

**ECEMİŞ FAY ZONU'NUN YAHYALI (KAYSERİ)-POZANTI (ADANA)
ARASINDA KALAN KESİMİNİN
MORFOTEKTONİĞİ VE PALEOSİSMİK AKTİVİTESİ**

DOKTORA TEZİ
Y. Müh. Dilek ŞATIR ERDAĞ
(601982003)

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 11 Ocak 2007
Tezin Savunulduğu Tarih : 22 Ekim 2007

Tez Danışmanı : Prof. Dr. Okan TÜYSÜZ
Tez Danışmanı : Doç. Dr. Serdar AKYÜZ (İ.T.Ü)
Diğer Jüri Üyeleri Prof. Dr. Namık ÇAĞATAY (İ.T.Ü)
Prof. Dr. Remzi AKKÖK (İ.T.Ü)
Prof. Dr. Haluk EYİDOĞAN (İ.T.Ü)
Prof. Dr. Şükrü ERSOY (Y.T.Ü.)
Doç.Dr. Ercan ÖZCAN (İ.T.Ü)

EKİM 2007

ÖNSÖZ

Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, Katı Yer Bilimleri Anabilim Dalı, Jeodinamik Programında hazırlanan bu çalışmada Ecemiş Fayı'nın Yahyalı (Kayseri)-Pozantı (Adana) arasında kalan kesiminin morfotektonik ve paleosismolojik özelliklerini belirlemek ve fay boyunca bulunan yerleşim alanlarının deprem riski açısından durumunu belirlemek amaçlanmıştır.

Bu çalışmayı yapabilmem için Yükseköğretim Kurulu tarafından görevlendirildiğim Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü üyelerinin şahsıma sağladıkları bütün destekler için teşekkür ederim. Öncelikle bu konuyu seçmemde kendisinden feyzaldığım danışman hocam merhum Prof. Dr. Aykut BARKA'ya, çalışmalarımı yürütebilmem için sağladığı maddi ve manevi olanaklardan dolayı minnettarım. Aykut hocanın kaybindan sonra danışmanlığımı üstlenen, çalışmamın alt yapısının kurulmasında ve ilerlemesinde en çok emeği olan, her zaman destekçi ve yönlendirici, yardımlarını ve bilgi paylaşımını hiçbir zaman esirgemeyen sevgili hocam Prof. Dr. Okan TÜYSÜZ'e en derin teşekkürlerimi bir borç bilirim. Ayrıca diğer danışmanım Doç. Dr. Serdar AKYÜZ'e tezin gelişimi esnasında yapmış olduğu yorumlar ve eleştirilerinden dolayı teşekkür ederim.

Doktora çalışmamın başından itibaren yanımda olan, maddi-manevi yardımını hiçbir zaman esirgemeyen, fikir alışverişinde bulunduğum ve birçok konuda yorumlarına ve yardımlarına başvurduğum biricik oda arkadaşım Araş. Gör. Gülsen UÇARKUŞ'a gönülden teşekkür ederim. Ayrıca bu çalışma boyunca gece ve gündüz ihtiyacım olduğu anda yanımda olan, hiçbir zaman sorularımı cevapsız bırakmayan, yurtdışında olduğu dönemlerde bile çalışmalarımı tamamlamaya yardımcı olacak verilerin hazırlanmasında destekçim Yrd. Doç. Dr. Ziyaddin ÇAKIR'a sonsuz teşekkür ederim. Yine bu çalışma esnasında her an yanımda olan, beni yalnız bırakmayan ve manevi desteklerini hiçbir zaman eksik etmeyen çalışma arkadaşlarım Kezban SAKİ-YALTIRAK, Dr. Cenk YALTIRAK ve Dr. Tayfun KINDAP'a ayrı ayrı teşekkür ederim. Bu çalışma kapsamında yapılan arazi çalışması esnasında beni yalnız bırakmayan arkadaşlarım Gülsen UÇARKUŞ, Cengiz ZABCI ve Aynur DİKBAŞ'a, görüşlerini paylaştığım M. Ersen AKSOY'a, haritalarımın koordinata oturtulmasında yardımcı olan ve GIS ile ilgili sorularımı cevaplayan Araş. Gör. Ufuk TARI ve Araş. Gör. Korhan ERTURAÇ'a, ayrı ayrı teşekkür ederim.

Her şeyden önce kendi ayaklarım üzerinde durabilme ve özgüven duygusuna sahip olabilme yetisini sağlayan, bütün zor şartlara rağmen bana bu geleceği sunan ve bu aşamaya gelmemde en büyük çabaları ve destekleri olan annem Nuran ŞATIR'a babam Yaşar ŞATIR'a, kardeşlerim Nalan ve Tuba ŞATIR'a maddi-manevi destekleri ve sabırlarından dolayı ayrı ayrı teşekkür ederim.

Doktora çalışmam boyunca çok uzakta olmasına rağmen her zaman yanımda olduğunu hissettiren ve en kötü anımda bile yanımda olan, beni bir an bile yalnız bırakmayan, çalışmalarımın tamamlanması esnasında 2 yıl gibi uzun bir ayrılığa katlanan, her an desteğe ve yardıma hazır olan biricik eşim İsmail ERDAĞ'a sonsuz

teşekkür ederim. Ayrıca bu çalışmanın hızlanmasında büyük emeği olan, dünyanın en güzel varlığı canım oğlum Mustafa Alp ERDAĞ'a teşekkür ederim.

Son olarak da bu çalışmanın yapılması için verilen projeyi destekleyen İstanbul Teknik Üniversitesi, Bilimsel Araştırma Projeleri Birimine teşekkürü bir borç bilirim.

