



T.C.

MUSTAFA KEMAL ÜNİVERSİTESİ

SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ

COĞRAFYA ANA BİLİM DALI

**DEĞİRMENDERE HAVZASI'NIN
(İSKENDERUN/HATAY) FLÜVYAL
JEOMORFOLOJİSİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**Hazırlayan
Cüneyt AYTUK**

Hatay-2017



T.C.

MUSTAFA KEMAL ÜNİVERSİTESİ

SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ

COĞRAFYA ANA BİLİM DALI

**DEĞİRMENDERE HAVZASI'NIN
(İSKENDERUN/HATAY) FLÜVYAL
JEOMORFOLOJİSİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**Hazırlayan
Cüneyt AYTUK**

**Tez Danışmanları
Doç. Dr. Bayram ÇETİN
Yrd. Doç. Dr. İsmail EGE**

Hatay-2017

DEĞİRMENDERE HAVZASI'NIN (İSKENDERUN/HATAY) FLÜVYAL JEOMORFOLOJİSİ

Yüksek Lisans Tezi, Cüneyt AYTUK

Coğrafya Anabilim Dalı, Yüksek Lisans Tezi, 2017

Danışman: Doç. Dr. Bayram ÇETİN

Ortak Danışman: Yrd. Doç. Dr. İsmail EGE

Özet

Bu çalışmada amaç; Değirmendere Havzası'nda görülen jeomorfolojik birimlerin oluşum ve gelişiminde flüvyal süreçler ile bu süreçlere yön veren faktörler üzerinde durulmuştur. Aynı zamanda havzadaki yerçekillerinin oluşum ve gelişiminde beşeri faaliyetlerin de rolü belirlenmeye çalışılmıştır. Bu doğrultudan hareketle flüvyal süreçler ve Amanos Dağları ile ilgili literatür taraması yapılmış, konu ile ilgili uzmanların görüşü alınmıştır. Konu ve çalışma sahası ile ilgili literatürün eleştirel değerlendirmesi yapılarak literatürdeki tartışmalar, boşluklar ve hatalar belirlenmiştir. Ayrıca havzanın doğal ortam şartları da göz önünde bulundurularak çalışma sahasına uygun olduğu düşünülen analitik yöntemler tercih edilmiştir. Tercih edilen morfometrik indisler CBS ortamında alansal (areal), çizgisel (linear) ve yüzeysel (rölyef) olmak üzere toplamda 27 morfometrik parametre havzaya uygulanmıştır. Uygulanan morfometrik parametrelerden çıkan sonuçlar yorumlanmış ve farklı zamanlarda yapılan arazi çalışmalarında havzada bu sonuçların izleri tespit edilerek morfometrik indisler ile tutarlığı denetlenmiştir. Arazi etütlerinin yanı sıra derlenen bilgi ve belgeler sentezlenerek havzada flüvyal süreçlerin topografya üzerinde meydana getirdiği jeomorfolojik birimler, jenetik bakımından sınıflandırılıp açıklanmıştır.

Arazi etütlerinden araştırma sahasının strüktürel olarak horst yapısı üzerinde şaryajlı bir yapının kalıntısına bağlı olarak gelişmiş monoklinal bir yapı olduğu kuestalar, homoklinal sırtlar ve hogbegler gibi jeomorfolojik bulgulardan ve romboidal tipteki drenaj patentinin şeklinden anlaşılmaktadır. Ayrıca araziye oluşturan kalsiyum karbonatlı kayaların varlığına bağlı olarak karstifikasyon süreçlerinin yoğun bir şekilde yaşandığı tespit edilmiştir.

Sonuç olarak arazi etütlerinden elde edilen bulgular, havzaya uygulanan morfolometrik indisler ve yapılan çalışmalar değerlendirildiğinde özellikle mekân oluşturan yapının, Değirmendere Bindirmesi ile İskenderun Fayı tarafından oldukça şiddetli bir şekilde etkilendiği ve bu sũreçlerin drenaj ağına yũn vererek araziyi şekillendirdiği sonucuna varılmıştır. Ayrıca iklim değişikliğinin yanı sıra arazinin Akdeniz ile ilişkisi gũz ũnũnde bulundurulduğunda ũstatik hareketlerin de havzanın gelişimini etkilediği tespit edilmiştir.

ANAHTAR KELİMELEK

Amanos Dağları, Değirmendere, Flũvyal Jeomorfoloji, CBS, Morfolometri



**FLUVIAL GEOMORPHOLOGY OF DEĞİRMENDERE BASIN
(İSKENDERUN/HATAY)**

Master's Thesis, Cüneyt AYTUK

Geography Department, 2017

Supervisor: Assoc. Prof. Dr. Bayram ÇETİN

Co-Supervisor: Assoc. Prof. Dr. İsmail EGE

Abstract

The purpose of this study is; the formation and development of the geomorphological units seen in Değirmendere Basin are focused on the fluvial processes and the factors that direct these processes. At the same time, the role of human activity in the formation and development of landforms in the basin has been studied to determine. In this direction, the literature on the fluvial processes and the Amanos Mountains was searched and opinions of the relevant experts were taken. Critical evaluation of the literature about the subject and the study field was made, discussions in the literature, gaps and mistakes were determined. In addition, considering the natural environment conditions of the basin, analytical methods which are thought to be suitable for the study area are preferred. The preferred morphometric indices were applied to a total of 27 morphometric parameters using GIS, about areal, linear and superficial (relief). The results from the applied morphometric parameters were interpreted, the traces of these results were determined at the basin in the field studies performed at different times and the consistency with the morphometric indices were checked. The geomorphological units brought together by the field studies, as well as the information and documents compiled and brought to the topography by the fluvial processes in the basin, are explained and classified in terms of genetics.

From the field surveys, it is understood from the geomorphological findings such as cuesta, homoclinal ridges and hogbogs, and the shape of the drainage patent in the romboidal type that the structure of the research area is structurally advanced monoclinial according as overthrust nappe structure on the horst structure. It has also been found that karstification processes are intense due to the presence of calcium carbonate rocks forming the land.

As a result, the findings obtained from the field surveys, morphometric indices applied to the basin, and the studies made have been evaluated and it has been concluded that the structure which constitutes the place was affected quite severely by Değirmendere Overthrust and Iskenderun Fault and these processes shaped the land by directing the drainage network.

KEY WORDS

Amanos Mountains, Değirmendere, Fluvial Gemorphology, GIS, Morphometry



Önsöz

"Değirmendere Havzası'nın (İskenderun/Hatay) Flüvyal Jeomorfoloji" başlıklı yüksek lisans tez çalışması, 2014 yılından başlayarak üç yıl süren büro ve arazi çalışmaları ile sonuçlanmıştır.

Yapılan çalışma beş ana bölümden oluşmaktadır. Birinci bölümde çalışma sahasının konumuna, genel özelliklerine ve daha önce yapılan çalışmalarının yanı sıra amacına ve çalışmanın ortaya çıkmasında ihtiyaç duyulan materyal ve metod kısmına değinilmiştir. İkinci bölümde havzanın flüvyal jeomorfolojisinde etkili olan süreçler (jeoloji, tektonik, iklim vb) ele alınmıştır. Çalışmanın üçüncü bölümünü oluşturan kısımda flüvyal etken ve süreçlere bağlı oluşan morfolojik şekiller tespit edilerek oluşum ve gelişiminde fiziksel süreçlerin etkisi tespit edilmeye çalışılmıştır. Dördüncü bölümde uygulanan morfometrik indisler aracılığıyla havzanın şekillenmesinde etkili olan güçler anlaşılmaya çalışılmıştır. Tezin son kısmını oluşturan beşinci bölümde ise tartışmalar kısmına geçilerek yapılan çalışma sonuçlandırılmıştır.

Jeomorfolojik açıdan ülkemizdeki en nadide sahalardan birini oluşturan ve Amanos Dağları üzerinde kurulu olan Değirmendere Havzası ile ilgili bu çalışmanın ortaya çıkmasında en büyük teşekkürü başta bana kalem ile yazmayı ve okumayı öğreten; sonrasında ise değerli hocalarım Doç. Dr. Bayram ÇETİN ile Yrd. Doç. Dr. İsmail EGE olmak üzere yetişmemde emeği olan bütün hocalarıma borçbilirim. Tezin altlık kısmını oluşturan verilerin temininde ve yapıcı eleştirilerinden ötürü hocalarım Yrd. Doç. Dr. Reşat GEÇEN'E, Yrd. Dr. Muhterem KÜÇÜKÖNDER'E ve Yrd. Doç. Dr. Hulusi KARAGEL'E teşekkürlerimi sunarım. Ayrıca yardımlarından ötürü Arş. Gör. Çetin Furkan USUN'A teşekkür ederim.

Sevgi, şefkat ve merhametlerinin yanı sıra maddi ve manevi desteklerini esirgemeyen annem, babam ve kardeşlerime şükranlarımı sunmayı vazife bilirim.

Son olarak 13280 nolu projeye katkılarından Mustafa Kemal Üniversitesi Bilimsel Araştırma Kordinasyon Birimi'ne de teşekkürlerimi sunarım.

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa</u>
ÖZET VE ANAHTAR KELİMELER	I
ABSTRACT AND KEYWORDS	III
ÖNSÖZ	V
İÇİNDEİLER	VI
TABLolar LİSTESİ	X
ŞEKİLLER LİSTESİ	XI
FOTOĞRAFLAR LİSTESİ	XIII

Sayfa

BİRİNCİ BÖLÜM

1.GİRİŞ	1
1.1. Çalışma Sahasının Yeri, Sınırları ve Genel Özellikleri	2
1.2. Araştırma Sahası ve Çevresi İle İlgili Yapılan Çalışmalar	7
1.3. Çalışmanın Amacı	10
1.4. Materyal ve Yöntem	11

İKİNCİ BÖLÜM

2. ÇALIŞMA SAHANIN FİZİKİ COĞRAFYA ÖZELLİKLERİ	15
2.1. Havzanın Jeolojik Özellikleri	15
2.1.1. Paleozoik	17
2.1.2. Mezozoik	21
2.1.3.Tersiyer	29
2.1.4.Kuaterner	32
2.2. Havzanın Tektonik Özellikleri	33
2.2.1.Kıvrımlar	42
2.2.2.Şaryajlar	45
2.2.3.Faylar	47
2.3. Çalışma Sahası ve Yakın Çevresinin İklim Özellikleri	53

2.4. Drenaj Ağının Kurulumu ve Özellikleri	67
2.5. Havzanın Vejetasyon Özellikleri	77

ÜÇÜNCÜ BÖLÜM

3. HAVZANIN JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ	84
3.1 Dağlık Alanlar	84
Şekil 17: Değirmendere Havzası'nın Jemorfoloji Haritası	85
3.2 Aşınım Yüzeyle (Platolar)	87
3.3 İskenderun Kıyı Ovası	89
3.4 Birikinti Koni ve Yelpazeleri	93
3.4.1 Yol Dere Birikinti Konisi	95
3.4.2 Diğer Birikinti Koni ve Yelpazeleri	96
3.5 Vadiler	97
3.5.1 Değirmendere Vadisi	98
3.5.2 Derebanı Kanyon Vadisi	102
3.5.3 Cehennem Dere Vadisi	107
3.5.4 Kelleler Dere Vadisi	109
3.6 Boğazlar	110
3.6.1 Haymaçınar Boğazı	111
3.6.2 Kaledibi Boğazı	112
3.6.3 Derebanı Dere Boğazı	113
3.7 Sekiler (Taraçalar)	114
3.7.1 Yerli Kaya Sekileri	115
3.7.2 Alüvyal Dolgu Sekileri	117
3.8 Karstik Şekiller	120
3.8.1 Lapyalar	120
3.8.2 Cehennem Dere Uvalası	121
3.8.3 Alan Polyesi	122
3.8.4 İslî Mağara	126
3.9 Yapısal Şekiller	129
3.9.1 Kuestalar	129
3.9.2 Homoklinal Sırtlar	130
3.9.3 Hogbekler	131

3.9.4 Klipler	132
3.9.5 Yapı Platformları	133
3.10 Kütle Hareketleri	133
3.10.1 Kaya Düşmeleri	133
3.10.2 Dahar Tepe Heyelanı	134

DÖRDÜNCÜ BÖLÜM

4. HAVZANIN MORFOMETRİK ÖZELLİKLERİ	137
4.1 Yüzeysel Parametreler	139
4.1.1 Havza Asimetrisi (AF)	139
4.1.2 Hipsometrik Eğri ve İntegral Değeri (Hc&Hi)	140
4.1.3 Rölyef Oranı (Rh)	142
4.1.4 Vadi Tabanı Genişlik-Yükseklik Oranı (Vf)	143
4.1.5 Gravelius İndeksi (Kg)	145
4.1.6 Engebelilik Değeri (Rn)	146
4.1.7 Akarsu Gradyan İndeksi (SL)	146
4.1.8 Yükselti (E)	148
4.1.9 Eğim (SI)	149
4.1.10 Bakı (As)	150
4.2 Çizgisel Parametreler	151
4.2.1 Dağ Önü Sinüsellik İndeksi (Smf)	151
4.2.2 Uygunluk Oranı (Rf)	152
4.2.3 Akarsu Uzunluk Oranı (Rl)	153
4.2.4 Akarsu Yatak Eğimi (Rm)	154
4.2.5 Akarsu Boyuna Profili	155
4.2.6 Yatak-Vadi Kıvrımlılık İndeksi (VI)	158
4.2.6 Tekstür Oranı (T)	159
4.2.7 Çatallanma Oranı (Rb)	160
4.2.8 Yüzeysel Akış Uzunluğu (I _o)	162
4.3 Alansal Parametreler	163
4.3.1 İnfiltrasyon Sayısı (If)	163
4.3.2 Havza Şekil İndeksi (Bs)	164
4.3.3 Drenaj Yoğunluğu (Dd)	165

4.3.4 Akarsu Sıklığı (Fs)	166
4.3.5 Form Faktörü (Rf)	168
4.3.6 Uzunluk Oranı (Re)	168
4.3.7 Havza Sirkülasyon Oranı (Rc)	169
4.3.8 Lemniskat (Kelebek Eğrisi) Oranı (K)	170
5. TARTIŞMA VE SONUÇ	171
6. KAYNAKÇA	179



TABLULAR LİSTESİ

	<u>Sayfa</u>
Tablo 1: İstasyonların Aylık ve Yıllık Ortalama Sıcaklık Değerleri (C°)	55
Tablo 2: İstasyonların Mevsimlik ve Yıllık Ortalama Sıcaklık Değerleri(C°)	56
Tablo 3: İstasyonların Aylık ve Yıllık Ortalama Nispi Nem Değeri (%)	61
Tablo 4: İstasyonların Mevsimlik ve Yıllık Ortalama Nispi Değeri (%)	62
Tablo 5: İstasyonların Aylık ve Yıllık Ortalama Toplam Yağış Değerleri(mm)	64
Tablo 6: İstasyonların Mevsimlik ve Yıllık Ortalama Toplam Yağış Değeri (mm)	65
Tablo 7: Yerli Kaya Sekilerinin Nispi Yükselteleri	116
Tablo 8: Alüvyal Dolgu Sekilerinin Nispi Yükselteleri	117
Tablo 9: Havzaların Yüzey Morfometri Sonuçları	140
Tablo 10: Havzaların Çizgisel Morfometri Sonuçları	151
Tablo 11: Faylanmanın Neden Olduğu Büyük Eğim Kırıklıkları	158
Tablo 12: Havzaların Alansal Morfometri Sonuçları	163
Tablo 13: Koltukkayası'nda Yapılan Jeolojik Ölçüm Sonuçları	172

ŞEKİLLER LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1: Değirmendere Havzası'nın Lokasyon Haritası	3
Şekil 2: Değirmendere Havzası'nın Topografya Haritası	4
Şekil 3: Değirmendere Havzası'nın Jeoloji Haritası	16
Şekil 4: Çalışma Sahası ve Yakın Çevresinin Jeolojik Kesiti	19
Şekil 5: Çalışma Sahası ve Çevresinin Tektonik Haritası	35
Şekil 6: Amanoslar'ın Strüktürel Blok Diyagramı	45
Şekil 7: Orta Amanoslar'ın Tektonik Haritası	49
Şekil 8: Seçili İstasyonların Ortalama Sıcaklığın Zamansal Dağılımı (C°)	56
Şekil 9: Değirmendere Havzası'nda Sıcaklığın Mekânsal Dağılım Haritası	58
Şekil 10: Esm Sıklıklarına Göre İstasyonların Rüzgâr Yönleri ve Frekansları	59
Şekil 11: Seçili İstasyonlara Ait Ortalama Nispi Nemin Zamansal Dağılımı	61
Şekil 12: Seçili İstasyonlara Ait Ortalama Yağışın Zamansal Dağılımı	64
Şekil 13: Değirmendere Havzası'nda Yağışın Mekânsal Dağılım Haritası	66
Şekil 14: Değirmendere Havzası'nın Hidrografya Haritası	71
Şekil 15: Cehennem Deresi'nin Boyuna Profili	74
Şekil 16: Değirmendere Havzası'nın Vejetasyon Haritası	79
Şekil 17: Değirmendere Havzası'nın Jemorfoloji Haritası	85
Şekil 18: Erol Sistemine Göre Çalışma Sahası ve Çevresinin Aşınım Düzlükleri	88
Şekil 19: Yol Dere Birikinti Konisi'nin Boyuna Profili	94
Şekil 20: Yol Dere Birikinti Konisi'nin Enine Profili	94
Şekil 21: Derebanı Kanyon Vadisi'nin Gemrik Mah. Civarındaki Enine Profili	105
Şekil 22: Kılılkaya ve Lağ Tepe Arasındaki Cehennem Dere'nin Enine Profili	108
Şekil 23: Değirmendere Havzası'ndaki Sekilerin Nispi Yükselteleri	118
Şekil 24: Alan Polyesi'nin Strüktürel Blok Diyagramı	124
Şekil 25: İsli Mağarası'nın Blok Diyagramı	128
Şekil 26: Dahar Tepe Heyelanı ve Çevresinin Eğim Haritası	136
Şekil 27: Değirmendere ve Alt Havzalarının Haritası	137
Şekil 28: Morfometrik İndislerde Kullanılan Bazı Parametreler	138
Şekil 31: Değirmendere Havzası'nın Asimetri Haritası	139
Şekil 32: Değirmendere Havzası'nın Hipsometrik Eğri ve İntegral Değeri	141
Şekil 33: Değirmendere Havzası'nın Vf Oranları	144
Şekil 32: Değirmendere Havzası'nın SL İndeksi	147
Şekil 34: Değirmendere Havzası'nda Yükseltinin Alansal Dağılımı	148
Şekil 35: Değirmendere Havzası'nda Eğimin Alansal Dağılımı	149
Şekil 36: Değirmendere Havzası'nda Bakımın Alansal Dağılımı	150
Şekil 30: Değirmendere Havzası'nın Dağ Önü Sinüselliği	152
Şekil 37: Değirmendere Havzası'nın Akarsu Uzunluk Oranı Haritası	153
Şekil 38: Değirmendere'nin Boyuna Profili	157
Şekil 39: Değirmendere Havzası'nın Çatallanma Oranı Haritası	161
Şekil 40: Değirmendere Havzası'nın Havza Şekil İndeksi	164
Şekil 41: Değirmendere Havzası'nın Drenaj Yoğunluk Haritası	165
Şekil 42: Değirmendere Havzası'nın Akarsu Sıklık Haritası	167

Şekil 44: Koltukkayası ve Çevresinin Jeolojik Kesiti	172
Şekil 45: Değirmendere ve Çevresinin Genelleştirilmiş Blok Diyagramı	175



FOTOĞRAFLAR LİSTESİ

Sayfa

Foto 1:İnceboyun Tepe Civarındaki Eksürjans Kaynak	6
Foto 2: Diyaklâz Yapılı Arılık Kuvarsiti	21
Foto 3: Küreci Kalkeri'nden Bir Görünüm.....	23
Foto 4: Diyaklâz Yapılı Karadağ Kalkeri	24
Foto 5: Alan Kalkeri Üzerinde Gelişen Kanalcıklı Lapy Kompleksleri	25
Foto 6: Ultramafik Kayaç Strüktürlerinden Oluşan Kızıldağ Ofiyoliti.....	26
Foto 7: Eşmişek Formasyonu'ndan Bir Görünüm	29
Foto 8: Alt kısımları Oksidasyona Uğramış Cona Formasyonu	31
Foto 9: Yonsul-Şilvankale-Taşlık Tepe-Ağaoluk Fay Zonundan Bir Görünüm.....	51
Foto 10: Nemli Havanın Yükselip Soğuması ile Oluşan Orografik Konveksiyon	54
Foto 11: Gençleşmeye Uğramış Derebanı Dere Vadisi	69
Foto 12:Kelleler Deresi'nde Sedimantasyonun Neden Olduğu Homoklinal Kayma	70
Foto 13: Cehennem Dere'nin Kuzeydoğu Yamacından Şelaleye Bakış.....	73
Foto 14: Cehennem Dere'nin Oluşturduğu Evorsion Çukurluğu	74
Foto 15: Cehennem Dere Şelalesi'ni Enine Kesen Fay Sistemleri	75
Foto 16:Şelalenin Oluşturduğu Evorsion Çukurluklarıve Havuzcukları	77
Foto 17: Kayın, Sedir, Dişbudak, Çınar ve Sandal Ağaçlarından Bir Görünüm	80
Foto 18:Haymaçınar Yayla Civarındaki Fındık Ağacından Bir Görünüm	81
Foto 19: Alan Yaylası ve Çevresinde Görülen Karaçam Orman Toplulukları	82
Foto 20: Kuzeyden Amanos Dağları'nın Genel Görünümü	86
Foto 21: İskenderun Körfezi'nde Gelişen Sarıseki Kıyı Ovası.....	90
Foto 22: Değirmendere'nin Yatağında D.S.İ. Tarafından Yapılan Kanal Islahı.....	92
Foto 23: Fay Düzlemi Boyunca Gelişen Yol Dere Birikinti Konisi	95
Foto 24: Fay Düzlemi Boyunca Gelişen Koni ve Yelpazeler	96
Foto 25: Esenbek Civarında Meydana Gelen Kütle Hareketi.....	98
Foto 26: Değirmendere Mah. Civarındaki İç İç Geçmiş Vadi Profili	99
Foto 27: Şilvankale'den Akarsuların Havzayı Boşalttığı Alana Bakış	100
Foto 28: Değirmendere Vadisi'nin Yamaçlarında Gözlenen Kütle Hareketleri	102
Foto 29: Küçük mangır Tepesi'nden Derebanı Kanyon Vadisi'ne Bakış.....	103
Foto 30: İskenderun Otoyolundan Çentik Vadiye Bakış	104
Foto 31: Karadağ Kalkeri'nin Dalımından Kaynaklanan Asimetri	105
Foto 32: Kanyon Vadide Yeraltı Galerisi Sistemine Ait İzler.....	106
Foto 33: Değirmendere Bindirmesinin Neden Olduğu Asimetriklik	108
Foto 34: Tabaka Dalımının Neden Olduğu Homoklinal Kayma Yüzeyi	109
Foto 35: Esenbek Yaylası'ndan Kelleler Dere Vadisi'ne Bakış	110
Foto 36: Karayüce Kalkeri Üzerinde Açılan Haymaçınar Boğazı	111
Foto 37: Büyük mangır Tepesi'nden Kaledibi Boğazı'na Bakış	112
Foto 38: Kaledibi Boğazı'nı Örtün Karasal Dolgu Malzemeleri	113
Foto 39: Dahar Tepe Eteğinden Derebanı Dere Boğazı'na Bakış	114
Foto 40: Körmenlik Deresi'nin Oluşturduğu Kayma Yamacı Sekileri.....	115
Foto 41:Kanyon Vadininin Yamaçlarında Görülen Yerlikaya Sekileri	116
Foto 42: Dolgu Sekilerini Oluşturan Kiremide Benzer Çapraz Tabakalanma.....	118

Foto 43: Dolgu Sekilerini Oluşturan Teknesel Katmanlı Tabakalanma	119
Foto 44: Faylanmanın Dolgu Sekilerinde Neden Olduğu Deformasyon	120
Foto 45: Karstifikasyon Sonucu Oluşmuş Çeşitli Lapyta Kompleksleri	121
Foto 46: Cehennem Dere Uvalası'ndan Bir Görünüm	122
Foto 47: Büyükmangır Tepesi'nden Alan Polyesine Bakış	123
Foto 48: Polyenin Batı Yamacında Cona Formasyonuna Ait Çözülme Artıkları	124
Foto 49: Yeraltı Drenaj Sistemi Göçünün Oluşturduğu Mağaradan Bir Görünüm	127
Foto 50: İslî Mağarası'nın Giriş Kısmı	128
Foto 51: Mağaranın İçinde Derebanı Dere'ye Ait Kum ve Çakıl Depoları	129
Foto 52: Alan-Paşaluk Yayla Yolu Üzerinde Gelişim Gösteren Kuestalar	130
Foto 53: Körmenlik Dere Vadisi'ndeki Homoklinal Sırtlar	131
Foto 54: Hogbeklere Karşılık Gelen Solakkaya Tepesi	132
Foto 55: Değirmendere Mahallesi'nin Kuzeyinde Görülen Klipler	132
Foto 56: Cehennem Dere Şelalesi'nin Yamacını Oluşturan Yapı Platformları	133
Foto 57: Derebanı Dere Vadi Yamaçlarında Meydana Gelen Kaya Düşmeleri	134
Foto 58: Dahar Tepe'de Meydana Gelen Kütle Hareketi	135
Foto 59: Neotektonik Hareketlere Bağlı Gençleşme Yüzeyleri	145
Foto 60: Geriye Doğru Aşınımın ve Stratifikasyonun Neden Olduğu Eğim Kırıklıkları	
Foto 61: Faylanmanın Neden Olduğu Eğim Kırıklığı	157
Foto 62: Koltukkayası'nda Yapılan Jeolojik Ölçümler	171
Foto 63: Koltukkayası'ndaki Konveks Kıvrım İzleri ve İzleri Kesen Fay Sistemi	172
Foto 64: Koltukkayası'nın Çarpılmasına Neden Olan Ters Fay Sistemi	173
Foto 65: Büyükmangır Tepe'sinden Koyun Dere Vadisi'ne Bakış	173
Foto 66: Koltukkayası'nda Homoklinal Sırtlara Bakış	174

BİRİNCİ BÖLÜM

1. GİRİŞ

Flüvyal süreçler ile doğal ortam arasında süregelen karşılıklı ilişkiler neticesinde mekân üzerinde birbirinden farklı şekillerin ortaya çıktığı bilinmektedir. Bu bağlamda mekânı şekillendiren flüvyal süreçler ve flüvyal süreçler sonucu meydana gelen jeomorfolojik birimleri çeşitli analizlere tabi tutmak, havzada flüvyal süreçlerin oluşturduğu problemleri bilimsel bir bakış açısı ile açıklamak için jeomorfolojiye önemli roller düşmektedir.

İnsanlar, yaşadığı mekân üzerinde flüvyal süreçlere bağlı jeomorfolojik birimlerin nasıl meydana geldiğini ve geliştiğini çağlar boyunca bilimsel bir şekilde ifade etmeye çalışmış ve bu nedenle jeomorfoloji ve onun alt dalı flüvyal jeomorfoloji bilimi ortaya çıkmıştır. Flüvyal süreçlerin mekân üzerindeki etkisi çok geniş sahalara yayılmış olup somut bir şekilde güncelliğini koruduğundan flüvyal jeomorfolojinin önemi her geçen gün artmaktadır.

Bu tür çalışmaların gerek mekânsal gerek zamansal odaklı olması, flüvyal jeomorfolojinin multidisipliner bir çalışma alanı olmasına yol açmıştır. Jeomorfoloğlar başta olmak üzere, potamologlar, su mühendisliği, bölge planlamacıları ve yerel yönetimler flüvyal etken ve süreçlere ayrı bir ilgi duymaya başlamışlar ve flüvyal süreçleri çalışmalarına konu edinmişlerdir. Flüvyal jeomorfoloji ve Amanos Dağları ile ilgili yapılan literatür taramasında, çalışma havzasının farklı disiplinlerce çalışıldığı ve önemli sonuçlar elde edildiği tespit edilmiştir. Çalışma havzasının yer aldığı Amanos Dağları'nı içeren yerli ve yabancı eserlerin yazarları daha çok tektonikçiler, jeologlar, biyologlar ve kısmi olarak coğrafyacılardan oluşmaktadır. Bu nedenle çalışma sahası ile ilgili jeomorfoloji adına daha önce bu kadar kapsamlı herhangi bir araştırmanın olmaması, havza yönetimi açısından yapılması planlanan önemli düşüncelere alt yapı sağlayacaktır.

1.1. Çalışma Sahasının Yeri, Sınırları ve Genel Özellikleri

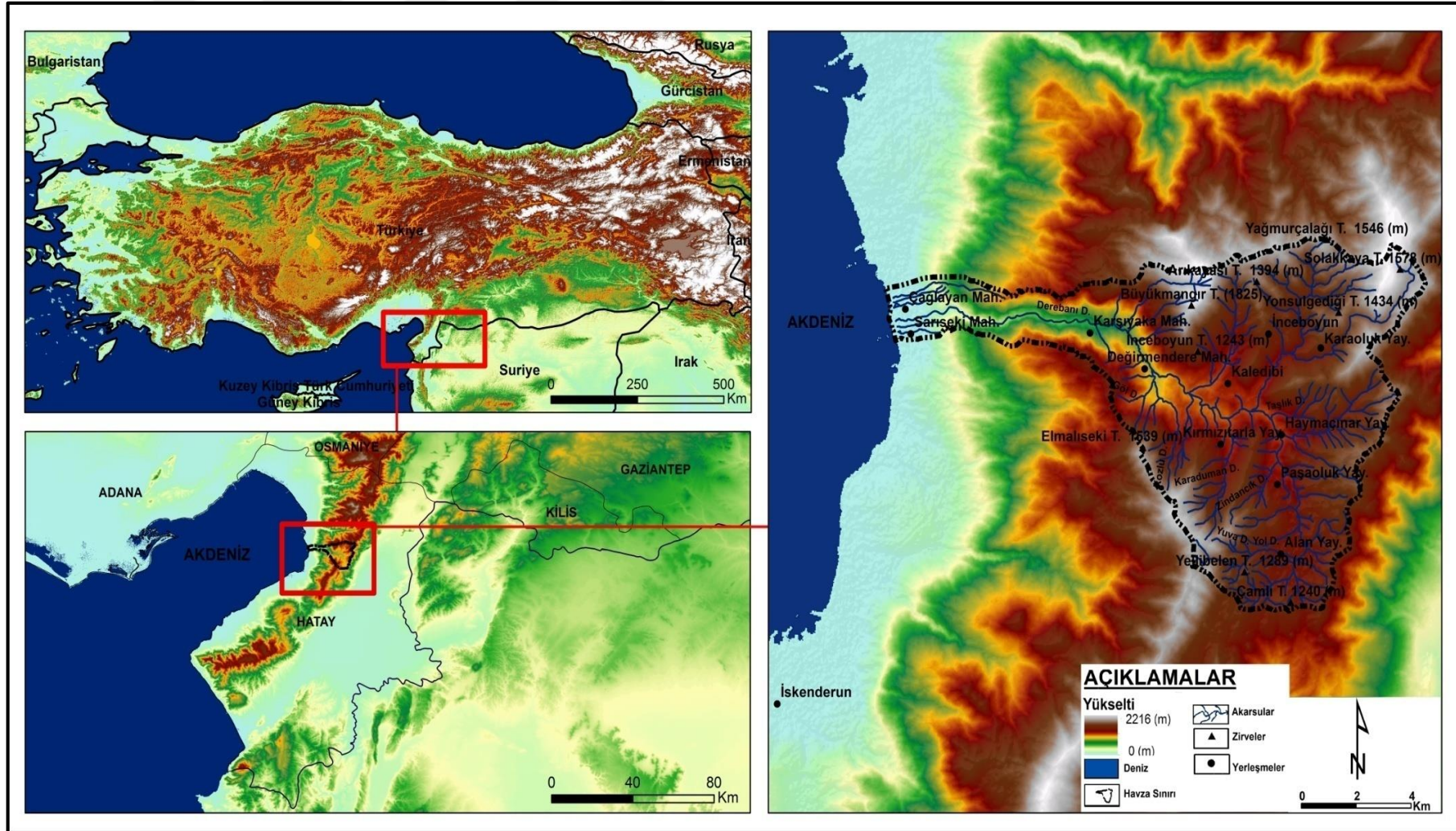
Çalışma alanı; Akdeniz Bölgesi'nde Adana Bölümü'nün doğusunda kuzeydoğu-güneybatı uzanışlı Amanoslar'ın batı yamacında, coğrafi koordinatlara göre 36°12'40"-36°22'81" doğu boylamları ile 36°41'33"-36°36'19" kuzey enlemleri arasında yer almaktadır. Hidrografik bir havzaya karşılık gelen Değirmendere Havzası, Hatay ilinin Kırıkhan ve İskenderun ilçe sınırları içinde yaklaşık olarak 69 km²'lik bir alan kaplamaktadır.

Çalışma alanı kuzeydoğu'da Hassa, kuzey'de Dört Yol güney'de Belen güneybatı'da İskenderun, güneydoğu'da Kırıkhan gibi ilçeler ile batı'da Akdeniz ile çevrilidir. Çalışma alanının sınırları içerisinde; Kırıkhan ve İskenderun ilçesine bağlı olan mahalle, köy ve yayla yerleşmeleri mevcuttur. Bunlar; Sarıseki mah., Çağlayan mah., Değirmendere mah., Kaledibi mah., Karşıyaka mah., İnceboyun mah., Alan yaylası, Karaoluk yaylası, Paşaluk yaylası, Haymaçınar yaylası ve Kırmızıtarla yaylası yerleşmeleridir (Şekil 1).

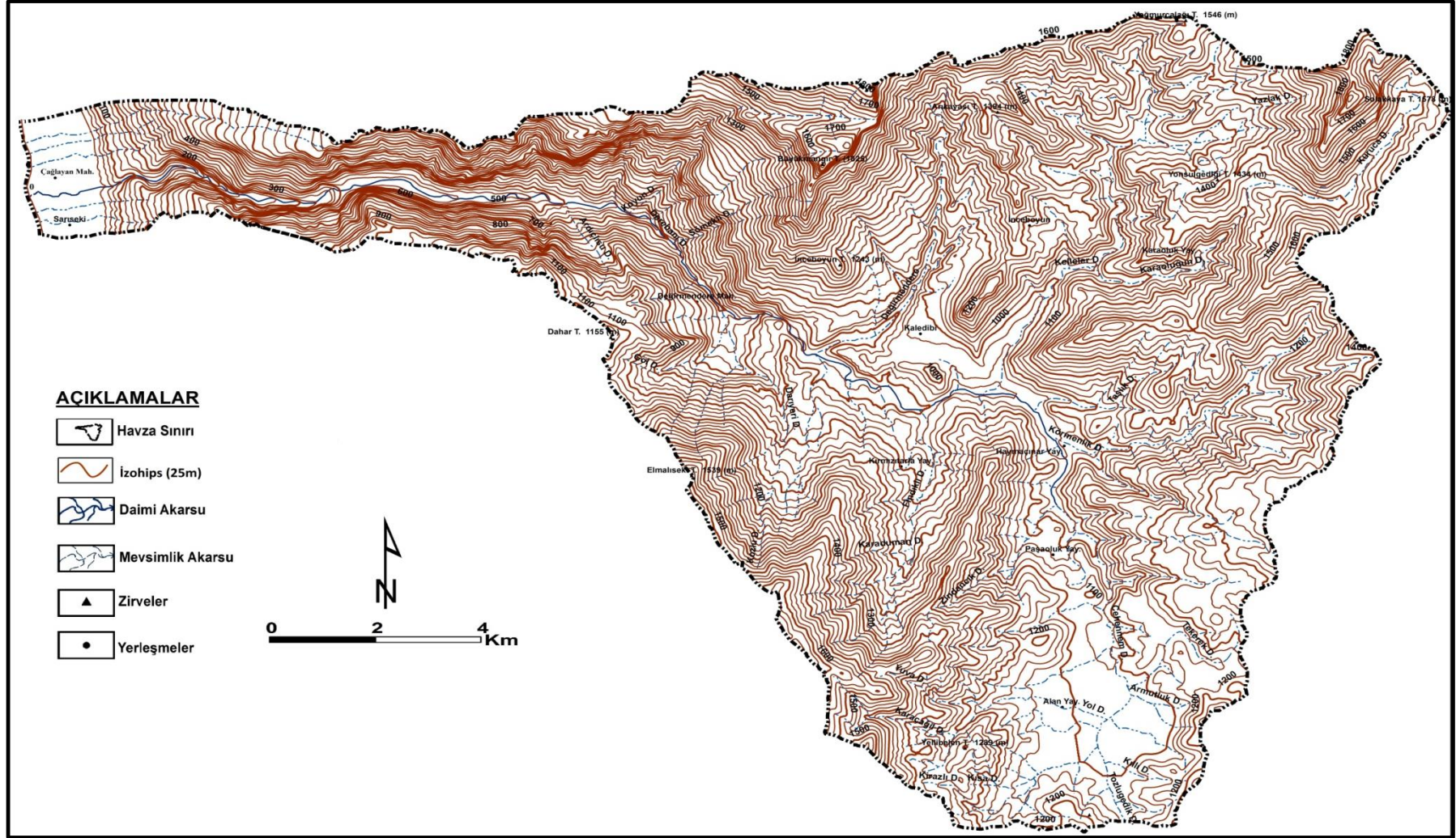
Değirmendere Havzası olarak adlandırılan çalışma alanı, Değirmendere ile önemli kollarından olan Derebanı Dere, Kalkmanın Dere, Tekerek Dere, Kılı Dere, Çağlan Dere, Karaduman Dere, Kısa Dere, Darıyeri Dere, Armutluk Dere, Kuruca Dere, Kelleler Dere, Fındıklı Dere, Zindancık Dere, Kirazlı Dere, Cehennem Dere, Körmenlik Dere ve Yol Dere tarafından drene edilip İskenderun Körfezinden Akdeniz'e dökülmektedir. Bu bakımdan Değirmendere ekzoreik bir havzaya karşılık gelmektedir.

Havzanın yükseltisi genel olarak batıdan doğuya doğru artmaktadır. Çalışma alanında en yüksek noktaların değerleri sırasıyla Dahar Tepe 1155 m., Çamlı Tepe 1240 m., İnceboyun Tepe 1243 m., Yelibelen Tepe 1259 m., Arıkayası Tepe 1394 m., Yonsulgediği Tepe 1434 m., Elmalıseki Tepe 1539 m., Yağmurçalağı Tepe 1546 m. ve Büyükmangır Tepe 1825 m.'den oluşturmaktadır (Şekil 2).

Araştırma sahasında Paleozoik'ten Kuaterner'e kadar çeşitli zaman aralıklarında sedimanter, metamorfik ve volkanik kayalardan oluşan allokton, paraotokton ve otokton birimler mevcuttur.



Şekil 1: Değirmendere Havzası'nın Lokasyon Haritası



Şekil 2: Değirmendere Havzası'nın Topografya Haritası

Bu jeolojik birimlerin dış etken ve süreçlere karşı verdiği birbirinden farklı aşınım ve birikim tepkilerinden dolayı havzada zengin bir rölyefin gelişmesine zemin hazırlamıştır.

Amanos Dağları Levha tektoniği bakımından Anadolu Levhası ve Arabistan Levhası'nın arasında yer alan Afrika Levhası'nın en kuzey ucunu oluşturur (Seyrek vd. 2008, s:329). Yukarıda belirtilen levhaların göreceli hareketleri birçok fayın gelişmesine olanak sağlayarak Amanosları morfotektonik açıdan şekillendirmiştir. Türkiye neotektoniğinde çok önemli bir yere sahip olan Amanosları oluşturan Karasu Fayı; Doğu Anadolu (Arpat ve Şaroğlu, 1972, s:48; 1975, s:93; Perinçek ve Eren, 1990, s:191; Öztemir vd., 2000, s:88; Över vd., 2004a, s:96; İmamoğlu ve Çetin, 2007, s:95) ve Ölü Deniz Fay Zonu'nun (Yılmaz, 1984, s:387; Günay, 1984, s:73; Gülen vd., 1987, s:322; Westaway, 2003, s:41; Akyüz vd., 2006, s:290; Seyrek vd., 2008, s:325; Karabacak ve Altunel, 2013, s:287) birer uzantısı veya ikisi arasındaki bağlantıyı sağlayan bir fay zonu olarak kabul edilmektedir (Rojay et al., 2001, s:3; Toprak vd., 2002, s:52). Ayrıca Amanosları verevine kesen Türkoğlu-Haruniye, İslâhiye-Erzin ve Değirmendere-Güvenç Fayları da jeodinamik açıdan Amanosları şekillendirmiş bulunmaktadır. Yukarıda sayılan ana fay zonlarının yanında birçok normal, gravite ve bindirme faylar, Değirmendere Havzası'nın da yer aldığı Amanos Dağları'nı morfotektonik açıdan şekillendirip günümüzdeki morfolojisini kazanmasında etkili olmuştur.

Havzanın günümüzdeki morfolojik özelliklerini kazanmasında asıl rolü flüvyal etken ve süreçler oynamıştır. Havzanın suları Değirmendere ve yan kolları tarafından İskenderun Körfezi boyunca Akdeniz'e drene edilmektedir. Bu bakımdan Değirmendere Havzası'ndaki akarsuların ekzoreik karakterli olduğu görülmektedir. Ayrıca havzada fayların ve karstik arazinin fazlalığı nedeni ile eksürjans ve fay kaynakları olarak yüzeye çıkan yeraltı suları Değirmendere ve yan kollarını beslemektedir (Foto 1).



Foto 1:İnceboyun Tepe Civarındaki Eksürjans Kaynak

Amanoslar konumu itibarı ile sahayı etkisi altına alan hava kütleleri üzerinde önemli değişikliklerin yaşanmasına neden olur. Havzanın iklim özelliklerine kısaca değinilecek olursa, fiziki şartların hava kütleleri üzerindeki dinamik ve termik modifikasyon etkisi kısa mesafeler içerisinde sahanın iklimik özelliklerinde önemli değişiklikler meydana getirir. Bu nedenle çalışma sahasının alçak kesimlerinde tipik Akdeniz iklimi, orta kesimlerde nemli okyanusal iklim görülürken yüksek kesimlerinde Akdeniz dağ kuşağının iklim özellikleri hüküm sürmektedir.

Değirmendere Havzası, sahip olduğu biyoçeşitlilikten dolayı ülkemizde en fazla bitki türlerinin bir arada görüldüğü sahalardan biridir. Havzanın vejetasyon özellikleri genel olarak ele alındığında 600 m.'ye kadar olan alçak kesimlerinde makiler, 900- 1000 m. kadar yükselen kızılçamlarla beraber yer aldığı görülmektedir. Bakı, topografya ve denizellik koşullarına bağlı olarak 600 m. itibaren çiçekli dişbudak, gürgen, ıhlamur, akçağaç, kestane, üvez, şimşir, papaz külahı, kayacık, kızılıçık, fındık, yükseklerde kayın gibi türler yer yer nemli-yarı nemli ormanlar oluşturarak Avrupa-Sibirya fitocoğrafya bölgesinin öksin sektörünü yansıtır. Yine yüksek kesimlerde sedir ve göknarın görüldüğü alanlar, Akdeniz dağ kuşağı ormanlarını karakterize etmektedir.

1.2. Araştırma Sahası ve Çevresi İle İlgili Yapılan Çalışmalar

Çalışma havzası ve üzerinde gelişim gösterdiği Amanoslar ile ilgili yapılan literatür taramasında, sahanın farklı disiplinlerce çalışıldığı ve önemli sonuçlar elde edildiği tespit edilmiştir. 1950'li yıllardan günümüze kadar farklı dönemlerde ele alınan eserlerin literatürde yer alması Değirmendere Havzası'nın flüvyal jeomorfolojisi hakkında daha kuramsal bilgiler elde edilmesine yardımcı olacağı kesindir. Araştırma sahası ve Amanosları içeren yerli ve yabancı eserlerin yazarları daha çok tektonikçiler, jeologlar, biyologlar oluşturmakla birlikte kısmi olarak coğrafyacıların yaptığı çalışmalar da oluşmaktadır. Bu nedenle çalışma sahasında flüvyal jeomorfoloji ile ilgili daha önce bu kadar kapsamlı herhangi bir araştırmanın olmaması, havza yönetimi açısından yapılması planlanan önemli düşüncelere alt yapı sağlayacaktır. Tez sahası ile ilgili yapılmış olan başlıca çalışmalar, aşağıda alfabetik sıralamaya göre belirtilmiştir.

ALTINLI, İ. E., 1978 "Amanos Dağları ve Anadolu'nun Levha Tektoniği İle İlişkisi" adlı çalışmada, Amanos Dağları'nın Toroslar sisteminin dış yayı olduğunu, Levha tektoniği yönünden Amanos Dağları'nın Anadolu Levha mozaigindeki yerini, sahanın stratigrafik istifleri, çökelme dönemleri, paleocoğrafyası, petrotektoniği, yapı ve tektonik özellikleri yönünden Arabistan Levhası'nın kuzey kenarının bir parçası olduğunu tespit etmiştir.

AYTAÇ, A. S., ve SEMENDEROĞLU, A., 2014 "Amanos Dağları'nın Orta Kesimi ve Yakın Çevresinin İklim Özellikleri" adlı çalışmada, araştırma sahasını etkileyen hava kütleleri ve bu hava kütlelerinin mevsimsel karakteri, özellikleri ve izledikleri yolları detaylı bir şekilde incelenmiştir. Araştırmanın sonucuna göre Amanos Dağları'nın konumu sahayı etkisi altına alan hava kütleleri üzerinde etkili olduğu sonucuna varılmıştır. Amanos Dağları'nın doğusunda ve batısında birbirinden farklı sıcaklık, yağış, basınç vb. şartlarının etkili olduğu saptanmıştır.

BOULTON, S. J., 2009 "Record of Cenozoic Sedimentation from the Amanos Mountains, Southern Turkey: Implications for the Inception and Evolution of the Arabia-Eurasia Continental Collision" adlı çalışmada yazar, Arap Levhasının kuzey marjının kıta çarpışması sırasındaki evrimi sırasında Türkiye'de Karasu Riftinin doğu kenarını sınırlayan Amanos Dağları'nın istifi incelenmiş, havzada Eosen'den

Holosen'e kadar meydana gelen çevresel değişimin neden olduğu sedimantasyon şartlarını detaylı bir şekilde araştırmıştır. Araştırma bulgularına göre sahada yayılış gösteren formasyonlar arasında keskin diskordansın bulunuşu bölgeyi etkileyen tektonik ve östatik hareketlerin temposundan kaynaklı olduğuna işaret edilmiştir.

BOZKAYA, Ö., YALÇIN, H. ve KOZLU, H., 2009 "Amanoslar Bölgesi Paleozoik Kayaçlarının Mineralojisi" adlı çalışmada, Amanoslar bölgesine ait Prekambriyen-Triyas yaşlı formasyonların mineralojik özellikleri, doğal ortam koşulları ve yayılım sahası detaylı bir şekilde açıklanmıştır.

ÇETİN, B. ve EGE, İ., 2012 "Alan Polyesinde (Orta Amanoslar) Arazi Kullanımı" adlı çalışmada Orta Amanoslar'daki Alan Polyesi'nin oluşumu ve genel fiziki coğrafya özellikleri ile bu özelliklerin geçmişten günümüze arazi kullanımı üzerindeki etkisi incelenmiştir. Araştırmada arazi kullanımına yönelik değişiklikler topografya haritaları ile yerinde gözlem ve mülakatlardan tespit edilmeye çalışılmıştır. Polyenin kullanımı son 50-60 yıllık süreçte yaşanan sosyo-ekonomik ve kültürel değişimle birlikte, yöre ekonomisinde işlendiği işlev, yerleşme şekli ve arazi kullanımı bakımından değişim gözlendiği vurgulanmaktadır.

ERGÜN, M., ORAL, E. Z. ve ÇİFTÇİ, G., 1995 "Doğu Akdeniz'in Yapısı ve Levha Tektoniğindeki Yeri" adlı çalışmada yazarlar, Doğu Akdeniz'in güncel tektonik yapısının oluşturduğu jeomorfolojik üniteleri, GPS ve jeodezik verilerle açıklamaya çalışmışlar, tektonik hatların sınırına ve bu hatların birbirleriyle olan ilişkilerine değinmişlerdir.

MAHMOUD, Y. vd., 2012 "Kinematic Study at the Junction of the East Anatolian Fault and the Dead Sea Fault from GPS Measurements" adlı çalışmada, Hatay üçlü kavşağının tektonik özellikleri incelenmiş ve bu tektonik hareketlere bağlı olarak meydana gelen fayların birim başına düşen yıllık kayma hızı metrik olarak açıklanmıştır.

INWOOD, J., 2005 "The Tectonic Evolution of the Hatay Ophiolite of Southeast Turkey" adlı çalışmada, tektonik açıdan Hatay (Kızıldağ) ofiyolit serisinin jeodinamik evrimini incelemiş ve bu ofiyolit seriyi çevresindeki ofiyolit serilerle kolere ederek açıklamaya çalışmıştır. Ayrıca ofiyolit serisinin diğer jeolojik

birimlerle olan tektonik ilişkisini açıklamak için çeşitli analizler ve modeller kullanarak serilerin jeokronolojik mazisini detaylı bir şekilde belirtmiştir. Arap Levhası'nın Maastrichtiyen'de saat yönünün tersi hareketine bağlı olarak ofiyolit serinin bölgeye yerleştiğini tespit etmiştir.

ÖNALAN, M., 1986 "Amanos Dağları'ndaki Alt Paleozoik Çökellerinin Çökelim Ortamları ve Bölgenin Paleocoğrafik Evrimi" adlı çalışmada yazar, Amanoslar 'da Alt Paleozoik istif içerisinde herhangi bir diskordans görülmediğini, en az üç transgresyon ve iki regresyon olayının bölgeyi etkileyen epirojenik hareket sonucunda oluştuğunu belirtmiştir.

ÖZŞAHİN, E., 2012 "Mekânın Fiziksel Planlanmasına Bir Örnek: Alan Yaylası (Kırıkhan/Hatay)" adlı çalışmada Alan yaylasının yerleşime uygunluk analizini yapmıştır. Buna göre yerleşime çok uygun alanların 1,55 km² ve yerleşime uygunsuz alanların ise 1,65 km²'lik bir alan kapladığı tespit edilmiştir. En fazla alanı ise 31,16 km² ile uygun alanlar kaplamaktadır. Yerleşime uygunsuz alanlar polye tabanında yer almakta iken, uygun alanlar ise polyenin etrafındaki alanlarda yer aldığı sonucuna varmıştır.

ÖZŞAHİN, E., 2013 "Koltukkayası Tünemiş Senklinalinin Jeomorfolojisi" adlı eserinde Amanos Dağları üzerinde yer alan Koltukkayası tünemiş senklinalini oluşturan kıvrımlı arazilerin Üst Miyosen'de ortaya çıkan aşınım yüzeyi ile tesviye edildiğini, neotektonik hareketlerle fayların düşey atımı sonucu sahanın kıvrım özelliğinden horst karakterine dönüştüğünü, bu oluşum sürecine müteakip taban seviyesinde meydana gelen değişimler flüvyal aşınım faaliyetinin deformasyonunu hızlandırdığını belirtmiştir. Bölgede yaşanan bu doğal olayların sonucunda Koltukkayası tünemiş senklinalinin günümüzdeki şeklini aldığını açıklamıştır.

YALÇIN, N., 1980, "Amanoslar'ın Litolojik Karakterleri ve Güneydoğu Anadolu'nun Tektonik Evriminde Anlamı" adlı çalışmada, Amanoslar'ın tektonik konumu, bölgedeki diğer tektonik birimlerle olan ilişkiler ışığında açıklanmaya çalışılmıştır. Ofiyolit topluluğu Arabistan Levhası'nın kuzeye doğru hareketi sırasında Kretase döneminde yerleştiği tespit edilmiştir. Ayrıca Arabistan platformu çökel istifi süreci ile Amanoslar'daki çökel istifinin jeolojik süreci arasında yapılan

korelasyon sonucu Amanoslar'daki çökel istifin Arabistan Levhası'nın kuzey uzantısı olduğu sonucuna varılmıştır. Düşey atımlı fayların Amanoslar'ın doğu kesiminde yoğunlaştığını, Miosen sonrası oluşan bu kırık sisteminin bölgesel olarak Ölü Deniz Fay hattının uzantısı olduğu, fayda yanal ve düşey atımların varlığı ifade edilmiştir.

YILMAZ, Y. vd., 1984 "Amanos Dağlarının Jeolojisi" adlı çalışmasında, Amanosları güney, orta ve kuzey olarak ayırarak, Amanoslar bölgesinin stratigrafik özellikleri ayrıntılı bir şekilde sunulmuştur. Ayrıca ofiyolit öncesi ve ofiyolit sonrası bölgenin jeolojik özellikleri, geniş alanda yüzeylenen ofiyolitlerin bölgesel yayılımı, fiziksel ve kimyasal özellikleri irdelenmiştir. Çalışmanın nihayetinde bölgedeki tektonik ve jeolojik yapıları, Türkiye ve yakın çevresindeki yapısal unsurlarla korele edilmiştir.

1.3. Çalışmanın Amacı

Flüvyal etken ve süreçler ile doğal ortam arasında süregelen karşılıklı ilişkiler neticesinde mekân üzerinde birbirinden farklı şekillerin ortaya çıktığı bilinmektedir. Mekânın kaotik yapısı üzerinde flüvyal etken ve süreçlerin çalışma sahasında oluşturduğu fiziki coğrafya olgularının birbiri ile olan ilişkilerini, boyutunu, niteliğini ve mekânsal özelliklerini jeomorfoloji ilke ve prensiplerine bağlı kalınarak ele alınıp incelenmesi planlanmaktadır. Bu bağlamda havzada meydana gelen jeomorfolojik üniteler ve birimlerin oluşum ve gelişimde flüvyal etken ve süreçlerin etkilerini ortaya koymak çalışmanın temel amacını oluşturmaktadır. Ayrıca çalışma sahasında flüvyal jeomorfoloji ilgili bu denli kapsamlı bir çalışmanın henüz yapılmamış olması bu projenin temel dayanağını oluşturmaktadır. Aynı zamanda Değirmendere Havzası'nın doğal özellikleri dağılışı, ilgi ve nedensellik çerçevesi içinde incelenerek ele alınacaktır. Bu amaç doğrultusunda havzanın oluşumu ve gelişimi üzerinde doğal ve beşeri faktörlerin nasıl ve ne ölçüde etkili olduğunu, havzanın varlığını sürdürmesini mümkün kılan güç ve süreçlerin boyut ve niteliğinin belirlenmesi üzerinde durulacaktır. Tespit edilen jeomorfolojik bulgular ve elde edinilen veriler farklı formatlarda CBS ortamına aktarılıp çeşitli analizlere tabi tutularak sayısal veriler ışığında analitik yöntemlerle sonuç ve öneriler oluşturulacaktır. Bu çalışmadan elde edilecek nihai ürünler kamu kurum ve

kuruşların aracılığı ile gelecekte mekâna dair olası planlamalara ışık tutması hedeflenmektedir.

1.4. Materyal ve Yöntem

Değirmendere Havzası'nın flüvyal jeomorfolojisi ile ilgili öncelikli olarak yerli ve yabancı literatürün incelenmesiyle başlanmıştır. İlgili literatürün eleştirel değerlendirilmesi, literatürdeki tartışmalar, boşluklar ve hataların belirlenmesi, teori ve uygulama açısından ilgili çalışmaya katkısı yapılmıştır. Çalışma kapsamında kullanılan materyallerin birinci kaynaktan derlenmesine özen gösterilmiştir. Bu nedenle gerek literatür gerekse haritalarda ve grafiklerde altlık konusunda orijinal kaynaktan yararlanılmaya dikkat edilmiştir. Bu durumda ikincil kaynaktan temin edilen veriler göz ardı edilmeyip denetime tabi tutulmuş ve doğruluğu test edilerek değerlendirilmeye alınmıştır.

Materyal boyutuyla çalışmada en önemli unsurlardan birini haritalar oluşturmaktadır. Değişik kaynaklardaki farklı ölçek ve paftalara sahip haritalara sık sık başvurulmuş ve metin içerisinde ilgili atıflar yapılmıştır. Harita çizmekle sorumlu yerli ve yabancı kurum ve kuruluşlarının ürettikleri topografya ve jeoloji haritaları çalışmanın ana envanterini oluşturmaktadır. Bu kapsamda özellikle Değirmendere Havzası'nın Flüvyal Jeomorfolojisi çalışmasına altlık oluşturan başlıca haritaların ölçek, pafta ve üretim yılları şu şekildedir:

Harita Genel Komutanlığı: 1/25.000 ölçekli topografya haritaları (1995), O 36-a3, O 36-b3, O 36-b4, O 36-c1, O 36-c2, O 36-c3, O 36-c4, O 36-d2 ve O 36-d3 paftaları.

Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü: 1/25000 ölçekli jeoloji haritaları (2008), O 36-c1, O 36-c4, O 36-d2, O 36-d4 paftaları.

Orman Genel Müdürlüğü: 1/25000 ölçekli amenajman haritaları (2002), O 36-c1, O 36-c4, O 36-d2, O 36-d4 paftaları.

Bütün bu haritalar ve literatürden temin edilen yardımcı haritaların derlenmesinin ardından tüm çalışmaların Değirmendere Havzası ölçeğinde sayısallaştırılma yoluna gidilmiş, havzaya ait sayısal topografya, jeoloji ve jeomorfoloji haritaları üretilmiştir. Bunlara ek olarak çalışma alanının

ASTERGDEM Sayısal Yükseklik Modeli (SYM) kullanılarak bazı temel haritaları üretilmiştir. Ayrıca CBS ortamında topografik kesit ve profiller oluşturulmuştur.

Maden Teknik Arama, Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı ile yerli ve yabancı kaynaklarda çalışma alanına ait 1/25.000, 1/100.000 ve 1/250.000 ölçekli jeolojik paftalar ve raporlar dijital ortama aktarılarak sayısallaştırılmıştır. Havza'nın tamamını veya değişik kısımlarını içeren bu haritalar ve raporlarda formasyon özellikleri ve formasyon sınırları bakımından yer yer farklılık göze çarpmaktadır. Bunun yanında aynı formasyona farklı çalışmalarda farklı adlar verilmesi karmaşıklığa yol açmıştır. Jeolojik özelliklere ait bu veriler tek tek gözden geçirilerek farklı isimlerle belirtilen aynı özellikteki formasyonlar arazi çalışmaları ile desteklenerek olabildiğince denştirilmeye çalışılmıştır. Havza'daki formasyon sınırları ve bunların yayılış alanları farklı ölçeklerdeki jeoloji haritaları da dikkate alınarak 1/25.000 ölçeğinde yeniden çizilmiştir. Oluşturulan bu haritalar üzerinde ön çalışmalar yapılarak hatırlatıcı mahiyette kısa notlar alınmıştır.

Havzanın iklimik özelliklerinin ortaya konması için Meteoroloji Genel Müdürlüğü (MGM) 2 rakımlı İskenderun (1950-2011), 140 rakımlı Kırıkhan (1963-2005), 34 rakımlı Dörttyol (1950-2011) ve 430 rakımlı Hassa (1976-2004) ilçelerine ait uzun yılları kapsayan aylık ve yıllık ortalama sıcaklık verileri kullanılmıştır. Ayrıca aynı paralelde Meteoroloji Genel Müdürlüğü (MGM) İskenderun (1950-2011), Kırıkhan (1963-2005), Dörttyol (1950-2011) ve Hassa (1957-2003) ilçelerine ait uzun yılları kapsayan aylık ve yıllık ortalama toplam yağış verileri kullanılmıştır. Havza ve çevresinin muhtelif kesimlerinde yer alan ve referans noktaları olarak bilinen 4 ayrı istasyonun Lapse-Rate denkleminde dayanılarak sıcaklık değerleri, Schreiber (1904) formülüne göre de yaklaşık yağış miktarları aylık, mevsimlik, yıllık ortalamalar şeklinde dönüştürülerek gerek zamansal gerekse mekânsal bakımdan çalışma sahası ve yakın çevresinin iklim özellikleri ortaya konmaya çalışılmıştır.

Havzanın drenaj ağı 1/25.000 ölçekli topografya haritaları ve sayısal arazi modeli referans alınarak iki farklı şekilde belirlenmiştir. Birinci olarak sahanın drenaj ağı manuel olarak 1/25.000 ölçekli topografya haritasında sayısallaştırılmıştır. Bir sonraki aşamada ise ArcMap 10.3 paket programı içerisindeki hydrology araç tool uygulaması yardımıyla analize tabi tutulan DEM verileri üzerinden düzeltilmiş (boşlukları doldurulmuş) DEM, akış yönü (flow direction), akış birikimi (flow

accumulation), akarsu dizileri (Strahler, 1952), havza sınırları ve akarsu ağı gibi bir takım unsurların tayini ile çalışma sahasının drenaj ağı elde edilmiştir.

Çalışmada yer verilen hidrolojik ve hidrometrik özelliklerin araştırılması sırasında hem ampirik hem de analitik yöntemler kullanılmıştır. Bununla birlikte literatürde daha sık kullanılan yöntemlerin yanı sıra havzanın doğal ortam şartları da göz önünde bulundurularak çalışma sahasına uygun olduğu düşünülen yöntemler öncelikli olarak tercih edilmiştir. Bu bağlamda çalışma alanının mekânsal analizleri için sahanın morfometrik özellikleri alansal (areal), çizgisel (linear) ve yüzeysel (rölyef) morfometrik parametreler olarak üç başlık altında ele alınmıştır. Bu parametrelerden 10 yüzeysel, 8 çizgisel ve 9 alansal olmak üzere toplamda 27 morfometrik parametre havzaya uygulanmıştır. Alansal parametreler içerisinde; havza şekil indeksi, drenaj yoğunluğu, akarsu sıklığı, infiltrasyon sayısı, form faktörü, uzunluk oranı, havza sirkülasyon oranı, lemniskat (kelebek eğrisi) oranı ve akarsu gradyan indeksi incelenmiştir. Uygunluk oranı, akarsu uzunluk oranı, akarsu yatak eğimi, akarsu boyuna profili, yatak-vadi kıvrımlılık indeksi, tekstür oranı, çatalanma oranı ve yüzeysel akış uzunluğu çizgisel morfometrik parametreler başlığı altında değerlendirilirken; yükselti, eğim, bakı, engebelilik değeri, gravelius indeksi, hipsometrik eğri ve integral, rölyef oranı, havza asimetrisi, dağ önü sinüsellik oranı ve vadi genişlik-yükseklik oranı ise yüzeysel morfometrik parametreleri arasında ele alınıp havzaya uygulanmıştır. Elde edilen sayısal veriler ışığında Değirmendere Havza'sının flüvyal etken ve süreçleri yorumlanmaya çalışılmıştır. Bunların yanında çalışma sahasına ait morfometrik grafikler ve haritalar üretilmiştir.

Daha sonra Değirmendere Havzası'nı kapsayan arazi çalışmalarına geçilerek sahada çalışmanın amacına yönelik jeolog pusulası, jeolog çekici, lazer metre ve GPS gibi aletler yardımıyla morfometrik ölçümler, jeolojik ve jeomorfolojik kesitlerin çıkarılması ve diğer numunelerin toplanması ile bunların görüntülenmesi gerçekleştirilmiştir. Elde edilen bütün veriler CBS ortamına aktarılarak ArcMap 10.3 programında gerekli harita ve şekiller çizilmiştir.

2014-2017 yılları arasında devam eden arazi çalışmaları ile analiz sonuçlarında elde ettiğimiz bulgular birbirleriyle denetleştirilerek çalışma sahanın 1/25.000 ölçekli jeomorfoloji haritası çizilmiştir.

Çalışmanın bundan sonraki aşaması büro çalışmaları şeklinde sürdürülerek raporun yazımına geçilmiştir. Eksik bulunan konular gerek duyulduğunda tekrar arazi çalışması yapılarak giderildikten sonra, çalışmanın sonunda elde edilen bulgular doğrultusunda uygulamalı jeomorfoloji açısından Havza'nın problemleri tespit edilmiş ve gerekli öneriler sunulmuş ve nihai rapor tamamlanmıştır.



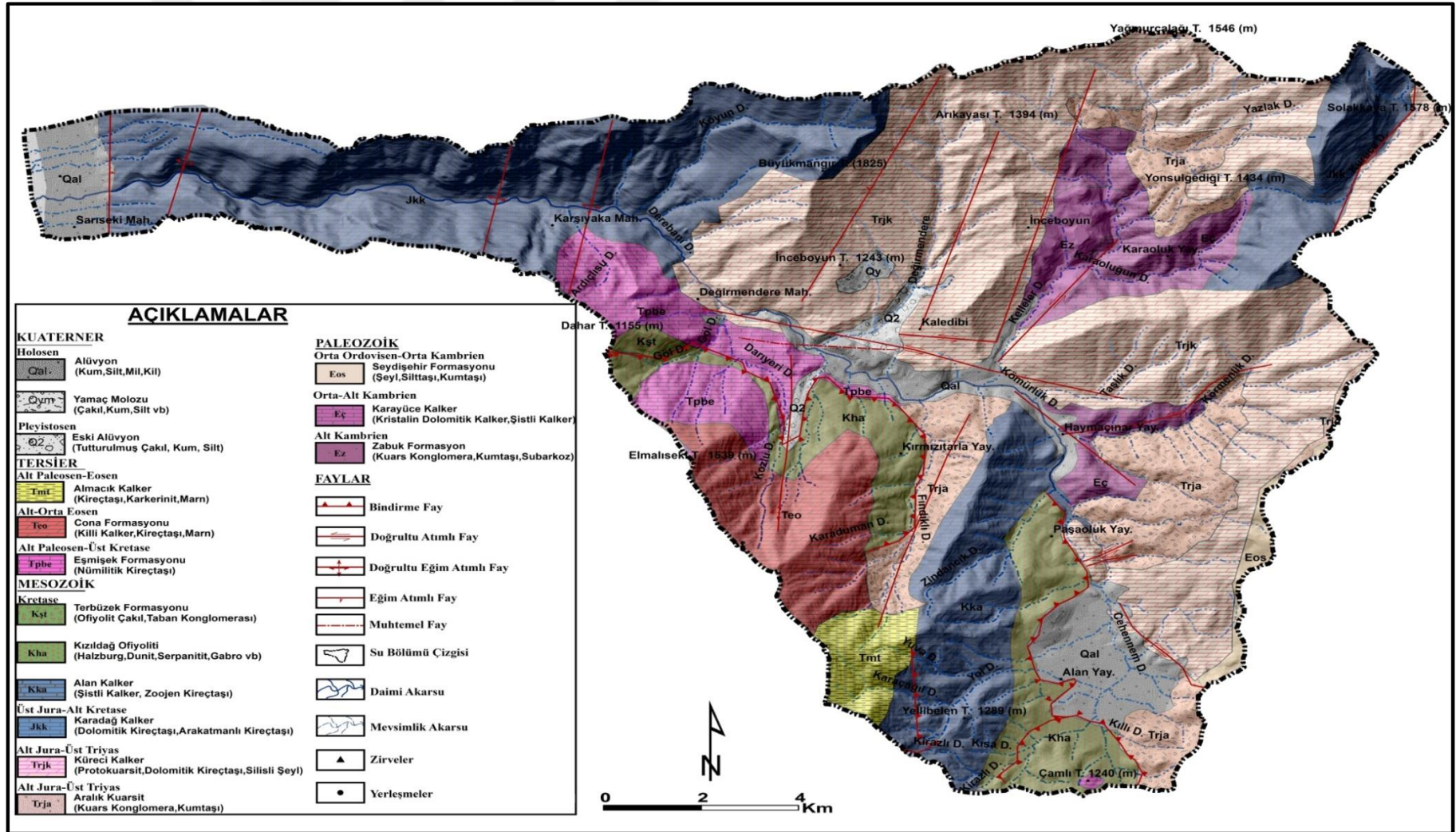
İKİNCİ BÖLÜM

2. ÇALIŞMA SAHANIN FİZİKİ COĞRAFYA ÖZELLİKLERİ

Değirmendere Havzası'nda flüvyal etken ve süreçlere bağlı olarak gelişen jeomorfolojik birimleri ortaya koyabilmek için sahanın genel fiziki coğrafya özelliklerini açıklamaya yönelik olan bu kısımda, eldeki yerli ve yabancı araştırmacılar tarafından yayınlanan kitap, makale, dergi ve raporlardan edinilen yazılı kaynaklar, mevcut veriler ve arazi çalışmalarında elde edilen bulgular doğrultusunda çalışma sahanın jeolojik, tektonik, iklimik, hidrografik ve vejetatif özellikleri açıklanmaya çalışılmıştır.

2.1. Havzanın Jeolojik Özellikleri

Değirmendere Havzası'nda jeolojik yapıyı meydana getiren birimlerin farklı oluşum dönemleri, fasiyes özellikleri, formasyonların sertlik özellikleri veya geçirimsiz oluşları, aşınmaya karşı gösterdikleri direnç gibi fiziksel ve kimyasal özellikleri, birbirinden farklı aşınım ve birikim şekillerinin oluşumuna zemin hazırlamakta ve morfolojik gelişimi etkilemektedir. Çalışma sahasında Paleozoik, Mezozoik, Tersiyer ve Kuaterner dönemlerine ait birbirinden farklı fasiyeslerde oluşmuş çeşitli formasyonlar görülmektedir (Şekil 3). Havzadaki jeolojik birimler sahanın tamamını veya bir kısmını kapsayacak şekilde çalışılmıştır (Ketin, 1965b; Atan, 1969; Aslaner, 1973; Dean, 1975; Tolun ve Pamir, 1975; Derman, 1979; Yalçın, 1980b; Günay, 1984; Yılmaz, 1984; Tekeli ve Erendil, 1986; Önalın, 1986; Dilek ve Delaloye, 1992; Özer, 1996; Inwood, 2005; Boulton et al., 2007; Herece, 2008; Bozkaya vd., 2009). Literatürde birimler için birbirinden farklı isimlerin kullanıldığı ve jeolojik sınırlarının birbirleri ile örtüşmediği tespit edilmiştir. Arazi çalışmaları ile jeolojik sınırlar olabildiğince uyumlu hale getirilerek birimlere verilen birbirinden farklı isimler denetlenmiş ve birimler ile ilgili verilen isimlerden yaygın olarak kullanılanlar seçilmiştir. Sahanın muhtelif kısımlarında yayılış gösteren bu jeolojik formasyonlar kronolojik olarak eski dönemden yeni (güncel) döneme doğru ele alınıp incelenmiştir.



Şekil 3: Değirmendere Havzası'nın Jeoloji Haritası (Atan, 1969; Yılmaz, 1984; Günay, 1984; Herece, 2008; MTA, 2008'den Faydalanmıştır).

2.1.1. Paleozoik

Paleozoik birimler Değirmendere Havzası'nın temelini temsil eden formasyonları oluşturur. Formasyonları oluşturan litolojiler genellikle metamorfik ve metamorfik olmayan kuvarsit, kumtaşı, fillatlar, grovaklar, arkoz ve şeyl tabakalarından oluşmaktadır.

Kambrien

Zabuk Formasyonu (Ez): Çalışma sahasında Zabuk Formasyonu (Herece, 2008, s:11) olarak adlandırılan birim havzanın temelini oluşturmaktadır. Genel olarak Karaoluğun Dere ve Karaoluk ve Haymaçınar yayla çevresinde yayılış gösteren Zabuk Formasyonu faylanmalar ve flüvyal süreçler tarafından üst kısmı aşındırılarak yüzeylenmektedir. Aşınma karşı dirençli olduğundan dolayı engebeli bir rölyef sunmaktadır. Çalışma sahasında yaklaşık olarak 1 km²'lik bir yayılış alanına sahip olan Zabuk Formasyonu'nun tabaka doğrultuları genel hatları ile KB-GD istikametindedir.

Zabuk Formasyonu Prekambriyen yaşlı Eğribucak Formasyonu üzerine diskordans olarak oturur. Diskordans hattı Eğrek Dere civarında tespit edilmiş olup alttaki 65°-70° dereceye sahip Eğribucak Formasyonuna ait tabakaların üzerine 25°-30° bir açı ile yerleştiği belirtilmiştir (Atan, 1969, s:30).

Birim boz-pembe renkli kuvarsenitler ile bunlarla ardalaşan seyrek ve kalınlığı 5-6 cm geçmeyen kırmızı renkli şeyllerden oluşmuştur. Kuvarsenitler küt köşeli ve yuvarlak, orta taneli kum, pültonik kuvarlar ile seyrek metamorfik kuvars taneleri, opak mineral ve plajiolit parçalarından oluşmaktadır. Zabuk Formasyonunu oluşturan kuvarsenitler içinde çoğunlukla düşük açılı, büyük ve küçük ölçekli tabla şeklinde çapraz tabakalar ile formasyonun üst kesiminde paralel laminalar rastlanır.

