da Pleistosen olması kuvvetle ihtimaldir. Ayrıca, Planeter faktörlerle birlikte orografik şartlar göz önünde bulundurulduğu zaman antesedant boğazların varlığı geçmiş dönemlerde akarsuların daha güçlü olduğuna işaret etmektedir (Karadoğan vd., 2008: 5). Bu nedenle Sinebel Vadisi'nden geçen ve antesedant hadisesini gerçekleştiren akarsuyun akım miktarının paleo - hidrografik karakteri günümüz koşullarından oldukça farklıdır. Bunun yanı sıra bu değişikliği sadece iklime bağlamak da hatadır. Çünkü morfojenik evrimde jeolojik anlamda yeter düzeyde bir zamanın geçmesi gerekmektedir. Zira akarsuların, akış tiplerini ve eğimlerini yeni koşullara adapte edebilmeleri için zamana gereksinimleri vardır. Yani bir akarsu sisteminin evrimi, yalnızca iklimin bir fonksiyonu olarak gelişmez; zaman da önemli bir tayin edici faktördür (Vandenbergh, 2005: 78).

Sinebel Yarma Vadisi içerisinde yamaçlarda tabakalanma düzeylerinin (stratifikasyon yüzeyleri) varlığı da görülmektedir. Bu yüzeyler jeolojik geçmişte istiflenen iki tabaka arasında seçici (selektif) aşınmaya bağlı oluşumlardır. Yatay bünyeli arazilerde litolojinin direnç farkından dolayı oluşan bu düzeyler, vadi içerisinde dolomit ve kalker gibi direnç farkı farklı olan tabakaların arasında oluşmuşlardır. Bu yapıların genişliği ve büyüklüğü değişmekle birlikte vadi tabanına gittikçe boyutları küçülmektedir (Fotoğraf 33).



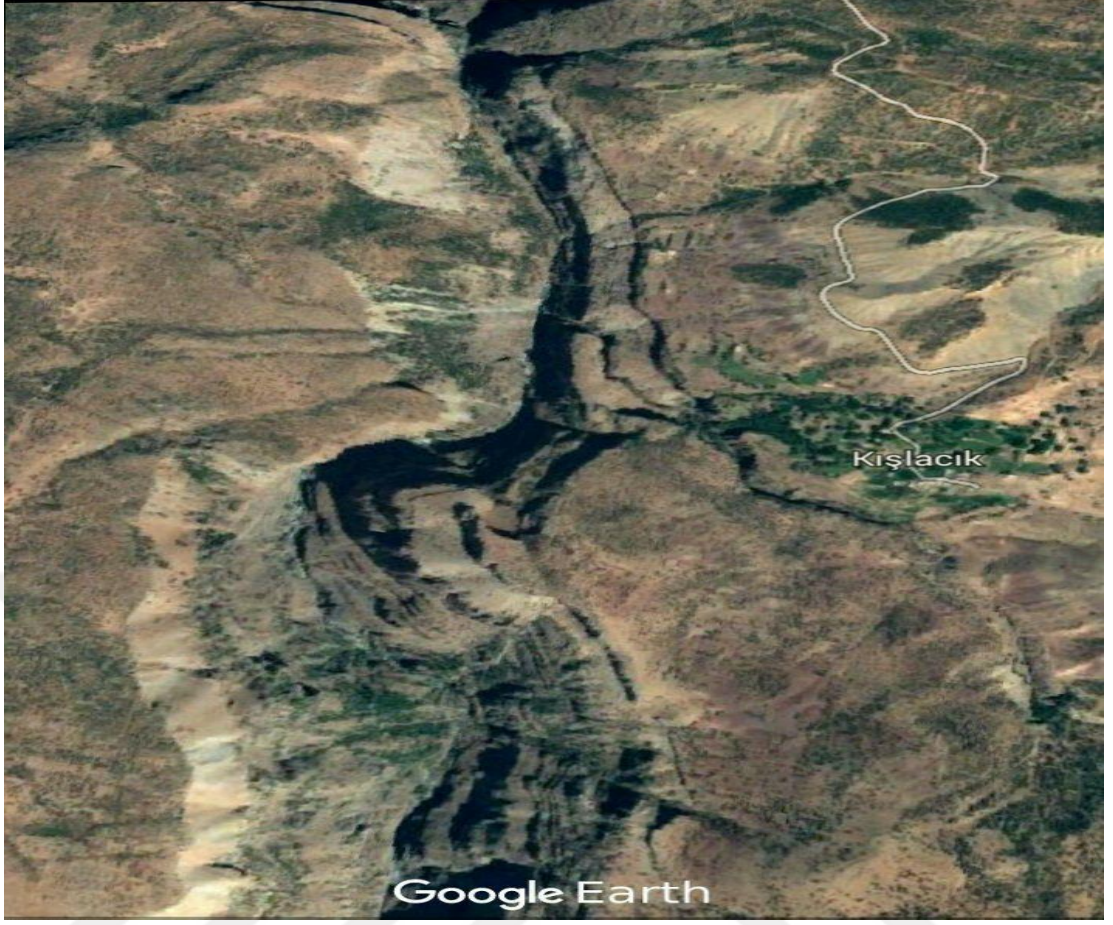
Fotoğraf 33 – Sinebel Yarma Vadisi' nden Bir Görünüm ve Karşıda Korkandil Dağı. Dağın ve Vadinin Yamaçlarında Tabakalanma Düzeyleri Görülmektedir. (M=Mansur Deresi; Ç= Çemekari Deresi; S= Sinebel Deresi)

Sinebel Yarma Vadisi içinde ve yakın çevresinde asılı vadilerin varlığı bölgenin tektonizmadan etkilendiğini gösteren bir başka kanıttır. Bilindiği üzere asılı vadiler glasiyal topoğrafyalarda ana buzul ile yan buzulun farklı aşındırma kuvvetinden dolayı da oluşabilirler. Ayrıca flüvyal topoğrafyada su bölümü savaşında kapma sonucunda kapan akarsuyun debisindeki yükselmeden dolayı derine aşındırma faaliyeti artacağı için bu akarsuya katılan yan kollar da asılı halde kalabilirler.

Bunların yanında düşey atımlı faylanmalar sonucu oluşan yeni eğim şartlarına uyum sağlayamayan yan kollar asılı halde kalacaklardır. Örneğin Sinebel Yarma Vadisi'ne doğudan Kışlacık Köyü'nden katılan bir akarsu, Sinebel Vadisi derine gömüldüğü için asılı halde kalmıştır. Bu açıdan bakıldığında asılı vadilerin varlığı bölgenin tektonik olarak aktif olduğunu dolayısıyla antesedant mekanizmaya açıklık getirmede tektonizmayı kanıtlamaya yardımcı olduğu anlaşılmaktadır.

Vadi içinde tektonizmayı kanıtlayan bir başka morfolojik belirteç ise stratifikasyon (tabakalanma) yüzeylerinin (tabaka sekilerinin) birbirini seviye olarak yer yer tutmamasıdır. Bu basamakların oluşumundan sonra bunların ikincil olarak faylanmaya maruz kalması çarpılmaya ve seviye uyumsuzluğuna neden olmuştur.

Ana akarsu yatağının uzunluğu / vadinin ortasından geçtiği varsayılan kuş uçuşu hattın uzunluğu oranına (Avşin, 2014: 323) göre Sinebel Vadisi'nin yaklaşık olarak 1.23 derecesinde zayıf bir menderes karaktere sahip olduğu anlaşılmaktadır. Nitekim Sinebel Yarma Vadisi'nde vadinin yarma karakterinde olduğu kesimde zayıf da olsa menderi akışı karakterize eden bir büklüm vardır. Bu büklüm olasıkla tektonik yükselme öncesinde akarsuyun zayıf bir mendereslenme paterni gösterdiğine kanıt olabilir. Nitekim Ardos (1996b: 112), yaptığı çalışmada Türkiye'de çoğu antesedant ve epijenik vadinin aynı zamanda gömük menderesli olduğunu belirtmiştir ve ayrıca Anadolu'da vadiler üzerine yapılan birçok çalışmada (Tanoğlu ve Erinç, 1957a; Atiker, 1987; Atalay, 1992; Çiçek, 1993; Soykan, 2000; Özer, 2012; Zorer, 2014; Aylar, 2015) bu durumun varlığı tespit edilmiştir. Akarsu pre - tektonizma evresinde akışını sergilerken bundan sonraki süreçte genç tektonik yükselmenin şiddetli olmasından dolayı menderes büklümünde genel karakter bozulmamıştır. Hatta akarsu büklüm kısmında büyük olasıkla batıya doğru kayarken gömülme sonucunda çok zayıf da olsa kaymış bir gömük menderes büklümünden söz edilebilir. Fakat bu menderes büklümünün yapıya bağlı zorlanmayla mı yoksa eğim şartlarından dolayı mı olduğu kesin değildir. Bu açıdan vadinin bu kesimi asimetrik bir dokudadır. Neticede vadinin gömülmesi sonucunda korunan menderes büklümü yani gömülmüş menderes büklümü antesedant mekanizmayı destekleyen bir flüvyo - morfojenik yapıdır (Şekil 32; Fotoğraf 34).



Şekil 32 – Sinebel Yarma Vadisi İçinde Menderes Akışlı Alan

Kaynak: Google Earth



Fotoğraf 34 – Sinebel Yarma Vadisi İçinde Zayıf Menderesin Dış Bükey Yamacının Batıdan Görünüşü

Bütün bunlardan hareketle Sinebel Yarma Vadisi' nin antesedant karakterli olduğunu kanıtlayan tektonik - morfolojik belirteçleri şöyle sıralayabiliriz:

- Sinebel Vadisi'nin eğimin ve litolojik açıdan direnç düzeyinin düşük olduğu daha batıdan değil de çok sert ve daha yüksek kireçtaşlarının bulunduğu alanda açılmış olması, yani güncel topoğrafik şartlara uymamasından dolayı inkonsekant olması,
- Stratifikasyon düzlemlerinin birincil ya da ikincil faylanmalarla kırılması yer yer bükülmesi, çarpılması,
- Stratifikasyon düzlemlerinin sonraki tektonik süreçlerle karşılıklı seviye uyuşmalarının bozulması,
- Vadinin yarma kesiminin merkezinde tabakaların çarpılması ve buranın kubbemsi bir yapıya sahip olması,
- Vadinin merkezi kesiminde yükselmeye bağlı gömülmeyi yansıtan zayıf da olsa gömülmüş menderesin olması,
- Vadinin farklı kesimlerinde asılı karakterde vadilerin olması,
- Yarma vadi ve çevresinin yoğun şekilde faylanmaya maruz kalması,
- Yarma vadi içinde faylanmayı gösteren eğim kırıklığının olması,
- Yarma vadinin girişinde ve çıkışında tabakaların vadi merkezine zıt olacak şekilde dalım göstermesi, olarak sıralayabiliriz.

Sinebel Yarma Vadisi'nde, vadinin yarma karakterli kesiminde muazzam gömülmeye ve derin vadi ile vadi içinde akan su kütlesi arasında orantısız bir yapı vardır. Bu durumun nedeni elbette tektonik olarak vadinin dikey yönde yükselmesi ve akarsuyun da derine doğru aşındırarak gelişmesidir. Olağan flüvyal topoğrafyada Kuaterner döneminin nemli (interstadial) devrelerinde artan yağışa bağlı olarak akarsularda debi artışına paralel artan yanal ve dikey erozyon sonucu vadiler olgun yatak morfolojilerine sahip olmuşlardır. Sonraki nispeten kurak dönemlerde ise yatak içinde cılızlaşan akarsular "misfit" diye tabir edilen bir orantısızlıkla akarlar. Fakat Sinebel Vadisi'ndeki bu orantısızlık iklimik değişkenliklerden değil de tektonizmanın yoğun etkisinden kaynaklanmıştır.

Sinebel Yarma Vadisi, yarma karakterin terk edildiği noktadan (Gülle Tepe) itibaren sert kireçtaşı litolojiden çıkıp Paleosen yaşlı fliş birimleri üzerinde kuzeye doğru akışını devam ettirmektedir. Buradan itibaren yer yer alüvyal birikmeden dolayı taraçaların da olduğu geniş vadi tabanından akış göstermektedir. Ayrıca vadinin doğusunda yer alan bir paleo - heyelandan dolayı Sinebel Deresi batıya doğru sıkışmıştır. Sinebel Vadisi genel olarak denge profiline ulaşmamıştır.

Nehir sistemleri kendi içinde üç fonksiyonel bölgeye ayrılırlar, bunlar; katı madde üretim (erozyon) bölgesi, katı madde taşınım ve katı madde birikim bölgesidir (Lutgens vd., 2017: 218). Sinebel Deresi hidrografik olarak güneyde Yapraktepe Köyü dolaylarında Çemekari ve Mansur Dereleri'nin birleşmesiyle başlayıp Kuzeyde Belenoluk - Reşan Köyleri yakınında Çatak Deresi'ne katılmaktadır. Bu açıdan baktığımızda Sinebel Deresi'nin yukarı çığırında yarma karakterli kesimde yüksek rölyef enerjisinden dolayı burası erozyon bölgesi; Gülle Tepe ile orta çığırda yükselen fliş tabakalarına kadar taşınım bölgesi, buradan da Çatak Deresi'ne kadar olan kesim ise düşük eğim şartlarından dolayı birikim bölgesi olarak değerlendirilebilir.



Fotoğraf 35 – Sinebel Vadisi' nden Bir Görüntü

Çalışma alanında ikinci en önemli vadi ise Dügüncüler Deresi'nin (Kimyanis Deresi) açmış olduğu vadidir. Dügüncüler Deresi, adını aldığı Dügüncüler Köyü'nün batısından kaynaklanıp doğuya doğru akarak Sinebel Deresi'ne karışmaktadır. Dügüncüler Deresi ilkbaharda ve yaz başlarında yağmur suları ve nival erimelere bağlı olarak kabaran sonraki dönemlerde ise nispeten kuru bir çay görünümü alan bir akarsudur. Bu açıdan bakıldığında derenin rejimi düzensizdir. Kar erimelerinin ve yağışın olmadığı sıcak - kurak devrede ise bu dere yer altından çıkan kaynaklar tarafından beslenmektedir. Dügüncüler Deresi'nin bu farklı beslenme tarzı onun az da olsa karma rejimli olduğunu göstermektedir. Dügüncüler Deresi'nin yaz başlarına doğru debisinin artmasında akaçladığı havzada Kalecar Tepesi ve Çesali Dağı gibi kar tutan yüksek arazilerin varlığı oldukça etkili olmuştur.

Dügüncüler Deresi'nin oluşturduğu vadi ise genel olarak yayvan - geniş tabanlı bir karaktere sahiptir. Öyle ki vadinin Dügüncüler Köyü içerisinde kalan kesimi oldukça yatık yamaçlıdır. Bu yamaçlara yerleşim de yapılmıştır. Batıda Germav Formasyonu birimlerini drene eden vadi içinde bol miktarda çakıl vs. yatak yükü bulunmaktadır. Bu durumda Germav Formasyonu'nun gevşek yapıya sahip olması da bir etkidir.

Dügüncüler Vadisi'nin yatak morfolojisi, Sinebel Vadisi'ne kavuştuğu kesimde ise yukarıda belirttiğimiz morfolojiden son derece farklı bir yapıya sahiptir. Bu farklı vadi karakterinin oluşumunda en temel faktör yükselmeye neden olan faylanma hareketidir. Sinebel Vadisi'nin de antedant bir karaktere sahip olmasına neden olan yükselme burada Dügüncüler Vadisi'ni de az da olsa etkilemiş ve akarsu, vadisine derince gömülmüştür.

Dügüncüler Vadisi'nin morfolojik açıdan tektonizmaya maruz kalmasının bir diğer kanıtı ise vadinin aşağı çığırında görülen ötelenmedir. Vadi bu kesimde, Germav Formasyonu'na ait kırmızı - mor renkli yer yer kumtaşı aratabakalı birim içinde muhtemel bir faydan dolayı yaklaşık olarak 100 metre ötelenmiştir. Vadi, Sinebel Vadisi'ne doğru yaklaşık olarak KD yönlü uzanışa sahipken ötelenmenin olduğu kesimde aniden keskin bir dirsek çizerek KB'ya yönelmiştir (Şekil 33). Bu fay Kışlacık Köyü güneyinden geçen ve Sinebel Vadisi'ni de kuzeyden denetleyen

eğim atımlı faydır. Flüvyal sistemin en belirgin morfolojik yapısı olan vadilerde, ötelenmeler genel olarak doğrultu atımlı faylar sonucu oluşabilir (Bingöl, 1986: 48-49). Bu eğim atımlı fayın Dügüncüler Deresi'nde yaptığı ötelenmeden dolayı doğrultu atım bileşenli eğim atımlı fay olması muhtemeldir. Ayrıca fayın vadi içinden geçtiği kısımda Sinebel Deresi'ne ait tabakalanma düzeylerinde kırılmalar olmuştur.



Şekil 33 – Dügüncüler Vadisi'nde Ötelenme

Kaynak: Google Earth

Dügüncüler Vadisi'nde göze ilk çarpan hususlardan biri de Dügüncüler Vadisi'nin Sinebel Vadisi'ne ana vadinin akışına zıt bir dirsekle bağlanmış olmasıdır. Bu dirsek gibi, vadilerin ana akarsuya zıt yönlü dirsekle bağlanması faylanmanın belirteçlerindedir. Kuzey yönlü akan Sinebel Deresi'nde daha GD'dan gelen Dügüncüler Deresi'nin olağan şartlarda GD'dan katılması gerekmektedirken bu derenin KB'dan katılması bölgede etkili olan bir fayın neticesidir. Dügüncüler Deresi burada fay gibi zayıf bir zona yerleşmiş, bu zayıf fay zonu vadiyi zorlamış ve akarsu, fay zonunu izleyerek dirsekle vadiye katılmıştır (Şekil 34). Burada Dügüncüler Deresi faya oturmuştur, yani vadinin bu kesimi bir fay vadisidir. Bu durumda Dügüncüler

Deresi ya faydan gençtir ya da faylanma hareketine ayak uydurup eski yatağını terk edip aşınımına dirençsiz bir zon olan faya yerleşmiştir.



Şekil 34 – Düğüncüler Deresi'nin Sinebel Deresi'ne Ana Akış Yönüne Zıt Bir Dirsekle Bağlanması

Kaynak: Google Earth

Çalışma alanında bu iki vadiden başka mevsimlik akarsuların oluşturduğu kısa boylu ve mevsimlik karakterli akarsu vadileri de vardır. 8 adet mevsimlik akarsu özellikle ilkbahar döneminde Sinebel Deresi'nin debisini arttırmaktadır. Bunlar genellikle fliş tabakalarından Sinebel Vadisi'ne doğru drene olan yağmur ve kar erimeleri sularının oluşturduğu vadilerdir. Bunlardan bazıları epizodik karakterdedir. Bu vadilerin bazılarında yatak morfolojisi henüz olgunlaşmamıştır. Gevşek bir formasyon olan flişlerden yamaç aşağı hızla inen bu dereler, toprak erozyonuna neden oldukları için bitki örtüsünü oldukça tahrip etmişlerdir. Sözü edilen bu kesimde flüvyal erozyondan dolayı arazi çıplak bir görünüme sahiptir. Ayrıca bu

akarsuların bazılarının Sinebel Deresi'ne kavuştukları kesimlerinde küçük birikinti konileri oluşmuştur.

5.2.1.1. Asılı Vadiler (Askıda Kalmış Vadiler)

Olağan flüvyal topoğrafyada akarsu eğim doğrultusunda akarken kazıdığı yatakta eğimin doğrusal inişinde bazen tekdüze olmayan boyuna vadi profilleri ortaya çıkar. Eğim kırıklıkları adı verilen bu durum faylanma ya da litolojik farklılaşmadan kaynaklı olabilir (Erinç, 2015: 364; Atalay, 2013: 126).

Flüvyal ya da glasiyal süreçte bazen de akarsu yatağı içinde değil de ana akarsuya karışan bir yan akarsu asılı halde kalmaktadır. Bu durum sonucu asılı vadi adı verilen vadi morfolojisine ait flüvyal bir yapı belirir. Bilindiği üzere asılı vadiler glasiyal aşındırmada buzul vadilerinde ya da kapma olayında kapan akarsuyun yan kollarında meydana gelebilirler (Hoşgören, 2015: 29; Ardel, 1971: 66; İzbrak, 1964: 44; Erinç, 2001: 217; İzbrak, 1955: 67; Ilgar, 2018: 99; Huggett, 2015: 269; Monroe ve Wicander, 2007: 513). Özellikle flüvyal sürecin hakim olduğu topoğrafyalarda görülen bir diğer asılı vadi tipi ise kapma hadisesinden farklı olarak tektonik sürecin etkisinin flüvyal sistemde karşılık bulmasıdır. Bu durumda akarsu, lokal yükselmeye asılı bir morfoloji haliyle cevap verir. Yan vadinin yerel taban seviyesi rolünde olan ana akarsu vadisinin belirli bir kesimi lokal yükselmeye maruz kaldığında, ana akarsu derine doğru gömüleceğinden dolayı yan vadilerin kaide seviyesinde bir alçalma olacaktır. Neticede ise yan vadiler ana akarsuya asılı halde kavuşacaklardır.

Doğrultusu yaklaşık olarak K - G olan Sinebel Yarma Vadisi'ne doğu ve batıdan katılan yan kollar, vadinin yatak morfolojisine bağlı olarak farklı karaktere sahiptirler. Şöyle ki; vadinin yarma kısmında tali kollar için birer yerel kaide seviyesi olan Sinebel Deresi ile yan vadiler arasında bir uyumsuzluk vardır. Yani yan kollar asılı halde gelişim göstermişlerdir. Bu yan kolların bu şekilde asılı olması bölgede etkili olan tektonik yükselim etkisine bağlanabilir. Sinebel Deresi'ne asılı halde kavuşan en büyük akarsu Kışlacık Deresi'dir (Fotoğraf 36 ve 37). Doğudaki Kato Dağı'nın yüksek kesimlerinde kar erimeleriyle beslenen bu akarsu mevsimlik karakterdedir. Sinebel Vadisi'ne dökülmeden önce faylanma hareketlerine ayak uydurup yatağı az da olsa derine gömülmüştür. Bu asılı vadi, bu açıdan bakıldığında

Sinebel Yarma Vadisi'ni meydana getiren tektonik hareketlerle yaşıt olabilir. Dolayısıyla Kışlacık Vadisi diye belirtebileceğimiz bu tali kolun gömülmesinde hiç olmazsa antesedant vadiyi oluşturan tektonizmada ikincil fayların etkili olduğu anlaşılır. Bu durumun mümkün olmaması halinde, Kışlacık Deresi'nin Sinebel Vadisi'ne döküldüğü kesimde, araziye daha doğrusu Sinebel Vadisi'ne ait basamaklara gömülebilmesi hali geriye aşınım dalgasına bağlanabilir. Bilindiği üzere akarsuyun döküldüğü yerel ya da nihai kaide seviyesi arasında yükseltinin fazla olması halinde geriye aşınım hareketi ağız kısmından kaynak kısmına doğru ilerler. Bu hususun Kışlacık Deresi'ne uyarlanması halinde; Sinebel Vadisi'nin kaide seviyesi rolünde olduğu Kışlacık Deresi, çağlayanlar yapıp Sinebel Deresi'ne döküldüğü kesimden geriye doğru yüksek eğim şartlarından dolayı gömülerek gerilemiştir. Fakat böylesi bir durumda Kışlacık Deresi yaşının jeolojik dönem içerisinde Sinebel Deresi'nden daha genç olduğu anlaşılmaktadır. Ancak bölgenin tektonik karakteri ve yan kollardan olan Dügüncüler Deresi'nin de tektonizmadan dolayı gömülmesi Kışlacık Deresi'nin aşağı çığırının da lokal tektonizmaya ayak uydurup gömüldüğü ihtimalini kuvvetlendirmektedir.

Bunun dışında daha az öneme sahip asılı vadiler de yine Sinebel Vadisi'ne doğudan katılmaktadırlar. Batı yamaçları ise bu açıdan fakir bir morfolojiye sahiptir. Bu iki yamaç arasında asılı vadi sayısı arasındaki oransızlık bu geçici kısa boylu akarsuların beslenme havzaları ile ilgili olmalıdır. Doğudan gelen akarsular Kato Dağı'nın üst kesimlerinde kar erimelerinden beslenerek daha bol debili ve sık bir drenaj ağı meydana getirirken, batıda böylesi bir beslenme alanı yoksunluğu asılı vadi sayısında azalmalara neden olmuştur.



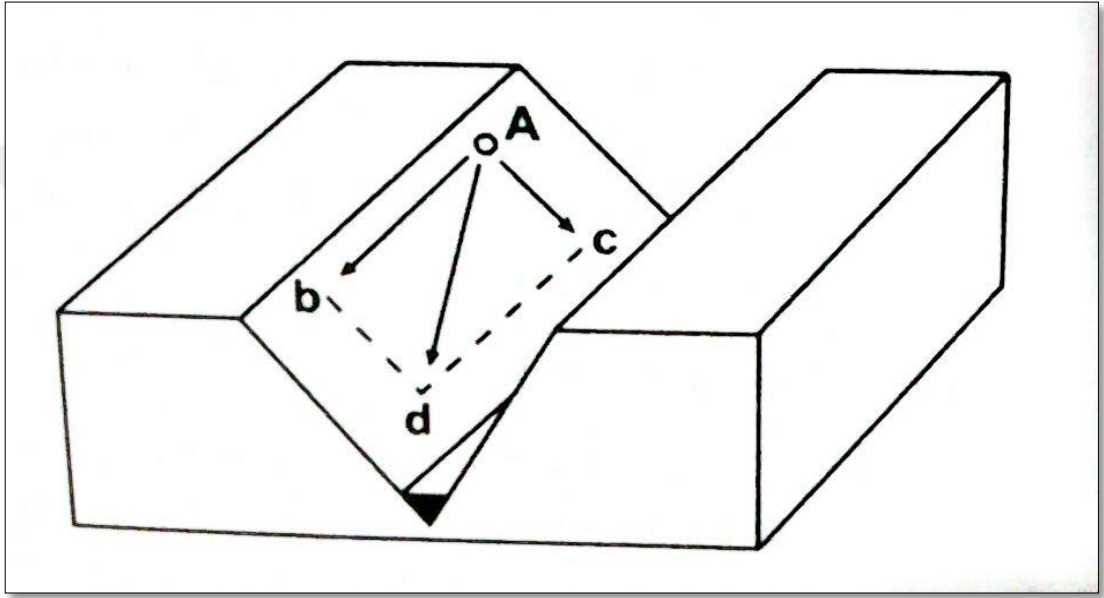
Fotoğraf 36 – Kışlacık Asılı Vadisi



Fotoğraf 37 – Kışlacık Asılı Vadisi Kato Dağı' ndan Gelen Sular Tarafından Oluşturulmuştur.

Doğudan gelen bu yeterince olgunlaşmamış vadilerden Sinebel Vadisi'ne dökülen akarsuların asılı vadileri arasında basamaklar yer yer aşınmış ve parçalanmıştır. Bu nedenle iki asılı vadi arasında kalan tabaka basamakları yer yer silik - harabe şekillere dönüşmüşlerdir.

Yukarıda bahsi geçen asılı vadilerin bir diğer özelliği de bu vadilerden dökülen suyun dimdik eğim aşağı akması gerekirken Sinebel Vadisi'nin genel yatak eğimine paralel yukarıdan aşağıya çapraz şekilde akış göstermeleridir. Bu durumun oluşmasında yer çekimi ve eğimin aynı oranda etki ettiği anlaşılmaktadır. Bu vadilerin arazinin - vadinin eğimiyle yamaç eğimi arasındaki dengeden kaynaklı bu şekildeki akışı, Erinç'in (2015: 450) inekant akarsu tabirine morfolojik olarak uymaktadır.



Şekil 35 - Vadilerin Vadi Eğimi ve Genel Arazi Eğimi Arasındaki Uzanışını Gösteren Çizim (b = yatak eğimi, c = yamaç eğimi, d = yamaç ve vadi eğimi dengesinde inekant akarsu)

Kaynak: Erinç, 2015: 450.

Sinebel Yarma Vadisi'nde asılı vadilere sadece vadinin yarma karakterde olduğu kesimde rastlamak mümkündür. Zira vadinin geniş tabanlı kesiminde böylesi bir durumun oluşması morfolojik ve tektonik koşulların farklılığından dolayı zordur.



Fotoğraf 38 – Çalışma Alanında Gençlik Evresinde Olan Asılı Vadiler

5.2.2. Sekiler (Taraçalar)

Seki, taraça ya da teras (İzbirak, 1955: 126), kabaca her iki tarafından da eğimli yüzeylerle sınırlanan düz bir alandır ve akarsuyun derine kazması sonucu vadi kenarlarında izleri kalan eski vadi kalıntılarıdır (Huggett, 2015: 227). Sekiler (taraçalar), akarsuyun aşındırma ve biriktirme faaliyetleriyle oluşmuş, vadi kenarındaki veya tabanındaki sahanlık şekilli basamaklı düzlüklerdir (Atalay, 2013: 414; Erinç, 1970: 343) ve tektonik olaylarla arazinin yükselmesi, regresyonun oluşması, iklimin daha yağışlı bir döneme girmesi (Sür, 1996: 62) ve kapma sonucu debi artışına bağlı erozyonal kuvvetlerin derine doğru tedrici artışıyla oluşabilirler. Seki oluşumunda genellikle nehrin geçtiği arazinin yavaş yavaş yükselmiş olmasının büyük rolü vardır (Ketin, 1970: 198) ve esasında her bir seki basamağı akarsuyun eskiden aktığı alana karşılık gelmektedir (Güney, 1996: 129) yani paleo akış yatağıdır.