İÇİNDEKİLER

KISALTMALAR	vi
TABLO LİSTESİ	viii
ŞEKİL LİSTESİ	ix
ÖZET	xv
SUMMARY	xix
1 GİRİŞ	1
1.1 Çalışmanın Amacı	3
1.2 Materyal ve Yöntemler	6
1.2.1 Arazi Çalışmaları	6
1.2.2 Büro Çalışmaları	8
1.3 Coğrafya	8
1.4 Önceki Çalışmalar	10
2 STRATİGRAFİ	16
2.1 Temel Birimleri	18
2.1.1 Niğde Metamorfitleri (PzMzn)	18
2.1.2 Yahyalı Grubu (PzMzy)	18
2.1.3 Beyaz Aladağ Formasyonu (TrJb)	20
2.1.4 Mazmılı Ofiyoliti (Km)	23
2.1.5 Çamardı Formasyonu (Paç)	25
2.1.6 Karadağ Volkanitleri (Pak)	28
2.1.7 Mavraş Kireçtaşı (Pam)	29
2.1.8 Kaleboynu Formasyonu (Tka)	30
2.2 Örtü Birimleri	34
2.2.1 Çukurbağ Formasyonu (Olç)	34
2.2.2 Burç Formasyonu (Mb)	42
2.2.3 Çatalca Konglomerası (Qç)	45
2.2.4 Yamaç Döküntüsü (Qym)	66
2.2.5 Alüvyon (Qal)	68
2.3 Bölgesel Jeoloji ve Tektonik Evrim	69
3 MORFOLOJİ	73
3.1 Giriş	73
3.2 Ecemiş Fay Zonu'nun Doğu Bloku	73
3.2.1 Aladağlar	73
3.3 Ecemiş Fay Zonu'nun Batı Bloku	77
3.3.1 Niğde Masifi	77
3.3.2 Ulukışla Havzası	78
3.3.3 Bolkar Dağları	79
3.4 Ecemiş Fay Zonu	80
3.5 Morfometrik Analizler	82
3.5.1 Körköprü Deresi Drenaj Havzası	88
3.5.2 Minas Deresi Drenaj Havzası	91
3.5.3 Kocakapız Deresi Drenaj Havzası	96
3.5.4 Fenk Deresi Drenaj Havzası	100

3.5.5	Murt Deresi Drenaj Havzası	104
3.5.6	Kazıklıhaliboğazı Deresi Drenaj Havzası	108
3.5.7	Çömleğinboğazı, Deliboğazın ve Velidoğlunun Deresi Drenaj Havzası	113
3.5.8	Çınarlı Deresi Drenaj Havzası	119
3.6	Morfolojinin Gelişiminde Buzul Etkisi	125
4	TEKTONİK.....	136
4.1	Ecemiş Fayı'nın Aktivitesi ve Yaşına Dair Önceki Görüşler	136
4.2	Ecemiş Fayı'nın Aktivitesi ve Yaşına Dair Bu Çalışmadan Elde Edilen Veriler	141
4.2.1	Stratigrafik Veriler	141
4.2.2	Morfolojik Veriler	152
4.2.3	Paleosismolojik Veriler	160
4.2.3.1	Fay Kazısı Çalışmaları	162
4.2.4	Depremsellik	169
4.2.4.1	Tarihsel Depremler	169
4.2.4.2	Aletsel Döneme ait Depremler	170
5	SONUÇLAR TARTIŞMA VE ÖNERİLER.....	173
	KAYNAKLAR	178
	EK	185
	ÖZGEÇMİŞ	186

KISALTMALAR

FEB: Fen Bilimleri
KAF: Kuzey Anadolu Fayı
DAF: Doğu Anadolu Fayı
PzMzn: Niğde metamorfiteeri
PzMzy: Yahyalı grubu
TrJb: Beyaz Aladağ formasyonu
Km: Mazmılı ofiyoliti
Paç: Çamardı formasyonu:
Pak: Karadağ volkanitleri
Pam: Mavraş kireçtaşı
Eok: Kaleboynu formasyonu
Olç: Çukurbağ formasyonu
Mb: Burç formasyonu
Qç: Çatalca konglomeraları
Qal: Alüvyon
K:Kuzey
G:Güney
D:Doğu
B:Batı
KD. Kuzeydoğu
KB: Kuzeybatı
GD: Güneydoğu
GB: Güneybatı
KKB: Kuzey Kuzeybatı
GGD: Güney Güneydoğu
BKB: Batı Kuzeybatı
DKD: Doğu Kuzeydoğu
KKD: Kuzey Kuzeydoğu
GGB: Güney Güneybatı
cm: Santimetre
m:Metre
km: Kilometre
My: Milyon yıl
Sr: Stronsiyum
Rb: Rubidyum
K:Potasyum
Ar: Argon
C: Karbon
 \bar{h} :Ortalama yükseklik
 h_{min} : Minimum yükseklik
 h_{max} : Maksimum yükseklik
SL: Akarsu uzunluğu-eğim indeksi

ΔH :Erimin yüksekliğindeki değişim
 ΔL :Erimin uzunluğundaki değişim
 $\Delta H/\Delta L$:kanal eğimi
L:İndeksin hesaplandığı yerden vadinin en yüksek noktasına kadar olan mesafe
 V_f : Vadi tabanı genişliğinin vadi yüksekliğine oranı
 V_{fw} : Vadi tabanının genişliği
 E_{ld} : Vadinin sol tarafında kalan bölümün yüksekliği
 E_{rd} : Vadinin sağ tarafında kalan bölümün yüksekliği
 E_{sc} : Vadi tabanının yüksekliği

TABLO LİSTESİ

Tablo 4-1 Çalışma alanı ve yakın civarında meydana gelen tarihsel deprem kayıtları
Ergin ve diğ. (1967) (T.D.İ.K=Türkiye Depremleri İzahlı Kataloğu) 170