Formasyon içinde görülen tabla şeklinde çapraz tabakalar kum kümelerin göçünü, bunların üzerine gelen paralel laminalar ve şeyli seviyeler ise dingin koşullar altında süspansiyon halinde çökelmeleri, çapraz tabakaların çok düşük eğimli ve tümseğimsi olması fırtınalı evrede çökeldiğini gösterir. Paleoakıntılardan anlaşılacağı üzere formasyonun beslenme alanı muhtemelen penneplenleşmiş Arabistan kalkanının tektonik bakımdan fazla aktif olmayan (duraylı) fakat karadan kırıntılı malzeme

beslenmesinin devam ettiği sığ ve geniş bir şelf ortamında oluştuğu belirtilmiştir (Önalın, 1986, s:55).

Alt Kambriyen olarak belirtilen Zabuk formasyonunun yaşı, üzerinde yer alan konkordan geçişli Karayüce Kalkeri'nde bulunan *Paradoxies sp.Barthouxi* ve *Pardailhani* cf. Trilobitlerin Orta Kambriyen yaşı olması nedeniyle birimin yaşı Alt Kambriyen ile Orta Kambriyen arasında olduğu belirtilmektedir (Ketin, 1965b, s:83; Atan, 1969, s:32; Tolun ve Pamir, 1975; Önalın, 1986, s:51; Bozkaya vd, 2009, s:15).

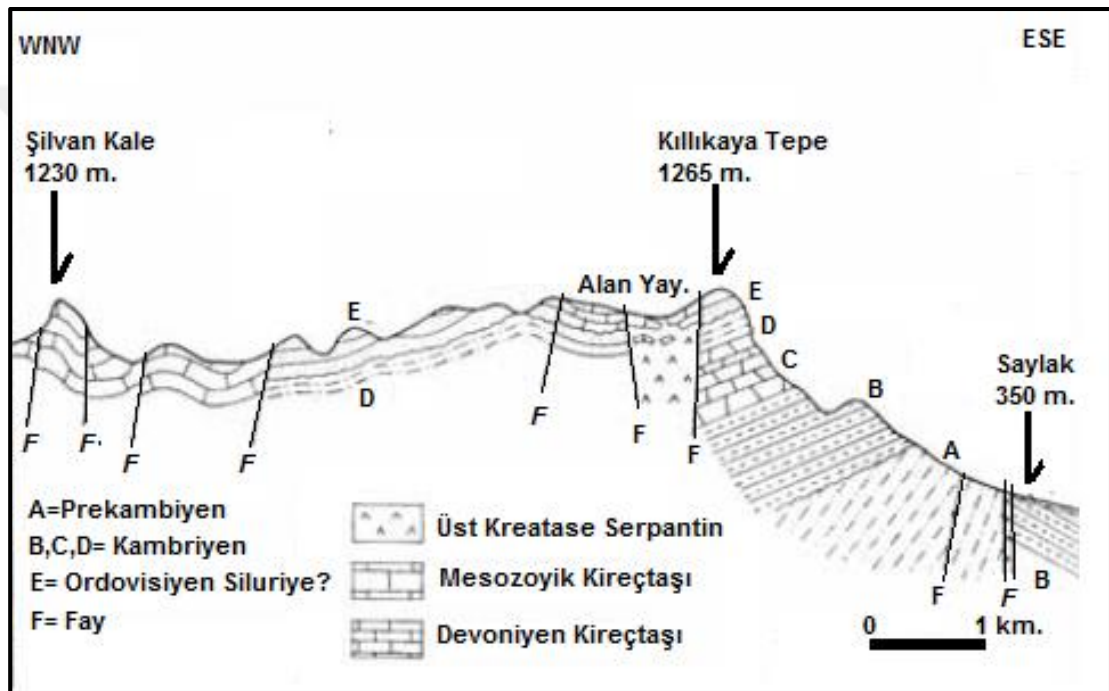
Formasyonun kalınlığı Değirmendere Havzası'nda bilinmemesine rağmen Amanoslar'ın farklı kesimlerinde yapılan çalışmalara bakıldığında 180 ile 300 m. arasında değiştiği belirtilmektedir (Atan, 1969, s:32; Aslaner, 1973, s:17; Yılmaz, 1984, s:24). Formasyon kalınlığının değişkenlik göstermesinin nedenleri arasında birimin çökelme ortamındaki paleotopoğrafik özellikleri ve dış etken ve süreçlerin sahanın her kesiminde aynı işleve sahip olmaması gösterilebilir.

Karayüce Kalkeri (Eç): Karayüce Kalkeri olarak adlandırılan formasyon (Atan, 1969, s:37) Orta Kambriyen'in en alt formasyonunu temsil eden Zabuk Formasyonu üzerine konkordan olarak oturmaktadır. Yaklaşık olarak 3 km²'lik bir yayılış gösteren Karayüce Kalkeri İnceboyun yaylası, Taşlık Tepe ve Kelleler Dere mevkinde görülmektedir. Formasyonu oluşturan tabakaların doğrultusu genel hatları ile KB-GD istikametindedir. Aşınımına karşı dirençli olduğundan dolayı derine doğru çizgisel erozyonel faaliyetler egemendir ve bu nedenle dik eğimli yüzeyler oluşturmaktadır.

Formasyonun alt kısmını oluşturan litolojiler siyah, mavimsi ve gri renkli kristalin ve kristalin olmayan dolomitik kalkerle ve tabaka kalınlığı 20 cm geçmeyen şisti marno-kalkerden oluşmaktadır. Litoloji, kompakt ve kırılğan olup diyaklâzları ekseri demir sularının bıraktığı tortularla sarımsı renk kazanmıştır. Kristalin dolomitik kalker ve dolomitik kalker arasında konglomeratik dolomitik kalker tabakaları bulunur. Litolojinin üst kısmı Kelleler Dere civarında yüzlek veren Mekersin Formasyonu Karayüce Kalkeri üzerinde konkordan olarak oturur ve iki formasyon arasında dikey geçiş görülür. Geçiş formasyonu yumrulu kalker ve

yumrulu şistlerden oluşur. Formasyonu temsil eden litolojiler, laminalı şeyl, kuars-grovak, grovak, protokuvarsit ve ortokuvarsit birimlerden oluşur (Atan, 1969, s:37-38).

Formasyon içinde yaşını tespit ettirecek herhangi bir fosil tespit edilmemiştir. Bu nedenle Karayüce Kalkeri'nin hemen üstünde yer alan geçiş birimlerinde *Pardailhaniacif*, *Paradoxides sp.* ve *Barthauxi Mansuygibi* fosiller bulunmasından dolayı Karayüce Kalkerine Orta Kambriyen (Akadien) yaşı verilmiştir (Atan, 1969, s:36).



Şekil 4: Çalışma Sahası ve Yakın Çevresinin Jeolojik Kesiti (Dean ve Krummenacher, 1961, s:72'den değiştirilerek alınmıştır.)

Karayüce Kalkerinin alt kısmı sahilden orta şelf ortamına kadar değişebilen tektonik olarak sakin bir platform üzerinde çökeldiği belirtilmiştir (Önalın, 1986, s:56; Bozdoğan vd., 1996, s:49). Çökeltme koşulları ve birimlerin tektonofasiyes özelliklerine istinaden sahanın bu dönemde transgresyona uğradığı belirtilmektedir (Yılmaz, 1984, s:28). Formasyonun üst kısmı ise açık şelf ortamında yaşayan fosiller kapsamı ve daha üste gelen biriminde açık şelfden havza ortamına kadar değişebilen çökellerden oluşması bu birimin şelf yamacında çökeldiğini göstermektedir (Önalın, 1986, s:56). Ayrıca formasyonu oluşturan litolojiler Akadiyen'den itibaren ortama kırıntılı malzeme gelişiminin arttığı daha hareketli bir

denizin varlığıyla açıklanmıştır. Kırıntıların çoğunluğu mika taneleri oluşturur. Orta Amanoslar'da birim içinde yer yer demirli oolitik seviyeleri bulunur. Bu durum ortamın bol enerjili, dalgalı ve zaman zaman okside olacak şekilde sığılan ve derinleşen bir ortamın var olduğuna işaret edilmiş ve bu formasyonun delta fasiyesinde oluştuğu kabul edilmiştir (Günay, 1984, s:11).

Formasyon kalınlığı kesin olarak bilinmemesine rağmen çeşitli araştırmacılar tarafından farklı sahalarda yaptıkları ölçümlere bakıldığında (Atan, 1969, s:36; Aslaner, 1973, s:17; Yılmaz, 1984, s:27; Günay, 1984, s:9) formasyon kalınlığı 110 m. ile 350 m. arasında değişkenlik göstermektedir. Formasyon kalınlığının değişkenlik göstermesinin nedenleri arasında birimin çökme ortamındaki paleotopoğrafik özellikleri ve dış etken ve süreçlerin sahanın her kesiminde aynı işleve sahip olmaması gösterilebilir.

Seydişehir Formasyonu (Eos): Seydişehir Formasyonu olarak adlandırılan birim (Dean, 1975, s:355) havzanın doğu zirveleri ve yakın çevresinde, Alan yayla civarında şeritler halinde yüzlekler veren Seydişehir Formasyonu yaklaşık olarak 0,5 km²'lik bir alan sahiptir. Formasyonun tabaka doğrultuları genel olarak KD-GB istikametindedir. Oldukça dar bir alanda şeritler halinde görülen ve aşınımına karşı direnç gösteren formasyon havzanın doğu sınırını oluşturmaktadır.

Seydişehir Formasyonunu oluşturan tabaka yüzeylerinde vermes tüpleri ve riple-mark izleri görülür. Tabakalanmaya dik gelişen kurt yuvaları ile birimin üzerinde *Cruziana* izleri formasyon için tipik ayırtman özelliği gösterir. Seydişehir Formasyonu altındaki Mekersin Formasyonu ile diskordans ve uyumludur. Formasyon içinde bulunan fosillerin paleontolojik analizinde Alt Ordovisiyen (Arenigien) yaşı veren *Vulcanisphaera africana*, *Vulcanisphaera nebulara*, *Solisphaeridium pungeris*, *Priscogella simplex* ve *Acanthodiacrodium ubui* gibi türler tespit edilmiştir (Dean, 1975, s:356; Günay, 1984, s:13).

Seydişehir Formasyonunun oluştuğu doğal ortam özellikleri, duraysız bir tektonizma altında kıta önünde plaj ve ilerleyen delta ortamında hızlı bir fliş sedimantasyonunun geliştiği birimleri temsil ettiğini göstermektedir (Yılmaz, 1984, s:41).

2.1.2. Mezozoik

Değirmendere Havzası'nda Mezozoik yaşlı birimler havzanın bazı yerlerinde geniş alanlar kaplayacak şekilde iç-dış etken ve süreçler tarafından yüzeylenmiştir. Bu birimler tektonik hareketlerin etkisi ile yer yer kıvrılmış, kırılmış ve yer yer de ekaylanarak Paleozoik yaşlı birimler üzerinde diskordans olarak yerleşmişlerdir. Çalışma sahasındaki Mezozoik yaşlı birimlerin doğal ortam koşulları ve özellikleri kronolojik olarak en yaşlıdan en gence (güncel) doğu ele alınıp incelenmiştir.

Arılık Kuvarsiti (Trja): Arılık Kuvarsiti olarak adlandırılan birim (Atan, 1969, s:41) havzada Yonsulgediği Tepe, Fındıklı Dere ve Alan yaylasının kuzeydoğu kesiminde yüzlekler veren Arılık Kuvarsiti yaklaşık olarak 6,5 km²'lik yayılış alanına sahiptir. Formasyonu oluşturan tabakaların doğrultuları genel olarak KD-GB istikametindedir. Bu nedenle üzerinde akış yapan akarsuları homoklinal olarak kaymasına zorlamıştır. Bünyesinde bulundurduğu kuvarsitlerden dolayı aşınımına karşı dirençlidir. Dirençli olduğundan tektonik hareketlerin etkisiyle faylı ve diyaklâzlı bir yapı sunmaktadır (Foto 2).



Foto 2: Diyaklâz Yapılı Arılık Kuvarsiti

Arılık Kuvarsiti, Akadien yaşlı Mekersin Formasyonu üzerine diskordans olarak oturur. Formasyon genellikle taban kongloması ile başlamaktadır ve

konglomeralar kırmızımtırak-mor ve açık renklidir. Diskordans hattını ve Arılık Kuvarstitin taban konglomerasını Makersin gediğinden Alan yaylasına doğru giderken yol üzerinde görülmektedir. Bu konglomeranın kırmızımtırak-mor renkli olanları milonitik bir yapıya sahiptir. Konglomeralar içerisinde uzun eksen boyu 30-40 cm olan kuvarsit blokları görülür. Üst seviyelere doğru kuvarsit taneleri incelik ve alacalı bir görünüş kazanır. Formasyon içerisinde *Gastropod*'a benzeyen bir fosil kalıbı bulunmasına rağmen bunun yaşını tayin etmek mümkün olamamıştır. Bu formasyon üzerinde konkordan oturup aralarında dikey ve sert geçiş bulunan Küreci Kalkeri tabakalarında tespit edilen mikro faunaya istinaden yaşı Alt Triyas'a dahil edilmiştir (Atan, 1969, s:41-45).

Formasyon kalınlığı Amanoslar'da farklılık göstermekle beraber Alan yaylası civarında 70 m. olarak tespit edilmiştir (Günay, 1984, s:22).

Küreci Kalkeri (Trjk): Çalışma sahası içinde en geniş yayılış alanına sahip olan ve Küreci Kalkeri olarak adlandırılan formasyon (Atan, 1969, s:44) İnceboyun Tepe, Yonsulgediği Tepe ve Arıkayası Tepe ve Taşlık Dere civarında yüzlekler vermektedir (Foto 3). Havza içerisinde yaklaşık olarak 21,5 km² bir alan kaplayan Küreci Kalkeri'nin tabaka doğrultuları genel olarak KD-GB istikametindedir. Tektonik deformasyonlardan etkilenerek dilingen bir yapı gösteren karstik tabakalar aşınımına karşı direnç sergilemezler. Bu nedenle eğim derecesi düşük dalgı bir rölyef sunmaktadır.

Küreci Kalkeri, Arılık Kuvarısı üzerine konkordan olarak oturur ve araların dikey tedrici bir geçiş vardır. Formasyonu oluşturan litolojiler gri renkli kremi kalker, kıltaşı, breş, siyah ve renkli kalker, marnlı kalker, gri renkli kristalin milonitik kalker, beyazımtırak dolomitik kalker ve şeylden oluşmaktadır. Formasyonun kalınlığı Eğribucak mah. civarında 235 m. olarak tespit edilmiştir. Formasyona *ait Trocholina Multispira Oberch, Aulotortus cf. Eomesozoicus Oberh, Aulotortus sf. ve Semiinvolutina sp.* gibi Triyas yaşlı fosiller bulunur (Atan, 1969, s:44-45).



Foto 3: Küreci Kalkeri'nden Bir Görünüm

Küreci Kalkeri Amanos Dağları yöresinde sığ deniz karbonatları olarak çökelmiş olup zaman zaman intertidal seviyesinde olan sığ denizin güneydoğusundaki lagünel ortamla irtibat halinde olduğu belirtilmiştir (Günay, 1984, s:25-26).

Karadağ Kalkeri (Jkk): Karadağ Kalkeri olarak adlandırılan formasyon (Atan, 1969, s:45; Herece, 2008, s:16) Büyükmangır Tepe ve Solakkaya Tepe civarında tipik olarak yüzlek vermektedir (Foto 4). Çalışma sahasında yaklaşık olarak 14,5 km² bir alan kaplayan Karadağ Kalkerinin tabaka doğrultuları genel olarak KD-GB istikametindedir. Tabaka doğrultuları boyunca mikro karstik şekiller gelişmiştir. Tektonik hareketlerden dolayı dilingen ve diyaklâzlı bir yapı sunmaktadır. Kalsiyum karbonatlı litolojilerden oluşan formasyonda karstlaşma ve hidrolik süreçler yer altı galeri ve mağara sistemleri oluşturmuştur.

Formasyon Triyaslı aflörmanlar halinde transgresif olarak oturup ikisi arasındaki açıl diskordans mevcuttur. Ekaylı bir zonda yer alan birimin alt dokunağı tektoniktir (Derman, 1979, s:4).



Foto 4: Diyaklâz Yapılı Karadağ Kalkeri

Karadağ Kalkeri Triyas'ın 40-50 derece eğimli tabakaları üzerine 1-2 metre kalınlığındaki taban konglomerası ile oturmakta ve konglomeratik seviyeden sonra, az eğimli Karadağ Kalker tabakaları gelmektedir. Konglomeralar polijenik olup, attaki tabakaların çakıllarını içermektedir. Ayrıca yer yer formasyon kantağında konglomeratik seviye kalsit gresi ile dolomit breşi, gri renkli kalker, koyu renkli ve açık renkli kristalin kalkerden oluşmaktadır. Formasyon içinde *Orbitilina cf. Lenticularis Blum*, *Dicyclina Gatarensis Hens*, *Orbitalina sp.*, *Valvulammina sp.*, *Cuneolina sp.* *Lituolidae*, *Rotalidae* gibi mikrofosiller bulunur. Karadağ Kalkerinin içinde bulunan mikro fosillere dayanılarak birimin yaşı Albien- Türoniyen arasında değişmektedir (Atan, 1969, s:46; Aslaner, 1973, s:21; Derman, 1979, s:5; Günay, 1984, s:29).

Formasyon Arap platformunun kuzey marjında sığ denizde karbonatlı fasiyesler olarak çökelmiştir. Amanos yükselimi dolayında gelgit altı, gelgit arası ve lagün fasiyesleri gösteren bu karbonatlarda stramatolitik laminalanma, çakıltaşı ve fosil kırıntısı bulunur (Günay, 1984, s:30).

Alan Kalkeri (Kka): Alan Kalkeri olarak adlandırılan formasyon (Atan, 1969, s:47) Alan yaylasının doğu kesiminde geniş yüzlekler vermektedir. Alan Kalkeri

havza içerisinde yaklaşık olarak 4,5 km²'lik bir yayılış alanına sahiptir. Formasyonu oluşturan tabaka doğrultularının genel hatları KD-GB istikametindedir. Birimi oluşturan litolojiler kalsiyum karbonatça zengindir ve bu nedenle kimyasal çözülme egemen durumdadır (Foto 5).

Formasyon havza içerisinde ofiyolitik seriler ile çevrilidir. Alan Kalkeri çevresindeki serpantin tarafından kesilmiştir. Formasyon ofiyolitik seri üzerine transgresif olarak yerleşmiştir. Alt kısmı 10-15 m. kalınlığında kırmızı renkli şeritler halinde okside olup ofiyolitik seri üzerine bir taban kongloması ile oturur.



Foto 5: Alan Kalkeri Üzerinde Gelişen Kanalcıklı Lapyta Kompleksleri

Formasyona ait litolojiler alt kesimden üstte doğru, yeşilimsi renkleri ile göze çarpan, oldukça yuvarlak ve çapları 15-20 cm.'ye erişen ofiyolitik kayalık çakılları görülür. Ayrıca birimde serpantin çakıllarının yanında çeşitli ultrabazik kayalık parçaları ile kuars, biyotit, muskovit, serisit, feldspat, opak mineral limonit, şist parçası ve kalker bulunur. Formasyonun üst kesimlerine doğru çıkıldıkça grimsi kalker, şisti kalker, zoolen kalker, çimentolu konglomas ve gri renkli kalker görülmektedir. Formasyon kalınlığı 200-250 m. arasında değişmektedir.

Değirmendere civarında formasyon içinde tespit edilen *Orbitoides Media Arch*, *Siderolites Lam*, *Textulariella sp.* ve *Lepidorbitoides Minor* gibi fosillere itafen Maastrichtiyen döneminde çökelediği belirtilmiştir (Atan, 1969, s:48-49).

Kızıldağ Ofiyoliti (Kha): Kızıldağ Ofiyoliti diye adlandırılan formasyon (Tekeli ve Erendil, 1985 s:33; Dilek ve Delaloye, 1992, s:19) Alan yaylasının batı kesimi ile Kaledibi mah. güney kesiminde bindirme hattının kuzeyinde faylanmaya ve flüvyal süreçlere bağlı olarak yüzeylemiştir. Çalışma sahasında yaklaşık olarak 4,5 km²'lik bir yayılım alanına sahiptir. Tektonik hareketlerin etkisinden dolayı oldukça fazla alterasyona uğramıştır (Foto 6). Bu nedenle aşınımına karşı fazla direnç göstermezler.



Foto 6: Ultramafik Kayaç Strüktürlerinden Oluşan Kızıldağ Ofiyoliti

Ofiyolit serinin en alt kısmı yani kataklastik zonda serpantinlerin aşırı derece ezilmesi sonucu seri siyah-lacivert, milonit haline dönüşmüştür. Dilim yaklaşık 100 m. kalınlığındadır. Tabanda mor-yeşil altere spilitik bazaltlarla başlamaktadır. Alterasyon ileri derecede olup, içyapısının değişmesi nedeniyle ayrışma yer yer ufalanmaya yol açmıştır. Üst kesimlere doğru spilitler içinde merceksi mor renkli çört düzeylerine geçilmektedir. Spilitik düzeyin üzerinde spilitik malzmeden türeyen kırmızı-kahverengi çamur ve killi bir örtü görülmektedir. Örtü içerisinde

spilitik kum ve çakıl boyunda parçalar içeren bu çamur örtü yer yer 20-50 m. arasında değişmektedir (Yılmaz, 1984, s:283).

Değirmendere'ye doğru ofiyolitik birim gabrodan, mikrogabro ve diyabaza kadar uzanan bir dizi izotropik gabro ve mafik kayalar görülür. Gabro kesiminin en alt kısmı bozuşmuş katmanlı bir içyapı sergilemektedir (Yılmaz, 1984, s:284).

Yapılan çalışmalar incelendiğinde ofiyolitik serinin bölgeye hangi dönemde yerleştiğine dair bir fikir birliği bulunmamaktadır. Ofiyolitik serinin Almacık ve Eşmişek formasyonları ile olan ilişkisine (Atan, 1969, s:56), ofilyotik serinin petrografik özelliklerine (Aslaner, 1973, s:60), ofiyolitik serinin Cona ve Eşmişek formasyonlarla olan ilişkisine (Yılmaz, 1984, s:282), ofilyotik serinin tektonik ilişkisine (Günay, 1984, s:35), ofilyotik serinin Denizgören Grubu ile olan tektonik ilişkisine (Selçuk, 1985, s:45), ofilyotik serinin yapısal özelliklerine dayanarak (Dilek and Delaloye, 1992, s:56), ofilyotik serinin tektonik evrimine dayanıp ve çevre yapısında bulunan Troodos, Semail Ofiyoliti ile ilişkisine (Inwood 2005, s:246) ve son olarak ofilyotik serinin uranyum, kurşun, samaryum ve neodim minerallerin jeokronolojik yaşlandırmasına dayanılarak (Karaoğlan et al. 2013b, s:294) Üst Kretase-Alt Paleosen yaşları vermiştir.

Ofiyolitik serinin Arap platformunun Maastrichtiyen döneminde kuzeye doğru saat yönünün tersi hareketine bağlı olarak bölgeye kademeli olarak yerleştiği belirtilmektedir (Inwood, 2005, s:13). Seri, Arap Levhası'nın Anadolu Levhası altına Geç Kretase'deki subdüksiyon hareketi sırasında meydana gelen üç farklı magma gelişimi ile oluşmuştur. İlk olarak okyanusal kabuğun büyük bir kısmını oluşturan kümülatlar, izotropik gabrolar ve volkanikler düşük yay toleyitlerden türemişlerdir. İkinci olarak bazı volkanikler, izotrop gabrolar ve izole dayklar ise boninitik magmadan türemişlerdir. Son olarak bazı izole izotrop gabrolar ise alkalin karakterde olup jeokimyasal açıdan kıta içi alkalin bazaltlarına benzerlik sunmaktadır. Bu nedenle ofiyolitlerin yay-önü tektonik ortamında ada yayı toleyitlerinden oluştuğu ve gittikçe tüketilen bir kaynaktan beslendiğine işaret etmektedir. Neo-Tetis ofiyolitlerinin Üst Kretase'de kıta üzerine bindirme öncesindeki evrede gözlenen geç evre magmatizma ise dalan levhadaki astenosferik pencereden veya dalan levhanın kopması sonrasında zenginleşmiş mantodan

türediğine kanıt oluşturduğu birçok yazar tarafından belirtilmiştir (Inwood, 2005, s: 366-377; Bağcı et al., 2005, s:70; Bağcı et al., 2008, s:62-63; Karaoğlan et al., 2013, s:286-287).

Terbüzek Formasyonu (Kşt): Terbüzek Formasyonu olarak adlandırılan birim (Yılmaz, 1984, s:148) havzada yaklaşık olarak 0,3 km²'lik bir yayılış alanına sahiptir. Dahar Tepe civarında yamaç döküntüleri şeklinde görülmektedir. Genellikle ofiyolit çakıltıtaşları ile başlayan Terbüzek Formasyonu çok iyi yuvarlanmış, kötü boylanmış ve kötü derecelenmiştir. Rengi kırmızımsı ve yeşilimsidir. Üst seviyelerinde Rudist kırıntısı ve Loftusia gibi fosiller bulunur. İnceboyun Tepe ile Dahar Tepe arasında altındaki split-lav ile birlikte hareket halinde olduğu için formasyon bu kesimlerde karışık halde bulunur. Bazı yerlerde kumtaşı, çakıltısı ardalaşması şeklindedir.

Taban konglomerası niteliği taşıyan ve taban kesimleri karasal bir ortamda çökelmiş olan birim genellikle paleo topografyadaki düzensizlikleri doldurur biçimde çökeldiğinden sahada birbirinden bağımsız ve yanal devamlılıkları sınırlı biçimde yüzlek vermektedir (Yılmaz, 1984, s:148).

Terbüzek Formasyonun yaşı altındaki ofiyolitik seri ile ilişkisine ve içinde bulundurduğu mikro *Loftusia sp.*, *Orbitoides sp.* ve *Omphalocyclus Macroporus* ile *Quinqueloculina sp.* gibi fosillere ve bol miktardaki Rudist parçalarına istinaden (Aslaner, 1973, s:24; Yılmaz, 1984, s:149; Günay, 1984, s:41;) Üst Meastriştien-Kampanien yaşını verilmiştir.

Formasyon, Kızıldağ Ofiyolitik serinin üzerine diskordansla gelir. Üzerinde yer alan Eşmişek Formasyonu ile uyumlu halde bulunur.

Terbüzek Formasyonu Arap platformunun kuzeyinde yerleşen ofiyolit serinin üzerine transgresyonla çökelen bir taban konglomerası şeklindedir ve aralarında topografik bir diskordanslık bulunur. Birim çok geniş çaplı yatay hareketlerin yerini düşey faylanmalara bıraktığı tektonikçe duraysız bir evrede paleotopografyanın hâkim olduğu oldukça sığ koşullarda karadan türeme çakılların yığıldığı bir ortamı göstermektedir (Yılmaz, 1984, s:149).

2.1.3.Tersiyer

Değirmendere Havzası'nda Mezozoik formasyonları üzerine açılal diskordansla yerleşen bu birimler havzanın kısmi yerlerinde yayılım göstermektedirler. Havzadaki bu birimler yaşlıdan gence (güncel) doğru sıralanarak ele alınmıştır.

Eşmişek Formasyonu (Tpbe): Eşmişek Formasyonu olarak adlandırılan birim (Atan, 1969, s:50) Dahar Tepe ve Göl Dere mevkisinde oldukça geniş bir yüzlek vermektedir. Havza içerisinde yaklaşık olarak 3,5 km² yayılış alanına sahip olan Eşmişek Formasyonu'nun tabaka doğrultuları genel olarak KD-GB istikametindedir. Aşınımına karşı oldukça zayıf olan formasyon eğim dereceleri düşük yüzeyler halinde karşımıza çıkmaktadır (Foto 7).



Foto 7: Eşmişek Formasyonu'ndan Bir Görünüm

Eşmişek Formasyonu, ofiyolitik seri üzerine 40-45 m.'lik kalınlığa erişen bir taban konglomerası ile transgresif olarak oturmaktadır. Eşmişek Formasyonu, çoğunlukla ofiyolitik gereçten türemiş kaba kırıntılı konglomera, beyaz renkli kalker, kaba kalker ve breşten oluşmaktadır. Çakıllar kötü boylanmış ve iyi yuvarlanmıştır. Çakıllar yer yer daha ince taneli ofiyolitten türeme kumtaşı matriks içine gömülü halde bulunur. İri taneli konglomeratik gereç üste doğru yerini kumtaşına bırakmaktadır. Kumtaşı yeşil, yeşilimsi kahverengi ve kızılmsıtrak renk tonuna sahiptir. Kumtaşı daha üste doğru kireçtaşı mercekleri içererek kireçtaşı düzeyine

ulaşır. Yer yer kumlu kireçtaşından ak, soluk ve bol fosilli kalın katmanlı kireçtaşına geçilir. Formasyonun bazı kesimleri som renkte olup, som katmanı bol mercanlı, alg'li kötü katmanlı resifal kireçtaşı özelliğindedir (Yılmaz, 1984, s:166).

Formasyon içinde tespit edilen *Actinacis*, *Stephanocoenia*, *Rotalipora cf.*, *Biloculina sp.*, *Globorotalia sp.*, *Ticinella sp.* vb. fosillere istinaten Atan (1969, s:51) Mosien-Landenien yaşı vermiştir. Ancak Aslaner (1973, s:24) formasyon içinde tespit ettiği *Miliolidae*, *Siderolites sp.*, *Miscellenea Miscella* vb. fosillere dayanarak formasyon yaşının Maastrichtiyen'e kadar indiğini belirtmektedir.

Eşmişek Formasyonu'nun karaya yakın sığ bir denizel ortamda çökeldiği belirtilmiştir (Yılmaz, 1984, s:169).

Cona Formasyonu (Teo): Cona Formasyonu olarak adlandırılan birim (Yılmaz, 1984, s:173) Elmaliseki Tepesi'nde faylanma sonucu yüzlek vermektedir. Havza içerisinde yaklaşık olarak 3,5 km² yayılış alanına sahip olan Cona Formasyonu'nun tabaka doğrultuları genel olarak KD-GB istikametindedir.

Cona Grubu, beyaz, ince katmanlı, dilingen ve marnlı bir yapıya sahiptir (Foto 8). İnce taneli, mat sarımsı rengi marn'a benzeyen görünümü ile kendini belli eder. Birim çoğunlukla saf, ince taneli, tabanda gri, üste doğru beyaz-boz renkli ve yumuşak görünümlüdür. Ancak yerel değişiklikler sunduğu kesimlerde farklı özellikleri de görülebilir. Bu farklılık istif içinde değişik boyuttaki kırıntılar gösterilebilir. İnce-orta tane boyutlu kırıntılı düzeylerin karbonatla ardalaşması istifi yanal ve düşey doğrultuda değişmesine yol açmıştır. Kireçtaşı ile marn arası geçiş bazı yerde daha çok karbonat bazı kesimde ise daha çok marn'a yakındır.

Cona Grubu alttaki birimler üzerinde hem normal hem de tektonik bir ilişkisi vardır. Her iki tür dokunak ilişkisine de aynı bölgede rastlanabilmektedir. Formasyonun alt kesimi tabanda serpantin üzerinde tektonik hareketler neticesinde yanal ve düşey yer değiştirmiştir. Bunun sonucunda kıvrılmış, itilmiş daha sonra formasyon düşey atımlı faylanmadan etkilenecek yükselmiş ve sahanın en yüksek kısmını oluşturmuştur (Yılmaz, 1984, s:173).

Yapılan çalışmalara bakıldığında Cona Grubunu oluşturan formasyonun yaşı üzerinde kesin bir fikir birliği bulunmamaktadır. Formasyonun içinde tespit ettiği *Discocyclina sp.*, *Nummulites sp.* gibi fosillere dayanarak Aslaner (1969, s:28) Paleosen, formasyonun içinde tespit ettiği *Glorotalia Trinidadensis*, *Globorotalia*

cf.gibi fosillere dayanarak Günay (1984, s:48) Daniye-Tanasiyen, formasyonun içinde tespit ettiği *Ticinella sp.*, *Radolaria*, *Alveolina sp.* ve *Siderolites* gibi fosillere dayanarak Yılmaz (1984, s:173) Orta-Üst? Eosen, Boulton vd. (2007, s:165) Eosen ve Herece (2008) Alt-Orta Eosen yaşı vermiştir.



Foto 8: Alt kısımları Oksidasyona Uğramış Cona Formasyonu

Cona Grubunu oluşturan istif bir dizi yükselimden derin denizel ortama hızlı geçişi ve sakin duraylı kesimi temsil ettiği belirtilmiştir (Yılmaz, 1984, s:191).

Almacık Kalkeri (Tmt): Almacık Kalkeri olarak adlandırılan birim (Atan, 1969, s:52) Karaçağıl D., Yuva D. ve Karaduman D. üst çığırında yüzlek vermektedir. Havza içerisinde yaklaşık olarak 1 km² alana sahip olan Almacık Kalkeri'nin tabaka doğrultusu genellikle KB-GD istikametindedir. Gevşek yapılı kireç taşlarından oluşan formasyon yer yer aşınım yüzeyleri oluşturacak şekilde görülmektedir.

Formasyon kireçtaşı, kalkerenit, marn ardalaşmasından oluşur. Gri, bej renkli, ince, yer yer kaba taneli, sıkı kireç çimentolu, orta, kalın tabakalı, detritik seviyeler bol fosilli, mikritik seviyeler ender fosilli, sert, yer yer sığ karbonat görünümünde kireçtaşı istifinden oluşur. Birimin pek çok seviyesinde çört yumruları gözlenir. Bazı seviyelerde kalsitürbitid fasiyesine bazı yerlerde de resifal fasiyese yakın litolojiler sunar. Bu özelliğiyle resif ilerisi karbonat fasiyesini gösterir (Günay, 1984, s:53-54).

Almacık Kalkeri'nin ofiyolitik seri ile olan kontağında ultrabazik kayalar üzerinde taban konglomerası özelliği sunmaktadır. Formasyonun alt seviyesi oksidasyon sonucu kırmızımtırak renkli olup, ince elemanlı bir görünüme sahiptir. Yer yer diyaklâzlı bir yapı sunan biriminin kalınlığı yanal ölçüde değişim göstermektedir. Karaçağıl D. mevkinde birimin kalınlığı 20 m. ile 50 m. arasında değişmektedir.

Almacık Kalkeri'ni oluşturan birimin yaşı üzerinde fikir birliği bulunmamaktadır. Atan (1969, s:53) formasyon içinde tespit ettiği *Dictyoconus sp.*, *Asterocyclina sp.* ve *Assilina cf.* gibi fosillere dayanarak Monsien-Lütesiye, Günay (1984, s:55) formasyon içinde tespit ettiği *Glomalvealina Velascoensis*, *Nummulites cf. Melobesia* gibi fosillere dayanarak Tanesiye-Lütesiye, Boulton et al. (2007, s:172) Paleosen-Eosen yaşını vermiştir.

Formasyon yukarıda sayılan özellikleri ile genel olarak resif önü ve resif ilerisi fasiyeslerini yansıtır (Günay, 1984, s:54).

2.1.4.Kuaterner

Havzanın çeşitli yerlerinde görülen ve genellikle akarsu çökelleri niteliğinde olan Kuatener formasyonları kil, silt, kum ve çakıl gibi ince unsurlu materyallerden oluşmaktadır. Yanal ve düşey yönde tabakalanma özelliği gösteren bu formasyonlar alttaki birimleri uyumsuz bir şekilde örtmektedir. Genellikle eğimin az olduğu yerler çökme ortamı olmakla birlikte fay ve tabaka diklilerinin etek kısmında da depolandığı görülmektedir.

Eski Alüvyon (Q2): Mevcut dere yataklarına göre yüksekte olan eski akarsu ve yamaç döküntüsünden oluşan havza tabanı çökelleridir. Kaledibi mah. ve çevresinde yaklaşık olarak 0,6 km² yayılış alanına sahip olan bu formasyonlar seki dolgularını oluşturmaktadır. Serbest çakıl ve kum litolojisinin hâkim olduğu bu kesimlerde yer yer çamur ve siltli seviyelerine rastlanmaktadır. Bu düzeyler kısa mesafelerde yanal ve düşey olarak birbirlerine geçiş gösterirler. Her boyutta kum ve çakıllar içeren bu düzeylerde boylanma zayıf olup yer yer teknesel çapraz tabakalanmalar görülmektedir. Genellikle gri ve açık gri renklerin hâkim olduğu çakıl ve kum düzeyleri, daha yaşlı tüm birimlerin çakıllarını içermektedir. Taneler genellikle olgun, az olgun olup genelde düzgün bir tabakalanma görülmemektedir. Tutturulmamış çakıl, kum, silt ve kilden oluşur, dağ eteklerine doğru alüvyon

yelpazesi, ova kesimine doğru da akarsu çökelleri olarak depolanmıştır. Bu çökeller erken Pleistosen yaşlı formasyonların çökelişini durduran, nehir ve derelerin daha da derine kazmasına neden olan olaylara bağlı olarak gelişmiştir. Olasılıkla geç Pliosen-Pleistosen yaşındadır.

Yeni Alüvyon (Qal): Akarsuların Değirmendere Havzası'nda bünyelerinde getirdiği sedimentleri, taşıma gücünün azalmasına bağlı olarak Alan yaylasında, Kaledibi mevkisinden itibaren Derebanı Dere'nin Değirmendere ile birleştiği saha arasındaki vadi tabanında ve İskenderun Körfezi'nde biriktirdiği unsurlardır. Genellikle eğimin azaldığı alanlara karşılık gelen bu sahalardaki akarsuların getirdiği malzemeler çakıllı, köşeli ve ince unsurlu malzemelerden oluşan en genç birimlerdir. Bu birimler genellikle çalışma alanının doğu ve batı kesiminde görülmektedir ve havza içerisinde yaklaşık olarak 4,5 km²'lik bir alan kaplamaktadır.

Yamaç Molozu (Qy): Koltukkayası'nın güneybatı yamacı ve Alan yaylada ova kenarında fay sarplıkları boyunca ve yüksek eğimli duyarsız yamaçlarda gelişen değişken boyuttaki çakıl ve blok yığılımlarıdır. Havza içerisinde yaklaşık olarak 0,2 km² alan kaplayan bu formasyonlar geliştikleri alana bağlı olarak kayaç türleri gelişmekle birlikte kendisinden yaşlı tüm birimleri uyumsuzlukla örtmekte ve yanal yönde mercekleşmektedir.

2.2. Havzanın Tektonik Özellikleri

Amanos Dağları bulunduğu konum itibarı ile Afrika ve Avrasya Levhaları çarpışmasının son evresini yansıtır ve daha küçük Anadolu, Arap ve Sina Levhalar'ın kontak noktasında bulunur (Mckenzie, 1972, s:112; Lyberis et al. 1992, s:7; Ergün vd, 1995, s:73; Tarı et al, 2014, s:18) ve bu levhaların göreceli hareketlerinin izlerini yansıtır (Şekil 5). Yapı, yukarıda sözü edilen levhaların sınırını oluşturan Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) ile Ölü Deniz Fay Zonu (ÖDFZ) sistemlerinin kesiştiği bir noktada yer almaktadır (Över et al. 2004a, s:3867). Bu nedenle havzayı denetleyen tektonik stiller Amanoslar'ın yapısal durumunu da etkileyerek gerek morfotektonik, gerekse tektonostragrafik açıdan oldukça karmaşık bir yapıya dönüştürmüştür. Bu bakımdan Amanoslar paleo ve aktif tektoniğin izlerini yansıtmasından dolayı birçok bilim insanının dikkatini çekmiş ve araştırma yapmalarına zemin hazırlamıştır. Farklı disiplinlerce sahada araştırma yapan bilim insanları Amanosları tektonik ve tektonostragrafik açıdan farklı yorumlanmasına ve

birbirinden farklı terminolojiler verilmesine neden olmuştur. Bu durumu kısaca belirtmek gerekirse:

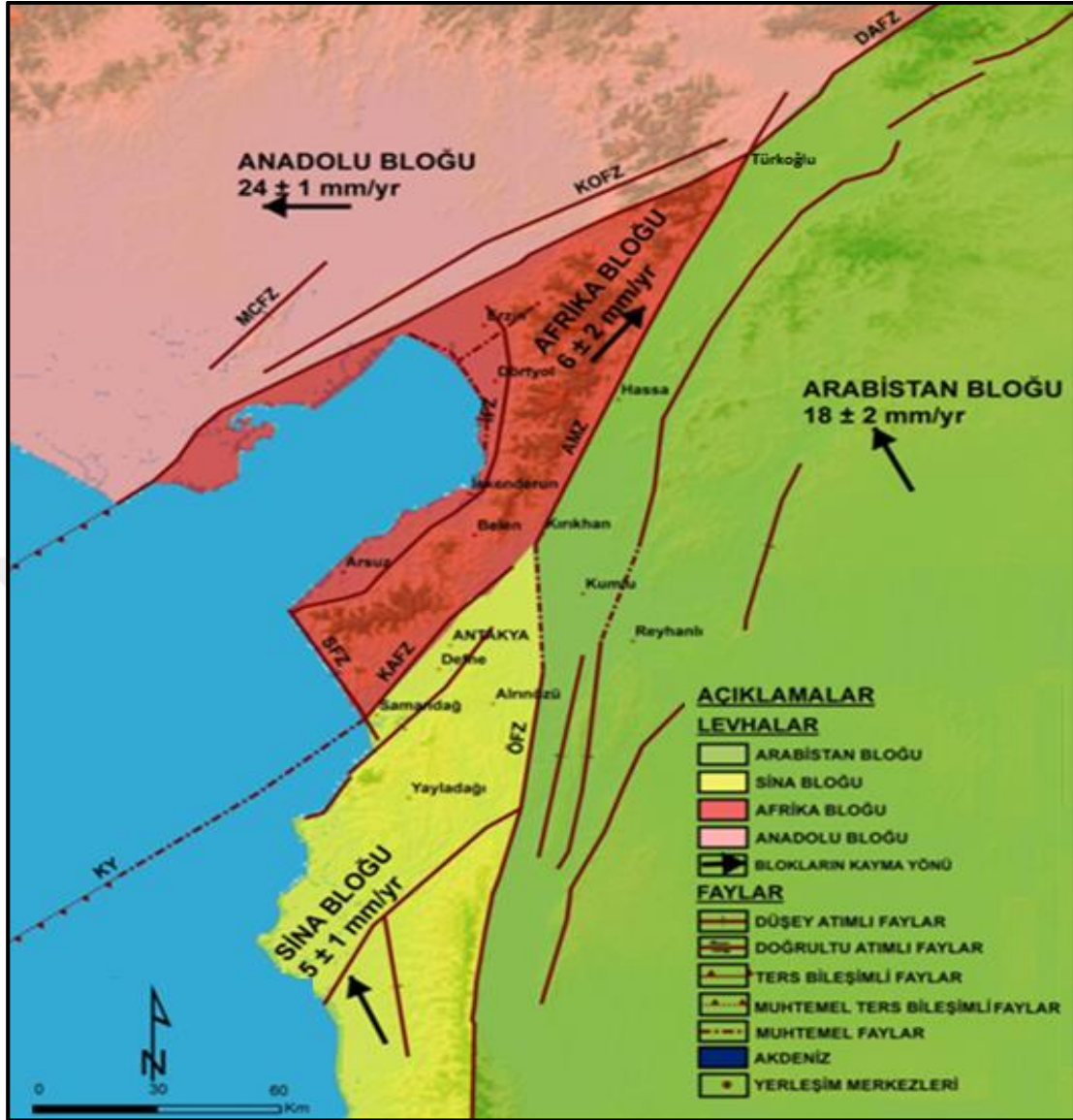
Ketin (1960) 1/2.500.000 ölçekli Türkiye tektonik haritası hakkında yaptığı açıklamada Amanosları Alp Orojenezine ait tektonik katlar içerisinde Alt Katın Üst Katı (A1²) olarak ele almıştır.

Ketin (1965a) Anadolu'nun tektonik birlikleri hakkında yaptığı çalışmada Türkiye'yi Pontidler, Anatolidler, Toridler ve Kenar Kıvrımlar olarak dört kısma ayırmış Amanosları Toridler kısmında değerlendirmiştir.

Tolun ve Pamir (1975) 1/500.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası Hatay paftasında Amanosları stragrafik bakımından hem Toroslar'ın, hem de Gaziantep-Adıyaman ön çukurunun özelliğini yansıtan Orojenik Fliş Zonu olarak değerlendirmişlerdir.

Altınlı (1978) Amanosları ve Anadolu'nun Levha tektoniği ile ilişkisini açıklarken Türkiye'yi Pontidler, Anatolidler, Toridler, Zagridler ve Kenar Kıvrımlar olarak beş tektonik birime ayırmış ve Amanosları Toroslar sisteminin dış yayı olduğunu belirtmiştir.

Hüsing, et al. (2009) Amanoslar ve çevresinin Arap Levhası'nın Kretase'den itibaren aralıklı olarak kuzeydeki Anadolu Levhası'na bindirmesiyle Güneydoğu Toroslar'ın güneyinde oluşmuş bir önülke (foreland) özelliği yansıttığını belirtmiştir.



Şekil 5:Çalışma Sahası ve Çevresinin Tektonik Haritası (Dewey et al. 1986, s:25; Yürür ve Chorowicz, 1998, s:3; McClusky et al., 2000, s:127-132; Över et al., 2001, s:2; Toprak et al., 2002, s:12; Adıyaman ve Chorowicz, 2002, s:331; McClusky et al., 2003, s:5697; Westaway, 2004, s:223; Seyrek et al., 2008, s:323; Karabacak et al., 2010, s:173; Tari et al., 2014, s:50'den faydalanılmıştır. Kısaltmalar: ÖFZ-Ölü Deniz Fay Zonu, DAFZ-Doğu Anadolu Fay Zonu, AMZ-Amanos Fay Zonu, İFZ-İskenderun Fay Zonu, SFZ-Samandağ Fay Zonu, KAFZ-Kıbrıs Antakya Fay Zonu, KY-Kıbrıs Yayı, KOFZ-Karataş Osmaniye Fay Zonu, MCZF-Misis Ceyhan Fay Zonu)

Amanos Dağları'nın da yer aldığı Kuzey Arap Platformu'nda mikro kıtaların yığılması ve çarpışmasının günümüzden yaklaşık olarak 620 my. önce başladığını ve Geç Prekambriyen transpresiyonel olayları yansıttığı belirtilmektedir (Güncüoğlu ve Kozlu, 2000, s:317). Geç Prekambriyen-Erken Kambriyen boyunca kuzeybatı Gondvana perikratonik kenarı tansiyonel ve kompresiyonel hareketlerden dolayı yay ardı riftleşme meydana gelmiş ve parçalanmıştır (Güncüoğlu ve Kozlu, 2000. s:319).

Gondvana kıtasında Afrika Plakası'nın kuzeydoğu kenarı boyunca kıtasal yenilmenin yaklaşık 620-580 my. öncesinde başladığı, kıta içi gerilmelerin 600-500 my. arasındaki dönemde geliştiği ve akabinde Prekambriyen'de gelişen gerilme süreci Sina yarım adasında üçlü riftleşme ile sonuçlanmıştır (Tolluoğlu ve Sümer, 1995, s:4).

Amanoslar'ın temelini oluşturan Prekambriyen yaşlı Telbesmi Formasyonu genel olarak metakumtaşı, metasilttaşı, metaşeyl ve metavolkanik ara katkıları içermektedir. Formasyonun alt düzeyindeki litolojik özellikler Geç Pan-Afrikan'da etkili olan Kimerian yay volkanizması ile ilişkili volkanik beslenmeden kaynaklanan melanjlaşmayı (Şengör, 1981, s:220), üst kısmı ise sığ denizel ortamdaki alüvyal fan ve flüvyal depolanmayı yansıtır (Bozdoğan vd., 1996, s:49). Alt Kambriyen'de Telbesmi Formasyonu üzerine konkordan geçişli Sadan Formasyonu'nun alt kısmı kıta içi sığ denizel ortamı, orta kısmı türbidit gel-git kıyı akıntılarını, üst kısmı ise regresif eolian bir ortama geçişi temsil etmektedir (Bozdoğan vd., 1996, s:49).

Amanos Dağları'ndaki Paleozoik'e ait jeotektonik veriler, Arabistan Levhası'nın Algonkien'den Devoniyen'e kadar birçok kez transgresyon ve regresyon olaylarının yaşandığını göstermektedir. Silüriyen sonu ile Devoniyen öncesinde kıvrımlanarak kara haline gelen saha Devoniyen'de tekrar transgresyona uğrayarak düzensiz haldeki paleo topografya sedimentler ile örtülerek maskelenmiştir. Devonien'e kadar derin çökeltme havzası niteliğinde olan Amanoslar Devoniyen regresyonu sonrasında yükselmiş ve Paleozoik sonuna kadar karasal ortam yaşamıştır (Tolun ve Pamir, 1975, s:37; Yalçın, 1980a, s:34; Önalın, 1986, s:62). Birbiri ardınca meydana gelen regresyon ve transgresyon olaylarına deniz dibinin tektonik (epirojenik) hareketlere bağlı olarak dikey ve yatay yöndeki osilasyonları neden olduğu belirtilmiştir (Atan, 1969, s:75; Yılmaz, 1984, s:516).

Triyas döneminde yeni bir transgresyonun bir riftleşme dönemi ile başladığı volkanizma ve kırmızı ince kırıntılı silt, şeyl-çamurtaşı gibi çökel istifinden anlaşılmaktadır. Bu durum sadece Kuzey Amanos bölgesinde görülmektedir. Orta Amanoslar bu dönemde faylanma kontrolünde kıta içine doğru hızla kaba çökellerin depolandığı bir alan halindedir. Güney Amanoslar ise riftin güney ve güneydoğu kesiminde yer alan grabenin omuz bölgelerini temsil etmektedir (Yılmaz, 1984,

s:516-517). Triyas döneminde giderek açılan rift sistemi sığ bir denizle kaplanarak Mezozoik sonuna kadar karbonat çökelişi sürmüştür. Bu karbonat çökelişi Kampaniyen sonunda kıvrımlanarak kara haline gelene kadar devam etmiştir (Yalçın, 1980a, s:34). Kampaniyen'den itibaren bölgenin sedimantasyonunda önemli değişiklikler meydana gelmiştir. Amanoslar'da regresif serilerin yanında pelajik çökellerin de bulunması Alpin hareketlerin orojenik zonda çok kuvvetli olarak kendini hissettirdiğinin kanıtı olarak gösterilmiştir (Tolun ve Pamir, 1975, s: 38).

Arap Levhası'nın Anadolu Levhası'na çarpışması ile başlayan kuzey-güney yönlü kompresyonel rejim Neo-Tetis'in kapanmasına ve allokon birimlerin bölgeye obduksiyon hareketleri ile taşınmasına neden olmuştur. Literatürde Neo-Tetis'in varlığı ve kapanışı ile ilgili tartışmalar yer almaktadır. Bazı araştırmacılara göre (Ricou, 1980, s:116; Şengün, 2006, s:9) Neo-Tetis'in kuzey kolunun asla var olmadığını onun yerine var olan okyanusun Tetis'e ait olduğu belirtilmektedir. Bölgede yer alan ofiyolitik serilerin kuzeydeki Pontid kıtası ile güneydeki Arap kıtası arasında yer alan tek bir okyanusal kıtadan türetildiğini ve Tetis'in kapanmasıyla ofiyolitik serilerin Anatolid ve Torid platformunu aşarak kuzeyden güneye Arap Levhası'nın Mezozoik yaşlı karbonat platformunun üzerine aktarıldığını belirtmektedirler. Bazı araştırmacılara göre ise de (Kozlu vd. 1990, s:393, Görür vd. 1983, s:16; Şengör ve Yılmaz, 1981, s:182; Tarhan, 1985, s:107; Meriç vd. 2000, s:86; Kaymakçı et al. 2010, s:410) Mesozozik'te Neo-Tetis'in Türkiye'de en az iki kolu ile temsil edildiği vurgulanmaktadır.

Üst Kretase'de pasif kıta kenarı karbonat platformu özelliğinde olan Amanoslar bölgesinde obduksiyon hareketleri ile kademeli olarak ilk (genç) ofiyolitik bindirmeler yerleşmiştir (Dilek et al., 1991, s:487; Dilek ve Delaloye, 1992,s:21; Bağcı et al., 2005, s:71; Bağcı et al., 2007, s:63). Üst Kretase sonu ofiyolitik bindirmeleri tabandaki karbonat platformunu dilimlemiş ve onu Paleozoik tabandan sıyrarak kıvrımış ve reyonel kıvrımların gelişmesine neden olmuştur. Bu dönemde Amanoslar tipik bir önülke şaryaj ve kıvrım kuşağı halini almıştır. Ofiyolitik serinin yerleşmesinden hemen sonra denizel ortamın hâkim olduğu Orta-Güney Amanoslar ve çevresi yükselerek kara halini almıştır. Bu yükselme özellikle fay kontrolünde gelişmiştir (Yılmaz, 1984, s:519). Amanoslar bölgesine yerleşen ofiyolitik tabanında

ofiyolitik bir melanjdan dilimleri de beraberinde sürükleyerek getirmiştir. Ayrıca bu melanj, karbonat istiflerini sırtında bölgeye yerleştirmiştir. Melanjlanma ofiyolitin ilerlediği kesimlerde okyanusal ortamda bir dalma-batma olayı sonucu bir ada yayının geliştiğine işaret etmektedir. Kuzeye doğru olduğu düşünülen bu dalma-batma olayının Maaestriyen sonuna kadar devam ettiği belirtilmektedir (Oğlakçı vd., 2009, s:223).

Üst Kretase sonunda Kuzey Amanoslar'ın kuzeyinde kıta-yay çarpışması meydana gelmiştir. Bunun sonucunda Amanoslar'ın kuzey kesiminde var olan okyanusal ortam yok olmuş ancak buradan batıya doğru varlığını koruyabilmiştir. Bu kompresif deformasyon sonucunda bölge önce kıvrımlanmış, sonra Paleozoik temelden itibaren dilimlenerek kısalıp kalınlaşmıştır. Kıvrılma Amanos antiklinalini ve onun kanatlarında birçok küçük kıvrımı geliştirip büyük bir antiklinoryum oluşturmuştur. Kuzey-güney yönlü kompresif stres etkisinde Amanoslar kısalıp kalınlaşma ile kuvveti daha fazla karşılayamayacak duruma gelince kompresif stresin neden olduğu sinistral makaslanma sol yanal atımlı Türkoğlu-Haruniye, İslahıye-Erzin ve Güvenç-Değirmendere Fayları'nın oluşmasını sağlamıştır. Belirtilen bu fayların neden olduğu sinistral makaslanma hareketi tüm Amanosları saatin tersi yönündeki harekete zorlamış ve ana transform sisteme uygun olarak bütün bölgeyi deforme etmiştir (Yılmaz, 1984, s:527-528).

Üst Kretase'de Amanoslar bölgesine ikinci ofiyolit yerleşmesi görülmektedir. Bu yerleşme ofiyoliti kendi içinde dilimlerken, sırtındaki çökellerinde ofiyolit üzerinde kayarak hareket etmesine yol açmış ve bazı kesimlerde ofiyolit kendi içine bu çökellerden tektonik dilimler almıştır. Kuzeybatı-güneydoğu yönünde olan bu itilme kuvvetinin neden olduğu sıkışma, yanal atımlı fay zonlarının kontrolünde gelişmiştir (Yılmaz, 1984, s:528).

Paleosen transgresyonu sonucu Üst Kretase yaşlı ofiyolitlerin büyük bir kısmı örten deniz Lütesiyen sonuna kadar bol foraminiferli trasgresif kalkerlerin çökmesine neden olmuştur. Prenek tektonik fazı ile regresyon sonucu sahayı istila eden deniz çekilmiş ve Amanoslar Miosen'e kadar karasal bir aşınma safhasına girmiştir (Aslaner, 1973, s:64). Bu nedenle sahamızda Paleosen'den Miyosen'e kadar çökelen formasyonlar sınırlı bir alan kaplamaktadır.

Erken Kretase'den Orta Miyosen'e kadar kuzeye doğru subdüksiyon zonu ile tüketilen Tetis Okyanusu (Dewey et al. 1973, s:3173) Geç Miyosen'de Bitlis bindirme kuşağında kıta-kıta çarpışması sonucu tamamen ortadan kaldırılarak kapanmıştır (Dewey et al. 1986, s: 14). Bu kapanma olayına bütün Anadolu'da izleri görülen Langien sıkışması neden olmuştur (Korkmaz, 2001, s:79). Paleosen'den itibaren Neo-Tetis'in kapanmasına neden olan Arap ve Avrasya Levhaları arasında yaşanan subdüksiyon olayının Paleosen'de yıllık yaklaşık olarak 31 mm olduğunu ve Miyosen'de bu değerinin yıllık yaklaşık olarak 18 mm'ye düştüğünü paleomanyetik sonuçlar ile ortaya konmuştur (Mcquarrie et al. 2003, s:3).

Savik transgresyon fazı ile tekrar sular altında kalan Amanoslar'ın büyük bir kısmı, Steirik fazına kadar deniz altında kalmış ve bu faz ile denizel ortam güneye doğru çekilmiştir (Aslaner, 1973, s:64). Bunun sonucunda denizel ortamda çökelen taransgresif seriler alttaki formasyonları açılı diskordans ile örtmüştür.

Avrasya ve Arabistan Levhaları'nın Bitlis-Zagros kuşağında nihai çarpışmasının gerçekleştiği Orta Miyosen döneminden sonra Anadolu mikro kıtası şekillenerek, Kuzey ve Doğu Anadolu Transfrom Fayları'nın oluşmasına neden olmuş ve bu transfrom faylar boyunca batıya doğru itilmeye (Şengör, 1980: 31; Şengör ve Yılmaz, 1983: 53, Piper et al. 2008, s:3) veya Ege subdüksiyon zonu ile çekilmeye başlamıştır (Rebai et al. 1992, s:129). Ayrıca Türkiye tektoniğinde önemli bir yeri olan bu dönemde güneyden kuzey yönünde Ölü Deniz Fay sistemi de gelişmiştir. Bu dönemde Doğu Anadolu Fayı ile Ölü Deniz Fayı arasında Amanos Dağları doğusunda Hatay ve Kahramanmaraş arasında N27°E yönlü tektonik bir depresyonun gelişmeye başlamasının (Yılmaz, 1984: 387; Perinçek ve Eren, 1990, s:181) yanında batı ve güneybatı yönünde Adana-Kilikya (İskenderun) Neojen çanağı da gelişmeye başlamıştır (Yılmaz, 1984, s:531). Fakat Mülazımoğlu (1979, s:262) havzanın Oligesen'den itibaren geliştiğini belirtmektedir. Adana-Kilikya (İskenderun) Çanağı, Bitlis-Zagros bindirme kuşağı boyunca kıta-kıta çarpışmasının doğurduğu kompresyonel rejimin Doğu Anadolu Fay Zonu'nda yanal atımlarla dengelenmeye çalışması ve akabinde Doğu Anadolu Fay Zonu'nun güney ucunda pull-apart hareketlerin yaşanmasının sonucudur (Şengör ve Yılmaz, 1981: s:227; Dewey et al. 1986, s:24; Ergün vd. 1995, s:77; Demirel, 1995, s:48). Bunlara ek

olarak havzanın pull-apart hareketler ile gelişmesinde Karataş-Osmaniye Fay Zonu ile Kıbrıs Yayının etkisi de bulunmaktadır (Gürsoy et al. 2003, s:4). Bu tektonik olayların sonucunda körfezinin bulunduğu alan asimetrik bir graben özelliği kazanarak fay düzlemleri boyunca çökmeye başlamıştır (Pralle, 1994, s:94). Mülazımoğlu İskenderun çöküntü alanını Alp Orojenezi sonucu epirojenik hareketler ile meydana geldiğini ve Torid'lerin dış kıvrımları arasında yer alan kıvrımlar arası Neojen çöküntü havzasının bir parçası olduğunu belirtmektedir (Mülazımoğlu, 1979, s:299-230).

Amanoslar ile İskenderun Körfezi arasında Orta Miyosen'den sonra İskenderun Fayı boyunca +2000 metreye varan yükselme, İskenderun Körfezi tabanında ise -3000 metre alçalma yaşanmıştır. Amanoslar ile İskenderun Körfezi arasında toplam atımı 5000 metreyi bulan bu fayın Orta-Üst Miyosen arasında 1500 metre, Messiniyen-Pliosen arasında 2500 metre ve Pliosen-Holosen arasında 1000 metrelik atım yaptığı ifade edilmektedir (Erol, 1990, s:376-377). Aşınım ve izostatik denge arasında yapılan modelleme sonucunda Amanoslar'ın Geç Senozoik (3,7 Ma)'den itibaren yıllık ortalama $0.25-0.40 \text{ mm a}^{-1}$ yükselerek günümüzdeki yükseltisine (2300 m) ulaştığı belirtilmektedir (Seyrek et al. 2008, s:352).

Burdigaliyen sırasında Afrika ve Avrasya kıtalarının Ortadoğu boyunca birleşmesi ile Akdeniz ve Atlantik arasındaki bağlantı kesilmiştir. Geç Miyosen'de Cebelitarık Boğazı'nda bir eşik gelişerek Afrika ile Avrupa arasındaki son açıklık olan Betik ve Rif geçitleri kapanmıştır. Bu olaylara bağlı olarak Akdeniz'e su getiriminin kalmaması sonucunda Akdeniz Havzası'nda Messiniyen krizi başlamış ve kapanmayla yaşıt olarak 1000-1500 m. civarında jips, anhidrit ve kaya tuzundan oluşan evaporitler çökelmiştir. Erken Pliosen'de Cebelitarık Boğazı'nın açılıp, Atlantik'e ait suların Akdeniz'le tekrar birleşmesi ile Akdeniz Havzası'nda bir transgresyon süreci yaşanmıştır (Hsü et al, 1973, s:243; 1977, s:400). Bu olay sonucunda körfezinin bulunduğu alan tekrar sular altında kalarak birikim süreçleri egemen olmuştur.

Erken Pliosen'de sahada tekrar etkisini gösteren kompresyonel rejim İskenderun çanağında biriken evaporit tabakaların hareket etmesine neden olmuş ve evaporitlerin diapirik sokulumları sonucu çanakta yeni faylar oluşmuştur. Ayrıca

oluşan bu yeni faylar körfez tabanı ve çevresinde var olan eski fayların yeniden hareket etmesine neden olarak lirstik fayların aktifleşmesini sağlamıştır. Bunun sonucunda Amanoslar ve çevresi belirtilen bu faylar ile yükselerek günümüzdeki yükseltisini kazanmıştır (Pralle, 1994, s:130). Tortoniyen öncesi havza tabanında yükselmeye başlayan Misis-Andırın kuşağı, Miyosen sonu Pliosen başında (Erol, 1990, s:375) Yumurtalık bindirme hattı boyunca İskenderun basenin istifleri üzerine itilmiş ve bunun sonucunda Misis-Andırın kuşağı boyunca İskenderun Havzası Adana-Kilikya Havzası'ndan ayrılarak bugünkü şeklini almıştır.

Rodinik fazı ile tekrar yaşanan transgresyon denizin batı yönlü ilerlemesine neden olmuştur. Transgresyon sonucu İskenderun ve çevresinde yer alan vadilerin ağız kısımları sular altında kalmış, Pliosen yaşlı kötü boylanmış detritik malzemelerin birikmesini sağlamıştır. Pliosen sonunda yeniden yaşanan regresyon sonucu batıya çekilen deniz bu durumunu az çok muhafaza etmiştir (Aslaner, 1973, s:64).

Devam eden kompresif hareketler sonucu Geç Pleistosen'den beri İskenderun Körfezi'nde yıllık ortalama dikey 0.5-1.5 cm. mertebesinde bir yükselmenin olduğu ve böylece Geç Pleistosen günümüze kadar yaklaşık olarak 100 m. toplam dikey yükselmenin meydana geldiği belirtilmektedir (Koral et al. 2001, s:962). Bu nedenle taban seviyesinde meydana gelen değişimlerden dolayı akarsular araziye derin bir şekilde aşındırarak parçalamıştır.

Plio-Kuaterner'de devam eden etkin gerilme sistemi doğrultu atımlı rejimden açılma rejiminin devam ettiğini göstermektedir. Bu rejimler bir yandan eski fayları harekete geçirirken diğer bir yandan ise KD-GB yönlü yeni fayların gelişmesini sağlamıştır (Över et al. 2001, s:12). Ayrıca stres değişiminin doğurduğu yapıların gelişimi genç volkanik aktivitelere neden olmuştur (Yürür ve Chorowicz, 1998, s:9). Bunun sonucunda Amanoslar'ın doğu kısmında üst astonosferden türemiş zengin alkali olivin karakterindeki magma graben sahasına doğru yüzeysel akışa geçerek bazik karakter kazanmıştır (Parlak et al., 1998, s:60). Volkanik malzemeler üzerinde yapılan radyometrik çalışmalar incelendiğinde 0.05 Ma ile 2.2 Ma arasında olduğu görülmektedir (Parlak et al., 1998, s:60; Rojay et al., 2001, s:10; Toprak vd., 2002, s:46; Yurtmen et al., 2002, s:237). Radyometrik yaşlandırma sonucu elde edilen bir

birinden farklı tarihlendirmeler Amanosların doğu kısmında meydana volkanik faaliyetlerin tek bir evrenin eseri olmadığını göstermektedir.

Sahayı etkileyen levhaların göreceli hareketi 1984-1997 yılları arasında GPS ölçümlerinden elde edilen verilere göre Arabistan Levhası'nın yıllık ortalama kayma hızı 18 ± 2 mm $N25^\circ \pm 5^\circ W$ (Mcclusky et al., 2003: 133), Afrika Levhası'nın yıllık ortalama kayma hızı 6 ± 2 mm $N2^\circ \pm 4^\circ E$ ve Anadolu Levhası'nın yıllık ortalama kayma hızı 24 ± 1 mm $32.9^\circ \pm 1.2^\circ N$, $40.3^\circ \pm 1.1^\circ W$ doğru hareket ettiği görülmektedir (Mcclusky et al., 2000: 5716-5717). Bu bakımdan levhaların yıllık kayma hızları ve vektörleri değerlendirildiğinde çalışma sahasının tektonik olarak halen aktif olduğu anlaşılmaktadır.

Yukarıda ifade edilen Amanoslar'ın tektonik gelişimine bağlı olarak ortaya çıkan kıvrımlar, şaryajlar ve faylar alt başlıklar halinde ele alınıp açıklanmaya çalışılacaktır. Anlatıma öncelikli olarak en önemli ve etkin yapılara yer verilecektir.

2.2.1.Kıvrımlar

Amanoslar orojenik gelişim bakımından Toros Orojenik Kuşağının (Ketin, 1959, s:29) Alt Katın Üst Katı (A1²) içerisinde yer almaktadır (Ketin, 1960, s:2).

Orta Amanoslar bölgesinde Eğrek Dere Havzası'nda Şarklı mah. civarında Prekambriyen yaşlı Eğribucak formasyonu ile Orta Kambriyen yaşlı Eğrek formasyonu arasında kuvvetli açılal diskordans hattı mevcut olduğu belirtilmektedir diskordanslık Hüronien Orejenezine atfedilmektedir (Atan, 1969, s:73). Fakat bu iki formasyon arasında açılı bir diskordansın orojenik nedenlerle mevcut olduğunu kanıtlayacak veri olmadığı ve formasyonlar arasındaki açılal diskordansa Prekambriyen döneminde meydana gelen sınırlı bir yükselmenin neden olduğu belirtilmiştir (Ketin, 1977, s:1; Yalçın, 1980b, s:27)

Amanoslar'ın temelini oluşturan Paleozoik formasyonlar, Kaledonien ve Hersinien Orojenezini tarafından etkilenerek yayvan kıvrımların oluşmasına neden olduğu belirtilmektedir. Bu kıvrım hattı Triyas, Jura ve Kretase tabakaları tarafından transgresif ve diskordans olarak örtüldüğü ifade edilmektedir (Ketin, 1968, s:130). Bu kıvrım hattı Mekersin gediğinden Alan yaylaya giderken yol üzerinde Kambriyen yaşlı Eğribucak Formasyonu ile Triyas'ın taban konglomerası ile başlayan Aralık

Kuvarsiti arasında diskordans hattı ile stratigrafik lakünlerin varlığına atfedilmektedir (Atan, 1968, s:73). Fakat Yılmaz (1984, s:415) ve Altınlı (1978, s:54) Amanos antiklinalin tanındığı Paleozoik istifteki bu eksiklikleri çökelmezlik veya aşındırma sonucunda gelişmiş olmakla birlikte Mezozoik istifin tabanı ile Paleozoik çökellerinin konumlarının birbiriyle uyumlu olduğunu ve bu birimlerin konumlarının bozulmamış olduğunu belirtmektedirler. Paleozoik istiftedeki diskordans ve eksikliklerin epirojenik kökenli düşey salınımların neden olduğunu ve bölgede Mezozoik öncesinde bölgesel kıvrımlanma vb. gibi konum bozukluğunu oluşturacak bir deformasyon fazının gelişmediğini ve Paleozoik formasyonlarında oluşan kıvrımların bölgeye Üst Kretase döneminde yerleşen ofiyolitik serilerin neden olduğunu vurgulamaktadırlar. Yapılan bu açıklamalardan hareketle Amanoslar'ın Paleozoik temeldeki kıvrımına neden olan olayları değerlendirdiğimiz takdirde Alpin dönemde meydana gelen ofiyolitik bindirmelerin orojenik fazlarının gelişmesine neden olduğu anlaşılmaktadır.

Amanos antiklinalinde üstte birinci ofiyolitik olmak üzere altındaki tüm birimlerde kıvrımlanma meydana gelmiştir. Kıvrımlanmanın yanı sıra bölgede ofiyolitte, ofiyolit ile karbonat çökeli arasında ve karbonat istifinin içinde birçok yapısal öge gelişmiştir. Bu yapısal öğelerdeki kıvrımların çoğu doğu ve güneydoğu yönünde devriktirler. Değirmendere Havzası'nın hemen doğusundaki Şarklı mah. civarındaki tespit edilen kıvrım bunun en iyi örneğidir. Mezozoik istifindeki bazı kıvrımlar disharmonik kıvrım türünde gelişmiş olup üst birimlere doğru çıkıldıkça izleri kaybolmaktadır. Çekirdekteki ince katmanlı karbonatlar sık, yilankavi ve kapalı kıvrılmış daha dışta dayanımlı katmanlar arasında ise kıvrımlanma daha geniş ve seyrek gelişmiştir. Bunun sonucu olarak katman kalınlığının değişim gösterdiği kesimde üst birimler kıvrımlanmış, alt kesim üzerinde ondan daha bağımsız hareket geçirebilmiş ve sonuçta katmanlar arasında diskordans varmış gibi aldatıcı bir ilişki meydana gelmiştir (Yılmaz, 1984, s:416).

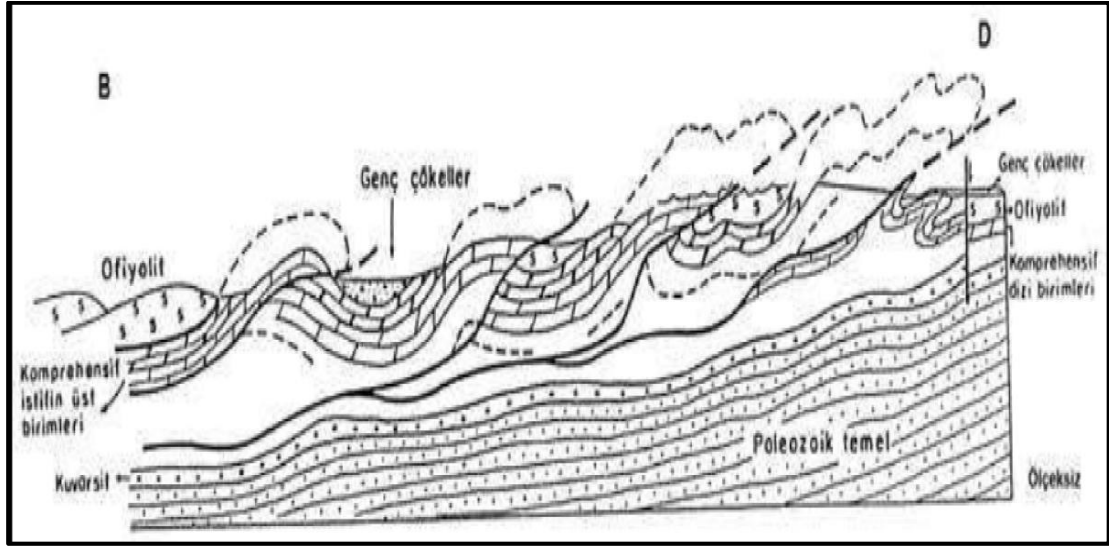
Amanoslar'ın orta kesiminde antiklinalin yapısı Kırıkhan başlayarak Türkoğlu'na kadar hemen hemen sürekli olarak oldukça iyi gözlenmektedir. Devamlı ve büyük kıvrım yapısı yaklaşık N-S gidişli olup dağ kuşağının doğu kenarında yer alır ve onun genel yapısına gidişi ile uyumludur. Kıvrım dağ kuşağının doğu

kenarında yer aldığı için dağın batı kanatta kalan kesimi doğu kanatta kalan kesime nazaran daha geniştir. Dağın doğu kesiminde antiklinal kapanımı kıvrım eksenine göre az çok paralel olarak aşındırıldığından çekirdek birimleri yüzlek vermektedir. Antiklinal güneyde Saylak dolayında kuzey alanlara nazaran daha kapalı olup 50-60° ulaşmaktadır. Antiklinalin bu kesiminde eğimi batı kanatta yaklaşık 30°, doğu kanatta ise 45° civarında olduğundan dolayı asimetrik bir görünüm arz eder. Eksen düzlemi güneyde İslâhiye dolayına kadar az çok kuzey-güney gidişlidir. İslâhiye'den Türkoğlu'na doğru eksen düzleminin gidişi SSW-NNE doğru değişmektedir (Yılmaz, 1984, s:412).