Sekiler (taraçalar), flüvyal topoğrafyada akarsuyun; tektonizma, yapı, iklimik değişkenlikler, debi artışı, eğim, kapma gibi döngüsel sistemlere verdiği morfolojik bir dönüttür. Akarsuyun sayılan bu faktörlere bağlı meydana gelen herhangi bir değişikliğe verdiği tepki olan sekiler, yatakta ya kazıma ya da biriktirme, ve yahut

hem kazıma (aşındırma) hem de biriktirme hareketlerine bağılı olarak ortaya çıkan morfolojik yapılarıdır.

Saha içerisinde, sekilerin meydana getirdiği basamaklı yamaç profilleri, nehrin sık sık vadisini kazarak yatak değiştirdiği ve eski yatağını dikey yönde terk ettiği bir flüvyal aktivite sürecine işaret etmektedir (Avşın, 2014: 325). Fosilleşmiş taşkın ovası çökelleri olarak da tanımlanan akarsu taraça basamaklanması, akarsuların gelişim süreci üzerindeki iklim, kaide seviyesi ve genç tektonik etkinin analitik olarak belirlenmesi için önemli kayıtlar (Erturaç ve Kıyak, 2017: 615) ve sekiler üzerindeki depoların bulunuş pozisyonları bölgeyi etkilemiş olan iklim ve tektonizmanın genliği hakkında önemli ipuçları sunmaktadır (Avşın, 2011: 211). Bu kayıtlar ve ipuçlarının fiziki coğrafya çerçevesinde tektonik morfoloji çalışmalarında değerlendirilmesi bölgenin paleo koşullarını aydınlatıcı role sahiptir.

Sinebel Vadisi ve yakın çevresinde flüvyal sistem topoğrafyayı biçimlendiren etkili dış kuvvettir. Bunun yanında bu alanda flüvyal sistemin gelişimi son derece karmaşık süreçlerden etkilenmiştir ve tektonizma, flüvyal aktivitede değerliği tetikleyen başlıca parametre olmuştur. Tektonizma ve iklimatik değerliğikler ile hidrolojik aşındırma, litoloji arasındaki bu kompleks ilişkinin yansıması topoğrafyada vadi içinde sekilerin oluşumu olarak karşımıza çıkmaktadır. Bilindiği üzere sekiler ya da taraçalar yerli kaya (aşıntı) ya da dolgu taraçaları (birikinti) olarak iki temel sınıfa ayrılırlar (Hoşgören, 2011: 274; İzbırak, 1992: 275). Sinebel Vadisi boyunca vadi yatağının her iki tarafında yer yer kayma yamacı sekileri görölürken, vadinin Çatak Vadisi'ne birleştiği lokasyonda ise alüvyal dolgu taraçaları görölmektedir. Ayrıca yukardaki bölümlerde belirtildiği gibi Kato Dağı'nın batı yamacında ve Sinebel Vadisi'nin yarma karakterli kesiminde ise tabaka sekileri (tabakalanma düzlükleri / stratifikasyon düzlükleri) mevcuttur.

5.2.2.1. Kayma Yamacı Sekileri (Taraçaları)

Yeryüzünü meydana getiren kayaçlar aralıksız olarak aşınmaktadır. Aşınma fiziksel, kimyasal ayrışma ile hazırlanır. Bunu taşınma ve sonra depolanma izler (Taşdemiroğlu, 1970: 28). Çalışma alanında görölen kayma yamacı sekileri de bu morfolojik süreçle oluşmuşlardır.

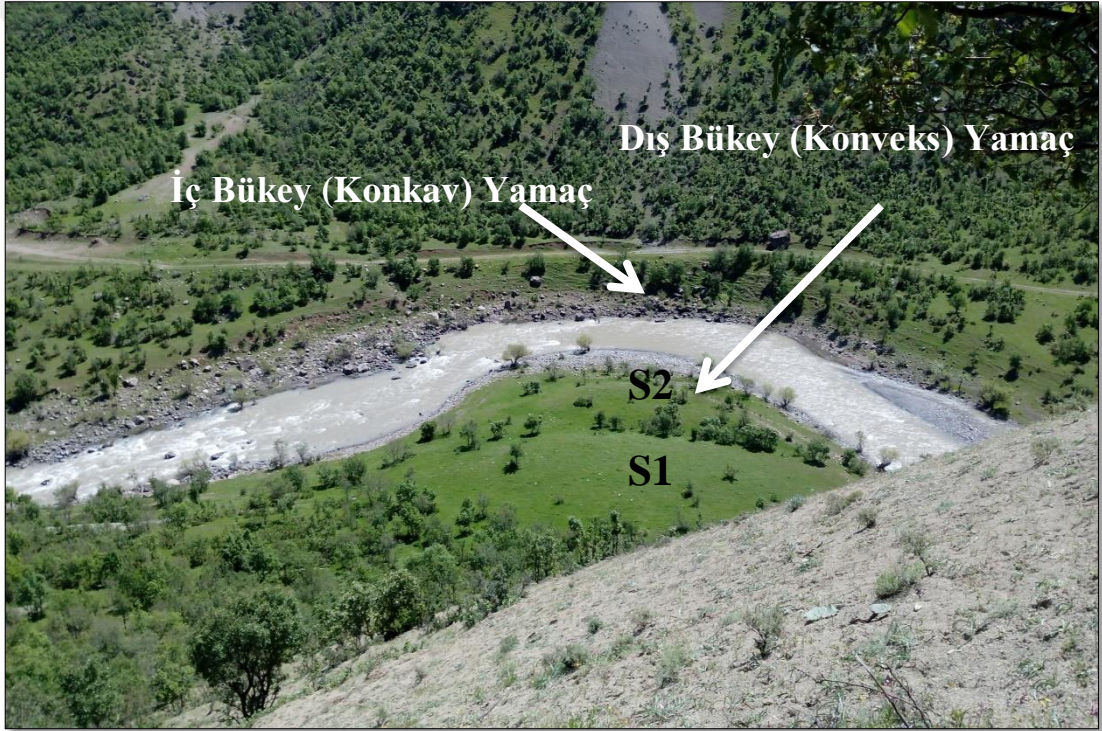
Menderesli bir vadide dış bükey (konveks) yamaç üzerindeki taraçaya – sekiye kayma yamacı sekisi denir (Atalay, 2013: 235). Bu tanımdan anlaşıldığına göre kayma yamacı sekisinin oluşması için vadinin öncelikle menderesler çizmesi yani düşük eğimli bir yatak morfolojisine sahip olması gerekmektedir. Yukarıdaki bölümlerde belirttiğimiz gibi Sinebel Vadisi'nde yarma karakterli antesedant kesimden sonra Gülle Tepe'den Çatak Deresi'ne kadar vadi morfolojisi nispeten geniş tabanlı bir paterne sahiptir (Fotoğraf 39). Bu hususun oluşması tektonizma ve eğim şartlarının kompleks ilişkisinden doğmuştur. Çünkü yatak paterni, akarsuyun sahip olduğu enerjinin, geçtiği çevresel koşulların, iklim ve tektonizmanın önemli bir göstergesidir (Avşin, 2010: 94).



Fotoğraf 39 – Sinebel Vadisi'nde Yarma Vadi Kısımından Sonra Akarsuyun Menderesli Akışı

Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresinde bu sekiler en iyi şekilde Sinebel Vadisi'nin orta ve aşağı çığırında görülmektedirler. Gülle Tepe ile Çatak Deresi arasında geniş tabanlı bir vadide akan akarsu, bu kesiminde elverişli yatak morfolojisinden dolayı yer yer alüvyal birikmelere ve birikmelerde kazımalara sahne

olmuştur. Dolayısıyla bu kesimde vadi yamaçlarında sekiler oluşmuştur. Fakat bu sekiler eşleneği olan sekiler değildir. Yani vadinin her iki yamacında da karşılıklı olarak görülmemektedirler. Çalışma alanında yaklaşık olarak 6 olgun kayma yamacı sekisi tespit edilmiştir. Bu sekilerin en temel özelliği menderes büklümlerinin dış bükey yamaçlarında kayma düzlüğü halinde oluşmalarıdır. Akarsu iç bükey kesime doğru yanal halde aşınımdan dolayı göç ederken dış bükey kesimde de eski akarsu vadisinden iç bükey kesime doğru seki basamakları oluşmuştur (Fotoğraf 40). Literatürde mendereslerin bu tür yana doğru aşındırma ve gömülmeleri şeklinde oluşan sekilere kayma yamacı sekileri denir ve bu sekiler alüvyal dolguyla örtülü olabilirler (Erinç, 2015: 575; Hoşgören, 2011: 158; Atalay, 2013: 235).



Fotoğraf 40 - Sinebel Vadisinde Kayma Yamacı Sekilerine Bir Örnek

Vadi içindeki kayma yamacı taraçalarının varlığı vadinin yarma karakterli antedant kesimindeki çok zayıf gömük mendereslenmenin de yukarıdaki paragraflarda belirttiğimiz gibi kaymış gömük menderes olabileceğine kanıt olabilmektedir.

Bu sekilerin oluştuğu menderes bükümlerinde iç bükey yamaç yer yer kalın fliş tabakalarına çarpmakta ve bu tabakaları alttan oymaktadır. Bu durumda çok dik bir yapı kazanan fliş tabakalarında bitki örtüsü erozyondan dolayı tutunamamaktadır. Ayrıca bu tek yönlü aşınımından dolayı vadinin bu kesimlerinde son derece asimetrik bir yatak morfolojisi meydana gelmiştir (Fotoğraf 41).



Fotoğraf 41 – Sinebel Vadisinde Kayma Yamacı Sekisi ve İçbükey Yamaçta Flişlerde Erozyonal Süreçten İleri Gelen Diklik ve Bitki Örtüsü Yoksunluğu.



Fotoğraf 42 – Vadi İçinde Alüvyal Dolgulu Kayma Yamacı Sekilerine Başka Örnekler.

Sinebel Yarma Vadisi'nde aşağı çığırda Çatak Deresi'ne kavuşmadan önce yatak eğimi vadinin yukarı çığırına göre nispeten oldukça azalmıştır. Bundan dolayı bu kesimde azalan yatak eğimine bağlı olarak menderes büklümlerinde çok iyi yığınaklar gelişmiştir. Alüvyon alanları sulu tarım açısından birinci sınıf tarım arazileri (Sunkar ve Tonbul, 2012: 44) olduğu için bu yığınaklar düşük eğimlerinden ve toprak verimliliğinden dolayı yerel halk tarafından tarım sahası olarak değerlendirilmektedir. Bu yığınaklarda henüz kayma yamacı sekileri morfolojik olarak belirgin değildir.



Fotoğraf 43 – Sinebel Deresinin Yarma Vadi Karakterini Terk Ettiği Kesiminden Bir Görüntü

5.2.2.2. Alüvyal Sekiler (Taraçalar)

Akarsu vadilerinin kenarlarında akarsuyun paleo - akışı esnasında artan debiye bağlı olarak biriken alüvyallerden - çakıllardan oluşan; güncel talveg seviyesinden yüksekte yer alan ve genelde vadinin her iki yamacında görülebilen sekilere alüvyal seki ya da alüvyal taraça, alüvyal teras denir (Hoşgören, 2011: 14; Ardos ve Pekcan, 1997: 211; Güney, 1996: 13).

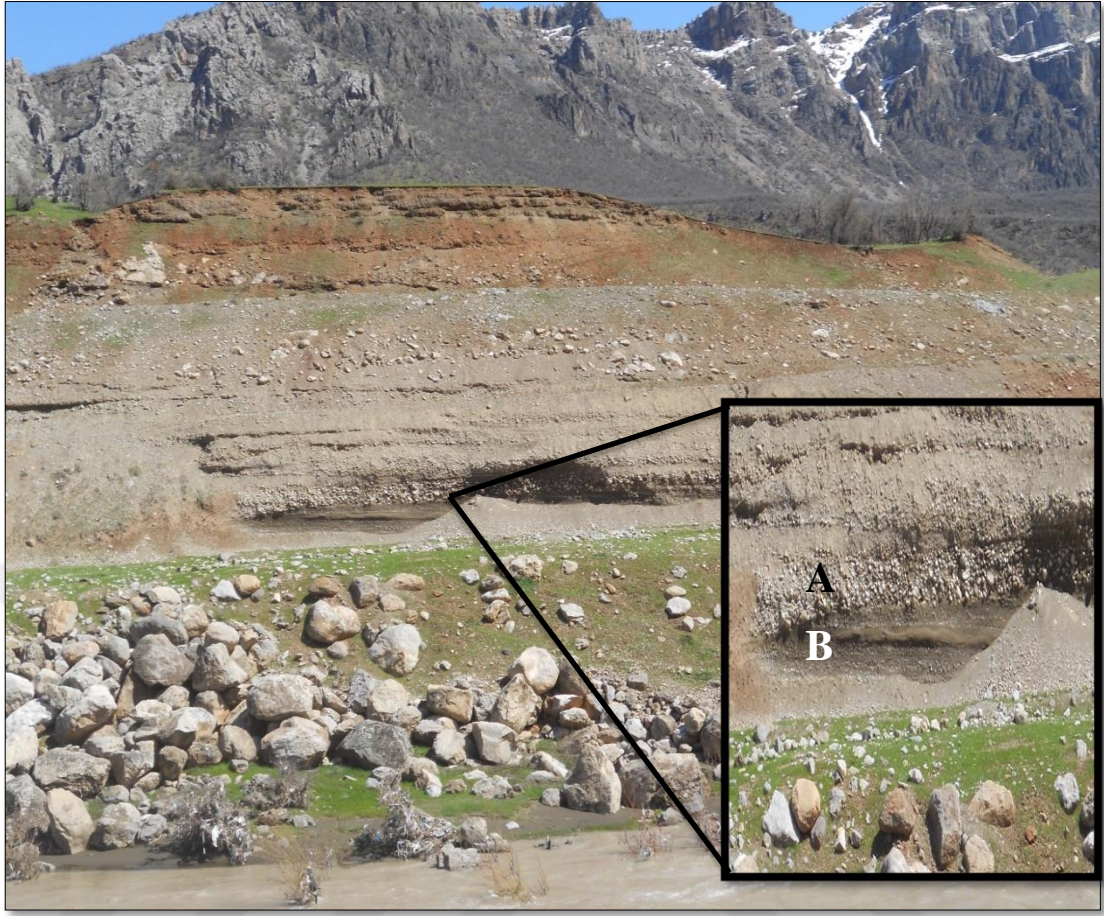
Bu tür sekiler esas olarak akarsuyun biriktirmesine bağlı olarak oluşurlar. Akarsuyun tektonik, klimatik, ya da östatik kaynaklı seviye alçalması sonucu akarsu, yatak yükünün bir kısmını önceki akış seviyesinde bırakacaktır. Neticede ise akarsuyun günümüzde aktığı kesimden biraz daha yüksekte ve uzakta çakıllardan oluşan depolar istiflenecektir.

Taraça oluşumu bir akarsuyun enerjisindeki değişimlere bağlı olarak gerçekleşir (Erturaç ve Kıyak, 2017: 617). Akarsuyun hidrolik enerjisinde meydana gelen değişimler taşınan materyalin boyutunu, geometrik yapısını, istiflenme tarzını vs. etkilemektedir. Bir akarsuyun taşıdığı materyalleri depo edebilmesi, akım şiddetinin taşınan materyalin uzaklara sevkedilebilmesi için gerekli olan akış enerjisinden az olmasıyla mümkün olmaktadır.

Depolanma dönemleri, akarsuyun debisinin düştüğü ve çökel taşıma kapasitesinin azaldığı kurak dönemler olarak yorumlanmaktadır. Akarsuyun taşkın ovasını terk ederek yanal ve düşey yönde aşındırdığı dönemler ise yağış rejimi / debi artışına karşılık gelebilir (Erturaç ve Kıyak, 2017: 627). Buna göre Sinebel Vadisi'nde aşağıda ele alınacak olan çakıl - kum dolgululu seki depoları yarı kurak bir iklimin, flüvyal morfolojide paleo kanıtlarındandır. Bu seki depoları içerisindeki çakıl, kum gibi farklı boyuttaki malzemelerin üst üste istiflenmesi ise yarı kurak iklim dönemdeki minimal iklim ve debi osilasyonlarıyla ilgili olmalıdır.

Sinebel Deresi aşağı çığırında Çatak Nehri'ne kavuşurken, vadinin doğu yamaçlarında kalın depolar halinde sekiler görülmektedir. Söz konusu sekiler Kışlacık Köyü yolu yapımından dolayı yol yarmasıyla birlikte çok net şekilde ortaya çıkmıştır.

Çalışma alanında ele aldığımız bu alüvyal sekilerin klimatolojik, hidrografik ve morfolojik bazı önemli durumları göze çarpmaktadır. Öncelikle seki depolarında istiflenmede ve boylanmada belirli bir düzen vardır. Bu durum birikmenin sakin bir ortamda oluştuğunu göstermektedir. Bunun yanında depolardan anlaşıldığına göre akarsu debisi jeolojik geçmişte artma ve azalmalar göstermiştir. Çünkü depolanmada ince taneli kalın kum depoları ve blok çakıllı depolar üst üste sıralanmışlardır. İnce taneli kum boyutlu istif tabakası nispeten azalan debiyi, akaçlama havzasında zayıf mekanik aşındırmayı gösterirken, blok çakıllı depolar artan debiyi ve yüksek oranda aşınımı göstermektedir (Fotoğraf 44). Ayrıca akarsuyun debi değişikliği iklimatik değişkenliklerin kontrolünde olduğu için depolanmada litolojik istiflenme paleoklimatik koşulları yansıtan önemli bir parametredir. Yani, ince taneli depolanma kurak ya da yarı kurak iklimsel dönemleri ya da koşulları, blok çakıllı depolar ise artan yağışı ve nemli dönemleri yansıtabilir.



Fotoğraf 44 – Sinebel Vadisi'nin Aşağı Çığırında Vadinin Doğu Kesiminde Görülen Alüvyal Seki. A = Artan Debi Döneminde Biriken Çakıllar. B = Azalan Debi Dönemine Ait Kumlar

Çalışma alanında görülen bir diğer alüvyal seki dolgusu ise Çatak Nehri'ne aittir. Çatak Nehri'nin Sinebel Deresi ile birleşmesinden önce doğusunda ve güncel akarsu vadisinden oldukça uzakta seki depoları bulunmaktadır. Bu sekilerin yapısal özellikleri Sinebel Deresi'ne ait sekilerden çok daha farklıdır. Nitekim bu sekiler sıkı dokulu ve tutturulmuş yapıdadırlar. Öyle ki bu sekilerde konglomeralaşan depolarda sızan suyun eritmesine bağlı kovuklar dahi gelişme imkanı bulmuştur (Fotoğraf 45).



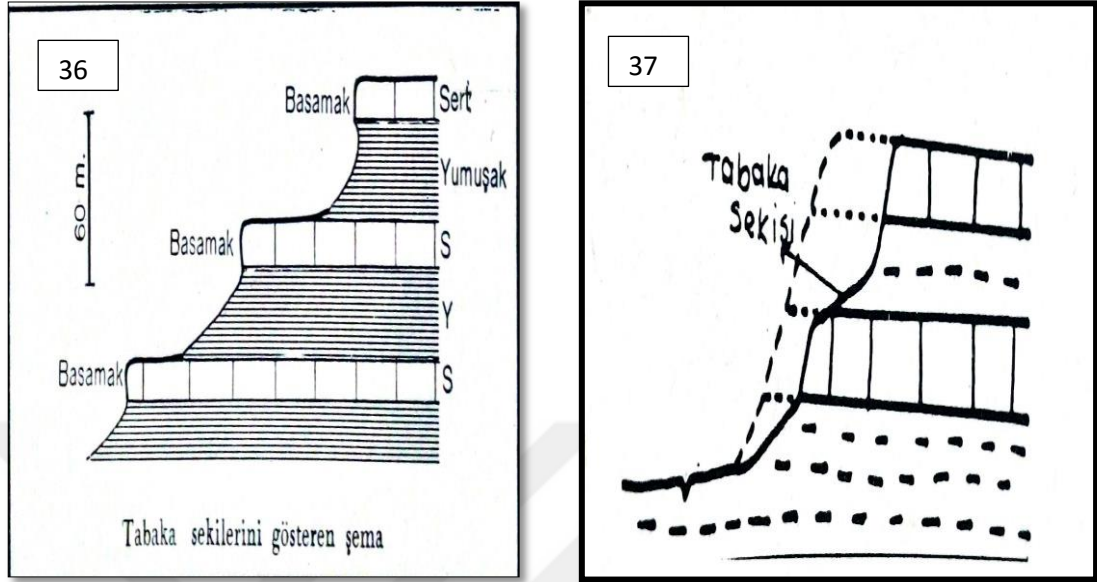
Fotoğraf 45 – Çatak Nehri'ne Ait Alüvyal Seki

5.2.2.3. Tabaka Sekileri - Düzlükleri (Stratifikasyon Yüzeyleri)

Türlü sertlikteki tabakaların aşınmaları sonunda, sertlik ayrılığundan doğan birer çıkıntı halindeki tabaka sekileri (İzbırak, 1962: 139) topoğrafyada özellikle yatay yapılı sahalarda litolojik olarak farklı aşınım mukavemeti olan tabakaların sıralandığı birimlerde görülür. Bu tabakalar üzerinde etkili olan erozyonal kuvvet, tabakaların direnç noktalarının farklılığından dolayı aynı seviyede gelişmez. Selektif (seçici) aşınım sonucu dirençli tabakalar daha zor ve geç, nispeten dirençsiz tabakalar ise daha kolay ve hızlı aşınırlar. Yani bu tabakaların düz olan üst kısmı sert, dik olan eğimli kısmı ise yumuşak kesime denk gelir (İzbırak, 1955: 129) (Şekil 36 ve 37).

Çalışma alanını doğudan sınırlandıran Kato Dağı'nın batı yamacı morfolojik olarak sekilere benzeyen bir basamaklanma yapısı göstermektedir. Bu tabakalanma

düzeyleri (stratifikasyon düzlükleri) akarsulara ait olmasa da flüvyal süreçle oluştukları için tabaka sekileri başlığı "flüvyal şekiller" başlığı altında açılmıştır.



Şekil 36 , 37 – Tabaka Sekilerini Gösteren Çizimler

Kaynak: İzbrak, 1955:130 (Şekil 36) ve Sür, 1996:37 (Şekil 37)

Kato Dağı'nın batı yamacındaki bu basamakların morfolojik gelişiminde etkili olan durum tabaka sekisi oluşum sürecinin gelişmiş olmasıdır. Bu durumu kanıtlayan bazı durumlar şöyledir: Öncelikle Kato Dağı'nın batısı dolomit ve kireçtaşı araldanmasından oluşan bir litolojiye sahip Latdağı Formasyonu'dan oluşmuştur (Şenel, 2008: 7 - 8). Dolomit, kalker gibi hemen hemen aynı renktedir fakat kalkerden daha sert bir kayadır (İzbrak, 1961a: 56) ve normal koşullar altında kireçtaşından hafifçe daha az çözünmektedir (Huggett, 2015: 394). Buradan hareketle bahsi geçen basamakların nispeten düz olan üst kısımları (şevler) sert olan dolomite, iki düz kısım arasındaki eğimli kesim (korniş) ise kalkere tekabül etmektedir. Bir diğer kanıt ise faylanma ile yükselen dağın tabakalarının uzanış pozisyonlarıdır. Tabakalar burada, batıya bakacak şekilde tabaka başları hafif yukarıya kuesta benzeri çarpılmış şekilde bulunurlar. Bu durumda flüvyal erozyon nispeten daha rahat bir gelişim ortamı bulmuştur ve su, tabakalar arasına rahatlıkla sızma imkanına sahip olmuştur. Kato Dağı'nın yüksekliği de göz önüne alındığında hem tabakaların alın kısımlarının doğrultusu hem de kalker ve dolomit gibi farklı aşınım mukavemeti olan kayaların litolojisi, su süpürmesine bağlı olarak tabaka

sekilerini meydana getirmiştir (Fotoğraf 46). Kato Dağı gibi Körkandil Dağı'nda da benzer tabaka sekileri vardır.

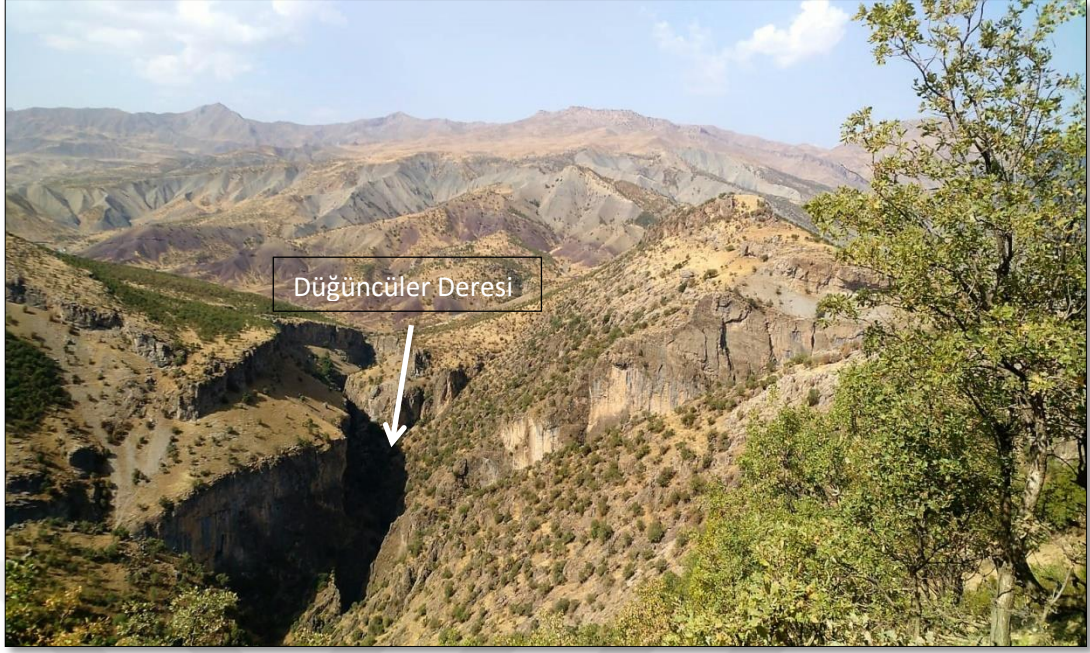
Tabaka sekileri (stratifikasyon düzeyleri) ayrıca Sinebel Yarma Vadisi ve Dügüncüler Deresi içinde vadi yamaçlarında da oluşmuştur (Fotoğraf 47 ve 48).



Fotoğraf 46 – Kato Dağı'nda Selektif AŞınmadan Dolayı Oluşan Basamaklı Yapı



Fotoğraf 47 – Sinebel Vadi'sinde Görülen Tabaka Sekileri



Fotoğraf 48 – Düğüncüler Deresi'nde Görülen Tabaka Sekileri

5.2.3. Birikinti Konileri

Flüvyal topoğrafyada herhangi bir akarsu kendisiyle birlikte taşıdığı yatak yükünü eğim şartlarının değiştiği sahalarda bırakır. Dağlık sahalardan inen akarsuyun yatak yükünü eğimin azaldığı yerde üst üste yığılmasıyla birikinti konileri meydana gelir. Birikinti konileri yüksek dağlık arazilerden gelen akarsuların alüvyonları ovaya kavuştuğu kesimde bırakmasıyla oluşabildiği gibi tali kolun ana akarsuya kavuştuğu kesimde de oluşabilirler. Bu ikinci oluşum şeklinde ana akarsu, yan kol için bir yerel kaide seviyesidir.