ŞEKİL LİSTESİ

Şekil 1.1 Çalışma alanının yer bulduru haritası	1
Şekil 1.2 Orta Anadolu Fay Zonu'nun orta ve güneybatı kesiminin basitleştirilmiş haritası (Koçyiğit ve Beyhan, 1998)	5
Şekil 1.3 Çalışma alanının Landsat uydu görüntüsünün sayısal yükseklik verileri üzerine giydirilerek oluşturulmuş 3 boyutlu görüntüsü. Ecemiş çukurluğu morfolojide son derece bariz biçimde izlenmektedir.	6
Şekil 1.4 Çalışma alanının jeoloji haritası	7
Şekil 1.5 Çalışma alanı ve çevresinde gelişmiş olan drenaj sistemi	9
Şekil 2.1 Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Yetiş, 1978) (Ölçeksiz)	17
Şekil 2.2 Körköprü Deresi içerisindeki Yahyalı grubuna ait şistlerle ara tabakalı rekristalize kireçtaşlarının görünümü (Bakış yönü GB'ya doğru)	19
Şekil 2.3 Dünderli Kasabası civarında Yahyalı grubu kayalar ile Çatalca konglomeralarının stratigrafik ilişkisi (Bakış yönü G'den K'ye doğru)	20
Şekil 2.4 Solaklı Köyü batısında yer alan Beyaz Aladağ formasyonu ile Mazmıllı ofiyoliti arasındaki bindirmenin görünümü (Bakış yönü G'den K'ye doğru)	22
Şekil 2.5 Emlî Vadisi içerisindeki Beyaz Aladağ formasyonu ve üzerinde açısız uyumsuzlukla yer alan Çatalca konglomeralarının görünümü (Bakış yönü G'den K'ye doğru)	22
Şekil 2.6 Solaklı Köyü doğusunda Beyaz Aladağ formasyonu üzerine tektonik sürüklenme ile yerleşmiş olan Mazmıllı ofiyolitinin görünümü (Bakış yönü B'dan D'ya doğru)	24
Şekil 2.7 Cevizlik Mahallesi'nin doğusunda Ecemiş Fayı ile tektonik olarak bir araya gelmiş Çamardı formasyonu ve Mazmıllı ofiyolitinin görünümü (Bakış yönü G'e doğru).	24
Şekil 2.8 Cevizlik Mahallesi'nin güneyinde, Çamardı formasyonu ve serpantin dokanağındaki doğrultu atımlı sol yanallı fayın belirtileri olan düşey eksenli kıvrımlar (Bakış yönü D'ya doğru).	25
Şekil 2.9 Evrençökeği Tepesi'nde yüzlek veren köşeli kırıklı, kıltaşı marn ardalanmalı Çamardı formasyonu (Bakış yönü K'de G'ye doğru)	26
Şekil 2.10 Yellikaş Tepesi'nde tipik olarak görülen Karadağ volkanitleri (Bakış yönü KB'ya doğru)	29
Şekil 2.11 Tülüce Tepesi'nde yüzlek veren Kaleboynu formasyonu ile Çukurbağ formasyonunun dokanağı (Bakış yönü KD'ya doğru)	31
Şekil 2.12 Kaleboynu formasyonunun kumlu kireçtaşı seviyelerinde gözlenen <i>Nummulites</i> fosilleri (Kalemin boyu 15 cm.).	32
Şekil 2.13 Fındıklı Köyü civarında yüzlek veren Çukurbağ formasyonu (Bakış yönü KD)	35
Şekil 2.14 Zekinin damlarında yüzlek veren Çukurbağ formasyonuna ait kumtaşı tabakalarının altında gelişmiş olan sedimenter yapılarının görünümü (Bakış yönü B'dan D'ya doğru, kalem boyu 15 cm.)	36

Şekil 2.15 Kılıçtaş Tepesi eteklerinde yüzlek veren Çukurbağ formasyonu içerisinde nadiren dayanımlı olarak gözlenen konglomera tabakaları (Bakış yönü KB' ya doğru)	37
Şekil 2.16 Solaklı Köyü kuzeydoğusunda Çukurbağ formasyonu ile Çatalca konglomeraları arasında gelişen kayma yapısı (Bakış yönü KB)	38
Şekil 2.17 Yalak Deresi'nin güney yamacında yüzlek veren Çukurbağ formasyonu içerisinde gözlenen küçük ölçekli fayların görünümü (Bakış yönü G'ye doğru)	38
Şekil 2.18 Yalak Deresi civarında Beyaz Aladağ formasyonuna ait kireçtaşlarının oluşturduğu çukurlukta çökelmiş olan Çukurbağ formasyonunun görünümü (Bakış yönü GD' ya doğru)	39
Şekil 2.19 Alpu Köyü batısında temel birimleri ile Çukurbağ formasyonunun dokanağı (Bakış yönü GB'ya doğru)	40
Şekil 2.20 Yalak Deresi'nde Çukurbağ formasyonu ile üzerine açılmal uyumsuzlukla gelen Çatalca konglomerasının stratigrafik ilişkisinin görünümü (Bakış yönü KB)	41
Şekil 2.21 Kılıç Arkaç mevkisinde tipik olarak gözlenen Burç formasyonunun görünümü (Bakış yönü K'ye doğru)	42
Şekil 2.22 Tepeköy Mahallesi'nin batısında Burç formasyonu ile Ürgüp formasyonu ve alüvyonlar arasındaki uyumsuzluğun görünümü (Bakış yönü B' ya doğru)	44
Şekil 2.23 Kızıl Tepesi civarında Burç formasyonuna ait dik ve dike yakın tabakalarının görünümü (Bakış yönü K)	45
Şekil 2.24 Emli boğazındaki Çatalca konglomeralarından alınan kısmi kesit	48
Şekil 2.25 Sulucaova-Dündarlı arasında gelişen alüvyal yelpazenin jeolojik haritası	52
Şekil 2.26 Sulucaova-Dündarlı arasında gelişmiş yelpaze üzerinden alınmış olan kısmi kesit	53
Şekil 2.27 Sulucaova'da alınmış kısmi kesitteki 1.kesitin kötü boylanmalı ve az tutturulmuş çakılları (Bakış yönü GB'ya doğru)	54
Şekil 2.28 İkinci evre çökellerinde kaba ve ince taneli çakılların tekrarlanması (Bakış yönü KB' ya doğru, çekiç boyu 30 cm.)	55
Şekil 2.29 Kesit 3'de gözlenen tabanda daha iri ve az tutturulmuş, üste doğru daha küçük taneli ve sıkı tutturulmuş seviyelerin görünümü (Bakış yönü GB'ya doğru, kalemin boyu 15 cm.).	55
Şekil 2.30 Dördüncü kesit içerisinde gözlenen kaba çakıllı seviye ile daha küçük çakıllı seviyenin ardalanımı (Bakış yönü GB'ya doğru, klasörün boyu 31 cm.)	56
Şekil 2.31 Altı numaralı kesitte gözlenen ikinci evre çökellerinin görünümü (Bakış yönü G'ye doğru, kalemin boyu 15 cm.)	57
Şekil 2.32 Kelerdere de Çatalca konglomeraları içerisinde gelişmiş olan kornişlerin yakından görünümü (Bakış yönü GB'ya doğru, defterin boyu 17 cm)	58
Şekil 2.33 Kelerdere içerisinde gözlenen Çatalca konglomeralarında gelişmiş olan gedikler (Bakış yönü KD' ya doğru)	59
Şekil 2.34 Kelerdere içerisinde gözlenen Çatalca konglomeralarının üçüncü evresini karakterize eden seviye (Bakış yönü B' ya doğru, defterin boyu 17 cm)	60
Şekil 2.35 Yalak Deresi içerisinde Demirkazık yelpazesinin gelişiminin 3 farklı evresini gösteren sekiler (Bakış yönü GB'ya doğru)	61
Şekil 2.36 Yalak Deresi'nin mansap kısmındaki yaklaşık 6,5 m'lik 2. evre Çatalca konglomeraları (Bakış yönü G'den K'ye doğru)	62
Şekil 2.37 Ecemiş Deresi'nin doğu yamacında gözlenen 2. evre Çatalca konglomeraları (Bakış yönü KD' ya doğru)	62