Antiklinal eksen gidişine dik bazı faylar ile yer yer ötelenmiş ise de Orta Amanoslar'da devamlılığı kesintisiz olarak kuzey-güney yönünde yaklaşık olarak 100 km. izlenebilmektedir. Paleozoik birimler ve Mezozoik birimler (Üst Mestriştien hariç) üzerinde yer alan ofiyolitik birimler ile birlikte yapıyı belirlemektedirler. Yapının çekirdeğinde yer alan Paleozoik birimler arasında antiklinalin kanat açıklığı 20 km. bulunmaktadır. Böylece kanatlar arasında yaklaşık olarak 20-30 km.lik bir yatay mesafede yapı izlenebilmektedir (Yılmaz, 1984, s:412).

Amanoslar antiklinalin kanatların değişik ölçekte birçok kıvrım tanınmaktadır. Bu nedenle bir antiklinoryum niteliğindedir (Şekil 6). Amanoslar antiklinali ve kanatlarındaki küçük kıvrımların eksen gidişi Alan Yayla kuzeyinde yer alan Değirmendere, Taşlık Tepe, Tatlıca Dere ve Demrek mah. boyunca doğu batı uzanımlı olan yanal atımlı faylar ile kesikliğe uğratılmıştır. Fayların güneyindeki eksenler doğu batı yönünde atılmıştır. Atım yaklaşık olarak birkaç km. civarındadır. Fayların kuzeyindeki birimler faylara yaklaşırken 100-200 m. bir zon içinde fay düzlemlerin gidişine uygun olarak aniden ENE- WSW dönmektedirler. Fayların güneyinde ise faya doğru olan ani değişim WSW' dan ENE yönünde olduğu belirtilmektedir (Yılmaz, 1984, s:413).

Kuzey Amanoslara doğru gidildikçe Alt Paleozoik yaşlı antiklinal çekirdeği bariz bir şekilde gözlenebilmektedir. Bu antiklinali oluşturan çeşitli formasyonların yönleri genellikle KKD-GGB'dır. Genel olarak kıvrım derecesi, kıvrım sıklığı ve topografyadaki düzensizlikler kuzeyden güneye doğru azalır (Özkoçak, 1993, s:54).



Şekil 6: Amanoslar'ın Strüktürel Blok Diyagramı (Yılmaz, 1984'den değiştirilerek alınmıştır)

Yapılan bütün bu açıklamalardan anlaşılacağı üzere Amanoslar'da kıvrımın Orta Amanoslar'ın kuzeyinde yaklaşık WNW-ESE, güneyinde ise yaklaşık WSW-ENE yönde etkili yatay bir kompresyonla geliştiğini göstermektedir. Bundan dolayı yaşanan kompresyonel hareketler flexural kayma kıvrımların oluşmasına neden olmuştur.

Yukarıda verilen bütün veriler değerlendirildiğinde ofiyolitik topluluğun bölgeye yerleşmesine neden olan sıkışma kuvvetinin kıvrımlanmanın yanı sıra Paleozoik taban üzerinde bir dekröşmana (tabandan sıyrılmaya) da yol açtığı görülmektedir. Bu nedenle Orta Amanoslar, Mezozoik çökel istifinin özellikleri ve üzerinde gelişmiş olan deformasyon tarzı ile bir ön ülke şaryaj ve kıvrım kuşağının jeotektonik niteliklerini yansıtmaktadır.

2.2.2.Şaryajlar

Amanoslar'ın yapısal iskeletini oluşturan olayların en önemlisi üst Kretase döneminde başlayan ofiyolitik serinin Arap karbonat platformu üzerine belirli dönemlerde obdüksiyon hareketler ile bindirmesidir. Bu ofiyolitik bindirmelerin etkisinden dolayı jeotektonik olaylar şiddetlenmiş ve ofiyolitik serinin farklı kesimlerinde şaryajlar meydana gelmiştir (Günay, 1984, s:66; Yılmaz, 1984, s:400).

İlk ofiyolitik serinin yerleşmesi sırasında bazı kesimlerde ofiyolitler karbonat istifi önüne ve arasına alarak kendi içinde itilme düzlemleri boyunca dilimlemiştir. Bu itilme düzlemleri itilmenin mekânik izlerini taşımaktadır. Bazen arada ofiyolitin yer almadığı kesimlerde, karbonat üzerinde karbonatlar ilerleyerek Paleozoik istif ile

onun üzerinde yer Mezozoik istif arasında birçok kesimde bağıl hareketler geçirmiştir. Örneğin Alan yaylanın doğusunda karbonatların tabanında, Şarklı ve Güvenç köyleri arasında Paleozoik ile Mezozoik dokunağında diferansiyel hareketin izleri görülmektedir. Bu itilme düzlemleri Mezozoik karbonatlarının diskordans düzlemi boyunca hareket etmesine neden olarak küçük ölçekli sürüme kıvrımların gelişmesini sağlamıştır. Bu kıvrımlar ondüleli (dalgalı) diskordans düzlemi üzerinde kayma sırasında gelişmiştir (Yılmaz, 1984, s:402-403).

Orta Amanoslar'da Eosen'de ikinci ofiyolit yerleşmesi ile gelişen şaryajlar üst mestriştien yerleştiğini bildiğimiz ofiyolitler ile onların üzerine çökelmiş olan Eşmişek Kireçtaşı üzerinde ilerlemişlerdir. İlk ofiyolit bölgede yaygınca serpanitle temsil edilmektedir. Bunun üzerinde ilerleyen ikinci ofiyolitler tabanda kayganlaştırıcı görev yapan bir serpanitit dilimle birlikte gelmişlerdir. Bu nedenle iki ofiyolitin dokunağında şaryajlaşma kolaylıkla gelişmiştir (Yılmaz, 1984, s:403).

Alan yayla dolayında varlığı saptanan bu şaryajlı dokunağın en bariz örneği güneyde Geyik Kayası, kuzeyde Kale Tepe arasındaki kesim arasında görülmektedir. Geyik Kayası batısında ise Değirmendere boyunca itilme düzlemi genç gravite faylar ile kesilerek kaybolmaktadır. Düşey fay birinci ofiyoliti ikinci ofiyolite karşı yükseltmiş ve her iki ofiyolitin sırtında farklı ortamlarda aynı süreçte gelişmiş olan çökel istiflerini (Eşmişek ile Cona Formasyonu) yan yana getirmiştir. Buradaki tüm birimler batıya doğru eğimli, tüm itilme ve küçük ölçekli yapılar ise doğuya varyanslıdır (Yılmaz, 1984, s:405).

Bölgeye ikinci ofiyolitin yerleşmesi sırasında, ofiyolitik serinin sırtındaki çökel birimlerinden arasına dilimler alması sonucu gelişen şaryajlar Alan yaylada Yılanlı Tepe'den Kale Tepe'ye kadar uzanan kesimde yüzlek vermektedir. Bu yüzleklerin doğusundaki serpanit ile dokunağı düşeye yakın ve milonittir. Batı dokunak ise düşük açılı bir düzlem halindedir. Olasılıkla şaryaj düzlemi daha sonra düşeye yakın faylanmışır. Düzlem kataklastik olup üstteki serpanitit itilme düzlemine uyumlu doğu batı gidişli ikincil yapılar kazanmıştır (Yılmaz, 1984, s:407).

Kızıldağ Ofiyoliti ile üzerinde hareket geçirmiş çökel istifleri arasındaki itilme düzlemi Kırıkhan batısındaki Yılanlı Mah. dolayından Değirmendere ve Pendirlik Dere'ye kadar dik bir şev boyunca kesintisiz izlenebilmektedir. Çökel istifleri ile batısındaki ofiyolitle olan dokunağı tektonik nitelikte olup bu dokunakta hareket

geçmiş alt ve üst birimler yerel olarak kataklasize uğramıştır. Bu istifin Değirmendere yakınında taban kesiminde tam güneyde ise eksik olması batı-kuzeybatıya doğru tabandan kamalandığını göstermektedir (Yılmaz, 1984, s:408).

Değirmendere Mah. kuzeybatı yamaçlarında Cona Grubu serpanitit üzerinde marn, killi kireçtaşı ardalaşması ile oturmaktadır. Serpanititle dokunak milonitik ve makaslı olup batı-güneybatı yönünde 20° eğimlidir. Buradan Pendirlik yaylaya doğru devamlılığı, düzeni ve katmanlılığı bozulmuştur. Cona Grubunun taban kesimleri bu bölgedeki genel özelliğinin dışında aşırı derecede kıvrımlıdır. Kıvrımlar devrik, kapalı, disharmonik ve küçük (1-10 m) ölçeklidir. İstifte üst düzeylere doğru kıvrım özelliği kaybolmaktadır. Yaklaşık 50 m. bir zona karşılık gelen bu kıvrımlar itilme düzleminde sürüme ile gelişmiştir. İtilmenin yönü E-ENE' ya doğrudur (Yılmaz, 1984, s:408-409).

Yapılan açıklamalardan da anlaşılacağı üzere çalışma sahası ve yakın çevresinde farklı dönemlerle ofiyolitik bindirmelerin neden olduğu kompresif stresin etkisi ile çeşitli ölçeklerde şaryajlar meydana gelmiştir.

2.2.3.Faylar

Bilindiği üzere Amanoslar Anadolu, Arabistan ve Afrika Levhaları'nın kontak noktasında bulunmaktadır. Belirtilen levhaların göreceli hareketlerinin etkisi ile kompresif stres zaman zaman şiddetlenmiş ve yapı bu stres birikimini gidermek için çeşitli ölçekte ve özellikte faylar tarafından kesilmiştir (Şekil 7). Orta Amanoslar'ın ve İskenderun Körfezi'nin şekillenmesinde etkili olan fayların başlıcalarını ele almak gerekirse kısaca aşağıdaki paragraflarda belirtildiği gibidir.

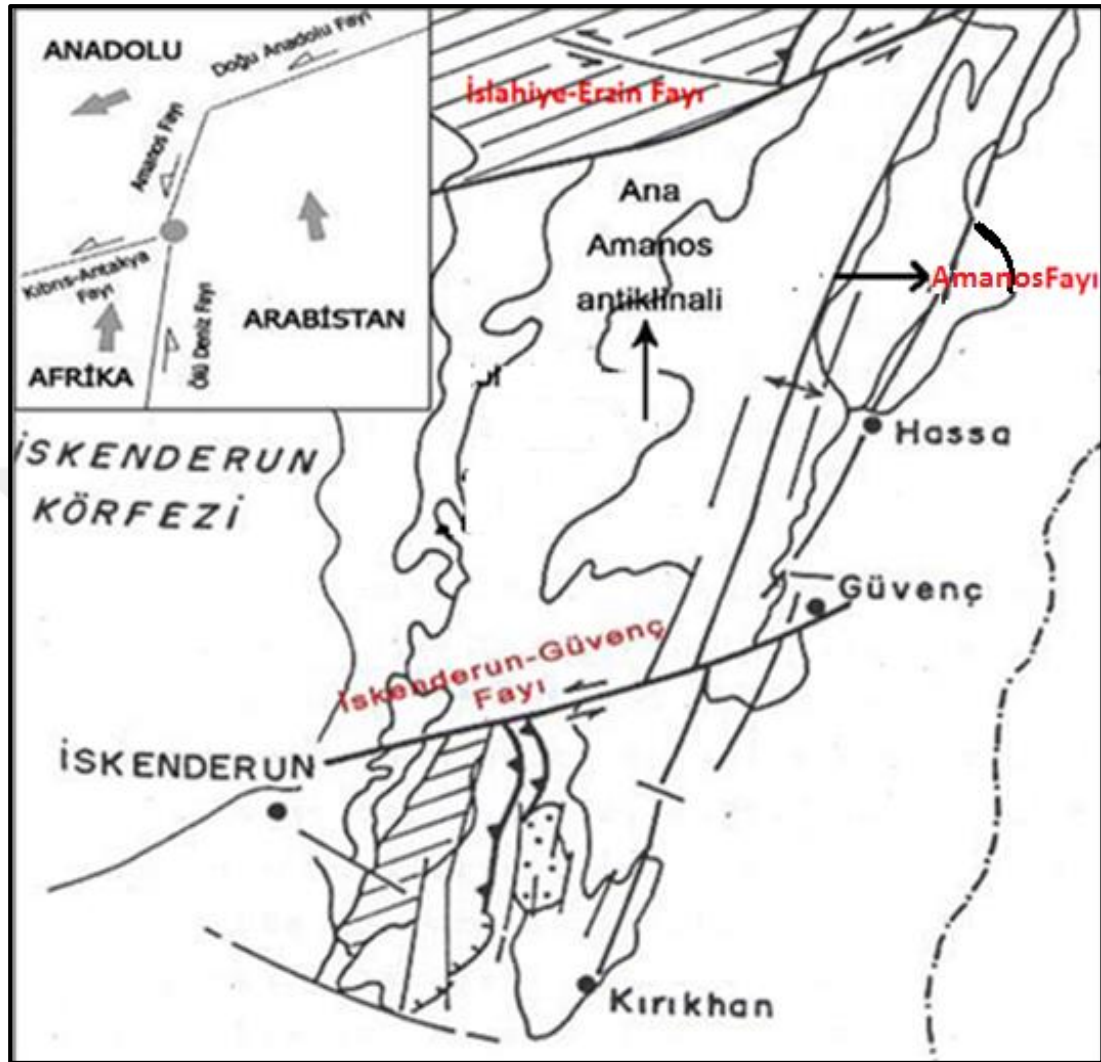
Amanos Fay Zonu: Amanoslar'ın doğu yamacını şekillendiren fayların hangi fay sistemine ait olduğu hakkında literatürde oldukça fazla tartışma bulunmaktadır. Yılmaz (1984, s:387), Günay (1984, s:73), Gülen vd. (1987, s:322), Westaway (2003, :41), Akyüz et al. (2006, s:290), Seyrek et al. (2008, s:325) ile Karabacak ve Altunel (2013, s:287) Amanos Dağının doğu yamacını oluşturan fayları Ölü Deniz Fay Zonu'nun uzantısı olarak kabul etmektedirler. Bu doğrultudan hareketle Tatar et al. (2004, s:20) Ölü Deniz Fay Zonu'nun 36,5° enleminden itibaren üç kola ayrılarak devam ettiğini savunmaktadır. Altunel et al. (2009, s:1319) ile Karabacak et al. (2010, s:182) Ölü Deniz Fay Zonu'nun en az bir kolunun Kırıkhan'a kadar ulaştığını belirtmektedirler. Öte yandan Arpat ve Şaroğlu (1972, s:48; 1975, s:93), Perinçek ve

Eren (1990, s:191) Öztemir vd. (2000, s:88), Över et al. (2004, s:96) ile İmamoğlu ve Çetin (2007, s:95) Amanosları doğudan sınırlayan fayının Doğu Anadolu Fayı'nın güneybatı uzantısı olduğunu ifade etmektedirler. Rojay et al. (2001, s:3) ve Toprak vd. (2002, s:52) ise bölgedeki fayların Ölü Deniz Fay Zonu ile Doğu Anadolu Fay Zonu arasında bağlantıyı sağlayan faylar olduğunu belirtmektedirler. Açıklamalardan da anlaşılacağı üzere hangi görüşün doğru olduğu konusu henüz netlik kazanmış değildir. Ayrıca yapılan çalışmalara bakıldığında Amanoslar'ın doğu yamacını şekillendiren fayların karakteri hakkında da görüş birliği bulunmamaktadır. Yukarıda ifade edilen yazarlar Amanosların doğu yamacını şekillendiren fayın sol yönlü doğrultu atımlı normal bileşene sahip olduğunu belirtmelerine karşın Lyberis et al. (1992, s:13) ile Adıyaman ve Chorowicz (2002, s:335) Amanoslar'ın doğu yamacını şekillendiren fayın sol yönlü doğrultu atım göstermesine katılmakla birlikte ters bilişime sahip olduğunu belirtmektedirler.

Yukarı yapılan açıklamalardan sonra Amanoslar'ın doğu yamacını şekillendiren Amanos Fay Zonu'nun Kırıkhan-Fevzipaşa arasında kalan segmenti ele alınmıştır.

Kırıkhan-Fevzipaşa segmenti Orta Amanoslar'ın doğudan ana graben sistemi ile sınırlandığı kesimde görülen fayları içermektedir. Amanoslar yükselimini belirleyen bu faylar neotektonik dönemde gelişmeye başlayıp devamlı ve düzenli, düşey veya yüksek açılı birkaç ana fay ile onlara paralel dar bir kuşakta görülen daha küçük faylardan oluşan bir sistem halindedir. Orta Amanosları doğudan sınırlayan bu faylar Kızıldeniz Fay Sistemi'nin kuzeye olan bir devamı niteliğinde olup, Maraş-Türkoğlu arasında kuzeydoğu-güneybatı yönünde izlenen Doğu Anadolu Fay Sistemi'ne kavuşmaktadır (Yılmaz, 1984, s:459). Amanosları doğudan sınırlayan fayların uzanışı N10°-E50° yönündedir. Bu fay zonundaki ana segmentlerin yönü N17°-24°E'dur. Ana fayların dalımı genellikle 65° ile 90° doğuya doğrudur (Rojay et al. 2001, s:11, Toprak vd., 2003, s:33). Neotektonik dönemden itibaren fay zonu üzerinde yaklaşık olarak 45-50 km. arasında yanal atım tespit edilmiştir (Westaway, 2003, s:24; 2004, s:205). Bu atımın yaklaşık olarak 7.9±0.3 km. kadarı Pliosen'den sonra meydana gelmiştir (Karabacak et al. 2010, s:117). Yine aynı doğrultuda fay düzlemi boyunca meydana gelen yıllık yatay atım miktarı ~0.15 mm ile ~4.94±0.13 mm arasında değişiklik gösterdiği belirtilmektedir (Rojay vd, 2001, s:14; Yurtmen et

al. 2002, s:244; Toprak vd. 2003, s: 48, Westaway, 2003, s:217; 204, s:24; Seyrek et al. 2008, s:331; Karabacak et al., 2010, s:177; Mahmoud et al. 2012, s:5).



Şekil 7: Orta Amanoslar'ın Tektonik Haritası (Yılmaz,1984'den değiştirilerek alınmıştır)

Fay zonun düşey atım miktarı ise farklı düzeylerdeki Kuaterner yaşlı volkaniklerden elde edilen ölçümlerden 400 m. kadar olduğu ifade edilmektedir (Arpat ve Şaroğlu, 1975, s:93). Hassa ilçesinin güney kısmında fayın düşey atım miktarı yıllık ortalama 0.69 mm olarak hesaplanmıştır (Toprak vd. 2003, s:48). Fay zonu üzerinde meydana gelen sol yanal atım ve düşey kayma miktarları çalışma sahasının da üzerinde yer aldığı Orta Amanoslar'ın doğu kenarı göz önüne alındığında belirgin ölçüde yer değiştirmelerin meydana getirdiği anlaşılmaktadır.

İslâhiye-Erzin Fayı: Orta Amanoslar'ın kuzey sınırını oluşturan İslahiye-Erzin Fay Zonu, İslahiye kuzeyinde Telli mah.nden, Kızcağız mah., Kozlu Dere,

Karagöz yayla, Kirmen Dere ve Kızlar Çayı mah. çizgisi boyunca gözlenen yanal atımlı bir fay zonudur (Şekil).

İslâhiye-Erzin Fayı Amanosları bir uçtan diğer uca enine biçim bir fay sistemini oluşturmaktadır. Fay sistemi içinde anastomosing ondüveli uzanan birkaç fay mevcuttur. Fay zonunun gelişme dönemi Eosen sonu Miyosen öncesidir. Bu fay zonu sol yanal atımlı olup, post ofiyolitik yerleşmesinden sonra sahada meydana gelen sinistral makaslanma zonunun kuvveti altında gelişmiştir. Orta Amanoslar antiklinalin atımı göz önüne alınarak fay zonunun yanal yönde atım miktarının ölçüsü yaklaşık olarak 3 km. olduğu görülmektedir (Yılmaz, 1984, s:440).

Değirmendere-Güvenç Fayı: Orta Amanoslar'ın güney sınırını oluşturan Güvenç-Değirmendere Fayı Güvenç batısında Demrek mah., Tatlıca Dere, Taşlık Tepe ve Değirmendere çizgisini izleyen fay sistemidir.

Değirmendere-Güvenç Fayı tıpkı kuzeyde tanımlanan İslâhiye-Erzin Fayı gibi sol yanal atımlı ve sinistral makaslama kuvveti etkisi ile gelişmiştir. Faya yaklaşırken kuzey ve güneyden devam edip fayla kesilen birimlerin konumunda faya doğru olan bükülmeler fayın sol yanal atımlı sinistral makaslanma zonu olduğunu göstermektedir. Fayın gelişme şekli ve yaşı kuzeydeki İslâhiye-Erzin Fayı ile uyumludur. Bu nedenle Değirmendere-Güvenç Fayı'nın kuzeydekiler ile aynı dönemde geliştiği söylenebilir. Değirmendere-Güvenç Fayı'nda meydana gelen atım miktarı kuzeydeki faya nazaran daha azdır. Orta Amanoslar'ın yanal yönde ötelenmesine dayanarak bu atımın yaklaşık olarak 2 km. olduğu tespit edilmiştir (Yılmaz, 1984, s:442).

Körmenlik Dere Fayı: Bu dislokasyon hattı 4 km. uzunluğuna sahiptir ve SSW-NNE istikametinde uzanmaktadır. Fay düzleminin eğimi WNW olup doğrultu-eğim bileşenlidir. Tavan bloğunu oluşturan Albien-Sanomanien yaşlı Karadağ Kalkerine ait tabakalar fay düzlemi boyunca aşağı doğru hareket etmiştir (Atan, 1969, s:68).

Yonsul-Şilvankale-Taşlık Tepe-Ağaoluk Fay Zonu: Bahsedilen bu sınırlar dâhilinde birbirine paralel ve değişik açılarla kesilen, doğrultu yönleri birbirinden farklı faylar tespit edilmiştir. Bu fay zonu orta kambriyen formasyonları aflöre edip, kuzey-güney ve batıdan bazı dislokasyon hatları ile sınırlıdır.

Bu bölgeye ait Yonsul yayla içinde doğu-batı istikametinde geçen faya ait doğrultu ve eğim atımları tespit edilmiştir. Fay hattının kuzeyindeki blok çökmüş olup, kuzeydeki blok doğuya veya güneydeki blok batıya doğru hareket etmiştir. Fay hattının batısında ve Eğrek Formasyonu ile kuzey bloktaki Karayüce Kalkeri arasında 250 m.lik doğrultu atım mevcuttur. Fayın batı ucunda Arılık Kuvarsiti, Karayüce Kalkeri ile Eğrek Formasyonu, Karayüce Kalkeri ve Mekersin Formasyonu ile anormal kontak gösterir. Fay hattının hemen güneyinde Eğrek civarında kuzeydeki blok 100 m.den fazla düşey atım göstermektedir. Dislokasyon hattının uzunluğu yaklaşık olarak 2 km. civarındadır ve düzlemin eğimi dike yakındır.

Şilvankale hattının doğusunda ve NNE-SSW istikametinde uzanan fay yaklaşık olarak 2,5 km. civarındadır (Foto 9). Kelleleryurdu Dere'sinin batı veryaslarında Eğrek Formasyonu, Karayüce Kalkeri ve Mekersin Formasyonundan oluşan Kambriyen formasyonları, Küreci Kalkeri ile anormal bir kontak zonu mevcuttur. Burada fay hattının batısındaki tavan bloğu çökmüş olup normal fay özelliği taşır. Fay düzleminin eğimi 70° - 75° NNW yönlüdür (Atan, 1969, s:69).



Foto 9: Yonsul-Şilvankale-Taşlık Tepe-Ağaoluk Fay Zonundan Bir Görünüm

Kelleleryurdu Dere'sinin güneydoğu yönünde ve dereye yakın olan 1 km.lik fay hattı boyunca, dislokasyon hattının güneydoğusundaki blok çökmüş ve Eğrek Formasyonu ile Mekersin Formasyonu anormal olarak yan yana getirilmiştir.

Bahsedilen bu formasyonların arasında düşey atımdan dolayı milonitleşme zonu gelişmiştir.

Taşlık Tepe'nin hemen kuzeyinden geçen fay hattı Küreci Kalkerinin Kambriyen'e ait Eğrek Formasyonu arasında anormal bir kontak olduğu ve dislokasyon hattının kuzeyindeki bloğun çöktüğü veya güneydeki bloğun yükseldiği tespit edilmiştir. Fay düzleminin eğimi 70° - 80° civarındadır.

Ağaoluk Yayla Fay Hattı ile Taşlık Tepe arasında kalan kısım Taşlık Tepe'ye nazaran çökmüş bulunmaktadır. Havzayı şekillendirmesi bakımından tektonik bünyesini açıklamaya çalıştığımız bu kısım, Orta Amanos horstu diye tabir edilen sınırlar içerisinde grabenimsi bir görünüm oluşturmaktadır.

Haymaçınar-Körmenlik Dere-Paşaluk Fay Zonu: Bu bölgede birbirinden farklı istikamette faylar mevcuttur. Körmenlik Dere kuzey varyasında doğu –batı istikametinde uzanan fay yaklaşık olarak 2 km. uzunluğunda olup, Haymaçınar güneyinden başlayarak Arılık Kuvarsiti doğusuna devam ederek son bulur. Belirtilen bu Arılık Kuvarsiti üzerine normal olarak gelen Küreci Kalkeri ile Makersin Formasyonunu anormal olarak yan yana getirmektedir. Fay düzlemi 70° civarında kuzeye eğimli normal bir fay karakterinde olup, tavan kompartımanı fay düzleminin eğimi yönünde çökmüştür.

Haymaçınar yayla içinde kuzey-güney istikametinde uzanan fay yaklaşık olarak 1,5 km. uzunluğundadır. Fay hattı ofiyolitik serinin doğu sınırında geçmektedir. Bu faylanma sebebiyle hattın kuzey ve güneyinde olmak üzere Makersin Formasyonu ile Küreci Kalkeri anormal kontak tespit edilmiştir. Fay düzleminin eğimi doğuya doğru normal atımlı olup, eğimi 65° civarındadır. Batıdaki tavan bloğu fay düzleminin eğimi yönünde çökmüştür.

Aynı fay hattının güneyinde kuzeydoğu-güneybatı istikametinde ve yaklaşık olarak 500 m. uzunluğunda uzanan Paşaluk fayı Makersin Formasyonu ile Küreci Kalkerini arasında anormal bir kontak tespit edilmiştir. Fay düzleminin eğimi dike yakın olup, güneybatıdaki blok çökmüş durumdadır (Atan, 1969, s:70-71).

Derebanı Fayı: Çalışma alanında Sarıseki beldesi doğusunda gözlenen Derebanı Fayı yaklaşık olarak 1,5 km.lik uzanımından sonra Değirmendere Havzası'nı terk etmektedir. Tansiyon fayı niteliğindeki segment, Jura - Kretase yaşlı Almacık Formasyonu içinde etkili olmuştur.

Değirmendere Bindirme Fayı: Değirmendere Havzası'nın şekillenmesinde esas rolü oynayan ve havzanın kuzeye bakan yamaçlarında gelişen bindirme faylar serpantinlerin sınırında görülmektedir. Alan yayladan kuzeybatıya uzanan ve kireç ocağına kadar devam eden dik serpantin duvarı, Miosen ile aralarından anormal bir kontakla ayrılmaktadır. Bu hat serpantinlerin Mezozoik yaşlı formasyonlar üzerine itilmelerinden kaynaklı bir dekroşman hattı olması ve batı yamaçların kuzeye itilmiş bulunmaları bindirme karakterli bir fay olduğunu göstermektedir. Bölgedeki şaryajın güneydoğu sınırını oluşturan bu tektonik hattın eğimi yaklaşık olarak 70°-80°'dir. Bahsedilen bu dekroşman hattının Değirmendere Havzası içerisindeki uzunluğu yaklaşık olarak 15,5 km.dir.

Yukarıda ifade edilmeye çalışılan fayların dışında Değirmendere'nin güneybatısında ve güneydoğusunda pek önemli olmayan bazı küçük ölçekli normal, gravite ve ters faylar tespit edilmiştir.

2.3. Çalışma Sahası ve Yakın Çevresinin İklim Özellikleri

Genel atmosfer sirkülasyonu, yer şekilleri ve coğrafi konum gibi faktörler sahanın iklimi üzerinde etkili olmaktadır. Belirtilen bu sistemlerin denetimi altında zamansal ve mekânsal olarak sıcaklığın dağılışı, rüzgârın frekansı, yağışın miktarı ve nemlilik koşulları değişim göstermektedir.

Türkiye bulunduğu coğrafi konumu itibarı ile bütün yıl belli bir hava kütesinin etkisi altında kalmaz. Aksine subtropikal kuşakta kıtaların batı tarafında gerçekleşen ve Akdeniz iklim olarak tabir edilen jenetik bir makro klima tipinin sahası ve onu meydana getiren faktörlerin etkisi altında bulunur. Bu sahanın kuzeyinde kutbi hava kütlelerinin, güneyinde ise tropikal hava kütlelerinin çekirdek sahaları yer alır. Bundan dolayı dinamik-jenetik klimatoloji bakımından Türkiye bulunduğu konum itibarı ile bu hava kütlelerin intikal sahası üzerinde yer alır (Erinç, 1996, s:295).

Türkiye'ye doğru kuzeybatıdaki subtropikal yüksek basınç alanından güneydoğudaki intertropikal konverjans hattına doğru antisiklonal bir hava hareketi (etezyen) meydana gelmektedir. İskenderun Körfezi'ne çoğunlukla güneybatıdan gelmekte olan bu hava akımı, bu sırada deniz üzerinde nem aldığından nemli bir karakter kazanmaktadır. İskenderun Körfezi'nde etkili olan hava kütesinin

oluşturduğu genel rüzgâr akımı SW istikametinde olduğundan dolayı hava kütleleri Amanosları aşarken yükselir ve orografik yağışların oluşmasına neden olur (Erinç, 1996, s:296-298). Yaz döneminde Akdeniz ile iç kesimler arasındaki lokal basınç farkları da benzer yönde etkili olmaktadır. Akdeniz üzerinde oluşan yüksek basınç alanından Antakya-Maraş Grabeni üzerinde oluşan nispeten alçak basınç alanına doğru esen nemli rüzgârlar güneybatıdan gelen genel hava akımları ile birlikte, Amanoslar'ın batı yamaçlarında öğleden sonra yoğun bulutlanma (Foto 10) ve orografik yağışların oluşmasında etkili olmaktadır. Aynı rüzgârlar, Amanoslar'ın Antakya-Maraş grabenine bakan doğu yamaçlarında ise dik yamaçlarda graben tabanına hızla alçalırken, adyabatik olarak ısınarak sıcaklık artışına ve nispi nemin azalmasına yol açmaktadır. Doğu yamaçta fön karakteri kazanan rüzgârlar nedeniyle batı yamaçlara göre özellikle yağış, sıcaklık açısından büyük farklılıklar oluşmaktadır (Aytaç ve Semenderoğlu, 2014, s:257).



Foto 10: Nemli Havanın Yükselip Soğuması ile Oluşan Orografik Konveksiyon

Çalışma sahasının dışında olmakla beraber GB-KD doğrultusunda uzanan Bolkar-Aladağlar-Tahtalı Dağ silsilesi, kışın Orta ve Doğu Anadolu'ya yerleşen ve antisiklon rejimi oluşturan soğuk hava kütlelerinin inceleme alanına girmesini büyük ölçüde engeller. Ancak Ceyhan Nehri Vadisi ve Antakya-Maraş Grabeni vasıtasıyla Doğu Anadolu'daki soğuk hava kütlesi, güneye doğru hareketi sırasında modifiyeye uğrayarak güneye soğuk rüzgârlar şeklinde kanalize olmaktadır. Buna ek olarak KD-GB doğrultusuna bağlı olarak Amanoslar'ın doğu kesimi, kışın Güneydoğu

Anadolu'nun karasal etkilerine açıktır. Aynı şekilde Amanoslar'ın konumu ve doğrultusu, denizel etkilerin Amik Ovası'na sarkmasını önemli ölçüde engellediğinden Kırıkhan ile Hassa ilçeleri İskenderun ve Dörttyol ilçelerine nazaran daha karasal iklim şartlarının görülmesine neden olur.

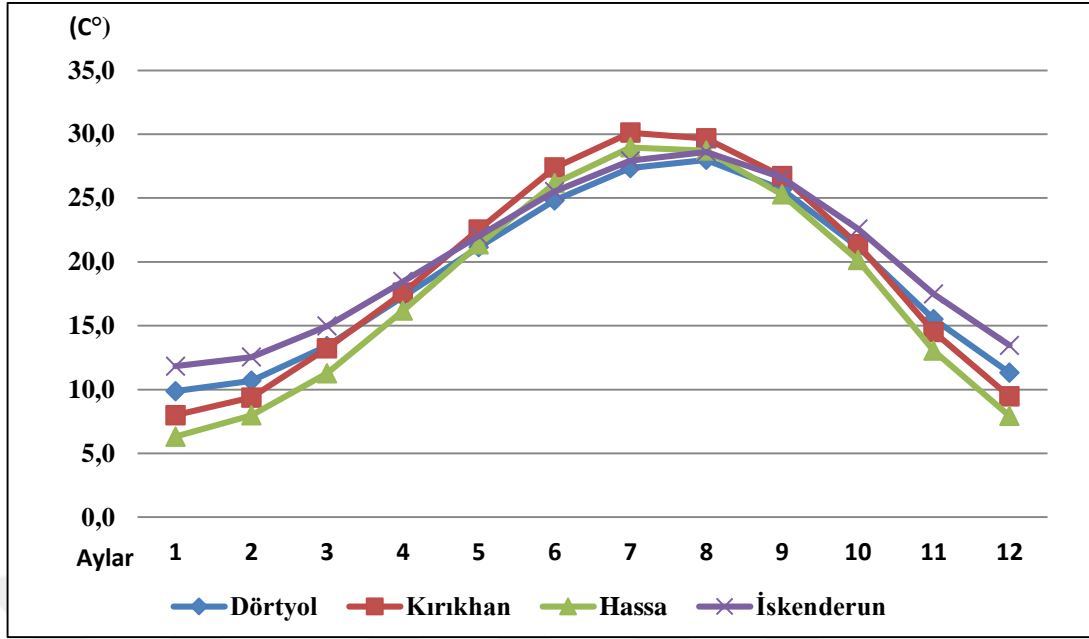
Değirmendere Havza'sının iklim özelliklerini ayrıntılı bir şekilde ortaya koyabilmek için çevresinde yer alan klima rasatları ile birlikte değerlendirilmiştir. Bu nedenle İskenderun-Dörttyol-Kırıkhan-Hassa meteoroloji istasyonlarına ait aylık ve yıllık ortalama sıcaklık yağış ve nispi nem değerleri ilerüzgârın yıllık toplam esme sıklık frekansları kullanılmıştır.

Sıcaklık: İklim parametreleri arasında önemli faktörlerden biri olansıcaklık, istasyonların iklimi hakkında bilgi edinmemizde yardımcı olur. Seçili istasyonların yıllık ortalama sıcaklık değeri birbirinden farklı olduğu görülmektedir (Şekil 8). Havza tabanındaki İskenderun'da yıllık ortalama sıcaklık değeri 20,2 C° iken Kırıkhan'da bu değer 19,2 C°, Dörttyol'da 19,2 C° ve Hassa'da 17,8 C°'ye düşmektedir (Tablo 1). Seçili istasyonlara göre yıllık ortalama sıcaklık farkı 2,4 C° ile İskenderun ile Hassa arasında olduğu görülmektedir.

Tablo 1:İstasyonların Aylık ve Yıllık Ortalama Sıcaklık Değerleri (C°)

İst Adı	AYLAR(C°)												Yıl Ort.
	Oca	Şub	Mar	Nis	May	Haz	Tem	Ağu	Eyl	Eki	Kas	Ara	
İsk.	11,8	12,5	15,0	18,5	22,0	25,5	27,9	28,6	26,6	22,6	17,5	13,5	20,2
Kır.	8,0	9,4	13,2	17,6	22,5	27,4	30,1	29,7	26,7	21,4	14,5	9,5	19,2
Dör.	9,9	10,7	13,4	17,3	21,2	24,8	27,4	28,0	25,7	21,2	15,5	11,3	18,9
Has.	6,3	8,0	11,3	16,2	21,4	26,2	29,0	28,7	25,3	20,1	13,0	7,9	17,8

İstasyonların kış, ilkbahar, yaz ve sonbahar mevsimine göre ortalama sıcaklık değerlerine bakıldığında (Tablo 2) kış mevsiminde en fazla ortalama sıcaklık farkı 4,8 C° ile İskenderun ve Hassa, en az ortalama sıcaklık farkı ise 2,0 C° ile İskenderun ve Dörttyol arasında olduğu görülmektedir. İlkbahar mevsiminde istasyonlar arası ortalama sıcaklık farkı en fazla 2,3 C° ile İskenderun ve Hassa, en az sıcaklık farkı 0,7 C° ile İskenderun ve Kırıkhan arasında olduğu görülmektedir.



Şekil 8: Seçili İstasyonların Ortalama Sıcaklığın Zamansal Dağılımı (C°)

Yaz mevsiminde istasyonlar arası ortalama sıcaklık farkı en fazla 2,4 C° ile Dörtiyol ve Kırıkhan, en az ortalama sıcaklık farkı 1,1 C° ile Kırıkhan ve Hassa arasında olduğu görülmektedir. Sonbahar mevsiminde istasyonlar arası ortalama sıcaklık farkı en fazla 2,7 C° ile İskenderun ve Hassa, en az ortalama sıcaklık farkı 1,3 C° ile İskenderun ve Kırıkhan arasında olduğu görülmektedir.

Tablo 2: İstasyonların Mevsimlik ve Yıllık Ortalama Sıcaklık Değerleri(C°)

İst Adı	Mevsimlik Sıcaklık Değeri (C°)				
	Kış	İlkbahar	Yaz	Sonbahar	Yıl. Ort.
İsk.	12,6	18,5	27,3	22,2	20,2
Kır.	9,0	17,8	29,1	20,9	19,2
Dör.	10,6	17,3	26,7	20,8	18,9
Has.	7,4	16,3	28,0	19,5	17,8

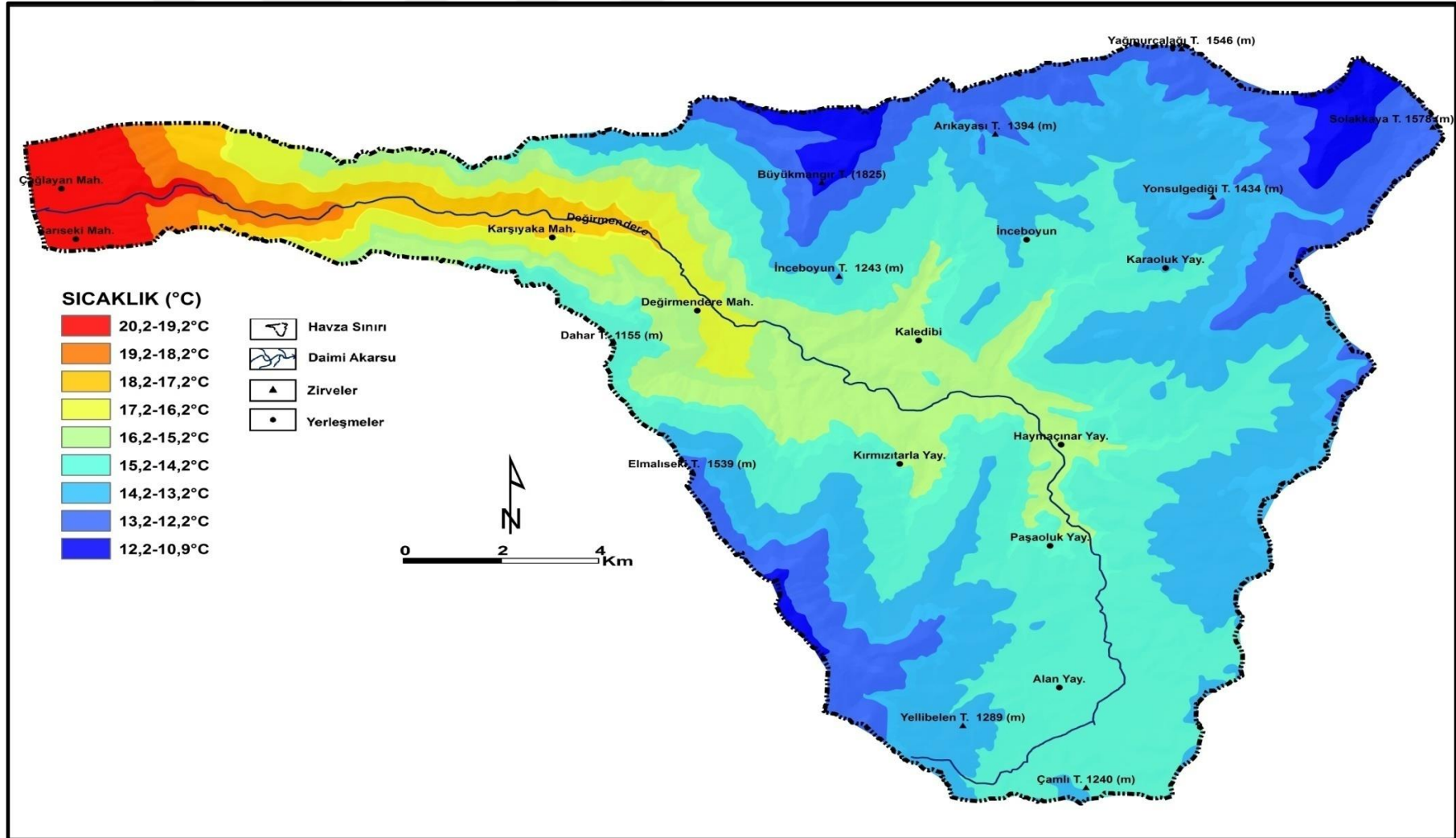
İstasyonların aylık ortalama sıcaklıklarının en düşük olduğu değerler bütün istasyonlarda sırasıyla İskenderun 11,8 C°, Kırıkhan 8,0 C°, Dörtiyol 9,9 C° ve Hassa'da 6,3 C° olarak Ocak ayında gerçekleşmektedir. İstasyonlar arası en düşük aylık ortalama sıcaklık farkı 5,5 C° ile İskenderun ve Hassa ilçesinde meydana gelmektedir. Aynı doğrultuda aylık ortalama sıcaklıklarının en yüksek olduğu değerlere bakıldığında Ağustos ayında İskenderun 28,6 C°, Temmuz ayında Kırıkhan 30,1 C°, Ağustos ayında Dörtiyol 28,0 C° ve son olarak Temmuz ayında Hassa'da

29,0 C° olduğu gözlenmektedir. Yukarıda belirtilen istasyonlar arası en yüksek aylık ortalama sıcaklık farkı 2,1 C° ile Kırıkhan ve Dört Yol arasında yaşanmaktadır. İstasyonlar arası yıllık ortalama en düşük ve en yüksek sıcaklık farkı sırasıyla İskenderun 17,2 C°, Kırıkhan 22,1 C°, Dört Yol 18,1 C° ve son olarak Hassa ilçesinde 22,7 C°'dir. Yıllık ortalama sıcaklık farkının en az İskenderun, en fazla ise Hassa ilçesinde olduğu görülmektedir.

Havzada sıcaklığın mekânsal dağılışını ortaya koymak için mevcut meteorolojik istasyonlarında elde edilen verilerin ışığından hareketle her 100 m. yükselim için 0,5 C° sıcaklık azalması üzerinden;

$$\text{Hedeflenen noktanın sıcaklığı} = \text{Ölçülen sıcaklık} - \frac{\text{Yükselti farkı} \times 0,5}{100}$$

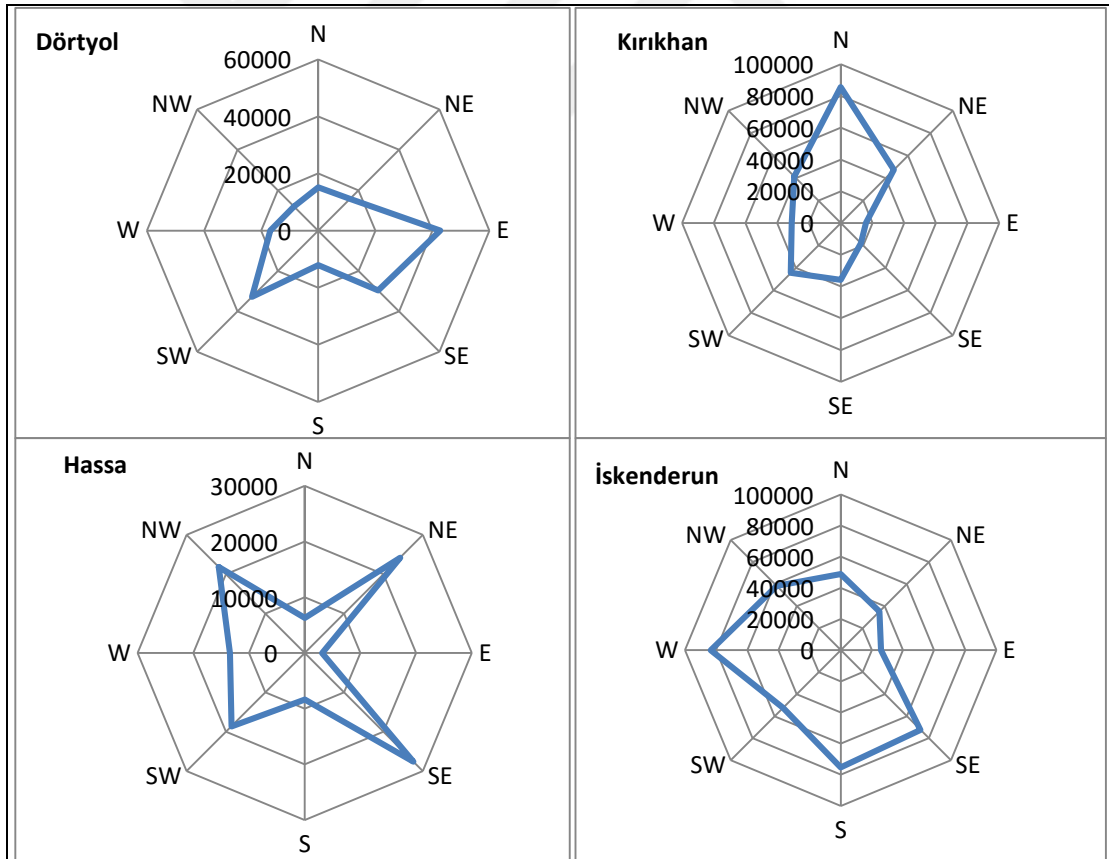
formülü uygulanmıştır (Ardel vd., 1969: 25; Dönmez, 1979: 35; Erol, 2004, s:95). Böylece havzanın lapse rate sıcaklık dağılımı mekânsal olarak oraya konmuştur (Şekil 9). Buna göre yükselti değerlerinin az ve buna bağlı olarak da sıcaklık değerinin yüksek olduğu Sariseki ve Çağlayan mah. yıllık ortalama sıcaklık oranı 20,2 C° civarında olduğu anlaşılmaktadır. Yükseltiye bağlı yıllık ortalama sıcaklık değişim (lapse rate) oranı Değirmendere mah. yaklaşık 16 C°, Alan yaylada yaklaşık 14 C°, Büyükmangır civarında ise yaklaşık 10,9 C° 'dir. Sıcaklık oranındaki ani değişimler oldukça kısa mesafelerde görülen yükselti farkına bağlı olarak meydana gelmektedir. Yıllık ortalama sıcaklık değişim (lapse rate) oranı havza geneline indirildiğinde en alçak ve en yüksek kesim arasında 9,3 C° sıcaklık farkı olduğu tespit edilmiştir. Aynı enlemlerde bulunmalarına rağmen istasyonlar arası ortalama sıcaklık değerlerinin birbirinden farklı olması meteorolojik rasatların hava kütleleri ve cephelere göre konumu, bulunduğu istasyonun rakım değerleri ile denizel-karasallık şartlarının birbirinden farklı olmasından kaynaklanmaktadır.



Şekil 9:Değirmendere Havzası'nda Sıcaklığın Mekânsal Dağılışı Haritası

Rüzgârlar: Değerlendirilmeye alınan istasyonlar üzerinde mevcut basınç koşulları ve bu koşulların yıl içerisindeki konumu, kara ve denizlerin dağılışı ve topografik şartlar hâkim rüzgâr yönü ve rüzgâr hızı ile frekansı üzerinde belirleyici etkilere sahiptir. İstasyonların rüzgâr yönü ve sıklığını ortaya koymak yıllık rüzgârgülü grafikleri oluşturulmuştur (Şekil 10).

Değerlendirilmeye alınan meteoroloji istasyonları batı rüzgârlarının etki alanı içerisinde yer almakla birlikte, istasyonları etkileyen hava kütleleri ile coğrafi faktörler hâkim rüzgâr yönünü belirleyen önemli faktörlerdendir. İnceleme alanı kış döneminde kuzeyden alanını genişleten polar kökenli hava kütlesi ile güneyden sokulan tropikal kökenli hava kütlelerinin etkisi altındadır. Bu dönemde kuzeydeki yüksek basınç alanından güneyde Doğu Akdeniz üzerindeki alçak basınç alanına doğru olan genel sirkülasyon nedeni ile hâkim rüzgâr yönü kuzey sektörlü olmaktadır. Kırıkhan istasyonunun rüzgârgülü diyagramında bu durum çok belirgin olarak kendisini hissettirmektedir.



Şekil 10: Esmeye Sıklıklarına Göre İstasyonların Rüzgâr Yönleri ve Frekansları

Buna göre seçili istasyonlarının hâkim rüzgâr yönleri incelendiğinde Amanos Dağları'nın doğusunda uzanan Antakya Maraş Grabeni, Anadolu'nun iç kesimleri ile

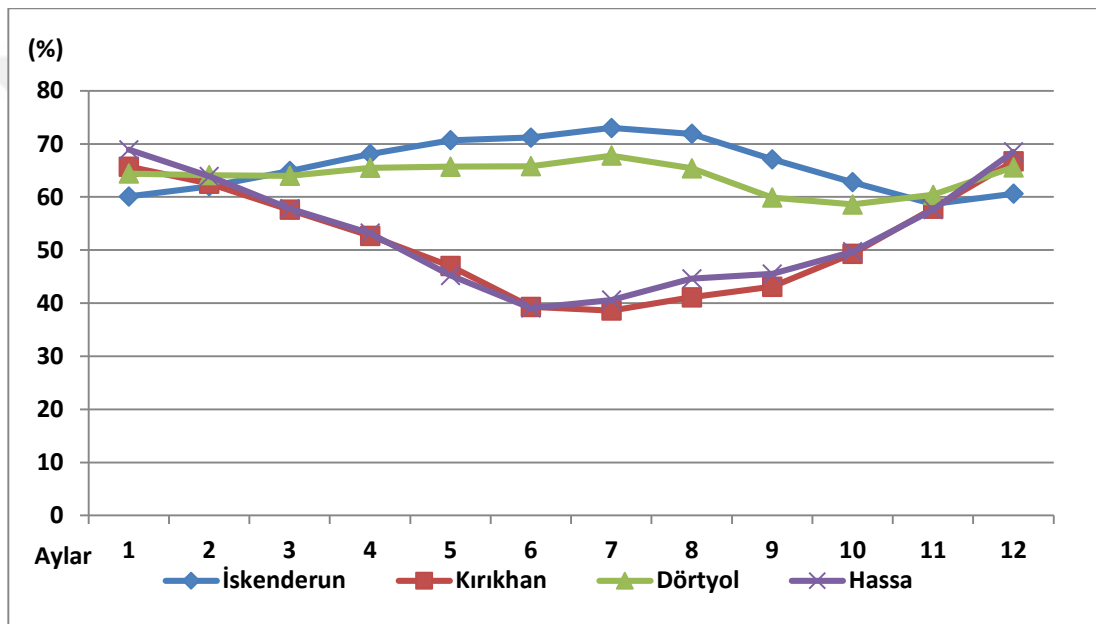
Akdeniz arasında hava sirkülasyonuna imkân veren önemli bir tektonik oluk olarak karşımıza çıkmaktadır. Söz konusu tektonik oluk içerisinde yer alan Kırıkhan'da hâkim rüzgâr yönü N-NW iken aynı rüzgâr Hassa civarında SE-NW'dan estiği görülmektedir. Hasanbeyli-Fevzipaşa arasındaki bölgede genel olarak NW-SE yönünde uzanan vadilere kanalize olan hava Hassa'da hâkim rüzgâr yönün NE-SE olmasını sağlamıştır. Kırıkhan'da durumu aynı olmakla birlikte İskenderun Körfezi'nden esen rüzgârlar Amanosları aşamaması Kırıkhan meteoroloji istasyonunu Hassa'ya nazaran daha fazla etkilendiğini düşündürmektedir. Ayrıca gözlemlenen bu durumun Amik Ovası ile İskenderun Körfezi arasında adeta bir boğaz konumunda bulunan Belen geçidine kanalize olan rüzgârlarla ilişkili olabileceği belirtilmektedir. (Aytaç ve Semenderoğlu, 2014, s:268). Dört Yol'da hâkim rüzgâr yönünün basınç koşullarına ve topografik özelliklere göre bağlı olarak farklılıklar gösterdiği gözlemlenmiştir.

İskenderun Körfezi ile Antakya-Maraş Grabeni ve Gaziantep Platosu arasında oluşan lokal basınç farkı, gezici siklonların yönünü etkileyerek rüzgâr yönünün farklılaşmasına neden olmaktadır. İnceleme alanı ve çevresinde, bölgesel, yerel basınç koşulları ile akarsu vadileri ve tektonik olukların hâkim rüzgâr yönü üzerinde belirleyici olduğu görülmektedir. İskenderun istasyonuna ait hâkim rüzgâr yönü Kırıkhan istasyonundan farklı olarak genellikle S-SE-W sektördendir. Bu durum körfezin geometrik yapısıyla ilgilidir.

Nispi Nem: Değerlendirilmeye alınan istasyonların nispi nem durumu (Tablo 3)'de verilmiştir. Buna göre havza tabanındaki İskenderun ilçesinde yıllık ortalama nispi nem oranı % 65,9 iken Kırıkhan ilçesinde % 51,8, Dört Yol ilçesinde % 63,9 ve Hassa ilçesinde % 52,9 olduğu görülmektedir. İstasyonlar arası en yüksek yıllık ortalama nispi nem farkı % 14,1 ile İskenderun ile Kırıkhan, en düşük nispi nem farkı ise % 2,0 ile İskenderun ile Dört Yol arasında gözlenmektedir (Şekil 11). Bu durum İskenderun ve Dört Yol istasyonlarının denizel hava kütlelerine açık olması, Kırıkhan ve Hassa istasyonlarının ise denizel hava kütlelerine kısmen kapalı ve aynı zamanda Suriye çöllerinden gelen kuru ve sıcak hava kütlelerine açık olmasından kaynaklanmaktadır.

Tablo 3: İstasyonların Aylık ve Yıllık Ortalama Nispi Nem Değeri (%)

İst Adı	Aylık Nispi Nem Oranı (%)												
	Oca	Şub	Mar	Nis	May	Haz	Tem	Ağu	Eyl	Eki	Kas	Ara	Yıl. Ort.
İsk.	60.1	62.0	64.9	68.1	70.7	71.2	73.0	71.9	67.1	62.8	58.7	60.6	65,9
Kır.	65.7	62.5	57.6	52.7	47.0	39.3	38.6	41.1	43.1	49.3	57.8	66.7	51,8
Dör.	64.4	64.1	64.0	65.5	65.7	65.8	67.8	65.4	59.9	58.6	60.4	65.6	63,9
Has.	68.9	63.9	57.8	53.2	45.2	39.1	40.6	44.6	45.5	49.7	57.6	68.5	52,9

**Şekil 11:** Seçili İstasyonlara Ait Ortalama Nispi Nemin Zamansal Dağılışı

Mevsimsel olarak istasyonların nispi nem miktarı değerlendirildiğinde ise (Tablo 4) kış mevsiminde ortalama en yüksek nispi nem oranı % 67,1 Hasa ve % 65,0 Kırıkhan'da, ortalama en düşük nispi oranı % 60,9 İskenderun ve % 64,7 ile Dört Yol'da olduğu görülmektedir. Aynı doğrultuda bu mevsimde istasyonlar arasında ortalama en yüksek nispi nem farkı % 6,2 ile İskenderun ve Hasa, ortalama en düşük nispi nem farkı ise % 2,1 ile Kırıkhan ve Hasa arasında yaşanmaktadır. Kış mevsiminde ortalama nispi değerlerinin Kırıkhan ve Hasa'da yüksek, İskenderun ve Dört Yol'da düşük olması bu mevsimde Kırıkhan ve Hasa'da sıcaklık değerlerinin düşük, İskenderun ve Dört Yol'da ise sıcaklıkların yüksek olmasından kaynaklanmaktadır.

Tablo 4: İstasyonların Mevsimlik ve Yıllık Ortalama Nispi Değeri (%)

İst Adı	Mevsimlik Nispi Nem Değeri (%)				
	Kış	İlkbahar	Yaz	Sonbahar	Yıl. Ort
İsk.	60,9	67,9	72,0	62,9	65,9
Kır.	65,0	52,4	39,7	50,1	51,8
Dör.	64,7	65,1	66,3	59,6	63,9
Has.	67,1	52,1	41,4	50,9	52,9

İlkbahar mevsiminde istasyonların ortalama nispi nem değerlerinde değişimlerin yaşandığı gözlenmektedir. Bu mevsimde en yüksek ortalama nispi nem oranı % 67,9 ile İskenderun ve % 65,1 ile Dörttyol'da, ortalama en düşük nispi nem oranı ise % 52,1 ile Kırıkhan ve % 52,4 ile Hassa ilçelerinde yaşanmaktadır. İlkbahar mevsiminde istasyonlar arası ortalama nispi nem farkı en yüksek % 15,8 ile İskenderun ve Kırıkhan iken en düşük ortalama nispi nem farkı ise % 2,8 ile Dörttyol ile İskenderun arasında olduğu görülmektedir.

Yaz mevsiminde istasyonlar arası ortalama nispi nem oranı İskenderun'da % 72,0, Kırıkhan'da % 39,7, Dörttyol'da % 66,3 ve son olarak Hassa'da % 41,4 olduğu görülmektedir. Ortalama nispi nem değerleri göz önüne alındığında en yüksek oran İskenderun, en düşük oran ise Kırıkhan ilçesinde gözlenmektedir. Bu mevsimde istasyonlar arası en yüksek ortalama nispi nem farkı % 32,3 ile İskenderun ve Kırıkhan, en düşük ortalama nispi nem farkı % 5,7 ile İskenderun ve Dörttyol arasında yaşanmaktadır.

Sonbahar mevsiminde istasyonların ortalama nispi nem oranı İskenderun'da % 62,9, Kırıkhan'da % 50,1, Dörttyol'da % 59,6 ve son olarak Hassa'da % 50,9 olduğu görülmektedir. Bu mevsimde istasyonlar arası en yüksek ortalama nispi nem farkı % 12,8 ile İskenderun ve Kırıkhan, en düşük ortalama nispi nem farkı ise % 3,3 ile İskenderun ve Dörttyol istasyonları arasında yaşanmaktadır. Ortalama nispi nem oranının en yüksek olduğu istasyonlar İskenderun ve Dörttyol iken, en düşük ortalama nispi nem oranının Kırıkhan ve Hassa istasyonlarında gözlenmektedir.

Genel olarak istasyonların ortalama nispi nem oranı değerlendirildiğinde İskenderun ve Dörttyol istasyonların yüksek, Kırıkhan ve Hassa istasyonlarında düşük olması lokal olarak bu mevsimde dağın batı kesiminde yer alan Akdeniz'in yüksek basınç, dağın doğu kesiminde yer alan graben sahasının alçak basınç

şartlarının yaşanmasından kaynaklanmaktadır. Bilindiği üzere bu şartlar altında İskenderun Körfezi ve çevresine doğru Akdeniz üzerinden nemli bir hava akımı gerçekleşmektedir. Bu hava akımı İskenderun Körfezi'nden graben sahasına doğru yönelimi sırasında Amanoslar'ın batı yamacına çarpıp adyabatik olarak yükselmesine ve yoğunlaşır nispi nemimin yüksek değerlere ulaşmasına, aynı hava kütlesi graben sahasına geçişi sırasında Amanoslar'ın doğu yamacında adyabatik olarak alçalmasına ve ısınarak nispi nem değerlerinin düşük değerlere ulaşmasına neden olmaktadır. Belirtilen bu nedenden dolayı istasyonlar arası nispi nem değerleri dağın batı yamacında bulunan İskenderun ile Dörttyol ve doğu yamacında bulunan Kırıkhan ve Hassa istasyonlarında nispi nem değerlerinin birbirinden farklı olmasını sağlamaktadır.

Yağış: Yağış istasyonların iklimi hakkında bilgi edinmemizde yardımcı olan önemli parametlerden biridir. Değerlendirilmeye alınan seçili istasyonların yıllık ortalama toplam yağış değerleri birbirinden farklı olduğu görülmektedir (Şekil 12). Havza tabanındaki İskenderun ilçesinde yıllık ortalama toplam yağış değeri 778,2 mm. iken Kırıkhan ilçesinde bu değer 596,2 mm, Dörttyol ilçesinde 1020,9 mm ve son olarak Hassa ilçesinde 764,6 mm. civarındadır (Tablo 5). Seçili istasyonlar göre en fazla yıllık ortalama toplam yağış oranlarının farkı 424,2 mm. ile Dörttyol ve Kırıkhan, en az fark ise 342,7 mm ile İskenderun ile Dörttyol ilçeleri arasında olduğu görülmektedir.

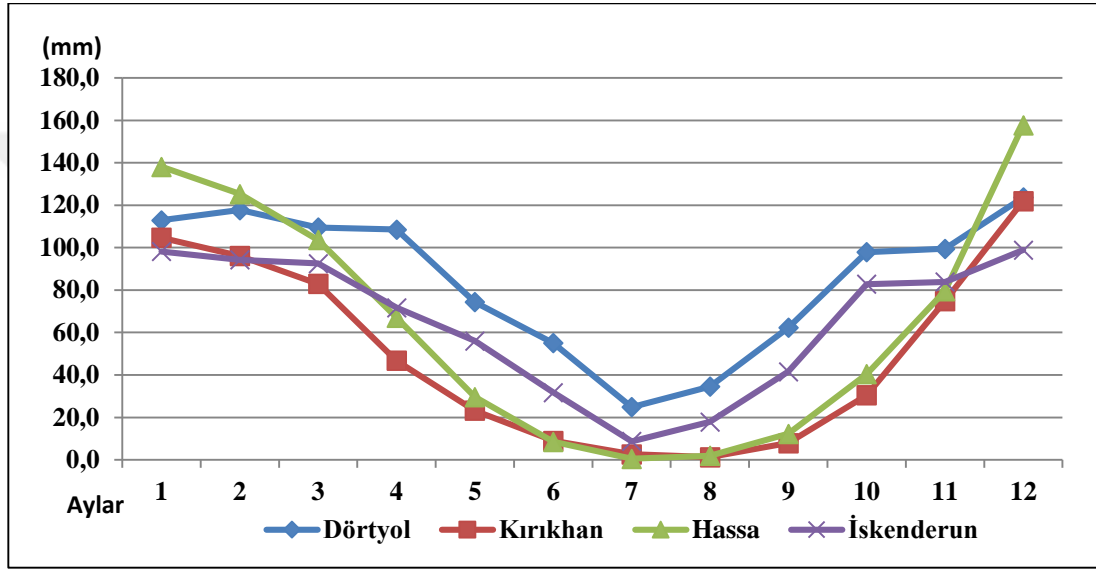
İstasyonların kış, ilkbahar, yaz ve sonbahar mevsimine göre ortalama yağış oranlarına bakıldığında (Tablo 6) kış mevsiminde en fazla ortalama yağış farkı 130,4 mm ile İskenderun ve Hassa, en az ortalama yağış farkı ise 66,7 mm ile Dörttyol ve Hassa arasında olduğu görülmektedir.

İlkbahar mevsiminde istasyonlar arası ortalama yağış farkı en fazla 140,7 mm ile Dörttyol ve Kırıkhan, en az yağış farkı ise 71,9 mm ile İskenderun ve Dörttyol arasında olduğu görülmektedir.

Yaz mevsiminde istasyonlar arası ortalama en fazla yağış farkı 112,9 mm ile Dörttyol ve Hassa, en az ortalama yağış farkı 56,1 mm ile İskenderun ve Dörttyol arasında olduğu görülmektedir. Sonbahar mevsiminde istasyonlar arası ortalama yağış farkı en fazla 146,5 mm ile Dörttyol ve Kırıkhan, en az ortalama yağış farkı 51,6 mm ile İskenderun ve Dörttyol arasında olduğu görülmektedir.

Tablo 5: İstasyonların Aylık ve Yıllık Ortalama Toplam Yağış Değerleri(mm)

İst Ad	AYLAR (mm)												
	Oca	Şub	Mar	Nis	May	Haz	Tem	Ağu	Eyl	Eki	Kas	Ara	Yıl Top
İsk.	98,2	94,3	92,6	71,8	56,0	31,7	8,7	17,9	41,5	82,8	83,8	98,9	778,2
Kır.	104,7	96,1	83,0	46,7	23,2	9,0	2,6	1,2	7,9	30,4	74,9	122,0	596,2
Dör.	112,9	117,7	109,5	108,5	74,3	55,0	24,9	34,5	62,3	97,9	99,5	123,7	1020,9
Has.	138,1	125,2	103,6	67,0	29,6	8,6	0,55	1,9	12,2	40,5	79,5	157,7	764,6

**Şekil 12:** Seçili İstasyonlara Ait Ortalama Yağışın Zamansal Dağılımı

İstasyonların aylık ortalama toplam yağış değerlerinin en düşük olduğu değerler istasyonlarda sırasıyla Temmuz ayında İskenderun 8,7 mm., Ağustos ayında Kırıkhan 1,2 mm., Temmuz ayında Dört Yol 24,9 mm. ve Hassa'da 0,55 mm. olarak gerçekleşmektedir. İstasyonlar arası en düşük aylık ortalama toplam yağış değerlerinin farkı 24,45 mm' ile Dört Yol ve Hassa arasında görülmektedir. Aynı doğrultuda aylık ortalama toplam yağışların en yüksek olduğu değerlere bakıldığında ise İskenderun 98,9 mm., Kırıkhan 122,0 mm., Dört Yol 123,7 mm. ve son olarak Hassa'da 157,7 mm. ile Aralık ayında olduğu gözlenmektedir. Yukarıda belirtilen istasyonlar arası en yüksek aylık ortalama toplam yağış miktarı farkı 58,8 mm. ile İskenderun ve Hassa arasında yaşanmaktadır. İstasyonlar arası aylık en düşük ve en yüksek ortalama toplam yağış farkı sırasıyla İskenderun 91,2 mm., Kırıkhan 121,0 mm., Dört Yol 98,8 mm. ve son olarak Hassa ilçesinde 157,15 mm.'dir. Yıllık

ortalama sıcaklık farkının en az İskenderun, en fazla ise Hassa ilçesinde olduğu görülmektedir.

Tablo 6: İstasyonların Mevsimlik ve Yıllık Ortalama Toplam Yağış Değeri (mm)

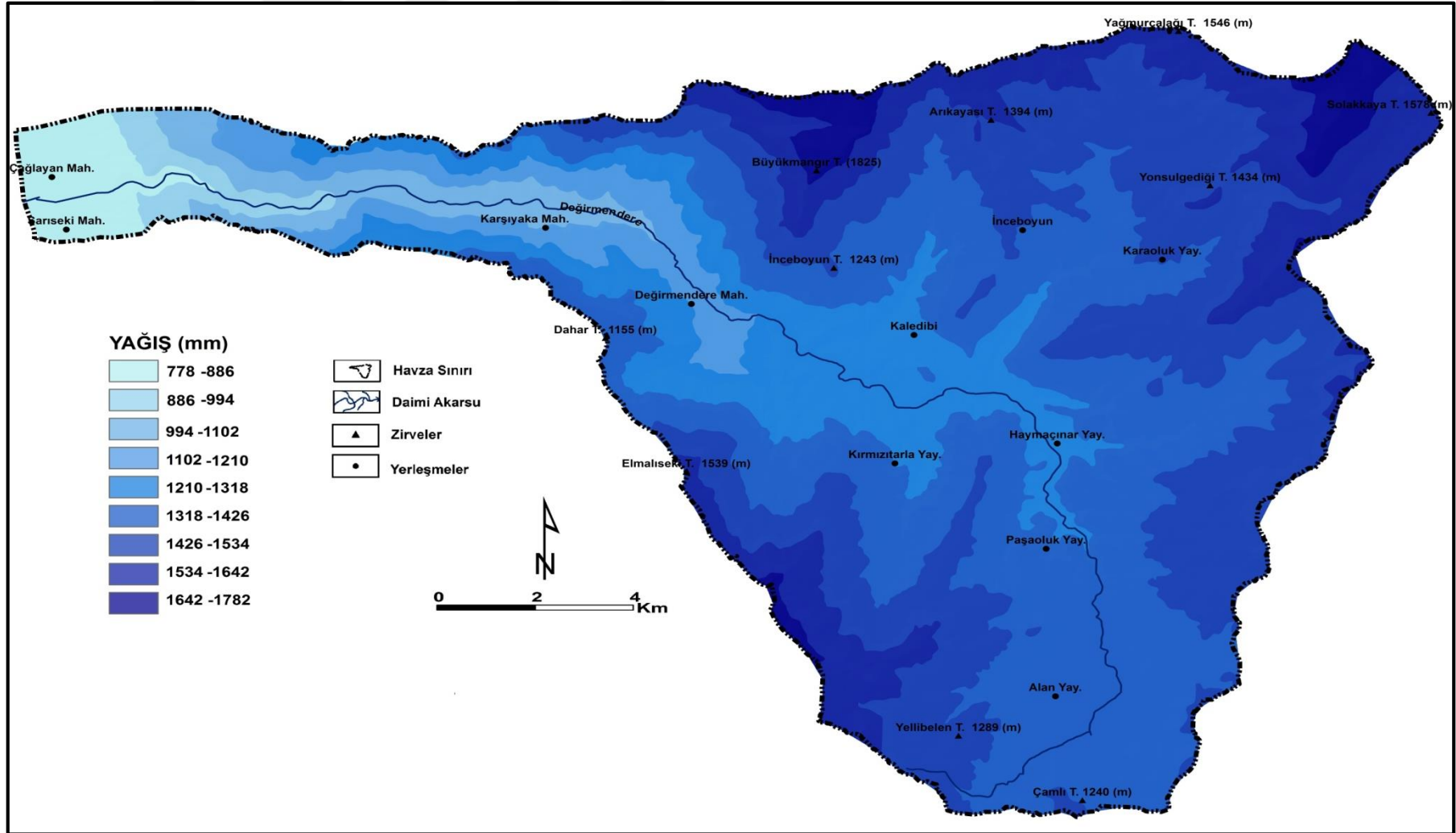
İst Adı	Mevsimlik Yağış Değeri (mm)				
	Kış	İlkbahar	Yaz	Sonbahar	Yıl. Top.
İsk.	291,4	220,4	58,3	208,1	778,2
Kır.	322,8	152,9	12,8	113,2	596,2
Dör.	354,3	292,3	114,4	259,7	1020,9
Has.	421	200,2	11,05	132,2	764,6

İstasyonlar arasında yağış değerlerinde görülen farklar kışın polar cephe boyunca Akdeniz Havzası'nda yerel siklonlar meydana gelmesi ve Amanoslar'ın orografik pozisyonu ile İskenderun Körfezi'nin siklon oluşumuna uygun bir alan oluşuyla açıklanmaktadır (Ardel vd, 1969, s:280-83).