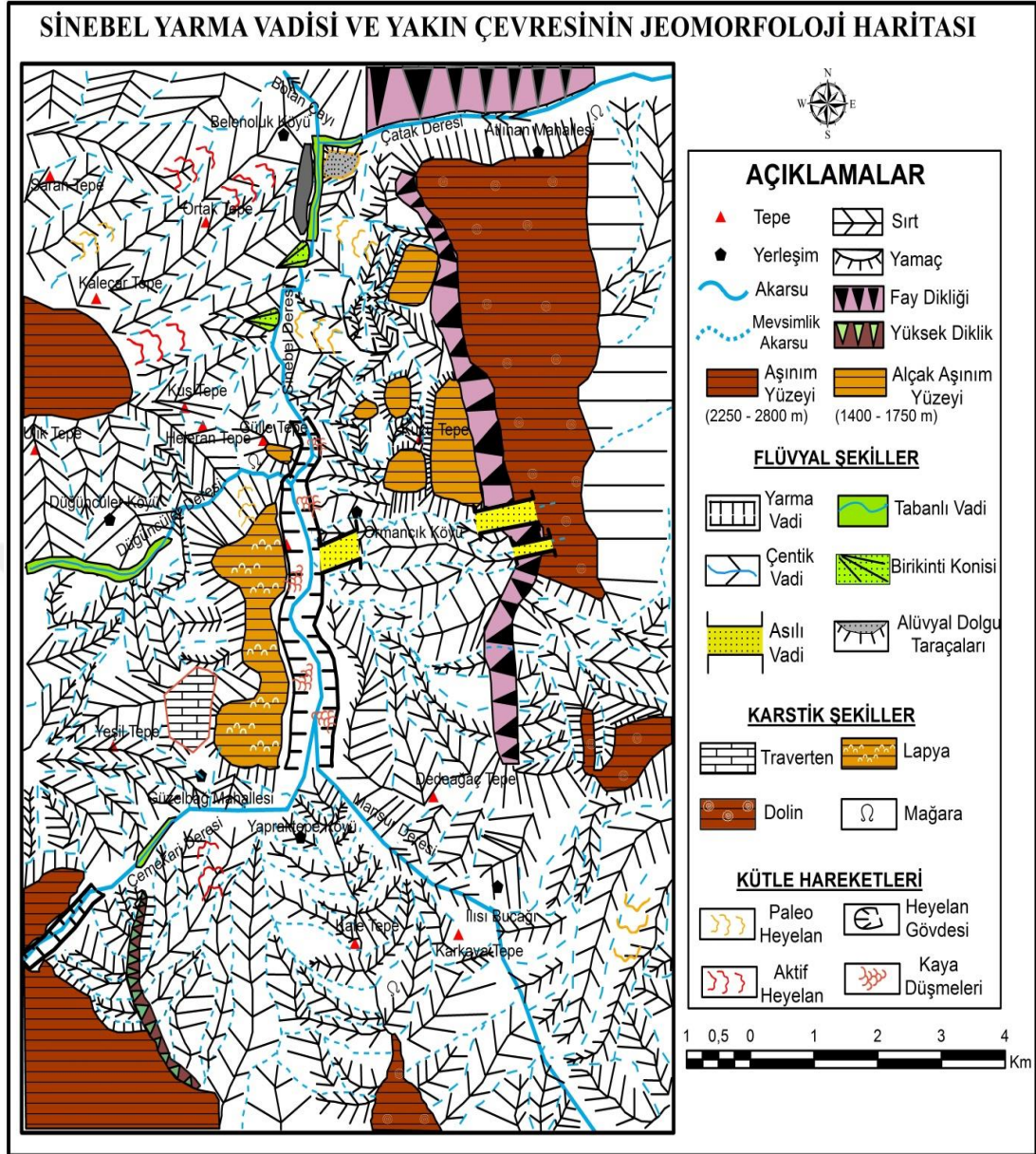
Sinebel Vadisi'ne doğudan katılan mevsimlik akarsular küçük birikme sahaları oluşturmuşlardır. Fakat bu birikme alanları (biri hariç), ana akarsu vadisinden alan kapacak kadar ya da akarsuyu öteleyecek kadar olgun morfolojilere sahip değildir. Ancak Sinebel Vadisi'nin nispeten geniş bir yatak içerisinde aktığı kesimde doğudaki fliş tabakalarından gelen mevsimlik bir akarsu ana akarsuya kavuştuğu kesimde birikinti konisi meydana getirmiştir. Burada birikinti konisinin oluşmasını sağlayan bir faktör de fliş tabakalarının gevşek olması ve su erozyonundan kolay etkilenebilir karakterde olmasıdır. Birikinti konisi, oluştuğu kesimde Sinebel Deresi'ni morfolojik

bir itmeye zorlamış, vadi içinde akarsu batıya doğru az da olsa kaymıştır. Bu nedenle bahsi geçen birikinti konisinin olduğu yerde vadi içinde az da olsa morfolojik bir ötelenme vardır.

5.2.4. Akarsu Aşınım Oyukları (Yatak Çukurları)

Sinebel Yarma Vadisi'nde görülen bir diğer flüvyal aşınım şekli ise akarsu aşınım oyuklarıdır. Bu şekiller akarsu yatağında hızlı ve karışık akışın birer göstergesidirler ve literatürde pot – hole olarak belirtilirler. Bu dairesel – oval çukurlar, kum ve çakıl taşıyan girdaplı akıntıların anaförler yaparak döndüğü ve sağlam kayaları aşındırarak içine çöküntüler açtığı yerlerde oluşurlar (Huggett, 2007: 442 – 443).

Çalışma alanında pot - hole şekilleri Sinebel Deresi'nin boğaz karakterli kesimini terk ettiği alanda özellikle vadinin suyla temas eden alt yamaçlarında oluşmuşlardır.



Harita 9 – Çalışma Alanı ve Yakın Çevresinin Jeomorfoloji Haritası

5.3. Karstik Şekiller

5.3.1. Çalışma Alanı ve Yakın Çevresinde Karstlaşmanın Genel Özellikleri

Karstlaşma bir olayı, karst ise bu olaya bağlı olarak oluşan bir durumu belirtir (Öztaş, 1992: 119). Karst, özellikle kireçtaşının erimesi ve yüzeysel akarsuların yeraltına geçmesi neticesinde meydana gelen şekillerin tümünü ifade eden morfolojik bir deyimdir (Sür, 1994: 1). Karstlaşma, temelde bir erime olayıdır (Öztaş, 1992: 20) ve genel anlamıyla karbonat kayalarının, suların eritme aşındırmasıyla yerüstü ve /

veya yeraltında kendine özgü yerşekillerinin meydana gelmesini ifade etmek için kullanılır (Güneysu, 1989: 137). İlkel karst ortamını belirleyen birincil faktörler (jeolojik özellikler) ve şekillendirici ikincil faktörler (jeomorfoloji, paleocoğrafya, iklim, bitki örtüsü, zaman) ile erimeyi gerçekleştiren fiziko - kimyasal süreçlerin karşılıklı etkileşimleri (Nazik ve Poyraz, 2015: 205) karst topoğrafyasına ait morfolojik elemanlar oluşturur. Bilindiği üzere bu topoğrafik elemanlar, yani karstik şekiller; kalker, dolomit, jips, kayatuzu ve tebeşir (Doğu vd., 1993: 129; Eren, 2008: 1), bazı kumtaşları (İzbirdak, 1964: 1), uygun koşullar altında kuvarsit, granit ve bazalt (Huggett, 2015: 391) ve birbirine karbonatla çok sıkı biçimde tutturulmuş konglomeralar (Ege, 2016: 238) gibi eriyebilen - çözünebilen kayalar üzerinde bu kayaların su ile reaksiyona girerek erimeleri aşınmaları sonucunda meydana gelirler (Altın, 2001: 165). Fakat, çözünebilen karbonatlı kayalar dışında diğer birçok kayada da farklı nitelikte ayrışma şekilleri bulunsa da (Graf ve Bozcu, 2006: 10) karstlaşma hadisesi en iyi, karbonatça zengin kimyasal sedimentler kayalarda gelişir. Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresinde de çalışma alanında litoloji, tektonizma ve iklimin karşılıklı ilişkisinden dolayı lapyo, dolin, mağara, traverten, sarkıt, dikit, sütun gibi karst topoğrafyasına ait şekiller oluşmuştur.

Neotektonik olayların meydana getirdiği düşey doğrultulu yapısal hareketler ve fay hatları, Türkiye karstının oluşum ve gelişiminde önemli etkiler oluşturmuşlar; karstlaşma için gerekli uygun koşullara sahip kesimlerde fay hatları, erimenin hızlanması yönünde zayıf direnç zonları oluştururken, düşey doğrultulu yapısal hareketlerle karstlaşma derinlemesine gelişme imkanı bulmuş ve yaygınlaşmıştır (Güneysu, 1993 : 329 - 330). Genel olarak karstik alanlarda fay hatları ve belirli çatlak sistemleri, yeraltı sirkülasyonunu yönlendiren ve karstik çözünmenin adeta odaklandığı zayıf direnç alanlarını oluşturmaktadır (Doğan, 2002: 79). Pliyo - Kuvaterner'de Toroslar'ın bütünüyle yükselmesi aktif tektonik karstlaşmayı yeniden canlandırmış, yüzeysel drenajın yeraltına kaymasına neden olmuştur (Özdemir ve Sunkar, 2007: 263). Nitekim çalışma alanındaki karst topoğrafyasına özgü şekiller de tektonik olarak aktif sahalarda oluşmuştur. Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresinde karstik topoğrafyanın oluşmasında litolojinin yanında muhakkak surette etkili olan ikincil faktör tektonizmadır, daha doğrusu Neotektonik hareketlerdir. Bu yeni tektonik etkiler karstik taban seviyesinin ve karstlaşmanın üzerinde önemli rol

oyunması suretiyle başlangıçta yüzey karstı olarak gelişen şekillerin derine doğru oluşumlarını hızlandırmıştır (Altın, 1998: 553). Bunların yanında, Sinebel Vadisi ve yakın çevresinde karstlaşma, bölgenin jeolojik geçmişte denizel ortamdan kurtulup karasal ortam koşullarının egemen olmasıyla kireçtaşı litolojiler üzerinde oluşmaya başlamıştır.

Türkiye bilindiği üzere çok farklı jeolojik dönemlerde litolojik ve tektonik oluşum süreçleri yaşamıştır. Paleozoik'ten Tersiyer sonlarına kadar çeşitli ortamlarda çökelen değişik yaş, cins ve kalınlığa sahip kireçtaşları üzerinde makro ve mikro boyutta birçok karstik şekil gelişme imkanı bulmuştur (Altın, 2001: 163). Doğu Anadolu Bölgesi karstifikasyon için yeter miktarda yüksekliğe ve iklim şartlarına sahiptir fakat burada kireçtaşının litolojik vasfı büyük ölçüde bir karstlaşmaya imkan vermemiştir (Erinç, 1960: 86). Zira Doğu Anadolu Bölgesi, Neotektonik hareketlerin gelişimi esnasında ve / veya post - Neotektonizma evresinde yoğun bir şekilde volkanizmaya maruz kalmış ve volkanik materyal bölgeyi büyük oranda örtmüştür. Bu nedenle bölge morfolojisinde, karstifikasyon çok fazla alan kaplayamamıştır. Doğu Anadolu Bölgesi, karstik şekil yoğunluğu ve büyüklüğü bakımından fakirdir; fakat bununla birlikte bölgede; Munzur Dağları, Van Gölü doğusu ve güneyi, Çimen Dağları, Herakol Dağları çevresi karstik şekillerin yaygın olduğu yerlerdir (Polat, 2011: 151). Sinebel Yarma Vadisi de bahsi geçen Herakol Dağları'nın yakın çevresindedir. Sinebel Yarma Vadisi'nde kireçtaşı litoloji Germav Formasyonu'na ait flişler tarafından açısız diskordansla örtülmüştür. Bu kireçtaşlarının yüzeye çıkması Neotektonik hareketlere bağlı yükselmeye olmuş ve yükselen kireçtaşı blokları üzerinde eğim şartları değişmiş, dolayısıyla flişler flüvyal erozyonla uzaklaşmıştır (bu aşınmada flişlerin gevşek - dirençsiz olması da etkili olmuştur). Bu açıdan bakıldığında kireçtaşı tabakalarının bu denli yüksek seviyelere çıkması düşey tektonizmanın eseridir ve bunlar ekshüme (üzeri sıyrılmış) bir topoğrafyadır. İşte Sinebel Vadisi'nde karst topoğrafyası en iyi bu yükselen ekshüme olan kireçtaşı litolojisi üzerinde oluşmuştur. Nitekim literatürde de karstik şekillerin en iyi kireçtaşı üzerinde geliştiği (Doğu vd., 1993: 129; Güneysu, 1991: 131; Erinç, 1970: 405; Eren, 2008: 6; Özşahin, 2013a: 552; Siler ve Şengün, 2011: 480; Özşahin, 2013: 2115; Polat ve Güney, 2013: 442; Sür, 1994: 4; Sayhan, 1999: 304; Erinç, 1960: 84; Huggett, 2015: 393) defaatle belirtilmiştir. Hatta Alagöz (1943), Dünya üzerinde en

iyi morfolojik peyzajın kalker üzerinde geliştiğini belirtmiştir (Alagöz, 1943: 87). Dolayısıyla çalışma alanında lapyalar başta olmak üzere karstik şekiller tektonizmanın kontrolünde gelişmişlerdir ve bunlar tektonik stilin değiştirdiği karst taban seviyesine göre oluşum göstermişlerdir.

Soğuk suyun bünyesinde fazla miktarda karbondioksit bulundurması karstlaşmayı arttırmaktadır (Polat, 2013: 153). Sinebel Yarma Vadisi çevresinde bahsi geçen bu son tektonik hareketlerle yükselim kazanan ve erozyonal süreçlerle uzaklaşan flişler altında çıplak olarak yüzeye çıkan çalışma alanındaki karst topoğrafyası (yaklaşık 1700 m) yükseltiden dolayı eriyen kar sularının yüksek çözünürlüğüne bağlı olarak daha iyi gelişim göstermişlerdir. Nitekim, çıplak kayalar üzerinde soğuk suların çözücülük (dissolvan) özelliği daha yüksektir (Altın, 1998: 536).

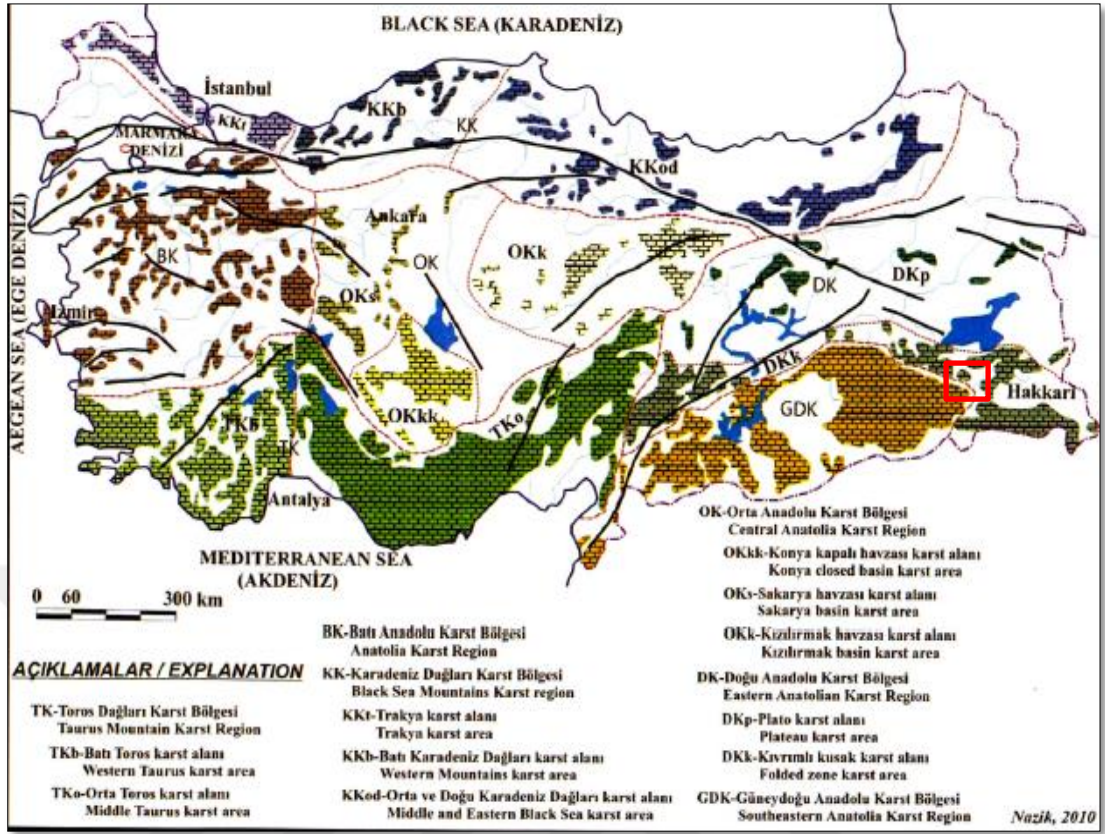
Bunların yanında, kireçtaşlarının çatlaklı olması, tüm karst oluşumları üzerinde etkili olmasa bile (Graf ve Bozcu, 2006: 10), karst morfolojisinde yüzey sularının yeraltına geçişini kolaylaştırmakta ve karstlaşmayı teşvik ederek olumlu etkilemektedir (Erinç, 1970: 405; Zeybek, 2011: 276; Aylar vd., 2018: 1) ve Sinebel Yarma Vadisi'nde de tektonizmaya bağlı oluşan çatlak yapısı karst sürecini hızlandırmıştır. Ayrıca, Nazik ve Poyraz (2015: 210), çalışma alanı ve yakın çevresinin karst topoğrafyasını, Orta Miyosen'den beri sürekli yükselim halinde olan kıvrımlı kuşak karst alanı olarak belirtmiştir.

Türkiye'nin yaklaşık üçte ikisi (Güneysu, 1991: 133), karstik arazilerden oluşmaktadır ve Türkiye arazisinin yaklaşık % 40' ı erimeye uygun karbonatlı ve sülfatlı kayalardan oluşur (Nazik ve Tuncer, 2010: 7). Ayrıca Türkiye karstlaşmanın Dünya üzerinde en iyi görüldüğü 30 ve 50 enlemleri arasında yer almaktadır (Graf ve Bozcu, 2006: 10). Bu iki durum karst topoğrafyasının Anadolu'da çok yaygın olmasına neden olmuştur. Ülkemizde karstik alanlar denilince Toroslar akla ilk gelmektedir; çünkü, bu dağlık kuşakta saf ve kalın tabakalar halinde, kireç oranı yüksek kireçtaşları geniş yayılış göstermektedir ve söz konusu sahada yükselti, tektonik özellikler, yükselmeye bağlı yarılmalar karstlaşmanın uzun zamandan beri devam etmesi gibi nedenlerden dolayı karstik şekiller son derece çeşitli ve zengindir (Zeybek, 2004: 97; Erinç, 1960: 86) ve karstlaşmayı oluşturan karbonatlı kayaların

yaşlarının Paleozoyik'ten Tersiyer'in ortalarına kadar değişiklik gösterdiği görülür (Güldalı, 1978, s.2).

Yurdumuzun güney yarısını boydan boya kaplayan Toros Dağları'nda karstlaşma, neredeyse hiç kesintiye uğramaz (Hadimli ve Bulut, 2008: 44). Toros Dağları'ndaki karstlaşma, kireçtaşlarının deniz yüzeyine çıktığı Mesozoyik sonundan itibaren başlayarak günümüze kadar devam etmiştir. Ancak karstlaşmanın şiddet ve seyri jeolojik devirlere ve kireçtaşlarının tabakalaşma ve kil miktarına göre önemli değişme göstermiştir (Atalay vd., 2015: 157). Türkiye'de karstlaşmanın, oluşumu ve gelişimi bakımından, tipik örnekleri Güney Anadolu'da Toros Sistemi üzerinde bulunmaktadır (Sür, 1994: 3). Karstlaşma ve karstik şekiller ülkemizde en yaygın ve karakteristik biçimde Orta ve Batı Toroslarda görülmektedir, ancak yerel alanlarda da olsa kalkerli araziler Güneydoğu Toroslar içerisinde de adeta serpiştirilmiş bir şekilde görülebilmektedir (Siler ve Şengün, 2011: 479).

Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresindeki karst topoğrafyası da yukarıda bahsi geçen ve muhtelif yazarların genel karst özelliklerini belirttiği Toros'ların doğu kolları üzerinde yer alır. Nazik ve Tuncer (2010: 7), Anadolu'yu karst topoğrafyasını etkileyen bir takım faktörlere göre çeşitli karst kuşaklarına ayırmışlardır. Sinebel Yarma Vadisi de Anadolu'da karst topoğrafyasının bölgesel sınıflandırmasında Doğu Anadolu Karst Kuşağı'nda Kıvrımlı Kuşak Karst Alanı'nda yer almaktadır (Nazik ve Tuncer, 2010: 17). Çalışma alanı yaklaşık olarak kenar kıvrımları kuşağına dahildir ve kenar kıvrımları kuşağını ana çizgileriyle karstik kuşaklardan saymak mümkündür (Akyol,1948-1949: 19).



Şekil 38 – Türkiye Karst Bölgeleri Haritası

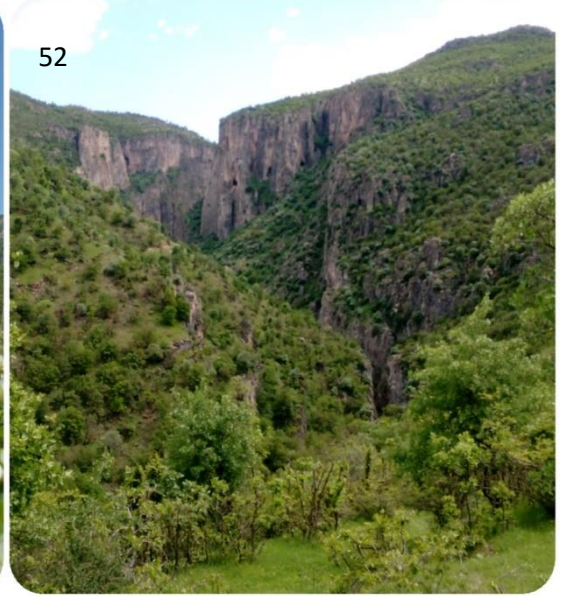
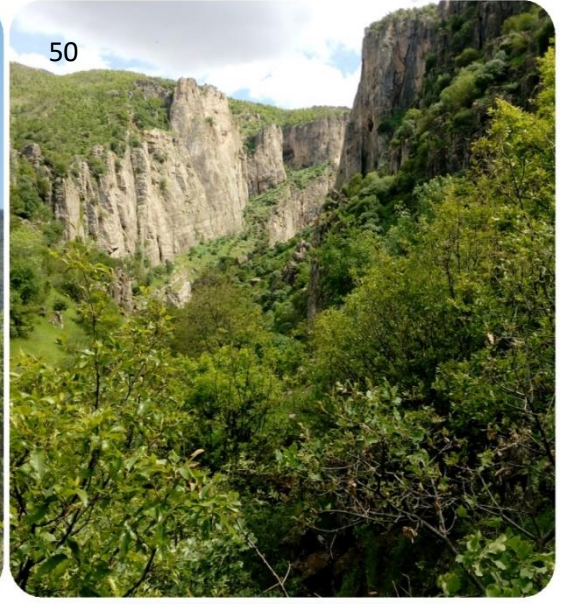
Kaynak: Nazik ve Tuncer, 2010: 10. (Kırmızı kareli alan çalışma alanının yaklaşık yerini gösterir).

Jakucs (1973: 78 - 79), karst kuşaklarını klimajenetik farklılıklara bağlı olarak ayırt etmiştir. Her bir kuşakta karst korrozyonel süreçlerin farklılığından hareketle karst mofolojisinin gelişim ve biçimsel seyrinin farklı olduğunu belirterek 5 kuşak ayırımında bulunmuştur. Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresi bu kuşaklardan Periglasial ve Yüksek Dağ Kuşağı Karstına dahil edilebilir. Ayrıca bu kuşakta karstlaşmada iklimik anlamda en çok etkinin atmosfer karbondioksitine ve toprakta biyolojik karbondioksitine bağlı olduğu belirtilmiştir (Jakucs, 1973, s.78-79). Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresinde görülen karst mofolojisinin yüksek seviyelerde yer alması sularda atmosferik karbondioksitin; vejetasyon örtüsünün gelişmiş olmasının ise biyolojik karbondioksiti arttırdığı bilindiğinde çalışma alanının bahsi geçen kuşağa uygunluk gösterdiği anlaşılmaktadır.

Çalışma alanında en çok yağışın İlkbahar ve Kış mevsimlerinde düşmesi karstlaşmanın genel olarak bu dönemde aktive olduğunu göstermektedir. Ayrıca bu

dönemde kar ve yağmur sularının soğuk olması karstlaşmayı arttırmaktadır. Yağışın kar halinde düşmesi karın atmosferik karbondioksit zeminde daha uzun süre temas etmesine neden olur (Jakucs, 1973: 80). Eriyen bu kar suları karstlaşma üzerinde şiddetle etki eder. Çünkü; soğuk suyun bünyesinde fazla miktarda karbondioksit bulundurması karstlaşmayı arttırmaktadır (Polat, 2011: 153). Ancak çok kurak geçen yaz mevsiminde yağış noksanlığından dolayı karstlaşmanın hızı iklimik nedenlerden dolayı azalmaktadır. Bunun yanı sıra yaz mevsiminde yüzeysel karst morfolojisi gelişimini zayıflatırken, eriyen kar ve yağmur sularının zemine sızmasından dolayı yeraltı karstlaşma hala aktiftir, bu nedenle yaz mevsiminde mağara, stalagmit, stalaktit, sütun gibi yer altı karst morfolojisi gelişim halindedir (Kaymak ve Yılmaz, 2018: 2076). Kışın ise suyun ve karın donmuş olması karst gelişimini duraklatmaktadır (Özdemir ve Sunkar, 2007: 265). Bu açıdan baktığımızda, çalışma alanında özellikle lapyta morfolojisinin olduğu sahada iklimin nispeten karasallığı nedeniyle yaz kuraklığı ve kış donları karstlaşmayı duraksatmaktadır (Garipağaoğlu, 1993: 271). Bütün bunlardan hareketle, çalışma alanında ilkbahar mevsiminde yüzey karstı; yaz mevsiminde ise daha çok derinlik karstı gelişim halindedir.

Bilindiği üzere karstlaşma üzerinde etkili olan bir faktör de vejetasyon etkisidir (Kaymak ve Yılmaz, 2018: 2077). Kireçtaşının bol çatlaklı olması nedeniyle, hava ve su dolaşımını iyi sağlayan karstik alanlar, ağaç yetişmesi açısından büyük bir potansiyele sahiptir (Doğan, 1994: 53). Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresinde vejetatif örtü genellikle ağaç formasyonlarından oluşmaktadır. Çalışma alanında görülen başlıca ağaç türü meşe ağaçlarıdır. Ayrıca yer yer çok kalın bir ot topluluğu da araziyi örtmektedir. Bilindiği gibi bitki örtüsünün yoğunluğu karst morfolojisinin oluşum şiddetini arttıran bir etkiye sahiptir. Bitki örtüsü bakımından oldukça zengin oluş, suların, kireçtaşının erimesini kolaylaştıran karbondioksit ve humus asidi bakımından zengin olmasına sebep olmaktadır (Hoşgören, 1973: 169). Bitkilerin kökleri, kök çatlatması yoluyla karstik çatlakları genişletmekte ve ayrıca yukarıda belirtildiği gibi köklerin salgıladıkları asit, toprakta karbondioksiti arttırıcı etki yaparak karst erime sürecini hızlandırmaktadır. Çalışma alanında lapyalar başta olmak üzere görülen karstik şekillerin yoğun vejetatif örtü ile kaplı olmasından dolayı, bu durum karst oluşum hızını arttırmıştır (Fotoğraf 49, 50, 51, 52).



Fotoğraf 49, 50, 51, 52 – Çalışma Alanının Yoğun Vejetatif Örtüyle Kaplı Olmasından Dolayı Kalkerli Arazilerde Karstlaşma Hızlanmıştır

Tüm bu genel karst morfolojisinin oluşum koşullarından hareketle çalışma alanında karst topoğrafyasının oluşum ve evrimini sağlayan başlıca faktörleri özetle şöyle sıralayabiliriz:

- Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresinde flişlerin sıyrılmasıyla açığa çıkan kireçtaşı karstlaşma için uygun litolojiyi oluşturur.

- Bu kireçtaşlarının tektonik faaliyetten ötürü çatlaklı ve kırıklı yapıya sahip olması suyun sızmasını arttırmıştır ve karstifikasyon aktive olmuştur.
- Tektonik yükselmeye bağlı olarak kireçtaşlı litoloji yükselmiş ve yükselen topoğrafya ile karst taban suyu seviyesi arasında seviye farkı artmıştır.
- İklimin karst morfolojisinin oluşmasına imkan tanıyacak kadar yağışlı olması erime sürecini hızlandırmıştır.
- Yükselti seviyesi fazla olduğu için kar yağışları fazla olmakta dolayısıyla soğuk suyla çözünme daha da hızlı gerçekleşmektedir.
- Bitki örtüsünün gür olması topraktaki karbondioksit oranını arttırmış bu durum karstlaşmayı hızlandırmıştır.
- Ayrıca karstlaşmanın görüldüğü alanlar nispeten düz oldukları için bu durum suyun eritmeye neden olabilecek kadar zeminde beklemesine yardımcı olmuştur.

5.3.2. Lapyalar

Çalışma alanında karstik şekillerden en yoğun olarak görüleni lapyalardır. Lapyalar (karrenler) karstik gelişimin gençlik safhasının ilk belirginleşen unsurları olan, çözünme ile oluşmuş mikro karstik topoğrafik şekillerdendir (Durmuş vd. 2009: 274; Kaymak ve Yılmaz, 2018: 2067; Graf ve Bozcu, 2006: 12) ve karst morfolojisi oluşum döngüsünde aşınımın ilk evresidir. Lapyalar ya da karenler küçük boyutlu (< 10 m) yapılardır, genellikle birinden diğerine geçiş gösterirler ve gelişimlerinde ortamsal ve litolojik etkenler önemlidir (Eren, 2008: 6). Doline, uvalaya ve en nihayetinde polyeye dönüşebilen lapyalar, bu yer şekillerine göre nispeten genç bir topoğrafik birimdir. Çünkü bir sahada yeryüzü karstlaşma süreci lapyaya oluşumlarıyla başlar.

Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresinde lapyalar tektonik yükselme sonucu, kubbe halinde yükselen kalker litolojisi üzerinde oluşmuştur. Bunlar yağmur ve eriyen kar sularının eritme yoluyla aşındırması sonucu kimyasal çözünme neticesinde oluşmuşlardır. Lapyaya oluşumuna en uygun yerler dağlarda kar erimeleri sonucu denüdasyonun egemen olduğu seviyelerdir (Sür, 1994: 5). Çalışma alanında görülen

lapyaların yüksek seviyelerde yer alması mekanik parçalanmanın hız ve şiddetini arttırmış, mekanik parçalanma çatlakları genişletmek suretiyle lapyaya gelişimine yardımcı olmuştur. Lapyaların en güzel ve bariz örneklerine vadinin en üst seviyelerinde omuz düzlüklerinde rastlanılır. Bilindiği üzere lapyaların çok iyi gelişmesi için kalkerin çatlaklı (diyaklaz sistemli) ve kalker arazisinin çevresine göre yüksekte yer alması gerekmektedir (İzbırak, 1964: 2; Erinç, 1970: 476). Çalışma alanında yükselen kalker blok üzerinde erozyonal süreçlerle süpürülen fliş tabakaları altından gün yüzüne çıkan karst litolojisinde, iklimik faktörlerin de devreye girmesiyle karstifikasyon başlamıştır.

Sinebel Yarma Vadisi'nde lapyaya oluşumlarının sadece yarma vadinin yükselen kesiminde yaklaşık olarak 1700 m'lerde görülmesi karstlaşma üzerinde tektonizmanın son derece etkili olduğuna kanıttır. Yükselen kalker blokları yüzeyi ile karstik taban suyu seviyesi arasındaki hidrografik seviye farkı arttığından dolayı karstlaşma süreci aktive olmuştur. Ayrıca sözünü ettiğimiz lapyalar, vadinin merkezi kesiminde kubbeleşmeden kaynaklı , kuzey ve güneyinde alçalmadan dolayı gerilme tektonik rejimine bağlı olarak açılan çatlaklarla daha da iyi gelişme göstermiştir. Vadinin merkezi kesimi bölgesel yükselmeye bağlı kubbemsi bir strüktür kazandığı için, vadiyi oluşturan tabakalar kuzeye ve güneye doğru eğimlenmişlerdir. Bu durum K – G'den vadinin merkezi kesiminin çekilmesine dolayısıyla litolojide lokal bir gerilme rejimi doğmasına neden olmuştur. Bu gerilme mekanizması vadinin üst yamaçlarında açılma çatlaklarıyla karşılık bulmuştur. K - G yönlü gerilen tabakalar, D – B yönlü karstik açılma çatlaklarının gelişmesine; gerilimin devam etmesi de bu çatlakların büyümesine neden olmuştur. Çalışma alanında görülen lapyaya komplekslerinde karstik açılma çatlakları yaklaşık olarak D – B yönlü olarak görülmektedirler ve bu çatlaklar lapyaya oluşumuna yön vermişlerdir.

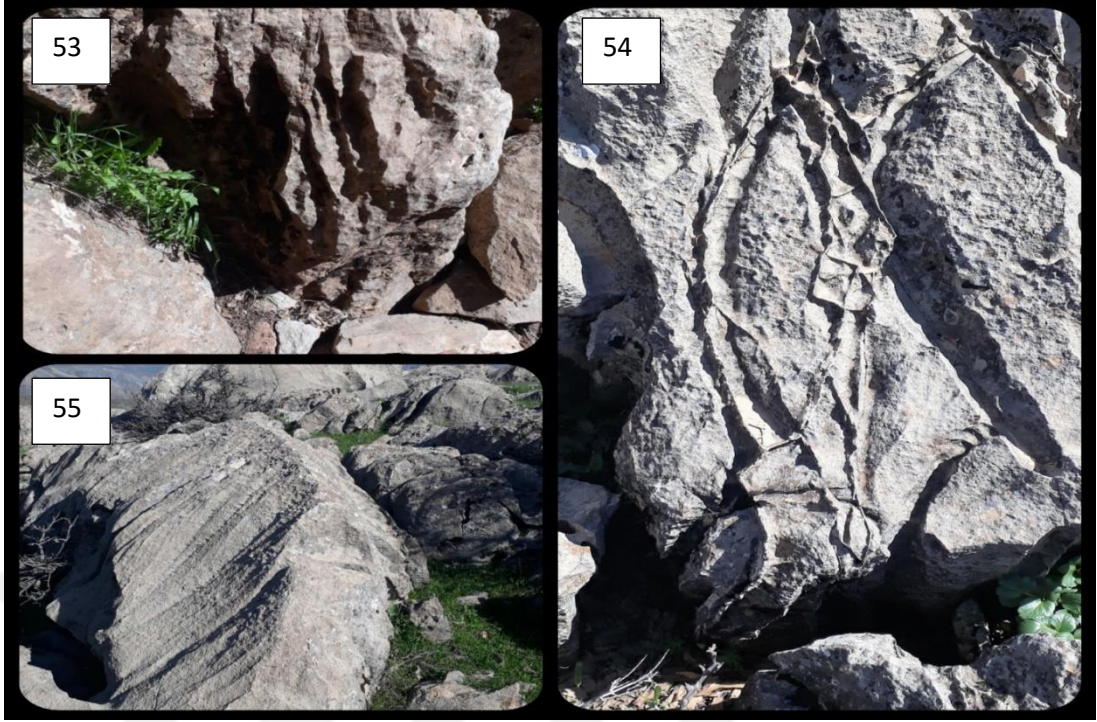
Çalışma alanında bahsi geçen sahalarda gelişen lapyalar çeşitlilik gösterir. Bunlar arasında en çok dikkati çekenler, oluklu lapyalar, kanalcıklı lapyalar, çatlak lapyalar, delikli lapyalar, duvar lapyaları, çözünme çukurları ve lapyaya kompleksleridir. Bu açıdan bakıldığında çalışma alanında lapyalar, lapyaya sınıflandırmasına göre; *serbest lapyalar* (oluklu lapyalar, kanalcıklı lapyalar, duvar lapyaları, diaklaz lapyaları ve çözünme dalgacıkları), *yarı serbest lapyalar* (oyuk lapyalar), *örtülü lapyalar*

(kovuklu - delikli lapyalar) ve lapyalar kompleksleri çalışma alanında görülen lapyalar şekilleridir. Lapyaların bu denli çeşitli olması çalışma alanında sığ karstın iyi geliştiğini göstermektedir. Aşağıda ele alacağımız lapyaların bulunduğu yükselti yaklaşık 1750 metredir. Bu irtifa Lehmann'ın (1972) yaptığı çalışmada "Lapyalı Platolar Kuşağı" na denk gelmektedir (Güldalı, 1972: 83).

5.3.2.1. Serbest Lapyalar

Serbest lapyalar, suların zemin üzerinde rahatça aktığı ve zeminde toprak ile humus örtüsünün olmadığı sahalarda görülen lapyalar şekilleridir ve yüzeysel akışla oluşan serbest lapyalar ve sızma sularıyla oluşan lapyalar diye iki kısma ayrılırlar (Erinç, 2001: 125). Çalışma alanında serbest lapyalardan; oluklu lapyalar, kanalcıklı lapyalar, duvar lapyaları, diaklaz lapyaları ve çözünme dalgacıkları görülmektedir.

Oluklu lapyalar, flüvyal sistemin kalkerli litoloji üzerinde tesir ettiği ilk morfolojik devreye ait şekillerdendir. Belirli bir eğim doğrultusunda uzanan kalkerler üzerinde yağmur sularının korrozatif eritmesine (Erinç, 2001: 125; Ardos ve Yalçiner, 1997: 158) dolayısıyla mekanik ayrışmadan ziyade kimyasal yoldan erimeye (İzbrak, 1964: 1) bağlı oluşan lapyalar şekilleri olan bu tür lapyalar, olukların zamanla derinleşmesiyle kanalcıklı lapyalara dönüşebilirler. Yüzeysel akan su, oluklardan birine doğru yığılırsa bu oluk derinleşir ve kanalcıklı lapyalar oluşur. Hem oluklu lapyalar hem de kanalcıklı lapyalar serbest lapyalardır ve yüzeysel akışla meydana gelirler (Erinç, 2011: 126). Bu açıdan oluklu ve kanalcıklı lapyalar hidrodinamik kontrollü gelişen (Graf ve Bozcu, 2006: 12) lapyalardır. Bunlar mikro karst şekli açısından kaval yapısı (Eren, 2008: 1) olarak bilinirler. Özellikle oluklu lapyalar üzerinde mikro paralel drenaj deseni gelişim göstermiştir (Graf ve Bozcu, 2006: 12). Çalışma alanında özellikle kanalcıklı lapyaların arasındaki sırtların keskin olduğu tespit edilmiştir. Bu durum kanalcıklı lapyaların güncel morfolimatik süreçlerle oluşumunu devam ettirdiğini göstermektedir. Nitekim Güldalı (1972: 87), sırtların keskin olmasının güncel oluşumu destekler nitelikte olduklarını belirtmiştir.



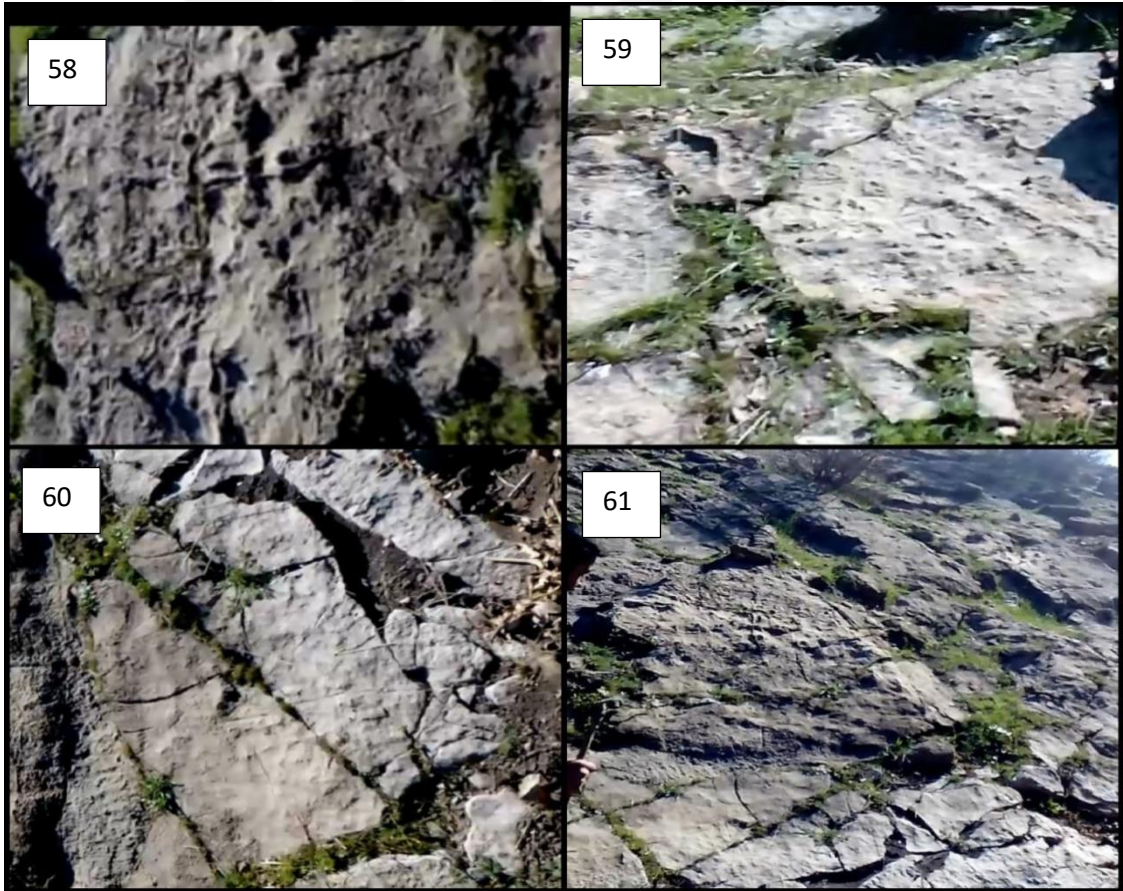
Fotoğraf 53, 54, 55 - Çalışma Alanında Görülen Oluklu Lapy Örnekleri (54. Fotoğrafta Olukların Dallandığı Görülmektedir.)



Fotoğraf 56, 57 – Çalışma Alanında Görülen Kanalcıklı Lapy Şekilleri (Okun Gösterdiği Kanalcık, Olukların Derinleşmesine Bağlı Oluşum Göstermiştir; Ayrıca Siyah Daire İçinde Nispeten Düşük Eğimden Dolayı Çözünme Dalgacıkları da Görülmektedir)

Çalışma alanında görülen bir diğer serbest lapyaya şekli ise diaklaz sistemlerine bağlı olarak gelişen diaklaz (çatlak) lapyalardır. Eklemler, diaklazlar ve diaklaz sistemleri, yarıklar sahadaki karstik gelişim üzerinde büyük öneme sahiptir (Kaymak ve Yılmaz, 2018: 2073) ve bu tip lapyalar (karenler) kireçtaşlarında çatlak, kırık, tabaka düzlemleri gibi süreksizliklerin çözünmeyle genişletilmesi sonucu oluşurlar (Eren, 2008: 3). Diaklaz lapyaya türleri diğer lapyaya sistemlerinden daha aşağı yükseltilerde, Sinebel Yarma Vadisi'nin batı yamaçlarının aşağı kesimlerinde görülmektedir. Burada süpürülen fliş tabakaları altında yüzeye çıkan kalker üzerinde diaklaz türü lapyalar gelişim göstermiştir. Oluşan diaklaz lapyalar üzerinde çatlaklarda toprak örtüsünün oluşmasından dolayı bitki örtüsü de görülmektedir.

Çalışma alanında diaklaz türü lapyaların gelişim gösterdiği sahalarda kalkerler üzerinde çözünme dalgacıkları oluşmuştur. Bunlar çok küçük boyutta olup yağmur damlası çarpması sonucu meydana gelmişlerdir (Kaymak ve Yılmaz, 2018: 2078).



Fotoğraf 58, 59, 60, 61 – Çalışma Alanında Görülen Diaklaz Tipi Lapyalar (59,60,61. Fotoğralar) ve Mikro Çözünme Dalgacıkları (58. Fotoğraf)

Çalışma alanında serbest lapyaların bir diğer türü ise duvarlı lapyalardır. Bunlar, hemen hemen dikey yamaçlarda su eritmesine bağlı olarak oluşan (Erinç, 2001: 127) lapyalardır. Çalışma alanında Kato Dağı'nın Sinebel Vadisi'ne bakan yamaçlarının aşağı kesimlerinde Kışlacık ve Ormancık Köyleri'nin yakın çevresinde dik kalker blokları üzerinde mikro düzeyde duvar lapyalarına rastlanılmıştır. Bögli (1960), bu tür oluklu lapyaların sızan ve aşağı doğru akışa geçen suyun kalker üzerinde doyma noktasına ulaşmasıyla, lapyaların derinlik ve genişliklerinin tedrici olarak aşağıya doğru azaldığını ve nihayet yok olduğunu belirtmiştir (Güldalı, 1972: 87). Çalışma alanındaki duvar lapyalarının da görünüşleri bu şekildedirler.



Fotoğraf 62 – Çalışma Alanında Görülen Duvar Lapyası

5.3.2.2. Yarı Serbest Lapyalar

Yarı serbest lapyalar, kısmen çıplak kısmen de toprak ve humus ile örtülü kalker sahalarda görülürler (Erinç, 2015: 127). Çalışma alanında yarı serbest lapyalardan oyuklu lapyalar görülmektedir. Bunlar kanalcıklı lapyalardan türemişlerdir ve

kanalcıklı lapyaların duvarları humusta bulunan karbondioksitten dolayı alttan oyularak dikleşir ve neticede dik duvarlı oyuklu lapyalar gelişir (Erinç, 2001: 127).

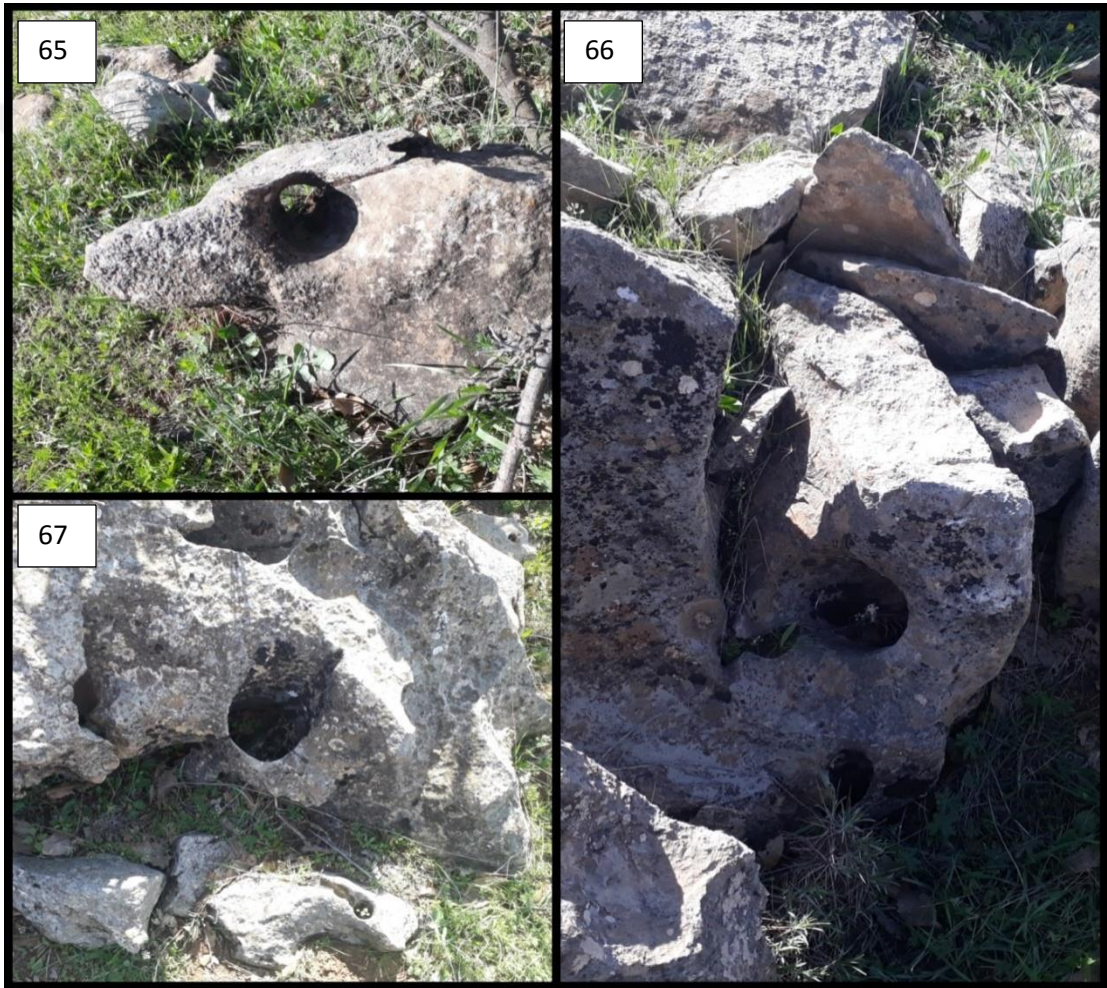


Fotoğraf 63, 64 – Çalışma Alanında Görülen Oyuklu Lapy Şekilleri

5.3.2.3. Örtülü Lapyalar

Bu tür lapyalar toprak, bitki örtüsü ve humus altında oluşmuş lapyalardır (Erinç, 2001: 127). Çalışma alanında örtülü lapyalardan delikli (kovuklu) lapyalar görülmektedir. Delikli (kovuklu) lapyalar kuyu veya boru şeklinde düşey doğrultuda gelişmiş örtülü lapyalardır (Erinç, 2001: 127). Bunlar çalışma alanında yüksek düzlüklerde yoğun olarak görülürler. Delikli lapyaların oluşumu genel olarak çatlak kontrollüdür (Graf ve Bozcu, 2006: 13). Delikli (kovuklu) lapyaların içinde kök sistemini geliştiren bitki köklerinin salgıları ve çürümüş bitki artıklarının meydana

getirdiği humus asidi ve karbonik asit, lapyaların gelişmesine katkıda bulunurlar (Polat ve Karđı, 2008: 59). Çalışma alanında arazinin lokalitede yükselmesiyle değişen eğim şartlarından kaynaklı yüzey erozyonu hızlanmış ve fliş örtüsü kalker örtülerinden sıyrılmıştır. Bunun sonucunda örtü altında oluşan delikli lapyalar gün yüzeyine çıkmıştır. Bundan sonraki süreçte ise ekshüme olan kalkerler üzerinde oluklu lapyա oluşumları başlamıştır. Bu tür lapyalar korrozyonal süreçlerin baskın olmasıyla oluştuğları için Haserodt (1965), korrozyon çukurları terimini kullanmıştır (Güldalı, 1972: 90).



Fotoğraf 65, 66, 67 - Çalışma Alanında Delikli (Kovuklu) Lapyա Şekilleri

5.3.2.4. Lapyա Kompleksi

Lapyա kompleksleri olgunluğa erişmiş lapyaların göstermiş olduğu ve lapyա çeşitlerinin bir arada görülebildiği arazinin oldukça girintili çıkıntılı olduğu lapyա

alanlarıdır. Bu tür arazilerde yürümek dahi oldukça zordur, bundan dolayı "Piyade dahi mürur edemez" (Alagöz, 1943: 89), "*lapyta tarlası*" (Huggett, 2015: 396) ve "*çapır kır*" (Atasoy, 2017: 487) gibi betimlemeler yapılmıştır. Çalışma alanında yukarıda belirtilen lapyaların görülmesinden dolayı çok zengin bir karst lapyta morfolojisi vardır ve bu zenginlikten dolayı burası adeta bir lapyta müzesi görünümündedir. Bunlardan hareketle bu genel lapyta morfolojisine lapyta kompleksi demek doğrudur.



Fotoğraf 68 – Çalışma Alanında Görülen Lapyta Kompleksi

Çalışma alanında görülen lapyta komplekslerinde gerek ince kalker tabakalarının dayanıksız olması gerekse de sıcaklığın eksi dereceye düştüğü dönemlerde fiziksel parçalanmada donma – çözülme olayının (İzbrak, 1964: 3) çatlakları yarıp ayırması ve lapyaları tahrip etmesinden dolayı döküntü lapyaları (Erinç, 2001: 128;) adı verilen lapyalar da görülmektedir.

Çalışma alanında yukarıda özellikleri belirtilen lapyalık arazi yüzeysel drenajın gelişmediği sahalardır. Yağmur ya da eriyen kar suları kısa bir süre de olsa lapyaya kanacakları ya da olukları üzerinde hareket edebilirler, fakat en nihayetinde bu sular zemine sızarak yer altı suyuna karışmaktadırlar. Çünkü kalker gibi su geçirir litolojiler, yağmur sularını çarçabuk emerler ve bu sebepten dolayı yüzeyleri kuruluğa ve kuraklığa doğru bir temayül gösterir (Akyol, 1948 - 1949: 15). Bu açıdan lapyalık arazi gibi bu yerlerde bir petrografik kuraklık (İzbırak, 1964: 17) söz konusudur.

Ayrıca gerek kimyasal yoldan gerekse de mekanik yoldan kalkerlerin çalışma alanında parçalanmasından dolayı karstik arazilere has terra rosa türü topraklar gelişmiştir (Fotoğraf 69). Terra rosa toprakları kalker anakayasası üzerinde gelişmiş olup hafif alkali reaksiyon göstermektedir (Atalay, 1973: 136) ve genel olarak kalkerin erimesi sonucu oluşurlar (Ardos, 1973: 210). Fakat çalışma alanında bahsi geçen bu terra rosa toprakların Pleistosen' in soğuk dönemlerinden önce de oluşmaya başlaması ihtimalinden dolayı paleosol olma özelliği bulunabilir. Çünkü bu topraklar sıcak ve nemli iklim şartlarında (Atalay, 1973: 150) oluştuğu için, çalışma alanında bahsi geçen terra rosaların pedojenez süreçlerinin güncel iklimle oluşma ihtimali düşüktür. Dolayısıyla bu ince terra rosa örtüsü kısmen de olsa paleosol toprak grubuna dahildir.



Fotoğraf 69 – Çalışma Alanında Lapyalar Arasında Görülen Terra Rosalar

Karst topoğrafyasında lapyaların zamanla arazi üzerinde ayrışmadan dolayı silikleştirilmesiyle olağan lapyalı topoğrafyasında şekilsel bozulmalar görülür. Erime sürecinin ilerlemesine bağlı olarak lapyalar harabe rölyefine dönüşür ve değişik boyutta kuyucuklar ve bunları birbirinden ayıran kireçtaşı duvarlardan oluşmuş şekiller harabe reliefini ifade eder (Durmuş vd., 2009: 274) ve kurak - yarı kurak iklim sahalarında (Siler ve Şengün, 2011: 485) genellikle dikine çatlakları olan tabakalı kalker kütlelerinde (Pekcan, 2019: 41) yoğun olarak görülürler. Literatürde "rüiniform" arazi anlamına gelen (Pekcan, 2019: 41; Durmuş vd. 2009: 275) harabe rölyefi, çalışma alanında lapyaların topoğrafyada belirginliğini kaybettiği, silikleştirildiği alanlarda küçük ölçekli olsa da tespit edilmiştir (Fotoğraf 70). Bu alanda mekanik parçalanmadan kaynaklı lapyalı parçalanması harabe rölyefini oluşturan başlıca etkidir. Çünkü, harabe şekillerin ortaya çıkmasında karstlaşmanın yanı sıra fiziksel ayrışma da çok etkilidir (Ege, 2016: 244). Çalışma alanında lapyaların aşınmasıyla oluşan harabe rölyefinde keskin sırtların yok olması, kütleleşmiş sırtlar, gelişimleri durmuş eski lapyalara işarettir (Güldalı, 1972: 87). Bu durum da harabe rölyefini destekler mahiyettedir. Harabe rölyefinde, mikro kuyucuklar oluşur ve kuyucukların zamanla gelişmesi ve gerilemesiyle erime dolinleri meydana gelebilir (Pekcan, 2019: 42).



Fotoğraf 70 – Çalışma Alanında Lapyaların Şekilsel Deformasyonundan Dolayı Oluşan Mikro Harabe Rölyefi

5.3.3. Dolinler

Dolinler, karst sahalarının en yaygın ve karakteristik şekillerini (Güneysu, 1989: 140), gerçek karst alanlarını (Öztaş, 1990: 127) oluştururlar ve karstik alanın morfolojik gelişim sürecinin önemli göstergelerinden birisidirler (Öztürk, 2018: 4). Çapları 1 m'den birkaç yüz metreye varabilen çukurluklardır, şekilleri daire veya elipse benzer (Erinç, 1970: 406). Dolin kelimesi Slovence "arazideki bir çukur" anlamına gelir ve karst arazilerindeki basit kapalı depresyonları ifade ederler (Huggett, 2015: 406). İzbırak (1964: 1), Grund'un dolin sahalarını tam karst olarak gelişen yerler olarak belirttiğini ifade etmiştir. Bunun yanında flüvyal sistemlerin de devreye girdiği saha yarı karst olarak ifade edilir. Çünkü burada hakim morfolojik süreç çözünme değildir, flüvyal sistem de denüdasasyona dahil olmuştur.

Dolinler en temelde ikiye ayrılırlar, bunlardan ilki karst litolojisinin erimesine bağlı oluşan erime dolinleri (tabanlarında terra rosa ya da humlar bulunur); ikincisi ise mağara gibi yer altı boşluklarının tavanlarının okmesiyle oluşan okme dolinleridir (tabanlarında okmeye bağlı bloklar bulunur) (Erinç, 1970: 406). Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresinde de erime dolinleri vardır.