Şekil 2.38 Karamukboğazı Deresi'nin kuzey yamacında gözlenen yamaç molozunu işaret eden konglomeralar (Çekiç boyu 30 cm).	63
Şekil 2.39 Karamukboğazı Deresi'nin kuzey yamacında kireçtaşlarının düzensizliklerini ve çukurluklarını dolduran konglomeraların görünümü (Bakış yönü KD'ya doğru)	64
Şekil 2.40 Kelerdere içerisinde Çatalca konglomeralarında gözlenen imbrikasyonlar (Bakış yönü GD'ya doğru. Kalem boyu 15 cm)	66
Şekil 2.41 Karıncadağ doğu yamacında tipik olarak gözlenen yamaç molozları (Bakış yönü B'ya doğru).	67
Şekil 2.42 Aşçıbekirli Köyü kuzey doğusu ile Hamidiye Köyü arasında gözlenen yamaç molozlarının ve bunları üzerleyen güncel alüvyal yelpazelerin görünümü (Bakış yönü D'ya doğru)	67
Şekil 2.43 Tipik olarak yamaç molozunu karakterize eden köşeli çakılların görünümü (Kalem boyu 15 cm)	68
Şekil 3.1 Çalışma alanının morfolojik unsurlarının üç boyutlu görünümü	74
Şekil 3.2 Aladağlar boyunca sıklıkla görülen dik yamaçlara ve yüksek alanlara bir örnek (Hışır Dağı, Bakış yönü KD)	75
Şekil 3.3 Çalışma alanı içerisinde gözlenen karstlaşma yapılarından dolinlerin görünümü	76
Şekil 3.4 Niğde masifi üzerinde gelişmiş olan drenaj ağının görünümü.	78
Şekil 3.5 Kılıçtaş Tepesi'nde Bolkar Dağları'nın oluşturduğu sarp morfolojinin görünümü. Karstlaşma dikkat çekici boyuttadır (Bakış yönü KB'ya doğru).	80
Şekil 3.6 Sulucaova Köyü'nün kuzeyinde gelişmiş olan alüvyal yelpazenin görünümü (Bakış yönü G)	82
Şekil 3.7 Hipsometrik eğrinin nasıl hesaplandığını gösteren kuramsal drenaj havzası ve hipsometrik eğrisi (Keller ve Pinter, 1996).	83
Şekil 3.8 Hipsometrik integralin ve karakterize ettiği morfolojinin üç farklı örneği (Keller ve Pinter 1996)	85
Şekil 3.9 Akarsu uzunluğunun akarsu-eğim indeksinin (SL) nasıl hesaplandığını gösteren diyagram (Keller ve Pinter, 1996)	85
Şekil 3.10 Vadi tabanı genişliğinin vadi yüksekliğine oranının nasıl hesaplandığını gösteren diyagram (Keller ve Pinter, 1996)	86
Şekil 3.11 Morfometrik analizler için seçilen drenaj havzalarının görünümü (1- Körköprü Deresi, 2-Minas Deresi, 3-Kocakapız Deresi, 4-Fenk Deresi, 5- Murt Deresi, 6-Kazıklıliboğazı Deresi, 7-Deliboğazın Deresi, 8- Çınarlı Deresi)	87
Şekil 3.12 Körköprü Deresi drenaj havzasının görünümü ve dereden alınan enine profillerin yerleri	88
Şekil 3.13 Körköprü Deresi'ne ait topoğrafya ve hipsometrik integral	89
Şekil 3.14 Körköprü Deresi'ne ait kanal profili ve SL indis değerleri	89
Şekil 3.15 Körköprü Deresi'ne ait vadi profilleri ve Vf değerleri. Profillerin yerleri için Şekil 3.12'e bakınız.	91
Şekil 3.16 Minas Deresi drenaj havzasının görünümü ve dereden alınan enine profillerin yerleri	92
Şekil 3.17 Damlamakeler Mevkiinde Minas Deresi vadisi içerisinde gözlenen akarsu taraçaların batıdan doğuya doğru görünümü. Taraçalar bu fotoğrafta vadi tabanından 15 m yukarıda durmaktadır (Bakış yönü D'ya doğru).	92
Şekil 3.18 Minas Deresi'ne ait topoğrafya ve hipsometrik integral	94
Şekil 3.19 Minas Deresi'ne ait kanal profil, ve SL indis değerleri	94
Şekil 3.20 Minas Deresi'ne ait vadi profilleri ve Vf değerleri Profillerin yerleri için Şekil 3.16'e bakınız	95