Havzada yağışın mekânsal dağılışı belirlenirken sıcaklıkta olduğu gibi yükselti basamakları dikkate alınmıştır. Bu yöntemin havzaya uygulanmasında Schreiber (1904) formülünden faydalanılmıştır. (Ardel vd., 1969: 195; Erinç, 1996: 139; Erol, 2004: 253). Bu formüle göre:

$$Y_h = Y_o + 54 h$$

Burada Y_o dağın etek kısmındaki istasyona ait yağış oranı, Y_h aranan seviyedeki yağış miktarını, h ise bu iki nokta arasında hektometre (100 m) cinsinden seviye farkını gösterir. Böylelikle enterpole edilen havzanın her yükselti kademesinin yağış miktarı tespit edilmiştir (Şekil 13). Buna göre Sariseki ve Çağlayan Mah. çevresi yaklaşık olarak 780-890 mm. arasında yağış aldığı belirlenmiştir. Bu kesim havzanın en düşük yükselti değerlerine ve en az yağış alan sahalarına karşılık gelmektedir. Yükselti değerlerinin pik yaptığı ve buna bağlı olarak yağış oranının arttığı Büyükmangır Tepe çevresinde yıllık ortalama yağış oranı yaklaşık olarak 1640-1780 mm. arasında olduğu görülmektedir. Havzanın en alçak ve en yüksek kesimlerinin yıllık ortalama yağış oranı farkı yaklaşık olarak 1000 mm. bulunduğu anlaşılmaktadır. Yıllık ortalama yağış oranı Değirmendere mah. çevresinde yaklaşık olarak 1210-1320 mm., Alan yayla çevresinde ise yaklaşık olarak 1320-1430 mm. belirlenmiştir. Oldukça kısa mesafelerde yağış oranının değişmesi yükselti kademesinde gözlenen ani değişimlerin nemli hava kütlesi üzerindeki etkisidir.



Şekil 13: Değirmendere Havzası'nda Yağışın Mekânsal Dağılışı Haritası

2.4. Drenaj Ağının Kurulumu ve Özellikleri

Havzanın Drenaj ağının kurulum ve gelişimi: Yer şekillerinin meydana gelmesinde rol oynayan dış etmenler arasında en fazla etkiye sahip olan akarsular (Hoşgören, 2007, s:171), yeraltı kohezyonun yükseldiği yerde yüzeysel akışa geçen su kütesinin vadiye kanalize olması ile birlikte topografyanın şekillenmesinde rol oynarlar (Charlton, 2008, s:23). Bu konuda genel olarak sahayı etkisi altına alan hava kütlelerinin yanı sıra akarsuyun akış yaptığı zeminin yapısal özelliğinin de rol oynadığı belirtilmektedir (Akyol, 1947, s:2-3; Akyol, 1948-1949, s:2; Öztekin ve Erol, 1970, s:48). Topografyada bu şartlar altında gelişen akarsular kurulum bakımından birbirinden farklı olmaktadır.

Değirmendere Havzası'nın suları Derebanı Dere ve onun birçok önemli kolları tarafından drene edilerek İskenderun Körfezi'nden Akdeniz'e dökülmektedir. Bu bakımdan Değirmendere Havzası ekzoreik bir havzaya karşılık gelmektedir. Yaklaşık olarak 69 km²'lik bir beslenme sahasına sahip olan Değirmendere Havzası, jeokronolojik dönemler boyunca değişen iklim koşulları ile zaman zaman şiddetlenen tektonik ve östatik hareketler sonucu meydana gelen yeni eğim şartlarına ayak uydurmak suretiyle gelişimini sürdürmektedir. Türkiye'de Miyosen ağırlıklı olarak deniz istilasası altında geçen bir döneme karşılık geldiğinden mevcut akarsu şebekesi büyük ölçüde Pliosen ve sonrasındaki dönemde şekillenmiştir. Fakat bu dönemde kurulan akarsu şebekesi neotektonik ve östatik hareketler ile iklimik etkenlerin etkisiyle de günümüzde önemli ölçüde değişikliğe uğramıştır (Ardos, 1996a, s:110). Bu nedenle Miyosen ve Pliosen dönemi kurulu olan drenaj şebekesine ait izler ya tamamen silinmiş durumdadır ya da yukarıda belirtilen nedenlerden dolayı tanınmayacak halde şekil değişikliğine uğramış bulunmaktadır. Hatta bugünkü akarsu şebekesinin neredeyse tamamı Kuaterner'de şekillendiği belirtilmektedir (Ardos, 1996b, s:6).

Alt Miyosen'de Amanoslar hafif dalgalı bir peneplen karakterine yaklaşan bir görünüm kazanmıştır. Üst Miyosen'de Amanoslar ile Andırın arasındaki eski büyük aşınım oluşundan kuzeydoğu yönünden gelen örgülü tipteki akarsular, bugün yaklaşık 600 m. yükseklikte bulunan çapraz tabakalı deltaik-karasal tortulların Messiniyen döneminde biriktirmesine neden olmuştur (Erol, 1990, s:374).

Türkiye tektoniğinde önemli bir yeri olan bu dönemde saatin tersi istikametinde KB yönünde hareketine devam eden Arabistan Levhasının etkisi ile Ölü Deniz Fayı ve Doğu Anadolu Fayı gelişmiş ve bu fayların etkisi ile Hatay ve Kahramanmaraş arasında N27°E yönlü tektonik bir depresyon gelişmeye başlamıştır (Yılmaz, 1984,s:387; Perinçek ve Eren, 1990, s:181). Ayrıca batı ve güneybatı yönünde Adana-Kilikya (İskenderun) Neojen çanağı da gelişmeye başlamıştır (Yılmaz, 1984, s:531). Bu tektonik olayların sonucunda İskenderun Körfezinin bulunduğu alan asimetrik bir graben özelliği kazanarak fay düzlemleri boyunca kademeli olarak çökmeye başlamıştır (Mülazımoğlu, 1979, s:299-230; Ardos, 1979, s:146; Pralle, 1994, s:94). Orta Miyosen'den sonra Amanoslar İskenderun Fayı boyunca +2000 metreye varan yükselme, İskenderun Körfezi tabanında ise -3000 metreye varan bir alçalma yaşanmıştır. Amanoslar ile İskenderun Körfezi arasında toplam atımı 5000 metreyi bulan bu fayın Orta-Üst Miyosen arasında 1500 metre, Messiniyen-Pliosen arasında 2500 metre ve Pliosen-Holosen (Aktüel) arasında 1000 metrelik atım yaptığı düşünülmektedir (Erol, 1990, s:376-377). Bunun sonucu olarak Değirmendere KD-GB istikametinde İskenderun Körfezi boyunca drene edilmesi dağın doğu ve batı yamacında meydana gelen faylanmalar ve tektonik çarpılmadan kaynaklı olmalıdır.

Messiniyen (Tuzluluk krizi) döneminde Akdeniz ile Atlantik arasındaki bağlantı Burdigaliyen sırasında, Afrika ve Avrasya kıtalarının Ortadoğu boyunca birleşmesi ile kesilmiştir. Erken Pliosen'de Cebelitarık Boğazı'nın açılıp, Atlantik'e ait suların Akdeniz'le tekrar birleşmesi ile Akdeniz Havzası'nda bir transgresyon süreci yaşanmış ve körfezinin bulunduğu alan tekrar sular altında kalmıştır (Hsü et al. 1973, s:243; 1977, s:400). Teorik olarak yaşanan bu tektono-östatik olaylar sonucunda sahada akış yapan örgülü drenaj ağın bozulması, yeni eğim şartlarına ve zayıf direnç zonlarına uygun olarak tekrar kurulmaya başlaması olağandır. Ayrıca taban seviyesinde meydana gelen değişimler akarsuların ağız ve kaynak kısmında kot farkının artmasına neden olduğu ve akarsuların derine doğru aşındırma faaliyetlerini hızlandırarak topografyayı derin bir şekilde yarıdığı havzanın aşağı kısımlarında bariz bir şekilde görülmektedir (Foto 11).



Foto 11: Gençleşmeye Uğramış Derebanı Dere Vadisi

Rodinik fazı ile tekrar yaşanan transgresyon, batı yönlü denizin ilerlemesine neden olmuştur. Transgresyon sonucu İskenderun ve çevresinde yer alan vadilerin ağız kısımları sular altında kalmış, Pliosen sonunda yeniden yaşanan regresyon sonucu batıya çekilen deniz bu durumunu az çok muhafaza etmiştir (Aslaner, 1973, s:64).

Amanosları için yapılan yükselim ve aşınım modellemesi ışığında Geç Senozoik (Orta Pliosen)'den itibaren yıllık ortalama $0.25-0.40 \text{ mm a}^{-1}$ yükselerek günümüzdeki yükseltisine (2300 m) ulaştığı sonucuna varılmıştır (Seyrek et al. 2008, s:352). Ayrıca Geç Pleistosen 'den beri ise İskenderun Körfezi ve çevresinde yıllık ortalama dikey 0.5 cm. mertebesinde minimum bir yükselmenin olduğu ve böylece Geç Pleistosen günümüze kadar en az 100 m. toplam dikey yükselim meydana geldiği belirtilmektedir (Koral et al. 2001, s:962).

Doğal olarak birbiri ardınca meydana gelen transgresyon ve regresyon olayları taban seviyesinde değişimlere ve drenaj şebekesini derinden etkilemesine neden olacağı aşikârdır. Bu durumda, yani transgresyon olayının yaşandığı dönemde havzadaki akarsular bünyelerinde taşıdıkları klastikler maddeleri taşıma gücünün azalmasına bağlı olarak yataklarında biriktirmeye başlamıştır. Ayrıca vadi yamaçlarında çözülme, ayrışma ve kütle hareketleri sonucu oluşan klastik malzemeler akarsu yataklarını doldurma eğilimi göstermiştir. Bunun sonucunda

Kelleler ve Yanıkurdu Deresi'nde yer yer homoklinal kaymanın meydana geldiği görülmektedir. Yanal yönde meydana gelen göçmelerin en tipik örneği Kelleler Dere Vadisi'nde net bir şekilde görülmektedir (Foto 12).

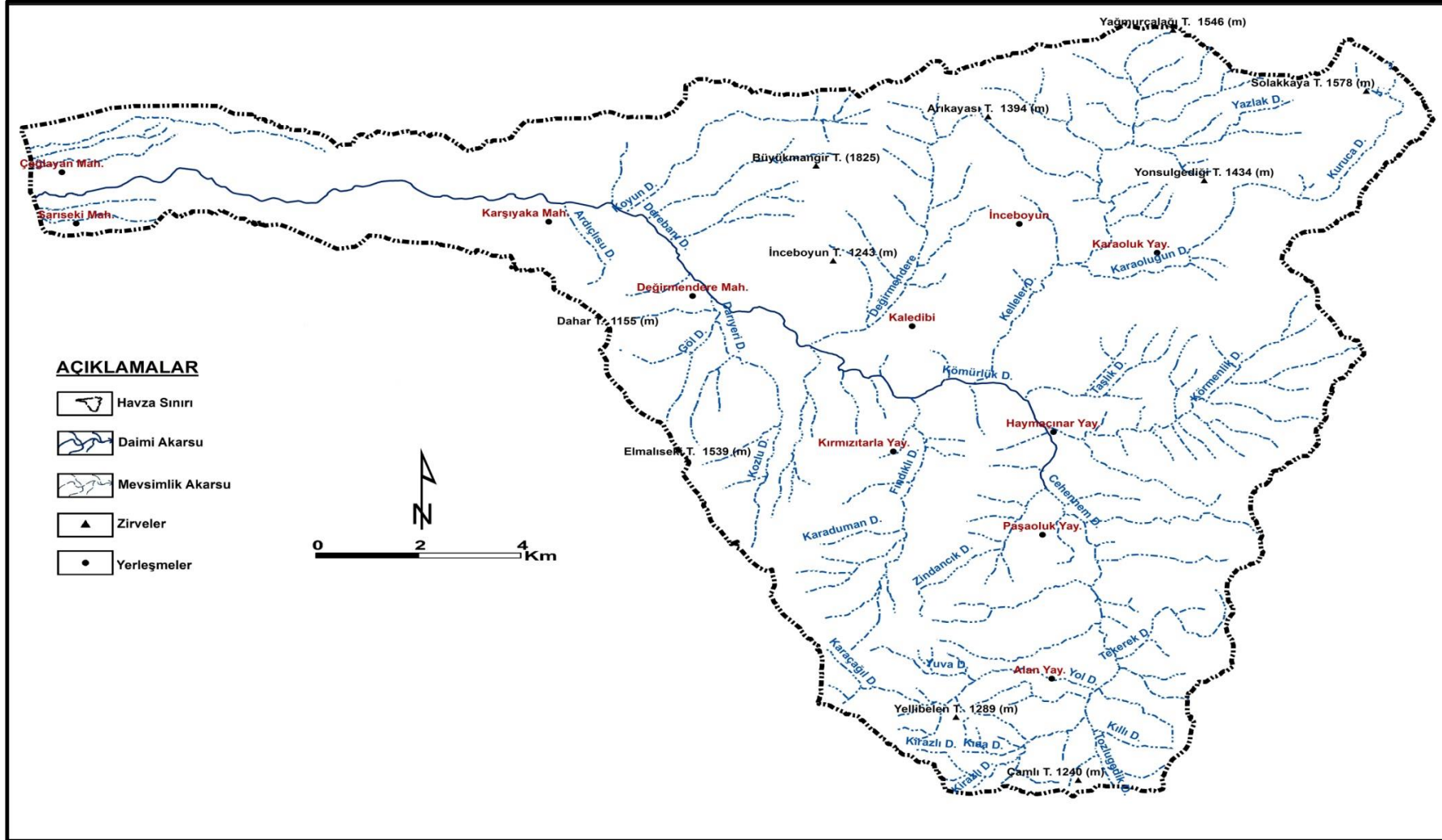


Foto 12:Kelleler Deresi'nde Sedimentasyonun Neden Olduğu Homoklinal Kayma

Neotektonik dönemle birlikte etkisi artan tektonik hareketler sonucu gençleşme eğilimi gösteren havzada deforme olmuş yerli kaya ve alüvyal dolgu sekileri, akarsuyun boyuna profilinde meydana gelen eğim kırıkları, epijenik ve antesedans boğazlar, paleo vadi ve aşınım yüzeylerine ait izler drenaj ağı gelişiminin halen devam ettiğinin bir göstergesidir.

Havzanın Drenaj Ağı Tipleri ve Özellikleri: Değirmendere Havzası tektonik olarak oldukça aktiftir bu yüzden arazinin ilksel eğimi bozulduğundan dolayı konsekant akarsular pek gelişme olanağı bulamamıştır. Havza alansal bakımdan küçük olmasına rağmen jeolojik anlamda zengin bir sahadır. Bu nedenden dolayı havzadaki akarsular topografik pozisyona bağlı olarak dirençsiz eğimli yüzeylere, formasyon sınırına, tabaka eklemlerine, katman, klivaj ve fay düzlemlerine paralel olarak akış yapmaktadır. Bu koşulların denetimi altında gelişim gösteren akarsular subsekant karakterindedir.

Havzadaki akarsular genellikle kısa boyludur (Şekil 14) ve insekant, inkonsekant, subsekant, resekant ve obsekant karakterindedir. Fakat Körmenlik ve Karaduman Dere gibi bazı akarsular tabaka sırtlarında ve alınlarında akış yapmalarına rağmen formasyon sınırına, tabaka eklemlerine, katman, klivaj ve fay düzlemlerinin denetiminde akış yaptığından dolayı subsekant karakterlidir.



Şekil 14: Değirmendere Havzası'nın Hidrografa Haritası

Değirmendere Havza'sının drenaj ağı genel olarak değerlendirildiğinde romboidal kafesli drenaj ağı görünümündedir. Havzadaki drenaj ağının romboidal kafesli olması aşınımına uğrayan şaryaj örtülerinin monoklinal bir yapıya dönüşmesinden kaynaklanmaktadır. Havzanın drenaj ağı daha özele indirildiğinde Alan Polyesi'nde çevreden merkeze yönelen kısa boylu akarsular sentripetal drenaj ağı görünümü sunmaktadır. Bu kesimde sentripetal drenaj ağının görülmesi Alan Polyesi'nin tektono-karstik bir depresyon olduğunun göstergesidir. Havzanın ağız kısmına gelindiğinde ise paralel drenaj ağı görülmektedir. Drenaj ağının bu özellikte olması havzada akış gösteren akarsuların yapıya uyumundan, zayıf direnç hatlarının varlığından ve arazi oluşturan litolojinin tabakalanma özelliğinden kaynaklanmaktadır.

Cehennem Dere kaynağını Alan Polyesi'nin batısında 1662 m. rakımlı Lağ Tepe'den almaktadır. Polyenin batısındaki eğimli yüzeylerden akışa geçen birçok yan kol polyenin omuz kısımlarında birleşip Karaçağıl Dere ismini alarak polye tabanına doğru akış yapmaktadır. Bu kısımda Alan Kalkeri'nden oluşan tabakaların alın kısmına bağlı olarak polye tabanına doğru akış yapan Karaçağıl Dere obsekant akarsu özelliği yansıtmaktadır. Polyenin güneybatısında Kılıkaya Tepesi'nde kaynağını alan ve Alan Kalkeri'nden oluşan tabakaların sırt kısmında eğim şartlarına bağlı olarak akan Kirazlı Dere ve polyenin batısındaki Yuva Dere ve polyenin doğusundaki Kısa Dere ile polyenin güneydoğu ve kuzeybatısında isimsiz birçok dere Küreci Kalkeri ile Arılık Kuvarsit'inden oluşan tabakaların sırt kısmında akış yaptığı için tipik bir resekant akarsu özelliği sunmaktadır. Ayrıca bu derelerin yan kolları insekant akarsu özelliğine sahiptir.

Alan Polyesi mevkinde bu akarsular çevresine göre nispeten daha düşük rakım değerine sahip olan polye tabanında birleştiği için sentripetal drenaj ağı görünümünü yansıtmaktadır. Yukarıda belirtilen bu dereler polyenin kuzey kısmında birleşerek Cehennem Dere adını almaktadır. Cehennem Dere polyenin ağız kısmında yayılış gösteren Arılık Kuvarsiti ile Küreci Kalkeri'nin formasyon sınırını boyunca akış yaptığından dolayı subsekant akarsu özelliğindedir.

Cehennem Dere biraz akış yaptıktan sonra tektonik nedenli eğim kırıklarının olduğu yerden başlayarak 63 m.lik bir diklikten kademeli olarak dökülerek büyük bir şelale oluşturmaktadır.

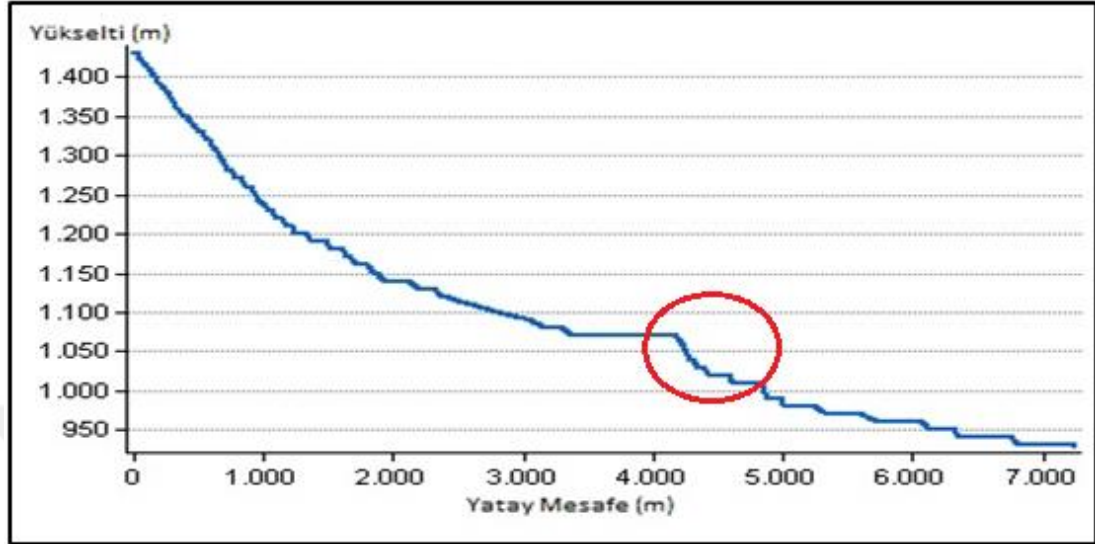
Cehennem Dere Şelalesi, Alan Polyesi'nin kuzeyinde yer almaktadır. Şelaleyi oluşturan mevsimlik akarsu niteliğindeki Cehennem Dere yaklaşık olarak 63 m. yükseklikten basamaklar halinde dökülmektedir (Şekil 15, Foto 13). Şelale basamaklarının yüksekliği birkaç cm. ile 19 m. arasında değişiklik göstermektedir. Basamakların önünde hidrolik etki, korazyon ve korrozyon şeklindeki aşındırma sonucu çapları birkaç cm. ile 21 m. arasında değişen evorsion çukurlukları (dev kazanları) oluşmuştur (Foto 14). Akımın kesildiği dönemden itibaren evorsion çukurluklarında biriken sular kısa süreli havuzcuklar oluşturmaktadır.



Foto 13: Cehennem Dere'nin Kuzeydoğu Yamacından Şelaleye Bakış

Cehennem Dere Şelalesi Alt Jura-Üst Triyas yaşlı Arılık Kuvarsiti ile Küreci Kalkeri'nin üzerinde gelişmiştir. Cehennem Dere yatağında formasyonlar arasında litolojik direnç farkının ön plana çıkması, şelalenin oluşumunu derinden etkileyerek basamaklı bir yapının gelişimine zemin hazırlamıştır. Esasen şelalenin basamaklı bir yapı arz etmesi litolojik direnç farkından ziyade Cehennem Dere'yi enine kesen ters bileşimli fay sistemleri ile tektonik kökenli krevasların gelişmesi sonucunda oluştuğu düşünülmektedir (Foto 15). Ters bileşimli fay sistemleri ve krevaslar oluştuktan

sonra litolojiyi oluşturan tabakalar NE'ya doğru çarpılarak küçük çaplı basamaklar ortaya çıkmış, direnç farkının hissedilmesi ile şelalenin basamakları daha da belirginleşmiştir.



Şekil 15: Cehennem Deresi'nin Boyuna Profili



Foto 14: Cehennem Dere'nin Oluşturduğu Evorsiyon Çukurluğu

Şelaledeki basamakların oluşumu formasyonlar arasındaki direnç farkı, ters fay ve tektonik kökenli krevasların yanında epirojenik ve negatif östatik hareketlerin etkisi ile meydana geldiği anlaşılmaktadır. Cehennem Dere yatağında sekteye

uğrayan geriye doğru aşınım dalgasının da zayıf bir ihtimal olsa bile bu tür basamakları oluşturabileceğini göz önünde bulundurmak gerekmektedir.

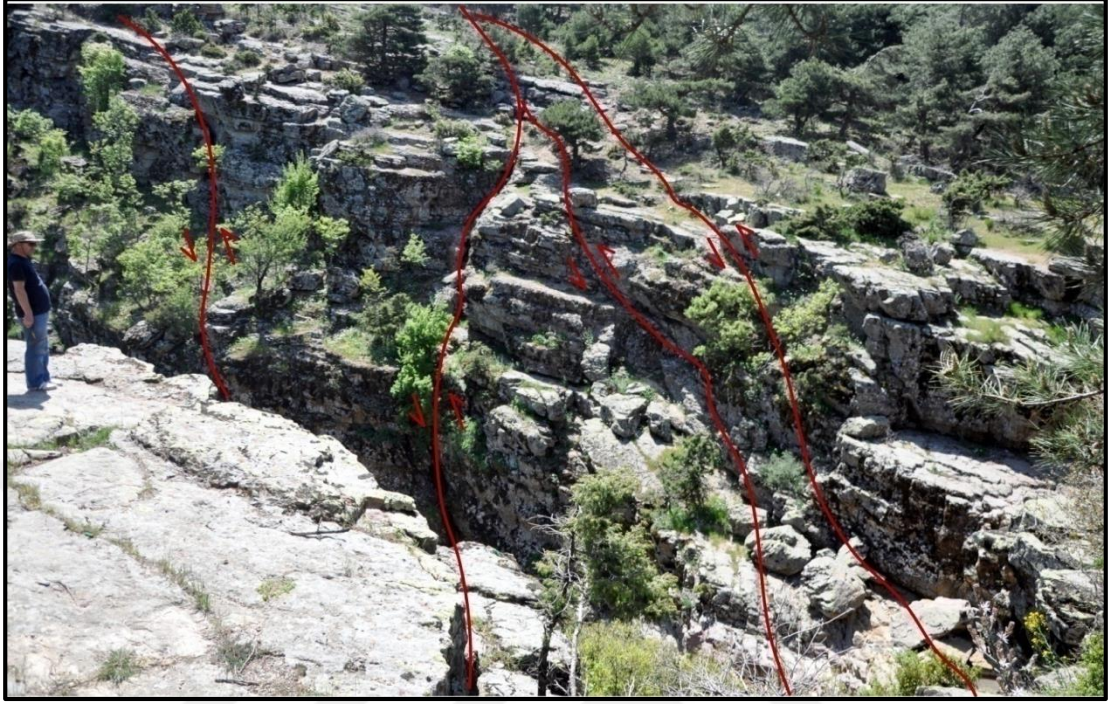


Foto 15: Cehennem Dere Şelalesi'ni Enine Kesen Fay Sistemleri

Cehennem Dere yaklaşık olarak 750 m. Akış yaptıktan sonra güneybatıda Kızıldağ Ofiyoliti ile Alan Kalkeri arasında yerleşmiş durumda olan subsekant akarsu karakterindeki Zindancık Dere ile birleşmektedir. Zindancık Dere yaklaşık olarak 600 m. akış yaptıktan sonra Haymaçınar Boğazı'ndan geçmektedir.

Havzanın kuzeydoğusunda Karayüce Kalkeri ile Arılık Kuvarsiti'nin kontak zonuna yerleşen subsekant akarsu özelliğindeki Körmenlik Dere Haymaçınar civarında Zindancık Dere ile birleşmektedir. Zindancık Dere yaklaşık 500 m. akış yaptıktan sonra Küreci Kalkeri'nden oluşan tabakaların eklem yerlerine yerleşen subsekant akarsu özelliğindeki Taşlık Dere ile birleşerek akımına devam etmektedir. Kuzeydoğudan kaynağını alan ve fay çizgisi boyunca akım yapan subsekant akarsu karakterindeki Kuruca Dere yaklaşık olarak 1 km. akış yaptıktan sonra birkaç önemsiz inekant yan kollar ile birleşerek Karaoluğun Dere ismini almaktadır.

Karaoluğun Dere kuzeyden Yağmurçalağı Tepe'den kaynağını alan konsekant akarsu özelliğindeki Yazlak Dere ve tabaka eklemlerine yerleşmiş durumda olan subsekant akarsu özelliğindeki birçok yan kolu ile İnceboyun mevkiinde birleşerek Kelleler Dere ismini almaktadır. Kelleler Dere Yonsul Fayı'nın denetiminde güneye

doğru akış yapmaktadır ki bu nedenden dolayı subsekant akarsu karakterindedir. Ayrıca Şilvankale'nin batı yamacında ayrışma ve yamaç döküntüsünden oluşan klastik malzemeler Kelleler Deresi'nin doğuya doğru öteleyerek homoklinal kaymasına neden olmuştur. Kelleler Deresi'nin kısmen homoklinal kayma yapmasında Yonsul Fayı'nın da etkisi bulunmaktadır.

Kelleler Dere Topkiraz civarında Kömürlük Dere ile birleşerek yaklaşık olarak 500 m. akışına devam ettikten sonra güneybatıya yönelerek Esenbek Boğazı'ndan geçmekte ve inkonsekant akarsu karakterine dönüşmektedir. Güneyden tabaka alınından kaynağını alan obsekant akarsu karakterindeki isimsiz birçok geçici yan kola sahip Karaduman Dere Kırmızıtarla yayla civarında isimsiz birçok yan kolu havzasına alarak Fındıklı Dere ismini almaktadır. Fındıklı Dere Esenbek yayla civarında Kömürlük Dere ile birleşerek yaklaşık 1,5 km. akış yaptıktan sonra kuzeyden kaynağını alan ve İnceboyun Fayı denetiminde akış yapan subsekant akarsu karakterindeki Yanıkyurdu Dere ve insekant karakterindeki birçok geçici yan kolu Değirmendere Mah. batısında Kömürlük Dere ile birleşmektedir. Kömürlük Dere kuzeyden güneye doğru akış yapan subsekant karakterdeki Değirmendere ile birleşerek Değirmendere ismini almaktadır.

Güneyden tabaka altına karşılık gelen 1539 m. rakımlı Elmalıseki Tepe'den kaynağını alan obsekant akarsu karakterindeki Kozlu Dere yaklaşık 2,5 km akış yaptıktan sonra güneydoğudan 1155 m. rakımlı Dahar Tepe'den kaynağını alan Göl Dere ile Değirmendere Mahallesi civarında birleşerek Değirmendere'ye katılmaktadır. Değirmendere'ye kuzeyden Karadağ Kalkeri'nden oluşan tabakaların zayıf direnç zonlarına bağlı olarak gelişen subsekant akarsu karakterindeki Koyun Dere ve Sökmenli Dere birleşerek Derebanı Dere ismini almaktadır.

Derebanı Dere basamaklar halinde akış yaparak şelaleler oluşurmaktadır. şelaleyi oluşturan daimi akarsu niteliğindeki Derebanı Dere yaklaşık olarak 3 m. yükseklikten basamaklar halinde dökülmektedir. şelale basamaklarının yüksekliği yaklaşık olarak 2-3 m. arasında değişiklik göstermektedir. Basamakların önünde hidrolik etki, korazyon ve korrozyon şeklindeki aşındırma sonucu çapları birkaç m. arasında değişen evorsion çukurlukları (dev kazanları) oluşmuştur. Akarsu akımı

daimi olduğundan dolayı evorsion çukurluklarında biriken sular yaklaşık olarak 1-2 m. derinliğinde havuzcuklar oluşturmaktadır (Foto 16).



Foto 16:Şelalenin Oluşturduğu Evorsion Çukurluklarıve Havuzcukları

Derebanı Dere Şelalesi Alt-Orta Kambrien yaşlı Karayüce Kalkeri'nin üzerinde gelişmiştir. Derebanı Dere yatağında formasyonu oluşturan litolojik birimler arasındaki direnç farkının ön plana çıkması, şelalenin oluşumunu derinden etkileyerek basamaklı bir yapının gelişimine zemin hazırlamıştır.

Şelaledeki basamakların oluşumu formasyonlar arasındaki direnç farkının yanında epirojenik olarak çarpılma veya negatif östatik hareketlerin etkisi ile Derebanı Dere yatağında sekteye uğrayan geriye doğru aşınım dalgasının da oluşturabilme ihtimali bulunmaktadır. Şelalenin birinci basamağının önünde ve gerisinde faylanmaya ait izlerin bulunmaması böyle bir ihtimalin meydana gelebileceğini düşündürmektedir.

Derebanı Dere yaklaşık olarak 500 m. akış yaptıktan sonra güneyden Küreci Kalkeri'nden oluşan tabakaların alın kısmından akış yapan obsekant akarsu karakterindeki Ardıçlısu Dere ile birleşmektedir. Subsekant akarsu karakterindeki Derebanı Dere Karadağ Kalkeri'nden oluşan tabakaların arasından yaklaşık 5 km. akış yaptıktan sonra İskenderun Körfezi'nde oluşturduğu kıyı ovasına açılarak akışa geçmektedir. Derebanı Dere'nin oluşturduğu Sariseki kıyı ovasının kök kısmından itibaren yaklaşık 1 km. akış yaptıktan sonra dış drenaja açılarak Akdeniz'e dökülmektedir.

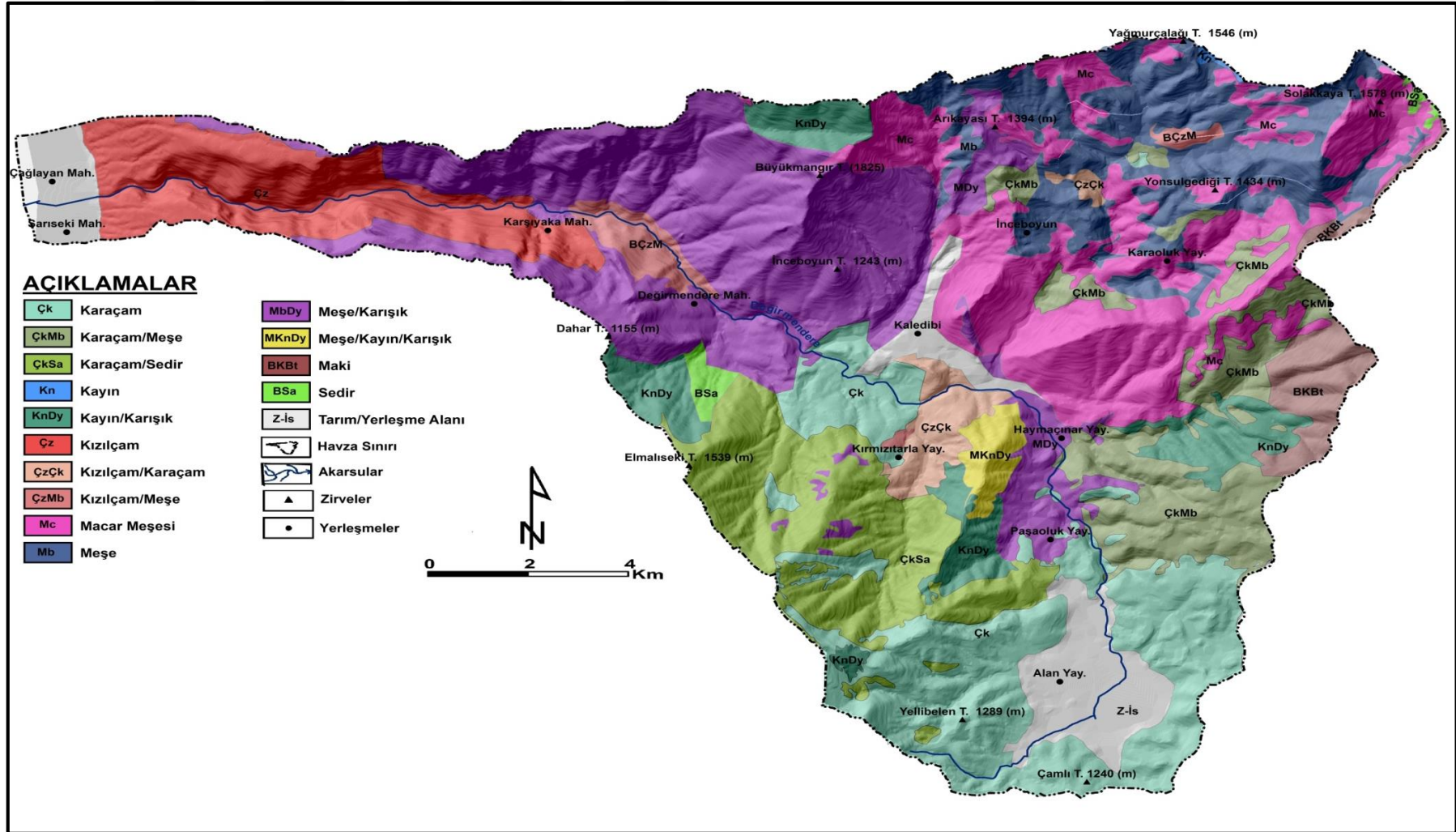
2.5. Havzanın Vejetasyon Özellikleri

Amanoslar bitki tür ve çeşitliliği bakımından ülkemizin en önemli alanlarından biridir. İnceleme alanında bitki tür ve çeşitliliğinin temelini sahanın

coğrafi konumu, iklim özellikleri, yüksek ve arızalı topografyası, çok çeşitli ana materyal ve toprak özellikleri oluşturmaktadır.

Amanoslar bulunduğu konum itibarı ile Akdeniz fitocoğrafya bölgesinde Anadolu Diyagonali diye tabir edilen sahanın en güney kısmında yer almaktadır. Bu hat Doğu Karadeniz’de Bayburt ve Gümüşhane yöresinden başlayarak Orta Toroslar’a doğru uzanır. Tahtalı ve Binboğa Dağları’nın güneyinde 2 kola ayrılır. Bu kollardan biri Aladağ ve Bolkar Dağlarını diğeri ise Amanos Dağları’nı takip eder (Avcı, 1993, s:241). Bu nedenle Amanoslar, vejetasyon özellikleri bakımından Doğu Akdeniz Bölgesi’nde oldukça önemli alanlarından biridir. Saha kayının topluluklar halinde dünya üzerinde görülebildiği en güney noktadır. Bu özelliğinin yanında kızılçam ve kayın gibi ekolojik istekleri birbirinden farklı türlerin yan yana ve iç içe olduğu sahalardan birini oluşturmaktadır (Şekil 16, Foto 17). Dağlık kütlelerin konumu ve uzanış doğrultusu yanında yükselti, sıcaklık, yağış, bakı, eğim koşulları, arazinin yarıma durumu gibi faktörler Akdeniz, Avrupa-Sibirya ve İran-Turan elementlerinin ekolojik isteklerinin karşılandığı ortamlar oluşturmuştur (Aytaç ve Semenderoğlu, 2011, s:44).

Amanos Dağları’nın coğrafi konumu ve fiziki coğrafya özellikleri dağın farklı kesimlerinde Akdeniz ve Akdeniz dağ kuşağı dışında farklı fitocoğrafya bölgelerinin şartlarına yakın ortamlar oluşturmaktadır. Nitekim dağın batı yamacında, genel olarak 600 m’ye kadar olan alçak kesimlerinde makiler, 900- 1000 metrelere kadar yükselen kızılçamlarla beraber yer alır. İklim ve topografik koşullara bağlı olarak 600 metreden itibaren çiçekli dişbudak, gürgen, ıhlamur, akçaağaç, kestane, üvez, şimşir, papaz külâhı, kayacık, kızılçık, fındık, yükseklerde kayın gibi türler yer yer nemli-yarı nemli ormanlar oluşturarak, adeta Avrupa-Sibirya fitocoğrafya bölgesinin öksin sektörünü çağrıştırır. Yine yüksek kesimlerde karaçam, sedir ve göknarın görüldüğü alanlar, Akdeniz dağ kuşağı ormanlarını karakterize eder. Avrupa Sibirya elementleri, genel olarak dağın batı sektöründe nemli hava kütlelerini alan kuytu vadilerde ve daha çok kuzey-kuzeybatıya bakan yamaçlarda yer almaktadır (Aytaç ve Semenderoğlu, 2011, s:37).



Şekil 16: Değirmendere Havzası'nın Vejetasyon Haritası

Amanoslar'ın batı kesimi yaz aylarında düşen yağış miktarı ve nispi nemin yüksek olmasının yanında, flora tarihi açısından oldukça önemli bir sahadır. Bu durum bitki sosyolojisi açısından farklılıkların ortaya çıkmasına neden olmuş ve dağın relik ve endemik türler ile tür çeşitliliği açısından şaşırtıcı derecede zengin olmasını sağlamıştır. Sahip olduğu bitki tür ve çeşitliliğinin yanında endemik türler açısından oldukça zengin bir sahadır. Bu sahada yayılış gösteren endemik türler arasında dikkate değer olanlar *Ajuga reptans*, *Origanum amanum*, *Helleborus vesicarius* ve *Vulfenia orientalis* gibi çok farklı türlerdir ve bu dağlık alandaki endemik türlerin sayısı 250'den fazladır (Avcı, 2005, s:31). Ayrıca Amanos Dağları endemik türlerin yanında relik türler de yer almaktadır. Relikt türler arasında porsuk (*Taxus Baccata*), şimşir (*Buxus sempervives*), karayemiş (*Laurocerasus officinals*) ve kayın (*Fagus orientalis*) gibi bitkiler dikkat çekicidir. Belirtilen bu relik bitkilerin varlığı Amanoslar'ın Pleistosen 'de bir göç yolu rotası konumunda olmasından kaynaklanmaktadır (Zohary, 1993, s:124-125).



Foto 17: Kayın (Sağ) ve Sedir (A), Dişbudak (B), Çınar (C), Sandal (D) Ağaçlarından Bir Görünüm

Havzanın klimaks bitkisini oluşturan kızılçamlar yaklaşık olarak 5,5 km²'lik bir alan kaplamaktadır. Dağlık alanın etek kısmından başlayarak Karşıyaka Mah. kadar geniş yayılım alanına sahiptir. Değirmendere Havzası'nda genellikle güney

yamaçlarda görülen kızılçamlar yaklaşık olarak 600 metre seviyelerine kadar çıkan orman formasyonunu oluşturmaktadır. Bu kuşakta kızılçamlar ile birlikte yer yer sandal, zakkum, kocayemiş, defne, kayacık, erguvan, kermez meşesi, tespîh, sakız gibi maki türleri yer almaktadır. Maki türlerini oluşturan bitkiler genellikle kızılçamların tahrip edildiği alanlarda görülmektedir. 600 m. itibaren yer yer meşeler ile birlikte orman formasyonunu oluşturan kızılçamlar yerini meşe topluluklarına bırakır.

Havzanın bir diğ er asli formasyonu olan meşeler saf ormanlar oluşturmakla birlikte yer yer çınar, dişbudak, tespîh, akçakesme, kayacık, fındık, kayın, kızılçam ve karaçam gibi türler ile karışım halinde görülmektedir. Yaklaşık olarak saf ormanlar halinde 6,5 km² alan kaplayan meşe toplulukları genellikle İnceboyun yayla, Arıkayası ve Yonsulgediği Tepe mevkinde görülmektedir. Karışık ormanlar halinde ise yaklaşık 14,5 km² kaplayan meşeler Büyükmanğır Tepe, Dahar Tepe'nin eteklerinde, Değirmendere mah., Paşauluk ve Haymaçınar yayla mevkinde görülmektedir. Kızılçamlara nazaran kısmen serin ve yağışlı ortamlarda vejetatif faaliyetini sürdürmektedir.



Foto 18:Haymaçınar Yayla Civarındaki Fındık Ağacından Bir Görünüm

Akdeniz kuşağının bir diğ er formasyonunu oluşturan macar meşesi havzanın kuzeydoğ u kesiminde 1000 m. yükseltiden itibaren genellikle akarsular tarafında parçalanmış güneybatı-güneydoğ uya bakan yamaçlarda saf ormanlar halinde görülmektedir. Yaklaşık olarak 10,5 km² yayılış alanına sahip olan macar meşesi

Solakkaya Tepe, Yonsulgediği Tepe ve Karaoluk yayla civarında geniş yayılım alanına sahiptir

Karaçamlar genellikle 1000 m. seviyelerinden itibaren kısmen saf ormanlar (Foto 19) halinde görülmekle birlikte kızılçam, sedir, meşe, fındık, çınar, göknar, gürgen gibi türler ile iç içe geçtiği de görülmektedir. Saf ormanlar halinde yaklaşık olarak 9,5 km² alan kaplayan karaçamlar genellikle kuzeye bakan yamaçlarda oldukça iyi gelişim göstermektedir. Havza içerisinde Yelibelen Tepe, Çamlı Tepe ve Kırmızıtarla yayla civarında geniş yayılım alanına sahiptir.

Akdeniz kuşağının bir diğer önemli türünü sedirler oluşturmaktadır. Sedirlerin tahrip edildiği alanlarda genellikle karaçamlar ve meşeler hâkim orman örtüsünü oluşturmaktadır. 1200 m. itibaren karaçamlar ile birlikte yayılış gösteren sedirler Elmalıseki Tepe civarında ve Kırmızıtarla yaylası'nın üst kesimlerinde yaklaşık olarak 6 km²'lik bir alan kaplamaktadır. Sedirler serin ve yağışlı koşullara bağlı olarak saf ormanlar halinde 1500 m'den itibaren görülmektedir. Yayılış bakımından yaklaşık olarak 0,5 km²'lik bir alan kaplamaktadır. Saf ormanlar halinde Solakkaya Tepe civarında tespit edilmiştir.



Foto 19: Alan Yaylası ve Çevresinde Görülen Karaçam Orman Toplulukları

Havzada görülen bir diğer orman örtüsünü kayın toplulukları oluşturmaktadır. Genellikle 1100 m. itibaren yıllık ortalama sıcaklık değerlerin 13-14 °C, yağış değerlerinin 1000 mm. üzerinde olduğu kuzey, kuzeydoğu ve kuzeybatı'ya bakan sisli yamaçlarda görülmektedir. Relikt türler halinde kısmen saf ormanlar kısmen de

meşe, karaçam ve sedir gibi türler ile karışım halindedir. Saf ormanlar halinde Solakkaya Tepe eteğinde yaklaşık olarak 0,5 km², karışık ormanlar halinde ise Dahar Tepe, Büyükmangır Tepe, Paşaluk yayla ve Haymaçınar yayla çevresinde yaklaşık olarak 4 km² alan kaplamaktadır. Akdeniz bölgesinde Amanoslar dışında Yirce Platosu'nun (Kadirli/Osmaniye) üst kesimlerinde kuzey ve kuzeybatıya bakan yamaçlarda Amanoslar'da olduğu gibi benzer ekolojik koşullara bağlı olarak saf ve karışık halde kayın ormanları tespit edilmiştir (Ege, 2016, s:24). Yirce Platosu'ndaki kayın ormanlarının varlığı tıpkı Amanoslar'daki gibi Pleistosen döneminden kalan ve günümüzde varlığını sürdüren relik (enklav) bir bitki olduğu belirtilmiştir.

Vejetasyon kapalılık oranına bakıldığında İskenderun Körfezi ve körfezi çevreleyen dağlık arazideki ormanların sık ve verimli olan bölümünün vejetasyon kapalılık oranı % 41-70 ve >% 70 arasında olduğu görülmektedir. Bu verimli alanlar İskenderun Körfezi'ne göre; batı bölümünde % 15,5, kuzey bölümünde % 28,5, doğu bölümünde % 31,0 oranındadır (Kantarıcı, 2008, s:400).

ÜÇÜNCÜ BÖLÜM

3. HAVZANIN JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ

Değirmendere Havzası, dağlık bir kütle olan Amanoslar üzerinde gelişim gösteren tipik bir flüvyal havza niteliğindedir. Havza, hidrografik etken ve süreçler tarafından şiddetli bir şekilde işlendiğinden dolayı birbirinden farklı yükseklikte platolar, ovalar, birikinti yelpazeleri, vadiler, boğazlar, sekiler ve yapısal şekiller gelişme olanağı bulmuştur (Şekil 17). Havzadaki bu şekillerin oluşum ve gelişiminde etkili olan faktörler üzerinde durulmuştur.

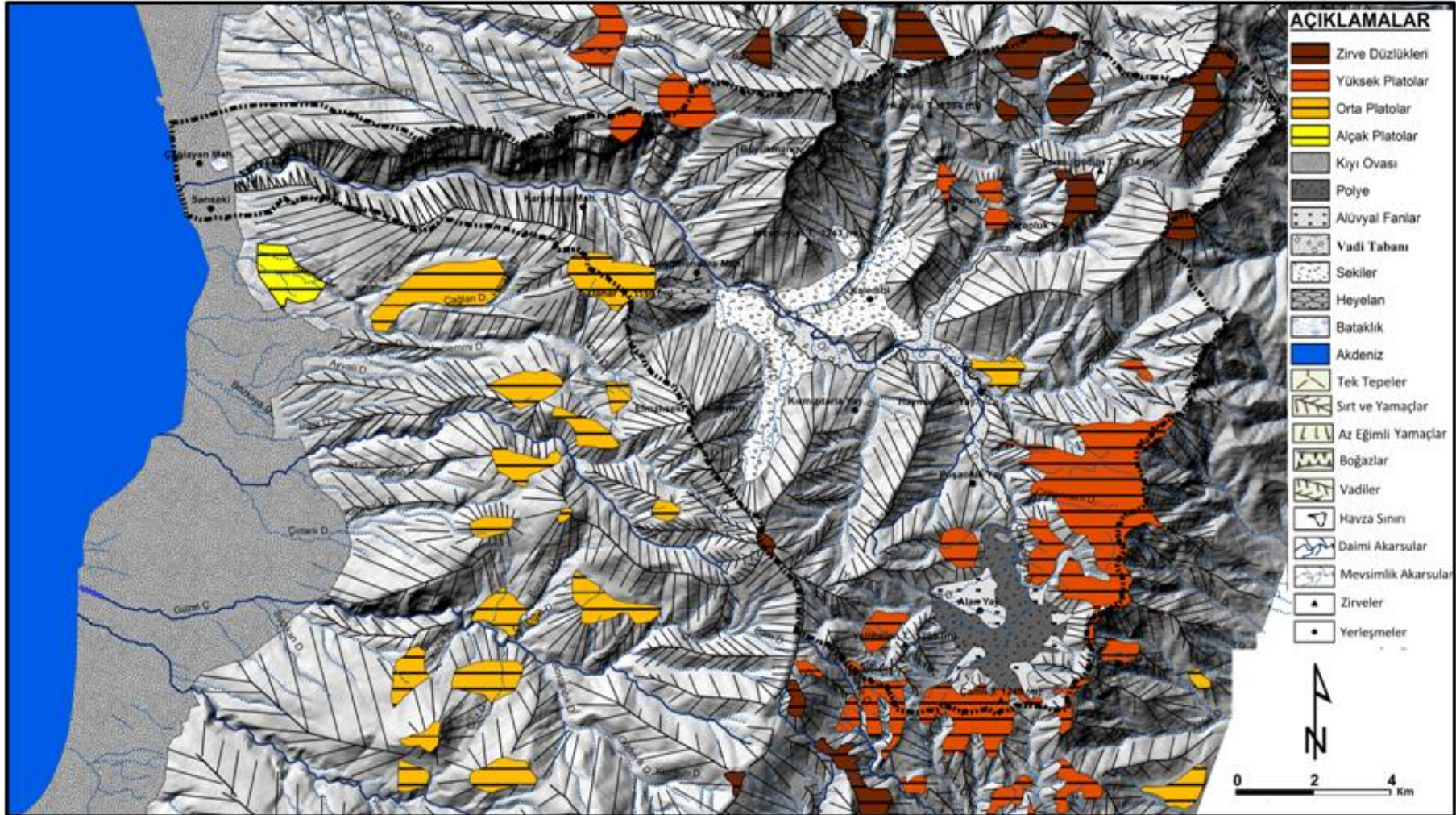
Yukarıda belirtilen ve Değirmendere Havzası'nı oluşturan bu jeomorfolojik birimler ve ünitelerin genel görünümü, aşağıdaki bölümünde daha da detaya inilerek açıklanma yoluna gidilmiştir.

3.1 Dağlık Alanlar

Amanosların jeotektonik kökeni ve gelişimini açıklamaya başlamadan önce dağın genel özelliklerini kısaca belirtmek gerekir.

Değirmendere Havzası'nın üzerinde geliştiği Amanoslar, Akdeniz Bölgesi'nin Adana Bölümü'nde, Maraş-Antakya (Amik) çöküntüsü ile İskenderun Körfezi-Çukurova çöküntüsü arasında NNE-SSW doğrultusunda uzanan dağ sırasıdır. Amanoslar, Kahramanmaraş yakınlarındaki Ahır Dağı'nın güneyinde İskenderun Körfezi'nin doğu kıyısındaki Domuz Burnu'na kadar uzanır (Foto 20).

Güneyden aşağı Asi oluğu, Amik-Karasu çöküntüsü; batıdan Çukurova'nın doğu girintisiyle sınırlanır. Yaklaşık 4.000 km²'lik bir alana yayılmış olan Amanoslar'ın uzunluğu yaklaşık olarak 175 km, genişliği ise yaklaşık olarak 15-30 km arasında değişir.



Şekil 17: Değirmendere Havzası'nın Jemorfoloji Haritası



Foto 20: Kuzeyden Amanos Dağları'nın Genel Görünümü (Foto: Münir Yahşi)

Amanoslar'ın jeotektonik kökenine ve gelişimine gelince; dağın taban kısmı genel olarak kuzey ve güney yönde uzanan Prekambriyen yaşlı şistler ile Paleozoik yaşlı metamorfikler ve karbonatlar oluşturmakta, bu birim üzerine aynı doğrultuda uzanan Mezozoik yaşlı metamorfikler, karbonatlar ile dağın batı kemsinde olistromlar yer almaktadır. Paleosen ve Eosen yaşlı birimler dağın güney kemsinde sınırlı alanlarda yer alırken, Neojen yaşlı birimler ise dağın kuzey ve güneybatısında yer almaktadır. Bunlar açısız diskordantla Üst Kretaseformasyonlarını örter (Demirel, 1995, s:46; Aytaç, 2010, s:29). Amanoslar'ın yapısal morfolojisini esasen iki önemli olay şekillenmiştir. Bunlardan biri Üst Kretase ofiyolit bindirmesi bir diğeri ise Neojen'den başlayıp halen günümüzde de devam eden dikey yönlü dislokasyonlardır (Korkmaz, 2001, s:97).

Amanos Dağları'nın doğu ve batı yamacı faylarla kesilmiş olmasından ve kıvrım sistemine ait şekillerin görülmesinden dolayı jenetik bakımdan birbirinden farklı yorumların yapılmasına neden olmuştur.

Amanoslar'ın Alpin kuşağa ait bir yapı unsuru halinde olduğu ve kompresyonel hareketlerle oluştuğu açıklanmaktadır (Kober, 1915, Frech, 1916, Blumenthal, 1938, Richter, 1966'ya atfen Yılmaz, 1984, s:505).

Amanoslar'ın horst niteliğinde olduğu ve normal faylanmalar ile geliştiği belirtilmektedir (Ardos, 1979, s:145-146; Royaj vd., 2001, s:12; Aytacı, 2010, s:30).

Amanoslar, jeotektonik evrimi itibariyle kompresif hareketlerin neden olduğu kıvrılmalar sebebiyle şekillenmiş bir antiklinal (antiklinoryum) görünümüne olmasının yanında doğu ve batı yamacı faylar ile kesilmiş bir horst yapısını da yansıttığı vurgulanmaktadır (Erol, 1963, s:8; Mülazımoğlu, 1979, s:28; Yalçın, 1980, s:27; Yılmaz, 1984, s:527; Özkoçak, 1993, s:54; Adıyaman ve Chorovicz, 2002, s:235; Öner, 2008, s:4).

Amanoslar'ın bir horst veya antiklinoryum olmadığını tek yönlü yapılarca karakterize edilmektedir. Bu dağ kuşağında kuzeybatıdan güneydoğuya doğru etkin sıkıştırma kuvvetinin neden olduğu kıvrım eksenleri, bindirmeler, ters faylar, tabakalanma ve eklem sistemlerinin olduğu tektonik bir kuşak olduğu belirtmiştir (Yılmaz vd, 1993, s:34-35)

Son olarak Eroskay vd., (1978, s:58) ise Amanoslar bölgesinin şiddetli tektonik hareketler sonucu homoklinal yapılarca karakterize olduğunu belirtmiştir.

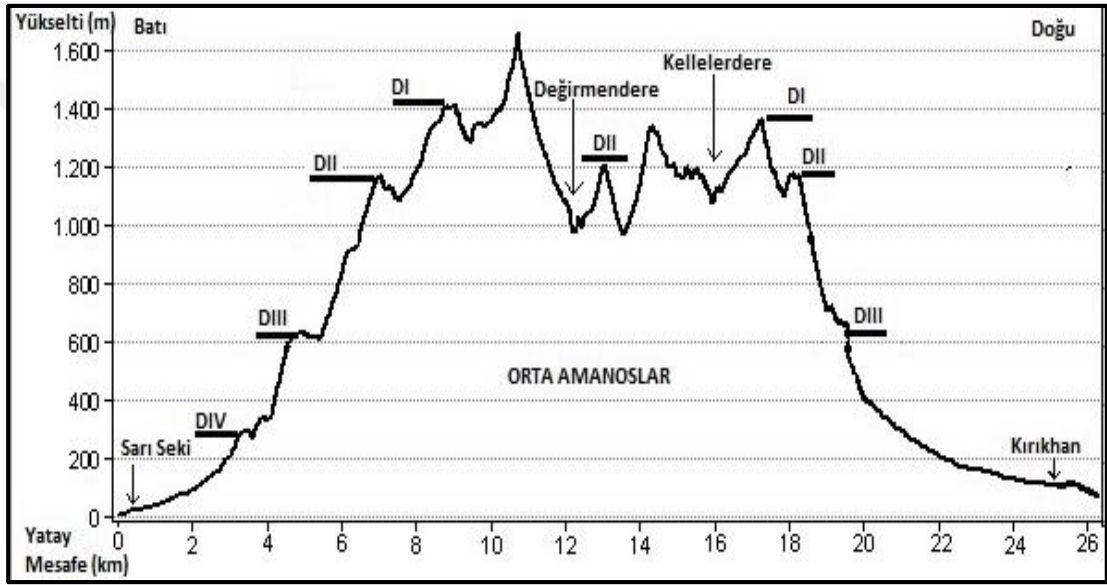
Yapılan bütün bu açıklamalardan anlaşılacağı üzere Amanoslar'ın genetik bakımdan oluşumu tek bir yapısal olayla ilişkilendirilemeyeceği ve oldukça girift yapıya sahip olduğu görülmektedir.

3.2 Aşınım Yüzeyleri (Platolar)

Aşınım yüzeyleri, direnç farkları aynı veya farklı değişik litolojik birimler üzerinde erozif faaliyetlerin uzun ve devamlı işleyişi sonucu oluşmuş düzlüklerdir. Havza tektonik açıdan oldukça hareketli bir kuşak üzerinde yer almaktadır. Bu nedenle havzanın tektonik yapısı dikkate alındığında yapısal düzlüklerin oluşumu ve gelişiminde tektonik hareketler ve tektonik hareketlere bağlı olarak meydana gelen taban seviyesi değişimi sonucu flüvyal ve karstlaşma süreçleri gibi erozif faaliyetler birinci derecede etkili olmuştur. Ayrıca aşınım yüzeyleri tektonik hareketlerin (çarpılma ve faylanmanın) etkisiyle deforme edilerek çeşitli yükselti basamaklarında ortaya çıkmıştır.

Yukarıda belirtilen süreçlere bağlı olarak oluşan aşınım yüzeyleri buldukları yükselti basamakları Erol (1979, s:2; 1980, s:11; 1990, s:374) sistemi referans alınarak sınıflandırılmıştır. Bu sınıflandırmaya göre; 200-350 m. DIV Sistemi (alçak

platolar), 550-1000 m. DIII Sistemi (orta platolar), 1000-1500 m. DII Sistemi (yüksek platolar), 1500 ve üzeri DI Sistemi (zirve düzlükleri) olarak tayin edilmiştir. Bu doğrultudan hareketle Erol Amanos Dağları üzerinde Orta Miyosen (DI), Üst Miyosen (DII) ve Pliyosen'e (DIII) ait 3 aşınım yüzeyi tespit etmiştir (1990, s:375). Belirtilen bu aşınım yüzeylerine ek olarak Mülazımoğlu ve Ege'nin Alt Pleistosen'e (DIV Sistemine) ait tespit ettiği aşınım yüzeyi de dikkate alındığında dört aşınım yüzeyi (plato) Amanoslar'da gelişme olanağı bulmuştur (Mülazımoğlu, 1979, s:34, Ege, 2014, s:75). Değirmendere Havzası'nda da bu dört döneme ait aşınım yüzeyleri oldukça bariz bir şekilde görülmektedir (Şekil, 18).



Şekil 18: Erol Sistemine Göre Çalışma Sahası ve Çevresinin Aşınım Düzlükleri

Bölgesel ve yerel tektonik hareketlerle oldukça fazla deforme olan aşınım sistemlerini birbirinden ayırmak oldukça güçtür. Değirmendere Havzası'nda gelişme olanağı bulan DI ile DII ve DII ile DIII sistemleri sahanın kısmi yerlerinde iç içe geçtiği görülmektedir.

DI ve DII dönemi şekilleri Miyosenin sıcak nemli iklim koşulları altında meydana gelmiş olup, Orta Miyosen (Serravaliyen) sonlarında meydana gelen tektonik hareketlere bağlı olarak taban seviyesinin alçalması nedeniyle iki basamak halinde gelişme olanağı bulmuştur. Alt-Orta Miyosen'e ait 1200 m. ve üzeri DI sistemlerinin oluşturduğu yüzeyleri Üst Miyosen'e ait 900-1200 m. DII yüzeylerini çevrelemiştir. DII aşınım sistemleri Tortoniyen döneminin yarı nemli morfoiklimatik koşulları altında gelişmeye başlamış ve nihai şeklini Messiniyen giderek

kuraklaşmaya başlayan iklim koşulları altında geri doğru aşınım ile geniş oluklar halinde sokulmuştur (Erol, 1983, s:11-13; 1992, s:35). Belirtilen bu süreçlerin sonucunda DI ve DII yüzeylerinden aşınıp taşınan ve bu yüzeylerin korelan depoları olan malzemeler İskenderun Körfezi tabanında depolandığı belirtilmiştir (Erol, 1990, s:376).

Miyosen sonlarında Akdeniz Havzası'nda şiddetli kuraklık ve tektonik hareketler sonucu çekilen deniz Erken Pliosen'de Akdeniz Havzası'nı tekrar doldurmaya başlamıştır (Hsü et al, 1973, s:243; 1977, s:400). Bu olay sonucunda körfezinin bulunduğu alan tekrar sular altında kalarak nemli ve yağışlı subtropikal iklim koşulları belirmeye başlamıştır. Bu koşullara bağlı olarak akarsular yeni taban seviyesine ayak uydurarak İskenderun Çanağına akmaya başlamış ve yeni bir flüvyal aşınım süreci yaşanmıştır (Erol, 1990, s:376). Belirtilen bu yüzeyler Değirmendere Havzası'nda 550 m. ile 650 m. yükselti basamakları arasında yayılış göstermektedir.

Alt Pleistosen'de meydana gelen bölgesel neotektonik hareketler daha yerel bir karakter kazanmış ve tektonik stresler belirli ana fay düzlemleri boyunca yoğunluk kazanmıştır. Bu tektonik hareketlerin sonucu olarak beliren taban düzeyi değişimleri ve değişen iklimin etkisi altında yeni bir düzlük yani DIV sistemi gelişmiştir. Bu dönemde sıcak tropikal iklimden serin ve yağışlı plüvyal dönem belirginleşmiştir (Erol, 1983, s:14; 1990, s:35). Belirtilen bu nedenlerin sonucu olarak çalışma sahasının aşağı kısımlarında 200-350 m. yükseklikleri arasında DIV sistemi gelişme olanağı bulunmuştur.

3.3 İskenderun Kıyı Ovası

İskenderun Kıyı Ovası, Amanoslar'ın batı kısmında, İskenderun Körfezi'nde yer almaktadır. Genel olarak kuzey-güney doğrultusuna sahip olan ovalık alan, Erzin ile İskenderun arasında 40 km. uzunluğundadır. Ovalık alanın doğu-batı istikametindeki en geniş yeri Erzin ve çevresinde 10 km. iken Sarıseki civarında yaklaşık olarak 1 km. civarındadır. İskenderun Kıyı Ovası, çalışma sahası içinde ise yaklaşık olarak 2 km²'lik bir alana sahiptir. Kuzey-güney uzunluğu yaklaşık olarak 1,9 km. olan ovanın doğu-batı genişliği ise 1 km.dir. İskenderun Kıyı Ovası doğusunda Derebanı Fayı ile Amanoslar'dan, batıdan ise Akdeniz ile ayrılmaktadır (Foto 21). Ayrıca kıyı ovasında taban suyu seviyesinin yüksek oluşundan dolayı Sarıseki Bataklığı gelişme olanağı bulunmuştur.



Foto 21: İskenderun Körfezi'nde Gelişen Sarıseki K1y1 Ovası

İskenderun K1y1 Ovası'nın geliştiği İskenderun Körfezi tektonik kökenli bir depresyondur. Adana-Kilikya (İskenderun) Havzası Neotektonik dönemde Bitlis-Zagros bindirme kuşaağı boyunca kıta-kıta çarpışmasının doğurduğu kompresyonel rejimin Doğu Anadolu Fay Zonunda yanal atımlarla dengelenmeye çalışılmış olması ve bunun sonucunda fay zonunun güney ucunda pull-apart hareketlerle açılmaya başlamasıyla oluşmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981: s:227; Dewey et al. 1986, s:24; Ergün vd. 1995, s:77; Demirel, 1995, s:48). Bunlara ek olarak havzanın pull-apart hareketler ile gelişmesinde Karataş-Osmaniye Fay Zonu ile Kıbrıs Yayının etkisi de bulunmaktadır (Gürsoy et al. 2003, s:4). Bu tektonik olayların sonucunda körfezinin bulunduğu alan asimetrik bir graben özelliği kazanarak (Pralle, 1994, s:94) Miyosen'den itibaren fay düzlemleri boyunca -3000 metre varan rotasyonel bir  ok nt  yaşıyarak (Erol, 1990, s:376-377) nihai şeklini almıştır.

Ova, yukarıda ifade edilen sistemler arasında gelişen tektonik kökenli bir  ok nt  havzası niteliğindedir. İskenderun K1y1 Ovası, Değirmendere ve yan kollarının çevredeki yüksek alanlardan Akdeniz'e boşalan akarsuların taşıdığı sedimentlerle dolması sonucunda alüvyal tabanlı bir görünüme kavuşmuştur. Granülometrik olarak polijenik taneli çakıl ve kum düzeylerinin hâkim olduğu ova, yer yer silt ve kil düzeylerini de içerir. İskenderun K1y1 Ovası doğunda yer alan

Amanosların etek kısmında kıyı doğru eğim değerinin ve akarsuyun taşıma gücünün azalmasına bağlı olarak iri taneli çakıllardan başlayarak daha ince taneli kum ve silt boyutuna geçer. Bu bakımdan kıyı ovasını oluşturan litolojik birimler Kuaterner yaşlı karasal depolardan oluşmaktadır. Kıyı ovasının eğim değeri doğudan batıya doğru azalarak etek arazilerde %5-9, ova tabanında ise %0-2 arasında değişmektedir. Ova, Değirmendere ve yan kolları tarafından drene edilmektedir. Değirmendere ova tabanındaki alüvyonlar üzerinde menderesler çizerek doğudan batıya doğru akarak dış drenaja bağlanmaktadır.

İskenderun Kıyı Ovası'nın boyutu göz önünde bulundurulduğunda pek gelişim göstermediği göze çarpmaktadır. Bu durumun en önemli nedenleri arasında; kıyı ovasının gelişim gösterdiği körfezin tektonik evrimi, havzanın litolojik durumu, iklimik özellikler, oseonografik ve hidrografik süreçler ile beşeri faktörler gösterilebilir.

Yukarıda ifade edildiği gibi körfezi oluşturan tektonik rejim düşey atımlı liristtik faylar ile karakterize edilmektedir. Körfeze malzeme girdisi düşey atım miktarı ile uzaklaştırıldığından dolayı tektonik rejim kıyı ovasının gelişimini olumsuz yönde sınırlandırmaktadır. Ayrıca kıyı ovasına detritik malzeme taşıyan akarsuların boyları kısadır ve genel olarak çözülebilen karbonatlı kayaçların egemen olduğu yüzeylerden akım yapmaktadır. Bu durum boyutsal ve hacimsel olarak körfeze detritik malzeme girdisini olumsuz yönden etkilemektedir. Aynı zamanda körfez çanağında birikme eğilimi gösteren sedimentler kıyıya paralel esen rüzgârların doğurduğu dalga ve akıntılar tarafından kısmen kıyıdan uzaklaştırılmaktadır. Bu durumlar körfezdeki alüvyonlaşmayı olumsuz yönde etkilemektedir. Yukarıda belirtilen durumlara ek olarak İskenderun Körfezi'nin denizaltı topografyasını oluşturan killi ve siltli litolojik birimler içerisinde yani granüler ceplerde basınçlı suyun bulunması denizaltı şevlerinin stabilizesini düşürmektedir. Bu nedenle körfez tabanında sık sık kütle hareketlerinin yaşanması (Mülazımoğlu, 1979, s:239) kıyı ovasının deniz içerisindeki gelişimini sınırlandırmaktadır. Ayrıca Sarıseki Beldesinde sanayi ve nüfus faaliyetlerinin artması sonucu DSİ tarafından Değirmendere Havzası'nda su tahliye boruları döşenerek bölgenin su ihtiyacı karşılanmaktadır (Foto 22). Bu durum İskenderun Körfezi'ne malzeme girdisi

sağlayan Değirmendere'nin oluşturduğu kıyı ovasının gelişimini olumsuz yönde etkilediği aşikârdır.

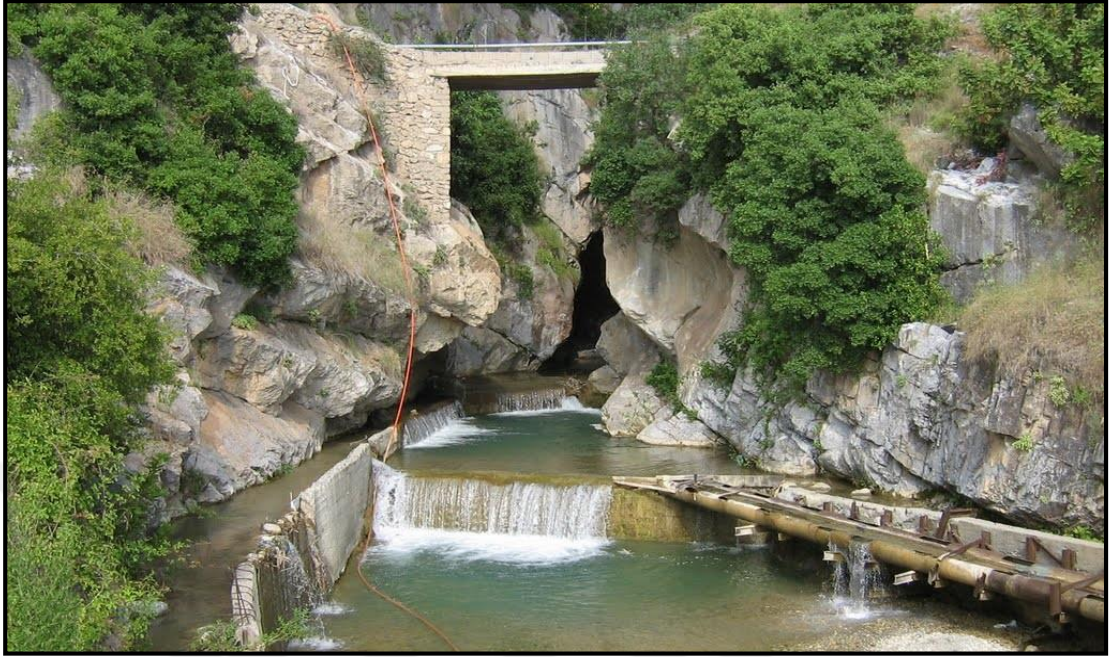


Foto 22: Değirmendere'nin Yatağında D.S.İ. Tarafından Yapılan Kanal Islahı

Ovayı oluşturan alüvyonların kalınlığı İskenderun civarında D.S.İ tarafından yapılan 5797 ve 6124 nolu sondaj verilerine göre 0-204 m. arasında değişir (Mülazımoğlu, 1979, s:39-40). D.S.İ. Müdürlüğünce açılan kuyuda alınan karota göre tespit edilen formasyonlar şunlardır:

5797 nolu sondaj verileri (151 m.)	6124 nolu sondaj verileri (204 m.)
0 – 1 Nebati toprak	0 – 1 Nebati toprak
1 - 5 Siltli kum	1 – 3 Kil
5 – 23,65 Çakıl	3 – 7,5 Killi çakıl
23,65 – 36 Kil	30 – 48 Kil
36 – 151 Marn	48 – 56 Marn
	56 – 67 Kil
	67 – 204 Kalker

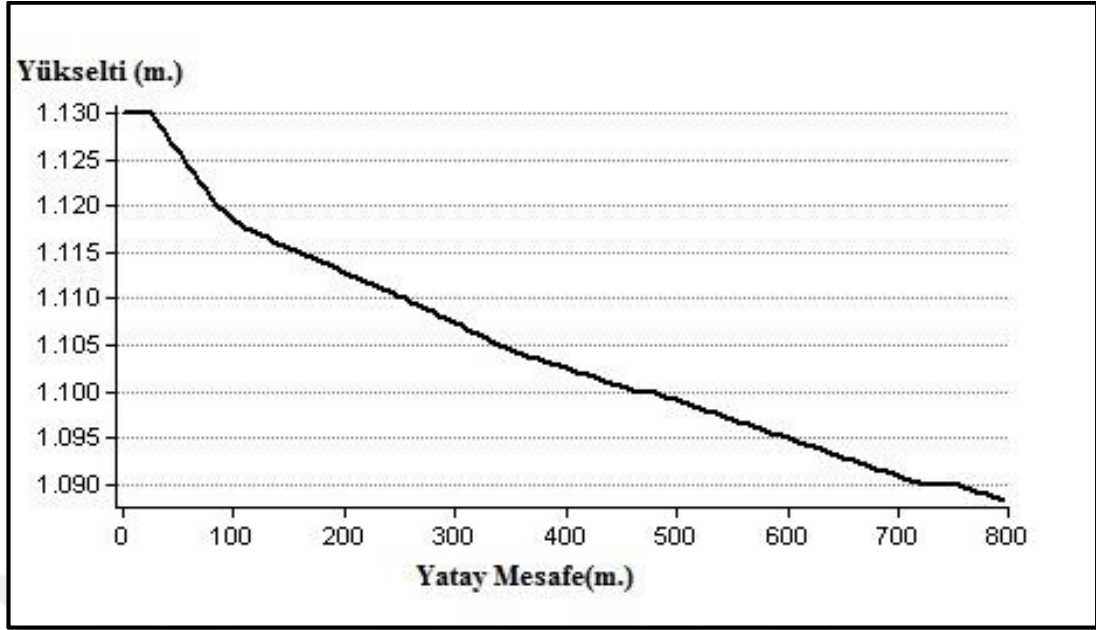
Sonuç olarak İskenderun Kıyı Ovası, Miyosen itibaren günümüze kadar etkinliğini sürdüren Neotektonik hareketler ile iklimik, flüvyal ve oseonografik süreçlerinin ortak etkileri sonucu oluşmuş tektonik kökenli bir depresyon olduğu denilebilir. Kıyı ovasının jeomorfolojik gelişimi, günümüze kadar duraksama ve canlanmalarla süregelen tektonik etkinlik, iklim değişimi, flüvyal süreçler, beşeri

faaliyetler ve jeomorfolojik evrime bağlı olarak etkinliğini zaman zaman artırıp azaltan Değirmendere ve yan kollarının İskenderun Körfezi'nde uygun sedimentasyon koşulları altında oluşturduğu karasal kökenli bir ova niteliğindedir.