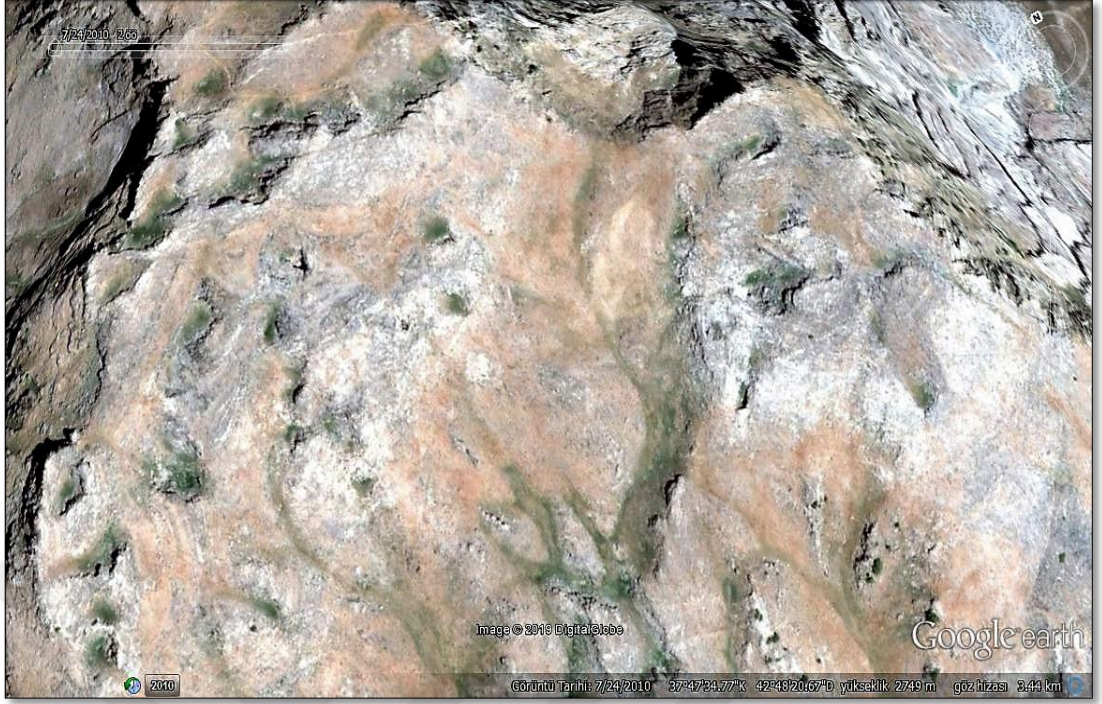
Karstik alanlarda, karstik depresyonların ilk halini, karstlaşmada gençlik safhasını ifade eden (Sayhan, 1999: 309) ve karakteristik Şekillerinden olan dolinler (Doğan, 2004: 249), bir alandaki karstlaşma surecinin en iyi gostergelerinden birini oluşturur (Aytaç ve Yetmen, 2017: 417) ve Toros Karst Kuşağı içerisinde yoğun Şekilde gelişme gosterirler (ztrk vd., 2015: 59). Dolinlerin gelişimi kireçtaşlarının yapısıyla yakından ilişkilidir (Doğu vd. 2000: 375) ve kireçtaş litolojisi birimi içerisindeki 2000 metrenin üstünde ve düşük eğimli karstik platoların varlığı dolin oluşumu için uygun topoğrafik koşulları oluşturur (ztrk vd., 2016: 107).

Sinebel Yarma Vadisi'nin yakın çevresinde morfolojik olarak en iyi dolinler Kato Dağı'nın zirve dzlklerinde (2800 m) bulunmaktadır. Fakat burası çalışma alanımızın sınırları dışında olduğu için bunlar burada ele alınmayacaktır. Bunun yanında Körkandil Dağı'nın zirve dzlklerinde (2800 m) de yine erime (znme) dolinleri vardır. Bu iki dağda da znme dolinleri yoğun olarak gelişmişlerdir, nitekim karst topoğrafyasında znme dolinleri en yaygın olan dolinlerdir (Doğan, 2004: 255). Bu dolinler Latdağı Formasyonu'na ait yükselen kireçtaşlı kütle üzerinde nispeten yatay düzlemlerde oluşmuşlardır. Karstik gelişim surecinin de en önemli gostergelerinden birisi olan dolinler herhangi bir karstik bölgenin hidrojeolojik, tektonik ve jeomorfolojik gelişiminin açıklanmasında büyük öneme sahiptir (ztrk vd., 2015: 60). Körkandil Dağı zirve dzlkleri dolinleri yaklaşık 2800 m rakımda yer alırlar. Burada dolinlerin oluşumu Körkandil Dağı'nın düşey tektonizmadan dolayı blok halinde yükselmesine bağlı gelişime sahiptir. Yani bahsini ettiğimiz dolinlerin oluşumu tektonizmadan bağımsız değildir. Suyun eritme gücü sıcaklıkla ters orantılıdır, bu halde suyun eritme kapasitesi kutuplarda ve soğuk iklimlerde (yüksek dağlarda) daha büyüktür (Jakucs, 1973: 73). Yüksek alanlardaki soğuk su bünyesinde daha fazla karbondioksit taşımak suretiyle karstlaşmayı hızlandırır (Atalay, 2017: 388). Bu nedenle 2800 m rakımlı Körkandil Dağı'ndaki bu yüksek

dolin oluşumunun hızında eriyen kar sularının etkisi hayli fazladır. Körkandil Dağı'nın sahip olduğu 2800 m'lik yükseltisinin Pleyistosen'de de var olduğu düşünülürse Pleyistosen'in hiç olmazsa son glasiyal devri olan Würm'de dolinler Pleyistosen'in serin iklimlerinden etkilenmiştir. Oluşan dolinlerin serin - yağışlı iklim devrelerinde morfolojik gelişim seyri muhtemelen hızlanmıştır. Zira Würm esnasında artan yağış değerleri ve serin iklim koşulları altında karstik erimeler azami hadde varmış ve bunun neticesinde Toros'larda dolinler gelişme imkanı bulmuştur (Atalay, 1973: 141).

Körkandil Dağı'nda dolinlerin dairemsi bir özelliğe sahip olmakla birlikte asimetrik yapıları dikkati çekmektedir. Bu asimetrik yapı tabakaların uzanışına bağlı meydana gelmiş bir morfolojik karakterdir. Dolinlerin genel olarak K yamaçları yatık, G yamaçları ise nispeten diktir. Zira tabakalar güneye çarpılmış bir stratigrafik pozisyona sahiptir. Körkandil Dağı zirve düzlüklerinde uydu görüntüsü üzerinden yaptığımız incelemeye göre yaklaşık olarak 28 adet dolin tespit edilmiştir. Bu dolinlerin belirli bir hat – doğrultu dahilinde çizgisel uzanım sergilememeleri, dolin oluşum sürecinde fay ya da diaklaz hatlarının çok etkili olmadığını göstermektedir.

Körkandil Dağı'nın zirve düzlüklerinde görülen erime dolinlerinin arasındaki tepelerin zamanla erimesi ve bu dolinlerin birleşmesi sonucu uvalalar da meydana gelmiştir. Nitekim Körkandil Dağı'nın zirvesindeki dolinlerden kuzeyde olanların birleştiği ve uvalalar oluştuğu görülmektedir.



Şekil 39 – Korkandil Dağı Zirve Düzlükleri Üzerinde Gelişen Erime Dolinleri
Kaynak: Google Earth

Çalışma alanında tespit edilen bir diğer dolin ise çalışma alanının kuzeyinde Belenoluk Köyü'nün batısında yer almaktadır. Bu dolinin kapladığı alan Korkandil Dağı üzerinde oluşan dolinlere nazaran daha büyüktür. Dolinin taban yükseltisi yaklaşık olarak 1530 m'dir. Elips geometrisine sahip dolinin en uzun yeri yaklaşık 160 m, en geniş yeri ise yaklaşık 96 m'dir. Bu açıdan uvalaya benzemektedir. Fakat dolin birleşmesi sonucu erime artıklarının olmaması tabanının oldukça düz olmasından dolayı uvala karakteri zayıftır. Yatık yamaç karakterinde ve tabanında terra rosa topraklarının varlığından dolayı erime karakterli dolin özelliğine sahip olan bu kapalı depresyon artan ilkbahar yağışları ve kar erimeleri dolayısıyla geçici göl olmaktadır. Yaz mevsiminde ise göl kuruyup çekilmektedir.

Çalışma alanında tespit edilen diğer dolinler ise Sinebel Deresi'nin doğu aklanında kalan Kışlacık ve Ormancık Köyleri'nin yakın çevresindedir. Bu dolinler bir dizi sıra halindedir. Birer basamak şeklinde peş peşe sıralanan bu dolinler karstik alana ait düzlükler üzerinde oluşmuşlardır.

5.3.4. Uvalalar

Genel olarak dolinlerin birleşmesiyle oluşan uvalalar, karstik topoğrafyda polyeler gibi en geniş sahalara sahip yer şekilleridir. Uvalaların kenarları genelde diktir ve dip kısımları ise düzdür (Pekcan, 2019: 51 - 52) ve birden fazla dolinin birleşmesi ile oluşan uvalaların bazılarının tabanlarında dolinleri ayıran kısımlara ait erime artığı tepecikler bulunur (Doğu vd., 1993: 133).

Çalışma alanında uvalaların en iyi görüldüğü alan, Körkandil Dağı ve Kato Dağı'nın zirve düzlükleridir. Kato Dağı'nda görülen uvalalar morfolojik anlamda daha olgundur. Fakat burası çalışma alanı dışında kaldığı için bu uvalalara değinilmeyecektir.

Körkandil Dağı zirve düzlüklerinde bulunan uvalalar genel olarak dolinlerin eriyip birleşmesiyle oluşmuşlardır. Sayısı çok fazla olmayan bu uvalalar morfolojik döngüde oluşum – gençlik aşamasındadırlar. Bundan hareketle alanda görülen karstik şekillerden uvalaların genç oldukları sonucuna ulaşılabilir. Birleşme halinin devam etmesinden dolayı karstifikasyon hala devam etmektedir. Nitekim, uvalaların gelişim halinde bulunması, birleşme halinde dolinler , uvala tabanında morfolojik arızaların olması (Pekcan, 1996: 24) bu tür uvalaların oluşum halinde olduklarını kanıtlar niteliktedir.

Körkandil zirve düzlüklerinde bulunan uvalaların güney yamaçlarının daha dik, kuzey yamaçlarının ise daha yatık olduğu görülmektedir. Bu morfolojik asimetri, tabakaların dolinlerde olduğu gibi uzanım yönleriyle alakalıdır.

Körkandil Dağı'nda yer alan dolinler ve uvalalar kışın düşen karı depo etmekte ve ilkbahar ve yazın eriyerek daha aşağı rakımlarda karstik olarak ortaya çıkan su çıkışlarına kaynak oluşturmaktadırlar.

5.3.5. Mağaralar

Karstik mağaralar, anakayayı oluşturan kireçtaşlarının (CaCO_3) karbondioksitli sular tarafından eritilmesi ile meydana gelmiş büyük yer altı boşlukları olarak bilinirler (Uzun ve Zeybek, 1996: 43). Karst mağaraları, önceden oluşmuş (primer)

oyuklardan ziyade, sonradan olma (sekonder) yer altı oyukları ve galerileridir (İzbrak, 1964: 12) ve bunların oluşumunda çözünme baş aktördür (Huggett, 2015: 395).

Mağaralar, ana hatlarıyla suların kimyasal eritmesi kısmen de mekanik ayrışmaya bağlı meydana gelirler (Uzun ve Zeybek, 1996: 40). Faylar, diaklazlar ve eklemlerden oluşan çatlak sistemleri, karstik formasyonların hemen her kesiminde yaygın olarak bulunmaktadır ve buralar yüzey sularının yer altına inmesinde, buralarda yer altı boşlukları ve mağaralarının meydana gelmesinde etkili olurlar (Güneysu, 1991: 132) Özellikle yer altı su seviyesinin alçaldığı zamanlarda artan hidrolik gradyana bağlı olarak yer altı akışının kuvvetlenmesi ile birlikte kireçtaşıda meydana gelen daha fazla miktardaki çözünme karstik boşluk ve mağaraların tavanlarının yükselmesine yol açar (Doğan, 2013: 18).

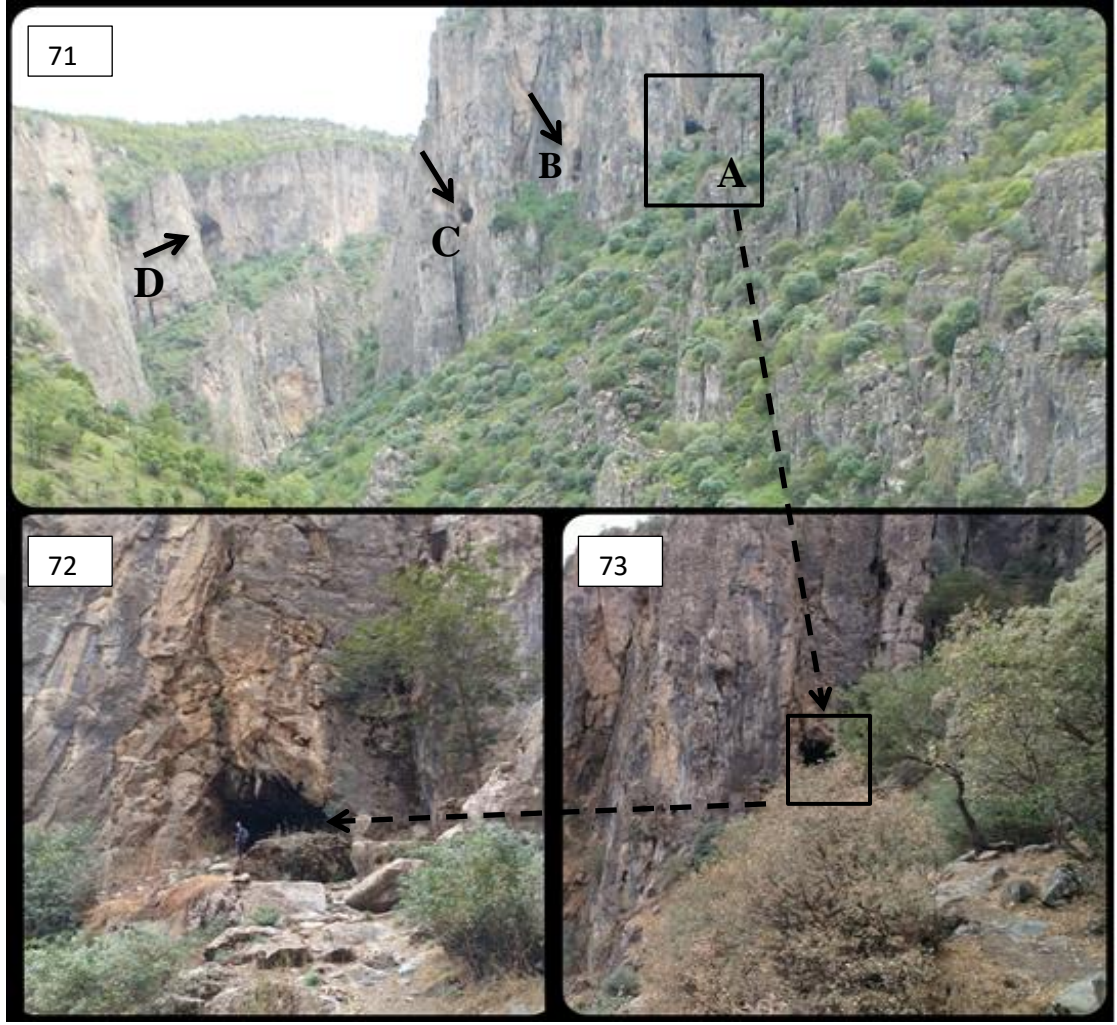
Derinlik karstının en önemli şekillerinden biri olan ve gerek boyut ve gerekse oluşum özellikleri bakımından karst topoğrafyasının en özgün şekillerinden biri olan mağaralar (Uzun ve Zeybek, 1996: 40), bölgesel jeolojik, jeomorfolojik, iklimik ve arkeolojik özellikler ve gelişimler konusunda önemli ipuçları sağlarlar. Mağaralar yüzey karst sınıflandırmalarından hiçbirine dahil değildir. Çünkü bütün karst oluşum ortamlarında mağaralar aynı oluşum ve gelişime sahiptir (Nazik, 1989: 53).

Türkiye arazisinin beşte ikisi yer altı boşluklarının teşekkülüne müsait yapı ve özelliktedir (Başar, 1972: 134). Türkiye'de mağaralardan speleolojik önemi olanlar genelde kireçtaşı gibi karstik erimeye müsait petrografik yapı sunan litolojilerde gelişim göstermişlerdir. Ayrıca Anadolu'da mağara oluşumu açısından kireçtaşının yaşlandırması hususunda da en öne çıkan jeolojik dönem Kretase'dir (Başar, 1972: 140). Toroslar litolojik yapısı sebebiyle yurdumuzda görülen karstik oluşumların büyük bir bölümünü bünyesinde toplamıştır (Doğu vd., 1993: 291). Türkiye'de kireçtaşı arazisinin yayılış alanı en fazla olan kesimi, Güney Anadolu'da Toros Dağları'nı oluşturan kuşaktır. Karstlaşma şartlarının elverişliliğinden dolayı makro karstik şekillerden bilhassa mağaraların bu kuşak dahilinde daha fazla oluşup, geliştikleri malumdur (Ertek, 1989: 143). Nitekim Sinebel Yarma Vadisi çevresinde görülen mağaralar da Toros kuşağı üzerinde, Jura – Kretase yaşlı kireçtaşı formasyonlarında gelişmişlerdir. Çalışma alanındaki mağaralar tektonik yükselim

sonucu yüzeysel drenajın yer altına intikal etmesiyle oluşmuşlardır. Toroslar'ın doğu sektörü üzerinde uzanım gösteren çalışma alanındaki dağların tektonik tarihçesi farklılıklar gösterse de Toroslar'ın genel morfo – tektonik karakterinden bağımsız değillerdir. Nitekim Güldalı ve Nazik (1984: 107), Toros Dağları'nın Tersiyer ve Kuvaterner başlarında meydana gelen tektonik yükselmeler sırasında ve kireçtaşlarının zamanla karstlaşması sonucu yüzey sularının yer altına indiğini belirtmişlerdir. Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresi, vadinin oluşumu kısmında ele aldığımız şekilde antesedant mekanizmasına bağlı olarak yükselmiştir. Bu yükselme litolojik olarak yukarı doğru gerçekleştikçe, bunun zıttı karst taban seviyesi de hidrografik olarak derine gömülmüştür. Derine gömülmeler sürdükçe yüzey sularının derine doğru intikal süreci de daha yoğun gelişmiştir. Böylece çalışma alanında mağara morfolojisi, elverişli tekto – hidrografik açıdan sık bir doku geliştirme imkanı bulmuştur.

Çalışma alanında görülen ve dikkati ilk çeken mağaralar Sinebel Yarma Vadisi'nin yarma karakterli kesiminde vadinin dik kalker yamaçlarında oluşum gösteren mağaralardır. Burada arazi gözlemleri esnasında tespit ettiğimiz 3 adet mağara vadinin yarma karakterini terk edip nisbeten yatık yamaçlı kesime geçeceği kesimde görülmektedirler. Mağaralardan iki tanesi vadinin batı yamaçlarında biri ise doğu yamaçlarında görülmektedir. Doğu yamacında olan mağaraya erişim dik kalkerli yamaçtan dolayı normal şartlarda imkansızdır. Bu mağara genç tektonik yükselmelerin etkisiyle askıda kalmıştır. Bilindiği üzere eski yer altı suyu akış kanallarından olan mağaraların vadi tabanlarından yüksekte yer alması genç tektonizmaya kanıt morfolojik yapılarıdır (Altın, 2001: 166). Fakat batı yamacında yer alan mağaralara kolaylıkla erişim sağlanmaktadır.

Sinebel Vadisi'nin yukarıda belirttiğimiz batı yamaçlarında yer alan mağaralar birbirine nispeten yakın konumda gelişim göstermişlerdir. Bu mağaralardan kuzeyde olanının iki girişi vardır ve mağaraya giriş daha kuzeyde olan girişten sağlanır. Bu girişten girdikten sonra daha güneydeki girişten çıkıp, diğer mağaraya geçilebilmektedir. Yöre halkı bu mağaralara Merşan mağaraları dediği için biz de bu ismi çalışmada kullanacağız. Bu açıdan kuzeyde olana Merşan 1, daha güneyde olana ise Merşan 2 Mağarası adını verdik.



Fotoğraf 71, 72, 73 – Çalışma Alanında Sinebel Vadisinin Kuzey Kesiminde Görülen Mağaralar (A – Merşan 1 Mağarasının Kuzey Girişi, B - Merşan 1 Mağarasının Güney Girişi, C – Merşan 2 Mağarasının Girişi, D – Merşan 3 Mağarası)



Fotoğraf 74, 75 – Merşan 1 Mağarasının Kuzey (Fotoğraf 75) ve Güney (Fotoğraf 74) Girişi

Çalışma alanında görülen mağaraların morfolojik özelliklerine bakacak olursak dikkati çeken ilk litolojik husus bu mağaraların yatay kalker tabakaları arasında oluşup geliştikleridir. Bölgede bir tektonik yükselme - çarpılma olsa da nispeten yatay pozisyonlarını koruyabilen kesimlerde yatay yapılı mağaralar gelişim göstermişlerdir. Bu mağaralar lokalitede etkili olan tektonizmadan dolayı yükselen kireçtaşları üzerinde yüzeysel karstı oluşturan yüzey sularının derine doğru sızmalarıyla oluşan derinlik karstı ürünleridir. Her ne kadar mağara oluşumu için karbonatça zengin kayaların varlığı gerekli olsa da çalışma alanında yer altı karstını aktive eden ya da canlandıran olay tektonik hareketlerdir. Bu tektonik süreç yer altı karst taban suyu seviyesini göreceli olarak aşağı çekmiş ve bölgede karst topoğrafyasında derinlik karstının en önemli ve ilksel morfolojik unsuru olan mağaralar oluşmuştur.

Yaptığımız arazi gözlemleri esnasında mağaraların yatay tabakalar arasında oluştuklarını, ve daha güneyde olan Merşan 2 mağarasının içinde kalsiyum karbonat

çökelimini karakterize eden stalaktit (sarkıt), stalagmit (dikit), sütun, flama gibi karbonat içeren çökelti morfolojisinin gelişme gösterdiğini tespit ettik. Fakat mağara morfolojisine ait bu yapılar definecilerin tahribine hatta yıkımına maruz kalmıştır. Merşan 2 mağarası içinde herhangi bir yer altı suyu akışı, yer altı gölü yoktur. Mağara tek bir uzun koldan oluşmaktadır. Ancak mağarada gerek karstik yereyin erimesinden gerekse de hidrografik geçmişte kuvvetle ihtimal yer altı suyunun tavan kotunun arttığı dönemlerden arta kalan kil, moloz, toprak gibi çökeller vardır. Mağaranın yan duvarlarında paleo - akışın belirteci olan akıntı izleri vardır. Bunların oluşumu güncel olarak kesintiye uğramadığı için bu taban ve duvar çökelleri - izleri fosil değillerdir. Kuzeydeki Merşan 1 mağarasının ağzı geniştir fakat daha güneyde yer alan Merşan 2 mağarasının ağzı dardır. Bütün bu özelliklerden hareketle çalışma alanındaki mağaralar oluşum teşekkülü açısından yatay mağaralar sınıfına dahil olmaktadır (Başar, 1972: 135). Yağışlı mevsimlerde zeminden sızan suların mağara tavanından damlaması mağara morfolojisinin bugün bile oluşumunu sürdürdüğünü (Şengün ve Tonbul, 2005: 13) gösteren en önemli hidrografik belirteçlerdendir.

Çalışma alanında belirttiğimiz ve daha kuzeyde yer alan Merşan 1 mağarası karst kaide seviyesinden oldukça yüksekte yer almaktadır. Bu durum mağaranın havalandırma – vadoz bölgede kaldığını ve ihtiyarlık evresinde olduğunu göstermektedir. Nitekim bu tür mağaralar yüzeyden sızan suların eritmesi dışında hemen hemen her zaman kurudur (Nazik, 1989: 58). Mağaraya kuzey girişinden girince iki kola ayrılır. Sağa giden kol kısadır, fakat sola giden kol daha uzundur ve daha güneyde yer alan Merşan 2 mağarasına açılan bir koridor gibidir. Mağaranın morfolojik karakteri açısından bir diğer husus da mağaranın hemen hemen simetrik olması ve yatay konumda olmasıdır. Bu durum kalın kalker tabakalarının olduğu litolojilerde taban seviyesinin değişmeyip, aşınımın uzun yıllar kesintiye uğramadan devam ettiği mağaralarda görülmektedir (Nazik, 1989: 58). Nitekim çalışma alanında görülen mağaraların oluştuğu Sayındere ve Latdağı Formasyonları kalın kireçtaşı litolojisine sahiptirler. Örneğin Latdağı birimi 1500 metre; Sayındere birimi 365 metre kalınlığa ulaşabilmektedir (Şenel, 2008: 7 - 11).

Çobanların hayvanlarını kısa süreli de olsa sakladıkları doğal barınaklar olan bu mağaralardan Merşan 2 mağarasının tabanında hayvan gübresi kalın bir tabaka oluşturmuştur. Bu nedenle mağara tabanında oluşma ihtimali olan karstik şekiller örtülü kalmıştır.

Merşan 1 ve 2 mağaralarının oluşumunda, fay hareketlerinin ve bölgesel yükselmenin etkisiyle oluşan karstik çatlaklar etkili olmuşlardır. Sinebel Yarma Vadisi'nin faylanmaya bağlı lokal yükselmesi vadi merkezinde kubbeleşen strüktür, daha kuzey ve güneyde nispeten alçalmaya uğrayarak gerilmeye neden olmuştur. Bu gerilme kuvveti, kalkerli litolojinin direnç kotasını aştığında D – B yönlü mikro karstik çatlaklar oluşmuştur. Yani litolojik yapı, tektonik kuvvete çatlak ve kırık sistemleri geliştirerek cevap vermiştir. Gelişen bu çatlak sistemleri boyunca yüzeyden sızan sular, alçalan karst taban seviyesine doğru süzülerek ilk eritme sürecini başlatmışlardır. Eritme sürecinde kalın, nispeten yatay ve D – B yönlü çatlaklara sahip kalkerlerde uygun yerlerde mağaralar gittikçe olgunlaşmışlardır. Tektoniğin şiddeti oranınca yükselen arazide mağaralar gittikçe yükselmiş ve neticede asılı bir mağara morfolojisi oluşmuştur. Vadinin genel olarak K – G yönlü uzanması, mağaraların ise D – B yönlü uzanması çatlak sistemlerinin etkisini kanıtlar niteliktedir.

Çalışma alanında görülen mağaralardan bazıları da daha güneyde Körkandil Dağı'nda yer alan mağaralardır. Dağın güneyinde bulunan mağaralar oldukça derindirler. Bu mağaralar, Körkandil zirvesinde yüzey karstını oluşturan suların sızması sonucu yer altı derinlik karstına bağlı oluşum göstermişleridir. Bu oluşumda dağın Neotektonik etkilerle yükselmesi sonucu karst taban seviyesinin düşmesi etkili olmuştur. Bunun yanında dağın kalkerli olması ve çatlak sistemlerinin gelişmiş olması da mağara morfolojisi oluşumunu tetiklemiştir. Ayrıca Körkandil zirve düzlüklerinde yer alan dolinler ve uvalaların bulunduğu yükseltide jeolojik ve iklimik geçmişte en azından Würm glasiyalinde serin bir iklim yaşandığını, nispeten yağışlı bir dönemin olduğunu yukarıda belirtmiştik. Buralarda yer alan buz ve kar, erime sonucu karbondioksit bakımından zengin ve soğuk bir kimyasal – fiziksel karakter kazanarak derinlik karstı oluşturmak üzere yer altına intikal etmiştir. Nitekim, Holosen başında buzulların erimesiyle ortaya çıkan yüksek debili bol

karbondioksitli soğuk sular dikey gelişen karstik sistemin gelişiminin devamına katkı sağlamıştır (Çılğın vd., 2016: 267).

Bunların dışında çalışma alanında görülen bir diğer önemli mağara da Gülle Tepe'nin alt kesimlerinde yer alan mağaradır. Bu mağara içinde çok iyi gelişim göstermiş sütunlar vardır (Fotoğraf 80). Bu mağara da Merşan 1 ve Merşan 2 mağaraları gibi Sinebel Yarma Vadisi'ni etkileyen tektonik hareketlere bağlı çatlak sistemleri boyunca oluşmuştur.

5.3.6. Sarkıt, Dikit, Sütun ve Travertenler

Karstik şekiller bilindiği gibi kalker, dolomit, jips, kayatuzu gibi kayaçların su ile kimyasal reaksiyona girerek erimeleri, aşınmaları sonucunda meydana gelirler. Reaksiyonun tersine dönmesiyle de bu kez traverten, kalker, kaliş, tuf olarak tanımlanan tortul birikim şekilleri oluşurlar (Altın, 2001: 166).

Karstik alanlardan kaynaklanan suların bünyesinde eriyik halde bulunan kalsiyum ve bikarbonatlı suların buharlaşması ile karbondioksit ve kalsiyum karbonat açığa çıkmakta ve özellikle suların yayıldığı alanlarda travertenler, mağaraların tavanlarında sarkıtlar, tabanlarında ise dikitler oluşmaktadır (Solmaz, 1998: 160). Bu oluşumda kalsiyum karbonat tabana çöktüler halinde yığılır. İşte bu çökelek açık havada, göllerde ve geniş havzalarda teşekkül halinde toplanır ki traverten yani kalker tufünü, mağaralarda ise sarkıt ve dikitleri teşkil eder (Alagöz, 1973: 36). Esasında mağaralarda oluşan sarkıt, dikit ve sütunlar da kireç birikmesine bağlı olarak oluştukları için travertenler grubuna dahildirler.