Şekil 3.21 Kocakapız Deresi drenaj havzasının görünümü ve alınan kesitlerin yerleri.	96
Şekil 3.22 Kocakapız Deresi'ne ait hipsometrik integral	97
Şekil 3.23 Kocakapız Deresi'ne ait kanal profii ve SL değerleri	98
Şekil 3.24 Kocakapız Deresi'ne ait vadi profilleri ve Vf değerleri. Profillerin yerleri için Şekil 3.21'ye bakınız	99
Şekil 3.25 Fenk Deresi drenaj havzasının görünümü ve dereden alınan profillerin yerleri	100
Şekil 3.26 Fenk Deresi'ne ait topoğrafya ve hipsometrik integral	101
Şekil 3.27 Genç bir topografyayı karakterize eden ve Ecemiş Fayı ile yön değiştirmiş olan Fenk Deresi'nin topoğrafik harita ve araziden görünümü (Bakış yönü B'dan doğuya doğru).	102
Şekil 3.28 Fenk Deresi'ne ait kanal profili ve SL indis değerleri	103
Şekil 3.29 Fenk Deresi'ne ait vadi profilleri ve Vf değerleri. Profillerin yerleri için Şekil 3.25'e bakınız	103
Şekil 3.30 Murt Deresi drenaj havzası ve kollarının görünümü ve enine kesitlerin yerleri	104
Şekil 3.31 Murt Deresi ve kollarının oluşturduğu drenaj havzası ve	105
Şekil 3.32 Murt Deresi ve kollarına ait topoğrafya ve hipsometrik integral	106
Şekil 3.33 Koraç Deresi'ne ait kanal profili ve SL İndisleri	106
Şekil 3.34 Murt, Çamlık, Koraç Dereleri'ne ait vadi profilleri ve Vf değerleri. Profillerin yerleri için Şekil 3.30'e bakınız	107
Şekil 3.35 Kazıklıaliboğazı Deresi drenaj havzasının morfolojisi ve dereden alınan enine profillerin yerleri	108
Şekil 3.36 Kazıklıaliboğazı Deresi'ne ait topoğrafya ve hipsometrik integral	109
Şekil 3.37 Kazıklıaliboğazı Deresi'ne ait kanal profili ve SL indis değerleri	110
Şekil 3.38 Kazıklıaliboğazına ait vadi profilleri ve Vf değerleri. Profillerin yerleri için Şekil 3.35'e bakınız.	111
Şekil 3.39 Kazıklıaliboğazı Deresi'nde Çatalca konglomeralarının, temeli oluşturan karbonatlar ve ofiyolitler ile olan ilişkisi (Bakış yönü GD)	112
Şekil 3.40 Kazıklıaliboğazı Deresi'nde Çatalca konglomeralarının oluşturduğu dik vadi yamaçlarının görünümü (Bakış yönü KD).	112
Şekil 3.41 Çömleğinboğazı, Velidoğlununboğazı ve Deliboğazın Dereleri'nin oluşturduğu drenaj havzasının görünümü ve alınan enine kesitlerin yerleri	114
Şekil 3.42 Çömleğinboğazı, Deliboğazın ve Velidoğlunun Dereleri'ne ait topoğrafya ve hipsometrik integral	115
Şekil 3.43 Çömleğinboğazı Deresi'ne ait kanal profili ve SL indis değerleri	116
Şekil 3.44 Deliboğazın Deresi'ne ait kanal profili ve SL indis değerleri	117
Şekil 3.45 Bir buzul vadisinin enine kesiti (Erinç 2001). ABCFGH: Preglasiyal olgun vadi, CİF: Bu olgun vadinin preglasiyalde gençleşmiş kısmı, BCDEFG: Buzul yatağı, CDEF: Buzul teknesi, BC ve FG: Omuz yüzeyleri, BG: Buzulun yüzeyi, B ve G noktaları törpülenme sınırına karşılık gelir	118
Şekil 3.46 Çalışma alanı içerisinde, Çömleğinboğazı Deresi'nde tipik olarak görülen buzul vadisi (Bakış yönü KD'ya doğru).	118
Şekil 3.47 Deliboğazın Deresi'ne ait vadi profilleri ve Vf değerleri. Profillerin yerleri için Şekil 3.41'e bakınız.	119
Şekil 3.48 Çınarlı Deresi'nin oluşturduğu drenaj havzasının görünümü ve alınan enine kesitlerin yerleri.	120
Şekil 3.49 Çınarlı Deresi'ne ait topoğrafya ve hipsometrik integral	121
Şekil 3.50 Çınarlı Deresi'ne ait kanal profili ve SL indisleri	122