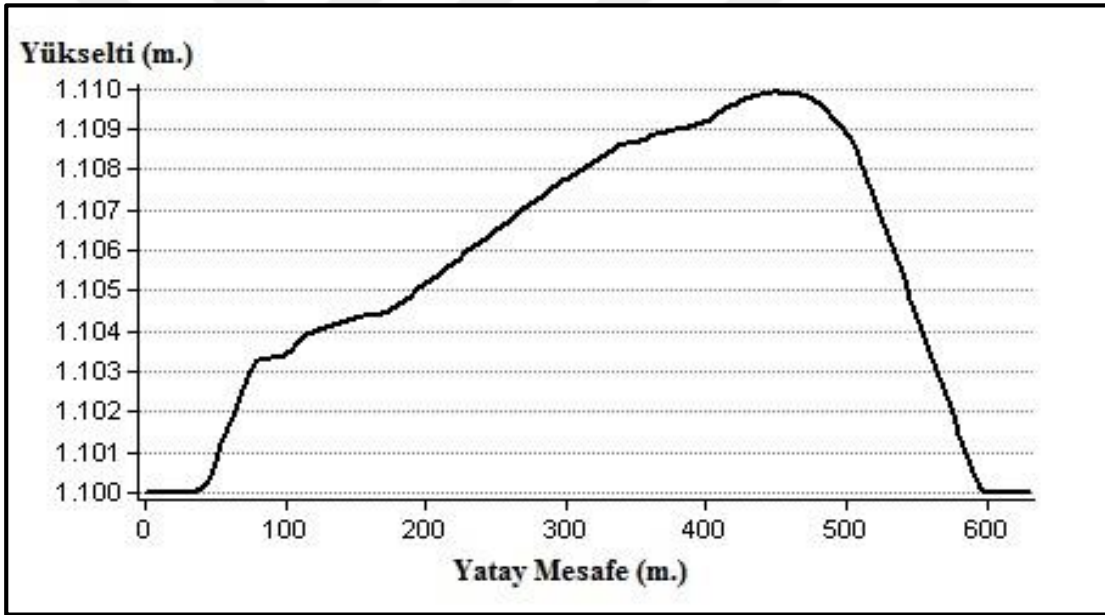
3.4 Birikinti Koni ve Yelpazeleri

İnceleme alanı, litolojik olarak karbonatlı kayaçların egemen olduğu, dağlık ve platoluk karakterini yansıttığı ve genelde bir boşalma havzasına karşılık geldiği için çok tipik birikinti koni ve yelpazeleri gelişme imkânı bulamamıştır. Fakat bazı yan kollar bünyesinde bulundurduğu sedimentleri eğim değerinin birden bire düştüğü faıylı yamaçlarda taşıma gücünün azalmasına bağlı olarak farklı boyutlarda birikinti koni ve yelpazelerini oluşturduğu görülmektedir.

Granülometrik olarak polijenik taneli çakıl ve kum düzeyleri ile başlayan fanlar silt ve kil düzeyleri ile devam etmektedirler. Boyut bakımından farklı büyüklükte gelişme eğilimi gösteren birikinti koni ve yelpazeleri, kendilerine sediment taşıyan akarsuların yatak eğimi ve akarsuyun su toplaması havzasıyla yakından ilişkilidir. Bunlara ek olarak birikinti koni ve yelpazelerinin gelişimi üzerinde akarsuların koni ve yelpazelerin ta ve topuk kısmı arasında sık sık yatak değiştirmesinden kaynaklanmaktadır. Birikinti koni ve yelpazeleri üzerinde gelişen rill tipindeki yatakların varlığı belirtilen bu durumu kuvvetli bir Şekilde desteklemektedir. Ayrıca birikinti koni ve yelpazeleri geometrik yapısı dikkate alındığında hepsinin boyuna profili konkav enine profili ise konveks bir yapıda olması da koni ve yelpazelerin yatağında akarsuyun sık sık yatak değiştirdiğinin en güçlü kanıtları arasında gösterilebilir (Şekil 19, 20). Birikinti koni ve yelpazeleri gelişimde sadece akarsuların sediment taşınımı etkili değildir. Akarsuların sediment taşınımının yanı sıra yamaç boyunca meydana gelen aşınma ve çözülme hareketleri sonucu farklı boyutta sediment taşınımı da gerçekleşmektedir ve bu süreçler halen devam etmektedir. Farklı mek nlarda dağılış gösteren birikinti koni ve yelpazelerin eğimi %7 ile %21 arasında değişmektedir. Birikinti koni ve yelpazeleri bir birinden farklı eğim değerine sahip olmaları geliştikleri topografyanın yüzeyine uyma eğilimi göstermesiyle oldukça yakından ilişkilidir.



Şekil 19: Yol Dere Birikinti Konisi'nin Boyuna Profili



Şekil 20: Yol Dere Birikinti Konisi'nin Enine Profili

Birikinti koni ve yelpazeleri eğimleri %1-25 arasında değişim göstermektedir. Eğim değerinin 1-10° arasında değişenleri birikinti yelpazesi, eğim değeri %10-25 arasında değişenleri ise birikinti konisi olarak tanımlanmışlardır (Erinç, 2002, s:428; Hoşgören, 2007, s:197).

İnceleme alanının farklı kesimlerinde yayılış gösteren bu üniteler, Yol Dere'nin oluşturduğu birikinti konisi dışında çok tipik gelişmediğinden dolayı sahadaki birikinti koni ve yelpazeleri Yol Dere Birikinti Konisi ile diğer birikinti koni ve yelpazeleri başlığı altında açıklanma yoluna gidilmiştir.

3.4.1 Yol Dere Birikinti Konisi

Alan Polyresi'nin batı yamacında gelişim gösteren Yol Dere Birikinti Konisi (Foto 23) taç kısmı 1130 m. yükseklikten başlayıp 1090 m. yükseklikteki topuk kısmı ile son bulmaktadır. Yaklaşık olarak 0,4 km² bir alana sahip olan birikinti konisinin su toplama havzası yaklaşık olarak 3 km², ortalama eğimi yaklaşık olarak %21 ve koniyi oluşturan Yol Dere'nin ortalama eğimi ise yaklaşık olarak %13 civarındadır.

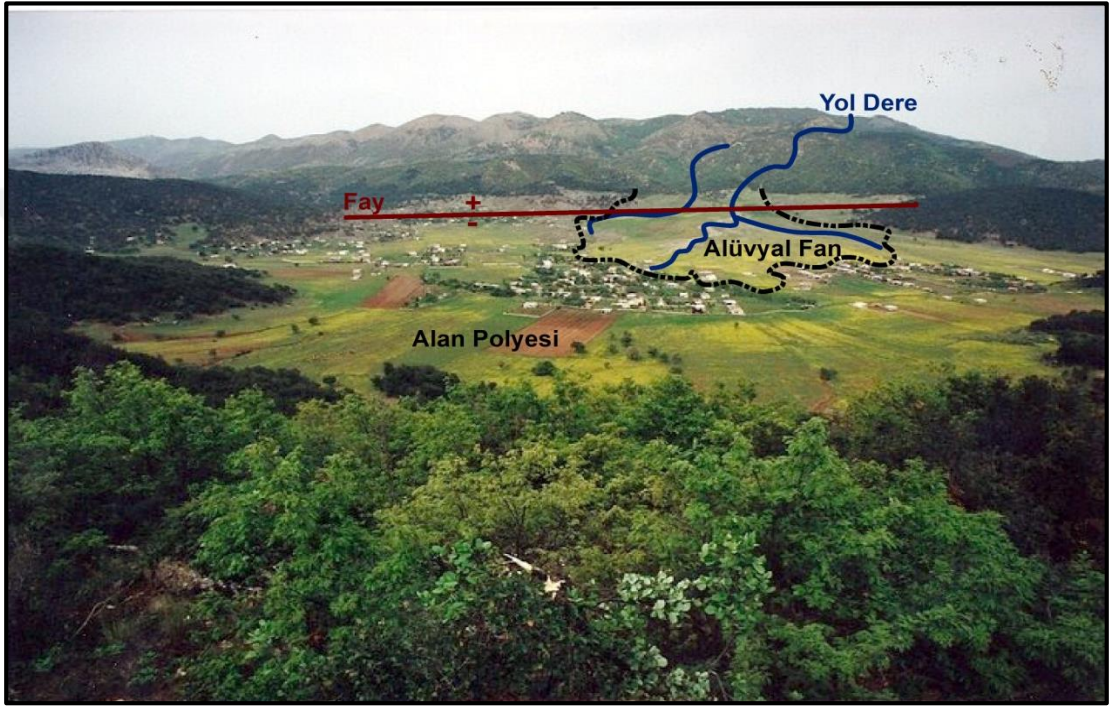


Foto 23: Fay Düzlemi Boyunca Gelişen Yol Dere Birikinti Konisi

Birikinti konisi Alan Polyresi'nin batı kısmında akış yapan obsekant karakterindeki Yol Dere ve yan kolların bünyesinde taşıdıkları alüvyonları eğim değerinin birden bire azaldığı kuesta cephesinin önü ile polyenin kontak noktasında taşıma gününün azalmasına bağlı olarak vadi ağzında biriken sedimentlerin ve kuesta cephesi önünde yamaç gerilemesinden kaynaklanan yamaç döküntüsünden oluşmuştur. Yol Dere Birikinti Konisi'ni oluşturan sedimentler Kuaterner yaşlı olup genç fayların meydana getirdiği eğim kırıklıkları üzerinde meydana gelmiştir. Birikinti konisinin taç kısmı kaba taneli polijenik çakıllı sedimentlerden başlayıp topuk kısmına doğru tane boyutu küçülerek daha inceli taneli kum ve silt sedimentlerden oluşmaktadır.

Gri, açık gri renkli, olgun ve az olgun polijenik taneli çakıl ve kum düzeylerinin egemen olduğu birikinti konisi yer yer silt ve kum düzeylerini içerir.

Birikinti konisinde çakıl ve kum düzeyleri yanal ve düşey yönde iç içe kamalanmakta ve akarsu yatağının durumuna göre bazen geniş bazen de dar bir yatak içersinde yüzeylemektedir.

3.4.2 Diğer Birikinti Koni ve Yelpazeleri

Değirmendere Havzası'nın özellikle Alan Polyesi'nin muhtelif kısımları üzerinde gelişim gösteren birikinti koni ve yelpazeleri kendisini oluşturan akarsuların ismi ile nitelendirilmiş olup bunlar sırasıyla kuesta cephesi önünde akış gösteren obsekant karakterli Kısa Dere ile kuesta sırtı üzerinde akış gösteren resekant karakterli Tozlugedik, Kılılı, Kızılyer, Armutluk ve Tekerek Derelerinin oluşturduğu koni ve yelpazelerdir (Foto 24). Belirtilen bu akarsuların oluşturdukları koni ve yelpazelerin meydana geldikleri yükselti basamağı yani taç kısımları 1210-1100 m. başlayıp topuk kısımları ise 1080-1070 m. yükselti basamağında son bulmaktadır. Oldukça küçük bir mekânda gelişim gösteren koni ve yelpazelerin alanı yaklaşık olarak 0.1-0.05 km², su toplama havzası 1.18-0.21 km² arasında değişiklik göstermektedir. Koni ve yelpazeleri ortalama eğimi %19-7, koni ve yelpazeleri oluşturan akarsuların eğimi ise %11-8 arasında değişiklik göstermektedir.



Foto 24: Fay Düzlemi Boyunca Gelişen Koni ve Yelpazeler

Birikinti koni ve yelpazelerini oluşturan sedimentler Kuaterner yaşlı olup genç fayların meydana getirdiği eğim kırıklıkları üzerinde veya aşınım sonucu direnç farkından ortaya çıkan yüksek eğimli yamaçların ön cephesinde meydana gelmiştir.

Koni ve yelpazelerin ta kısmı kaba taneli polijenik çakıllı sedimentlerden başlayıp topuk kısmına doğru tane boyutu küçülerek daha inceli taneli kum ve silt sedimentlerden oluşmaktadır.

Kırmızı, gri, açık gri renkli, az olgun polijenik taneli çakıl ve kum düzeylerinin egemen olduğu koni ve yelpazeler yer yer silt ve kum düzeylerini de içerir. Birikinti koni ve yelpazelerin çakıl ve kum düzeyleri yanal ve düşey yönde i içe kamalanmakta ve akarsu yatağının durumuna göre bazen geniş bazen de dar bir yatak içersinde yüzeylenmektedir.

3.5 Vadiler

Flüvyal etken ve süreçlerin arazi üzerinde işleyişi sonucu meydana getirdikleri en karakteristik Şekillerden birini vadiler oluşturmaktadır. Vadiler: akarsuların yataklarını kazmaları yani derinleştirmeleriyle oluşmuş ve genellikle yamaç aşağı eğimli tabanları olan ve tabanların iki tarafında yer alan yamaçlardan meydana gelmiş yerşekilleridir (Huggett, 2011, s:220). Vadiler; sahayı etkileyen tektonik ve östatik hareketler ile arazinin yapısal ve klimatik özelliklerinin drenaj ağına yön vermesi ve drenaj ağının vadi kuruluğu ve gelişimi üzerinde oynadığı rolü aydınlatması bakımından oldukça önem arz etmektedir (Erinç, 2002, s:449).

Flüvyal vadilerin oluşumunu ve gelişimini yalnızca akarsu aktiviteleri ile açıklamaya çalışmak konuya olan bakış açısını oldukça çok dar bir çerçeveye sığdırılmasına neden olur. Bu nedenle havzanın oluşumunda ve gelişiminde akarsu aktivitesinin yanında çözülme ve kütle hareketlerini (Foto 25) de göz önünde bulundurulması gerekir. Ayrıca havzanın büyük bir kısmı karstlaşmaya elverişli litolojilerden oluşması da vadilerin gelişmesini olumlu yönde etkileyeceği aşıkardır.

Havzada meydana gelen vadiler genellikle tektonik olarak genel olarak D-B ve KD-GB istikametinde uzanan Amanos Dağlarına paralel olarak gelişme olanağı bulmuştur. Ayrıca havzadaki vadiler topografik pozisyonun neden olduğu eğimli yüzeylere, formasyon sınırına, tabaka eklemlerine, katman, klivaj ve fay düzlemlerinin denetimi altındaki akarsular tarafından gelişip Őekillendirilmiřtir.



Foto 25: Esenbek Civarında Meydana Gelen Kütle Hareketi

Havzanın orta kısmında yani Değirmendere mah. civarında gelişim gösteren vadilerin yukarı kısmı alüvyal tabanlı bir yapıya sahip iken aşağı kısmı ise V şeklindeki bir profile sahiptir. Havzanın orta kısmındaki üst vadi yamaçlarının eğimi %30° alt kısmındaki yamaçlarının eğimi ise neredeyse %80-85°'lik bir eğime sahip olması vadilerin iç içe geliştiğinin en belirgin kanıtı olarak göze çarpmaktadır.

Vadilerin oluşum ve gelişimi ele alınırken Değirmendere Havzası'nın oluşturduğu vadi bir bütün olarak ele alınmış ve daha sonrasında alt havzalarda dağılım gösteren vadiler göz önünde bulundurularak açıklanma yoluna gidilmiştir. Bu vadiler genellikle akarsuların 4. ve 5. dizinlerine karşılık gelmektedir. Diğer dizindeki akarsuların oluşturdukları oldukça kısa ve önemsiz vadi değerlendirilmeye alınmamıştır.

3.5.1 Değirmendere Vadisi

Değirmendere Vadisi'nin kurulum ve gelişiminde sahayı etkisi altına alan tektonik, negatif ve pozitif östatik hareketler, yapısal ve iklim özelliklerin yanı sıra çözülme ve kütle hareketlerinin drenaj ağına yön vermesi sonucu meydana gelmiştir. Yukarıda belirtilen bu unsurların hangi ölçüde vadinin oluşum ve gelişimini etkilediğini ele almak gerekmektedir.

Değirmendere Vadisi bölgenin genel tektonik yapısı göz önüne alındığında uyumsuz bir şekilde gelişim gösterdiği göze çarpmaktadır. Değirmendere Vadisi'nin

üzerinde gelişim gösterdiği Amanoslar'ın tektonik uzanışı genel olarak NE-SW istikametinde iken vadinin genel uzanımı ise genel olarak E-W istikametindedir. Yapının eğimi ile Değirmendere Vadisi'nin uzanışı dikkate alındığından uyumsuz fakat yapının doğrultusu ile Değirmendere Vadisi'nin uzanışı dikkate alındığında oldukça uyumlu olduğu göze çarpmaktadır. Şöyle ki Değirmendere Vadisi'nin uzanış yönü genel olarak E-W istikametindedir. Vadideki yapının eğimi NE-SW istikametinde dalımı ise E-W istikametinde uzanış göstermektedir. Vadinin E-W istikametinde gelişimine tabaka doğrultusunun neden olduğu açıkça görülmektedir. Ana vadinin genel olarak E-W istikametinde uzanması antiklinalin kanat kısmını oluşturan çeşitli direnç ve yaştaki güneybatıya eğimli yapısal tabakaların arasında gelişim gösteren subsekant karakterli Değirmendere'nin yerleşmesinden kaynaklanmaktadır. Ayrıca havzayı kısmi olarak şekillendiren fay sistemleri vadinin muhtelif yerlerinde drenaj ağına yön vermesi sonucu yer yer çizgisel vadilerin gelişmesine olanak sağlamıştır. Bu bakımdan değerlendirildiğinde antiklinalin kanadını oluşturan tabakaların arasında gelişim gösteren Değirmendere Vadisi'nin subsekant karakterli bir vadi olduğu anlaşılmaktadır.



Foto 26: Değirmendere Mah. Civarındaki İç İç Geçmiş Vadi Profili

Bunlara ek olarak Amanos Dağları'nı zaman zaman etkileyen dikey ve yatay yönlü tektonik rejim Değirmendere Vadisi'nde bir aşınım devresinin tamamlanmadan bir diğer aşınım devresine geçiş yapmasına zorlamıştır. Bunun

sonucunda vadinin üst kısmı tabanlı bir görünüm arz ederken vadinin aşağı kısmı V profilli kerkik vadi görünümü sunmaktadır. Belirtilen durumun en bariz örneği Değirmendere Mah. civarında görülmektedir.

Değirmendere Havzası Paleozoik'ten günümüze kadar çeşit yaş ve dirençteki formasyonların çökeldiği ve yerleştiği bir havza niteliğindedir. Havzanın oluşum ve gelişiminde kaya direncinin ön planda olduğu gözlenmektedir. Esenbek mah. ve civarında kumtaşı, kıltaşı ve konglomeratik seriden oluşan Eşmişek Formasyonu'nun çökeltme sahasına karşılık gelmektedir. Eşmişek Formasyonu kendisinin üzerleyen ve çevreleyen diğer litolojik birimlerden daha yumuşak ve dirençsiz bir yapı arz etmektedir. Bu nedenden dolayı Değirmendere ve yan kollarının oldukça şiddetli bir şekilde işlenmesine zemin hazırlamıştır ve havzanın orta kısmına karşılık gelen bu kesimi akarsular tarafından hızlı bir şekilde boşaltıldığı saptanmıştır (Foto 27).



Foto 27: Şilvankale'den Akarsuların Havzayı Boşalttığı Alana Bakış

Amanosları etkileyen tektonik rejim ana hatlarıyla NE yönlüdür. Bu durum antiklinali oluşturan tabakaların yapısal pozisyonunu etkileyerek tabakaların NE istikametinde eğimlenmesine neden olmuştur. Bunun sonucunda Değirmendere Vadisi'ni oluşturan yapısal öğeler asimetrik bir özellik kazanmıştır. Vadiyi oluşturan asimetriklik drenaj ağına sirayet ederek genel olarak kuzeydeki yan kolların güneye nazaran daha uzun olmasını sağlamıştır (Bakınız Şekil 14). Değirmendere Havzası'na uygulanan havza asimetri indisinden elde edilen sonuçlardan da

anlaşılacağı üzere vadide genel olarak güneye doğru %15,4'lük bir asimetrinin var olduğu saptanmıştır.

Klimatik şartların doğrudan veya dolaylı yoldan asimetrikliğe neden olabileceği birçok yazar tarafından da belirtilmektedir (Leopold vd., 1963, s:367-368; Erinç, 2002, s:426). Değirmendere Vadisi'nin asimetrik bir vadi görünümü arz etmesinde drenaj ağının kurulu olduğu sahanın yapısal özelliklerinin yanında iklimik özellikler de doğrudan olmasa da dolaylı yoldan asimetrinin gelişimine katkı sağladığı düşünülmektedir. Şöyle ki havzayı etkileyen ve yağış getiren rüzgârların yönü dikkate alındığında ağırlıklı olarak S-SE-W istikametinden estiği görülmektedir (Bakınız Şekil 10). Bunun sonucu olarak da Değirmendere Vadisi'nin S-SE-W yamaçlarının yağış miktarı vadinin diğer yamaçlarına göre daha fazla olmasına neden olmaktadır. Olasılıkla bu nedenden dolayı yağış getiren rüzgârlara bakan S-SE-W yamaçları N ve NW yamaçlarına göre daha fazla aşınımına uğramakta ve yağış duldasında kalan kesimler daha dik eğimini korumaktadır.

Rodinik fazı sonucu yaşanan transgresyon, denizin batı yönlü ilerlemesine neden olmuştur. Transgresyon sonucu İskenderun ve çevresinde yer alan vadilerin ağız kısımları sular altında kalarak Esenbek, Kaledibi ve Değirmendere mah. civarı karasal kökenli sedimentlerin çökmesine maruz kalmış, Pliosen sonunda yeniden yaşanan regresyon sonucu batıya çekilen deniz bu durumunu az çok muhafaza etmiştir (Aslaner, 1973, s:64). Plio-Kuaterner'de dönemsel olarak etkinliğini devam ettiren dikey yönlü tektonik hareketler havzanın yükselmesine neden olarak akarsuların memba ve mansap kısımlarında kot farkını artırmış ve bunun sonucunda karasal kökenli depolar kademeli bir şekilde parçalanarak Esenbek, Kaledibi ve Değirmendere mah. civarında vadi kenarları basamaklı bir yapıya dönüşmüştür.

Değirmendere Havzası'nın üzerinde geliştiği Amanoslar, neotektonik dönemden itibaren kademeli olarak meydana gelen dikey yönlü tektonik hareketlerin neden olduğu ani yükselmeler karstifikasyon süreçlerini hızlandırarak Karadağ Kalkeri üzerinde basamaklı kanyon vadi oluşturmuştur. İskenderun otoyolunun yukarı kısmında taş ocağının bulunduğu kısımdan itibaren kanyon vadi yaklaşık olarak 1.5 km. uzunluğa sahip V şekilli vadiye dönüşmesine neden olmuştur.

Değirmendere Vadisi'nin üst kısmındaki yamaçların eğimi yaklaşık olarak %30-40° civarında ve enine profili U şeklindeki olgun vadiye sahip iken akarsuyun

mansap kısmına doğru gidildikçe vadi yamaçlarının eğimi kanyon vadiye açılan kısmından itibaren %70-75° civarına ulaşmaktadır. Kanyon vadinin ağız kısmından itibaren ise %80-90° eğime yaklaşmakta ve enine profili V şeklindeki genç vadiye dönüşmektedir. Değirmedere Vadisi'nde drenaj ağının kurulumu bu doğrultudan ele alındığında drenajın vadinin üst kısımlarında daha erken kurulduğunu ve havzanın mansap kısmına doğru gidildikçe drenaj ağının yukarı kısımlara oranla nispeten daha genç olduğu söylenebilir. Vadi yamaçlarının oldukça yüksek eğimli olduğu yerlerde yamaç işlenmesinin yoğun bir şekilde yaşandığı görülmektedir (Foto 28).



Foto 28: Değirmedere Vadisi'nin Yamaçlarında Gözlenen Kütle Hareketleri

Sonuç olarak Değirmedere Vadisi'nin oluşum ve gelişiminde sahayı etkisi altına alan tektonik hareketler, tektonik hareketlerin neden olduğu yapısal düzensizlikler ve iklim özelliklerin yanı sıra çözülme ve kütle hareketlerinin drenaj ağına yön vermesi sonucu iç içe geçmiş polisiklik bir vadi olduğu saptanmıştır.

3.5.2 Derebanı Kanyon Vadisi

Derebanı Kanyon Vadisi (Foto 29), Gemrik mah. civarında Derebanı Boğazı ile kanyon vadiye açılmaktadır. Kanyon vadinin uzunluğu yaklaşık olarak 8,5 km.dir. İskenderun otoyolunun yukarı kısmında taş ocağının bulunduğu kısımdan itibaren kanyon vadi daralarak yaklaşık olarak 1.5 km. uzunluğa sahip V şekilli çentik vadiye dönüşmektedir (Foto 30).

Derebanı Dere Kanyon Vadisi Gemrik mah. civarında eni yaklaşık olarak 700 m., derinliği ise 790 m. sahip iken Sarıseki Kıyı Ovası'na açılan kısmında daralarak eni yaklaşık olarak 5-6 m. derinliği ise 70 m.ye kadar düşmektedir. Oldukça yüksek eğimli yamaçlardan oluşan kanyon vadi, enine olarak düşey atımlı faylar tarafından kesilerek vadi tabanında basamaklı bir yapı oluşturmaktadır.

Derebanı Dere Kanyon Vadisi bölgenin genel tektonik yapısı göz önüne alındığında uyumlu fakat yapının dalımı dikkate alındığında ise uyumsuz bir şekilde gelişim gösterdiği göze çarpmaktadır. Şöyle ki kanyon vadinin uzanış yönü genel olarak NE-SW istikametindedir. Vadideki yapının eğimi 32°S-N istikametinde doğrultusu ise NE-SW istikametinde uzanış göstermektedir. Vadinin NE-SW istikametinde gelişimine tabaka doğrultusunun neden olduğu açıkça görülmektedir. Ana vadinin NE-SW istikametinde uzanması antiklinalin kanat kısmını oluşturan Karadağ Kalkerinin NE-SW istikametindeki yapısal tabakaların arasında gelişim gösteren subsekant karakterli Derebanı Dere'nin yerleşmesinden kaynaklanmaktadır. Bu bakımdan değerlendirildiğinde antiklinalin kanadını oluşturan tabakaların arasında gelişim gösteren Derebanı Dere Kanyon Vadisi'nin subsekant karakterli bir vadi olduğu anlaşılmaktadır.



Foto 29: Küçükmanğır Tepesi'nden Derebanı Kanyon Vadisi'ne Bakış

Değirmendere Havzası'nın üzerinde kurulu olduğu Amanoslar ve İskenderun Körfezi daha önceden de belirtildiği gibi tektonik hareketlerin oldukça yoğun

hissedildiği sahalardan biridir. Neotektonik dönemden itibaren kademeli olarak meydana gelen dikey yönlü tektonik hareketlerin neden olduğu ani yükselmeler ve yönlü tektonik çarpılmalar tabakalı Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Karadağ Kalkeri üzerinde basamaklı asimetrik bir kanyon vadinin gelişmesine neden olmuştur (Foto 31, Şekil 21). Başka bir ifade ile tabaka dalımının Derebanı Dere'nin kuzeyden güneye doğru kaymasına zorlayarak asimetrikliğe neden olduğu söylenebilir.



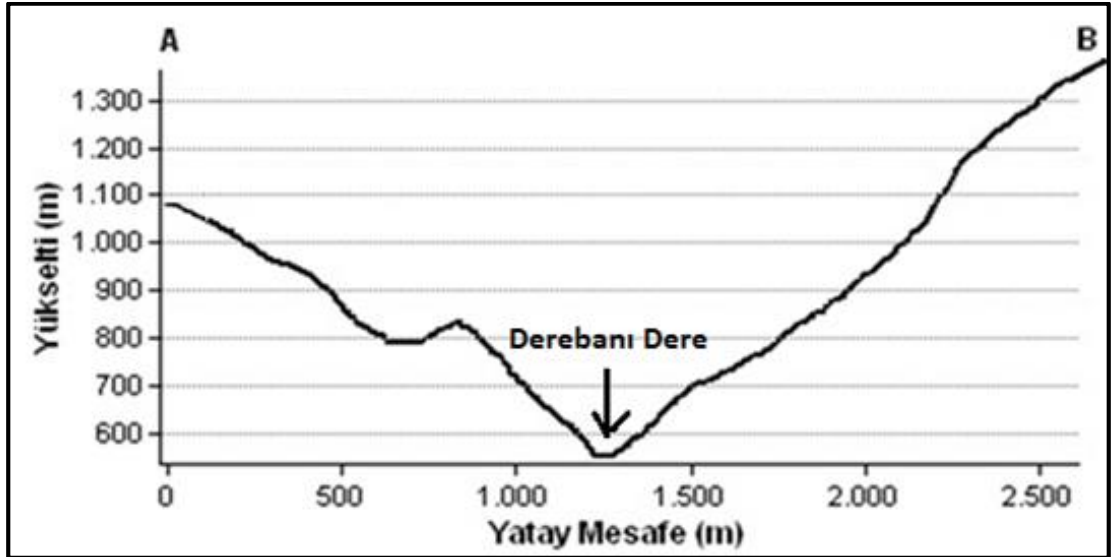
Foto 30: İskenderun Otoyolundan Çentik Vadiye Bakış

Kanyon vadinin yamaçlarında gelişen basamakların sebebi sadece tektonik olaylara bağlı değildir. Vadinin deniz ile olan ilişkisi göz önünde bulundurulduğunda Kuaterner döneminde meydana gelen tektonik hareketlere bağlı olmayan östatik hareketlerin de kanyon vadinin yamaçlarında basamaklanmaya neden olabileceği aşikârdır. Doğu Akdeniz’de yapılan çalışmalar tektonik hareketler dışında iklimatik şartlarında negatif östatik hareketlere neden olduğu belirtilmektedir (Erol, 1963, s:45-46; Mülazımoğlu, 1979, s:243). Kanyon vadinin yamaçlarında gelişen basamaklar zamansal olarak ardı sıra meydana gelen tektonik gençleşmenin ve negatif östatik hareketlerin vadi yamaçlarına yansımaları şeklindedir.

Derebanı Kanyon Vadisi'nin oluşumunda dönemsel olarak meydana gelen dikey yönlü tektonik veya negatif östatik hareketlere ayak uyduran Derebanı Dere'nin vadiyi derine kazmasının yanında yeraltı galeri sisteminin çökmesinin de etkili olduğunu vurgulamak gerekir. Kanyon vadinin yamaçlarında bulunan yer altı galeri sistemine ait mağaraların bulunması bu görüşü desteklemektedir (Foto 32).



Foto 31: Karadağ Kalkeri'nin Dalımından Kaynaklanan Asimetri



Şekil 21: Derebanı Kanyon Vadisi'nin Gemrik Mah. Civarındaki Enine Profili

Derebanı Kanyon Vadisi Erol (1979, s:2; 1980, s:11; 1990, s:374) sistemine göre DIV-DIII ve DII aşınım siteleri üzerinde gelişmiştir. Başka bir ifade ile Miyosen, Pliosen ve Kuaterner Döneminde rotasyonal olarak meydana gelen dikey

yönlü yükselme hareketlerinin izlerini taşımaktadır. Bu duruma bağlı olarak da kanyon vadinin boyuna kesiti basamaklı bir yapı arz etmektedir.

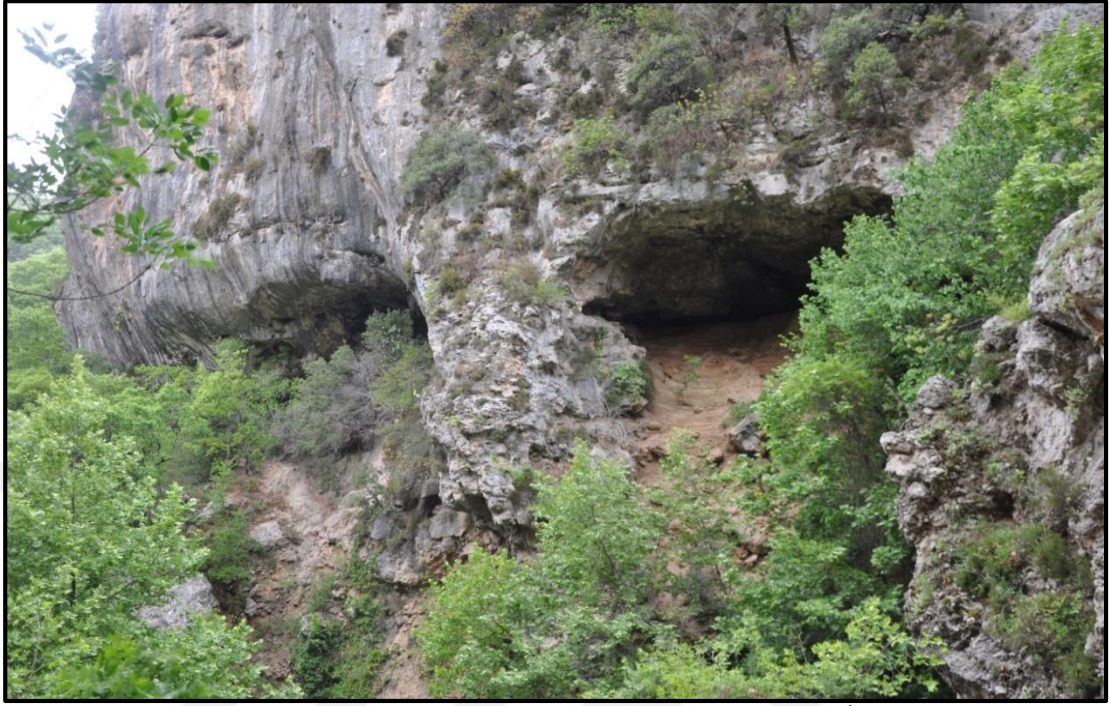


Foto 32: Kanyon Vadide Yeraltı Galeri Sistemine Ait İzler

Derebanı Dere, Değirmendere Havzası'ndaki bütün akarsuların Gemrik mah. civarında toplanıp Derebanı Kanyon Vadisi'nde tek bir segment boyunca akış yapan ana akarsu niteliğindedir. Ayrıca Değirmendere Havzası'nın yıllık ortalama toplam yağış miktarı havza tabanına karşılık gelen Sarıseki civarında 778,2 mm.'dir. Enterpole yöntemi baz alınarak yıllık ortalama toplam yağış miktarı havza geneline oranlandığında yıllık ortalama toplam yağış miktarının maksimum değeri 1750,2 mm. olduğu görülmektedir. Bu sebepten dolayı yağış miktarının oldukça yüksek olmasına bağlı olarak artan su kütlelerinin yanında karstifikasyon süreçleri ve taşınan sediment miktarının da artışı kanyon vadinin oldukça derin bir şekilde yarılmasına neden olmuştur. Başka bir ifade ile kanyon vadinin oldukça derin bir şekilde yarmasının sebepleri arasında su kütlelerinin kinetik enerjilerini kullanarak zeminde hidrolik aşındırma sonucu katı parçalar koparması, zeminde kopardıkları çeşitli boyuttaki katı parçaların sürtünme yoluyla yaptıkları korazif etki ile çözülme sonucu yataklarında yaptıkları korozyon etkisi gösterilebilir.

Sonuç olarak Derebanı Kanyon Vadisi, Miyosen'den itibaren meydana gelen, zaman zaman etkinliğini artıran veya azaltan neotektonik ve östatik hareketler, havzanın yapısal, iklim özellikleri ile jeomorfolojik evrimin drenaj ağına yön

vermesi sonucu meydana gelmiş subsekant karakterli polisiklik asimetric bir kanyon vadi niteliğinde olduğu anlaşılmaktadır.

3.5.3 Cehennem Dere Vadisi

Cehennem Dere Vadisi'nin kurulum ve gelişimini kapsamlı bir şekilde açıklayabilmek için sahayı etkisi altına alan tektonik hareketlerin, yapısal düzensizliklerin ve iklim özelliklerin yanı sıra çözülme veya kütle hareketlerinin hangi ölçüde drenaj ağına yön vermesi ile meydana geldiğini ve bu süreçlerin vadinin oluşum ve gelişimini nasıl etkilediğini ele almak gerekmektedir.

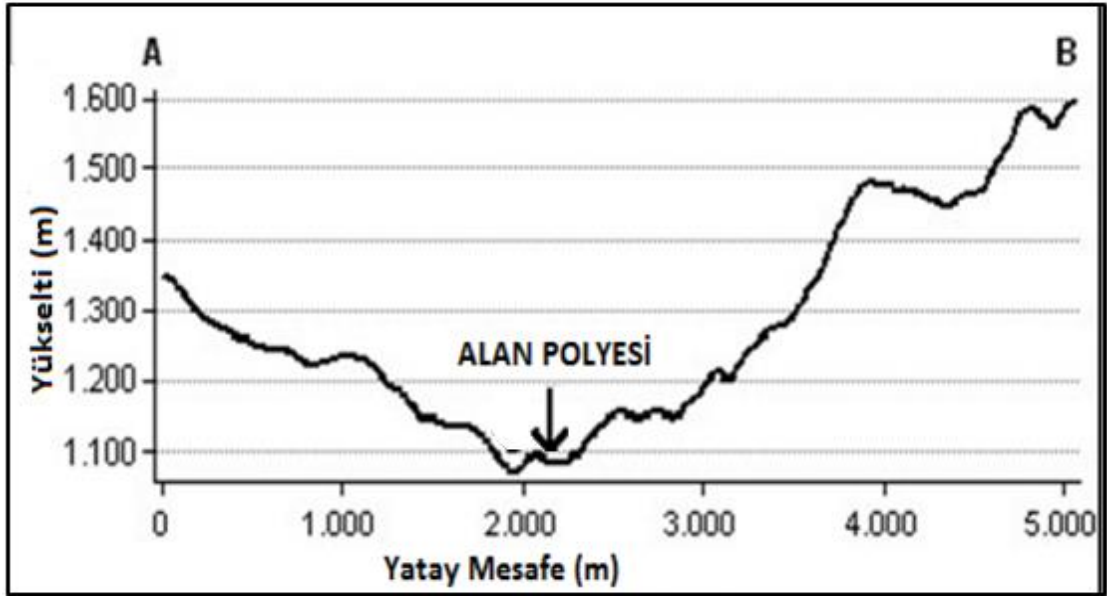
Cehennem Dere Vadisi, Alan yayladan başlayarak Haymaçınar mah. arasında yaklaşık olarak 6,5 km. uzunluğa sahip subsekant karakterli asimetric bir vadi niteliğindedir (Foto 33, Şekil 22). Cehennem Dere Vadisi'nin subsekant asimetric bir vadi özelliği kazanmasında antiklinalin kanat kısmını oluşturan NE-SW doğrultulu şistli kalker ve zoojen kireçtaşından oluşan Alan Kalkeri ile dolomitik kireçtaşı ve silisli şeylden oluşan Küreci Kalkeri'nin dokunağında meydana gelen yapısal düzensizlikten kaynaklanmaktadır. Alan Kalkeri ile Küreci Kalkeri dokunağında meydana gelen yapısal düzensizliğin muhtemelen Değirmendere Bindirmesi ile ve bu bindirmenin denetiminde gelişen lokal faylanmaların neden olduğu düşünülmektedir.

Cehennem Dere Vadisi'nin subsekant asimetric bir vadi özelliği yansımasında antiklinalin kanat kısmını oluşturan NE-SW doğrultulu Alan Kalkeri ile Küreci Kalkeri dokunağındaki yapısal düzensizliğin yanında tabaka sırtı boyunca akarsuların SW doğru homoklinal olarak kaymaya zorlaması vadideki asimetricliği daha da belirginleştirmiştir. Bunun en bariz örneği Cehennem Dere'nin yatağında görülmektedir (Foto 34). Cehennem Dere Havzası'na havza asimetri indisi uygulanmış ve %7,4'lük bir oranda güneybatıya doğru bir homoklinal kaymanın olduğu saptanmıştır.

Yapı ve tektoniğin doğrudan akarsulara yansımaları şeklinde meydana gelen vadideki asimetricliğe ek olarak iklimik şartların da asimetricliği arttırdığı söylenebilir.



Foto 33: Değirmendere Bindirmesinin Neden Olduğu Asimetriklik



Şekil 22: Kılıkaya ve Lağ Tepe Arasındaki Cehennem Dere'nin Enine Profili

Cehennem Dere Vadisi'nde yapının tabakalı olması taban seviyesinde meydana gelen değişimlere ayak uyduran akarsuların vadi tabanında basamaklı bir görünüm kazanmasına neden olmuştur. Belirtilen bu basamaklar dikey yönlü tektonik veya negatif östatik hareketlerin akarsu yatağında meydana getirdikleri geriye doğru aşınmanın sekteye uğraması veya sahanın yapısal özelliklerinin eseri olduğu düşünülmektedir.



Foto 34: Tabaka Dalımının Neden Olduğu Homoklinal Kayma Yüzeyi

Cehennem Dere Vadisi'nin üst kısmı nispeten tabanlı profilli, olgun ve kısmen düşük eğimli yamaçlara, alt kısmı ise V profilli, genç ve yüksek eğimli yamaçlara sahiptir. Vadinin üst kısmı U profilli ve olgun olması karstifikasyon süreçlerinin bu kesimde daha yoğun yaşanmasından kaynaklanmaktadır. Şöyle ki Alan Polyesi'nin batı yamacında dağılım gösteren Alan Kalkerinin aşırı derecede çözülmeye yani karstifikasyona uğraması vadinin bu kısmını aşağı kısmına nazaran oldukça fazla genişleterek olgun bir topografya yansıtmada etkili olmuştur.

3.5.4 Kelleler Dere Vadisi

Kelleler Dere Vadisi, Yağmurçalağı Tepesi'nden başlayarak Şilvankale arasında kuzeydoğu-güneybatı uzanımlı yaklaşık olarak 5,5 km. uzunluğa sahip subsekant karakterli Kelleler Dere'nin oluşturduğu asimetrik bir vadi niteliğindedir. Kelleler Dere Vadisi'nin subsekant bir vadi özelliği kazanmasında eğim atımlı fayların drenaja yön vermesi, asimetriklik kazanmasında ise tektonik olarak çarpılmaya uğrayan topografyanın eğim pozisyonundan kaynaklanmaktadır.



Foto 35: Esenbek Yaylası'ndan Kelleler Dere Vadisi'ne Bakış

Yapının dalımı ile Kelleler Dere Vadisi'nin uzanışı dikkate alındığından oldukça uyumlu fakat yapının doğrultusu ile Kelleler Dere Vadisi'nin uzanışı dikkate alındığında uyumsuz olduğu göze çarpmaktadır. Şöyle ki Kelleler Dere Vadisi'nin uzanış yönü kuzeydoğu-güneybatı istikametindedir. Vadideki yapının doğrultusu NE-SW istikametinde dalımı ise E-W istikametinde uzanış göstermektedir. Vadinin kuzeydoğu-güneybatı istikametinde gelişimine topografik eğim pozisyonunun neden olduğu açıkça görülmektedir. Ayrıca vadiyi kuzeydoğu-güneybatı istikametinde kesen doğrultu ve eğim atımlı Haymaçınar-Körmenlik Dere-Paşaoluk Fay Zonu'nu ile formasyon sınırlarının ana akarsuyun akış yönünü belirlemesinden kaynaklı olması uyumluluğu arttırdığı söylenebilir.

3.6 Boğazlar

Flüvyal etken ve süreçlere bağlı olarak meydana gelen jeomorfolojik birimlerin en çarpıcı örneklerden birini boğazlar oluşturmaktadır. Çalışma sahasının kısmi yerlerinde dağılım gösteren boğazlar tektonik gençleşme, östatik hareketler, yapısal özellikler, sedimantasyon durumu, hidrografik süreçler ile sahanın morfolojik evrimine bağlı olarak meydana gelmiştir. Havzada oluşum gösteren boğazların hepsi subsekant karakterli akarsular tarafından gelişim gösterdiği saptanmıştır. Havzadaki bazı boğazlar epijenik karakterli olmasına rağmen tektonik hareketlerin etkisi ile gelişim gösterdiği tespit edilmiştir. Çalışma sahasında dağılım gösteren boğazlar

havzanın memba kısmından başlayıp mansap kısmına doğru ele alınıp açıklanmaya çalışılmıştır.

3.6.1 Haymaçınar Boğazı

Haymaçınar Boğazı yaklaşık olarak 70 m. uzunluğa, 25 m. derinliğe ve 10 m. genişliğine sahiptir. Haymaçınar Boğazı subsekant karakterli Cehennem Dere'nin Alt-Orta Kambriyen yaşlı Karayüce Kalkeri üzerinde açtığı yaklaşık olarak 85-90° yamaç eğimine sahip antesedans karakterli bir boğaz niteliğindedir (Foto 36). Boğaz yamacının her iki üst kısmında dolgu malzemelerine ait izlerin bulunmaması ve Cehennem Dere kuzey yamacında çarpılmanın etkisiyle yerli kayadan oluşan kayma yamacı sekilerin varlığı boğazın antesedans karakterde olduğunu düşündürmektedir.



Foto 36: Karayüce Kalkeri Üzerinde Açılan Haymaçınar Boğazı

Neotektonik hareketler ile yükselme ve çarpılma eğilimi gösteren yapıya ayak uyduran Cehennem Dere'nin yatağına gömülmesi sonucu Haymaçınar Boğazı'nın açılmaya başladığı saptanmıştır. Ayrıca neotektonik hareketlerin neden olduğu yükselme ve çarpılma eğiliminin boğaz gelişimi üzerindeki etkisine ek olarak boğazı boyuna kesen doğrultu-eğim atımlı Yonsul-Şilvankale-Taşlık Tepe-Ağaoluk Fay Zonu'nun da boğazın gelişimi üzerinde etkili olduğu düşünülmektedir. Şöyle ki bir yandan yükselme ve çarpılma eğilimi gösteren yapıya ayak uydurmaya çalışan Cehennem Dere'nin Haymaçınar civarında belirtilen fay zonuna yerleşip akış yapması boğazın gelişimi üzerinde etkili olduğu söylenebilir. Yukarıda belirtildiği

gibi boğazın çıkış kısmındaki kuzey yamacında yerli kayadan oluşan kayma yamacı sekilerin varlığı Cehennem Dere'nin fay zonuna yerleştiğini ve yatağını boğazın olduğu kısımda koruduğunu göstermektedir.

3.6.2 Kaledibi Boğazı

Kaledibi Boğazı yaklaşık olarak 430 m. uzunluğa, 70 m. derinliğe ve 40 m. genişliğine sahiptir. Kaledibi Boğazı, subsekant karakterli Kömürlük Dere'nin Kaledibi mah. civarında oluşturduğu bir diğer boğazdır. Kömürlük Dere'nin Alt Jura- Üst Triyas yaşlı Arılık Kuvarsiti'nin üzerinde açtığı ve yaklaşık olarak 65-70° yamaç eğimine sahip epijenik karakterli bir boğaz niteliğindedir (Foto 37).



Foto 37: Büyükmangır Tepesi'nden Kaledibi Boğazı'na Bakış

Plio-Kuaterner'de pozitif östatik hareketler sonucu sular altında kalan vadinin ağız kısımlarının birikim alanına dönüşmesine bağlı olarak paleo topografyadaki kabartılar karasal dolgu malzemeleri tarafından örtmüştür. Karasal dolgu malzemeleri ile örtülü bu kabartıların taban seviyesindeki alçalmalara ayak uyduran Kömürlük Dere tarafından yarılması ile boğazın Plio-Kuatener'den itibaren açılmaya başladığını düşündürmektedir. Boğazın her iki üst yamacında Plio-Kuaterner yaşlı akarsu çökelleri ve bu çökelleri örten yamaç molozuna ait dolgu malzemelerinin bulunması (Foto 38) boğazın epijenik karakterde olduğunu göstermektedir.



Foto 38: Kaledibi Boğazı'nı Örtten Karasal Dolgu Malzemeleri

Ayrıca boğazın genel olarak hem güney hem de kuzeyindeki yüksek kısımlarında alüvyal dolgu sekilerinin varlığı boğazın epijenik karakterde olduğunun delilleri arasında gösterilebilir.

3.6.3 Derebanı Dere Boğazı

Derebanı Dere Boğazı yaklaşık olarak 380 m. uzunluğa, 115 m. derinliğe, 25 m. genişliğine ve 75-80° yamaç eğimine sahiptir. Derebanı Dere Boğazı subsekant karakterli Derebanı Dere'nin Değirmendere Mah. civarında yayılım gösteren Alt Jura-Üst Triyas yaşlı Küreci Kalkeri üzerinde açtığı epijenik karakterli bir boğaz niteliğindedir (Foto 39). Boğaz yamacının her iki üst kısmında yer alan Plio-Kuaterner yaşlı akarsu çökelleri ve bu çökelleri örtten yamaç molozuna ait karasal kökenli dolgu malzemelerini var olması boğazın epijenik karakterde olduğunun en kuvvetli delilidir.

Derebanı Dere Boğazı jenetik bakımdan Kaledibi Boğazı ile hemen hemen aynı özellikleri sunmaktadır. Yani Plio-Kuaterner'de pozitif östatik hareketler sonucu akarsuların yataklarında taşıma güçlerinin azalmasına bağlı olarak karasal dolgu malzemelerini biriktirip paleo topografyadaki kabartıları örtmesi ve karasal dolgu malzemeleri ile örtülü bu kabartıların taban seviyesindeki alçalmalara ayak uyduran Derebanı Dere tarafından yarılması ile Plio-Kuaterner'den itibaren oluşmaya başladığı söylenebilir.



Foto 39: Dahar Tepe Eteğinden Derebanı Dere Boğazı'na Bakış

Ayrıca boğazın batı kısmında yer alan eğim atımlı faylar taban seviyesindeki kot farkının artmasına ve bunun sonucu olarak da Derebanı Dere'nin yatağına gömülerek boğazı derin bir şekilde yarmasına neden olduğu saptanmıştır.

3.7 Sekiler (Taraçalar)

Değirmendere Havzası'nda dikkat çeken en önemli jeomorfolojik ünitelerden birini sekiler oluşturmaktadır. Sekiler, akarsuyun derine doğru kazması sonucu vadi kenarlarında izleri kalan eski vadi tabanlarının kalıntılarına karşılık gelmektedir. Sekilerin oluşumu; tektonik ve östatik hareketler, iklimsel değişimler ve hidrografik özellikler gibi birçok etken ve süreçlerden tarafından belirlenir (Charlton, 2007, s:165; Wohl, 2010, s:92; Huggett, 2011, s:232; Fryirs ve Brierley, 2011; s:166; Wohl, 2014, s:175). Bu etken ve süreçlerin bir veya birkaçının akarsuya yansması sonucu mevcut aşınım döngüsünün kesintiye uğraması ve yeni bir aşınım döngünün başlaması ile sonuçlanır. Bunun sonucunda akarsuyun yamacında veya yamaçlarında platform halinde yüksekte kalmış düzlükler meydana gelir. Bu doğrultudan hareketle havzada yukarıda ifade edilen etken ve süreçlerin ne derece seki oluşumunu etkilediği açıklanmaya çalışılmış, yerli kaya ve alüvyal dolgu sekileri olarak iki ana başlık altında ele alınmıştır. Ayrıca sekilerin litolojik ve sedimentolojik özellikleri incelenerek oluştukları doğal ortam açıklanmaya çalışılmıştır.

3.7.1 Yerli Kaya Sekileri

Değirmendere Havzası'nda birbirinden farklı lokalitelerde ve yükseltilerde yerli kaya sekileri gelişme olanağı bulmuştur (Tablo 7). Havzada oluşum gösteren bütün yerli kaya sekileri sahanın tektonik gençleşmesine bağlı olarak akarsuyun tabaka sırtları veya cephesinin eğimi boyunca homoklinal kayması sonucu meydana gelmiştir. Bu durumun en çarpıcı örneği Körmenlik Dere'nin oluşturduğu kayma yamacı sekilerinde gözlemlenmektedir (Foto 40). Körmenlik Deresi'nin oluşturduğu sekiler 3 basamak halinde olup dolomitik kireçtaşı ve silisli şeyl serilerinden oluşan Alt Jura-Üst Triyas döneminde çökelmiş Küreci Kalkeri üzerinde gelişmiştir. Seki basamaklarının üzeri çok ince toprak tabakası tarafından örtülmüştür. Körmenlik Dere'nin oluşturduğu sekinin 1. basamağı normal bileşene sahip doğrultu atımlı Haymaçınar-Körmenlik D.-Paşaoğluk Fay Zonu tarafından sınırlandırılmıştır. Belirtilen bu fay zonu, sekileri tektonik olarak deformasyona uğratarak çarpılmasına ve konumlarının bozulmasına neden olmuştur.



Foto 40: Körmenlik Deresi'nin Oluşturduğu Kayma Yamacı Sekileri

Havzadaki bir diğer yerli kaya sekileri Esenbek ve Kaledibi yerleşmeleri arasında akım yapan Darıyeri Dere ve Değirmendere'nin oluşturduğu sekilerdir. Çeşitli yükselti ve formasyonlar üzerinde yer alan yerli kaya sekileri neotektonik hareketlerin neden olduğu çarpılmaların Darıyeri Dere ve Değirmendere'nin homoklinal olarak kaymasına zorlaması sonucu gelişmiştir.

Tablo 7: Yerli Kaya Sekilerinin Nispi Yükseltileri

Oluşturduğu Akarsu	Sırası	Lokasyon	Nispi Yükselti (m)
Körmenlik Dere	1	Haymaçınar	25
Körmenlik Dere	2	Haymaçınar	21
Körmenlik Dere	3	Haymaçınar	7
Darıyeri Dere	1	Esenbek	5
Değirmendere	1	Kaledibi	57
Darıyeri Dere	2	Esenbek	15
Değirmendere	2	Kaledibi	48

Değirmendere'nin oluşturduğu 1 ve 3 numaralı sekiler kumtaşı, kıltaşı ve konglomeratik serilerinden oluşan Alt Eşmişek Formasyonu üzerinde gelişmiştir. Darıyeri Dere'nin oluşturduğu yerli kaya sekileri yani 2 ve 4 numaralı sekiler ise dolomitik kireçtaşı ve silisli şeyl serilerinden oluşan Küreci Kalkeri üzerinde gelişmiştir. Ayrıca Derebanı Dere'nin aşağı çığırını oluşturan kanyon vadinin her iki yamacında en az 3 basamak (Foto 41) halinde yerli kaya sekileri tespit edilmiştir. Fakat arazinin zorlu ve engebeli oluşundan dolayı nispi yükseklikleri ve konumları alınamamıştır. Kanyon vadi yamaçlarında görülen yerlikaya sekileri rotasyonel olarak meydana gelen tektonik gençleşmenin (faylanma) etkisi ile gelişmiştir.

**Foto 41:**Kanyon Vadinin Yamaçlarında Görülen Yerlikaya Sekileri (Foto Adem Keçeli)

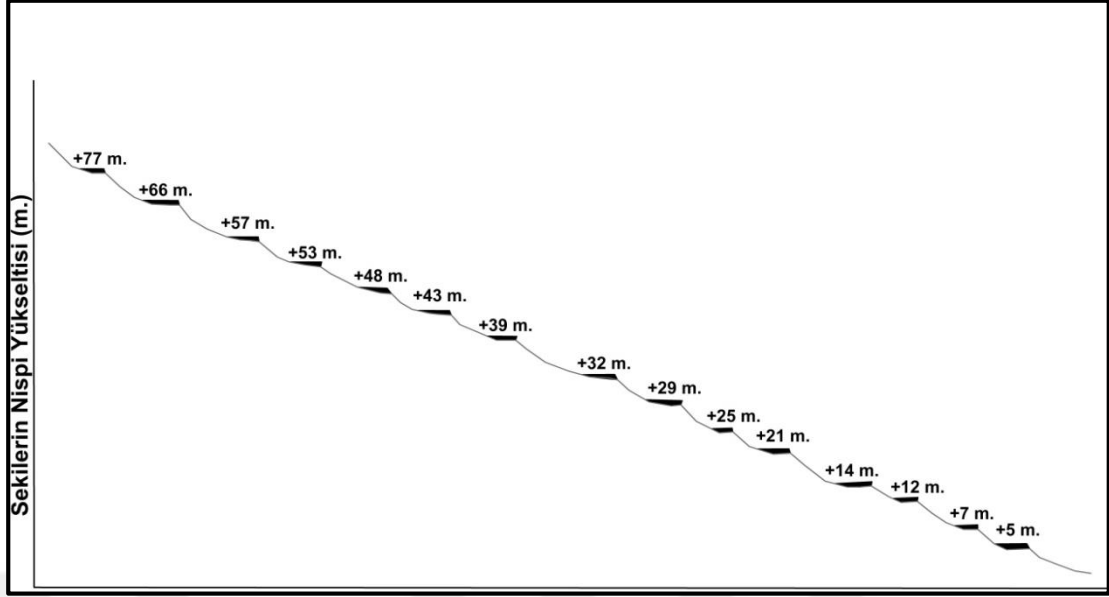
3.7.2 Alüvyal Dolgu Sekileri

Değirmendere Havzası'nda birbirinden farklı lokalitelerde ve yükseltilerde alüvyal dolgu sekileri gelişme olanağı bulmuştur (Tablo 8, Şekil 23). Havzadaki alüvyal dolgu sekileri östatik hareketlerin, sedimentasyon şartlarının, tektonik hareketlerin ve iklim değişikliğinin doğrudan veya dolaylı olarak hidrografik süreçlere yön vermesi ile meydana gelmiştir.

Tablo 8: Alüvyal Dolgu Sekilerinin Nispi Yükselteleri

Oluşturduğu Akarsu	Sırası	Lokasyon	Nispi Yükselti (m)
Darıyeri Dere	3	Esenbek	16
Değirmendere	3	Kaledibi	29
Değirmendere	4	Kaledibi	19
Darıyeri Dere	4	Esenbek	16
Darıyeri Dere	5	Esenbek	14
Derebanı Dere	1	Kaledibi	72
Derebanı Dere	2	Değirmendere	66
Derebanı Dere	3	Değirmendere	53
Derebanı Dere	4	Değirmendere	39
Derebanı Dere	5	Değirmendere	21
Göl Dere	1	Elmalıseki	66
Göl Dere	2	Elmalıseki	43
Göl Dere	3	Elmalıseki	32
Göl Dere	4	Elmalıseki	12

Değirmendere ve Darıyeri Dere'nin oluşturduğu alüvyal dolgu sekilerini Plio-Kuaterner yaşlı sediment depoları meydana getirir. Bu sediment depolarının kaynağı havzayı etkisi altına alan Rodinik fazı sonucu yaşanan transgresyon olayının yani denizin batı yönünde ilerlemesi oluşturur. Havzayı etkisi altına alan transgresyon sonucu İskenderun ve çevresinde yer alan Değirmendere dâhil bütün vadilerin ağız kısımları sular altında bırakmış, Pliosen yaşlı kötü boylanmış kiremide benzer çapraz ve teknesel katmanlı detritik malzemelerin birikmesini sağlamıştır (Foto 42, 43). Pliosen sonunda yeniden yaşanan regresyon sonucu batıya çekilen deniz bu durumunu az çok muhafaza etmiştir (Aslaner, 1973, s:64).



Şekil 23: Değirmendere Havzası'ndaki Sekilerin Nispi Yükseltisi

Plio-Kuaterner'de rotasyonal olarak etkinliğini artıran tektonik hareketler ve regresyon olayı sahanın yükselmesini tetikleyerek akarsuların kaynak ve ağız kısımlarında kot farkının artmasına neden olmuştur. Bunun sonucunda Plio-Kuaterner'de akarsuların aşındırması canlanmış ve vadi ağızlarında çökelen sedimentlerin bulunduğu kesim kademeler halinde parçalanarak alüvyal dolgu sekilerini meydana getirmiştir.



Foto 42: Dolgu Sekilerini Oluşturan Kiremide Benzer Çapraz Tabakalanma



Foto 43: Dolgu Sekilerini Oluşturan Teknesel Katmanlı Tabakalanma

Ayrıca havzada yaşanan iklimsel değişimler yağış miktarındaki artışlara neden olacağı ve doğal olarak akarsuların debisinde bir artış meydana geleceği aşikârdır. Bunun sonucunda alüvyal dolgu sekileri akarsular tarafından şiddetli bir şekilde aşındırılıp parçalanmıştır. Taraçaları oluşturan dolguların sedimentolojik değerlendirilmesi yapıldığında; kiremide benzer çapraz tabakalar kuvvetli akarsu yatağını ve kuvvetli akıntılarını, teknesel tabakalar ise akımın sel karakterinde olduğunu ve akımın bazı yerlerde kanalize olduğunu ifade etmektedir (Erinç, 2002, s:44; Kerey ve Erdal, 2014, s:46). Bu bakımdan değerlendirildiğinde havzadaki hidrolojik süreçlerinin günümüzden oldukça farklı, iklimsel karakterin ise serin ve yağışlı olduğunu düşündürmektedir.

Bilindiği gibi Havza'nın bulunduğu kesim tektonik aktivitenin oldukça yoğun hissedildiği bir alan üzerinde yer almaktadır. Bundan dolayı havzayı etkileyen epirojenik hareketler ve faylanmanın neden olduğu tektonik çarpılmalar Değirmendere'nin oluşturduğu sekileri deformasyona uğratmıştır. Bu deformasyon olayı Değirmendere'nin Şilvankale eteğinde oluşturduğu alüvyal dolgu sekisinde çok net bir şekilde görülmektedir (Foto 44).



Foto 44: Dolgu Sekilerinde Faylanmanın Neden Olduğu Deformasyon

Sonuç olarak çalışma sahasının farklı yükselti ve lokalitelerde meydana gelen sekiler esas itibariyle östatik ve tektonik hareketler ile iklim değişikliği gibi doğal faktörlerin denetimi altında gelişmişlerdir. Yukarıda belirtilen bu süreçlerin hidrografik süreçlere yön vermesi ile havzadaki sekilerin şekillendiği ve şekillenmeye devam ettiği söylenebilir.

3.8 Karstik Şekiller

Arazide karstifikasyon süreci sonucu meydana gelen şekiller esasen su, kireçtaşı ve karbondioksit gazına bağlıdır (Gilli, 2011, s:20). Aynı zamanda karstifikasyon süreci ile meydana gelen şekillerin oluşumunda topografya, yapı, iklim, tektonik hareketler, taban seviyesi ve zaman gibi faktörler rol oynar. (Erinç, 2001, s:98).

Havza sınırları içerisinde geniş yayılım alanına sahip farklı zamanlarda oluşmuş kireçtaşları yukarıda ana hatları ile belirtilen etken ve süreçlerin etkisiyle farklı lokalitelerde karst topografyasına ait irili ufaklı şekiller oluşturmuştur. Bu şekillerin bir kısmı yüzeyde diğer bir kısmı ise yeraltında gelişmiştir.

3.8.1 Lapyalar

Lapyalar, kalsiyum karbonat içeren bütün formasyonlar üzerinde gelişmiştir. Mikro karstik şekillerden olan lapyalar genellikle diyaklâz sistemleri tarafından geniş

ölçüde deformasyon geçiren kireçtaşlarının karstifikasyon süreçlerine bağlı olarak meydana gelmiştir. Havza içerisinde lapyalar delikli, menderesli, oluklu ve diyaklâzlı şekle sahiptirler (Foto 45). Lapyaların en fazla görüldüğü alanların başında şiddetli deformasyona uğramış Alan Polyesi ve çevresi gelmektedir.



Foto 45: Karstifikasyon Sonucu Oluşmuş Çeşitli Lapy Kompleksleri

3.8.2 Cehennem Dere Uvalası

Dolinlerden daha büyük çukurluklara karşılık gelen uvalalar, oval veya daire şekline sahip olan tabanı düz karstik depresyonlardır. Havza içerisinde Cehennem Dere Uvalası dışında başka bir uvala bulunmamaktadır. Cehennem Dere Uvalası Alt-Orta Eosen'de çökelen killi kalker, kireçtaşı ve marn litolojilerinden oluşan Cona Formasyonu'nun karstifikasyona uğraması sonucu meydana gelişmiştir. Uvala Cehennem Dere'nin yan kolu tarafından kapılarak bozulmuştur. Uvalanın tabanı yamaçlardan inen suların getirdikleri sedimentler ile kaplıdır (Foto 46).



Foto 46: Cehennem Dere Uvalası'ndan Bir Görünüm

3.8.3 Alan Polyesi

Alan Polyesi, Kırıkhan ilçesinin Ceylanlı mah.ne bağlı yaklaşık olarak 1050 m. ile 1100 m. yükselteleri arasında yer almaktadır (Foto 47). Doğu-batı yönünde yaklaşık 2, kuzey-güney yönünde 2,5 km uzunluğa sahiptir. Polye alanın yüzölçümü yaklaşık olarak 3 km² ve drenaj havzası ise 10 km²'dir. Polyenin Havzası'nın etrafından Kaya Tepe (1265 m.), Yelli Tepe (1290 m.) ve Çamlı Tepe (1240 m.) gibi çeşitli yükseltide Tepeler bulunmaktadır. Polyenin yıllık ortalama sıcaklık oranı (lapse rate) 17,2 C°, enterpole edilmiş yıllık toplam yağış miktarı ise 1318,2 mm.'dir.

Bilindiği gibi polyeler karbonik asitçe zengin suların etkisi ile kimyasal yolla çözülebilen karbonatlı kayaların varlığına bağlı olarak meydana gelmiş karst topografyasının en karakteristik şekillerden birini oluşturmaktadır. Çözülme süreci ve bununla ilgili olarak meydana gelen şekiller yani polyelerin aynı zamanda iklime, flüvyal süreçlere, tektonik hareketlere, yapıya, topografyaya ve zamana bağlı olarak oluşum ve gelişimini sürdürdüğü belirtilmektedir (Pekcan, 1999, s:3; Erinç, 2001, s:98-99). Bundan dolayı polyenin oluşum ve gelişiminde yukarıda belirtilen etkenlerin hangi ölçüde etkili olduğunun incelenmesi gerekmektedir.

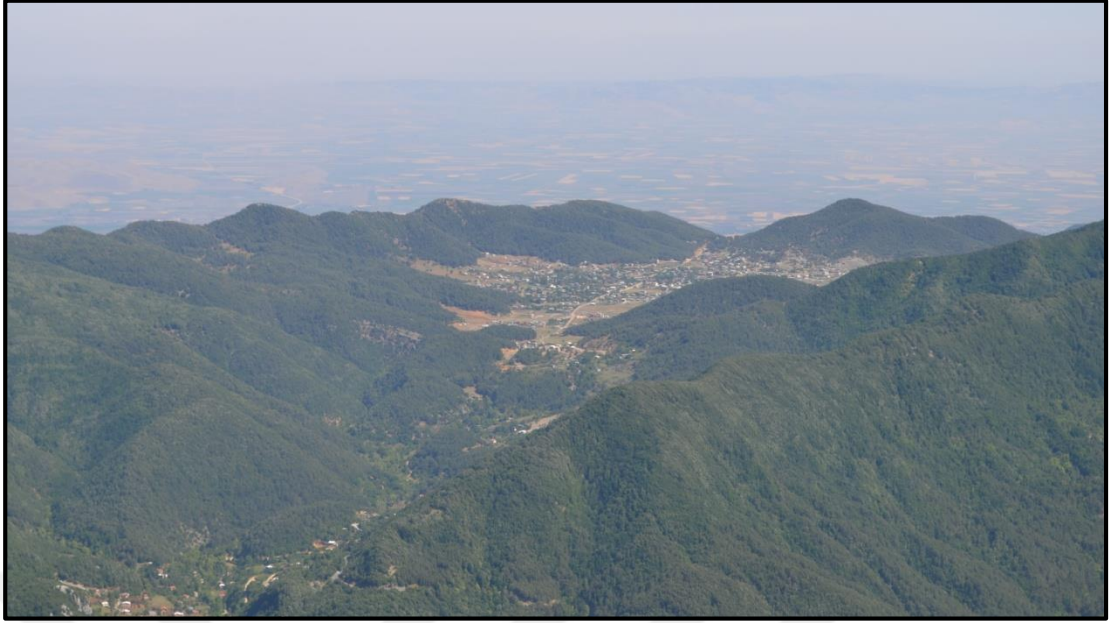
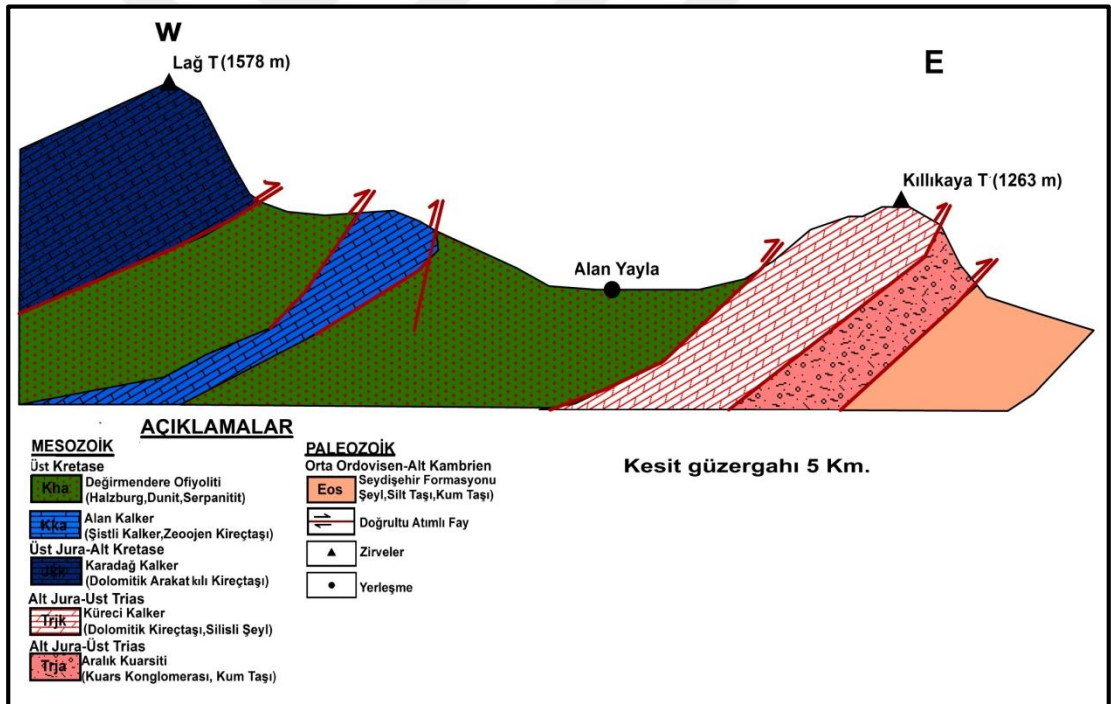


Foto 47: Büyükmangır Tepesi'nden Alan Polyisine Bakış

Alan Polyesi'nin kısmi yerlerinde ofiyolitik seri üzerinde veya arasında çözülme artığı kalkerli blokların varlığı ovanın polye karakterinde olduğunun net bir göstergesidir (Foto 48). Alan Polyesi kuzeydoğu-güneybatı dalımlı diyaklâz yapılı Triyas yaşlı Küreci Kalkeri, Alt Triyas yaşlı Arılık Kuvarsiti, Kretase yaşlı Alan Kalkeri ile Eosen yaşlı Cona Grubu kontağı boyunca meydana gelen karstlaşma sonucu oluşmuş bir depresyondur. Polyenin tabanı Kretase'de bölgeye sokulumu sırasında arasına tektonik dilimler alan az geçirimli Kızıldağ Ofiyoliti ile ofiyolitik seriyi kısmen örten Kuaterner yaşlı alüvyal dolgu malzemesi ile kaplıdır. Alan Polyesi'nin oluşumunda erimenin yanında tektonik hatlarının da etkisi olduğu belirtilmektedir (Çetin ve Ege, 2012 s:350). Nitekim polye kenarlarının genel olarak kuzey-güney doğrultulu Değirmendere Bindirme Fayı, doğusu ise kuzey-güney uzanımlı ters bileşene sahip doğrultu atımlı faylar ile sınırlı olması bu durumu doğrulamaktadır. Oluşumun başlangıç aşamasında karstlaşma bakımından zayıf direnç hatlarını oluşturan litolojik geçiş zonları ile yukarıda belirtilen faylar polyenin karstlaşma sonucu kısmen derinleşmesini ve gençleşmesini sağlamıştır. Karstlaşmanın ön koşulu olan karbonatlı kayalardan başka suyun zeminle uzun süreli temasını sağlayan bu yapısal özellik polyenin oluşumunu başlatan en önemli etkendir. Bu bakımdan polyenin oluşum kökeni dikkate alındığında yapısal faktörlerin denetimi altında geliştiğinden dolayı (Ford ve Williams, 2007, s:363-364) strüktürel (yapısal) polye (Şekil 24) sınıfına dâhil edilmektedir.