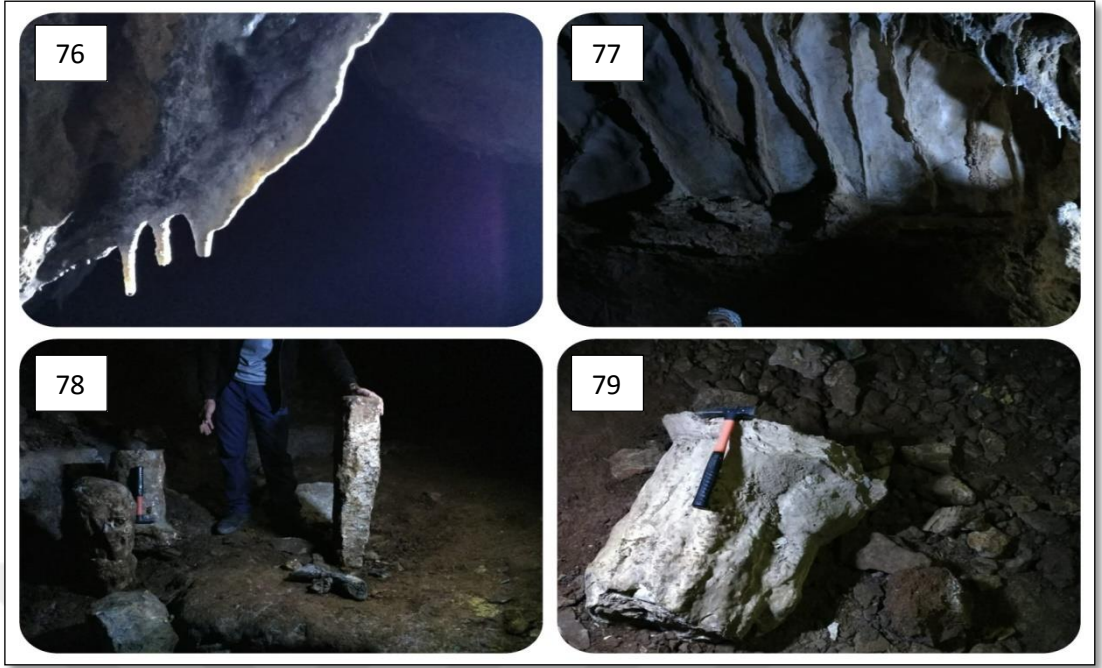
Çalışma alanında görülen mağaralarda çok iyi gelişim gösteren sarkıt, dikit ve sütunlar görülmektedir. Bu derinlik karstı çökelim türleri çalışma alanında özellikle Merşan 2 Mağarası ve Gülle Tepe'nin alt seviyelerindeki mağarada görülmektedirler. Bunlar arasında da en iyi gelişen morfolojik yapı sütunlardır. Sütunların kalınlığı ve uzunlukları oldukça fazladır. Bunların incelenmesi mağara morfolojisi ve paleoklimatik koşullar hakkında önemli veriler sağlayacaktır. Çünkü genel olarak beyaz renkler soğuk, koyu renkler sıcak dönemleri karakterize etmektedirler, ayrıca

renkler sızan suyun erittiği arazideki minarel yapısını da yansıtmaktadırlar (Nazik, 1989: 59).

Merşan 1 Mağarası daha büyük ve uzunca olmasına rağmen çoban ve definecilerin tahribatına çok fazla maruz kalmıştır. Bu yüzden bu mağarada karstik birikmeye dair herhangi bir emare bulunamamıştır. Var olması kuvvetle ihtimal olan sarkıt ve dikitlerin tahripten sonra kalıntıları da kalın hayvan gübresi altında kalmıştır. Yöre sakinleri Merşan 1 Mağarası'nda hayvan gübresinin yakıldığını ve dumanın yaklaşık olarak 20 gün boyunca 5 km uzaklıkta yer alan Belenoluk Köyü'nden görülecek kadar tütüğünü belirtmişlerdir. Bu durum mağara tabanında biriken hayvan gübresinin kalınlığının fazla olması hakkında önemli bir kanıttır.

Merşan 2 Mağarası vadoz zonda yer alan, içerisinde herhangi yer altı su akışı bulunmayan bir mağaradır. Bu mağara tektonik hareketler neticesinde karst taban suyu seviyesinin giderek alçalmasından dolayı asılı kalmış bir yapı göstermektedir. Yani güncel karst kaide seviyesinden oldukça yüksekte yer almaktadır. Fakat mevsimlik sızan sular tabandan damlayarak az da olsa mağara çökel morfolojisinin oluşumuna katkı sağlamaktadırlar.

Merşan 2 Mağarası'nda yaptığımız tespitlere göre sarkıt, dikit, sütun ve flama şekilleri görülmüştür. Fakat bu karstik şekiller defineciler ve yerli halk tarafından yer yer kırılıp parçalanmışlardır.



Fotoğraf 76, 77, 78, 79 – Merşan 2 Mağarası'nda Görülen Damlataş, Flama ve Sarkıt – Dikitlerin Kalıntıları



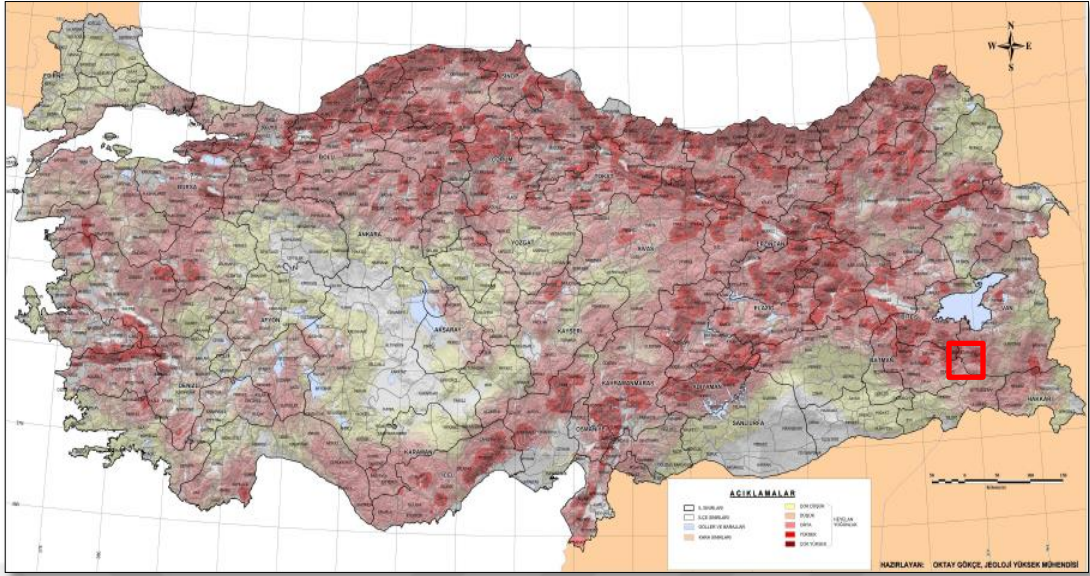
Fotoğraf 80 – Gülle Tep'e'de Görülen Mağarada Sütun

Çalışma alanında görülen karstik birikim şekillerinden bir diğeri de travertenlerdir. Karstik sahalardan çıkan suların, dağların eteklerinde yayılarak buharlaşmasıyla geniş alanlara yayılan, kalınlığı 10 cm. ile 40 m. arasında değişen depolar oluşur ve traverten depoları ve çökelleri olarak tanınan bu depolar buldukları sahanın topografyasına uygun görünüm alırlar (Solmaz, 1998: 160).

Çözünmüş halde kalsiyum bikarbonat içeren karstik kaynak suları yüzeye çıktıkları kesimlerde sıcaklık değişimi, basınç rahatlaması, buharlaşma (Zeybek, vd. 2015: 249) karbondioksitin uçması, bitkilerin kalkeri ayrıştırılmalarına yardım etmesi (Erinç, 1960: 99) gibi nedenlerden dolayı travertenler oluşurlar. Çalışma alanında görülen travertenler özellikle Düğüncüler Köyü'nün doğu kesiminde Sinebel Vadisi'nin üst kesimlerinden sızan suların daha aşağı seviyelerde karstik kaynak olarak çıktıkları yerlerde oluşmuşlardır. Bunların güncel oluşumları genel olarak kesintiye uğradığı için bunlar fosil oluşumlardır.

5.4. Kütle Hareketleri

Kütle hareketleri, bilindiğı üzere topoğrafyada eğim doğrultusunda birtakım faktörlerin etkisinden dolayı toprak akması veya sürünmesini, kaya düşmesini, blok göçünü ifade eden genel şemsiye bir terimdir. Kütle hareketleri hareket eden kütlelerin hareket mekanizmasına göre kayma, akma ve düşme olarak ayırt edilebilir (Atalay, 2013: 475). Kütle hareketleri de diğere dış kuvvetler gibi arazinin düzleştirilmesinde önemli rol oynarlar ve yeryüzü şeklini değiştiren dış - doğal olaylardan bir kısmı da kütle hareketleridir (Taşdemiroğlu, 1970: 26; Pekcan, 1996: 137).



Şekil 40 – Türkiye Heyelan Yoğunluk Haritası

Kaynak: Bayındırlık ve İskan Genel Bakanlığı, Afet İşleri Genel Müdürlüğü: 2008 (Kırmızı kareli alan çalışma alanının yaklaşık yerini gösterir)

Türkiye arazisinin önemli bir kısmını, orojenik ve epirojenik hareketlerle oluşmuş doğu - batı uzanımlı dağlar oluşturur. Bu dağlık kütlelerin genç tektonik hareketler ve akarsu şebekeleri tarafından yer yer derin bir şekilde parçalanmasıyla eğim değerleri oldukça yüksek olan yüzeyler ortaya çıkmıştır. Ülkemizin bu tip arızalı arazilerinde, başta kütle hareketleri (heyelanlar, yamaç kaymaları, kaya düşmeleri vs.) olmak üzere sık sık doğal olaylar meydana gelmektedir (Deniz ve Sındır, 2001: 83)

Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresinde kütle hareketi olarak değerlendirebileceğimiz başlıca üç morfolojik devinim – hareket vardır. Çalışma alanında yaptığımız gözlemlere ve konuyla ilgili haritalardan elde ettiğimiz verilere göre Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresinde paleoheyelan, aktif heyelan ve kaya düşmeleri görülmektedir. Bunlardan ilk ikisi tektonik aktiviteden dolayı yamaç dengesinin bozulmasına, kil ve marnlı litolojiye; sonuncusu ise rölyefin yüksek eğimi ve çatlaklı kalker litolojisine bağlıdır.

Doğal afetler arasında sık ve yaygın meydana gelen, can ve mal kayıplarına sebep olan (Zengince ve Karakaş, 2018: 40) kütle hareketlerinden olan heyelanlar,

günümüzde Türkiye'nin değişik yörelerinde çeşitli nedenlere bağlı olarak etkili olmakta, reliefe yansımının yanısıra, can ve mal kaybına yol açmakta ve alt yapı eserlerinde önemli hasarlar meydana getirmektedir; bununla beraber, Türkiye'nin çeşitli yerlerinde, günümüzde gözlenen bu aktüel heyelanların yanısıra, Kuvaterner'den kalma çok sayıda eski (fosil) heyelanın da bulunduğu bilinmektedir (Tonbul ve Özdemir, 1993: 108). Heyelan, jeolojide aşınmanın bir basamağı olup aşınan ve ayrışan malzemelerin gravite etkisi ile şekil ve yer değiştirmesidir ve ayrıca yer değiştirme her zaman hareket haline geçmiş olan kütlelerin daha düşük bir potansiyel enerjiye sahip olmasıyla sonuçlanır (Taşdemiroğlu, 1970: 26).

Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresinde arazi çalışmaları ve harita incelemeleri sonucu eski heyelan alanları (paleo - heyelan) tespit edilmiştir. Sinebel Deresinin doğu yamaçlarında ve Dügüncüler Deresi'nin Sinebel Deresi'ne kavuştuğu kesimde eski heyelan sahaları vardır. Bu iki eski heyelan bölgesi de düşey tektonizmanın olduğu faylı arazilerde görülmektedir. Yani paleo-heyelanların dağılışı ile faylanmaya bağlı değişen eğim şartlarının olduğu alanlar örtüşmektedir. Heyelanların tektonik hareket açısından aktif sahalarda bozulan doğal denge sonucu olduğu birçok çalışmada belirtilmiştir (Sevindi vd., 2004: 179; Tonbul ve Özdemir, 1993: 107; Deniz ve Sındır, 2001: 84; Taşdemiroğlu, 1970: 30; Cihangir ve Görüm, 2016: 254; Avcı ve Sunkar, 2018: 23). Sinebel Vadisi'nin doğu kısmını oluşturan Kato Dağı'nın fay dikliği karakterli batı yamaçları boyunca düşey faylanmaya bağlı artan eğim ve bozulan yamaç stabilitesi gevşek olan fliş tabakalarının rahatça yer değiştirmesine neden olmuştur. Bu yer değiştirme hareketi sonucu arazide kopma bölgesi – heyelan gövdesi (taç bölgesi) görülebilen dairesel kaymaya bağlı bir paleo-heyelan oluşmuştur. Bu heyelanın taç bölgesi hilal biçimlidir ve bir yamacı parçalanmış krateri andırır. Heyelanın kayma düzlemi boyunca aktığı ve yığıldığı alan olan topuk - dil kısmı ise sonraki antropojenik faaliyetlerde yol yapımı ve tarla açma gibi durumlarla, ve selinti sularının yüzeysel erozyon etkisiyle nispeten silinmiştir. Bahsi geçen paleo-heyelanın ve heyelanlı alanın oluşumunda petrografik etkenler de kolaylaştırıcı rol oynamışlardır. Bilindiği üzere flişler içindeki killer yağışlı dönemlerde bünyelerine su alarak şişerler (Ertek vd., 1993: 186) ve sabunlaşma (sabunifikasyon) hadisesine sebebiyet verirler (Beret, 1955: 150). Türkiye arazisinde, Kretase yaşlı litolojilerde, heyelanların büyük kısmı Kretase yaşlı

fliflerde olmaktadır (Taşdemiroğlu, 1970: 32). Heyelanın gerekleŖtiđi Germav Formasyonu'na ait fliflerde yer yer ara katkılı bulunan impermeable karakterli kil ve marnlar suyla Ŗiferek zemindeki kaymayı sađlamıŖtır. Nitekim flif, marn ve killer yzey depozitlerinden sonra Tzrkiye'de en çok kayma yapan formasyonlardır (Taşdemiroğlu, 1970: 35). Bu açıdan baktığımızda alıŖma alanında heyelanların yađıŖın en çok dufstzđđü mevsimlerde hızlandığını söylemek mmkzndzr. Zira Taşdemiroğlu (1970: 28), iklim koŖullarının hakim olduğu heyelanların daha çok Doğu Anadolu Bölgesi'nde olduğunu ve mevsim Ŗartlarının heyelanlara etken olduğunu belirtmiŖtir. Sinebel Vadisi'nin doğu yamaçlarında yer alan paleo-heyelanın oluŖmasında bir diğer kolaylaŖtırıcı faktör de tabakaların istiflenme pozisyonlarının tektonizmaya bağlı olarak kütlelerin kayması lehinde bozulmasıdır. Burada tabakalar batıya doğru (Sinebel Deresi'ne doğru) eğimlidirler. Bu eğim Ŗartları da kütlenin eğim aŖađı kaymasını kolaylaŖtırmıŖtır. Son derece dalgalı bir rölyef arz eden bu eski heyelan sahaları yamaç dengesinin morfolojik olarak sağlanmasından dolayı aktivitelerini kaybetmiŖlerdir. Bu sahalarda aktif heyelanların göstergesi olan çatlaklar yoktur ya da izleri silinmiŖtir. Ancak bu tür sahalarda antropojenik nedenlerle heyelan sahaları yeniden aktive olabilmektedirler. Nitekim, pek hareketin gözlenmediği bu heyelanlar, her geçen gün özellikle insanın müdahaleleriyle tehlikeli boyutlar kazanabilmekte (Tonbul ve zdemir, 1993: 109), eski heyelanlar harekete geçerek yerleŖme ve ulaŖım yollarını etkilemektedirler (Avcı ve Sunkar, 2018: 27). Örneğin Cihangir ve Görüm (2016: 254), Kelkit Vadisi'nde büyük ve katastrofik heyelanların paleo - heyelan alanlarında grldzklarını belirtmiŖlerdir. Yıldıırım (2006: 333), Sivas Koyulhisar'da heyelanın, eski heyelan bölgesine yakın bir kesimde gerekleŖtiđini ve 15 kiŖinin hayatını kaybettiğini belirtmiŖtir.



Fotoğraf 81 – Kato Dağı' nın Faylanmaya Dik Batı Yamacında Heyelanlı Alan ve Bir Paleo - heyelanın Hilal Biçimli Taç Kısmı

Çalışma alanında Sinebel Vadisi'nin yamaçlarında görülen paleoheyelanın bir başka özelliği de flüvyal sistem üzerinde etki yapmasıdır. Heyelanlı alanın yavaş yavaş akması sonucu Sinebel Vadisi batıya doğru sıkışmıştır. Bu sıkışma sonucu vadinin bu kesiminde asimetrik bir yapı ortaya çıkmıştır. Hatta Sinebel Deresi yaklaştığı fliş tabakalarını aşındırmış ve aşındırdığı kesimde 90 dereceye varan diklikler oluşmuştur. Aynı durum Yapraktepe Köyü yakınında da Çemekari Deresi'nin vadisinde gerçekleşmiştir. Burada, aktif heyelan sahasında, Körkandil ve Çesali Dağı arasındaki çöküntü alanında bulunan gevşek fliş tabakaları kuzeye doğru akarak dalgalı bir topoğrafya meydana getirmiş, bunun neticesi olarak da heyelan dili D – B yönlü uzanan Çemekari Deresi'ni kuzeye doğru ötelemiştir.

Çalışma alanında paleo-heyelanların dışında aktif heyelanların varlığı da görülmektedir. Yapraktepe Köyü güneyinde, Düğüncüler Köyü kuzeyinde ve Belenoluk Köyü güneyinde görülen aktif heyelanlar, paleo-heyelanlarda olduğu gibi Germav Formasyonu'na ait gevşek dokulu killi ve marnlı flişler üzerinde gerçekleşmişlerdir. Bu durumun neticesinde, çalışma alanında eski veya yeni heyelanların büyük kısmının Germav Formasyonu üzerinde gelişme gösterdiği

anlaşılmaktadır. Yalnız Dügüncüler Deresi'nin Sinebel Deresi'ne karıştığı noktanın biraz batısında ve güneyde Iısu Bucağı yakınlığında Sayındere Formasyonu'na ait kalkerli litolojide eski bir heyelanın varlığı söz konusudur.

Heyelan olayları; yerleşmeleri, kara ve demir yollarını, barajları ve diğer yapıları olumsuz etkilemektedir (Girgin, 1996: 156). Dügüncüler Köyü kuzeyinde geniş bir alanı kaplayan aktif heyelan sahası özellikle ilkbahar dönemlerinde artan yağışla birlikte aktive olmakta ve bir takım zararlara neden olmaktadır. Flişler içerisinde suyla şişen killi ve marnlı birimler doğuya doğru hareket etmektedir. Bunun neticesinde özellikle ilkbahar mevsiminde Dügüncüler Köyü yolu zaman zaman ulaşımına kapanmaktadır.

Yapraktepe Köyü güneyinde yer alan aktif heyelanın ise iki temel özelliği vardır. Bunlardan ilki heyelanın tektonizmaya bağlı olmasıdır. Blok yükselmelere bağlı oluşan Körkandil ve Çesali Dağı arasında Doğan Boğazı adı verilen mevkide, gevşek formasyonlar tektonizma kaynaklı artan eğim değerlerinden dolayı kuzeye doğru akmaktadır. Faya bağlı diklik boyunca yamaç stabilitesi bozulmuş, olağan morfolojik denge heyelanın lehine olacak şekilde değişmiştir. Bu aktif heyelan sahasının bir diğer önemli özelliği ise Çemekari Deresi'nde var olan ötelenmedir. Heyelanlı saha kuzeye doğru hareket ederken aynı alanda yaklaşık olarak D – B yönlü uzanan Çemekari Deresi bu morfolojik gelişimden etkilenmiş ve heyelanın yönüne paralel kuzeye doğru kıvrılmıştır. Burada Çemekari Deresi bir yay çizerek heyelanlı topoğrafyanın etrafından dolaşıp Sinebel Deresi'ne kavuşmuştur.

Bütün bu paleo ve güncel heyelan verilerinden hareketle, Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresi Türkiye heyelen yoğunluk haritasına göre orta düzeyde heyelanlı alana denk gelmektedir.



Fotoğraf 82 – Sinebel Vadisi' nin Doğu Tarafında Heyelanlı Alan. Arka Planda Körkandil Dağı ve Vadi'nin Yarma Kesimi.

Çalışma alanında görülen bir diğer kütle hareketi ise kaya düşmeleridir. Kaya düşmelerinde belirli bir hareket yolu yoktur, yerinden kopan ve hareket haline geçen kaya kütlesinin topoğrafyanın elverdiği oranda mevcut potansiyel enerjisinin kinetik enerjiye çevrilmesiyle bir hız kazanarak düşmesi söz konusudur (Taşdemiroğlu, 1970: 26)

Kaya düşmeleri rölyef eğiminin fazla olduğu vadi yamaçlarında veya dağ cephelerinde sıklıkla görülebilirler. Sinebel Yarma Vadisi'nin antesedant karakterli vadi kesimi son derece dik (yer yer 90 derece) yamaçlara sahiptir. Bu eğimli yamaç boyunca çatlak sistemleri genişleyen kalkerler yarılıp vadi tabanına büyük bir hızla düşmektedirler. Vadinin bu kesiminde morfolojinin elverişsiz olmasından dolayı yerleşmelerin olmayışı can ve mal kayıplarını neredeyse hiçe indirmektedir. Fakat düşen dev kalker bloklarının yabancı ekosisteme zarar verdiği muhakkaktır.

Kaya düşmesinin ana nedeni daha fazla klimatolojiktir. Ayrıca kayacın cinsinin de etkisi vardır. Kayaçtaki çatlak ve kırıklar arka arkaya gelen don ve gevşeme olaylarıyla açılır. Gece ile gündüz arasındaki fazla ısı farkı çatlamayı artırır (Taşdemiroğlu 1970: 33). Yükseldikçe havanın yoğunluğu azaldığı için gündüz radyasyonun değeri arttığı gibi geceleyinde ısı kaybedilmesi artar. Bu hal dağlarda mihaniki parçalanmanın (fiziksel parçalanmanın) şiddetli olmasına sebep olur (Ardel, 1973: 54). Sinebel Yarma Vadisi'nde, yarma karakterli vadi kesimin Latdağı Formasyonu olarak bilinen neritik kireçtaşlarından oluştuğunu daha önce belirtmiştik. Bu litolojik yapı sahip olduğu çatlaklardan dolayı kaya düşmelerine litolojik anlamda zemin hazırlayıcı bir rol oynamaktadır. Fakat çatlakların varlığı tek başına kaya düşmesi için yeterli değildir. Bu çatlakların gelişmesi ve büyümesi kaya düşmesi için çatlakların varlığı kadar önemlidir. Kalkerdeki çatlaklar esas olarak kök çatlatması ve donma – çözünme olayları sonucu genişlerler.

Sinebel Yarma Vadisi'nde kaya düşmelerinin görüldüğü kesimlerde mevcut bitki kökleri (özellikle ağaçlar) çatlakların gelişimine yardımcı olmaktadır. Ancak esas faktör burada iklimatik durumlara bağlıdır. Kaya düşmelerinin olduğu kesimin mevcut yüksek rakımı dolayısıyla kışın ve ilkbahar çatlaklara sızan su, şişerek hacmini genişletmekte ve çatlakların büyümesine neden olmaktadır. Bu durumun klima – morfolojik döngüde devam etmesi sonucu kaya düşmeleri meydana gelmektedir. Yaptığımız arazi gözlemleri neticesinde düşen blokların vadi tabanında yer aldıkları görülmüştür. Bu blokların, akarsuyun aşındırıp taşıyamayacak kadar dev boyutlu olması, litolojilerinin kalker olması ve arazideki kalkerli litolojiye benzemesi ve dolayısıyla erratik olmaması, köşelerinin akarsu taşımalarının, yuvarlaklaştırılmasının olmadığını gösterecek kadar sivri olması gibi özelliklerden dolayı kaya düşme blokları olduğu kesindir (Fotoğraf 83 ve 84).

Sinebel Yarma Vadisi'nin antesedant karakterli kesiminin vadi yatak tabanı genişliği oldukça azdır. Bu dar yatak tabanı düşen bloklarla dolmakta ve vadi içinde bazen bloklardan kesintisiz doğal köprüler oluşmaktadır. Yöre halkı özellikle akım asgarisi dönemlerinde bu blokları kullanarak vadinin karşı yamacına geçmektedirler. Düşüncüler Köyü halkının, bu köye yakın Ormancık ve Kışlacık Köyleri arasında yaya ulaşımı buralardan sağlanabilmektedir.

Yukarıdaki paragrafta kalker bloklarının vadi tabanına düşmesiyle doğal ulaşım yollarının oluştuğunu belirttik. Hatta bunlardan biri, iki yamacı birleştiren doğal bir köprü konumundadır. İlginçtir ki vadinin adı olan Sinebel kelimesi de bu morfolojik oluşumdan türemedir. Esası "*Sipeber*" olan vadi ismi, morfoloji ve jeoloji haritalarına Türkçe'leştirilerek "*Sinebel*" olarak geçmiştir. "*Sipeber*" kelimesinde "*ber*" kelimesi yöre dilinde "*taş, kaya*" anlamına gelmektedir ve yöre halkı akarsuların üzerinde doğal geçit olan kesimlerine "*sipeber*" demektedir. "*Sipeber*" kelimesindeki "*sipe*" ise yöre dilinde bir vadinin en dar kısmını belirtmek için kullanılır. Bu halde "*vadinin en dar kesimindeki kayalık – kaya yığı*" anlamına gelen "*sipeber*" kelimesi, vadinin bu en dar kesiminde taşların varlığından kaynaklı doğal geçidi belirten bir terimdir. Bu açıdan baktığımızda kaya düşmeleri sonucu ortaya çıkan morfolojik bir durumun vadi adını etkilediği görülmektedir. Bu durum toponomik anlamda doğal süreçlerin dildeki kavramlara etkisine güzel bir örnektir.



Fotoğraf 83, 84 – Sinebel Vadisine Düşen Dev Kalker Blokları

5.5. Çalışma Alanının Jeo – Çeşitlilik Derecesinin Belirlenmesi

Çalışma alanında yukarıda anlatılan jeolojik ve jeomorfolojik birimler ve yapılar, alanın zengin bir tekto – morfolojik manzarasının (jeo - çeşitliliğinin) olduğunu göstermektedir. Jeo - çeşitlilik; jeolojik (kayaçlar, minareller, fosiller), jeomorfolojik (arazi yapısı, fiziksel süreçler) ve toprak özelliklerinin doğal çeşitliliği olarak tanımlanabilir (Gray, 2005: 5). Çalışmada, dünya üzerinde bölgelerin jeo - çeşitlilik derecesinin belirlenmesinde kullanılan indislerden olan Serrano ve Ruiz - Flano indisi kullanılarak alanın zengin morfolojik, tektonik peyzajı sayılaştırılıp sunulmaya çalışılmıştır. Bu tekto – morfolojik yapılara bir de jenetik, jeolojik kronolojik, hidrografik, edafik ve litolojik unsurlar da eklenince çalışma alanında jeo – çeşitlilik indisinin yüksek olduğu görülmüştür. Bu amaçla çalışmamızın bu bölümünde Serrano ve Ruiz - Flano yöntemi uygulanarak Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresinin jeo – çeşitlilik derecesinin belirlenmesi amaçlanmıştır.

Serrano ve Ruiz - Flano yönteminde jeoçeşitlilik derecesinin tespitinde, alandaki bir takım parametrelerin işlenmesine bağlı bir formül uygulanmaktadır. Bu formül sonucu çıkan sonuç Serrano ve Ruiz - Flano tarafından geliştirilen jeoçeşitlilik indis değeriyle (Serrano ve Ruiz - Flano, 2007: 391) eşleştirildiğinde sahanın jeoçeşitlilik derecesi belirlenmektedir. Jeoçeşitlilik indisinin belirlenmesinde genel olarak jeoloji, topoğrafya, toprak, jeomorfoloji ve su kaynakları kullanılır (Örsi, 2011: 20).

Jeoçeşitlilik derecesi, yaygın kullanılmasına karşılık, değerlendirme için metodolojik bir gelişimde gösterilen çaba azdır (Serrano ve Ruiz - Flano, 2007: 390). Bu nedenle, sistematik çalışmadaki eksikliğin giderilmesi adına Serrano ve Ruiz - Flano tarafından aşağıdaki formül öngörülmüştür ve yerli çalışmalarda da bunun değerlendirildiği tespit edilmiştir:

<u>Gd = (N×R) / (LnS)</u>	
<u>Jeoçeşitlilik indeksi (Geodiversity index)</u>	<u>Gd</u>
<u>Abiyotik unsur sayısı (Number of physical elements)</u>	<u>N</u>
<u>Engbelilik katsayısı (Rugosity or Roughness)</u>	<u>R</u>
<u>Gerçek alan (Surface area)</u>	<u>S</u>
<u>Doğal logaritma (Neperian or Natural Logarithm)</u>	<u>Ln</u>

Tablo 8 – Serrano ve Ruiz – Flano indisinde kullanılan Formül ve Parametreleri

Kaynak: Kopar ve Çakır, 2013: 49

Formüldeki N parametresi jeoçeşitlilik derecesinin hesaplanmasında esas alınan, abiyotik unsur sayılarının toplamıdır. Herhangi bir sahada yüzölçüm aynı kalmak koşuluyla abiyotik unsurların sayısı arttıkça, bu sayıyla doğru orantılı olarak o sahanın jeoçeşitlilik indeks değeri de artmaktadır. Diğer bir parametre R ile ifade edilen engebelilik katsayısıdır. Bu katsayı, eğim değerinin derece cinsinden karşılığı olarak 1 ile 1,4 arasında değişen bir değerdir (Serrano vd. 2009 'dan aktaran Kopar ve Çakır, 2013: 49).