Şekil 3.51 Çınarlı Deresi'ne ait vadi profilleri ve Vf değerleri. Profillerin yerleri için Şekil 3.48'e bakınız.	122
Şekil 3.52 Çalışma alanında gözlenen buzul morfolojisinin genel görünümü	131
Şekil 3.53 Eski buzul tabanını ve Kelerdere yelpazesini besleyen buzul teknelerinin görünümü	131
Şekil 3.54 Madenboğazı Deresi içerisinde gözlenen buzul vadisi ve içerisinde ki hörgüç kayaların görünümü (Bakış yönü KD'ya doğru)	132
Şekil 3.55 Körkün Çayı içerisinde Aladağlar'ı ve Bolkar Dağları'nı oluşturan karbonatlarda gelişmiş olan mağaraların görünümü (Bakış yönü B'dan D'ya doğru)	133
Şekil 3.56 Çalışma alanından seçilmiş olan drenaj havzalarına ait alan-hipsometrik integral grafiği	134
Şekil 4.1 Orta Anadolu Fay Zonu'nun segmentlerini ve bazı atım yapılarını gösteren harita (Koçyiğit ve Beyhan 1998).	138
Şekil 4.2 Orta Anadolu Fay Zonu'nda gelişmiş olan Sultansazlığı ve Tuzla havzalarının evrimini gösteren şematik blok diyagramlar (Dirik 2001).	141
Şekil 4.3 Devresel tipteki taraçaların şematik görünümü (Erinç 2000).a: İnce bir alüvyon ile kaplı yerli kaya taraçaları, b: farklı yaşta iç içe dolgulardan oluşan taraça, c: aynı yaştaki dolgunun yarılması ile oluşan taraçalar	143
Şekil 4.4 Demirkazık alüvyal yelpazesi gelişim evrelerinin uydu görüntüsü üzerindeki görünümü	144
Şekil 4.5 Demirkazık alüvyal yelpazesini oluşturan birinci evre çökellerinin arazi görünümü (Bakış B'dan D'ya doğru)	145
Şekil 4.6 Çatalca konglomeraları (birinci evre çökelleri) içerisinde gözlenen sin-tektonik deformasyon ve birimin tabanındaki kayma yapısı	146
Şekil 4.7 Yalak Deresi içerisinde gelişmiş olan alüvyal yelpazenin detaylı Kuvaterner jeolojisi	147
Şekil 4.8 Ecemiş Çayı'nın doğu yamacında, ikinci evre çökelleri içerisinde gözlenen sin-sedimanter deformasyonlar (Bakış yönü GB'dan KD'ya doğru)	148
Şekil 4.9 Ecemiş Çayı'nın doğu yamacındaki birinci evre çökelleri ile üzerinde diskordan olarak bulunan ikinci evre çökellerinin görünümü (Bakış KB dan GD ya doğru)	148
Şekil 4.10 Minas Deresi içerisinde gelişmiş olan taraçaların görünümü (Bakış yönü KD'dan GB'ya doğru).	149
Şekil 4.11 Kelerdere içerisinde gelişmiş olan üçüncü evre çökelleri ve içerisinde akan güncel derenin görünümü (Bakış yönü D'dan B'ya doğru, ölçek 1.5 m).	150
Şekil 4.12 Aladağların sarplıkları önünde güncel alüvyal yelpazeler ile girift durumda olan yamaç döküntülerinin görünümü (Bakış yönü B'dan D'ya doğru)	151
Şekil 4.13 Doğrultu atımlı fay morfolojisi (Burbank ve Anderson, 2001).	153
Şekil 4.14 Demirkazık alüvyal yelpazesinin geri çekme işlemi yapılmadan önceki hali	154
Şekil 4.15 Demirkazık alüvyal yelpazesinin Fenk Deresi'nde gözlenen dönme esas alınarak yapılan geri geri çekme sonucunda elde edilen durumu ve ötelenen dererin görünümü	154
Şekil 4.16 Demirkazık alüvyal yelpazesinin Kazıklıboğazı Deresi'nde gözlenen dönme esas alınarak yapılan geri çekme sonucunda elde edilen hali ve ötelenen derelerin görünümü	155

Şekil 4.17 Ecemiş Fayı boyunca gelişmiş olan sıralı tepelerin görünümü (A-Yalak Deresi'nin güney yamacı. Bakış yönü KB'ya doğru, B- Ecemiş Fayı'nın Hurç Dağı ve Demirkazık Köyü arasında kalan kesimi Bakış yönü KD'ya doğru)	156
Şekil 4.18 Çalışma alanı içerisinde gözlenen Cevizlik Fayı'nın oluşturduğu şevlerin görünümü (A-DEM giydirilmiş uydu görüntüsü, B-Arazi görünümü. Bakış yönü GD'ya doğru.)	157
Şekil 4.19 Çukurbağ Fayı tarafından geliştirilmiş olan üçgen yüzeylerin görünümü (Bakış yönü KB'dan GD'ya doğru)	158
Şekil 4.20 Murt Deresi güneyinde Kuvaterner yaşlı Çatalca konglomeralarını yaklaşık 10-15 m. düşey atıma uğratan Çukurbağ Fayı'nın görünümü (Bakış yönü B'dan D'ya doğru).	159
Şekil 4.21 Çalışma alanının hava fotoğrafından üretilmiş olan fay haritası	162
Şekil 4.22 Çalışma alanının Şaroğlu ve diğ. (2001) tarafından yapılmış olan fay haritası	162
Şekil 4.23 Ecemiş Fayı üzerinde açılan hendeklerin lokasyonunu gösteren harita	163
Şekil 4.24 Aladağların yüksek karbonat silsilesi önünde açılan hendek yerlerinin arazideki görünümü (Bakış yönü B'dan D'ya doğru)	164
Şekil 4.25 Demirkazık Hendek-1'in güney duvarının 7 ile 11. metreler arasında kalan bölümünün ve makaslama zonunun görünümü	164
Şekil 4.26 Demirkazık Hendek-1'in güney duvarının ilk 5 m'lik bölümünün görünümü	165
Şekil 4.27 Demirkazık Hendek-1'in güney duvarının kesiti (C1, C2 ve C3 hendekten alınan karbon numuneleridir)	166
Şekil 4.28 Çalışma alanında açılan Demirkazık Hendek-2'nin ve bu hendekte gözlenen fay zonunun görünümü (Bakış yönü B'dan D'ya doğru)	167
Şekil 4.29 Demirkazık Hendek-2'nin KD duvarının kesiti	167
Şekil 4.30 Çalışma alanında ve yakın civarında aletsel dönemde (1900-2006) gelişmiş olan depremlerin görünümü (Veriler Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü ve Tan ve diğ. (Baskıda)'den alınmıştır)	172