Foto 48: Polyenin Batı Yamacında Cona Formasyonuna Ait Çözülme Artıkları



Şekil 24: Alan Polyesi'nin Strüktürel Blok Diyagramı (Yılmaz, 1984'den alınarak yeniden düzenlenmiştir).

Amanoslar Miyosen'de peneplene yakın bir aşınım yüzeyi durumundaydı. Neotektonik hareketler sonucu rijiditesi yüksek olduğundan dolayı doğu ve batı yamacı faylanmış ve bu faylar Amanoslar'ın bugünkü yükseltisine ulaşmasını sağlamıştır. Ayrıca Geç Miyosen ve Erken Pliosen'de Akdeniz'de meydana gelen östatik hareketler (Hsü et al, 1973, s:243; 1977, s:400) taban seviyesinde değişimlere

neden olmuştur. Bu nedenlerden dolayı polyede karstlaşmanın taban seviyesi oldukça derine inmiş, bu durum karstlaşmanın gençleşmesini ve şiddetlenmesini sağlayarak polyenin gelişimini hızlandırmıştır.

Polyenin tabanı yaklaşık olarak 1050 m. yüksekliğinde bulunmaktadır. Polyeyi çevreleyen sahanın yükseltisi ise yaklaşık olarak 1600 m. civarındadır. Bu yükselti kuşağı Orta Miyosen'de şekillenen DI aşınım sistemine karşılık gelmektedir. Aşınım sisteminden hareketle polyenin karstlaşma şiddeti rölatif olarak ortaya konduğunda yaklaşık olarak 550 m. civarında olduğu anlaşılmaktadır.

Amanoslar'ın tektonik olarak gençleşip yükselmesi sahanın mevcut iklim koşulları üzerinde de etkili olacağı aşikârdır. Fakat sahada sadece yükselti değişimine bağlı olarak iklim değişimleri yaşanmamıştır. Akdeniz Havzası'nın paleoklimatik şartları Üst Miyosen (Messiniyen'de) döneminde sıcak ve kurak iklim koşullarına elverişli iken Tortoniyen'de yerini nemli sıcak iklim koşullarına bırakmıştır. Alt Pliosen'de yaşanan transgresyon sonucu nemli ve yağışlı iklim koşulları egemen olmuştur. Öncelikle iklim, sıcak veya ılıman evreleri olan yağmur yağışlı subtropikal karakter kazanmıştır. Kuaterner (Pleistosen'de) başlarında sıcak tropikal iklimde serin ve yağışlı koşullar belirmeye başlamıştır (Erol, 1992, s:35). Pleistosen döneminde aşağı yukarı 50-100 bin yıl süren soğuk ve kar yağışlı glasiyal ve sıcak ve yağışlı interglasiyal dönemler içinde 10-20 bin yıllık daha kısa ve daha küçük serin ve yağışlı stadiyal ve stadiyal dönemler arasında ılıman ve yağışlı interstadiyal evrelerin yaşandığı belirtilmektedir (Erol, 1979, s:23). Pleistosen'de yani son glasiyal maksimumda serin ve yağışlı iklim koşulları şiddetlenmiş ve kış mevsimi sıcaklık ortalaması günümüzden yaklaşık olarak 5C° ile 10C° daha soğuk, yaz mevsimi ise günümüzden yaklaşık olarak 3C° daha düşük olduğu ifade edilmektedir (Prentice et al. 1992, s:660). Kuaterner'in gerek soğuk ve yağışlı (glasiyal), gerekse kışları yağışlı Akdeniz iklimleri (interglasiyal) karstlaşmaya engel olmadığı gibi aksine karstlaşmanın gelişmesine olumlu yönde etkilediği vurgulanmaktadır (Ardos, 1996, s:77).

Alan Polyesi'nin drenaj havzası yaklaşık olarak 10 km²'dir. Polye obsekant akarsu karakterdeki Karaçağıl Dere ve Kiraz Dere, resekant akarsu karakterdeki Kısa Dere ve Yuva Dere ve subsekant akarsu karakterdeki Cehennem Dere ile bu akarsuların insekant karakterli yan kolları tarafından drene edilmektedir. Polye

Cehennem Dere tarafından kapılarak dış drenaja bağlanmaktadır. Belirtilen bu akarsular topografya ve yapıya uyumunun sonucu olarak tipik sentripetal bir drenaj şebekesini yansıtmaktadır. Gelişiminde karstlaşmanın yanı sıra flüvyal süreçler de etki olduğundan flüvyo-karstik bir polye özelliği sunmaktadır. (Özşahin, 2012b, s:374).

Polye ve çevresinin topografik eğim koşulları göz önünde bulundurulduğunda kuzeydoğu-güneybatı uzanışlı kuesta cepheleri yaklaşık olarak %55-60° ve kuesta sırtları yaklaşık olarak %25-35°'lik bir eğim değerine sahiptir. Polyenin kuzeydoğu ve güneybatı yönündeki tabaka dalımının neden olduğu bu asimetriklik karstlaşmanın genel olarak doğudan batıya doğru gelişmesini sağlamıştır. Ayrıca tabandaki az geçirimli ofiyolitik serinin varlığı karstlaşmanın derine doğru değil de yana doğru gelişmesine neden olmuştur. Bu bakımdan epikarstik süreçler egemen durumdadır.

Sonuç olarak, Alan Polyesi Miyosen sonlarından günümüze kadar etkinliğini sürdüren neotektonik hareketler ve karstlaşma süreçlerinin ortak etkileri sonucu oluşmuş tektonokarstik kökenli bir depresyondur. Polyenin jeomorfolojik gelişiminde, günümüze kadar duraksama ve canlanmalarla süregelen tektonik etkinlik ve karstlaşmanın yanı sıra flüvyal süreçler de etkili olmuştur. İklim değişimleri ve tektonik etkinliğe bağlı olarak zaman zaman faaliyetlerini artıran Cehennem Dere ve yan kolları depresyonun yamaç gerilemesi ve yanlara doğru büyümesi ile karst taban seviyesinin ofiyolitik serinin bulunduğu kısma kadar derinleşmesinde etkili olmuşlardır. Bu bakımdan polye epikarstik bir özellik sunmaktadır. Güneydoğudan kuzeybatıya uçlarında daralarak büyük bir vadi görünümünü kazanan Alan Polyesi, gelişiminde karstik süreçlerin yanı sıra akarsuların da önemli ölçüde etkisi olduğundan dolayı flüvyo-karstik bir depresyon niteliğindedir.

3.8.4 İslî Mağara

Değirmendere Havzası'nın büyük bir kısmı farklı dönemlerde çökelmiş karstlaşmaya uygun litolojilerden oluşmaktadır. Karstlaşmaya uygun bu litolojiler üzerinde karst topografyasına ait irili ufaklı birbirinden farklı karstik şekiller gelişme olanağı bulmuştur. Bu morfolojik ünitelerden birini de mağaralar oluşturmaktadır. Mağaraların oluşumunda karstlaşmanın yanı sıra topografik koşullar, bölgedeki

tektonik hareketler ve bu hareketlere bağılı olarak yeraltı drenajında ki değişmeler önemli bir yere sahiptir (Erinç, 2001, s:150-153). Mağaralar morfolojik evriminin bir sonucu olarak gerek içerisindeki ilginç şekilleri (sarkıt, dicit, sütun vb. gibi) gerekse kendisine özgü sıcaklık ve nem şartları bakımından oldukça dikkat çekicidir (Ege, 2015, s:276). Havzanın farklı kesimlerinde oldukça fazla mağara bulunmaktadır (Foto 49). Fakat bu mağaralardan büyük ve tipik olan ele alınmış, oluşum ve gelişiminde hangi etken ve süreçlerin rol oynadığı açıklanmaya çalışılmıştır.

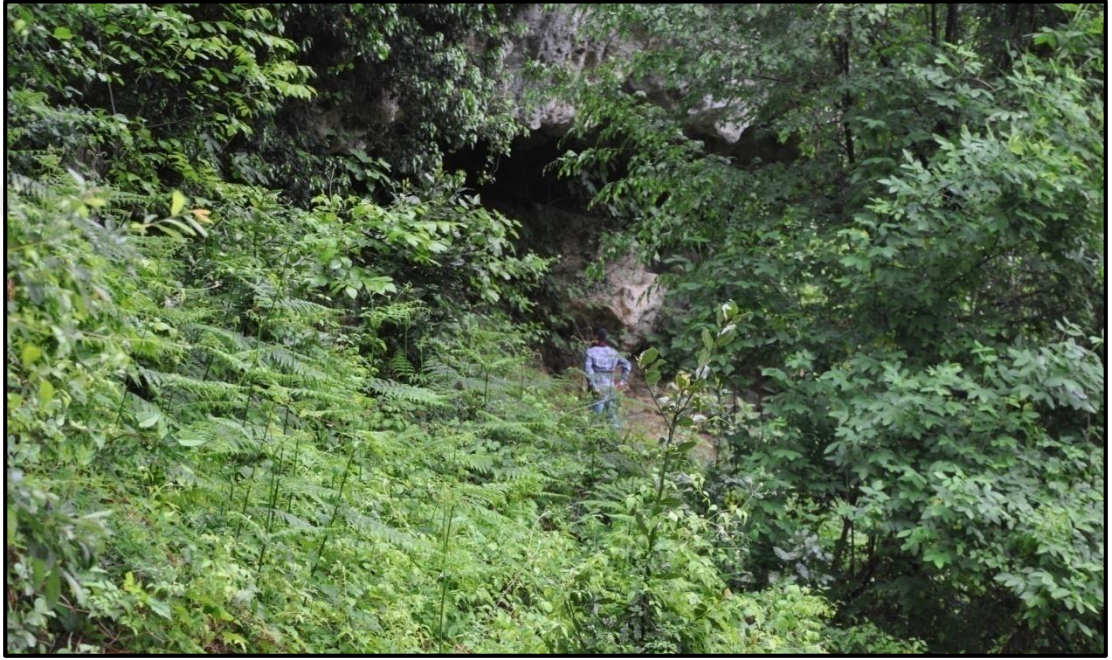


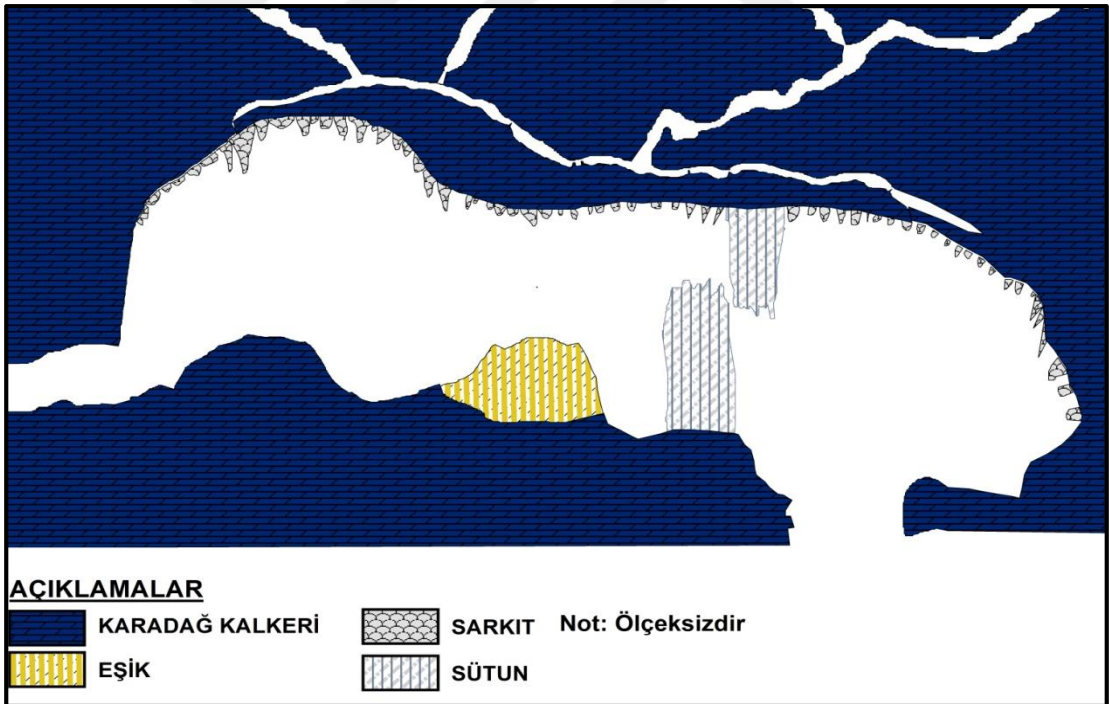
Foto 49: Yeraltı Drenaj Sistemi Göçünün Oluşturduğu Mağaradan Bir Görünüm

İsli Mağara (Foto 50) $x=258586$ $y=4060559$ koordinatında deniz seviyesinden 305 m. yükseklikte bulunmaktadır. Mağara, Değirmendere mah. kuzeybatısındaki Derebanı Dere Vadisi'nin güney yamacında yayılım gösteren Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Karadağ Kalkeri içerisinde tektonik kökenli diyaklâz sistemlerine bağılı olarak yeraltına sızan meteorolojik kökenli karbonik asitçe zengin suların kalker bloğunu kimyasal yoldan çözmesi ile meydana gelmiştir. Yeraltı sularının oluşturduğu galeri sistemlerine ait izlerin bulunmaması ve tavan kısmında dikine diyaklâzların var olması mağaranın yeraltına sızan meteorolojik kökenli karbonik asitçe zengin sular tarafından açıldığı görüşünü desteklemektedir (Şekil 25). Tektonik kökenli diyaklâz sistemlerinin yoğun olduğu yerlerde kalınlığı yaklaşık olarak 1-1,5 m. civarında traverten depoları gelişmiştir. Ayrıca üst kısımlardan sızan karbonik asitçe zengin meteorolojik sular mağara tavanında sarkıtlar, tabanında

dikitler ve sarkıt ile dikit sisteminin birleşmesi sonucu giriş kısmına yakın bir sütun oluşturmuştur.



Foto 50: İslî Mağarası'nın Giriş Kısmı



Şekil 25: İslî Mağarası'nın Blok Diyagramı

Bulgular, İslî Mağarası'nın tavan bloğu çökertilmeden önce tek odalı bir mağara sistemi halinde olduğunu göstermektedir. Mağarada kolon görevi gören orta sütunun Derebanı Dere tarafından kırılması ile tavadan kopan eşik niteliğindeki blok mağarayı iki odalı bir sisteme dönüştürdüğü tespit edilmiştir. Mağara tabanında

yer alan kum ve çakıl depolarına ait izler Derebanı Dere'nin mağara içerisinde akış yaptığının ve mağaranın gelişimini etkilediğinin en çarpıcı kanıtı olarak gösterilebilir (Foto 51). Kolon görevi gören mağaranın sütunu yıkıldıktan sonra Derebanı Dere bu kısımda yatağını terk ederek mağaranın dışında kendine yeni yatak açmak suretiyle akışına devam etmiştir.



Foto 51: Mağaranın İçinde Derebanı Dere'ye Ait Kum ve Çakıl Depoları

Mağaranın birinci galeri sistemi 10.7 m. uzunluğa, 6.1 m. yüksekliğe ve 7.75 m. genişliğe sahiptir. Eşik ile birinci galeri sisteminden ayrılan ikinci galeri sistemi ise 19.1 m. uzunluğa, 9.15 m. yüksekliğe ve 6.5 m. genişliğe sahiptir. Ölçümlerden de anlaşılacağı üzere mağaranın toplam uzunluğu 29.8 m. civarındadır.

3.9 Yapısal Şekiller

Değirmendere Havzası'nın Paleozoik formasyonları yatay ve yataya yakın, Mezozoik ve Tersiyer formasyonları ise kıvrımlı ve şaryajlı bir yapı oluşturduğundan dolayı havzada bu sistemlere ait yapısal yerşekilleri gelişme olanağı bulmuştur.

3.9.1 Kuestalar

Kuestalar 1-25° arasındaki eğime sahip ve genellikle monoklinal yapıların karakteristik yerşekillerinden birini oluşturmalarına rağmen, havzanın stratigrafik ve tektonik anomalileri dikkate alındığında kuestaların monoklinal bir yapıya bağlı olarak değil de kıvrımlı ve şaryajlı bir yapı üzerinde gelişim gösterdiğini ortaya

koymaktadır. Havzadaki kuestalar, kıvrım ve şaryaj yapıları oluştuktan sonra flüvyal etken ve süreçler tarafından antiklinalin kanat ve taç kısımlarının aşındırılmasıyla ortaya çıkmıştır.



Foto 52: Alan-Paşaoluk Yayla Yolu Üzerinde Gelişim Gösteren Kuestalar

Havzadaki kuestaların en tipik örneğini Alt Paleosen-Eosen'de çökelmiş Almacık Kalkeri üzerinde akış yapan Cehennem Dere'ye ait yan kolun şekillendirdiği kuestalar oluşturmaktadır (Foto 52). Kuestaları oluşturan tabakaların eğimi 7-13° arasında değişiklik göstermektedir. Kuestaları oluşturan tabakaların eğim değerlerinin birbirinden farklı olmasına yerel ölçekte Almacık Kalkeri'ni etkileyen bindirme karakterli fayın neden olduğu düşünülmektedir.

3.9.2 Homoklinal Sırtlar

Homoklinal sırtlar 25-45° arasındaki eğime sahiptir. Kuesta ve hogbekler arasında geçiş tipini oluşturan ve tıpkı kuestalar gibi havzanın stratigrafik ve tektonik anomalileri dikkate alındığında homoklinal sırtların oluşumu ve gelişimi monoklinal bir yapıya bağlı olarak değil de kıvrımlı ve şaryajlı bir yapıya bağlı olduğunu ortaya koymaktadır.

Havzadaki homoklinal sırtların en tipik örneğini Alt Jura-Üst Triyas'da çökelmiş Arılık Kuvarsiti ile Alt-Kambrien'de çökelmiş Karayüce Kalkeri üzerinde akış yapan Körmenlik Dere ve yan kolun şekillendirdiği homoklinal sırtlar oluşturmaktadır (Foto 53). Homoklinal sırtları oluşturan tabakalar genellikle 25-35°

eğim değerine sahip ve kuzeydoğuya doğru gidildikçe eğim derecesi artmaktadır. Homoklinal sırtları oluşturan tabaka eğim derecelerinin birbirinden farklı olması doğrultu-eğim atımlı Haymaçınar-Körmenlik Dere-Paşaoluk Fay Zonu'ndan kaynaklıdır.



Foto 53: Körmenlik Dere Vadisi'ndeki Homoklinal Sırtlar

3.9.3 Hogbekler

Hogbekler 45° ve üzeri tabaka eğimine sahip olan yer şekilleridir. Hogbekler, tıpkı kuesta ve homoklinal sırtlar gibi kıvrımlı ve şaryajlı bir yapıya bağlı olarak antiklinal tepesinin flüvyal etken ve süreçler tarafından aşındırılıp parçalanması ile meydana gelmiştir. Değirmendere Havza'sında hogbekler genel olarak yüksek tepelere karşılık gelen tabaka dikliklerini oluşturmaktadır (Foto 54).

Havzadaki hogbeklerin en tipik örneğini Üst Jura- Alt Kretase'de çökelmiş, doğrultu atımlı ve doğrultu-eğim atımlı faylar ile kesilmiş dolomitik ara katkılı kireçtaşı litolojisine sahip Karadağ Kalkeri'ne ait tabaka diklikleri oluşturmaktadır. Fayların ve strüktürel özelliklerin denetiminde akış yapan Kuruca Dere ve yan kolun şekillendirmesi sonucu hogbekler gelişmiştir.

Hogbekleri oluşturan tabakalar $65-85^\circ$ eğime sahip ve kuzeybatıya doğru gidildikçe eğim derecesi artmaktadır. Tabaka doğrultusu ve dalımı ile doğrultu-eğim atımlı lokal faylar hogbeklerin eğim derecelerinin birbirinden farklı olmasına neden olmuştur.

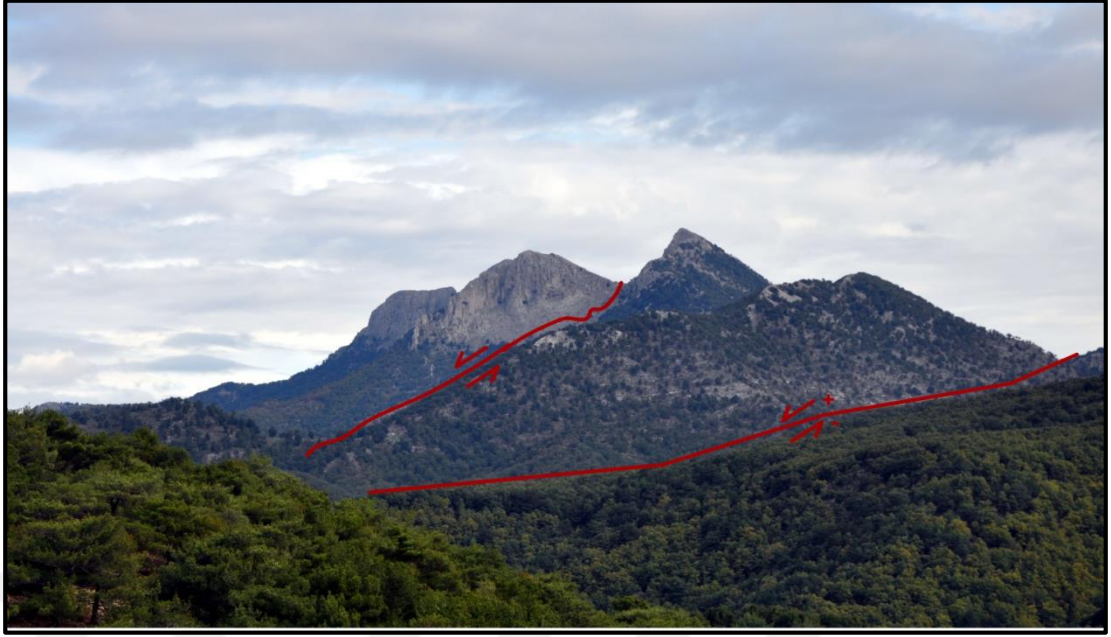


Foto 54: Hogbeklere Karşılık Gelen Solakkaya Tepesi

3.9.4 Klipler

Klipler, şaryaj örtüsünün geniş çapta aşındırılması ile ortaya çıkan tepelerdir ve çalışma sahasında genellikle hogbeklerin kalıntıları şeklinde karşımıza çıkmaktadır. Havzadaki kliplerin en tipik örneğini Üst Jura- Alt Kretase'de çökelmiş ve eğim atımlı lokal fayla ile kesilmiş dolomitik ara katkılı kireçtaşı litolojisine sahip Karadağ Kalkeri'ne ait tabaka diklikleri oluşturmaktadır (Foto 55). Değirmendere ve yan kollarının hogbekleri şekillendirmesi sonucu klipler sivri uçlu artık tepeler halini almıştır. Klipleri oluşturan tabakaların 70-75° eğime sahiptir.

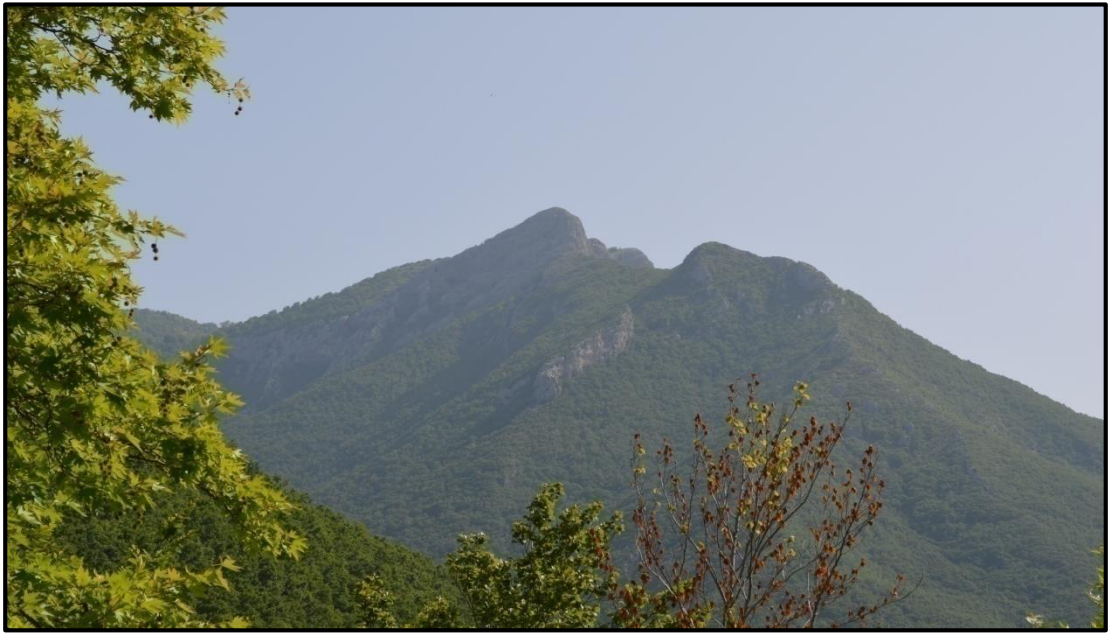


Foto 55: Değirmendere Mahallesi'nin Kuzeyinde Görülen Klipler

3.9.5 Yapı Platformları

Havzanın temelini oluşturan otokton karakterli Paleozoik formasyonlar yatay veya yataya yakın tabakalar halinde üst üste sıralanmaktadır. Paleozoik istifin alttan başlayarak üstte doğru konumlarının bozulmaya başlamasını epirojenik kökenli düşey salınımlardan kaynaklı çarpılmalar neden olmuştur. Flüvyal etken ve süreçler tarafından yatay ve yataya yakın eğimli formasyonlar aşındırılmıştır. Bunun sonucu olarak havzadaki yapı platformlarına karşılık gelen vadi yamacındaki düşük eğimli basamaklar gelişmiştir (Foto 56).



Foto 56: Cehennem Dere Şelalesi'nin Yamacını Oluşturan Yapı Platformları

3.10 Kütle Hareketleri

Kütle hareketleri, sarsıntı ve yerçekiminin etkisiyle çeşitli boyuttaki malzemelerin yamaç aşağıya doğru akışa geçme olayıdır. Kütlenin hareketini tetikleyen, yamaç üzerindeki hareketin hızını belirleyen, kütlenin kayma derecesini azaltan veya artıran birbirini takip eden bir olaylar dizisi söz konusudur. Kütle hareketleri, jeolojik, tektonik, jeomorfolojik, klimatolojik/meteorolojik ve hidrolojik etken ve süreçler ile insanların çeşitli etkinliklerine bağlı olarak yamaç dengesinin (stabilizesinin) bozulmasıyla ortaya çıkmaktadır (Öztürk, 2002, s:35). Belirtilen bu olayların bir veya birkaçının etkisi altında heyelanlar meydana gelmektedir.

3.10.1 Kaya Düşmeleri

Kaya dūřmeleri, ayrıřma sonucu kopan malzemenin yerçekiminin etkisi ile yamaçlardan ařađıya dođru hızlı bir řekilde hareket etmesi olayıdır. Kaya dūřmelerinin oluřabilmesi için esasen yamaçtan kopan malzemenin rijit bir kütleye sahip olması gerekmektedir. Havzada görülen kaya dūřmeleri genellikle fay sarplıkları ile dar ve derin bir řekilde yarılmıř eđim deđerlerinin oldukça yüksek olduđu vadi yamaçlarında derin diyaklāz sistemlerine bađlı olarak meydana gelmektedir (Foto 57).



Foto 57: Derebanı Dere Vadi Yamaçlarında Meydana Gelen Kaya Dūřmeleri

Dıř etken ve süreçler tarafından yamaçtan koparılan bloklar vadi tabanına dođru hareket etmiřtir. Ayrıca sahanın tektonik hareketler bakımından řiddetli olması da kaya dūřmelerini tetikleme ihtimali oldukça yüksektir. Kaya dūřmeleri Derebanı Dere Kanyon Vadisi'nin yamaçlarında yođun bir řekilde görülmektedir. Kaya dūřmelerinin vadilerin jeomorfolojik geliřimi üzerinde önemli bir etkiye sahiptir.

3.10.2 Dahar Tepe Heyelanı

Dahar Tepe heyelanı olarak adlandırılan kütle hareketi yamaç akması (Foto 58, şekil 26) şeklinde olup, yüksek infiltrasyon ve su tutma kapasitesine sahip kumtaşı, kıltaşı ve konglomeratik serilerden oluşan ve st Kretase yaşlı Terbüzek

Formasyonu ile Kızıldağ Ofiyoliti üzerine transgresif olarak yerleşen Alt Paleosen-Üst Kretase yaşlı Eşmişek Formasyonu üzerinde meydana gelmiştir. Ayrıca Üst Kretase yaşlı Terbüzek Formasyonu ile Kızıldağ Ofiyoliti'nin bünyesinde yer alan olivin minarelerinin su ile teması sonucunda artan lubrifikasyon (minerallerin birbirine olan sürtünmesini azaltarak kayganlaşma) özelliği Eşmişek Formasyonu harekete geçirerek heyelanın oluşmasına zemin hazırlamıştır. Bu bakımdan değerlendirildiğinde Eşmişek Formasyonu ve formasyonun üzerlediği birimler heyelan oluşumu için oldukça uygun özelliklere sahip olduğu görülmektedir.

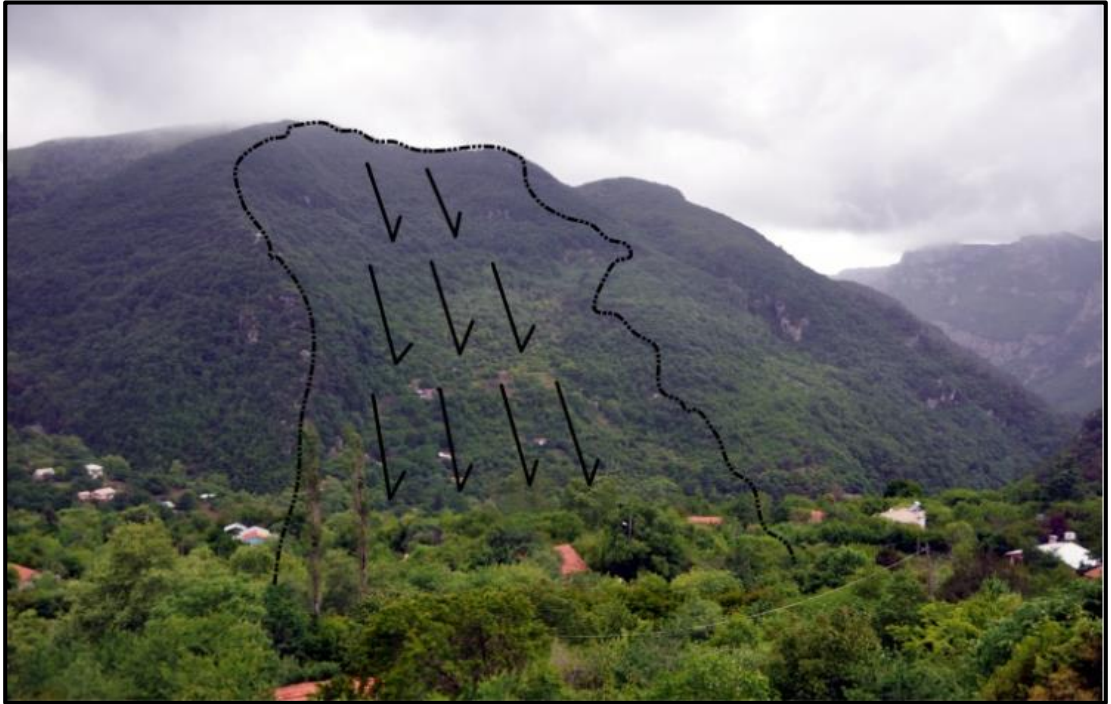
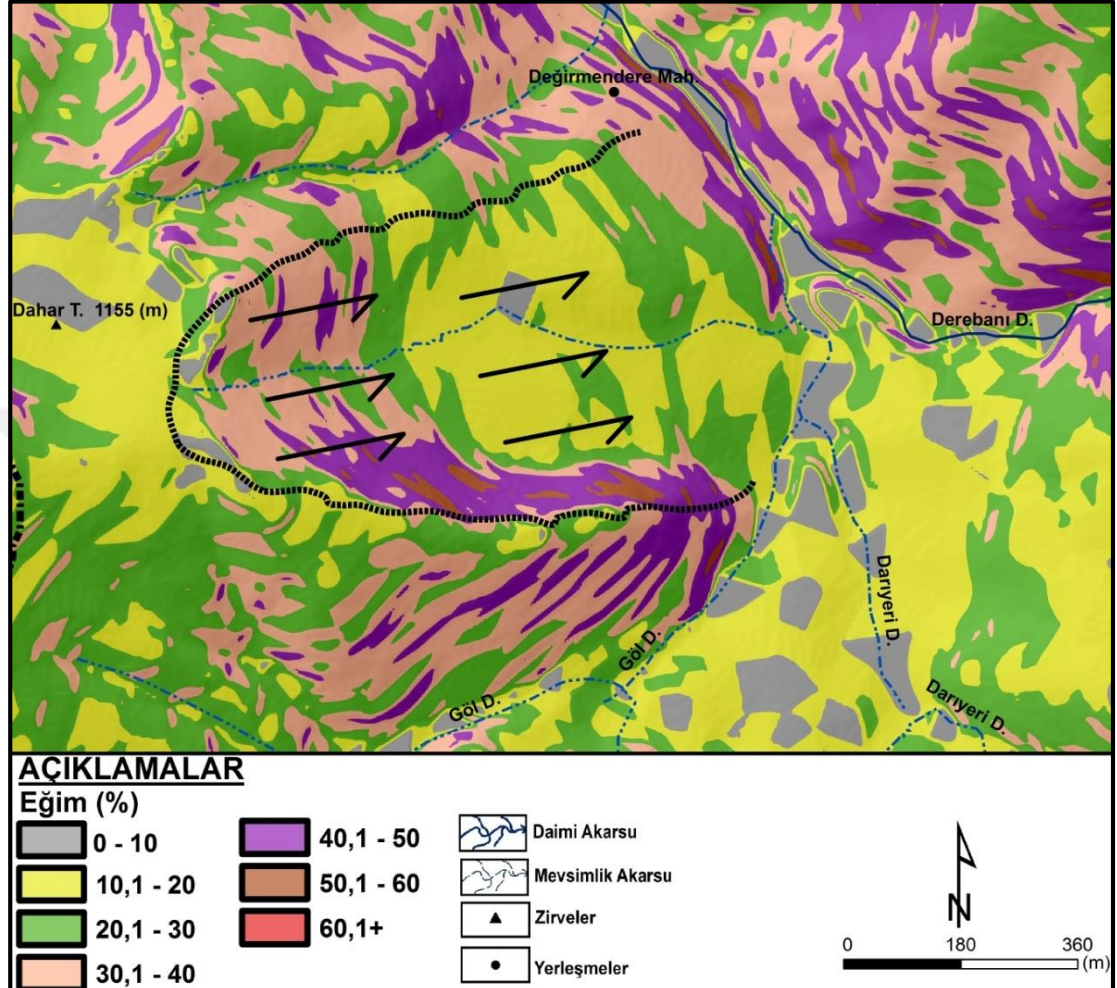


Foto 58: Dahar Tepe'de Meydana Gelen Kütle Hareketi

Heyelanın meydana geldiği sahanın yıllık ortalama toplam yağış miktarı İskenderun meteoroloji istasyonu referans olarak alınıp enterpole edildiğinde 1399,2 mm. değerinde oldukça yüksek bir oran elde edilmektedir. Yıllık ortalama toplam yağış miktarı gevşek unsurlardan oluşan Eşmişek Formasyonu ve Eşmişek Formasyonun üzerlediği birimler ile birleştiğinde unsurların denge açısının bozulmasına neden olmakta ve Dahar Tepe'nin eteğinde heyelanın olabilme ihtimalini artırmaktadır.

Heyelan bölgesinin vejetasyon özelliklerine bakıldığında yağış koşullarına bağlı olarak oldukça sık olduğu görülmektedir. Vejetasyon kapalılık oranının yüksek olması yağmur ve kar şeklindeki yağışların yüzeysel akışa geçmesini engelleyerek suyun yeraltına sızmasına neden olmaktadır. Suyu bünyesinde tutabilme kapasitesine

sahip ve gevşek unsurlardan oluşan Eşmişek Formasyonunun plastisite, likidite ve tiksotropi sınırını aşması Dahar Tepe eteğinde heyelanın oluşabilme ihtimalini artırmıştır.



Şekil 26: Dahar Tepe Heyelanı ve Çevresinin Eğim Haritası

Heyelanın meydana geldiği Dahar Tepesi'nin yamaç eğimi etek kısmından itibaren yaklaşık olarak %10 ile %60 arasında değişmektedir. Gevşek unsurlardan oluşan Eşmişek Formasyonun su ile doyunlaşarak denge açısının aşılması oldukça yüksek bir yamaç eğimi ile birleşerek heyelanın olabilme ihtimalini artırdığı anlaşılmaktadır.

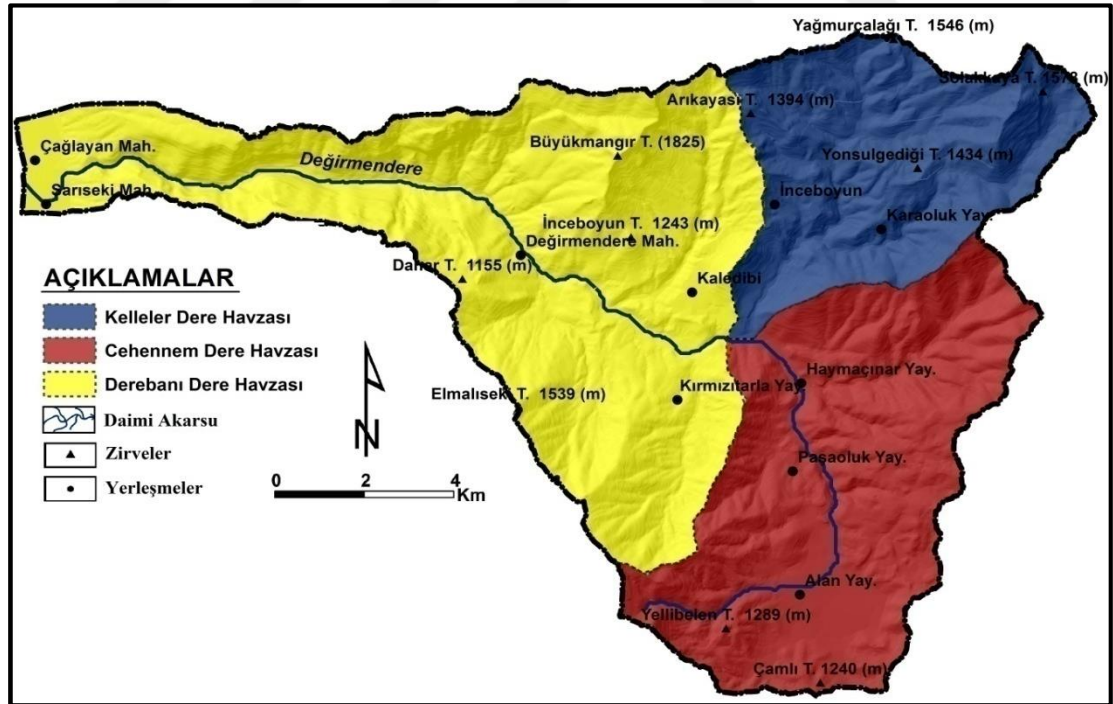
Dahar Tepe eteğinde meydana gelen heyelan, yüksek miktardaki yıllık ortalama toplam yağış, vejetasyonun gür ve sık, yamaç eğiminin yüksek ve ana kaya yapısının akmaya uygun olmasının ortak etkisinin zeminin plastisite, likidite ve tiksotropi sınırını aşması sonucunda meydana gelmiştir.

DÖRDÜNCÜ BÖLÜM

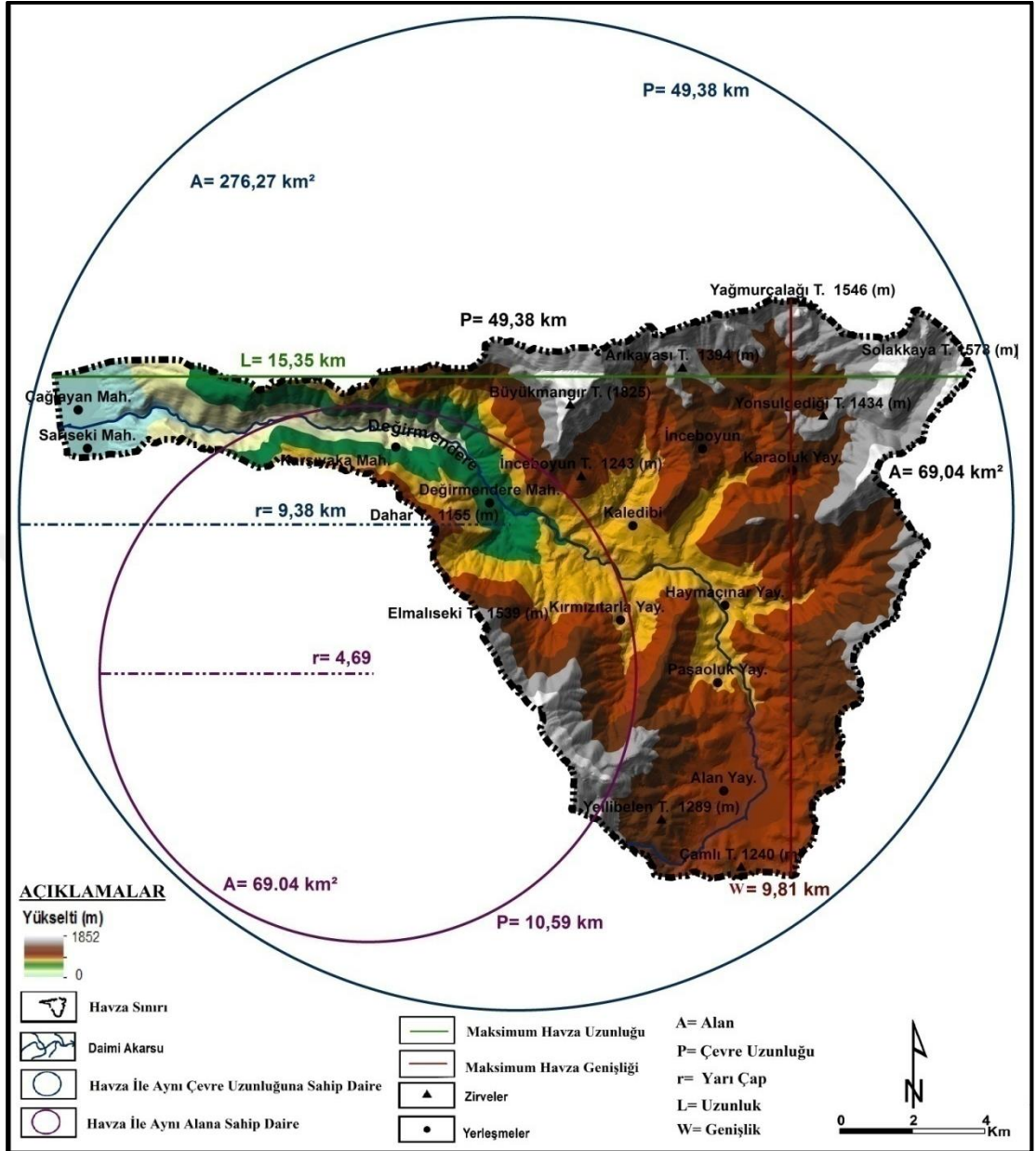
4. HAVZANIN MORFOMETRİK ÖZELLİKLERİ

Flüvyal jeomorfoloji çalışmaları; mekânın geçirdiği değişimleri, mevcut durumu ve geleceğe yönelik oluşturulan projeksiyonları ortaya koyması bakımından yerbilimleri arasında önemli bir yere sahiptir. Son zamanlarda mekân ile ilgili yapılan çalışmalarda kullanılan parametreler 3 boyutlu olarak ele alınmaktadır. Bu bağlamda mekânı şekillendiren süreçler sonucu meydana gelen şekiller çeşitli analizlere tabi tutulmaktadır. Bu analizlerin başında morfometrik indisler gelmektedir. Basit bir şekilde morfometri veya jeomorfometri: yeryüzü şekillerini sayısal değerler ile tanımlayan bilimdir (Pike, 2000, s:1) ve jeomorfolojinin bir alt dalı (Mark, 2004, s:1) olarak ifade edilmektedir.

Değerlendirilmeye alınan bazı morfometrik indisler ilkin havza geneline, sonrasında ise alt havzalara uygulanarak birbirileri ile mukayese edilmiştir (Şekil 27).



Şekil 27: Değirmendere ve Alt Havzalarının Haritası



Havzanın flüvyal jeomorfolojisini etkileyen süreçleri sayısal bir şekilde ifade edebilmek için mekânsal analizler kapsamında jeomorfolojide yaygın olarak kullanılan morfometrik parametreler tercih edilmiştir. Tercih edilen morfometrik parametrelerin amaca uygun olması gözetilmiş ve bu doğrultuda parametreler yüzeysel, çizgisel ve alansal olmak üzere 3 ana başlık altında ele alınmıştır. Havzalarda meydana gelen olayları açıklayabilmek için hem morfometrik indisler kullanılmış hem de bu süreçlerin izleri tespit edilmeye çalışılmıştır.

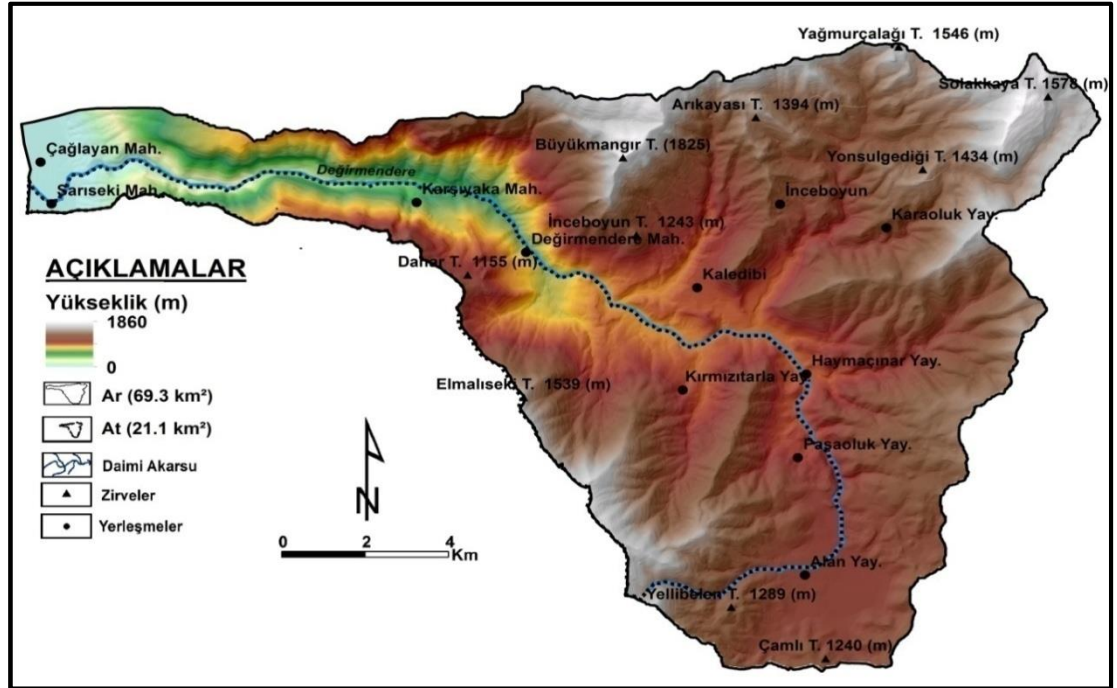
4.1 Yüzeysel Parametreler

Değirmendere Havzası'nın yüzeysel morfometri parametreleri içerisinde dağ önu sinüselliği, havza asimetrisi, hipsometrik eğri ve integral değeri, rölyef oranı, gravelius indeksi, engebellik değeri, yükselti, eğim ve bakı gibi özellikleri değerlendirilmeye alınmıştır.

4.1.1 Havza Asimetrisi (AF)

Havza asimetrisi; ana akarsuyun mabadan mansaba doğru akış yönüne göre sağ taraftaki havza bölümü alanının drenaj havzasının toplam alanına oranlaması ile elde edilir (Hare ve Gardner, 1985; Gioia et al. 2011, s:333; Kothyari ve Rastogi, 2013, s:4). Drenaj ağının tektonik olarak sakin bir bölgede gelişmesi durumunda AF oranı yaklaşık olarak 50 civarında hesaplanır. AF oranının 50'den sapması durumunda sahada meydana gelen tektonik deformasyonun hangi yöne doğru olduğunu göstermektedir (Sarp, 2012, s: 73; Sarp et al. 2006, s:4; Bekaroğlu, 2012, s:335). Tektonik deformasyon sonucu drenaj şebekesi, çarpılmanın olduğu yöne doğru homoklinal bir kayma sergilemesi bakımından AF oranının bilinmesi önemlidir (Şekil 29).

$$AF = 100 (Ar / At)$$



Şekil 29: Değirmendere Havzası'nın Asimetri Haritası

Değirmendere Havzası'nda asimetri oranı %67,2 olarak ölçülmüştür. Bu oran alt havzalar için sırasıyla Derebanı Dere Havzası'nda %61,1 Kelleler Dere Havzası'nda %32,9 ve Cehennem Dere Havzası'nda ise %42,6'dır. Elde edilen oranlar değerlendirildiğinde genel olarak güneydoğu-kuzeybatı yönlü akıma sahip Değirmendere ve Derebanı Dere Havzası'nda meydana gelen tektonik çarpılmanın (tiltingleşme) doğrultusu kuzey-kuzeydoğu yönlü olduğu görülmektedir. Başka bir ifade ile her iki havzada toplam %28,3'lük bir oranda güneye doğru homoklinal bir kaymanın olduğu saptanmıştır. Belirtilen bu durum havzanın drenaj ağına bakıldığında kuzeydeki yan kolların güneye nazaran daha uzun olmasından da açıkça anlaşılmaktadır. Çarpılma doğrultusunun kuzey-kuzeydoğu yönlü olması kuvvetle muhtemeldir ki tektonik kuvvetin yönü ile ilgili yani Değirmendere Bindirmesinden kaynaklı ekaylanmanın bir sonucu olmalıdır. Belirtilen havzaların yapısal özellikleri dikkate alındığı takdirde tektonik çarpılmanın yönü ile uyumludur. Kelleler Dere Havzası ile Cehennem Dere Havzası'nda meydana gelen tektonik çarpılmanın yönü ise diğer iki havzadan farklı olduğu görülmektedir. Kelleler Dere Havzası'nda akarsu akım yönü kuzeydoğu-güneybatı, Cehennem Dere Havzası'nda ise akarsu akımı güneydoğu-kuzeybatı yönlüdür ve tektonik çarpılma batı-güneybatı'ya doğrudur. Havzalarda meydana gelen bu çarpılma büyük bir olasılıkla düşey atımlı normal bileşene sahip Yonsul-Şilvankale-Taşlık Tepe-Ağaoluk Fay Zonu ile Haymaçınar-Körmenlik Dere-Paşaoluk Fay Zonu'nun ana akarsuyun akış yönünü etkilemesinden kaynaklanmış olmalıdır.

Tablo 9: Havzaların Yüzeysel Morfometri Sonuçları

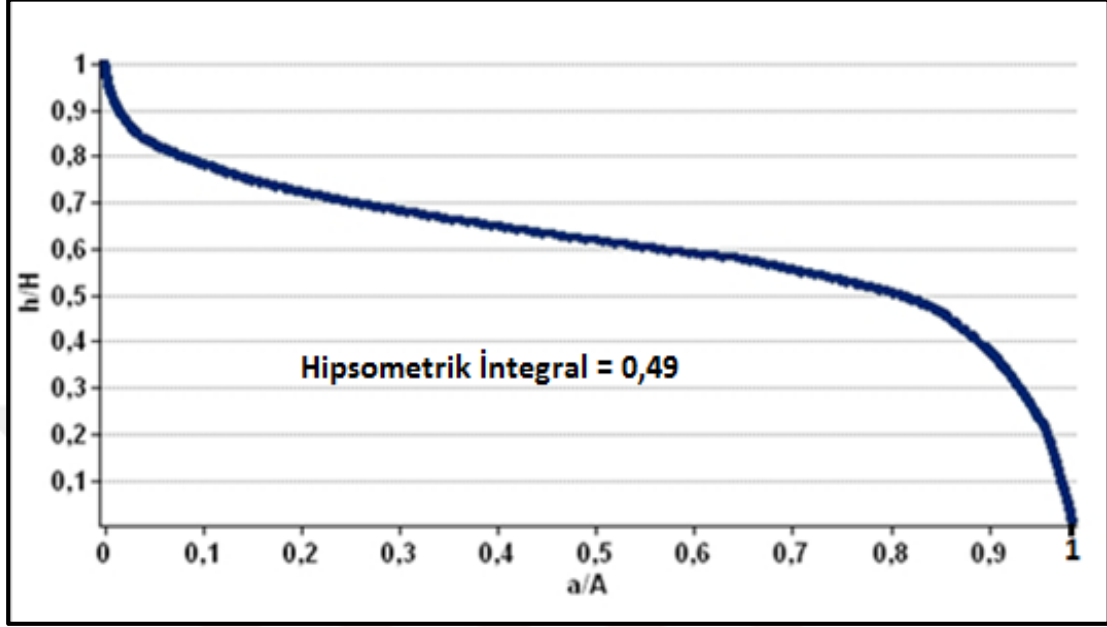
Havza Adı	<i>Af</i>	<i>Hc&Hi</i>	<i>Rh</i>	<i>Kg</i>	<i>Rn</i>	<i>Vf</i>
Değirmendere	67,2	0,49	0,13	1,56	4,79	0,2
Derebanı Dere	61,1	-	0,18	1,78	4,53	-
Kelleler Dere	32,9	-	0,19	1,37	3,65	-
Cehennem Dere	42,6	-	0,14	1,41	1,87	-

4.1.2 Hipsometrik Eğri ve İntegral Değeri (Hc&Hi)

Hipsometrik eğri, araziye etkileyen erozyonel süreçlerin şiddeti tarafından şekillendirilen topografyanın jeomorfolojik bakımdan hangi devreye karşılık geldiğinin anlaşılması bakımından nispi alanın nispi yükseltiye oranı şeklinde ifade

edilen sayısal verilerdir (Strahler, 1952, s:1121-1122; Pike ve Wilson, 1971 s:1079, Şekil 30).

$$X = a/A \quad Y = h/H$$



Şekil 30: Değirmendere Havzası'nın Hipsometrik Eğri ve İntegral Değeri

Hipsometrik eğrinin gösterdiği özellikleri sayısal bir değer ile aydınlatmak açısından kullanılan morfometrik parametrelerden biri hipsometrik integraldir. Hipsometrik integral değeri; ortalama havza yükseltisi-minimum havza yükseltisi farkının, maksimum havza yükseltisi-minimum havza yükseltisi farkına oranlanması ile elde edilir (Strahler, 1952, s:1121-1122, Pike ve Wilson, 1971 s:1079). Hipsometrik integral, hipsometrik eğri altındaki alan olarak tanımlanmaktadır (Sarp et al. 2006, s:3). Topografyanın çözülme ve kütle hareketleri, yüzeysel akış süreçleri ve akarsular tarafında kanal erozyonu ile ilişkili şekillenmesi oldukça karmaşık bir durum arz etmektedir. Hipsometrik integral değerinin bilinmesi topografyanın bu karmaşık süreçler tarafından ne derece etkilendiğinin bir göstergesidir. Hipsometrik integral değerinin 0,6 üzerindeki sahalar gençlik, 0,35-0,6 arasındaki sahalar olgun, 0,35 ve aşağı değere sahip sahalar ise yaşlılık devresine karşılık gelmektedir (Strahler, 1952, s:1130). Ayrıca yüksek hipsometrik integral değeri genç topografyaları karakterize etmesinin yanında tektonik olarak aktif sahaları, düşük hipsometrik integral değeri ise olgun-yaşlı bir topografyaya ve hem de tektonik olarak pasif sahaları karakterize etmektedir (Bekaroğlu, 2014, s:335). Fakat Karataş (2014a, s:147) hipsometrik integral değerinin, morfotektonik açıdan çok fazla

deformasyona maruz kalan bölgeler için yanıtıcı sonuçlar verebileceğini de belirtilmektedir.

$$H_i = H - H_{min.}/H_{max.} - H_{min.}$$

Havzanın hipsometrik eğrisine göre, nispi yükseltinin 1 ve 1'e yakın olduğu yerlere karşılık gelen sahaların oluşumu oldukça yeni olduğu söylenebilir. Öte yandan 0,2-0,3 sahalar ise dağlık ve tepelik alanlara, 0,4-0,6 arasında değerler ileri gençliğe karşılık gelen topografik yüzeylere, 0,7-0,8 arasındaki değerler ise olgun topografik yüzeylere karşılık gelmektedir.

Değirmendere Havzası'nda hipsometrik integral değeri 0,49 olarak hesaplanmıştır. Bu değer drenaj havzasının fazla yükselti farkı gözetmeksizin akarsular tarafından parçalandığını ve bunun sonucu olarak genç bir topografyanın nispeten ileri gençlik bir topografyaya geçişini karakterize etmektedir. Sahanın tektonik yapısı dikkate alındığında rotasyonel olarak gençleşmeye ayak uyduran akarsuların dönemsel aşınım basamakları oluşturması hipsometrik integral değerinin 0,49 oranında elde edilmesine neden olduğu açıktır. Hipsometrik eğrinin S şeklinde olması havzanın erozyonal faaliyetler bakımından şiddetli bir şekilde işlendiğini gösterir. Bu durum havzanın akarsular tarafından aşındırma etkilerinin fazla olduğunu, dar ve derin vadilerin geliştiğini göstermektedir. Nitekim havzadaki vadilere ve hipsometrik integral değerinin hipsometrik eğriye yansımaya bakıldığında hem konveks ve konkav eğrilerin varlığı bu durumu destekler niteliktedir.

4.1.3 Rölyef Oranı (Rh)

Rölyef oranı; havza rölyefinin ana akarsuya paralel olan maksimum havza uzunluğuna oranlanması ile elde edilir (Schumm, 1954, s:216; 1956, s:612). Elde edilen oran genellikle havza yüzeyinin toplam eğimini (Strahler, 1957, s:918) ve havzada meydana gelen flüvyal süreç potansiyelini göstermektedir (Cannon, 1976, s:13). Schumm (1954, s:217) drenaj havzalarına ait verileri kullanarak rölyef oranı ile ortalama maksimum yüzey eğim açısı, drenaj yoğunluğu, akarsu yatak eğimi, havza şekli, tekstür ve yatak yükü arasında pozitif bir ilişkinin olduğunu ortaya koymuştur. Fakat iklimatik faktörler ve bitki örtüsü havzalardaki yatak yükü miktarını etkileyen diğer önemli parametrelerdir (Özdemir, 2011 s:465) ve bu parametreler

Schumm (1954, s:217) tarafından havzalardaki sediment kayıplarını değerlendirmede göz ardı edilmiştir.

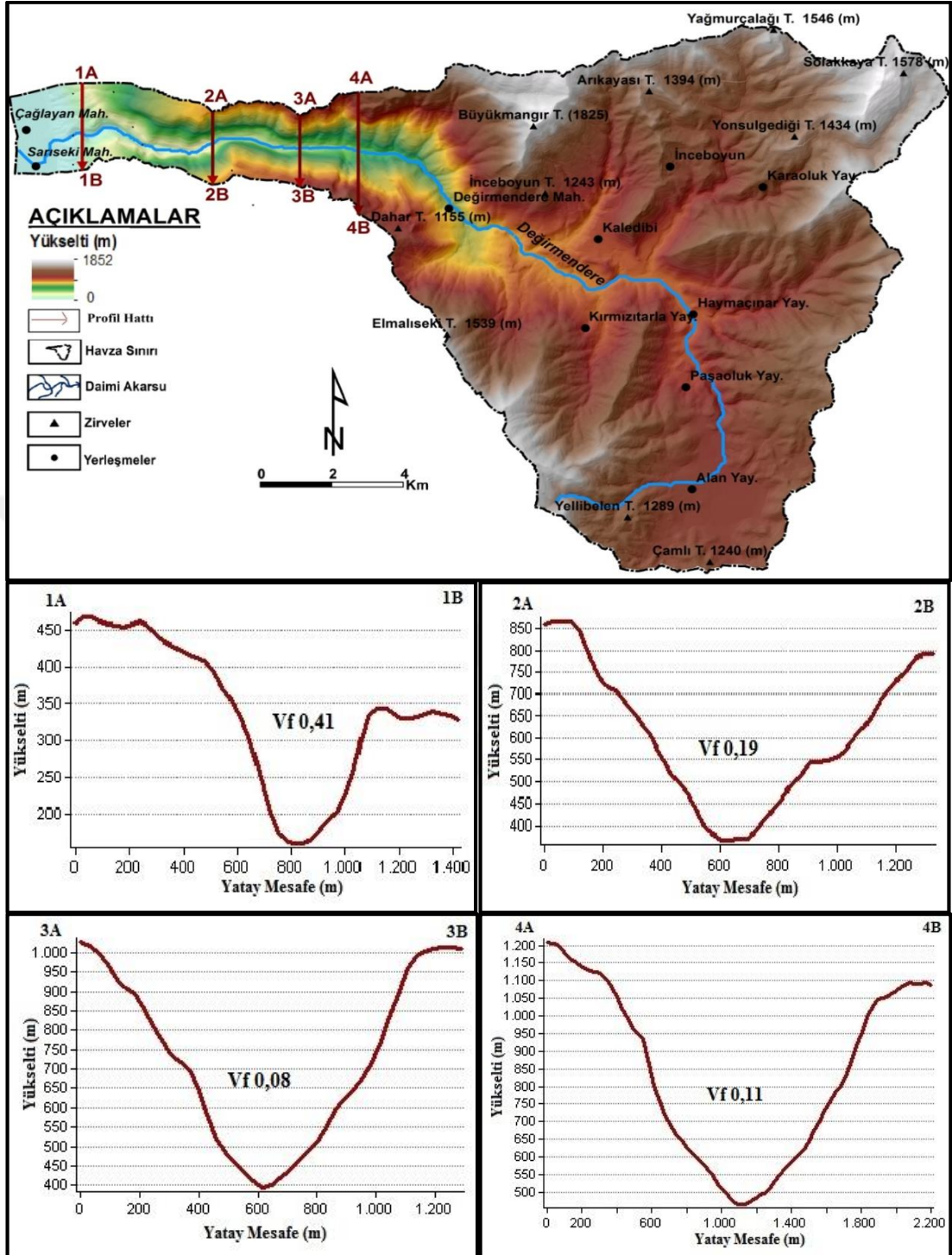
$$Rh = H/L$$

Değirmendere Havzası'nda rölyef oranı 0,13 olarak hesaplanmıştır. Alt havzalarda ise sırasıyla Cehennem Dere Havzası'nda 0,14, Derebanı Dere Havzası'nda 0,18 ve son olarak Kelleler Dere Havzası'nda 0,19 gibi bir oran elde edilmiştir. Buna göre havzaların rölyef oranına bağlı olarak sediment kayıpları değerlendirildiğinde en düşük sediment kaybının Değirmendere Dere Havzası'nda en yüksek sediment kaybının ise Kelleler Dere Havzası'nda olduğu yorumu çıkmaktadır. Elde edilen sonuçlara göre havza yüzeyi eğiminin en fazla Kelleler Dere ile Derebanı Dere Havzası'nda olduğu görülmektedir. Ayrıca rölyef oranı ile akarsu eğim oranı ve form faktörünü birbirleriyle korele edildiğinde en fazla akarsu yatak eğiminin sırasıyla Kelleler Dere ile Derebanı Dere Havza'larında pozitif bir ilişki olduğu göze çarpmaktadır. Havza şekli ile rölyef oranı birbirleriyle korele edildiğinde kısmi olarak pozitif bir ilişkinin olduğu görülmektedir.

4.1.4 Vadi Tabanı Genişlik-Yükseklik Oranı (Vf)

Vadi tabanı genişliği-yüksekliği oranı tektonik hareketlerin akarsuyun enine vadi profili üzerinde hangi ölçüde etkili olduğunu göstermesi bakımından önemlidir. Vf oranı, vadi tabanı genişliğinin sağ yamacın vadi tabanından yüksekliği ile sol yamacın vadi tabanından yüksekliğinin kümülatif değerine bölünmesi sonucunda elde edilen değer yarısına eşitlenmesi ile elde edilir (Keller, 1986, s:139; Miller vd., 1990: 576; Bull, 2007, s:125). Elde edilen oranın değeri küçüldükçe, akarsuyun derine kazmasının etkisi orantılı olarak arttığı ve vadi tabanının buna bağlı olarak daraldığı yorumu çıkmaktadır (Şekil 31). Bu durum özellikle tektonik veya östatik hareketler sonucu taban seviyesinde meydana gelen değişimlere ve arazinin litolojik yapısına bağlıdır.

$$Vf = 2Vfw/[(Eld-Esc)+(Erd-Esc)]$$



Şekil 31: Değirmendere Havzası'nın Vf Oranları

Değirmendere Havzası'nın ortalama vadi genişliğinin-yükseklige oranı yaklaşık olarak 0,2 olarak hesaplanmıştır. Değirmendere'nin akış istikametine göre yukarı kesimden aşağıya doğru sırasıyla 0,11, 0,08, 0,19 ve 0,41 oranını bulan vadi genişlik-yükseklik değerleri elde edilmiştir. Elde edilen oranlar değerlendirildiğinde

Değirmendere'nin tektonik hareketlerden oldukça fazla etkilendiğini ve yatağına derin bir şekilde gömüldüğünü söylemek mümkündür (Foto 59).



Foto 59: Neotektonik Haraketlere Bağlı Gençleşme Yüzeyleri

Öte yandan elde edilen oranların birbirinden farklı olması topografyanın aynı akarsu vadisindeki genişliği hakkında belirgin bir asimetri görüntüsü ortaya koymaktadır. Bu durum yapıyı oluşturan tabakaların doğrultusuna bağlıdır.

4.1.5 Gravelius İndeksi (Kg)

Gravelius indeksi; havzanın çevre uzunluğunun, havza ile aynı alana sahip bir dairenin çevre uzunluğuna oranı olarak ifade edilmektedir (Gravelius, 1914). Elde edilen oranın büyüklüğü nispetinde havzanın uzunlama bir şekle sahip (Özdemir, 2011, s:464) ve havzadaki aşınım faaliyetleri üzerinde rölyefin etkisinin fazla olduğunu göstergesidir (Karataş, 2014a, s:148).

$$Kg = P/2\sqrt{\pi} * A$$

Değirmendere Havzası'nda gravelius indeksi 1,56 olarak hesaplanmıştır. Alt havzalarda sırasıyla Kelleler Dere Havzası'nda 1,37, Cehennem Dere Havası'nda 1,41 ve son olarak Derebanı Dere Havzası'nda 1,78 oranında bir değer elde edilmiştir. Elde edilen değerler flüvyal koşulların havzaların çevre uzunluğunun üzerinde uzatan bir kıvrımlılığın varlığını ortaya koymak ile birlikte havzalarda flüvyal sürecin yapı ve bünyeden oldukça fazla etkilendiğinin bir göstergesidir. Ayrıca geometrik bakımdan dairesel havza şeklinin Kelleler Dere ile Cehennem Dere

Havzası'nın, uzunlamasına şekle Değirmendere ve Derebanı Dere Havzası'nın sahip olduğu görülmektedir.

4.1.6 Engebelilik Değeri (Rn)

Engebelilik değeri; havza reliefi ve drenaj yoğunluğunun çarpımıyla elde edilir (Melton, 1957, s:5, 1960, s:446; Miller et al. 1990, s:576). Engebelilik değeri, relief ve yarılma şiddetinin etkileşiminde elde edilen sonucu yansıtır. Bundan dolayı yüksek oranda yarılmış havzalar da yüksek relief özelliklerini, daha az yarılmış hafif dalgalı havzalar da ise alçak relief özelliği gösterir. Drenaj Havzası'nın engebelilik değeri yüksek kanal eğimi, dik yamaçlı alanlarda akış yapan kısa boylu akarsular ile birleştikçe, pik akımlarda artma meydana getirir ve havzadaki erozyonal faaliyetlerin hız kazandığı belirtilir (Patton ve Baker, 1976, s:942). Buna bağlı olarak da engebelilik değerinde bir artış gözlenir.

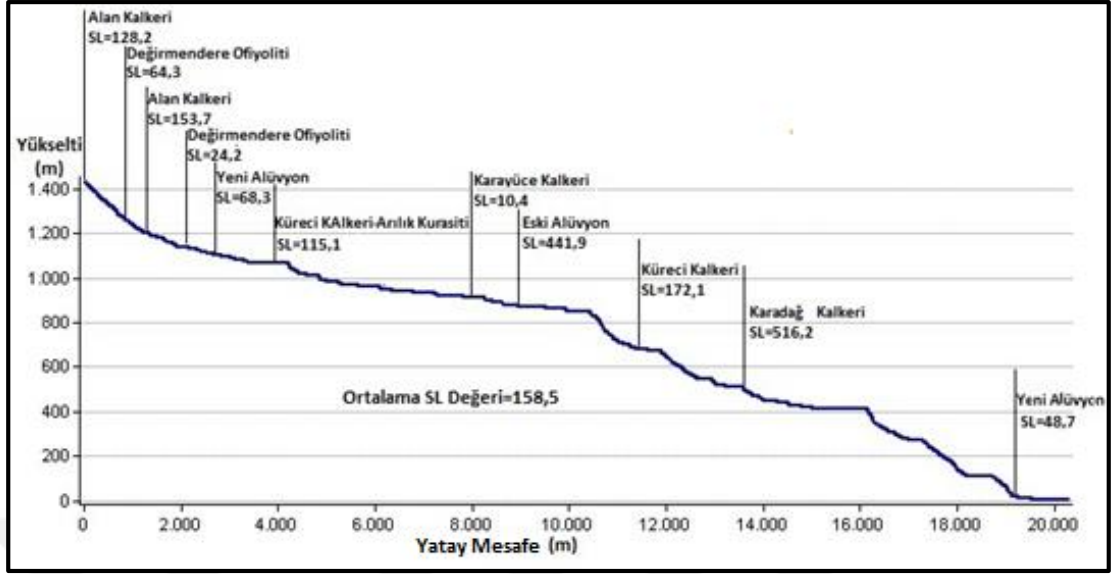
$$Rn = Bh \times DI$$

Değirmendere Havzası'nda engebelilik değeri oldukça yüksek 4,79 olarak ölçülmüştür. Alt havzalarda ise sırasıyla Cehennem Dere Havzası'nda 1,87, Kelleler Dere Havzası'nda 3,65 ve son olarak Derebanı Dere Havzası'nda 4,53 gibi bir oran elde edilmiştir. Dağlık alanlarda oldukça yüksek bir engebelilik değeri ile karşılaşmak şaşırtıcı olamamış olsa gerek. Çünkü dağlık alanlarda drenaj şebekesinin rölyefi sık bir şekilde işleminin sonucu olarak kısa mesafelerde rakımda meydana gelen yüksek değişimlerden kaynaklanmaktadır. Havzalar arası bir mukayese yapıldığında Değirmendere Havzası'nın en yüksek rölyef özelliklerine sahip ve rölyefin en yüksek oranda yarılmış olduğunu ve Cehennem Dere Havzası'nın ise en alçak rölyef özelliklerine ve rölyefin en düşük oranda yarılmış olduğu görülmektedir.