Engebelilik ise genel anlamda, herhangi bir sahanın rölyef özelliklerini temsil etmektedir. Buna göre katsayı yüksek olduğu zaman sahada şiddetli erozyona bağlı olarak çok sayıda aşındırma ve biriktirme şeklinin bulunduğu arızalı bir topografyanın varlığı anlaşılır. Formülde gerçek alan S harfi ile sembolleştirilmiştir. Alan birimi ise hektar (ha) olarak belirlenmektedir (Kopar ve Çakır, 2013: 49).

Jeo - çeşitlilik indeksinin hesaplanması işleminde öncelikle arazi gözlemlerinden elde edilen abiyotik unsur sayısı bazı işlemlerden sonra elde edilen engebelilik katsayısıyla çarpılmış ve işlemde elde edilen değer alana oranlanmıştır. Yalnız bu işlem yapılırken çarpımdan elde edilen değer doğrudan gerçek alan (S) değerine değil, onun doğal logaritmik karşılığına (LnS) bölünmelidir. Bölme işlemiyle elde edilen indeks (Gd) değerinin son olarak jeoçeşitlilik indeksi ve derecesi tablosundan karşılığına bakılmak suretiyle sahanın jeoçeşitlilik derecesi belirlenmiş olmaktadır (Kopar ve Çakır, 2013: 49 - 50).

İndeks Değeri	Jeoçeşitlilik Derecesi
0-2	Çok Düşük
2-3	Düşük
3-4	Orta
4-5	Yüksek
5'ten büyük	Çok Yüksek

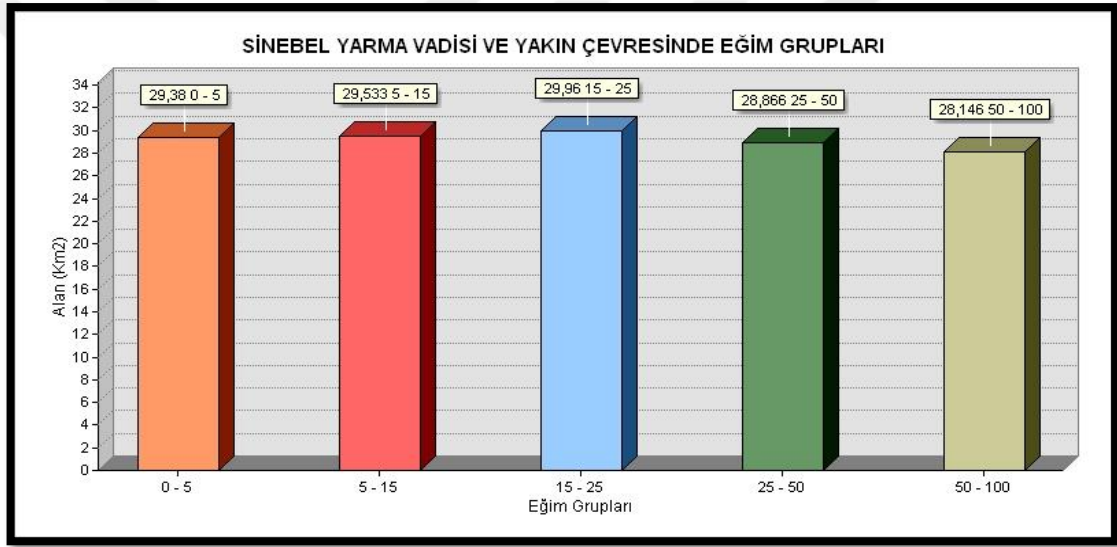
Tablo 9 – Jeoçeşitlilik Dereceleri

Kaynak : Pellitero vd. 2011: 169'dan yararlanılarak.

Birim	Eğim Değer Aralığı ve Engebelilik Katsayıları				
	≤ 5,00	5,01-15,00	15,01-25,00	25,01-50,00	50,01 ≥
Eğim (derece)					
Toplam Alan	29,38 km ²	29,53 km ²	29,96 km²	28,86 km ²	28,14 km ²
Engebelilik Katsayısı	1	1,1	1,2	1,3	1,4

Tablo 10 – Çalışma Alanının Eğim Gruplarının Engebelilik Katsayıları

Kaynak: Kopar ve Çakır, 2013: 61'den yararlanılarak.



Şekil 41 – Çalışma Alanı ve Yakın Çevresinin Eğim Grupları

Alt Tipler	Jeoçeşitlilik Unsurlar	Unsur Sayısı
Litoloji	Alüvyon, Traverten, Dolomit, Kireçtaşı, Kil, Marn, Fliş, Kumtaşı, Konglomera, Şeyl, Killi Kireçtaşı	11
Jeolojik Yapı	Fay, Bindirme, Kret, Antiklinal, Senklinal, Horst, Fay Dikliği	7
Morfojenik Süreç	Tektonizma, Karstifikasyon, Fuvyal, Kütle Hareketleri	4

Aşınım Şekilleri	Antesedant Vadi, Tabaka Sekisi, Çentik Vadi, Tabanlı Vadi, Yamaç, Sırt, Zirve, AsılıVadi, Dolin, Mağara, Lapy, Uvala, Heyelan Gövdesi, Pot – Hole, Tepeler	15
Birikim Şekilleri	Alüvyal Taraça, Birikinti Konisi, Kayma Yamacı Sekisi,Yamaç Enkazı(Talus), Heyelan Enkazı, Sarkıt, Dikit, Traverten	8
Aktüel Süreçler	Kütle hareketleri, Flüvyojenez, Karstifikasyon, Tektonizma	4
Fosil Süreçler	Glasiyojenez, Periglasiyal Süreç	2
Jeolojik Yaş	Jura, Kreatese,Paleosen,Eosen,Miosen,Kuaterner	6
Hidrocoğrafya	Akarsu,Şelale,Kaynaklar	3
Toprak	Litosol,Terra Rosa,Alüvyal Toprak,Kahverengi Orman	4
Jeoçeşitlilik Unsur Toplam Sayısı		64
Gerçek Alan (ha)		14,500
Engebelilik Katsayısı		1,2
Jeoçeşitlilik İndeks Değeri		8,1
Jeoçeşitlilik Değeri		Çok Yüksek

Tablo 11 – Çalışma Alanında Jeoçeşitlilikte Kullanılan Unsurlar ve Sayıları

Kaynak: Serrano vd. 2009: 175; Kopar ve Çakır, 2013: 60'tan yararlanılarak.

Tüm bunlardan hareketle Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresinin jeoçeşitlilik indisini değerlendirdiğimiz zaman formüldeki parametreler aşağıdaki gibi bir tablo ortaya çıkarmaktadır:

$$Gd : (N.R) / (LnS)$$

Gd : Jeoçeşitlilik İndisi

N : Abiyotik Unsur Sayısı (Çalışma alanında abiyotik unsur sayısı 64'tür).

R : Engebililik Katsayısı [Çalışma alanında engebililik katsayısı olarak 29,96 km² ile en çok alan kaplayan eğim grubunun (yüzde 15 – 25) esas alınmıştır. Bu değerin engebililik katsayısı yaklaşık olarak 1.2'dir]

S : Gerçek Alan (Çalışma alanının gerçek alanı 145.000 Ha'dır, doğal logaritması ise 9,58'dir.)

Dolayısıyla : $(64.1,2) / 9,58$ işlemine göre çalışma alanının jeoçeşitlilik indis derecesi 8,01 çıkmaktadır. Bu sonuç tablodan da anlaşılacağına göre çok yüksek bir jeoçeşitlilik derecesi vermektedir.

Sinebel Yarma Vadisi ve yakın çevresinde tüm dünyada kabul gören ve nesnel incelemelere ve sayısal değerlere dayanan Serrano ve Ruiz – Flano yöntemi sonucu; jeolojik, jeomorfolojik, litolojik, tektonik, pedolojik, hidrografik eleman sayılarının fazla olduğu görölmektedir. Böylesi küçük bir çalışma alanında (145 km²), indis değerinin bu kadar yüksek olması en başta zengin morfotektonik peyzaja bağlıdır. Tektonizma, litoloji ve dış kuvvetlerin iç içe girmiş kompleks ilişkisi bu zengin doğal ortam koşullarının en temel sağlayıcısı olmuştur.

SONUÇ VE ÖNERİLER

Siirt ili sınırlarında yer alan çalışma alanı Bitlis Zagros Bindirme Zonu üzerinde yer aldığı için Neotektonik hareketlerden çok yoğun bir şekilde etkilenmiştir. Çalışma alanında morfotektonik açıdan çok sayıda topoğrafik belirteç vardır ve bunlar alanın tektonizmasının geçmişi hakkında veriler sunmaktadırlar. Çalışma alanı çevresinde yerleşmeler aktif tektonik bir saha üzerinde kurulmuşlardır. Bu nedenle insan - doğa etkileşimi açısından bölgede yapılacak planlamaların buna göre yapılması daha sağlam temelli olacaktır.

Sinebel Vadisi Neotektonik hareketlerden dolayı bölgesel olarak yükselen bir alanda açılmıştır. Akarsu yükselen araziye gömülerek karşılık verdiği için antesedant yarma karakter vardır. Nitekim antesedant karakteri yansıtan çok sayıda topoğrafik belirteç de bulunmaktadır.

Çalışma alanında yer alan Paleosen yaşlı örtü birim olan Germav Formasyonuna ait flişler altından ekshüme yüzey olarak açığa çıkan kalkerler üzerinde karst topoğrafyasına ait şekiller oluşmuştur. Lapyra, dolin ve mağara bunların başında gelmektedir. Bu oluşumlar tektonizmadan bağımsız morfolojik yapılar değillerdir. Bunların oluşmasında antesedant vadinin oluşmasını sağlayan tektonizma etkili olmuştur.

Gerilme rejimini yansıtan eğim atımlı faylardan olan normal faylar, yer yer çok yüksek diklikler oluşturmuş ve buna bağlı olarak artan eğim değerleri ve bozulan yamaç dengesinden dolayı çalışma alanında heyelanlar çok sık görülmektedirler. Bunlardan bazıları paleo - heyelan iken bazıları ise hala aktivitelerini korumaktadırlar.

Çalışma alanı ve yakın çevresinde kışlar nispeten ılık geçmektedir ve yaz mevsimi ise son derece kurak ve sıcaktır. En çok yağış ilkbaharda düşmektedir. Çalışma alanı ve yakın çevresinde bozulmuş bir Akdeniz İklim Tipi vardır.

Sinebel Deresi dışında, Çatak, Mansur, Çemekari ve Botan akarsuları bölgeyi drene eden diğer akarsulardır. Bu akarsular Dicle Nehri'ne kaynaklık etmektedir ve dışa akışlı bir karakterleri vardır.

Bu çalışma coğrafi açıdan bölgeyle ilgili yapılan ilk çalışma olduğu için yapılacak olacak diğer çalışmalara yol gösterici olma amacı taşımaktadır. Çalışma alanında yapılacak başka çalışmalarla Doğu Anadolu Bölgesi ve Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nin morfolojik ve tektonik geçmişi ve karakteri daha iyi anlaşılacaktır.

Ayrıca çalışma alanında yer alan mağaraların tahribata uğramasından dolayı karst topoğrafyasına ait morfolojik birimlerin yok olmasının önüne geçilmesi ve aktif heyelan alanlarında yer alan yerleşim yerleri için bu doğal afetten korunma yollarının aranması atılacak en önemli adımlar arasında yer alacaktır.



KAYNAKÇA

- Akkan, E. (1964). Erzincan Ovası ve Çevresinin Jeomorfolojisi. Ankara: Ankara Üniversitesi Basımevi
- Akköprü, E. (2005). *Çatak (Van) – Görentaş Arasının Fiziki Coğrafyası*. (Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi). Van Yüzüncü Yıl üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü: Van.
- Akman, Y. (1999). *İklim ve Biyoiklim (Biyoiklim Metodları ve Türkiye İklimi)*. İstanbul: Kariyer Yayıncılık.
- Aktürk, A. (1985). *Çatak – Narlı (Van) Yöresinin Stratigrafisi ve Tektoniği*. (Yayımlanmamış Doktora Tezi), Fırat Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü: Elazığ.
- Akyol, İ. H. (1947), " Türkiye' de Akarsu Sistemleri ve Rejimleri ". *Türk Coğrafya Dergisi*, (9 – 10), 1 – 54.
- Akyol, İ. H. (1948 – 1949), " Türkiye' de Akarsu Rejimleri ". *Türk Coğrafya Dergisi*, (11 – 12), 1 – 34.
- Alagöz, C. A. (1943), " Türkiye Karst Olayları Hakkında Bir Araştırma ". *Türk Coğrafya Dergisi*, (1), 86 – 92.
- Alagöz, C.A. (1973), " Karst Olayları Üzerine Yeni Bir Müşahade (Antalya: Liman Koyağı) ". *Jeomorfoloji Dergisi*, (5), 33 – 39.
- Altın, B. N. (1998). *Aladağlar ve Bolkar Dağları Üzerinde Karstlaşma ve Glasio-Karstik Şekiller*, Fırat Üniversitesinde Jeoloji Mühendisliğinin 20. Yılı Sempozyumu, Elazığ: 531 – 550.
- Altın, B. N. (2001), *Ecemiş Fay Kuşağı Doğu Bloğunda Karstlaşmanın Esasları*, Niğde Üniversitesi Mimarlık Fakültesi Ecemiş Fay Kuşağı Çalışma Grubu Workshop – 1, Niğde, 163 – 170.

Altınlı, E. (1966a), " Doğu ve Güneydoğu Anadolu' nun Jeolojisi (İkinci Kısım) ". *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 66, 33 – 76.

Altınlı, E. (1966b), " Doğu ve Güneydoğu Anadolu' nun Jeolojisi (Birinci Kısım) ". *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 67, 1 – 24.

Altınlı, E., Erentöz, C. ve Pamir, H. N. (1963). *1 / 500. 000 Ölçekli Cizre Paftası*. Ankara: MTA Yayınları.

Ardel, A. (1961), " Güneydoğu Anadolu' da Coğrafi Müşahadeler ". *Türk Coğrafya Dergisi*, (21), 140 – 148.

Ardel, A. (1971). *Umumi Coğrafya Dersleri Cilt3, Jeomorfolojinin Prensipleri, Fasikül 2*. İstanbul: İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Matbaası.

Ardel, A. (1973). *Umumi Coğrafya Dersleri, Cilt 1, Klimatoloji (Genişletilmiş 3. Baskı)*. İstanbul: İstanbul üniversitesi Edebiyat Fakültesi Basımevi.

Arđos, M. (1972), " Morfolojik Yollarla Fayların Yaşlarının Tespiti ". *Jeomorfoloji Dergisi*, (4), 35 – 45.

Arđos, M. (1973), " Karaman Batısındaki Hacıibaba Dağının Strüktür ve Jeomorfolojisi Üzerine Gözlemler ". *İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi*, 10 (18 – 19), 201 – 218.

Arđos, M. (1996). " Türkiyede Akarsu Şebekesinin Kuaternerdeki Oluşum ve Gelişimi ". *İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Coğrafya Bölümü Coğrafya Dergisi*. (4), 1 – 6.

Arđos, M. (1996a). *Jeolojik Temel Bilgiler (Coğrafya Açısından)*. İstanbul: İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Basımevi.

Arđos, M. (1996b). *Türkiye Kuaterner Jeomorfolojisi*. (2. Baskı) İstanbul: Çantay Yayınları.

Arđos, M. ve Pekcan, N. (1997). *Jeomorfoloji Sözlüğü (Kısmen Diğer Yerbilimleri)*. (Genişletilmiş 2. Baskı). İstanbul: Çantay Yayınları.

Arni, P. (1939). *Doğu Anadolu ve Mücavir Mıntıklarının Tektonik Anahatları*. Ankara: MTA Enstitüsü Yayınları Seri B, No 4.

Arpat E. ve Şaroğlu, F. (1972), " Doğu Anadolu Fayı ile İlgili Bazı Gözlem ve Düşünceler ". *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 78, 73 – 94.

Arslan H. ve Karadoğan S. (2007). *Mardin Şehrinin Sitüasyonu ve Yer Seçiminde Etkili Olan Coğrafi Faktörler, Makalelerle Mardin 2: Ekonomi, Nüfus, Kentsel Yapı*. Mardin: Mardin İhtisas Kütüphanesi Yayınları.

Atalay, İ. (1973), " Toros Dağlarında Karstlaşma ve Toprak Teşekkülü Üzerine Bazı Araştırmalar ". *Jeomorfoloji Dergisi*, (5), 135 – 153.

Atalay, İ. (1992). *Türkiye Coğrafyası (Genişletilmiş 3. Baskı)*. İzmir: Ege Üniversitesi Basımevi.

Atalay, İ. (1994). *Türkiye Vegetasyon Coğrafyası*, İzmir: Ege Üniversitesi Basımevi.

Atalay, İ. (2010). *Uygulamalı Klimatoloji (1. Baskı)*. İzmir: Meta Basım Matbaacılık Hizmetleri.

Atalay, İ. (2011). *Türkiye İklim Atlası*. İstanbul: İnkılap Yayınları.

Atalay, İ. (2012). *Genel Fiziki Coğrafya*. İzmir: Meta Basımevi.

Atalay, İ. (2013). *Doğa Bilimleri Sözlüğü*. İzmir: Meta Basımevi.

Atalay, İ. (2017). *Türkiye Jeomorfolojisi*. İzmir: Meta Basım Matbaacılık Hizmetleri.

Atalay, İ., Soykan, A., Cürebal, İ., Poyraz, M. ve Fural, Ş. (2015). *Köprü Çayı Havzasında Konglomeralar Üzerinde Karstlaşma ve Ekolojisi (Antalya)*, Uluslararası Jeomorfoloji Sempozyumu, Samsun, 151 – 165.

Atasoy, A. (2017), " Çatılı Suyu ve Yakın Çevresinin (Hassa) Jeomorfolojisi". *Uluslararası Sosyal Bilimler Dergisi*, 10 (52),474-492.

Atiker, M. (1987), " İbulak Dağı, Büyük Sincanlı ve Afyon Ovaları Arasının Morfotektoniği ve Jeomorfolojik Gelişimi ". *Jeomorfoloji Dergisi*, (15), 11 – 26.

Avcı, M. (2005), " Çeşitlilik ve Endemizm Açısından Türkiye' nin Bitki Örtüsü ". *İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Coğrafya Bölümü Coğrafya Dergisi*, (13), 27 – 55.

Avcı, M. (2014). *Resimli Türkiye Florası Cilt 1 Paleocoğrafya*. İstanbul: İş Bankası Kültür Yayınları.

Avcı, V. ve Sunkar, M. (2018), " Palu (Elazığ) – Bingöl Arasında Doğu Anadolu Fay Zonu Üzerinde Görülen Heyelanların Litolojik Birimler ve Fay Hatlarıyla İlişkisi ". *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, (157), 23 – 38.

Avşin, N. (2010), " 1954 – 2009 Yılları Arasında Kızılırmak' ın Yatak Tipinde Gözlenen Değişimler, Avanos ". *Coğrafi Bilimler Dergisi*, 8 (1), 93 – 104.

Avşin, N. (2011), " Kızılırmak Sekilerinin Oluşumunda İklim ve Tektoniğin Rolü, Avanos ". *Coğrafi Bilimler Dergisi*, 9 (2), 221 – 238.

Avşin, N. (2014), " Göksu Nehri Vadisinin Flüvyal Jeomorfolojisi (Mut – Silifke Arası) ". *Uluslararası Sosyal Araştırmalar Dergisi*, 7 (34), 314 – 334.

Aylar, F. (2015), " Orta Çekerek Havzasında (Çekerek İlçe Merkezi ile İncesu köyü Arasında) Kalan Boğazların Morfolojik Özellikleri, *Marmara Coğrafya Dergisi*, (31), 204 – 227.

Aylar F., Zeybek H. İ. ve Dinçer H. (2018), " Küre Dağlarının Devrekani ve Aydos Çayları Arasında Kalan Bölümünde Karstlaşma ve Karstik Şekiller ". *Doğu Coğrafya Dergisi*, 23 (39), 1 – 24.

Aytaç A. S. ve Yemen, H. (2017), " Ekinyazı Çökme Dolinin Oluşumu (Akçakale / Şanlıurfa), *Journal of Current Researches on Social Scienses*, 7 (3), 469 – 484.

Balcı M. C. ve Alpaslan, N. (2006), " Siirt Pervari – Çobanören Köyü Kuzeydoğusunda Meydana Gelen Kaya Düşmesinin Mühendislik Jeolojisi Kapsamında Değerlendirilmesi ". *Batman Üniversitesi Yaşam Bilimleri Dergisi*, 6 (1), 225 – 239.

Başar, M. (1972), " Teşekkül Tiplerine Göre Türkiye Mağaralarının Dağılışı ". *Jeomorfoloji Dergisi*, (4), 133 – 140.

Beret, B. (1955), " Sera Heyelanı ". *Türk Coğrafya Dergisi*, (13 – 14), 155 – 161.

Bingöl, E. (1986). *Doğrultu Atım Sorunu ve Jeolojisi*. Ankara: MTA Yayınları.

Bozkurt, E. (2002), " Neotectonics of Turkey – a Synthesis ". *Geodinamica Acta*, 14, 3 – 30.

Bölük, E. (2016a). *De Martonne Kuraklık İndisine Göre Türkiye İklimi*. Meteoroloji Genel Müdürlüğü Araştırma Dairesi Başkanlığı Klimatoloji Şube Müdürlüğü, Ankara.

Bölük, E. (2016b). *Eriñ İklim Sınıflandırmasına Göre Türkiye İklimi*. Meteoroloji Genel Müdürlüğü Araştırma Dairesi Başkanlığı Klimatoloji Şube Müdürlüğü, Ankara.

Bölük, E. (2016c). *Köppen İklim Sınıflandırmasına Göre Türkiye İklimi*. Meteoroloji Genel Müdürlüğü Araştırma Dairesi Başkanlığı Klimatoloji Şube Müdürlüğü, Ankara.

Cihangir, M. E. ve Görüm, T. (2016 13 – 14 Ekim). *Kelkit Vadisi Aşağı Çığındaki Heyelanların Çok Zamanlı Uzaktan Algılama Verileriyle Analizi*, TÜCAUM Uluslararası Coğrafya Sempozyumu, Ankara, 254 – 255.

Contürk, H. (1967 – 1968), " Memleketimizde Akarsu Debi Bölgeleri ". *Türk Coğrafya Dergisi "*. (24 -25), 255 – 262.

Çılğın, Z., Bayrakdar, C. ve Oliphant, J. (2016 13 – 14 Ekim). *Munzur Dağlarında Polijenik (Karst - Buzul – Tektonik) Jeomorfolojik gelişime Bir Örnek: Kepir Düdeni – Elbaa Kaynağı Karst Sistemi*, TÜCAUM Uluslararası Coğrafya Sempozyumu, Ankara, 267 – 269.

Çiçek, İ. 1993, " İlhan – Kirmir Çayı Kavşağının Jeomorfolojisi ". *Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi*, (8), 49 – 65.

Çölaşan, U. E. (1960). *Türkiye İklimi*. Ankara: Türkiye Cumhuriyeti Ziraat Bankası Basımı

Darkot, B. (1943), " Türkiye' de Sıcaklık Derecesinin Dağılışı ". *Türk Coğrafya Dergisi*, (1), 23 – 35.

Darkot, B. (1943a), " Türkiyede Yağışların Dağılışı ". *Türk Coğrafya Dergisi*, (2), 137 – 159.

Demir, Y., Demir, A. D., Meral, R. ve Yüksel, A. (2015), "Bingöl Ovası İklim Tipinin Thornthwaite ve Erinç İndisine Göre Belirlenmesi ". *Türk Tarım ve Doğa Bilimleri Dergisi*, 2 (4), 332 – 337.

Deniz, O. ve Sındır, R. (2001), " Çayırbaşı Heyelanı ". *Doğu Coğrafya Dergisi*, 7 (5) 81 – 98.

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

Doğan, U. (2003), " Dipsiz Göl Çökme ve Sübsidans Dolinleri (Batı Toroslar), *Fırat Üniversitesi Sosyal Bilimler Dergisi*, 13 (2), 1 – 21.

Doğan, U. (2004), " Dolin Sınıflandırmasında Yeni Yaklaşımlar ". *Gazi Üniversitesi Gazi Eğitim Fakültesi Dergisi*, 24 (1), 249 – 269.

Doğan,U. (1997), " Gidengemez Dağlarında Doğal Ortam ve İnsan İlişkileri ". *Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi*, (6), 41 – 62.

Doğu, A. F., Çiçek , İ., Gürgen, G. (1993), " Orta Toroslarda (Seydişehir – Gülnar) Karstlaşma Tipleri, *Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi*, (3), 129 – 139.

Doğu, A. F., Çiçek, İ. Gürgen, G. ve Tunçel, H. (2000), *Akdağ' ın Buzul ve Karst Jeomorfolojisi (Fethiye - Muğla)*, Cumhuriyetin 75. Yıldönümü Yerbilimleri ve Madencilik Kongresi MTA, Ankara: 371 – 385.

Doğu, A. F., Çiçek, İ., Gürgen, G., Tunçel, H. ve Somuncu, M. (1993), " Periliin Mağarası ". *Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi*, (3), 291 – 308.

Dönmez, Y. (1979). *Umumi Klimatoloji ve İklim Çalışmaları*. İstanbul: İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Matbaası.

Dönmez, Y. ve Aydınözü, D. (2012), " Bitki Örtüsü Özellikleri Açısından Türkiye ". *İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Coğrafya Bölümü Coğrafya Dergisi*, (24), 1 – 7.

Durmuş, E., Çağlıyan, A. ve Karadoğan S. (2009), " Ergani – Çermik (Diyarbakır) Kenar Kıvrımları Kuşağı ve Çevresinin Jeomorfolojik Özellikleri ". *e – Journal of New World Sciences Academy*, 4 (4), 225 – 282.

Ege İ. (2016), " Konglomeralar Üzerinde Karstlaşma: Göller Yaylası ve Yakın Çevresi (Kozan / Adana) ". *International Journal of Social Science*, (51), 237 – 263.

Egeran, E. N. (1945), " Etüdlr: Türkiye' de Yeni Yapılan Jeolojik ve Tektonik Etüdlrlerin Alp Tektonik Bilgileri Üzerindeki Tamamlayıcı Tesirleri ". *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 34, 319 – 335.

Elibüyük, M. ve Yılmaz, E. (2010), " Türkiye' nin Coğrafî Bölge ve Bölümlerine Göre Yükselti Basamakları ve Eğim Grupları ". *Coğrafî Bilimler Dergisi*, 8 (1), 27 – 55.

Erduran, B., Gökmenoğlu, O. ve Keskin E. (2004), " Beşparmak Dağları (KKTC) Karst Akiferlerinin Hidrojeolojisi ". *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, (60), 241 – 254.

Eren, M. (2008), " Küçük Ölçekli Karstik Yüzey Yapıları (Karen) ". *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 31 (2), 1 – 8.

Erentöz, C. (1966), " Türkiye Stratigrafisinde Yeni Bilgiler ". *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 66, 3 – 19.

- Erentöz, L. (1949), " Güneydoğu Türkiye' ye Ait Birkaç Hippurites Nevinin Stratigrafik Yayılımı Hakkında Not ". *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 2 (1), 16 – 31.
- Erinç, S. (1953), *Doğu Anadolu Coğrafyası*. İstanbul: İstanbul Üniversitesi Yayınları No : 572, Sucuoğlu Matbaası.
- Erinç, S. (1957), " Türkiye Akarsu Rejimlerine Toplu Bakış ". *Türk Coğrafya Dergisi*, (17), 93 – 117.
- Erinç, S. (1960), " Konya Bölümünde ve İç Toros Sıralarında Karstik Şekiller Üzerine Müşahadeler ". *Türk Coğrafya Dergisi*, (20), 83 – 106.
- Erinç, S. (1973), " Türkiye' nin Şekillenmesinde Neotektoniğin Rolü ve Jeomorfoloji – Jeodinamik İlişkileri ". *Jeomorfoloji Dergisi*, (5), 11 – 26.
- Erinç, S. (1984). *Klimatoloji ve Metodları (3. Baskı)*. İstanbul: Gür – Ay Matbaası.
- Erinç, S. (2001). *Jeomorfoloji 2. (Güncelleştirilmiş 3. Baskı)*. İstanbul: Der Yayınları.
- Erinç, S. (2015). *Jeomorfoloji1. (Güncelleştirilmiş Yeni Basım)*. İstanbul: Der Yayınları.
- Erol, O. (1983), " Türkiye' nin Genç Tektonik ve Jeomorfolojik Gelişimi". *Jeomorfoloji Dergisi*, (11), 1 – 22.
- Erol, O. (2014). *Genel Klimatoloji*. İstanbul: Çantay Yayınları.
- Ertek, A. (1989), " Sofular Mağarası (Şile – İstanbul)". *Coğrafya Araştırmaları Dergisi*, 1 (1), 143 – 147.
- Ertek, A., Turoğlu, H. ve Mater, B. (1993), " Çiftlik Heyelanı (Sinop) ". *Türk Coğrafya Dergisi*, (28), 181 – 188.
- Erturaç, M. K. ve Kıyak, N. G. (2017), " Yeşilirmak Taraçalarında (Orta Kuzey Anadolu) Geç Pleyistosen İklim Değişiklikleri ve Düşey Yönlü Deformasyona Akarsu Cevabının Araştırılması ". *Türkiye Jeoloji Bülteni*, (60), 615 – 636.