ECEMİŞ FAY ZONU'NUN YAHYALI (KAYSERİ)-POZANTI (ADANA) ARASINDA KALAN KESİMİNİN MORFOTEKTONİĞİ VE PALEOSİSMİK AKTİVİTESİ

ÖZET

Orta Anadolu'nun neotektonik unsurlarından biri olan Ecemiş Fayı sol yanal atımlı bir faydır. Kuzeyde Kayseri, güneyde Mersin iline kadar ulaştığı varsayılan fayın Yahyalı (Kayseri)-Pozantı (Adana) arasında kalan kesiminin morfotektoniği ve paleosismik aktivitesi bu çalışmanın konusunu teşkil etmektedir. Çalışma alanı kuzeyde Sultansazlığı, doğuda Aladağlar, batıda Niğde Masifi, Ulukışla Havzası ve Bolkar Dağları gibi önemli morfolojik unsurlar ile çevrilidir. Çalışma alanı içerisinde, Sultansazlığı çek-ayır havzası güneyinden başlayıp yaklaşık K25°D doğrultusunda uzanarak ve Pozantı'nın KD' suna kadar devam eden fayın uzunluğu yaklaşık 100 km dir.

Çizgiselliği hem uydu görüntülerinde hem de arazide net olarak gözlenebilen Ecemiş Fay Zonu'nun morfotektonik özellikleri ve paleosismik aktivitesini belirlemek amacıyla yürütülen bu çalışmada çalışma alanının Kuvaterner stratigrafisi, morfolojik, morfometrik ve tektonik özellikleri üzerine incelemeler yapılmıştır.

Stratigrafi bölümünde Oligosen'den yaşlı kayalar "temel" olarak değerlendirilmiş ve tek bir birim olarak haritalanmıştır. Oligosen ve sonrasında oluşan birimler ise örtü birimleri olarak değerlendirilmiş ve detaylı bir şekilde haritalanmıştır. Temel birimleri Ecemiş Fay Zonu'nun doğu ve batı blokunda farklı özellikler sunmaktadır. Doğu bloktaki temel birimleri Alt Paleozoyik-Üst Mezozoyik yaşlı Yahyalı Grubu kayaları, Triyas-Jura yaşlı Beyaz Aladağ formasyonu ve Üst Kretase yaşlı Mazmılı ofiyolitidir. Batı bloktaki birimler ise Paleozoyik yaşlı Niğde metamorfileri, Ulukışla grubu kayalarını oluşturan Paleosen yaşlı Çamardı formasyonu, Karadağ volkanitleri ve Mavraş kireçtaşlarıdır. Eosen yaşlı Kaleboynu formasyonu ise Ecemiş Fay Zonu'nun her iki blokunda da yüzlek verir.

Örtü birimleri olarak adlandırılan birimler Oligosen yaşlı, akarsu çökellerinden oluşan Çukurbağ formasyonu, Miyosen yaşlı gölsel çökellerden oluşan Burç

formasyonu, Kuvaterner yaşlı Çatalca konglomeraları, yamaç döküntüleri ve alüvyonlardır. Kuvaterner yaşlı Çatalca konglomeraları, bölgenin tektonik ve morfolojik özelliklerine dair birçok delili içerdiği için üzerinde detaylı stratigrafik incelemeler yapılmış, kısmi ölçülü stratigrafik kesitler alınmış ve birimin oluşturduğu alüvyal yelpazenin gelişim evreleri tespit edilmeye çalışılmıştır. Çalışma alanı içerisinde Çatalca konglomeralarının oluşturduğu iki adet alüvyal yelpazenin varlığı gözlemiştir. Bunlar Sulucaova kuzeyinde gözlenen Kelerdere yelpazesi ile Demirkazık Köyü ile Elekgölü Köyü arasında gözlenen Demirkazık yelpazesidir. Her iki yelpaze içerisinde de bölgenin tektonik olarak yükselimini destekleyen sekilerin varlığı belirlenmiştir. Yapılan incelemeler sonucunda fan gelişiminde üç evrenin etkili olduğu ve bunun hem tektonik ile hem de iklimsel etkenlere bağlı olarak geliştiği kabul edilmiştir.

Araştırmanın bir diğer konusunu çalışma alanının morfolojik özelliklerinin belirlenmesi ve morfometrik analizlerinin yapılması teşkil etmektedir. Çalışma alanı içerisinde gözlenen morfolojik unsurlar Ecemiş Fay Zonu'nun doğu bloku, batı bloku ve Ecemiş Fay Zonu başlığı altında ele alınmıştır. Doğu blokta Aladağlar batı blokta ise Niğde masifi yükselimi, Ulukışla Havzası ve Bolkar Dağları gibi morfolojik unsurlar yer almaktadır. Ecemiş Fay Zonu başlı başına bir morfolojik unsur olarak ele alınmıştır. Doğu ve batıdaki bloklar arasında koridor şeklinde bir morfolojiye sahip olan zon kuzeyde Yahyalı ilçesinin güneydoğusundan başlar ve Pozantı ilçesinin kuzeybatısına kadar uzanır. Bu zon içerisinde büyük alüvyal yelpazeler bulunmaktadır. KKD-GGB uzanımlı Ecemiş Fayı bu büyük alüvyal yelpazeleri kesmiş, ötelenmiş, terkedilmiş veya yön değiştirmiş dere, sıralı tepe ve taraça gibi morfolojik unsurların gelişimine neden olmuştur. Ayrıca zon içerisinde üçgen yüzeyler ve yamaç molozları gibi morfolojik unsurlara da rastlamak mümkündür.