4.1.7 Akarsu Gradyan İndeksi (SL)

Akarsu gradyan indeksi; akarsu kanalının yükseklik değişimi ve akarsu segment uzunluğunun çarpımı ile indeks hesaplama noktası ile akarsu kaynak yükseltisi arasındaki mesafenin bölünmesi sonucu elde edilen oranı ifade etmektedir. SL indeksi topografik özellikler, litolojiye bağlı kayaç direnci, kanal eğimine bağlı olarak hidrolojik süreçler (akış hızı-aşındırma-taşıma) ile (Hack, 1973, s:422), tektonik hareketler ve iklim arasındaki ilişkiye dayandığı için (Keller ve Rockwell, 1984, s:213) kanal erozyonunun yorumlanması bakımında önem arz etmektedir (Şekil 32).

$$SL=(DH/DL)XL$$



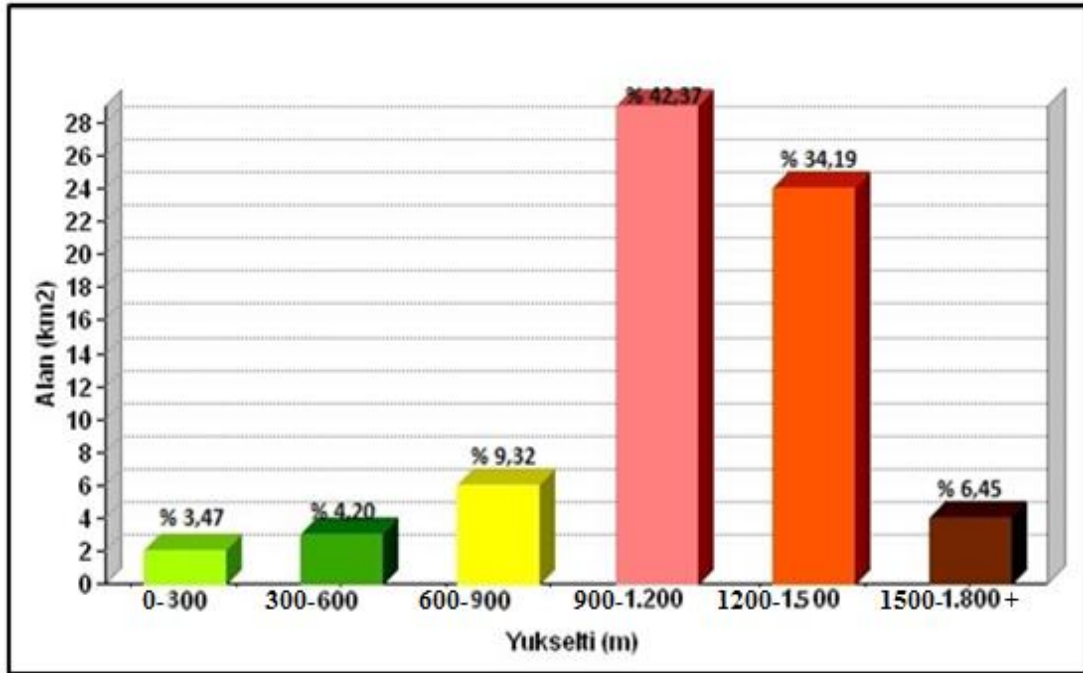
Şekil 32: Değirmendere Havzası'nın SL İndeksi

Değirmendere Havzası'nda SL indeksi akarsuyun boyuna profilinin bükülmeli eğrisi boyunca belirgin olarak 2 noktada anomali göstermiştir. Belirlenen anomalilerden ilki 516,2 oranındaki SL indis değeri Değirmendere'nin yüksek kanal eğimine bağlı olarak hızlı akış yaptığı ve taşıdığı yük miktarının arttığı havzanın aşağı çığırında yayılış gösteren nispeten düşük dirence sahip Karadağ Kalkeri üzerinde görülmektedir. Aşağı çığırda ekstrem değerinin görülmesinde yüksek kanal eğiminin yanında normal bileşene sahip doğrultu atımlı Derebanı Fayı ve ters bileşene sahip doğrultu atımlı fayların Karadağ Kalkeri'ni etkilemesinin bir sonucudur. Bir diğer anomalinin görüldüğü litolojik birim ise Silvan Kale ve Değirmendere mah. civarında yayılış gösteren eski alüvyonların bulunduğu kesimdir. Normal şartlarda yumuşak ve aşındırılması kolay olan litolojiler üzerinde düşük kanal eğimine bağlı olarak SL indis oranının düşük elde edilmesi gerektiği belirtilmektedir (Keller ve Rockwell, 1984, s:213). Yüksek sonuçlar elde edilmesi durumunda flüvyal süreçlerin tektonik hareketler tarafından etkilendiğinin düşünülmesi gerekmektedir. Nitekim Yonsul-Şilvankale-Taşlık Tepe-Ağaoluk Fay Zonu ile Haymaçınar-Körmenlik Dere-Paşaoluk Fay Zonu'nun bu kısımda flüvyal sisteme yön vermesi bu durumu doğrulamaktadır. Ayrıca akarsuların kavşak noktaları göz önünde bulundurulduğunda yan kolların bu noktadan itibaren ana akarsuya katılması SL oranı değerlerinin daha yüksek görülmesine neden olabileceğini düşündürmektedir.

4.1.8 Yükselti (E)

Bir rölyef bileşeni olan yükselti, hidrografik süreçleri ve etkenleri yönlendirmesi bakımından büyük bir öneme sahiptir. Yükselti, özellikle yağış ve sıcaklık gibi iklim faktörleri üzerine etkisi olmakla birlikte, yükselti farkının ortaya çıkmasından dolayı eğim, hidrografik akış dinamiğini yönlendirmesiyle vadi derinliklerini ve vadi yamacını işleyip aşınım ve birikim süreçlerini denetlemesi bakımından topografya üzerinde etkili olan doğal parametrelerden biridir.

Değirmendere Havzanının yükselti değerleri 0 m. ile 1860 m. arasında değişmektedir ve ortalama yükselti 1035, 87 m olarak hesaplanmıştır. Bu durumda havzanın yükselti amplitüdünün 1860 m. olduğu anlaşılmaktadır. Havzanın 300 m aralıklarla belirlenen yükselti kademeleri içerisinde en fazla alan kaplayan bölümü % 42,37 ile 900-1200 m. aralığındaki kuşak oluşturmaktadır (Şekil 33). En dar alanlı yükselti kuşağı ise % 3,47 ile 0-300 m aralığındaki havzanın en aşağı kısmını oluşturan yükselti bölümü meydana getirmektedir.



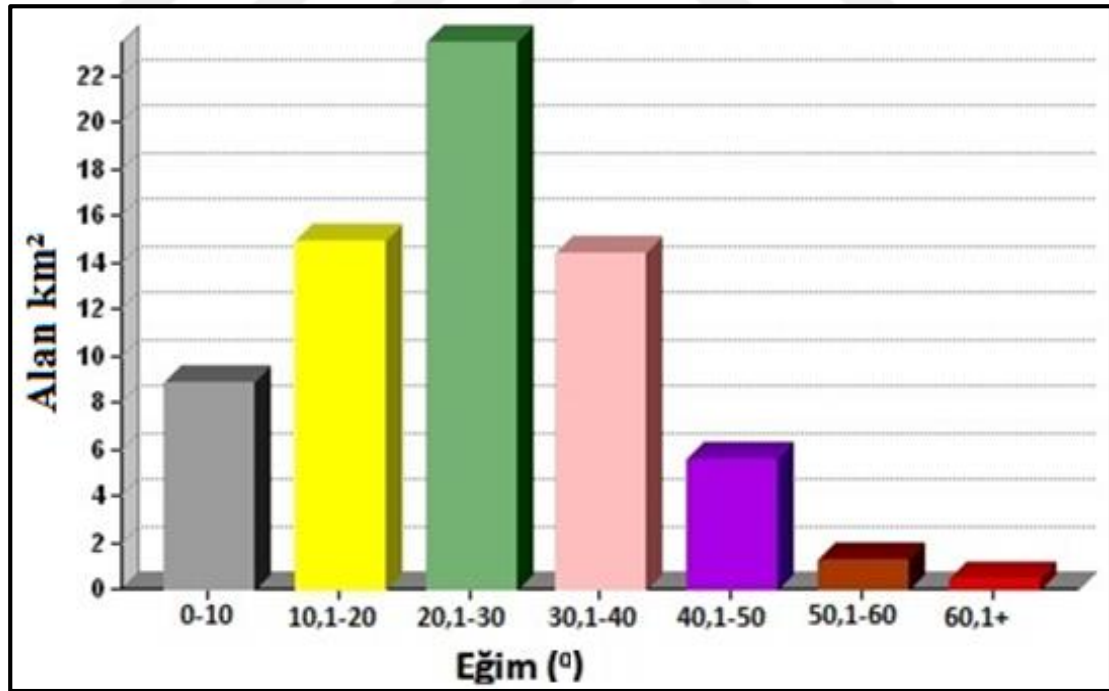
Şekil 33:Değirmendere Havzası'nda Yükseltinin Alansal Dağılımı

Çalışma sahasındaki 0-300 m. aralığındaki araziler havzanın batı kesimindeki İskenderun Körfezinde yer almakta olup % 3,47 oranında yayılış alanına sahiptirler. Havzanın en yüksek kesimlerini oluşturan %6,45 oranındaki 1500-1860 m. yükselti kuşağı havzanın doğu kısmını oluşturmaktadır. Diğer yükselti kademesi ve bu kademelerin havza geneline oranını oluşturan araziler ise genel olarak doğu ve batı

arasındaki kuşakta yer almaktadır. Yükselti bakımından havzada en yüksek kısımların genel olarak doğuda, en alçak kısımların ise batıda yer alması Değirmendere'nin genel olarak doğudan batıya doğru akış yapmasına imkân sağlamıştır.

4.1.9 Eğim (SI)

Arazinin topografik eğim pozisyonu hem yüzeysel akış-sızma dengesindeki etkisine, hem arazi üzerinde flüvyal erozyonun şiddetini belirlemede, hem de kütle hareketleri, iklimik koşullar vb. gibi birçok doğal unsur ile ilişkili olmasından dolayı hidrografik etken ve süreçleri yönlendirmesi bakımından oldukça önem arz etmektedir. Değirmendere Havzasında, havza geneli için hesaplanan ortalama eğim % 14,8° (13,29)'dir. Havzadaki eğim değerleri 0° ile 79,1° arasında değişmektedir. (Şekil). Yaklaşık olarak 0-10° oranındaki arazinin %8,3 daha az eğime sahip olduğu havzada, 60,1-79,1° oranındaki eğimin arazinin havza yüzölçümüne oranı %1'den daha azı en fazla eğime sahip alanlardır. En geniş alan kaplayan 20,1-30° arası eğimli sahaların oranı % 23,1 iken, 60,1-79,1° arası eğime sahip kesimin havza geneline oranı ise % 1'den daha az bir alana tekabül etmektedir (Şekil 34).

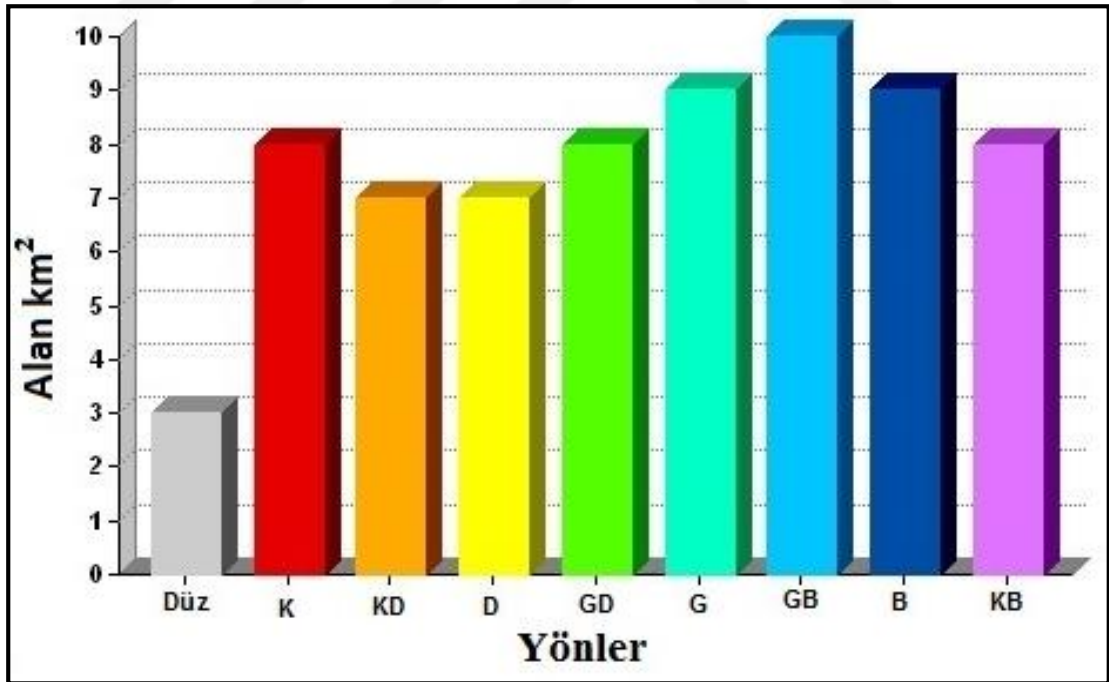


Şekil 34:Değirmendere Havzası'nda Eğimin Alansal Dağılımı

Havzayı oluşturan arazinin eğim dereceleri genel olarak değerlendirildiğinde fay sistemleri ve akarsular tarafından şiddetli ve derin bir şekilde parçalandığı ve oldukça sarp bir yüzeye sahip olduğunu ileri sürmek mümkündür.

4.1.10 Bakı (As)

Bakı şartları özellikle güneşlenme süresi ve şiddeti, sıcaklık, yağış ve bitki örtüsü gibi birçok doğal faktörlerin üzerinde etkili olmaktadır. Bu durum hidrografik etken ve süreçlerin üzerinde de belirleyici bir faktördür ve araziye şekillendireceği de aşikârdır. Topografyanın eğim pozisyonu ile akış doğrultusu ve infiltrasyon süreçleri ile ilişkisi dikkate alındığında değişik bakı şartlarına sahip yamaçların erozyonal faaliyetler bakımından farklı şiddetlere maruz kalacağı bir gerçektir. Bu nedendir ki diğer faktörler göz ardı edildiğinde bile sadece bakı faktörünün etkisi altında kalan arazinin dahi dalgalı bir yüzey oluşturabileceğini ileri sürmek mümkündür. Değirmendere Havzası'nın geneli için hesaplanan ortalama bakının bileşke değeri $217,49^\circ$ ile güneybatıdır. Güneybatıya bakan yamaçlar % 13,86 oranındaki dağılışı ile havzadaki en geniş bakı grubunu oluşturmaktadır (Şekil 35). Öte yandan güney yönlü yamaçlar % 13,78, batı yönlü yamaçlar % 13,12, kuzeybatı yönlü yamaçlar % 12,24, kuzey yönlü yamaçlar % 11,66, güneydoğu yönlü yamaçlar % 11,56, doğu yönlü yamaçlar % 10,01, kuzeydoğu yönlü yamaçlar %9,48 ve düz alanlar olarak kabul edilen 1° den daha az alanlar ise % 4,27 oranında dağılışa sahiptirler.



Şekil 35: Değirmendere Havzası'nda Bakının Alansal Dağılımı

4.2 Çizgisel Parametreler

Değirmendere Havzası'nın çizgisel morfometri parametreleri havzalarda ilk bakışta göze çarpan birtakım çizgiselliklerin değerlendirilmesi ile ortaya çıkan özelliklerdir. Çizgisel parametreler içerisinde uygunluk oranı, akarsu uzunluk oranı, akarsu yatak eğimi, akarsu boyuna profili, yatak-vadi kıvrımlılık indeksi, tekstür oranı, çatallanma oranı ve yüzeysel akış uzunluğu değerlendirilmeye alınmıştır.

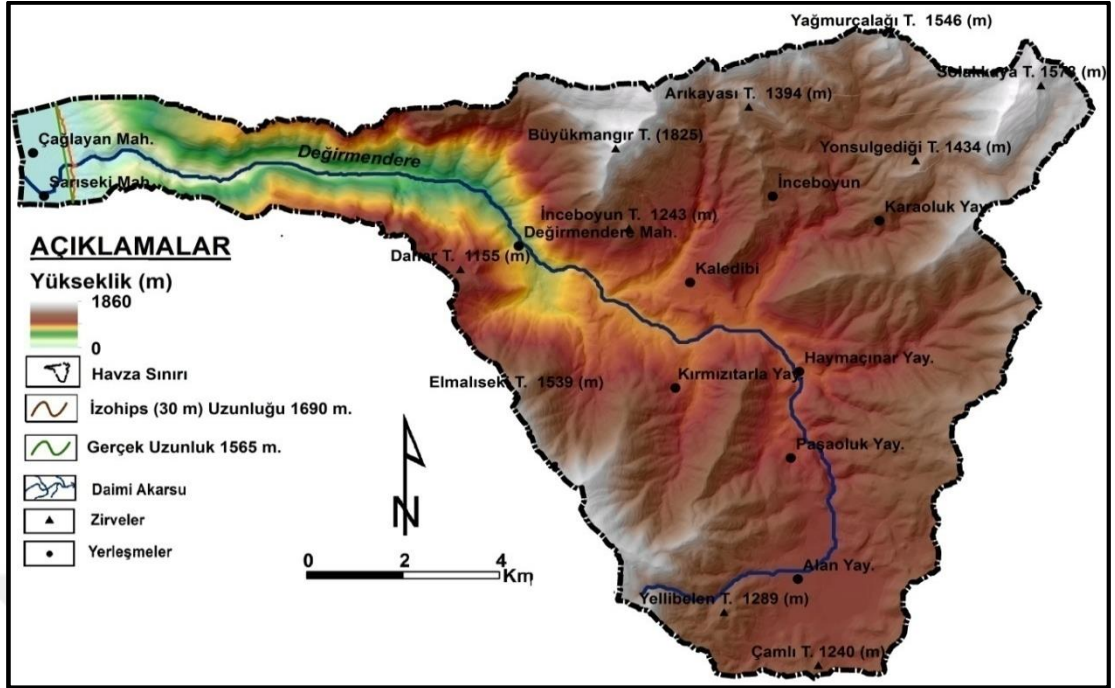
Tablo 10: Havzaların Çizgisel Morfometri Sonuçları

Havza Adı	Smf	Rf	Rm	RI	VI	T	Rb	I _o
Değirmendere	1,08	0,73	7,2	1,95	1,03	3,30	1,89	10,37
Derebanı Dere	-	0,35	7,3	2,09	1,19	1,81	3,87	5,32
Kelleler Dere	-	0,33	8,2	2,12	1,23	1,48	2,93	2,29
Cehennem Dere	-	1,01	7	2,09	4,13	3,08	2,34	3,02

4.2.1 Dağ Önü Sinüsellik İndeksi (Smf)

Dağ önü sinüsellik indeksi, bir dağ cephesinde erozyonal süreçler ile tektonik deformasyon arasındaki dengeyi yansıtır. Dağ önü sinüsellik indeksi, dağ önünün eğim kırıklığı sergilediği cephesi boyunca ölçülen gerçek uzaklığın aynı dağ önü cephesi boyunca çizilen kuş uçuşu uzaklığındaki düz bir hatta oranlaması ile elde edilir (Şekil 36). Dağ önü cephesinin erozyonal süreçlerle işlenerek girintili çıkıntılı hale gelmesi durumunda Smf değeri yüksek olur. Bu durum sahanın tektonik olarak pasif olduğuna işaret etmektedir. Aksine dağ önünün çizgisel bir uzanış göstermesi ve erozyonal faaliyetlerin pasif olması durumunda Smf değerinin düşük çıkması ile karakterize olur ve bu durum dağ cephesinin tektonik olarak aktif olduğuna işaret etmektedir. Pasif dağ cephesi önünde genellikle 3 ve üzeri bir Smf değeri elde edilirken, aktif dağ cephesi önünde ise 0-1 arasında Smf değeri elde edilir (Keller ve Rockwell, 1984, s:214; Bull, 2007, s:122).

$$Smf = Lmf / Ls$$



Şekil 36: Değirmendere Havzası'nın Dağ Önü Sinüselliği

Değirmendere Havzası'nda dağ önü cephesi sinüselliği 1,08 olarak hesaplanmıştır. Elde edilen oldukça yüksek orandaki bu değer dağ önü cephesinin tektonik olarak aktif bir sahaya karşılık geldiğinin ve tektonik hareketlerin yani faylanmanın dağ cephesi önünde erozyonal faaliyetlerden daha baskın olduğunun göstergesidir.

4.2.2 Uygunluk Oranı (Rf)

Uygunluk oranı; ana akarsu uzunluğunun, havzanın çevre uzunluğuna oranı şeklinde ifade edilir (Melton, 1957, s:5). Uygunluk oranı yapının, akarsuların etkilerine ne derece açık olduğunun ve akarsuların olgunluk aşamasına ne derece yaklaştıklarının niceliksel olarak tanımlamaya yöneliktir. Engebeli genç araziler üzerindeki havzalarda akarsular yatak kıvrımlılığını azaltmalarına bağlı olarak boyları giderek kısalmakta, buna bağlı olarak da uygunluk oranının sayısal değeri azalmaktadır. Akarsuların olgunlaştıkça menderesler çizmeye başladığı daha sade olgun yüzeylerde ise gelişiminin ölçüsü nispetinde uygunluk oranı artmaktadır (Karataş, 2014a, s:135).

$$Rf = Lm / P$$

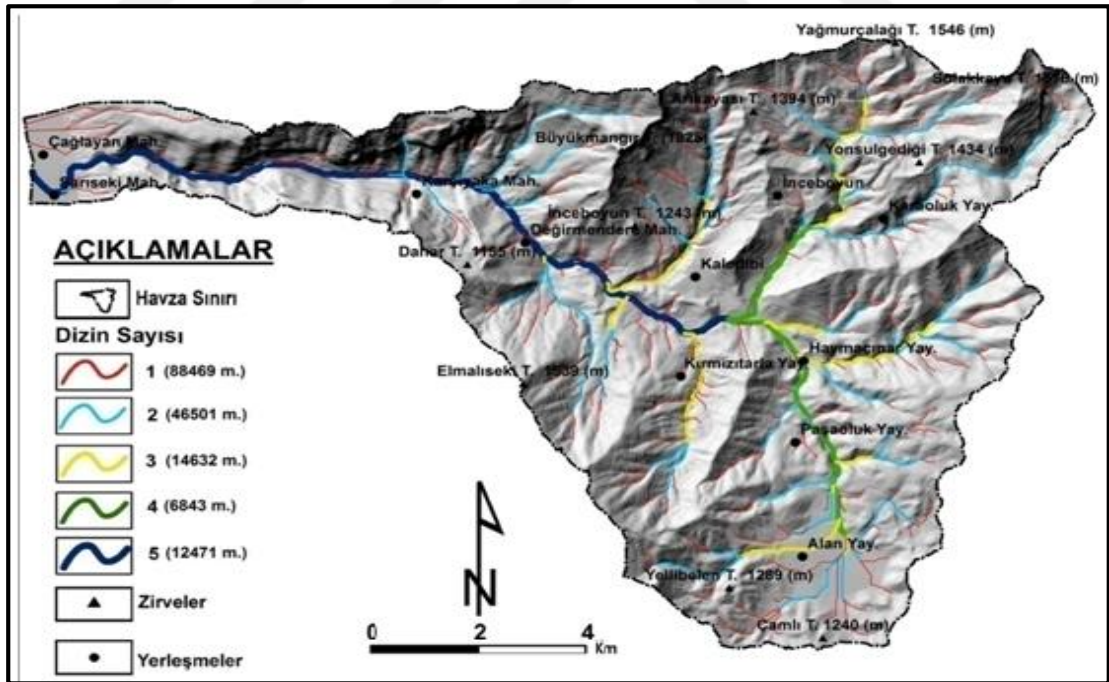
Değirmendere Havzası'nın uygunluk oranı 0,73 olarak hesaplanmıştır. Alt havzalarda ise sırasıyla Kelleler Dere Havzası'nda 0,33, Derebanı Dere Havzası'nda

0,35 ve son olarak Cehennem Dere Havzası'nda ise 1,01 gibi bir oran elde edilmiştir. Bu bakımdan elde oranlar değerlendirildiğinde yapının flüvyal gelişime elverişli en uygun ile akarsuların menderes çizmeye başladığı sahaların Cehennem Dere ve Değirmendere Havzası'nda olduğu Derebanı Dere ve Kelleler Dere Havzası'nda ise yapının flüvyal gelişime uygunluk açısından diğer havzalara nazaran pek elverişli olmadığı ve çizgisel bir akış sergilediği görülmektedir. Ayrıca havzaların çevre uzunluğunu oluşturan su bölümü çizgileri yapının dışında iklimik şartlara bağlı olarak gelişim gösterdikleri için oldukça girintili ve çıkıntılı bir hal almaktadır.

4.2.3 Akarsu Uzunluk Oranı (RI)

Akarsu uzunluk oranı; belirli bir dizindeki toplam akarsu uzunluğunun bir sonraki dizindeki toplam akarsu uzunluğuna oranlanması ile elde edilir (Nautiyal, 1994, s:254, Şekil, 37). Bir dizindeki akarsu uzunluk oranının başka bir dizindeki akarsu uzunluk oranında meydana gelen değişimler akarsuların jeomorfolojik gelişimde ileri gençlik evresinde olduğunun göstergesidir (Pareta ve Pareta, 2012, s:252).

$$RL = Lu/Lu + 1$$



Şekil 37: Değirmendere Havzası'nın Akarsu Uzunluk Oranı Haritası

Değirmendere Havzası'nın hesaplanan akarsu uzunluk oranı 1,95'dir. Alt havzalarda ise sırasıyla Cehennem Dere Havzası'nda 1,92, Derebanı Dere Havzası'nda 2,09 ve Kelleler Dere Havzası'nda 2,12 gibi bir oran elde edilmiştir.

Jeomorfolojik gelişim açısından havzalarda elde edilen akarsu uzunluk oranları değerlendirildiğinde ileri gençlik bir evreye karşılık geldiği yorumu çıkmaktadır.

4.2.4 Akarsu Yatak Eğimi (Rm)

Akarsu eğim değerlerinin bilinmesi havzada yatak boyunca meydana gelen akış hızı, degradasyon, sediment taşınım ve biriktirme süreçlerinin yorumlanması bakımından oldukça önem arz etmektedir. Akarsu yatak eğim hesaplamaları ilgili çalışmanın amacına uygun olarak araştırmacılar birbirinden farklı kriterler göz önünde bulundurulmuştur. Bunlardan ilki akarsuyun memba ve mansap arasındaki irtifa farkının, hesaplanmak istenen akarsuyun uzunluğuna bölünmesi ile elde edilir (Hack, 1957, s:48; Miller vd., 1990, s:576). Bu durumda sadece ana akarsu yatağının eğimi hesaplanmış olacağından havzada akış gösteren diğer akarsuların yatak eğimi özellikle yan kolların yatak eğimi göz ardı edilmektedir. İkincisi havzadaki akarsuyun mansap kısmından itibaren uzunluğunun % 10 ve % 85 oranlarına denk gelen iki nokta arasındaki irtifa farkının yine bu iki nokta arasındaki akarsu uzunluğuna bölünmesiyle elde edilir (Benson, 1962, s:25). Bu doğrultuda amaçlanan hedef belirtilen bu oranların taşkın pik yaptığı kritik yatak eğim açısını temsil etmesinden kaynaklanmaktadır ve akarsuyun bir bütün olarak yatak eğimini yansıtmamaktadır. Değirmendere'nin dağlık bir sahada akış yapıp çok kısa bir mesafede ova tabanında akış sergiledikten sonra Akdeniz'e dökülmesinden dolayı Değirmendere için bu yöntemin kullanılması akarsuyun boyuna profilinin yorumlanmasında net sonuçlar vermeyebilir. Üçüncüsü ana ve yan kol özelliğindeki akarsuların memba ve mansap kısmının ortalama irtifa farkının hesaplanmak istenen akarsuların ortalama uzunluğuna bölünmesi şeklinde hesaplanılır (Langbein et al. 1947, s:138). Bu hesaplanma şeklindeki amaç havzanın bütün akarsu yatak eğiminin hesaplanarak ortalama yatak eğiminin elde edilmesi ve havzadaki hidrolojik süreçlerin tamamını ortalama olarak temsil etmesidir. Son olarak akarsu yatak eğimi doğrusal eğim, orta nokta bazlı polinomal eğim, 500 m. nirengi noktalarına göre polinomal eğim ve diziler ortalaması bazlı yatak eğimi hesaplanmak istenen akarsuyun mansap ve memba kısmından itibaren iki nokta arasındaki irtifa farkının yine bu iki nokta arasındaki akarsu uzunluğuna bölünmesi şeklinde elde edilmektedir (Karataş ve Ekinci, 2014b, s:15). Bu bakımdan havza kapsamında yürütülen planlama ve çalışmalar ile bütün vadilerin etkin olduğu taşkın, yüzeysel akış hacmi,

hidroelektrik enerji potansiyeli ve erozyon gibi parametrelerin incelenmesinde diziler ortalaması bazlı eğim hesaplaması, öte yandan bir tek yatağa ait akış hızı, enerji potansiyeli, yatak erozyonu ve akış hacmi gibi hesaplamaların yapılarak doğrusal, polinomal eğim ve diziler bazında hesaplamalar kullanılabilirliğinin üzerinde durulmuştur. Fakat bu gibi durumlarda diziler bazında yapılan hesaplamalar sonucunda daha spesifik ve hassas sonuçlar elde edilmektedir (Karataş ve Ekinci, 2014b, s:21). Değirmendere ve alt havzalarda akış gösteren akarsuların yatak eğiminin hesaplanmasında akarsuların ilk ve son dizinlerini kapsayacak şekilde memba ve mansap kısmının irtifa farkı ile bu iki nokta arasındaki akarsu uzunluğu göz önünde bulundurulmuştur.

$$Rm = \frac{HMax.Lm - Hmin.Lm}{Lm}$$

Değirmedere'nin bu şekilde elde edilen yatak eğimi % 7,2 olarak hesaplanmıştır. Diğer alt havzalardaki akarsu yatak eğimi sırasıyla Cehennem Dere'de % 7, Derebanı Dere'de % 7,3 ve Kelleler Dere'de % 8,2 gibi oldukça yüksek bir oran elde edilmiştir. Cehennem Dere'de en düşük yatak eğiminin görülmesi eğim değerinin az olduğu Alan Polyesi'nin tabanında yılan kavi bir şekilde akış yapmasının bir neticesi olarak akarsu uzunluğunun artmasıdır. Ayrıca Cehennem Dere Havzası flüvyal süreçler tarafından oldukça şiddetli bir şekilde işlenmesinin bir sonucu olarak irtifa farkının az olan hafif dalgalı olgun bir rölyefe karşılık gelmesinden kaynaklanmaktadır. Keller Dere'de ise en yüksek akarsu yatak eğiminin görülmesinin nedeni ise kısa mesafede meydana gelen yüksek irtifa farkının yanında drenajın diğer havzalara nazaran kısa olmasının bir sonucudur.

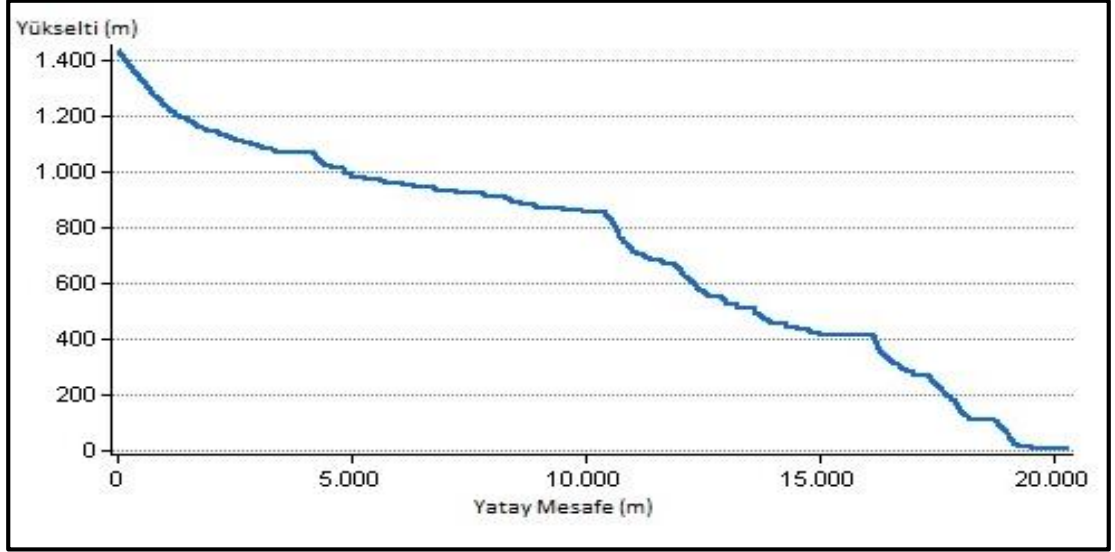
4.2.5 Akarsu Boyuna Profili

Akarsuların boyuna profilleri detaylı bir şekilde incelendiğinde düz bir çizgi gibi uzanmadığı görülür. Akarsuların boyuna profilleri, tarihsel süreçler içerisinde meydana gelen tektonik veya negatif östatik hareketler, litolojik direnç farkı, debi ve sediment yükündeki ani değişimler ile geriye doğru aşınım dalgasının kesintiye uğraması gibi birçok olayı kayıt altına alan, konveks (dışbükey) ve konkav (içbükey) şekle sahiptirler ve tümsek ile çukurluklardan oluşmaktadırlar (Huggett, 2011, s:210). Akarsulardaki konveks profil genellikle litolojik direnç farkının belirlediği geçiş zonunda, arazinin ilksel eğiminden kaynaklı eğim kırıklarının görüldüğü, geriye doğru aşınım dalgasının kesintiye uğradığı, faylanmanın olduğu, tektonik

olarak ani yükselme ve çarpılma etkisinin hissedildiği deformasyona uğramış sahalarda eğim kırıklarının (knickpoints) meydana geldiği yerden itibaren görülmeye başlar (Erinç, 2002, s:401). Konkav profil ise akarsuyun hidrodinamik etkisi, yatak yükünün miktarı, boyutu ve abrazyonu, yatak üzerinde meydana gelen sübidans hareketler ve ana akarsuya katılan yan kolların sayısı gibi bir veya birçok faktörün etkisinin hissedilmeye başlandığı noktadan itibaren görülmeye başlar (Sinha ve Parker, 1996, s:1417). Bu bakımdan Değirmendere Havzası'nda ana akarsuya ait boyuna profilin değişiminde hangi etken ve süreçler tarafından ne derecede etkilendiği ele alınıp açıklanmaya çalışılmıştır. Ayrıca çeşitli nedenlerden dolayı farklı yükseltelerde ana akarsuyun boyuna profilinde oldukça fazla eğim kırıklıkları tespit edilmiş, tespit edilen bu eğim kırıklıkları arasında dikkat çekici olanlar üzerinde durulmuştur.

Değirmendere'nin boyuna profilinde meydana gelen değişimler bir bütün olarak dikkatli bir şekilde incelendiğinde çeşitli yükselti basamaklarında Derebanı Dere'de yatağından beş ve Cehennem Dere'de yatağında bir olmak üzere toplam altı büyük eğim kırıklığının var olduğu görülmektedir (Şekil 38, Tablo 11). Boyuna profile gözlemlenen büyük eğim kırıklarının tamamı ya yeni fayların ya da var olan fayların tekrar hareket etmesinin ana akarsu yatağına yansımalarının neticesidir. Faylanmaya bağlı olarak meydana gelen altı büyük eğim kırıklığının dışında çeşitli nedenlerden dolayı yükseltisi birkaç cm. ile birkaç m. arasında değişen oldukça fazla eğim kırıkları da mevcuttur (Foto 60). Genel olarak bu küçük eğim kırıkları formasyonlar arasındaki litolojik direnç farkının, formasyonun tabakalanma durumunun, havzanın Akdeniz ile bağlantısı düşünüldüğünde östatik veya epirojenik hareketlerin geriye doğru aşınım dalgasını kesintiye uğratmasının eseri olduğunu söylemek mümkündür.

Amanoslar tektonik açıdan oldukça hareketli bir alan üzerinde yer aldığından dolayı akarsuların boyuna profilinde 50 ile 400 m. arasında fayların gençleşmesine bağlı olarak en az 3 basamaklı bir eğim kırıklığının var olduğu belirtilmiştir (Mülazımoğlu, 1979, s:66). Derebanı Dere'nin boyuna profili incelendiğinde fayların gençleşmesine ve yeni fayların oluşmasına bağlı olarak Karadağ Kalkeri üzerinde 83 m. ile 156 m. arasında değişen beş büyük eğim kırıklığı meydana gelmiştir (Foto 61).



Şekil 38: Değirmendere'nin Boyuna Profili



Foto 60: Geriye Doğru Aşımının (Sol) ve Stratifikasyonun Neden Olduğu Eğim Kırıklıkları



Foto 61: Faylanmanın Neden Olduğu Eğim Kırıklığı

Tablo 11: Faylanmanın Neden Olduğu Büyük Eğim Kıvrıklıkları

Eğim Kıvrıkları	Görüldüğü Yer	Görüldüğü Yükselti (m)	Fark (m)
1.	Derebanı Dere	113-30	83
2.	Derebanı Dere	276-120	156
3.	Derebanı Dere	412-305	107
4.	Derebanı Dere	665-551	114
5.	Derebanı Dere	831-762	69
6.	Cehennem Dere	1072-1009	63

Bu eğim kırıklıklarının kıyı kesimine yakın olanı eğim atımlı Derebanı Dere Fayı'nın diğer dördü ise havzayı şekillendiren eğim atımlı lokal faylanmaya bağlı olarak meydana gelmiştir. Derebanı Dere yatağında Neotektonik hareketlerin neden olduğu eğim kırıklıklarını oluşturan eğim atımlı fayların röjesi hakkında oldukça önemli bilgiler elde edilmektedir. Nitekim Erol (1979; 1983; 1990) sistemi rölatif olarak referans alındığında dördüncü eğim kırıklığının bulunduğu yükselti basamağı Alt Pleistosen'de meydana gelen DIV aşınım sistemine karşılık gelmektedir. Başka bir ifade ile söylemek gerekirse, Değirmendere Havzası'nda Alt Pleistosen'den günümüze kadar eğim atımlı fayların gençleşmesine bağlı olarak 410 m. civarında dikey bir yükselmenin meydana geldiği anlaşılmaktadır.

Sonuç olarak, Değirmendere Havzası'nın boyuna profili tektonik ve östatik hareketler, iklimsel değişimler, formasyonlar arasındaki litolojik direnç farkı, havzanın strüktürel özellikleri ile hidrografik etken ve süreçler, yatak yükünün miktarı, boyutu ve abrazyonu gibi birçok faktörün denetimi tarafından şekillendirildiği söylenebilir.

4.2.6 Yatak-Vadi Kıvrımlılık İndeksi (VI)

Yatak-vadi kıvrımlılık indeksi; ana akarsu kanal uzunluğunun, akarsuyun kaynak ve ağız kısmının kuş uçuşu uzaklığına oranlanması ile elde edilir (Mueller, 1968, s:375). Ana akarsuyun yatak üzerindeki etkisini yani vadilerini hangi ölçüde genişlettiğini anlaşılması ve morfolojik döngünün hangi aşamada olduğunu belirtmesi bakımından kullanılan bir indistir. Düz uzanışlı akarsuların oluşturdukları yatak-vadi kıvrımlılık indeksi oranı 1 civarındadır ve bu oran artıkcak akarsuların kıvrımlılık oranı artmakta ve buna bağlı olarak da yatak-vadi kıvrımlılık indeks oranı büyümektedir (Schumm, 1963, s:1090). Yatak-vadi kıvrımlılık indeksi oranı düşük

çıkması morfolojik döngünün gençlik safhasında, akarsuyun yatak üzerindeki etkisinin oldukça az ve çizgisel aşındırmanın ve dolayısıyla nispeten V şeklindeki vadilerin egemen olduğu, oranın yüksek çıkması halinde ise morfolojik döngünün olgun safhasına doğru geçiş, çizgisel aşındırmanın yanı sıra yana doğru aşındırmasında etkili olduğu ve dolayısıyla nispeten daha basık tabanlı vadilerin egemen olduğunun yorumu çıkmaktadır.

$$VI = \frac{VL}{Air}$$

Değirmendere Havzası'nda yatak-vadi kıvrımlılık indeksi 1,03 olarak hesaplanmıştır. Bu oran alt havzalarda sırasıyla Derebanı Dere Havzası'nda 1,19, Keller Dere Havzası'nda 1,23, Cehennem Dere Havzası'nda 4,13 gibi bir oran elde edilmiştir. Elde edilen oranlar değerlendirildiğinde nispeten tabanlı vadilerin Cehennem Dere Havzası'nda daha baskın ve ana akarsuyun yatak üzerinde etkisinin en fazla hissedildiği yorumu çıkmaktadır. Ayrıca diğer havzalara nazaran akarsuların oluşturdukları yatak-vadi kıvrımlılığın daha düşük yani morfolojik döngü bakımından gençlik, Cehennem Dere Havzası'nın yatak-vadi kıvrımlılığının daha yüksek yani morfolojik döngü bakımından erken olgunluk safhasında olduğu görülmektedir. Bu durum Alan Polyesi'nin havzada geniş bir kaplamasının sonucudur.

4.2.6 Tekstür Oranı (T)

Tekstür oranı; Strahler yöntemine göre 1. dizinlerin toplam sayısı ile havzanın çevre uzunluğu arasındaki oran olarak tanımlanmaktadır (Smith, 1950, s:657; Strahler, 1957: 916, Sing ve Sing, 2014 s:4). Tekstür oranı değeri havzalardaki jeolojik özelliklere, infiltrasyon kapasitesine, arazinin rölyef özelliklerine bağlı olarak değişiklik gösterdiği vurgulanmaktadır (Pareta ve Pareta, 2012 s:55). Tekstür oranı değerinin yüksek çıkması halinde ana akarsu koluna su gönderen 1. düzeydeki kolların fazla olduğu, düşük çıkması durumunda ise bu kolların az olduğunu gösterir. Tekstür oranı değeri dairesel havzalarda daha yüksek çıkarken, uzunlamasına havzalarda ise daha düşük değerleri yansıttığı belirtilmektedir (Özdemir, 2011, s:461). Ayrıca sızma kapasitesinin yüksek olduğu sahalarda genellikle tekstür oranında düşük değerler elde edildiği ifade edilmektedir (Karataş, 2014a, s:124).

$$T = Nu1 * (1/P)$$

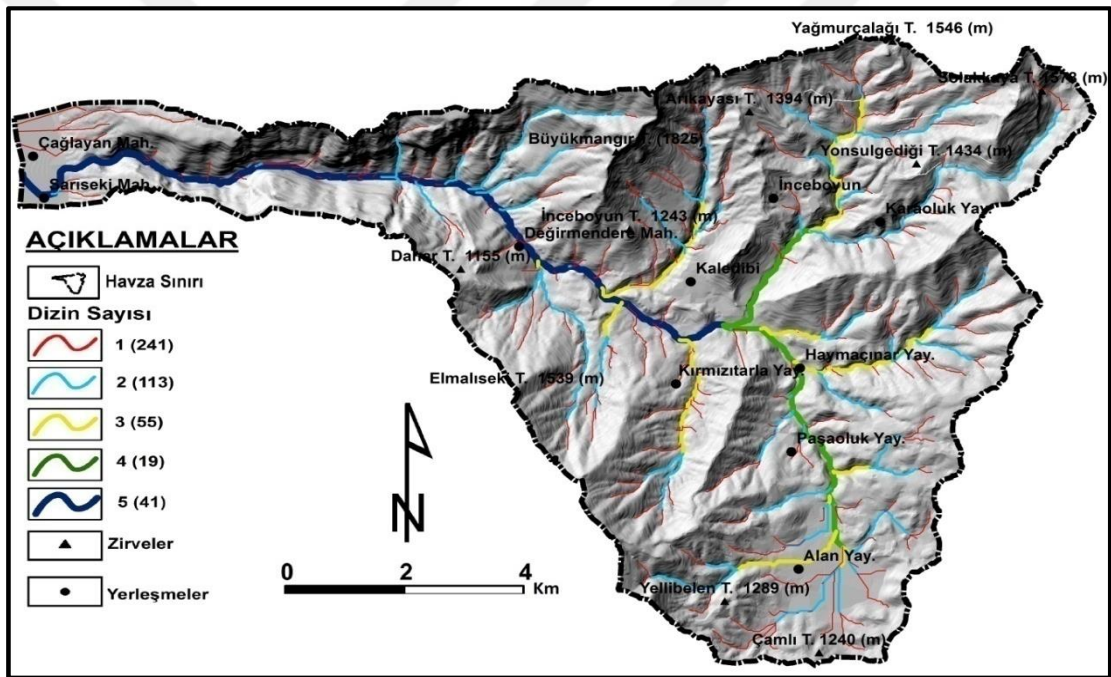
Değirmendere Havzası'nda tekstür oranı değeri 3,30 olarak hesaplanmıştır. Alt havzalarda bu sırasıyla Kelleler Dere Havzası'nda 1,48, Derebanı Dere Havzası'nda 1,81 ve son olarak Cehennem Dere Havzası'nda 3,08 gibi bir oran elde edilmiştir. Hesaplanan tekstür oranları değerlendirildiğinde Değirmendere Havzası'nda 1. dizine sahip akarsuların daha fazla, infiltrasyon değerinin diğer havzalara nazaran daha düşük ve daha dairesel bir havzaya karşılık geldiği yorumu çıkmaktadır. Değirmendere Havzası kapladığı alan bakımından en geniş alana sahiptir ve 1. dizine sahip akarsuların daha fazla olması doğal olarak gerçeği yansıtmaktadır. Fakat sızma kapasitesinin Derebanı Dere Havzası'na nazaran daha yüksek olduğu aşikârdır. Çünkü Derebanı Dere Havzası'nda ofiyolitik seriler diğer as ve alt havzalara daha geniş bir alan kapladığından yüzeysel akış değeri daha diğer havzalara göre daha fazladır. Bu nedenle tekstür oranına göre sızma kapasitesinin daha yüksek olması beklenen Derebanı Dere ve Kelleler Dere Havzası'nda elde edilen infiltrasyon oranı diğer havzalara nazaran en düşük değeri yansıtmaktadır. Ayrıca tekstür oranlarına göre havzaların geometrik özellikleri değerlendirildiği takdirde ise en dairesel şekle sahip havzanın Değirmendere Havzası olduğu görülmektedir. Fakat bu durum da gerçeği aks ettirmemektedir. Havzaların dairesellik özellikleri göz önüne alındığında en dairesel havza şekline Cehennem Dere Havzası'nın sahip olduğu açık bir şekilde görülmektedir.

4.2.7 Çatallanma Oranı (Rb)

Çatallanma oranı belirli dizideki toplam akarsu sayısının kendinden bir üst dizideki toplam akarsu sayısına bölünmesi ile elde edilir (Strahler, 1952: 1134, Şekil 39). Çatallanma oranı bilinmesi havzaların rölyef ve parçalanma şiddetinin hangi ölçüde olduğunu ortaya koymaktadır (Horton, 1945, s:290). Ayrıca belirli bir dizindeki çatallanma oranı kendisinden bir sonraki dizinin çatallanma oranından farklıdır ve bu fark dizin çatallanması üzerinde güçlü bir şekilde jeolojik koşulların egemen olduğu sahaların dışındaki havzalarda düşük olduğu ifade edilmektedir (Strahler, 1957, s:914). Düşük çatallanma oranına sahip havzalar strüktürel özelliklerden etkilenmediğini ve drenaj özelliklerin strüktürel düzensizliklerden dolayı saptırılmadığının göstergesi olarak kabul edilmesine rağmen (Biswas et al. 1999, s:159) göreceli olarak homojen litolojilerin yer aldığı sahalarda çatallanma oranı üçten az, beşten fazla olmadığı belirtilir (Huggett, 2011, s:212). Çatallanma

oranı ortalaması 5'ten az olması jeomorfolojik kontrollü drenaj patent gelişimini, 5'ten daha fazla olması durumunda ise strüktürel kontrollü drenaj patent gelişimini yansıttığı vurgulanmaktadır (Rama, 2014, s:202). Çatallanma oranı aynı zamanda havza şeklinin bir göstergesidir. Düşük çatallanma oranına sahip havzalar genellikle dairesel, yüksek çatallanma oranına sahip havzalar ise uzunlamasına bir şekle sahip olduğunu göstermektedir (Nag, 1998, s:71). Ayrıca çatallanma oranı havzada egemen olan akım hakkında da bilgi vermektedir. Yüksek çatallanma oranının olduğu havzalarda daha çok sel karakterli akımlar, düşük çatallanma oranının olduğu havzalarda taşkın karakterli akımlar görüldüğü ifade edilmektedir (Özdemir, 2011, s:460).

$$Rb = Nu / Nu + 1$$



Şekil 39: Değirmendere Havzası'nın Çatallanma Oranı Haritası

Değirmendere Havzası için belirlenen ortalama çatallanma oranı 1,89 olarak hesaplanmıştır. Alt havzalar için sırasıyla bu oran Cehennem Dere Havzası'nda 2,34, Kelleler Dere Havzası'nda 2,93 ve Derebanı Dere Havzası'nda 3,87 oranında bir değer elde edilmiştir. Elde edilen bir birinden farklı bu oranlar değerlendirildiğinde her dört havza heterojen bir yüzeye sahip olduğu, strüktürel özelliklerden oldukça fazla etkilenmediği, şekilsel bakımdan ise birbirinden farklı geometriye sahip olduğu göze çarpmaktadır. Ayrıca bütün havzaların drenaj patentinin gelişimi jeomorfolojik kontrollü olduğu görülmektedir. Havzalar arası bir mukayese yapıldığı takdirde ise

en uzun havza şekline, en fazla parçalanma şiddetine ve en fazla strüktürel düzensizliklerin Değirmendere Havzası'nda, en dairesel havza şekline, en az parçalanma şiddetine ve en az strüktürel düzensizliklerin ise Kelleler Dere Havzası'nda olduğu görülmektedir. Ayrıca en düşük çatallanma oranının olduğu Değirmendere Havzası diğer havzalara göre nispeten daha yüksek taşkın karakterli bir akıma sahip iken Derebanı Havzası'nın ise diğer havzalara göre nispeten daha yüksek sel karakterli bir akıma sahip olduğu anlaşılmaktadır.

4.2.8 Yüzeysel Akış Uzunluğu (l_0)

Yüzeysel akış uzunluğu havza alanının, drenaj yoğunluğunun karesine oranlanması ile elde edilir (Horton, 1945, s:284). Yüzeysel akış uzunluğu akarsuların belirli bir yatağa kanalize olmadan önce zemin üzerinde akan suyun uzunluğu olarak tanımlanmış bir terimdir ve oldukça yaygın olarak kullanılan sheet flow ile eş anlamlıdır. Yüzeysel akış uzunluğu oranı havzada yüzeysel erozyonun tespiti bakımından önemli bir parametre olup oranın artmasına paralel olarak yüzeysel erozyon miktarında da artma eğilimi görüldüğü tespit edilmiştir (Rama, 2014, s:2002). Yüzeysel akış uzunluğu dairesel ve drenaj yoğunluğunun fazla olduğu havzalarda suyun oyalanması daha fazla olduğu için l_0 değeri oldukça küçük çıkmaktadır. Buna karşın suyun oyalanmasının daha az olduğu uzunlamasına havzalarda ise bu değer nispeten daha fazla olduğu belirtilmektedir (Özdemir, 2011, s:461).

$$l_0 = \frac{A}{Dd^2}$$

Değirmendere Havzası'nda yüzeysel akış uzunluk oranı 10,37 olarak hesaplanmıştır. Alt havzalarda ise bu oran sırasıyla Kelleler Dere Havzası'nda 2,29, Cehennem Dere Havzası'nda 3,02 ve son olarak Derebanı Dere Havzası'nda 5,32 oranında bir değer elde edilmiştir. Bu durumda yüzeysel akış uzunluğunun, yüzeysel erozyon miktarının en yüksek değeri ve su kütlelerinin oyalanmasının en az olduğu havza Değirmendere Havzası'nda olduğu görülmektedir. Değirmendere Havzası'nı sırasıyla Kelleler Dere, Cehennem Dere ve Derebanı Dere alt havzaları takip etmektedir.

4.3 Alansal Parametreler

Değirmendere Havzası'nın alansal parametreleri içerisinde değerlendirilen morfolometrik indisler havza şekil indeksi, drenaj yoğunluğu, akarsu sıklığı, infiltrasyon sayısı, form faktörü, uzunluk oranı, havza sirkülasyon oranı, lemniskat oranı ve akarsu gradyan indeksi'dir.

Tablo 12: Havzaların Alansal Morfometri Sonuçları

Havza Adı	<i>If</i>	<i>Bs</i>	<i>Dd</i>	<i>Fs</i>	<i>Rf</i>	<i>Re</i>	<i>Rc</i>	<i>K</i>
Değirmendere	9,67	1,56	2,58	3,75	0,29	0,61	0,25	0,85
Derebanı Dere	8,18	1,43	2,49	3,26	0,21	0,52	0,26	1,13
Kelleler Dere	7,87	1,01	3,84	3,61	0,38	0,72	0,25	0,66
Cehennem Dere	13,36	1,53	2,63	5,71	0,47	0,78	0,28	0,23

4.3.1 İnfiltrasyon Sayısı (*If*)

İnfiltrasyon oranı; havzadaki akarsu sıklığı ile drenaj yoğunluğunun çarpımı sonucu elde edilir (Faniran, 1968; Pareta ve Pareta, 2012, s:56) ve havzanın infiltrasyon karakteri hakkında bilgi verir. Yüksek infiltrasyon sayısı havzalarda yüksek akışa neden olmaktadır. İnfiltrasyon sayısını zeminin geçirgenliği, saturasyon derecesi, yağışın şiddeti-süresi, arazinin topografik durumu ve zemin örtüsü belirler (Beven, 2004, s:3449). Ayrıca havzadaki vadilerin kısa akarsu tarafından mı yoksa uzun akarsu tarafından mı kazıldıkları konusu infiltrasyon sayısının tespiti ile netlik kazanmaktadır (Karataş, 2014a, s:123-124).

$$If = Fs * Dd$$

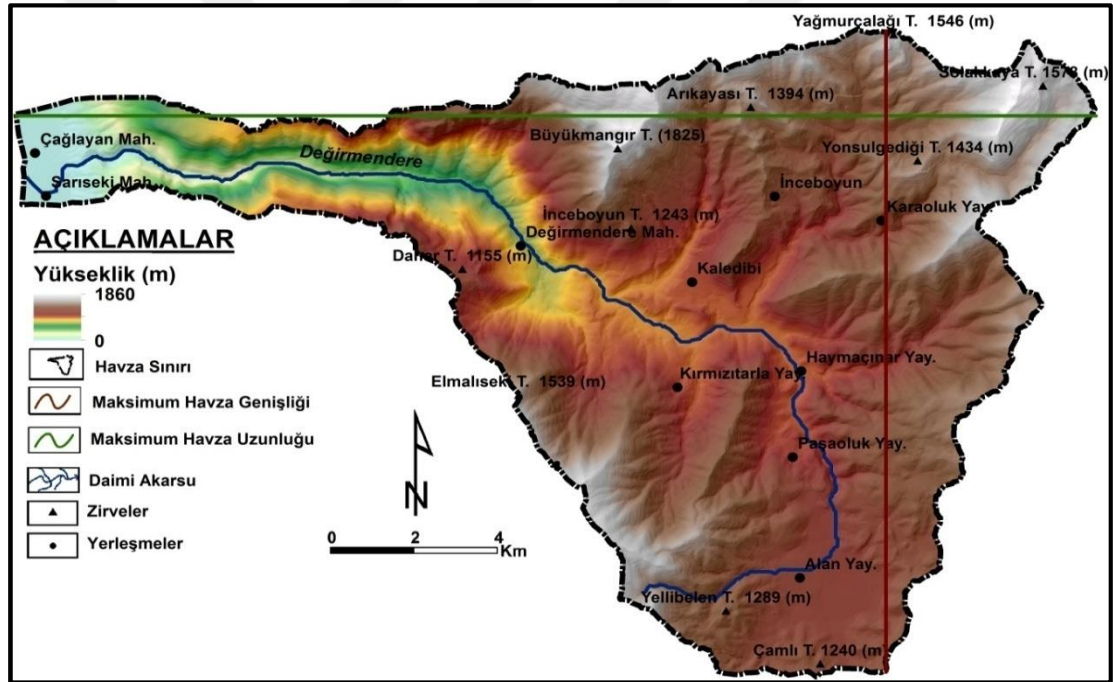
Değirmendere Havzası'nda infiltrasyon sayısı, 9,67 olarak hesaplanmıştır. Alt havzalarda infiltrasyon sayısı sırasıyla Kelleler Dere 7,87, Derebanı Dere 8,18 ve son olarak Cehennem Dere Havzası'nda 13,36 olarak hesaplanmıştır. Havza genelinde ortalamanın üzerindeki değerler, akarsuların dik yamaçlardan inerek çok kısa bir mesafede ana akarsuya katıldığına bir göstergesidir. İnfiltrasyon sayısı Kelleler ve Derebanı Deresi Havzası'nda daha uzun ve az sayıda koldan ibaret bir drenaj şebekesinin varlığına bağlı olarak minimum seviyeye inmektedir. Diğer havzalara ait infiltrasyon sayısının yüksek oluşu ise, bu havzaların nispeten Kelleler ve Derebanı Dere Havzasına göre daha düşük eğimli sahalara karşılık gelmesinin bir neticesidir.

Ayrıca havzanın strüktürel özelliği dikkate alındığında elde edilen düşük infiltrasyon değeri diğer havzalara nazaran daha düşük akışa sahip olmasına işaret etmektedir.

4.3.2 Havza Şekil İndeksi (Bs)

Havza şekil indeksi; havza boylamasının maksimum kuş uçuşu uzaklığının, havzanın maksimum kuş uçuşu genişliğine bölünmesi ile elde edilir (Cannon, 1976, s:14; Ramirez-Harrera, 1998, s:323, Şekil 40). Tektonik olarak aktif ve genç sahalarda kurulu yüksek enerjiye sahip akarsu havzalarında yüksek Bs oranı, tektonik olarak pasif ve olgun havzalarda ise nispeten düşük Bs oranı elde edilir (Ramirez-Harrera, 1998, s:325). Bu nedenle havza şekil indeksi uzunlamasına havzalarda yüksek değer, dairesel havzalarda ise uzunlamasına havzalara nazaran daha düşük bir oranı yansıttığı belirtilmektedir (Dehbozorgi et al. 2010, s:7).

$$Bs = Bl/Bw$$



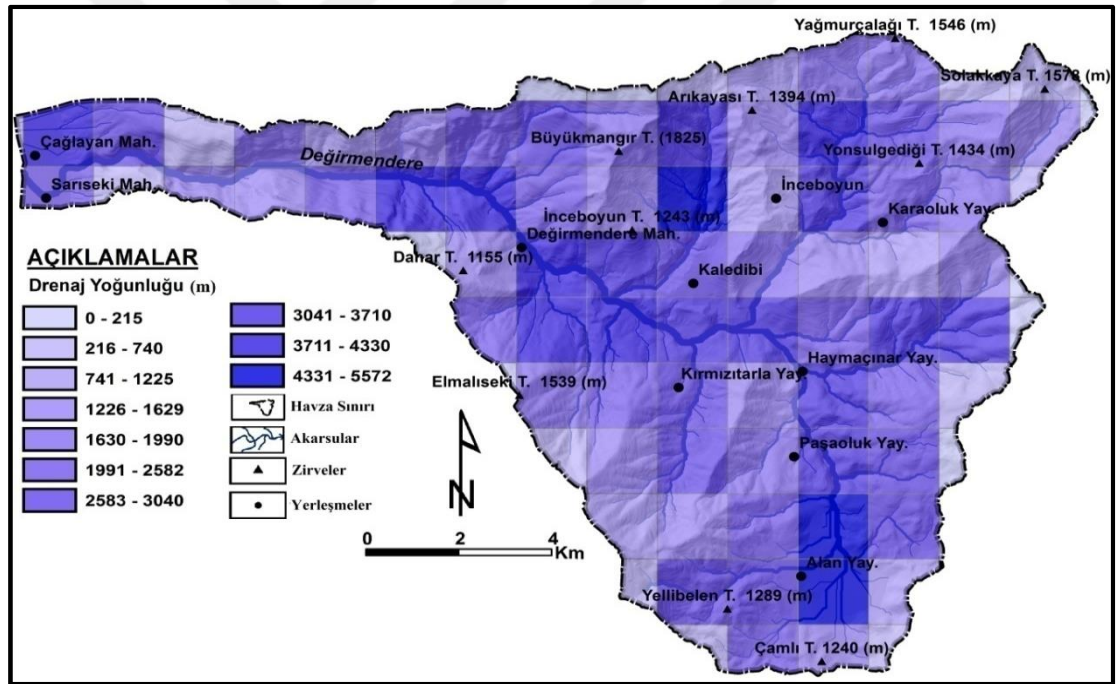
Şekil 40: Değirmendere Havzası'nın Havza Şekil İndeksi

Değirmendere Havzası'nda Bs indeksi 1,56 olarak hesaplanmıştır. Bu oran alt havzalarda ise sırasıyla Cehennem Dere Havzası'nda 1,53, Derebanı Dere Havzası'nda 1,43 ve son olarak Kelleler Dere Havzası'nda 1,01 değerinde bir oran elde edilmiştir. Değirmendere, Derebanı Dere, Kelleler Dere ve Cehennem Dere Bs indeks oranı birbirleriyle kıyaslandığında tektonik şiddetin etkisi havzalarda farklı olduğu ve buna havzalarda yayılış gösteren çeşitli dayanımdaki kayaların deformasyona verdiği birbirinden farklı tepkilerden kaynaklandığı söylenebilir.

4.3.3 Drenaj Yoğunluğu (Dd)

Flüvyal havzalarda drenaj yoğunluğunun tespit edilmesi söz konusu sahaların fiziki çevre özellikleri hakkında önemli ipuçları vermesi bakımından oldukça önem arz etmektedir. Dd; havzadaki akarsu segmentlerinin toplam uzunluğunun havza alanına bölünmesi ile elde edilir (Horton, 1945, s: 283, Şekil 41). Dd oranı ile havzanın yüzey erozyonu karşı hassasiyeti, infiltrasyon kapasitesi (Horton, 1945, 283) rölyef ve iklim özellikleri (Langbein, 1947, s:133-134) havzanın büyüklüğü, anakayanın permabilite ve porozitesi, akarsuların uzunluğu (Strahler, 1957, s:916), evaporasyon, bitki örtüsü (Patton ve Baker, 1976, s:951), morfolojik evrimin aşaması (Erinç, 2002, s:380) ve yeraltı su tablasının yüzeye yakınlığı (Charlston, 1963, s:7) arasında anlamlı ilişkiler bulunmuştur.

$$Dd = SL/A$$



Şekil 41: Değirmendere Havzası'nın Drenaj Yoğunluk Haritası

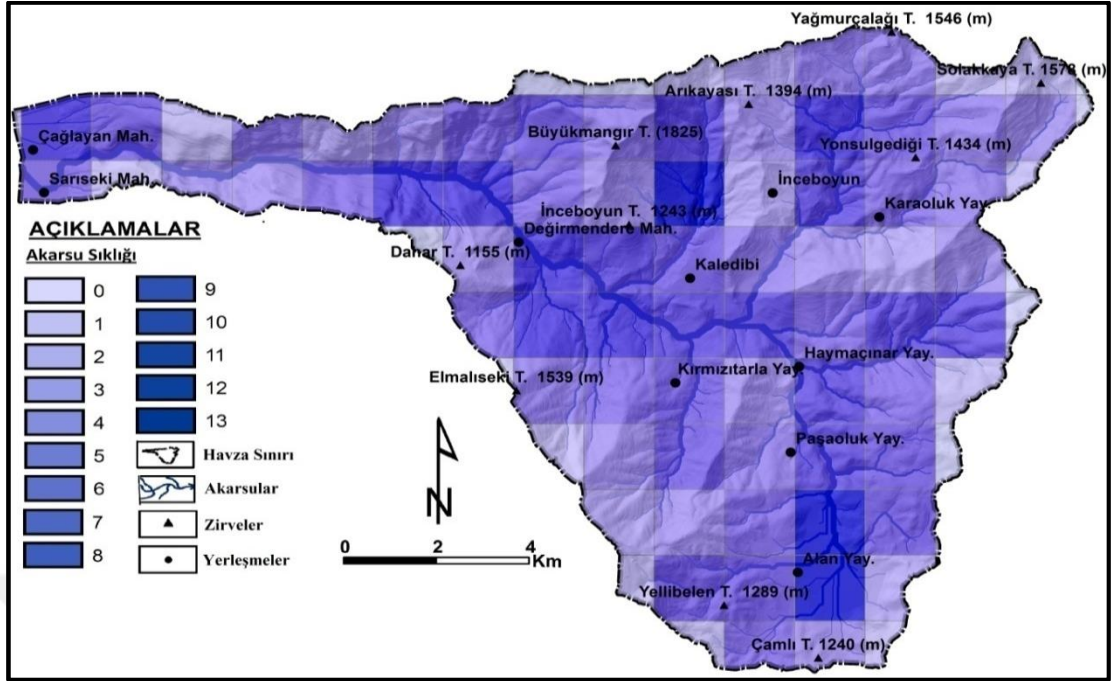
Değirmendere Havzası'nda Dd oranı ortalama olarak km^2 'de 2,58 km hesaplanmıştır. Alt havzalarda ise Dd oranı Derebanı Dere Havzası'nda km^2 'de 2,49 km, Kelleler Dere Havzası'nda km^2 'de 3,84 km ve Cehennem Dere Havzası'nda km^2 'de 2,63 km gibi bir oran elde edilmiştir. Elde edilen Dd oranları değerlendirildiğinde en düşük oranlar sırasıyla Kelleler Dere, Değirmendere, Derebanı Dere ve Cehennem Dere Havzası'nda olduğu görülmektedir. Düşük Dd

değerine sahip havzalar yüzeysel suların yeraltına sızdığı ve yeraltı akımlarını oluşturduğu, buna karşın yüksek Dd değerine sahip havzalar yüzeysel akışlarla aşındırmanın ve parçalanmanın hâkim olduğunu göstermektedir. Düşük Dd oranının gözlemlendiği havzalar heterojen bir yapıya sahip karbonatlı litolojik birimlerden oluşması ve bu litolojik birimlerin infiltrasyon değerlerinin kısmi olarak yüksek olmasından kaynaklanmaktadır. Ayrıca sahanın yüksek kesimlerine karşılık gelen düşük Dd sahip yerler vejetasyon kapalılık derecesinin yüksek olduğu yerlere karşılık gelmekte bu durum yağışların yüzeysel akışa geçmesini engellemektedir. Bu durum infiltrasyon değerini artırıp yüzeysel akış miktarını azaltmaktadır. Herhangi bir sahada drenaj yoğunluğunun yüksek çıkması havzanın litolojik veya strüktürel özelliklerin etkisine bağlı olmasının bir sonucudur. Belirtilen bu durumlardan dolayı sahaya düşen yağışlar yeraltına sızma imkânı bulmadan yüzeysel akışa geçmekte ve Dd oranının artmasına neden olmaktadır. Diğer havzalarda Dd oranının düşük çıkması havzaların yoğun bitki örtüsüne sahip olması, litolojik veya strüktürel özelliklerin etkilerine oldukça açık olmasının bir sonucudur. Bütün havzaların Dd oranı değerlendirildiğinde nemli bölgeleri yansıttığı görülmektedir.

4.3.4 Akarsu Sıklığı (Fs)

Akarsu sıklığı; havza içindeki toplam akarsu segment sayısının havza alanına bölünmesiyle elde edilir (Horton, 1945). Başka bir ifade ile akarsu sıklığı km²'ye düşen segment sayısına karşılık gelmektedir (Şekil 42). Havzalardaki yüksek Fs değerleri, geçirgen olmayan zemin özellikleri, seyrek bitki örtüsü ve yüksek rölyef özelliklerini gösterirken, düşük Fs değerleri ise geçirgen olan jeolojik özellikleri, sık bitki örtüsünü ve homojen rölyef özelliklerini ortaya koyar (Özdemir, 2011, s:463). Bunlara ek olarak İzbırak (1990: s:129) dağlık alanların kısa mesafelerde değişen iklim özelliklerinin bir yansıması olarak akarsu sıklığının ovalık alanlara nazaran daha fazla olduğunu belirtmiştir. Bir sahanın akarsu sıklığı diğer koşullar sabit tutulduğunda (jeoloji, vejetasyon vb.) havzayı etkisi altına alan iklim özelliklerine ve zamana bağlı olarak değişim göstermektedir (Wang ve Wu, 2013, s:322). Ayrıca Fs oranının yüksek olduğu yerlerde akarsu yatakları ile vadi sınırları arasındaki mesafe ve sırtlar Fs oranının düşük olduğu yerlere nazaran daha düşük ve keskindir.

$$Fs = N/A$$



Şekil 42: Değirmendere Havzası'nın Akarsu Sıklık Haritası

Değirmendere Havzası'nın ortalama Fs oranı 3,75 olarak hesaplanmıştır. Alt havzalar için ise ortalama Fs oranı sırasıyla Derebanı Dere Havzası'nda 3,26, Kelleler Dere Havzası'nda 3,61 ve son olarak Cehennem Dere Havzası'nda 5,71 değerine ulaşmaktadır. Değirmendere Havzası'nın Fs oranı genel olarak değerlendirildiğinde Amanoslari oluşturan yapısal özellikler genel hatları ile aşınmaya uğramış şaryaj örtülerinin kök ve kanat kısımlarına karşılık gelmektedir. Neotektonik hareketler sonucu şaryaj örtülerinin kök ve kanat kısımlarının gençleşmeye uğraması ve kompresif stresin devam etmesi sahayı oluşturan yapısal öğelerin tekrar ekaylanmasını doğurmuş ve bu durum sahanın monoklinal bir yapı gibi görünmesine neden olmuştur. Bundan dolayı sahayı oluşturan yapının eklem yerleri akarsuların yerleşmesine uygun bir zemin hazırlamıştır. Ayrıca havza kıyı bölgesinden itibaren 0 m. yükseltisinden başlayıp 1860 m. varan yükseltiye çok kısa mesafede ulaşılmaktadır. Akdeniz üzerinden gelen nemli hava kütlesi Amanos Dağları'nın orografik pozisyonundan dolayı dağ yamacına çarpıp yükselen nemli hava kütlesi ekstrem değerlerde yağış koşullarının görülmesine neden olmaktadır. Doğal olarak bu durum Fs oranını arttırmaktadır. En düşük Fs oranı Cehennem Dere Havzası'nda karşımıza çıkmaktadır. Bunun nedeni sahanın düşük rölyef özellikleri sunmasının yanında diğer havzalara nazaran en az yağış alan kesimi olmasından kaynaklanmaktadır. En yüksek Fs görüldüğü Derebanı Dere Havzası ise sahanın

tabakalanma durumu, geniş sahalara yayılmış durumda olan karbonatlı litolojilerin karstlaşmaya uğrayıp yatak oluşumu için uygun zemin hazırlaması ve iklimatik (düşük sıcaklık, fazla yağış) faktörlerden kaynaklanmaktadır.