Garipağaoğlu, N. (1993), " Ulaş Havzasında Jips Karstı Şekilleri ve Klimajeomorfolojik Açından Bir Yaklaşım ". *Türk Coğrafya Dergisi*, (28), 271 – 283.

Girgin, M. (1996), " Aşkale Heyelanı (Erzurum) ". *Türk Coğrafya Dergisi*, (31), 155 – 166.

Graf, İ. K. ve Bozcu, A. (2006), " Yapısal Özelliklerin Lapyta Gelişimindeki Rolü: Kızılönü Dağı Doğusu (Korkuteli – Antalya) ". *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 30 (2), 9 – 17.

Gray, M., (2005), " Geodiversity and Geoconservation: What, Why, and How? ". *The George Wright Forum (Geodiversity & Geoconservation)*, 22 (3). 4 - 12.

Güldalı, N. (1972), " Korkuteli – Bucak Çevresinde Lapyta ve Dolin Çeşitleri ve Bunların Gelişmeleri ". *Jeomorfoloji Dergisi*, (4), 81 – 98.

Güldalı, N. (1978), " Toros Paleokarstı ve Seydişehir - Akseki Boksit Yatakları ". *Jeomorfoloji Dergisi*, (8), 1 – 23.

Güldalı, N. ve Nazik, L. (1984), " Tınaztepe Mağara Sistemi ve Yakın Çevresinin Karstik Gelişimi ". *Jeomorfoloji Dergisi*, (12), 107 – 114.

Güney, E. (1996). *Jeomorfoloji Sözlüğü*. İstanbul: Öz Eğitim Yayınları.

Güneysu, A. C. (1989), " Karst Araştırmalarında Jeomorfolojinin Rolü ". *İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Bülteni*, (6), 137 – 142.

Güneysu, A. C. (1991), " Karst Akiferleri ", *İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Bülteni*, (7), 131 – 135.

Güneysu, A.C. (1993), " Batı Toroslarda Neotektonik Hareketlerin Karstlaşma Üzerindeki Etkileri ve Karstlaşmanın Evrimi (Eğirdir, Beyşehir ve Antalya Karts Alanı) ". *Türk Coğrafya Dergisi*, (28), 329 – 336.

Gürgen, G. (1997), " Şebinkarahisar – Alucra Çevresinde Volkanik Şekiller ". *Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi*, (6), 149 – 161.

Gürgen, G. (2002). *Güneydoğu Anadolu Bölgesinin İklimi*. Diyarbakır: Dicle Üniversitesi Ziya Gökalp Eğitim Fakültesi Yayınları.

Hadimli, H. ve Bulut, İ. (2008 2 – 5 Ekim). *Karstik Alanlarda Arazi Kullanımı Sorunları ve Planlanması*, TÜCAUM 5. Ulusal Coğrafya Sempozyumu, Ankara, 39 – 48.

Hoşgören, M. Y. (1973), " Ardıçyayla Mevkii – Camimaktaı Tepe – Çukuroluk Tepe – Taşyatak Tepe (Domaniç Dağları) Arasında Yer Alan Karstik Saha ve Şekiller Hakkında ". *Jeomorfoloji Dergisi*, (5), 169 – 171.

Hoşgören, M. Y. (2011). *Jeomorfoloji Terimleri Sözlüğü*. İstanbul: Çantay Yayınları.

Hoşgören, M. Y. (2015). *Jeomorfolojinin Ana Çizgileri 2. (6. Baskı)*. İstanbul: Çantay Yayınları.

Hoşgören, M. Y. (2015a). *Hidrografyanın Ana Çizgileri 1, Yer Altı Suları – Kaynaklar – Akarsular (9. Baskı)*. İstanbul: Çantay Yayınları.

Huggett, R. J. (2015). *Jeomorfolojinin Temelleri*. (Çevriri Editörü: Uğur Doğan). Ankara: Nobel Akademi Yayıncılık.

İlgar, R. (2017). *Genel Fiziki Coğrafya*. Ankara: Nobel Akademi Yayıncılık.

İlhan, E. (1976). *Türkiye Jeolojisi*. Ankara: Nuray Matbaası.

İlhan, M. (1969), " Türkiye Tektoniğinin Jeomorfolojisi ile İlişkisi ". *Jeomorfoloji Dergisi*, (1), 12 – 32.

İmamoğlu M. Ş. ve Çetin, E. (2007). " Güneydoğu Anadolu Bölgesi ve Yakın Yöresinin Depremselliği ". *Dicle Üniversitesi Ziya Gökalp Eğitim Fakültesi Dergisi*. (9). 93 – 103.

İmamoğlu, M. Ş. (2009). *Tektonik Yapısı ve Stratigrafisi Işığında Güneydoğu Anadolu Bölgesinin Jeotermal Enerji Potansiyelinin Değerlendirilmesi*. 5. Yenilenebilir Enerji Kaynakları Sempozyumu, Diyarbakır, 161 – 166.

- İnandık, H. (1960). *Akarsular ve Göller*. İstanbul: Baha Matbaası.
- İzbırak, R. (1955). *Sistemik Jeomorfoloji*. Ankara: Harita Umum Müdürlüğü Yayınları.
- İzbırak, R. (1961). *Cilo Dağları ve Hakkari ile Van Gölü Çevresinde Coğrafya Araştırmaları*. İstanbul: Anıl Matbaası.
- İzbırak, R. (1962). *Jeomorfoloji 1*. Ankara: Doğu Matbaacılık.
- İzbırak, R. (1964). *Jeomorfoloji 2*. Ankara: Doğu Matbaacılık Şirketi Matbaası.
- İzbırak, R. (1969). *Sular Coğrafyası 1: Yeraltı Suları, Kaynaklar, İçme ve Kullanma Suları, Toprak Suyunun Düzenlenmesi*. Ankara: Doğu Matbaacılık.
- İzbırak, R. (1971). *Hidroğrafya: Akarsular ve Göller*. Ankara: Harita Genel Müdürlüğü Matbaası.
- İzbırak, R. (1971a). *Coğrafyacılar İçin Pratik Olarak Taşları Tanıma Bilgisi*. Ankara: Doğu Matbaası.
- İzbırak, R. (1992). *Coğrafya Terimleri Sözlüğü*. Ankara: Milli Eğitim Bakanlığı Yayınları.
- İzbırak, R. (2001). *Türkiye 1*. İstanbul: Milli Eğitim Bakanlığı Yayınları.
- Jakucs, L. (1973). " Kartsik Erimenin Nicel ve Nitel Düzeni Üzerine İklimin Etkisi ". (Çeviren: Nuri Güldalı). *Jeomorfoloji Dergisi*, (7), 71 – 85.
- Karaaslan, S. ve Karataş, A. (2017), *Istranca Dağlarında Drenaj Şebekesinin Kuruluş ve Gelişimi*, Uluslararası Jeomorfoloji Sempozyumu, Elazığ, 127 – 133.
- Karadoğan S. ve Kavak, M. T. (2017), " Diyarbakır Havzasında İklim Üzerinde Etkili Olan Yerçekimleri ve Litolojik Faktörlerin MODİS Uydu Görüntüsü Verileriyle İncelenmesi ". *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 60 (4), 557 – 568.
- Karadoğan, S. ve Tonbul, S. (2015). *Adıyaman Havzasının Yapısal Jeomorfolojik Özellikleri*. " Coğrafyada Yeni Yaklaşımlar " Prof Dr. H.c. İbrahim Atalay' ın 45. Meslek Yılına Armağan Kitabı, 321 – 335. Dokuz Eylül Üniversitesi.

Karadoğan, S., Çağlıyan A. ve Durmuş, E. (2008), *Ergani (Diyarbakır) Çevresinde Kuaternerde Meydana Gelen Drenaj Değişiklikleri ve Bölge Jeomorfolojisine Etkileri*, Ulusal Jeomorfoloji Sempozyumu, Çanakkale, 5 – 18.

Karataş, A. (2011). *Fayların Doğal Kaynak Sularının Oluşum ve Gelişimine Etkileri*, Fiziki Coğrafya Sistematik ve Bölgesel, Ankara: Türk Coğrafya Kurumu Yayınları.

Kaymaz, H. ve Yılmaz F. K. (2018), " Dim Çayı Havzasında (Alanya) Lapyta Çeşitliliği, *Atatürk Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Dergisi*, Özel Sayı (22), 2067 – 2092.

Ketin, İ. (1959), " Türkiye' nin Orojenik Gelişimi ". *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 53, 78 – 86.

Ketin, İ. (1968), " Türkiye' nin Genel Tektonik Durumu ile Başlıca Deprem Bölgeleri Arasındaki İlişkiler ". *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 71, 129 – 134.

Ketin, İ. (1970) (Editör). *Umumi Jeoloji 2. Kısım Arz Kabuğunun Dış Olayları ve Yeryüzü Şekilleri 2. Baskı*. İstanbul: İTÜ Maden Fakültesi Ofset Baskı Atölyesi

Ketin, İ. (1977a), " Türkiye' nin Başlıca Orojenik Olayları ve Paleocoğrafik Evrimi ". *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 88 , 1 – 10.

Ketin, İ. (1977b). *Genel Jeoloji 1: Yerbilimlerine Giriş*. İstanbul: İTÜ Yayınları.

Koçman, A. (1993). " Türkiyede Yağış Yetersizliğine Bağlı Kuraklık Sorunu ". *Ege Coğrafya Dergisi*, (7), 77 – 88.

Koçman, A. (1993). *Türkiye İklimi*. İzmir: Ege Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Yayınları.

Kopar, İ. ve Çakır, Ç. (2013), " Tortum Gölü – Tortum Boğaz Vadisi ve Yakın Çevresinin (Uzundere – Erzurum ve Yusufeli – Artvin) Serrano ve Ruiz - Flano yöntemiyle Jeoçeşitlilik Derecesinin Belirlenmesi ". *İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Coğrafya Bölümü Coğrafya Dergisi*, (27), 46 – 66.

Lutgens vd. (2017). **Genel Jeoloji Temel İlkeleri**. (Çeviri Editörü: Cahit Helvacı). Ankara: Nobel Akademi Yayıncılık.

Monroe, J . S. ve Wicander, R. (2007). **Fiziksel Jeoloji Yeryuvarının Araştırılması (5. Baskı)**. (Çeviri Editörleri: Mehmet Şener ve Kadir Dirik) Ankara: TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası.

Nazik L. ve Poyraz, M. (2015). **Türkiye Karst Morfolojisinde Neotektoniğin Rolü**. Ulusal Jeomorfoloji Sempozyumu, Samsun, 203 – 213.

Nazik L. ve Tuncer K. (2010), " Türkiye Karst Morfolojisinin Bölgesel Özellikleri ". **Türk Speleoloji Dergisi Mağara ve Karst Araştırmaları**, (1), 8 – 19.

Nazik, L. (1989), "Mağara Morfolojisinin Belirlediği Jeolojik – Jeomorfolojik ve Ekolojik Özellikler ". **Jeomorfoloji Dergisi**, (17), 53 – 62.

Nişancı, A. (1987), " Türkiye' nin Kurak ve Nemli Sahaları ". **19 Mayıs Üniversitesi Eğitim Fakültesi Dergisi**, (2), 58 – 66.

Nişancı, A. (1990). **Klimatoloji Ders Notları**. Samsun: Samsun 19 Mayıs Üniversitesi Eğitim Fakültesi Yayınları.

Oludaç, T. Y. (1970), " Ceylanpınar – Rasülayn Karstik Kaynakların Teşekkülü ". **Türkiye Jeoloji Bülteni**, 13 (1), 72 – 106.

Örsi, A., (2011), " Quantifying the Geodiversity of a Study Area in The Great Hungarian Plain ". **Journal of Environmental Geography**, 4, 19 – 22.

Özer, Y. (2012, " Araplı Boğazı (Afyonkarahisar) ". **e-Journal of New World Sciences Academy**, 7 (1), 1 – 15.

Özdemir M. A. ve Sunkar M. (2007), " Uzunyayla, Gövdelidağı ve Yakın Çevresinde (Doğu Toroslar) Karstik Şekiller ". **Doğu Coğrafya Dergisi**, 12 (18) 263 – 290.

Özgen, N. (2003). **Kuruluş Yeri Bakımından Siirt Şehri ve Yakın Çevresinin Doğal Ortam Özellikleri**. Siirt: Siirt Valiliği Yayınları.

Özgen, N. ve Karadoğan, S. (2012 18 – 19 Ekim). **Hidroelektrik Santrallerin (HES) Mekansal Etkileri ve Coğrafi Planlamaya Yönelik Öneriler, Alkumru ve Kirazlı Barajları Örneği (Siirt)**, TÜCAUM 7. Coğrafya Sempozyumu. 147 – 156.

Özşahin, E. (2013a), " Yunushanı Köyünün (Altınözü – Hatay) Kuzey ve Kuzeybatısında Sivri Doruklu Lapy Komplexleri ". **Turkish Studies Dergisi**, 8 (6), 551 – 566.

Özşahin, E. (2013), " Amanos Dağlarında Bir Paleokarstik Vadinin Jeomorfolojik Özellikleri ve Gelişimi ". **Turkish Studies Dergisi**, 8 (9), 2111 – 2128.

Öztaş, T. (1992), " Boğsak Karst Kaynağı (Mersin – Taşucu) Dolayının Karst ve Karstlaşma Özellikleri ". **Jeoloji Mühendisliği Dergisi**, (41), 118 – 130.

Öztekin N. ve Erol O. (1970), " Türkiye Akarsu Rejimlerine Yağış, Yerçekli ve Yapısının Etkisi ". **Jeomorfoloji Dergisi**, (2), 36 – 49.

Öztürk, M. Z. (2018), " Karstik Kapalı Depresyonların (Dolinlerin) Morfometrik Analizleri ". **İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Coğrafya Bölümü Coğrafya Dergisi**, (36), 1 – 15.

Öztürk, M. Z., Şimşek, M. ve Utlı M. (2015), " Tahtalı Dağları (Orta Toroslar) Karst Platosu Üzerinde Dolin ve Uvala Gelişiminin CBS Tabanlı Analizi ". **Türk Coğrafya Dergisi**, (65), 59 – 68.

Öztürk, M. Z., Şimşek, M., Utlı, M. ve Şener, M. F. (2016 13 -14 Ekim). **Bolkar Dağları Batı Platosu' nun Flüvyo – Karstik Evrimi**, TÜCAUM Uluslararası Coğrafya Sempozyumu, Ankara, 106 – 115.

Pekcan, N. (1996), " Karadeniz Bölgesi Heyelanları ve Önlenmesi Yolunda Önerilerimiz ". **İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Coğrafya Bölümü Coğrafya Dergisi**, (4), 137 – 141.

Pekcan, N. (1996), " Karadere Uvalaları (Adapazarı) ". **İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Coğrafya Bölümü Coğrafya Dergisi**, (4), 217 – 225.

Pekcan, N. (2019). **Karst Jeomorfolojisi (3. Baskı)**. İstanbul: Filiz Kitabevi.

Pellitero, R. Gonzalez – Amuchastegui, M .J., Ruiz – Flano, P. ve Serrano, E. (2011), Geodiversity and Geomorphosite Assesment Applied to a Natural Protected Area: The Ebro and Rudron Gorges Natural Park (Spain), *Geoheritage Review*, 3 (3), 163 – 174.

Polat S. ve Güney, Y. (2013), " Uşak İli Arazisinde Karstik Şekiller ". *Marmara Coğrafya Dergisi*, (27), 440 – 475.

Polat, S. (2011), " Kayadelen Karstik Tüneli (Muş – Varto) ". *Marmara Coğrafya Dergisi*, (24), 150 – 168.

Polat, S. ve Karğı, S. (2008, 20 – 23 Ekim). *Karahallı İlçesinde Delik Lapyalı Kalker Sökümü ve Çevresel Etkileri*, Ulusal Jeomorfoloji Sempozyumu, Çanakkale (Prof. Dr. Mehmet Ardos Anısına), 54 -62.

Saraçoğlu, İ. (1990). *Bitki Örtüsü, Akarsu ve Göller*, İstanbul: Milli Eğitim Bakanlığı Yayınları.

Sayhan, S. (1999), " Kırşehir Dolinin Genetik ve Morfometrik Özellikleri ile Yöre Morfolojisi Açısından Önemi ". *Türk Coğrafya Dergisi*, (34), 295 – 311.

Serrano, E. ve Ruiz – Flano, P. (2007), " Geodiversity: Concept, Assessment and Territorial Aplication. The Case of Tiermes - Caracena (Soria) ". *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 45, 389 – 393.

Serrano, E., Ruiz - Flano, P., Arroyo, P., (2009), " Geodiversity Assessment in a Rural Landscape: Tiermes - Caracena Area (Soria, Spain)". *Memorie Descrittive Della Carta Geologica D'Italia*, 87, 173-180.

Sevindi, C., Kopar, İ. ve Kaya, G. (2004), " Akdam (Kağızman – Kars) Heyelanı ". *Doğu Coğrafya Dergisi*, 9 (11), 167 – 188.

Seyitoğlu, G., Esat, K., Kaypak, B. ve Toori, M. (2017, 11 – 13 Ekim). *Doğu Akdenizin Sismotektoniği İçinde Türkiye' nin Yeri: Yeni Bulgular ve Test Edilmesi Gereken Hipotezler*. 4. Uluslararası Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı, Eskişehir.

Siler, M. ve Şengün, T. (2011 07 – 10 Eylül). Ergani (**Diyarbakır**) Çevresinde **Karstlaşma ve Karstik Şekiller**, Uluslararası Katılımlı Coğrafya Kongresi, 478 – 487.

Soykan, A. (2000), " Sındırgı – Bigadiç Depresyonları Arasında Simav Çayı Vadisinin Jeomorfolojisi ". **Balıkesir Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Dergisi**, 3 (4), 22 – 41.

Sözer, A. N. (1969). **Beşeri ve İktisadi Coğrafya Açısından Bir Bölge Araştırması Diyarbakır Havzası**. Ankara: Diyarbakır Turizm Derneği Yayınları.

Sözer, A. N. (1984), " Güneydoğu Anadolu' nun Doğal Çevre Şartlarına Coğrafi Bir Bakış ". **Ege Coğrafya Dergisi**, 2 (1), 8 – 30.

Sunkar, M. ve Tonbul S. (2012), " İluh Deresi (Batman) Havzası' nın Jeomorfolojisi ". **İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Coğrafya Bölümü Coğrafya Dergisi**, (24), 38 – 60.

Sunkar, M., Özdemir M. A., Tombul, S. (2008), " Tohma Çayı Yukarı Havzasının (Kangal Batısı) Jeomorfolojisi ". **İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Coğrafya Bölümü Coğrafya Dergisi**, (17), 16 – 36.

Sür, A. (1994). " Karst Yerşekilleri ve Türkiye'den Örnekler ". **Türkiye Coğrafyası Uygulama ve Araştırma Merkezi Dergisi**, (3), 1 – 28.

Sür, Ö. (1996). **Jeomorfoloji Analitik**. Ankara: Ankara Üniversitesi Dil ve Tarih – Coğrafya Fakültesi Yayınları.

Şaroğlu, F. ve Güner, Y. (1981), " Doğu Anadolu' nun Jeomorfolojik Gelişimine Etki Eden Ögeler: Jeomorfoloji, Tektonik, Volkanizma İlişkileri ". **Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni**, 24, 39 – 50.

Şenel, M. (2008). **1 / 500. 000 Ölçekli Cizre Paftası**. Ankara: MTA Yayınları

Şengör, A. M. C. (1980). **Türkiye Neotektoniğinin Esasları**. Türkiye Jeoloji Kurumu Konferans Serisi 2.

Şengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y. (1981), " Tethyan Evolution Of Turkey: A Plate Tectonic Approach ". **Tectonophysics**, 75, 181 – 184.

Şengün, M. T. ve Tonbul, S. (2005), " Ölbe Kanyonu ile Deve Mağarasının (Harput – Elazığ) Jeomorfolojik Özellikleri, Oluşumu ve Turistik Potansiyeli ". *Doğu Anadolu Araştırmaları Dergisi*, 10 – 15.

Tanoğlu, A. (1943), " Türkiye' nin Kuraklık İndisleri ". *Türk Coğrafya Dergisi*, (1), 36 – 41.

Tanoğlu, A. ve Erinç. S. (1957), " Misiköy Boğazı ". *İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi*, 4 (8). 78 – 82.

Taşdemiroğlu, M. (1970), " Türkiye' de Kütle Hareketleri ". *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 13 (2), 26 – 35.

Tetiker, S., Yalçın, H., Butekin, Y. (2007), " Üst Kratese – Paleosen Yaşlı Germav Formasyonun Kil Mineralojisi (Batman – Gercüş) ". *Batman Üniversitesi Yaşam Bilimleri Dergisi*, 7 (2 / 2), 202 – 215.

Tonbul, S. ve Özdemir, M. A. (1993), " Çemişgezek (Tunceli) Heyelanı " *Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi*, (3), 107 – 125.

Tümertekin E. ve Contürk H. (1960), " Türkiyede Yıllık Yağışlar ". *Türk Coğrafya Dergisi*, (20), 51 – 64.

Türkiye Heyelan Yoğunluk Haritası, Bayındırlık ve İskan Genel Bakanlığı, Afet İşleri Genel Müdürlüğü, 2008.

Türkiye Jeoloji Haritaları, *Cizre – M 49 PAFTASI*, Hazırlayan: Mustafa ŞENEL, Jeoloji Etüdüleri Dairesi, 2008, Ankara.

Türkunal, S. (1950). *Hakkari Dağları Hakkında Jeolojik Not*. Ankara: MTA Yayınları.

Türkunal, S. (1959). *Çukurca, Beytüşebap ve Şırnak Arasında Kalan Bölgelerin Jeolojik Etüdü*. Ankara: MTA Yayınları.

Türkunal, S. (1980). *Doğu ve Güneydoğu Anadolu' nun Jeolojisi*. Ankara: TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları.

- Utku, M. (2007). *Baskın Global Sıkışma Altında Türkiye' nin Aktif Tektoniği*. Uluslararası Deprem Sempozyumu, Kocaeli, 63 – 67.
- Uzun, A. ve Zeybek, H. İ. (1996), " Akçakale Mağarası (Gümüşhane) ", *Türk Coğrafya Dergisi*, (31), 39 – 53.
- Uzun, A., Zeybek, H. İ., Yılmaz, C. ve Bahadır, M. (2015), " Aksu Çayı Havzasında Traverten Mağaraları, Giresun ". *Marmara Coğrafya Dergisi*, (31), 243 – 257.
- Vanderberghe, J. (2005). " Zaman, İklim ve Akarsu Gelişimi ". (Çevirenler: Uğur Doğan ve C. Erdem Bekaoğlu). *Coğrafi Bilimler Dergisi*, 2 (3), 69 – 79.
- Yalçınlar, İ. (1968). *Strüktürel Morfoloji 1 (Genişletilmiş 2. Baskı)*. İstanbul: Taş Matbaası.
- Yalçınlar, İ. (1973), " Doğu Anadolunun Jeolojik Temel Strüktürleri ". *İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi*, 10 (18 – 19), 35 – 56.
- Yalçınlar, İ. (1996), " Türkiye' nin Bazı Akarsu ve Vadileri Üzerine Araştırmalar ". *İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Coğrafya Bölümü Coğrafya Dergisi*, (4), 355 – 364.
- Yalçınlar, İ. (1996a), " Güneydoğu Toroslar'ın Jeolojik Yapısı Üzerine ". *Marmara Coğrafya Dergisi*, 1 (1), 7 – 8.
- Yalçınlar, İ.(1996b). *Strüktürel Jeomorfoloji 1 (4. Baskı)*. İstanbul: Öz Eğitim Yayınları.
- Yemen, H. (2013), " Van Gölü Havzasının Kuraklık Analizi ". *21. yy' da Eğitim ve Toplum Dergisi*, 3 (5), 184 – 198.
- Yıldırım, A. (2004), " Raman – Gercüş Antiklinalleri Yöresinde Dicle Nehrinin Hidrografik Özellikleri ve Kapma Olayları ". *Marmara Coğrafya Dergisi*, (10), 117 – 128.
- Yıldırım, A. (2006), " Koyulhisar – Kuzulu (Sivas) Heyelanının Jeomorfolojik Etüdü ". *Doğu Coğrafya Dergisi*, 11 (15), 323 – 338.

Yılmaz, Y. ve Yıldırım M. (1996), "Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağında Nap Alanlarının (Metamorfik Masiflerin) Jeolojisi ve Evrimi ". *Yer Bilimleri Dergisi*, (5), 21 – 38.

Zengince, M. ve Karakaş, A. (2018), " Kocaeli Gölcükte Oluşan Heyelanların Nedenleri, Etkileri ve Alınan Önlemler ". *Uygulamalı Yer Bilimleri Dergisi*, 17 (1), 39 – 54.

Zeybek, H. İ. (2004), " Türkiye' de Karstik Alanların Korunma Gerekliliği ve Alınabilecek Bazı Önlemler ". *Doğu Coğrafya Dergisi*, 9 (11), 93 – 116.

Zeybek, H. İ. (2011), " Canik Dağları' nın Güneydoğu Bölümünde Karstlaşma ve Karstik Şekiller ". *Doğu Coğrafya Dergisi*, 15 (24), 273 – 287.

Zorer, H. (2014). *Başkale (Van) Havzasının Fiziki Coğrafya Özellikleri*. (Yayımlanmamış Doktora Tezi), Fırat Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü: Elazığ.

Meteoroloji Genel Müdürlüğü Van 14. Bölge Müdürlüğü.

" climate-data.org "

" svt.bilgi.gov.tr "

" yerbilimleri.mta.gov.tr "

ÖZGEÇMİŞ

Kişisel Bilgiler

Soyadı, Adı : ÖZTÜRK, Yahya
Uyruğu : T.C
Doğum Tarihi ve Yeri : 30 . 11 . 1993
Telefon : 0553 740 93 27
Faks :-
E-mail : marmara3476@hotmail.com

Eğitim

Derece	Eğitim Birimi	Mezuniyet Tarihi
Doktora	-	
Yüksek Lisans	-	
Lisans	Marmara Üniversitesi	Haziran / 2016

İş Deneyimi

Yıl	Yer	Görev
2016 -	Van / ÇATAK	Öğretmen

Yabancı Dil

-

Yayınlar

-

Hobiler

-



VAN YÜZÜNCÜ YIL ÜNİVERSİTESİ
SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ

LİSANSÜSTÜ TEZ ORIJİNALLIK RAPORU

13/06/2019

Tez Başlığı / Konusu:

PERVARİ (SİİRT) SİNEBEL YARMA VADİSİ VE YAKIN ÇEVRESİNİN JEOMORFOLOJİSİ

Yukarıda başlığı/konusu belirlenen tez çalışmamın Kapak sayfası, Giriş, Ana bölümler ve Sonuç bölümlerinden oluşan toplam 232 sayfalık kısmına ilişkin, 13/06/2019 tarihinde şahsım/tez danışmanım tarafından Turnitin intihal tespit programından aşağıda belirtilen filtreleme uygulanarak alınmış olan orijinallik raporuna göre, tezimin benzerlik oranı % 8 (sekiz) dir.

Uygulanan Filtreler Aşağıda Verilmiştir:

- Kabul ve onay sayfası hariç,
- Teşekkür hariç,
- İçindekiler hariç,
- Simge ve kısaltmalar hariç,
- Gereç ve yöntemler hariç,
- Kaynakça hariç,
- Alıntılar hariç,
- Tezden çıkan yayınlar hariç,
- 7 kelimedenden daha az örtüşme içeren metin kısımları hariç (Limit match size to 7 words)

Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi Lisansüstü Tez Orijinallik Raporu Alınması ve Kullanılmasına İlişkin Yönergeyi İnceledim ve bu yönergede belirtilen azami benzerlik oranlarına göre tez çalışmamın herhangi bir intihal içermediğini; aksinin tespit edileceği muhtemel durumda doğabilecek her türlü hukuki sorumluluğu kabul ettiğimi ve yukarıda vermiş olduğum bilgilerin doğru olduğunu beyan ederim.

Gereğini bilgilerinize arz ederim.

13/06/2019
Yahya ÖZTÜRK

Adı Soyadı : Yahya ÖZTÜRK

Öğrenci No : 179207043

Anabilim Dalı : Coğrafya

Programı : Fiziki Coğrafya

Statüsü : Y. Lisans Doktora

DANIŞMAN
Dr. Öğrt. Ü. Halil ZORER

13/06/2019

ENSTİTÜ ONAYI
UYGUNDUR

/06 /2019

Doç. Dr. Bekir KOÇLAR
Enstitü Müdürü