4.3.5 Form Faktörü (Rf)

Havza geometrisinin sayısal bir şekilde ifade etmenin bir diğer yolu form faktörüdür. Form faktörü; havza alanının, maksimum havza uzunluğunun karesine oranı olarak tanımlanmaktadır (Horton, 1932; Zavoianu, 1985, s:62; Biswas et al. 1999 s:161). Rf değerleri mükemmel daire şekline sahip havzalarda yüksek değerler gösterirken, uzunlamasına havzalarda daha düşük değerler yansıtır. Düşük Rf değerine sahip havzalar uzun süreli yüksek akıma sahip iken, yüksek Rf değerlerinin görüldüğü havzalarda ise kısa süreli maksimum akıma sahip olduğu belirtilmektedir (Biswas et al. 1999, s:164). Ayrıca form faktöründen çıkarabilecek bir başka yorum ise akarsuların yataklarında geçirdiği süreye bağlı olarak meydana getirdiği erozyonal faaliyetlerin temposudur. Sahanın büyük bir kısmı karbonatlı litolojilerden oluştuğu göz önüne alındığında kısa süreli ve maksimum akışın olduğu dairesel havzalarda akarsular yatakları ile daha uzun süreli ilişki kurmakta ve daha fazla aşındırmaktadır. Uzun şekle sahip havzalarda ise tersine bir durum gözlenmektedir.

$$Rf = A / Lb^2$$

Değirmendere Havzası'nda form faktörü 0,29 olarak ölçülmüştür. Alt havzalarda form faktörü oranı ise sırasıyla Derebanı Dere Havzası'nda 0,21, Kelleler Dere Havzası'nda 0,38 ve son olarak Cehennem Dere Havzası'nda 0,47 gibi bir değer elde edilmiştir. En dairesel havza şekline Cehennem Dere Havzası sahip iken, en uzun şekle sahip Derebanı Dere Havzası'nın olduğu görülmektedir. Cehennem Dere Havzası taşkın karakterli akıma sahip akarsular tarafından şekillenirken Derebanı Dere Havzası ise sel karakterli akıma sahip akarsular tarafında şekillenmektedir. Ayrıca Derebanı Dere Havzası'nda çizgisel erozyon hâkim durumda iken, Cehennem Dere Havzası'nda hem çizgisel hem de yüzeysel erozyonun hâkim olduğu yorumu çıkarılabilir.

4.3.6 Uzunluk Oranı (Re)

Petrolojide kullanılan Wadell küresellik oranı ile eş anlamlı olan (Krumbein and Pettijohn, 1938, s:284) uzunluk oranı; havzayla aynı alana sahip dairenin çapının, havzanın maksimum uzunluğuna oranlaması ile elde edilir (Schumm, 1956,

s.612). Uzunluk oranı, havzanın geometrisini yansıtır ve havzanın jeolojik geçmişi ve akarsuların yapıya uyumu ile ilişkiyi yansıtır (Cannon, 1976, s:10). Uzunlama şekle sahip havzalar daha basit bir su (kanal) yoluna sahiptir. Bu yüzden uzunlama şekle sahip havzalar, dairesel şekle sahip havzalara nazaran hidrolik enerjiye bağlı olarak derine ve geriye doğru aşındırma faaliyetleri daha çok ön plana çıkmaktadır (Cannon, 1976, s:11). Dairesel havzalar 0,9-1, oval havzalar 0,8-0,9, az uzun havzalar 0,7-0,8, uzun havzalar 0,5-0,7 ve son olarak en uzun havzalar <0,5 oranına sahiptir (Parvenn et al. 2012, s:1047). Düşük uzunluk değerine sahip havzalar yüksek infiltrasyon ve düşük akışa, yüksek uzunluk değerine sahip havzalar düşük infiltrasyon kapasitesine, yüksek akışa ve erozyona karşı daha hassastır.

$$Re = 2/Lm * (A/p)^{0,5}$$

Değirmendere Havzası'nda uzunluk oranı 0,61 olarak ölçülmüştür. Alt havzalarda ise sırasıyla Derebanı Dere Havzası'nda 0,52, Kelleler Dere Havzası'nda 0,72 ve son olarak Cehennem Dere Havzası'nda 0,78 olarak ölçülmüştür. Havzalar arası mukayese yapıldığında en dairesel havza şekline Cehennem Dere, en uzun havza şekline ise Derebanı Dere Havzası'nın sahip olduğu görülmektedir. Derebanı Dere Havzası erozyona en hassas, düşük infiltrasyon ve yüksek akışa sahip iken Cehennem Dere Havzası ise aksi durumu yansıtmaktadır.

4.3.7 Havza Sirkülasyon Oranı (Rc)

Havza sirkülasyon oranı; havza alanının, havza ile aynı çevre uzunluğuna sahip bir dairenin alanına oranlanması ile elde edilir (Miller, 1953, s:8). Havza sirkülasyon oranını havzanın eğimi, rölyefi, iklimi, vejetasyonu, jeolojik yapısı, akarsu sıklığı ve akarsu uzunluğu tarafından denetlenmektedir. Elde edilen oranın 1'e yaklaşması durumunda havza dairesel bir şekle yaklaştığının göstergesidir ve havzada akış gösteren akarsular tahliye sürelerini geciktirdiğinden dolayı havzanın infiltrasyon kapasitesinin artırır (Parvenn et al. 2012, s:1047).

$$Rc = A / \left[\left(\frac{P}{\pi} / 2 \right)^2 * \pi \right]$$

Değirmendere Havzası'nda havza sirkülasyon oranı 0,25 olarak ölçülmüştür. Alt havzalarda sırasıyla Kelleler Dere Havzası'nda 0,25, Derebanı Dere Havzası'nda 0,26 ve son olarak Cehennem Dere Havzası'nda 0,28 gibi bir oran elde edilmiştir. Hesaplanan havza sirkülasyon oranı doğrultusundan hareketle havzalar arası mukayese edildiğinde geometrik olarak en dairesel şekle sahip olan Cehennem Dere

Havzası'nda akarsuların kanaldan tahliye olma süreleri geciktiğinden dolayı infiltrasyon kapasitesinin arttığı görülmektedir. En düşük havza sirkülasyon oranının görüldüğü Değirmendere ve Kelleler Dere Havzası'nda ise aksi bir durumun yaşandığı yorumu çıkmaktadır. Ayrıca 1. Dizine sahip akarsuların su bölümü çizgisini işlemesi sonucu oldukça girintili ve çıkıntılı olduğu yorumu da çıkarılabilir.

4.3.8 Lemniskat (Kelebek Eğrisi) Oranı (K)

Havza uzunluğunun karesinin, havza alanının dört katına oranlaması olarak ifade edilen lemniskat oranı (Chorley, 1957; Zavoinau, 1985, s:107; Miller et al. 1990, s:576), havzanın genel olarak ortalama eğimini belirtir. Lemniskat oranının artması akarsu akış hızını ve akış hızına bağlı olarak sediment yükü taşınımının artırdığına işaret etmektedir (Rama, 2008, s:214). Ayrıca akarsu akış hızı ve sediment yük artışının yüksek olduğu havzalardaki vadilerde meydana gelen çizgisel aşındırma diğer havzalara nazaran daha fazla olmaktadır (Erinç, 2002, s:386).

$$K = Lb^2 / 4A$$

Değirmendere Havzası'nda lemniskat oranı 0,85 olarak hesaplanmıştır. Alt havzalarda ise sırasıyla Cehennem Dere Havzası'nda 0,23, Kelleler Dere Havzası'nda 0,66, Derebanı Dere Havzası'nda 1,13 ve gibi bir oran elde edilmiştir. Elde edilen oranlar değerlendirildiğinde diğer havzalara nazaran Derebanı Dere Havzası'nda akarsu akış hızının yüksek olduğu ve akarsu akış hızına bağlı olarak sediment yük taşınımı ve derine doğru aşındırmanın şiddeti arttığı görülmektedir. Ayrıca havzaların topografik durumu değerlendirildiğinde Cehennemdere ve Kelleler Dere Havzası'nın rölyef özellikleri Derebanı Dere ile Değirmendere Havzası'na nazaran daha silik ve yatık olduğu yorumu çıkmaktadır.

5. TARTIŞMA VE SONUÇ

Değirmendere Havzası jeomorfoloji çeşitlilik bakımından oldukça zengin bir alana karşılık gelmektedir. Havzadaki şekillerin oluşumunda yapı ve dış süreçlerin karşılıklı etkileşimi sonucu meydana geldiği anlaşılmıştır. Ayrıca tektonik hareketlerin yoğun hissedilmesinden dolayı bazı şekillerin oluşumunu açıklayabilmek oldukça güçtür. Bu şekillerin başında Büyükmangır ve Küçükmanğır Tepeleri Arasında gelişim gösteren Koyun Deresi Vadisi gelmektedir. Büyükmangır, Küçükmanğır Tepeleri ve çevresi Mezozoik yaşlı kireçtaşı, dolomit ve dolomitik kireçtaşları birimler üzerinde gelişmiş ve Koltukkayası diye tabir edilen bir tünemiş senklinalin varlığından söz edilmektedir (Özşahin, 2013b, s:1187). Fakat belirtilenin aksine Koltukkayası'nın tünemiş senklinal olmadığı düşünülmektedir. Şöyle ki belirtilen sahanın tünemiş senklinal olması durumunda senklinali oluşturan tabakaların doğrultuları birbirine zıt olması gerekirdi. Tabakalarda yapılan ölçümlerin doğrultuları neredeyse birbirleri ile uyumlu olduğu tespit edilmiştir (Tablo 13, Foto 62). Ayrıca senklinalin güney kanadını oluşturan tabakalardaki kıvrım izlerinin konveks değil de konkav olması beklenen bir durumdur. Fakat yapılan gözlemler sonucunda tabakalardaki kıvrım izleri konveks olduğu saptanmıştır (Foto 63).



Foto 62: Koltukkayası'nda Yapılan Jeolojik Ölçümler

Tablo 13: Koltukkayası'nda Yapılan Jeolojik Ölçüm Sonuçları

Koltukkayası'nda Yapılan Jeolojik Ölçümler		
Güney Kanat	Doğrultu=K43°D/Dalım=10°KB	Doğrultu=K53°D/Dalım=5°KB
Kuzey Kanat	Doğrultu=K80°B/Dalım=32°GK	Doğrultu=K30°D/Dalım=25°KB

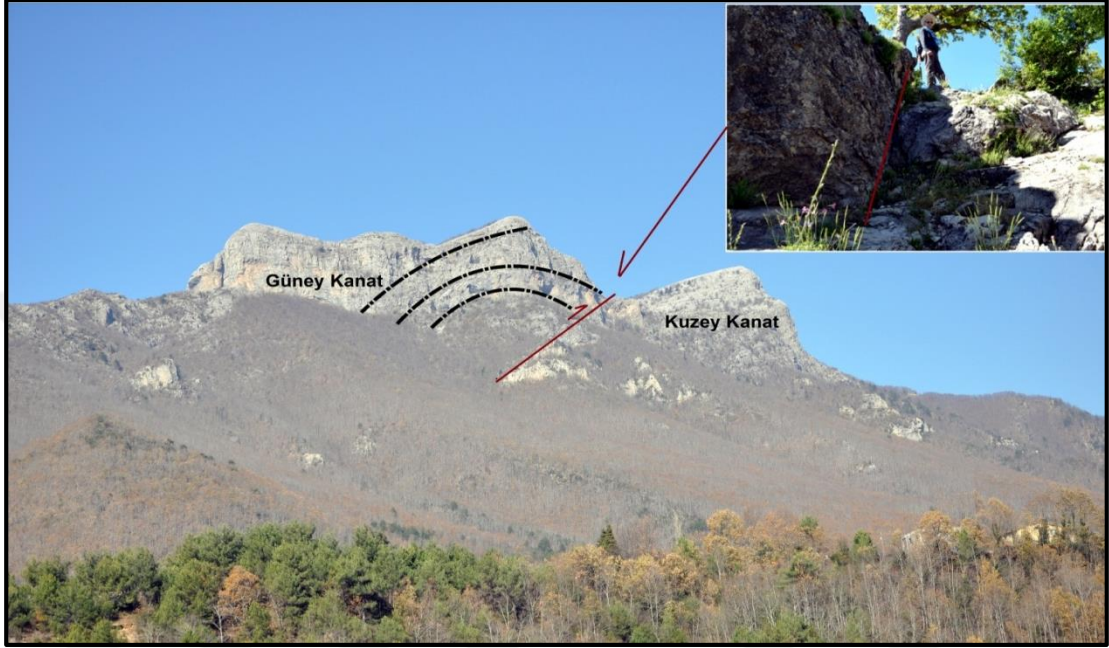
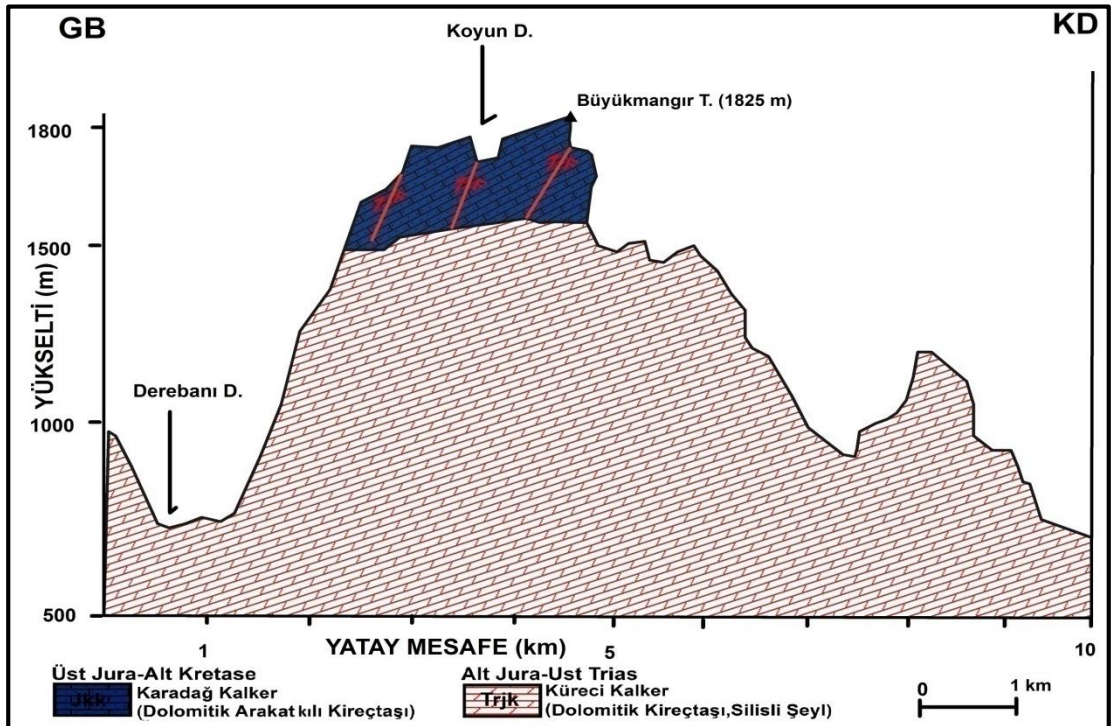
**Foto 63:** Koltukkayası'ndaki Konveks Kıvrım İzleri ve İzleri Kesen Fay Sistemi**Şekil 43:** Koltukkayası ve Çevresinin Jeolojik Kesiti



Foto 64: Koltukkayası'nın Çarpılmasına Neden Olan Ters Fay Sistemi



Foto 65: Büyükmangır Tepe'sinden Koyun Dere Vadisi'ne Bakış

Sonuç olarak, yapılan aletsel, gözlemsel ve stratigrafik tetkikler sonucunda bu sahanın tünemiş senklinal değil de antiklinalin kanat kısmını oluşturan tabakalar arasında gelişmiş Koyun Deresi'ne ait bir subsekant vadi olduğu anlaşılmıştır.

Amanos antiklinali içine yerleşen Değirmendere Havzası'nın komb tipinde bir vadi karakterinde olduğu ifade edilmektedir (Özşahin, 2013b, s:1185). Belirtilen havzanın komb tipinde bir vadi özelliği sunması durumunda kuesta cephelerinin veya homoklinal sırtların birbirine karşıt bir duruş sergilemesi gerekirdi. Fakat arazi

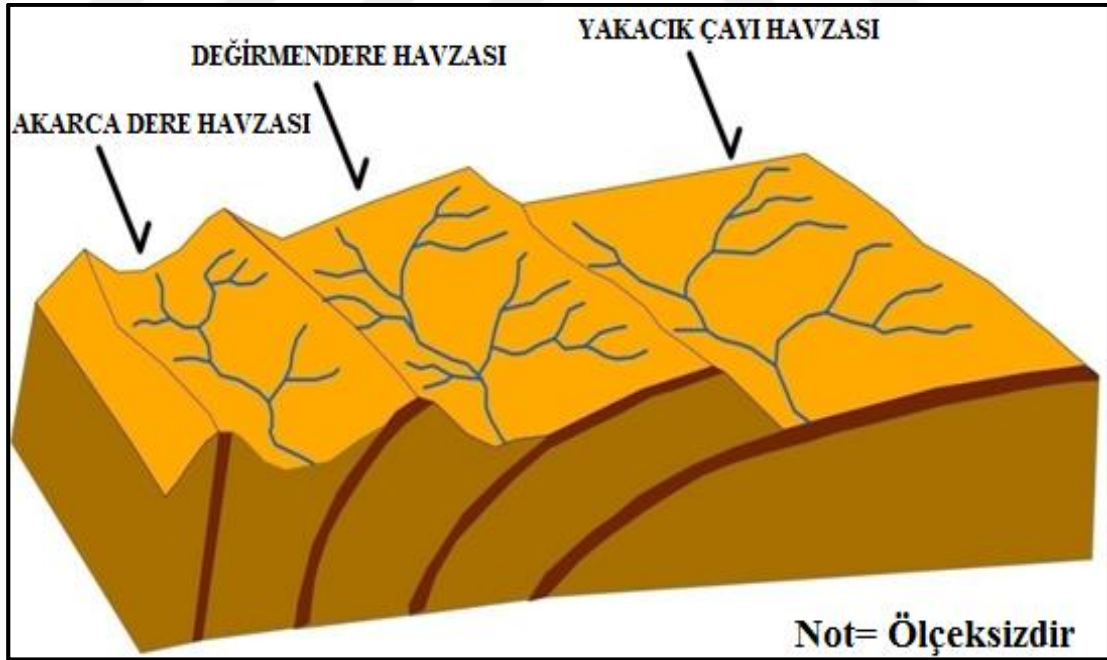
etütlerinden edinilen jeomorfolojik bulgulara göre havzaların komb tipindeki vadi karakterinde değil de antiklinalin kanat kısmında tabaka eklemleri arasında yerleşmiş subsekant vadi karakterinde olduğu tespit edilmiştir. Nitekim kuesta cephelerinin ve homoklinal sırtların tek yöne doğru uzanış göstermesi belirtilen durumun en kuvvetli delilleri olarak gösterilebilir (Foto 66).



Foto 66: Koltukkaya'sında Homoklinal Sırtlara Bakış

Alan Polyisini jenetik bakımdan Alt-Orta Miyosen'deki eski Asi Nehri'ne ait bir akarsu kolu tarafından şekillendirildiği ifade edilmektedir (Özşahin, 2013a, s:2123). Böyle olması durumunda polye ve çevresinde bu eski akarsuya ait jeomorfolojik ve sedimantolojik delillerin olması gerekirdi. Fakat yapılan tetikler neticesinde bu yan kola ait herhangi bir delil tespit edilememiştir. Ayrıca sahanın tektonik yapısı dikkate alındığında böyle bir yorumdan bahsetmek oldukça sakıncalıdır. Çünkü tektonik olarak oldukça aktif bir döneme karşılık gelen Alt-Orta Miyosen'e ait paleo bir drenaj şebekesinin varlığını tespit etmek oldukça zayıf bir ihtimal olarak görülmektedir. Ayrıca bu dönemde Asi Nehri'nin akış yaptığı graben sahasında Orta Miyosen'e ait taban konglomasının bulunması sahada denizel koşulların hüküm sürdüğüne delil oluşturmaktadır (Günay, 1984: 59; Perinçek ve Eren, 1990: 187). Başka bir ifade ile söylemek gerekirse Alt-Orta Miyosen'de Asi Nehri'nin bu kesimde akış yaptığından söz etmek olağan dışı görülmektedir.

Amanoslar bölgesi birbirinden farklı tektonik stillerin yoğun hissedildiği sahalardan biridir. Bu nedenden dolayı Amanoslar yapısı için oldukça farklı yorumların yapıldığı önceki paragraflarda belirtilmiştir. Kretase’de Amanos Dağları’nın yapısal durumu ve jeomorfolojik kalıntıları dikkate alındığında jenetik bakımdan şaryajlı bir yapıya sahip olduğu anlaşılmaktadır. Fakat Miyosen’de dağın doğu ve batı yamacı sahayı şekillendiren Arap ve Afrika Levha bloklarının oluşturduğu faylar ile sınırlandırılmıştır. Bu bakımdan dikkate alındığında horst karakterine dönüştüğü anlaşılmaktadır. Köken itibarı ile Amanoslar şaryajlı bir yapı sunmasına rağmen tektonik rejimin değişmesi ile horst karakterindeki kütleli bir dağ niteliğine dönüştüğü söylenebilir. Fakat dış etken ve süreçlerin bu kütleli dağ üzerindeki şiddetli etkisi dağın yapısal iskeleti açığa çıkmıştır. Bu bakımdan çalışma sahası strüktürel olarak değerlendirildiğinde horst yapısı üzerinde şaryajlı bir yapının kalıntısına bağlı olarak gelişmiş monoklinal bir yapı olduğunu söylemek mümkündür. Arazi çalışmalarında tespit edilen kuestalar ve homoklinal sırtlar gibi jeomorfolojik bulgulardan ve drenaj patentinin romboidal şekle sahip olması havzanın monoklinal bir yapı üzerinde geliştiğini göstermektedir (Şekil 44).



Şekil 44: Değirmendere ve Çevresinin Genelleştirilmiş Blok Diyagramı

Tektonik hareketlerin Miyosen’den itibaren rotasyonel olarak etkinliğini artırması sonucu gençleşme eğilimi gösteren havzada 4 farklı aşınım yüzeyinin geliştiği saptanmıştır. Bu aşınım yüzeylerinin oluşmasına yeni eğim şartlarına göre

kendini düzenleme eğilimi gösteren Derebanı Dere ve yan kollarının mevcut yataklarını derinleştirip terk etmesinin neden olduğunu ifade etmek mümkündür.

Jeolojik bulgulara göre tektonik veya östatik hareketlere bağlı olarak havzada birden fazla regresyon ve transgresyon olayının meydana geldiği anlaşılmaktadır. Bu durum morfolojik olarak şekillenen havzanın jeomorfolojik gelişimi açısından duraksamasına veya gençleşmesine yol açmıştır. Havzadaki vadilerin iç içe geçmiş olması ve alüvyal dolgu sekiler ile regresif ve transgresif serilerinin varlığı belirtilen olayların meydana geldiğine kanıt olarak göstermek mümkündür.

Ayrıca Kuaterner’de yaşanan tektonik ve östatik hareketler sonucu taban seviyesinde meydana gelen değişimlere bağlı olarak İskenderun Kıyı Ovası oluşmaya başlayarak günümüzdeki şeklini almıştır. Kıyı ovasının geometrisine bakıldığında pek fazla gelişmediği görülmektedir. Kıyı ovasının gelişimini dikey yönlü faylanmanın sınırlandırdığı tespit edilmiştir. Başka bir ifade ile İskenderun Körfezi tabanının çökmesi ve Amanosların yükselmesi kıyı ovasının gelişimini sınırlandırdığını söylemek mümkündür.

Havzanın büyük bir bölümü kalsiyum karbonatlı litolojilerden oluşmaktadır. Kalsiyum karbonatlı litolojilere bağlı olarak karst topografyasına ait makro ve mikro şekiller gelişme olanağı bulmuştur. Havzada görülen bu şekiller arasında en dikkat çekici olanların başında Alan Polyesi gelmektedir. Alan Polyesi, arazinin neotektonik dönemde epirojenik olarak yükselmesine bağlı olarak taban seviyesinde meydana gelen değişimler sonucu aşınımın özellikle de çözülme süreçlerinin canlanmasına neden olarak gelişimi sürdürmüştür. Polyenin oluşumu kireç taşlarının çözülme süreçlerine fakat şekillenmesi tektonik hatların uzantısına bağlı olarak meydana gelmiştir. Polyenin bulunduğu alan şaryaj cephesinin önüne karşılık gelmekte ve kenarları bindirme fay sistemleri ile sınırlandırılmıştır. Bu zayıf zonlar karstifikasyon süreçlerinin yoğun bir şekilde yaşanmasına olanak sağlayarak polyenin gelişimini hızlandırmıştır. Ayrıca bilindiği gibi kalsiyum karbonatlı kayalar infiltrasyondan dolayı yer altı drenaj sisteminin gelişmesine neden olmaktadır. Taban seviyesinde meydana gelen negatif değişimlere ayak uyduran yer altı drenaj sistemlerinin oluşturduğu galeri ve mağaraların tavan kısımdaki yükte meydana gelen kritik değerler aşıldığı durumda çökme eğilimi göstermektedir. Göçüklerin büyük bir bölümü Derebanı Dere Kanyon Vadisi’nin tabanında ve yamaçlarında meydana

gelmiştir. Kanyon vadinin yamaçlarında görülen yer altı drenaj sistemine ait galerilerin varlığı, vadinin daha da derinleşerek gelişimini etkilediğini göstermektedir. Ayrıca İslî Mağarası'nın tavan kısmının çökmesi de belirtilen durumun meydana geldiğini doğrular niteliktedir.

Havzada Paleozoik'ten günümüze kadar çeşitli dirence sahip birçok jeolojik formasyon mevcuttur. Bu birbirinden farklı dirençteki jeolojik birimlerin yapısal durumları ve flüvyal koşullara bağlı olarak arazide çeşitli eğim dereceleri oluşma eğilimi göstermiştir. Bunlara ek olarak havzada meydana gelen kütle hareketleri ve faylanmanın da eğim dereceleri üzerinde etkili olduğu söylenebilir.

Değirmendere Havzası daha önce de belirtildiği gibi tektonik hareketlerin yoğun hissedildiği bir sahaya karşılık gelmektedir. Neotektonik döneme karşılık gelen Üst Miyosen'de saha bir yandan epirojenik hareketler ile diğer bir yandan ise faylanmaya bağlı olarak sürekli bir şekilde yükselme eğilimi göstermektedir. Günümüzde bile yaşanan bu tektonik süreçlerden dolayı havzadaki akarsuların kurulumu bazı kesimlerde yatağını korumasına karşın bazı kesimlerde ise yeni yataklar açmak suretiyle halen devam etmektedir.

Havzanın yapısal durumu drenaj ağına yön vererek akarsuların akış yönünü ve vadilerin uzanışı üzerinde oldukça fazla etkili olduğu saptanmıştır. Çalışma alanında genel olarak kafesli drenajın rombioadal tipinin kurulu olması akarsuların yapısal özelliklere bağlı olarak akış yaptığının ve dolayısıyla vadilerin uzanış yönünü etkilediğini göstermektedir. Havzanın drenaj ağı görünümü detaya inildiğinde Alan Polyesi'nin bulunduğu kesimde sentripetal, İskenderun Kıyı Ovası'nın üst kesimlerinde ise paralel drenaj ağını yansıttığı görülmektedir. Değirmendere Havzası'nda drenaj ağının çeşitlilik göstermesi yapısal özelliklerin sahanın her kesiminde homojen olmadığını kanıtlamaktadır.

Çalışma sahasının tektonik olarak oldukça aktif bir bölgede yer almaktadır. Tektonik hareketler flüvyal koşullara yön vererek arazide derin izler bırakmıştır. Arazi ve morfometri çalışmalarında elde edilen bulgular tektonik hareketlerin flüvyal koşullar üzerindeki etkisini bariz bir şekilde ortaya koymaktadır. Nitekim akarsu boyuna profilindeki eğim kırıklıkları, farklı yükseltilerdeki aşınım yüzeyleri ile sekilerin varlığı arazinin rotasyonel olarak yükseldiğine delil teşkil etmektedir. Keza

Değirmendere'nin polisiklik bir vadi özelliği sunması da söz konusu süreçlerin müşterek olarak yaşandığının belirtisi olarak gösterilebilir.

Nemli ve yağışlı iklimik koşullara bağlı olarak havzanın oldukça fazla yağış alması flüvyal erozyonun şiddetli bir şekilde meydana gelmesine neden olmuştur. Özellikle de çizgisel erozyon üzerinde etkili olduğu görülmektedir. Vadilerin genel hatları ile dar ve derin bir şekilde yarılmış olması çizgisel erozyonun şiddetli bir şekilde meydana gelmesine neden olmuştur. Çizgisel erozyonun oldukça yoğun bir şekilde hissedildiği alanların başında Derebanı Kanyon Vadisi gelmektedir.

Nemli ve yağışlı koşullar bitki örtüsünün sık olmasını sağlamış ve bu durum havzanın infiltrasyon kapasitesini artırarak havzaya düşen yağışın bir bölümünü yeraltına intikaline ve dolayısıyla yüzeysel akış kaybına neden olduğu söylenebilir. İnfiltrasyon olayı doğrudan yüzeysel akışı etkileyip arazinin flüvyal erozyonunu olumsuz yönden etkilerken dolaylı yoldan ise yer altı drenajı meydana getirerek mağara ve galeri sistemlerinin oluşup gelişmesine katkı sağlamaktadır. Şilvankale'nin yamacında tespit edilen mağara ile vadilerin yamaçlarında görülen galeri sistemlerine ait izler bu duruma örnek olarak gösterilebilir.

Çalışma alanında Kuaterner'de yaşanan iklim değişimlerinin yansımaları olan bitki türleri tespit edilmiştir. Havzanın yüksek ve kuzey-kuzeybatı kesimlerinde görülen enklav türdeki kayın ve fındık ağaçlarının varlığı iklimik koşulların günümüzden oldukça serin ve yağışlı olduğunu göstermektedir. Havzanın iklimik koşullarında meydana gelen değişimler akarsuların kütlesini doğrudan etkileyerek aşınım ve birikim faaliyetleri üzerinde belirleyici olmuştur. Özellikle havzanın orta kısmına karşılık gelen Değirmendere ve Kaledibi yerleşmeleri civarında görülen Plio-Kuaterner yaşlı dolgu malzemelerin oluşan sekiler iklim değişiminin drenaj ağını ve dolayısıyla havzanın jeomorfolojik gelişimini etkilediğini göstermektedir. Bu durum havzanın jeomorfolojik çeşitliği üzerindeki etkisini kanıtlamaktadır.

Yaz yağışlarının yetersiz ve düzensiz olmasının yanında artan nüfus ve sanayinin su talebinin karşılanmak istenmesi havzada akış yapan yeraltı ve akarsulardan faydalanma ihtiyacına yönelmiştir. Bu durum havzanın jeomorfolojik gelişimi üzerinde olumsuz etkiye neden olduğunu söylemek mümkündür.

Sonuç olarak flüvyal süreçlere bağlı olarak havzada oluşan jeomorfolojik şekiller doğal ve beşeri faktörlerin karşılıklı ilişkilerin bir eseri olduğu saptanmıştır.

KAYNAKÇALAR

- Adıyaman, Ö. and Chorowicz, J., (2002), Late Cenozoic Tectonics and Volcanism in the Northwestern Corner of the Arabian Plate: A Consequence of the Strike-Slip Dead Sea Fault Zone and the Lateral Escape of Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol:117, p:327-345
- Akyol, İ. H. (1947), Türkiye'de Akarsu Sistemleri ve Rejimleri, T.C.D., Sayı:9-10, s:1-55
- Akyol, İ. H. (1948-49), Türkiye'de Akarsu Rejimleri, T.C.D., Sayı:11-12, s:1-34
- Akyüz, H. S., Altunel, E., Karabacak, V. and Yalçın, C. Ç. (2006), Historical Earthquake Activity of the Northern Part of the Dead Sea Fault Zone, Southern Turkey. *Tectonophysics* Vol:426, p.281-293
- Altınlı, İ. E. (1978), Amanos Dağları ve Anadolu'nun Levha Tektoniği İle İlgileri, Türkiye IV. Petrol Kongresi Tebliği, s:51-62, Ankara
- Altunel, E., Meghraoui, M., Karabacak, V., Akyüz, S. H., Ferry, M., Yalçın, Ç. and Munsch, M. (2009), Archaeological sites (Tell and Road) offset by the Dead Sea Fault in the Amik Basin, Southern Turkey. *Geophysical Journal International* Vol:179, p:1313-1329.
- Ardel, A., Kurter, A. ve Dönmez, Y. (1969), *Klimatoloji Tatbikatı*, İstanbul Üniversitesi Yayınları. İstanbul
- Ardos, M. (1979), Türkiye Jeomorfolojisinde Neotektonik, İst. Üni. Yay. No:2621, Coğ. Enst. Yay. No: 113, İstanbul.
- Ardos, M. (1996a), Türkiye'de Kuaterner Jeomorfolojisi, 2. Baskı, Çantay Kitabevi, İstanbul.
- Ardos, M. (1996b), Türkiye'de Akarsu Şebekesinin Kuaterner'deki Oluşumu ve Gelişimi, İ.Ü. Edebiyat Fakültesi Coğrafya Dergisi, Sayı:4, s:1-6
- Arpat, E. ve Şaroğlu, F. (1972), Doğu Anadolu Fayı İle İlgili Bazı Gözlem ve Düşünceler, M.T.A. Enst. Derg., Sayı:78, s:91-101, Ankara
- Arpat, E. ve Şaroğlu, F. (1975), Türkiye'deki Bazı Önemli Genç Tektonik Olaylar, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Cilt:17, Sayı:18, s:91-101
- Aslaner, M., (1973), İskenderun-Kırıkhan Bölgesindeki Ofiyolitlerin Jeolojisi ve Petrografisi. M.T.A. Enst. Yay. No:58, Ankara

- Atan, O. R. (1969), Eğribucak-Karacaören (Hassa) - Ceylanlı - Dazevleri (Kırıkhan) Arasındaki Amanos Dağları'nın Jeolojisi, M.T.A. Enst. Yay. No:41, Ankara,
- Avcı, M. (1993), Türkiye'nin flora bölgeleri ve Anadolu Diagonali'ne Coğrafi Bir Yaklaşım, Türk Coğ. Der. Sayı:28, s:225-248
- Avcı, M. (2005), Çeşitlilik ve Endemizm Açısından Türkiye'nin Bitki Örtüsü. İst. Üniv. Edb. Fak. Coğ. Der., Sayı:13, s:27-55
- Aytaç, A. S. (2010), Amanos Dağlarının Orta Kesiminin Doğal Ortam, Soysa-Ekonomik Faaliyetler, Koruma Kriterleri ve Çevre Eğitimi Açısından Değerlendirilmesi. Basılmamış Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üniv. Eğitim Bil. Enst.
- Aytaç, S. A. ve Semenderoğlu, A. (2011), Amanos Dağları'nın Orta Kesiminin Vejetasyon Coğrafyası, Anadolu Doğa Bilimleri Dergisi Sayı:2/2, s:34-47
- Aytaç, A. S. ve Semenderoğlu, A. (2014), Amanos Dağlarının Orta Kesimi ve Yakın Çevresinin İklim Özellikleri, Turkish Studies, Vol:9/2, p:251-289
- Bağcı, U., Parlak, O. and Höck, V., (2005), Whole-rock and Mineral Chemistry of Cumulates from the Kızıldağ (Hatay) Ophiolite (Turkey): Clues Accretion in the Southern Neotethyan Ocean, Mineralogical Magazine, Vol: 69/1, p:53-76
- Bağcı, U., Parlak, O. and Höck, V., (2008), Geochemistry and Tectonic Environment of Diverse Magma Generations Forming the Crustal Units of the Kızıldağ (Hatay) Ophiolite, Southern Turkey, Turkish Journal of Earth Sciences, Vol: 17, p:43-71
- Bekaroğlu, E. (2013), Jeomorfolojide Temel Araştırma Yöntemleri, 12. Bölüm, Coğrafya Araştırma Yöntemleri (Ed. Yılmaz Arı ve İlhan Kaya), s.343-367, Balıkesir: Coğ. Der.
- Benson, M. A. (1962), Factors Influencing the Occurrence of Floods in a Humid Region of Diverse Terrain: U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 1580-B, United States Government Printing Office, Washington

- Beven, K. (2004), Robert E. Horton's Perceptual Model of Infiltration Processes, *Hydrol. Process*, Vol:18, p:3447–3460
- Blumenthall, M. M. (1938), Die Grenzzone Zwischen Syrischeher Tafel und Tauriden In Der Gegend Des Amanos *Eclogae Geol. Helv.* Vol:31/2, p:381-383
- Biswas, S., Sudhakar, S., and Desai, V.R. (1999), "Prioritisation of Subwatersheds Based on Morphometric Analysis of Drainage Basin: A Remote Sensing and GIS Approach", *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, Vol:27, No:3, p:155-166
- Boulton, S. J., Robertson, A. H. F., Ellam, R. M., Şafak, Ü., and Ünlügenç, U. C. (2007), Strontium Isotopic and Micropalaeontological Dating Used to Help Redefine the Stratigraphy of the Neotectonic Hatay Graben, southern Turkey. *Turkish Journal of Earth Science* Vol:16, p:141-179
- Boulton, S. J. (2009), Record of Cenozoic Sedimentation from the Amanos Mountains, Southern Turkey: Implications for the Inception and Evolution of the Arabia–Eurasia Continental Collision. *Sedimentary Geology*, Vol:216, p:29-47
- Bozdoğan, N., Güncüoğlu, M. C. and Kozlu, H. (1996), Lower Paleozoic Stratigraphy of Southern Turkey, In: Baldis, B.A. and Acenolaza, F.G. (Eds.), *The Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana, SERIE CORRELACION GEOLOGICA*, No:12, p:47-57
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H. ve Kozlu, H. (2009), Amanoslar Bölgesi Paleozoik Kayaçların Minerolojisi, Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Dergisi, Cilt:30, Sayı:1, s:11-44
- Bull, W. B. (2007), *Tectonic Geomorphology of Mountains: A New Approach to Paleoseismology*, Blackwell Publishing, UK.

- Cannon, P. J. (1976), Generation of Explicit Parameters for A Quantitative Geomorphic Study of the Mill Creek Drainage Basin, Oklahoma Geology Notes, Vol:36(1), p:3–16
- Carlston, C. W. (1963), Drainage Density and Stremflow. US Geol. Survvey Prof. P. 422-C
- Dean, W. T. and Krummenacher, R. (1961), Cambrien Trilobites From the Amanos Mountains, Turkey, Paleontology, Vol:4, Part:1, p:71-81
- Dean, W. T. (1975), Cambrian and Ordovician Correlation and Trilobite Distribution in Turkey: Fossils and Strata, Vol:5, p:353-373
- Charlton, R. (2008), Fundamentals of Fluvial Geomorphology, Routledge, U.S.A. & Canada.
- Chorely, R. J. Donal, E. G., and Pogorzelski, H. A. (1957), A New Standards for Estimating Drainage Basin Shape, Amer. Jour. Sci. 255, p:138-141
- Çetin, B. ve Ege, İ. (2012), Alan Polyesinde (Orta Amanoslar) Arazi Kullanımı, III. Ulusal. Jeomorfoloji Sempozyumu, Bildiriler Kitabı, s:346-357, Antakya/HATAY
- Demirel, A. S. (1995), İskenderun Körfezi Manyetik Verilerin Değerlendirilmesi, Jeofizik Dergisi, Sayı:9-10, s:45-50
- Dehbozorgi, M., Pourkermanı, M., Arián, M., Matkan, A. A., Motamedı, H., and Hosseımasl, A. (2010), “Quantitative Analysis of Relative Tectonic Activity in the Sarvestan Area, Central Zagros, Iran”, Geomorphology, Vol:121 (3-4), p:329-341
- Derman, S. (1979), Antakya Civarının Stratigrafisi ve Jeolojisi, T.P.A.Ş. Rap. No: 1513, (Yayınlanmamış) Ankara
- Dewey, J. F., Pıtman, W. C., Ryan, W. B. F. and Bonnın, J. (1973), Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System, Geological Society of America Bulletin, Vol:84, p:3137-3180

- Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Şaroğlu, F. and Şengör, A. M. C. (1986), Shortening of Continental Lithosphere: The Neotectonics of Eastern Anatolia- A Young Collision Zone, In:Coward, M. P. ve Ries, A. C. (Eds), Collision Tectonics, Geological Society Special Publication, No:19, p:3-36
- Dilek, Y., Moores, E. M., Delaloye, M. and Karson, J. A. (1991), A Magmatic Extension and Tectonic Denudation in the Kızıldağ Ophiolite, Southern Turkey: İmplications for the Evolution of Neotetyhan Oceanic Crust, In: Peters, T, Nicolas, A. and Coleman, R. G. (Eds), Ophiolite Genesis and Evolution of Oceanic Lithosphere, Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, p:487-502
- Dilek, Y. and Delaloye, M. (1992), Sturcture of the Kızıldağ Ophiolite, a Slow-spread Cretaceous Ridge Segment North of the Arabian Promontory, Geology, Vol:20, p:19-22
- Dönmez, Y. (1979), Umumi Klimatoloji ve İklım Çalışmaları, İst. Üni. Yay. No: 2506, Coğ. Ens. Yay. No: 102, Edb. Fak. Matbaası, İstanbul.
- Ege, İ. (2014), Amık Ovası ve Yakın Çevresinin Jeomorfolojisi, Doğu Mat Grup Mat. Tic. Ltd. Sti. Yeşilyurt/Malatya
- Ege, İ. (2015), Maymunlar Mağarası (Antakya-HATAY), Akademik Sosyal Araştırmalar Dergisi, Sayı:15, s:275-296
- Ege, İ. (2016), Akdeniz Bölgesi Yırce Platosu Nda, (Bağdaş/Kadirli /Osmaniye) Kayın Ormanı, Studies Of The Ottoman Domain, Cilt:6, Sayı:11, s:1-28
- Ergün, M., Oral, E. Z. ve Çiftçi, G., (1995), Doğu Akdeniz'in Yapısı ve Levha Tektoniğindeki Yeri, Jeofizik Dergisi, Sayı:9-10, s:71-78
- Eroskay, S. O., Yılmaz, Y., Yalçın, N., Gürpınar, O. ve Gözübol, A. M. (1978), Ceyhan-Berke Rezervuarının Jeolojisi ve Mühendislik Özellikleri, Türkiye Jeoloji Kur. Bül., Sayı: 21, s:51-66, Ankara
- Erol, O. (1963), Asi Nehri Deltasının Jeomorfolojisi ve Dördüncü Zaman Deniz Akarsu Sekileri. A.Ü. D.T.C.F Yayınları Sayı:148 Ankara.

- Erol, O. (1979), Türkiye'de Neojen ve Kuvaterner Aşınım Dönemleri; Bu Dönemlerin Aşınım Yüzeyleri İle Yaşıt (Korelan) Tortullara Göre Belirlenmesi, Jeomorfoloji Derg. Sayı:8, s:1-40
- Erol, O. (1980), Türkiye'de Neojen ve Kuvaterner Aşınım Dönemleri, Bu Dönemlerin Aşınım Yüzeyleriyle Yaşıt Tortullara Göre Belirlenmesi, Jeomorfoloji Dergisi, Sayı:11, s:1-22
- Erol, O. (1990), Batı Toros Dağlarının Messiniyen Paleojeomorfolojisi ve Neotektoniği, Türkiye 8. Petrol Kongresi Bildiriler Kitabı, s:371-386, Ankara
- Erol, O. (1992), Klimajeomorfoloji I. Genel Konular, İstanbul Üniv. Deniz Bil. ve Coğ. Enst. Araştırma Yay. No.10, İstanbul Üniv. Yay.No.3682, İstanbul
- Erinç, S. (1996), Klimatoloji ve Metodları, Alfa Basım Yayım Dağıtım, İstanbul
- Erinç, S. (2001), Jeomorfoloji II. 3. Basım. Der Yay. İstanbul.
- Erinç, S. (2002), Jeomorfoloji I. 6. Basım. Der Yay. İstanbul.
- Faniran, A. (1968), The Index of Drainage Intensity - A Provisional New Drainage Factor, Australian Journal of Science, Vol:31, p:328-330
- Ford, D., and Williams, D. (2007), Karst Hydrogeology and Geomorphology, London: Unwinn Hyman.
- French, F. (1916), Geologie Kleinasiens in Breiche der Bagdadbahn. Ztsch. Deutsch. Geol. Ges. Vol:68
- Fryirs, K. A., and Brierley, G. J. (2011), Geomorphic Analysis of River Systems: An Approach to Reading the Landscape, A John Wiley & Sons, Ltd., Publication, UK.
- Gilli, E. (2011), Karstology Karsts, Caves And Springs Elements of Fundamental and Aplied Karstology, CRC Press., Taylor & Francis Group, USA

- Gioia, D., Schiattarella, M., Mattei, M. and Nico, G., (2011), Quantitative Morphotectonics of the Pliocene to Quaternary Auletta Basin, Southern Italy, *Geomorphology* Vol:134, p:326-343
- Görür, N., Şengör, A. M. C., Akkök, R. ve Yılmaz, Y. (1983), Pontidlerde Neo - Tetis'in Kuzey Kolunun Açılmasına İlişkin Sedimentolojik Veriler, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, Sayı:26, s:11-20
- Gravelius, H. (1914), *Flusskunde*, Goschen'sche Verlagshandlung, Berlin.
- Gregory, K. J., and Walling, D. E. (1968), The Variation of Drainage Density Within a Catchment, *Int. Assoc. Sci. Hydrol. Bull.*, Vol:13, p:61– 68
- Gülen, L., Barka, A. ve Tokgöz, M. N. (1987), Kıtaların Çarpışması ve İlgili Kompleks Deformasyon: Maraş Üçlü Eklemi ve Çevre Yapıları, *Yerbilimleri Derg.*, Sayı:14, s:319-336
- Günay, Y. (1984), Amanos Dağları'nın Jeolojisi ve Karasu - Hatay Grabeninin Petrol Olanakları. T.P.A.Ş Arama Grubu Başkanlığı Hakkâri-Şaryaj Projesi. Tpaö Rap. No:1954
- Güncüoğlu, M. C. and Kozlu, H. (2000), Early Paleozoic Evolution of the NW Gondwanaland: Data from Southern Turkey and Surrounding Regions, *Gondwana Research*, Vol:3, No:3, p:315-324
- Gürsoy, H., Tatar, O., Piper, J. D. A. and Mesci, L. (2003), Neotectonic Deformation Linking the East Anatolian and Karataş-Osmaniye İntercontinental Transform Fault Zones in the Gulf of İskenderun, Southern Turkey, Deduced from Paleomagnetic Study of the Ceyhan-Osmaniye Volcanics, *Tectonics*, Vol:22/6, p:1-13
- Hack, J. T. (1957), Studies of longitudinal profiles in Virginia and Maryland, U. S. Geological Survey Professional Paper, N.294-B, p:45-97
- Hack, J. T. (1973), Stream -Profiles Analysis and Stream- Gradient Index, *Journal of Research of the U.S. Geological Survey*, Vol:1, p:421-429

- Hare, P. W. and Gardner, T. W. (1985), Geomorphic Indicators of Vertical Neotectonism Along Converging Plate Margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica, In: Tectonic Geomorphology: Proceedings of the 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium, (Eds) Morisawa, M. and Hack, J. T., September 1984, Allen and Unwin, Boston, p:90–104.
- Herece, E. (2008), Doğu Anadolu Fayı (DAF) Atlası. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Özel Yayın Serisi 13, Ankara
- Horton, R. E. (1932), Drainage Basin Characteristics. Transaction of American Geological Union, Vol:13, p:350-361
- Horton, R. E. (1945), Erosional Development of Streams and Their Drainage Basins: Hydrophysical Approach to Quantitative Morphology. Bulletin of the Geological Society of America, Vol:56, p:275-370
- Hoşgören, M. Y. (2007), Jeomorfoloji'nin Ana Çizgileri, 6. Baskı, Çantay Yay. İstanbul.
- Hugget, R. J. (2010), Fundamentals Of Geomorphology. 2. Edt. Routledge, USA
- Hsü, K. J., Ryan, W. B. F., and Cita, M. B. (1973), Late Miocene Desiccation of the Mediterranean, Nature, Vol: 242, p:240-244
- Hsü., K. J, Montadert, L., Bernoulli, D., Cita, M. B., Erickson, A., Garrison, R. E., Kidd, R. B., Melierés, F., Müller, C., and Wright, R. (1977), History of the Mediterranean Salinity Crisis. Nature, Vol:267, p:399-403
- Hüsing, S. K., Zachariasse, W. Z., Hinsbergen, D. J. J. V., Krijgsman, W., İncegöz, M., Harzhauser, M., Mandic, O. and Hroh, A. (2009), Oligocene–Miocene basin evolution in SE Anatolia, Turkey: Constraints on the Closure of the Eastern Tethys Gateway, In: Hinsbergen, D. J. J. V., Edwards, M. A. & Govers, R. (Eds) Collision and Collapse at the Africa–Arabia–Eurasia Subduction Zone. The Geological Society, London, Special Publications, Vol:311, p:107–132

- Inwood, J. (2005), The Tectonic Evolution of the Hatay Ophiolite of Southeast Turkey. School of Earth, Ocean and Environmental Science, University of Plymouth, (Unpublished Phd. Thesis), Plymouth.
- İmamoğlu, M. Ş. ve Çetin, E. (2007), Güneydoğu Anadolu Bölgesi ve Yakın Yöresinin Depremselliği, D.Ü. Ziya Gökalp Eğitim Fakültesi Dergisi, Sayı:9, s:93-103
- İzbrak, R. (1955), Yerçekillerini Değiştiren Olaylar. Harita Dergisi, Sayı:50, s:5 27
- İzbrak, R. (1990), Sular Coğrafyası. Ankara: Milli Eğitim Bakanlığı Yayınları: 159
- Kantarıcı, D. (2008), İskenderun Ve Mersin Körfezlerinin Çevresindeki Dağlık Arazide Ekolojik İlişkiler İle Hava Kirliliğinin Yayılması Ve Etkileri Üzerine Bir Değerlendirme, Hava Kirliliği ve Kontrolü Ulusal Sempozyumu, s:395-415, Hatay
- Karabacak, V., Altunel, E., Meghraoui, M. and Akyüz, H. S. (2010), Field Evidences From Northern Dead Sea Fault Zone (South Turkey): New Findings for The Initiation Age and Slip Rate. Tectonophysics Vol:480, p:172-182
- Karabacak, V. and Altunel, E. (2013), Evolution of the Northern Dead Sea Fault Zone in Southern Turkey, Journal of Geodynamics, Vol:65, p:282-291
- Karataş, A. (2014a), Karasu Çayı Havzası'nın Hidrografik Planlaması, İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Coğrafya Anabilim Dalı, Yayınlanmamış Doktora Tezi, İstanbul.
- Karataş, A., ve Ekinci, D. (2014b), Akarsu Vadilerinde Dizi ve Havza Bazlı Yatak Eğimi Hesaplamaları, TÜCAUM VIII. Coğrafya Sempozyumu Bildiriler Kitabı, s:13-21, Ankara, Türkiye
- Karaoğlu, F., Parlak, O., Klötzli, U., Koller, F. and Rızaoğlu, T. (2013), Age and Duration of Intra-oceanic Arc Volcanism Built on a Suprasubduction Zone Type Oceanic Crust in Southern Neotethys, SE Anatolia, Geoscience Frontiers, Vol:4, p:399-408

- Karaoğlan, F., Parlak, O., Klötzli, U., Thöni, M. and Koller, F. (2013), U–Pb and Sm–Nd Geochronology of the Kızıldağ (Hatay, Turkey) Ophiolite: İmplications for the Timing and Duration of Suprasubduction Zone Type Oceanic Crust Formation in the Southern Neotethys, *Geol. Mag.*, Vol:150/2, p:283–299
- Kaymakci, N., Inceöz, M., Ertepinar, P. and Koç, A. (2010), Late Cretaceous to Recent Kinematics of SE Anatolia (Turkey), Geological Society, London, Special Publications, Vol:340, p:409-435
- Keller, E.A., and Rockwell, T.K. (1984), Tectonic Geomorphology, Quaternary Chronology and Paleoseismology: in J.E. Costa and P.J. Fleisher, editors, *Developments and Applications of Geomorphology*, Springer-Verlag, Berlin, p:203–239
- Keller, A. E. (1986), “Investigation of active tectonics: use of surficial earth processes”, In: Wallace, R.E. (Ed.), *Active Tectonics*, p:136-147, Washington: Studies in Geophysics. Nat. Acad. Press
- Kerey, İ. E., Erkal, T. (2014), *Sedimantoloji*, Nobel Kitabevi, Ankara
- Ketin, İ. (1959), Türkiye'nin Orojenik Gelişimi, *M.T.A. Enst. Derg. Sayı:53*, s:78-86
- Ketin, İ. (1960), 1/2500000 Ölçekli Türkiye Tektonik Haritası Hakkında Açıklama (Notice Ekplivative), ”, *M.T.A. Enst. Derg.*, Sayı:54, s:1-7
- Ketin, İ. (1965a), Anadolu'nun Tektonik Birlikleri, *M.T.A. Enst. Deg.*, Sayı:66, s:20-34 Ankara
- Ketin, İ. (1965b), Güneydoğu Anadolu'nun Kambriyen Teşekkülleri ve Bunların Doğu İnan Kambriyen İle Mukayesesi, *M.T.A. Mec. Sayı:66*, s:75-87
- Ketin, İ. (1968), Türkiye'nin Genel Tektonik Durumu ile Başlıca Deprem Bölgeleri Arasındaki İlişkiler, *M.T.A. Enst. Derg.*, Sayı:71, s:129-134
- Ketin, İ. (1977), Türkiye'nin Başlıca Orojenik Olayları ve Paleocoğrafik Evrimi, *M.T.A. Enst. Derg.*, Sayı:88, s:1-4

- Kober, L. (1915), Geologische Forschungen in Verderasien 1. Teil Das Tourus Gebirge. Denkschr. Matth. Natur W. Kl. A. Akad der Wissench. Bd. 91.
- Koral, H., Kronfeld, J., Avsar, N., Yanko, V. and Vogel, J. C., (2001), Major Recent Tectonic Uplift In Iskenderun Bay, Turkey, RADIOCARBON, Vol: 43, Nr 2B, p:57–963
- Korkmaz, H. (2001), Kahraman Maraş Havzası'nın Jeomorfolojisi, T.C. Kahraman Maraş Valiliği İl Kültür Müdürlüğü Yayınları, No: 3. Kahraman Maraş.
- Kothyari, G. C., and Rastogi, B. K. (2013), Tectonic Control on Drainage Network Evolution in the Uper Narmada Valley: Implication to Neotectonics, Geography Journal Vol:2013, p:1-10
- Kozlu, H., Günay, Y., Dercourt, J., Cross, P. ve Bellier, J. P. (1990), Doğu Toros Bölgesinde Neo-Tetis'in Konumu, Türkiye 8. Petrol Kongresi Bildiriler Kitabı, s:387-402, Ankara
- Krumbein, W. C., and Pettijohn, F. J. (1938), Manual of sedimentary petrography: N. Y., Apleton-Century Co., 549
- Langbein, W. B. (1947), Topographic Characteristics of Drainage Basins, U.S. Geological Survey Water Suply, 968, (C), p:125-157
- Leopold, L. B. and Miller, J.P. (1956), Ephemeral Streams: Hydraulic Factors and Their Relation to the Drainage Network, U.S. Geological Survey, prof. p:282
- Leopold, L.B., Wolman, W. G. and Miller, J. P. (1963), Fluvial Processes In Geomorphology, DOVER PUB., INC. New York.
- Lyberis, N., Yurur, T., Chozowicz, J., Kasapoğlu, E. and Gundoğdu, N. (1992), The East Anatolian Fault: An Oblique Collisional Belt, In: Altherr, R. (Eds), The Afro-Arabia Rift System, Tectonophysics, Spec. Sect. 204, p:1-15
- Mahmoud, Y., Masson, F., Meghraoui, M., Cakir, Z., Alchalbi, A., Yavasoglu, H., Yönlü, O., Daoud, M., Ergintav, S. and Inan, S. (2012), Kinematic Study at

the Junction of the East Anatolian Fault and The Dead Sea Fault from GPS Measurements, *Journal of Geodynamics*, Vol:1161, p:1-10

Mark, D. M. (2004), *Geomorphometric Parameters: A Review And Evaluation*, Department of Geography, University, of British Columbia, Vancouver.

McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, H., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Naradiya, M., Ouzounnis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealep, A., Toksöz, M. N. and Veis, G. (2000), Global Positioning System Constraints on Plate Kinematics and Dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus, *Journal of Geophysical Research*, Vol:105, No:B3, p:5695-5719

McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D. and Tealeb, A. (2003), GPS Constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate Motions, *Geophysical Journal International*, Vol:155, p:126-138

McQuarrie, N., Stock, J. M., Verdel, C. and Wernicke, B. P. (2003), Cenozoic Evolution of Neotethys and Implications for the Causes of Plate Motions, *Geophysical Research Letters*, Vol: 30, No. 20, p:1-4

Melton, M. A. (1957), *An Analysis of the Relation Among Elements of Climate, Surface Properties and Geomorphology*, Tch. Rep. No:11, Department of Geology, Columbia University, New York.

Meriç, E., Ersoy, Ş. ve Görmüş, M. (2000), Loftusia (Foraminifer) Türlerinin Maastrichtiyen (Geç Kretase) Tetis Okyanusu'ndaki Paleocoğrafik Yayılımı Üzerine Yeni Görüşler. *Yerbilimleri*, Sayı:22, s:79-93

Miller, V. C. (1953), *A Quantitative Geomorphic Study of Drainage Basin Characteristics in The Clinch Mountain Area, Virginia and Tennessee*, Technical Report no: 3, Department of Geology, Columbia University, New York, USA.

- Miller, J. R., Ritter, D. F. and Kochel, R. C. (1990), Morphometric Assessment of Lithologic Control on Drainage Basin Evolution in The Crawford Upland, South-Central Indiana, American Journal of Science, Vol: 290, p:569-599
- Mueller, J. E. (1968), An Introduction to Hydraulic and Topographic Sinosity Indexes, Annual Assoc. Am. Geogr., Vol:58/2, s:371-385
- Mülazımoğlu, N. S. (1979), İskenderun Körfezi Tabanı, Kıyıları ve  evresinin Kuvaterner Jeolojisi ve Jeomorfolojisi. İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Str kt r ve Yeraltı Kaynakları K rs s . (Basılmamış) Doktora Tezi, İstanbul.
- McKenzie, D. (1972), Active Tectonic of the Mediterranean Region. The Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, Vol:30, p:109–185
- Nag, S. K. (1998), Morphometric Analysis Using Remote Sensing Techniques in the Chaka Sub-Basin, Purulia District, West Bengal, Journal of the Indian Society of Remote Sensing, Vol:26/1, p:69-76
- Nautiyal, M. D. (1994), Morphometric Analysis of a Drainage Basin, District Dehradun, U. P. Jour. Indian Soc. Remote Sensing, Vol:22(4), p:251-261
- Oğlakçı, O., Demirkol, C. ve Sevimli, U. İ. (2009), Kahramanmaraş (T rkoğlu-Narlı) Yakın Dolayının Jeolojik İncelenmesi ve Tektonik Evrimi,  .  . Müh. Mim. Fak. Derg., Cilt: 24, Sayı: 1-2, s:209-227
-  nalan, M. (1986), Amanos Dağlarındaki Alt Paleozoik  okellerinin  okelme Ortamları ve Bölgenin Paleocoğrafik Evrimi. T.J.K.B., C:29, s:49-63.
-  ner, E. (2008), Asi Delta Ovasında Alüvyal Jeomorfoloji ve Paleocoğrafya Araştırmaları (Antakya/Hatay). Ege Coğrafya Dergisi, Sayı:17/1-2, s:1-25
- Över, S.,  nl gen , U. C. ve  zden, S. (2001), Hatay Bölgesi Etkin Gerilme Durumu. Hacettepe  ni, Yerbilimleri Der. Sayı:23, s:1-14

- Över, S. (2004), Is the Amik Basin (SE Turkey) a Triple-Junction Area? Analyses of Spot Xs Imagery and Sismicity. *International Journal Remote Sensing* Vol:25, No:19, p:3857-3872
- Över, S., Özden, S., Ünlügenç, U. C. and Yılmaz, H. (2004), A Synthesis: Late Cenozoic Stress Field Distribution at Northeastern Corner of Eastern Mediterranean, SE Turkey. *Comptes Rendus Geoscience*, Vol:336/1, p:93-103
- Özdemir, H. (2011), Havza Morfometrisi ve Taşkınlar, Fiziki Coğrafya Araştırmaları: Sistemik ve Bölgesel, T.C.K. Yay., Sayı:6, s:507-526, İstanbul
- Özer, M. A. (1996), Toprakkale – İskenderun Otoyolu Pay– İskenderun Alanının Stratigrafisi, Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, (Yayınlanmamış) Yüksek Lisans Tezi, Adana
- Özkoçak, M. O. (1993), Hatay Horst ve Graben Yapısının Amanos Dağları Altın Yatak ve Zuhurları, *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, Sayı:42, s:52-59
- Özşahin, E. (2012a), Koltukkayası Tünemiş Senklinealinin Jeomorfolojisi (Amanos Dağları, Hatay), *The Journal of Academic Social Science Studies*, Sayı:6/1, s:1161-1191
- Özşahin, E. (2012b), Mekânın Fiziksel Planlanmasına Bir Örnek: Alan Yaylası (Kırıkhan/Hatay), *Uluslararası Sosyal Araştırmalar Der.*, Cilt:5, Sayı:23, s:373-385
- Öztekin, N. ve Erol, O. (1970), Türkiye Akarsu Rejimlerine Yağış, Yerçekli ve Yapısının Etkisi, *Jeomorfoloji Derg.* Sayı:2, s:36-49
- Öztemir, F., Necioğlu, A. ve Bağcı, G., (2000), Antakya ve Çevresinin Depremselliği ve Odak Mekânizması Çözümleri, *Jeofizik Dergisi*, Sayı:14, s:87-102
- Öztürk, K. (2002), Heyelanlar ve Türkiye'ye Etkileri, *G.Ü. Gazi Eğitim Fak. Der.* Cilt:22, Sayı:2, s:35-50

- Pareta, K. and Pareta, U. (2012), Quantitative Geomorphological Analysis of a Watershed of Ravi River Basin, H.P. India, *International Journal of Remote Sensing and GIS*, Vol:1, Issue:1, p:41-56
- Parlak, O., Kop, A., Ünlügenç, U. C. and Demirkol, C. (1998), Geochronology and Geochemistry of Basaltic Rocks in the Karasu Graben Around Kırıkhan (Hatay), Southern Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, Vol:7, p:53-61
- Parveen, R., Kumar, U. and Singh, V. K. (2012), Geomorphometric Characterization of Uper South Koel Basin, Jharkhand: A Remote Sensing & GIS Approach, *Journal of Water Resource and Protection*, Vol:4, p:1042-1050
- Patton, P.C. and Baker, V. R. (1976), Morphometry and Floods in Small Drainage Basins Subject to Diverse Hydrogeomorphic Controls. *Water Resour Res* Vol:12, p:941–952
- Pekcan, N. (1999), *Karst Jeomorfolojisi*, Filiz Kitapevi, İstanbul
- Perinçek, D. ve Eren, A.G. (1990), Doğrultu Atımlı Doğu Anadolu ve Ölüdeniz Fay Zonları Etki Alanında Gelişen Amik Havzası'nın Kökeni, *Türkiye 8. Petrol Kongresi Bildiri Kitabı*, 180–192, Ankara
- Pike, R. J. and Wilson, S., 1971: Elevation-Relief Ratio, Hypsometric Integral, and Geomorphic Area-Altitude Analysis, *Geological Society of America Bulletin*, Vol:82/4, p:1079-1085
- Pike, R. J. (2000), Geomorphometry-diversity in quantitative surface analysis. *Progress in Physical Geography*, Vol:24 (1), p:1–20
- Piper, J., Tatar, O., Gursoy, H., Mesci, B. L., Kocbulut, F. and Huang, B. (2008), Post-collisional Deformation of the Anatolides and Motion of the Arabian Indenter: A Paleomagnetic Analysis, *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science*, Vol:2, p:1-5
- Pralle, N. (1994), *Structural Evolution of the Neogene Adana and Iskenderun Basins, Southern Turkey*, (Unpublished) PhD Thesis, Rice University, Houston, Texas

- Prentice, I. C., Guiot, J. and Harrison, S. P. (1992), Mediterranean Vegetation, Lake Levels and Paleoclimate at the Last Glacial Maximum, *Nature Letters*, Vol:360, p:658-661
- Rama, V. A. (2014), Drainage Basin Analysis for Characterization of 3rd Order Watersheds Using Geographic Information System (GIS) and ASTER Data. *Journal of Geomatics* Vol:8(2), p:200-210
- Ramírez-Herrera, M. T. (1998), Geomorphic Assessment of Active Tectonics In the Acambay Graben, Mexican Volcanic Belt, 2015 *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol:23, p:317–332
- Rebai, S., Philip, H. and Taboada, A. (1992), Modern Tectonic Stress Field in the Mediterranean Region: Evidence for Variation in Stress Directions at Different Scales, *Geophys. J. Int.*, Vol:110, p:106-140
- Rıcou, L. E. (1980), Torosların Helenidler ve Zagridler Arasındaki Yapısal Rolü, *Türkiye Jeol., Kur. Bül.*, Cilt: 23, s:101-118
- Rojay, B., Heimann, A. and Toprak, V., (2001), Neotectonic and Volcanic Characteristics of the Karasu Fault Zone (Anatolia, Turkey): The Transition Zone Between the Dead Sea Transform and the East Anatolian Fault Zone, *Geodinamica Acta*, Vol: 14, p:1-17
- Sarp, G. (2002), Identification of Morphometric Properties of Basins Located on Western Part of Nafz, *Geodetical And Geographical Information Technologies*, METU, (Unpublished Phd. Thesis), Ankara
- Sarp, G., Geçen, R., Toprak, V. and Düzgün, S. (2006), Morphotectonic Properties of Yeniçağa Basin Area In Turkey, METU, *Geodetic and Geographic Information Technologies*, p:1-5
- Schumm, S. A. (1954), The Relation of Drainage Basin Relief to Sediment Loss, *Int. Assoc. Sci. Hydrology*, Vol. (36) 1, p:216-219
- Schumm, S. A. (1956), The Evolution of Drainage Systems and Slopes in Bad Lands at Perth, Amboi, New Jersey. *Geol. Soc. Ame. Bull.* Vol:67 (5), p.597-646

- Schumm, S. A. (1963), The sinuosity of alluvial rivers on the Great Plains: Geol. Soc. America Bull., Vol:74, p:1089-1100
- Selçuk, H. (1985), Kızıldağ-Keldağ-Hatay Dolayının Jeolojisi ve Jeodinamik Evrimi. M.T.A Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi Başkanlığı, Ankara.
- Seyrek, A., Demir, T., Pringle, M., Yurtmen, S., Westaway, R., Bridgland, D., Beck, A. and Rowbotham, G. (2008), Late Cenozoic Uplift of the Amanos Mountains and İncision of the Middle Ceyhan River Gorge, Southern Turkey; AR-AR Dating of the Düziçi Basalt, Geomorphology, Vol: 97, p:321-355
- Singh, N. and Singh, K. K. (2014), Geomorphological Analysis and Prioritization of Sub-Watersheds Using Snyder's Synthetic Unit Hydrograph Method, Apl Water Sci, DOI 10.1007/s13201-014-0243-1
- Sinha, S. K., and Parker, G. (1996), Causes of Concavity in Longitudinal Profiles of Rivers, Water Resources Research, Vol:32/5, p:1417-1428
- Smith, K. G. (1950) Standards for Grading Textures of Erosional Topography, American Journal of Science, Vol:248. p:655-668
- Strahler, A. N. (1952), Hypsometric Analysis of Erosional Topography, Bulletin of the Geological Society of America, Vol:63, p:1117-1142.
- Strahler, A. N. (1957), Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology, American Geophysical Union Transactions, 38 (6), p:913-920
- Şengör, A. M. C. (1980), Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları. Türkiye Jeoloji Kurumu, Konferanslar Serisi, No:2, s:40
- Şengör, A. M. C. and Yılmaz, Y. (1981), Tetyhon Evolution of Turkey, A Plate Tectonic Aproach, Tectonophysics, Vol:79, p:181-241
- Şengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y. (1983), Türkiye'de Tetis'in Evrimi: Levha Tektoniği Açısından Bir Yaklaşım. Türkiye Jeoloji Kurumu, Yerbilimleri Özel Dizisi, No:1, s:75
- Şengör, A. M. C. (1991), Late Paleozoic and Mesozoic Evolution of the Middle Eastern Tethysides: İmplications for the Paleozoic Geodynamics of the Tethyan Realm. Mémoires de Géologie (Lausanne), Vol: 10, p:111-149

- Şengün, M. (2006), Anadolu'nun Kenet Kuşakları ve Jeolojik Evrimine İrdelemeli ve Eleştirel Bir Bakış, M.T.A Dergisi, 133, s:1-26
- Tarhan, N. (1985), Doğu Toroslar'da Neo-Tetis'in Kapanımına İlişkin Granitoyid Magmaların Evrimi ve Kökeni, M.T.A. Dergisi, Sayı: 107, s:95-110
- Tarı, U., Tüysüz, O., Genç, Ş. C., İmren, C., Blackwell, A.B.A, Lom, N., Tekeşin, Ö, Üsküplü, S., Erel, L., Altıok, S., and Beyhan, M. (2013), The Geology and Morphology of the Antakya Graben between the Amik Triple Junction and the Cyprus Arc, *Geodinamica Acta*, Vol:26:1-2, p:27-55
- Tatar, O., Piper, J.D.A., Gürsoy, H., Heimann, A. and Koçbulut, F. (2004), Neotectonic Deformation in the Transition Zone Between the Dead Sea Transform and the East Anatolian Fault Zone, Southern Turkey: a Palaeomagnetic Study of the Karasu Rift Volcanism. *Tectonophysics* Vol:385, p:17-43.
- Tekeli, O., ve Erendil, M. (1986), Kızıldağ ofiyolitinin jeolojisi ve petrolojisi. Maden Tetkik ve Arama Bülteni, Sayı:107, s:33-48.
- Tolluoğlu, A. Ü. ve Sümer, E. Ö. (1995), Gondvana Kuzeyi Anadolu Mikrokıtası Erken Paleozoik Evrim Modeli, *Türkiye Jeol. Kur. Bül.*, Cilt: 38, Sayı: 2, s:1-22
- Tolun, N. ve Pamir, H. N. (1975), 1/500000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası: Hatay Paftası, M.T.A. Enst. Yay. Ankara
- Toprak, V., Rojay, B. and Heimann, A. (2002), Hatay Grabeninin Neotektonik Evrimi ve Ölüdeniz Fay Kuşağı ile İlişkisi, Proje No: YDABAG-391, Ankara.
- Wang, D. and Wu, L. (2013), Similarity of Climate Control on Base Flow and Perennial Stream Density in the Budyko Framework, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, Vol:17, p:315–324.
- Westaway, R. (2003), Kinematics of the Middle East and Eastern Mediterranean Updated, *Turkish Journal of Earth Sciences*, Vol: 12, p:5-46

- Westaway, R. (2004), Kinematics Consistency Between the Dead Sea Fault Zone and Neogene and Quaternary Left-Lateral Faulting in SE Turkey, *Tectonophysics*, Vol:391, p:203-237
- Wohl, E. (2010), *Mountain Rivers*, Water Resources Monograph 19, USA
- Wohl, E. (2014), *Rivers in the Landscape Science and Management*, JohnWiley & Sons, Ltd, UK.
- Yalçın, N. (1980a), Karasu-Hatay Grabeni Kuzey Kesiminin Jeolojisi ve hidrokarbon Olanaklarının Araştırılması, Türkiye Beşinci Petrol Kongresi, s:31-40
- Yalçın, N. (1980b), Amanoslar'ın Litolojik Karakterleri ve Güneydoğu Anadolu'nun Tektonik Evrimindeki Anlamı, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Cilt: 23, s:21-30
- Yılmaz, Y., (1984), Amanos Dağları'nın Jeolojisi (Cilt:1-4), T.P.A.O. Rap. No:1920 (Yayımlanmamış), Ankara.
- Yılmazer, İ., Erhan, F. ve Hoş, T. (1993), Yukarı Orta Amanoslar'ın Genel Jeolojisi ve Bölgenin Mühendislik Jeolojisine Etkisi, T. J. K. Bülteni, Sayı: 8, s:30-38
- Yurtmen, S., Guillou, H., Westaway, R., Rowbotham, G. and Tatar, O. (2002), Rate of Strike-Slip Motion on Amanos Fault (Karasu Valley, Southern Turkey) Constrained by K-AR Dating and Geochemical Analysis of Quaternary Basalts, *Tectonophysics*, Vol: 344, p:207-246
- Yürür, T. M. and Chorowicz, J. (1998), Recent Volcanism, Tectonics and Plate Kinematics Near the Junction of the African, Arabia and Anatolia Plates in the Eastren Mediterranean, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol: 85, p:1-15
- Zavoianu, I. (1985), *Morphometry of Drainage Basins*, Developments in Water Science, Elsevier.
- Zohary, M. (1973), Ortadoğu'da Pleistosen'deki Bitki Göçleri, (Çev. Güngördü, M.), İst. Üni. Edb. Fak. Der., Sayı: 4 s:123-135