Morfoloji başlığı altında gerçekleştirilen bir diğer inceleme ise çalışma alanının morfometrik analizleridir. Bu amaçla çalışma alanında Ecemiş Fayı'na yakın veya fay tarafından etkilenmiş sekiz adet alan seçilmiştir. Bunlar kuzeyden güneye doğru Körköprü, Minas, Kocakapız, Fenk, Murt, Kazıklıaliboğazı, Deliboğazın ve Çınarlı drenaj havzalarıdır. Seçilen bu drenaj havzaları üzerinde çalışma alanının neotektonik açıdan aktivitesini belirlemeye yönelik olarak morfometrik analizler yapılmıştır. Bu kapsamda drenaj havzalarının hipsometrik integrali, akarsu uzunluğu-eğim indeksi ve vadi tabanının vadi yüksekliğine oranı olarak adlandırılan

morfometrik indisler kullanılmıştır. Hipsometrik integral sonuçları bölgenin morfolojik olarak orta olgunluk evresinde olduğunu, henüz tam anlamıyla penepenleşmenin olmadığını ve az da olsa bölgede tektonik bir aktivitenin varlığını işaret etmektedir. Hesaplanan SL indisleri de bölgenin tektonik aktivitesini destekler yöndedir. Çünkü burada elde edilen değerler havzaların kanal profillerinde yamaç kırıklıklarının varlığını göstermektedir. Bu yamaç kırıklığı genellikle bölgedeki faylara karşılık gelmektedir.

Morfoloji ana başlığı altında bölgenin morfolojik gelişiminde buzul etkisi irdelenmiştir. Gerek saha gözlemleri gerekse üretilen sayısal yükseklik modeli üzerinde yapılan değerlendirmeler Aladağlar'ın oluşturduğu sarplıklar üzerinde yaygın olarak buzul yapılarının varlığını işaret etmiştir. Ayrıca bölgedeki alüvyal yelpazelerin gelişiminde de buzulların etkisinin olduğu düşünülmektedir. Çünkü alüvyal yelpazeleri besleyen derelerin uzunluğu çok az ve drenaj ağı çok zayıf, buna karşılık gelişmiş olan yelpazeler oldukça geniş yayımlı ve hacimlidir. Yelpazelerin gelişiminde buzulların hızlı erimesiyle oluşan çok yüksek su akımının sebep olduğu düşünülmektedir.

Çalışma alanının tektonik özellikleri stratigrafik, morfolojik, paleosismolojik veriler ve depremsellik alt başlıkları altında değerlendirilmiştir. Stratigrafik ve morfolojik çalışmalar sonucunda Çatalca konglomeralarının tektonik gelişiminde üç evrenin varlığı belirlenmiştir. Morfolojik verilerin irdelenmesi sonucunda da çalışma alanında aktif doğrultu atımlı faylar tarafından geliştirilmiş karakteristik yer şekillerinin varlığı gözlenmiştir. Çalışma alanındaki Kuvaterner birimleri üzerinde akaçlayan ötelenmiş veya yön değiştirmiş dereler geri çekilerek Kuvaterner boyunca gelişmiş olan atım miktarının yaklaşık 350 m ile 2,5 km arasında olduğu belirlenmiştir.

Paleosismolojik veriler başlığı altında yapılan fay kazısı çalışmaları sonucunda da Ecemiş Fay Zonu'nun tarihsel deprem aktivitesi belirlenmeye çalışılmıştır. Fay kazılarından elde edilen C-14 yaş tayinlerine göre çalışma alanında meydana gelmiş olan en son depremin bir standart sapma hatayla 1890- 1750 M.Ö ve 2490- 2300 M.Ö tarihleri arasında olduğu sonucuna varılmıştır. Daha önceki çalışmalarda belirlenen GPS değerlerinin bu fayın iki bloku arasında 1–2 mm /yıl olduğu göz önüne alındığında bölgede düşük de olsa deprem riskinin varlığı söz konusudur. Fay üzerinde ölçülen bu hızdan hareketle en son depremden günümüze kadar ki geçen

zamanda 3,5–4 metrelik atıma yol açabilecek bir enerji birikiminin mevcut olduğu düşünölmektedir. Bölgenin depremselliği tarihsel ve aletsel dönemde meydana gelmiş olan depremlere bağlı olarak irdelenmeye çalışılmıştır. Hazırlanmış olan deprem katalogları ve sismik veri tabanlarından elde edilen bulgulara göre bölgede az da olsa sismik bir aktivitenin varlığı göze çarpmaktadır.

MORPHOTECTONICS AND PALEOSEISMICITY OF THE ECEMİŞ FAULT ZONE BETWEEN YAHYALI (KAYSERİ)-POZANTI (ADANA) REGION

The left-lateral Ecemiş fault is one of the significant neotectonic elements of Central Anatolia. It extends from Mersin in the south to Kayseri in the north. This study comprises the morphotectonic and the paleoseismic activity of Ecemiş fault in the region between Yahyalı (Kayseri) and Pozantı (Adana). The study area is bounded by important morphological features such as Sultansazlığı basin in the north, Aladağ mountain range in the east, Niğde Massif, Ulukışla Basin and Bolkar Mountain range in the west. The investigated part of the fault in this study is about 100 km and it extends from south of the Sultansazlığı pull-apart basin (N25E orientation) to NE of Pozantı.

The main focus of this study is to investigate the Quaternary stratigraphy, morphology and tectonics of the Ecemiş Fault.

In the stratigraphy chapter, all the units older than Oligocene are interpreted and mapped as “basement units”. Younger units are interpreted as “cover units” and studied in detail. Basement units show different characteristics in the western and eastern block of the Ecemiş Fault Zone. The eastern block basement units are Lower Palaeozoic-Upper Mesozoic Yahyalı group rocks, Triassic-Jurassic Beyaz Aladağ formation and Upper Cretaceous Mazmılı ophiolites. The western block units are Palaeozoic Niğde metamorphites, Palaeocene Çamardı formation which forms the Ulukışla group rocks, Karadağ volcanics and Mavraş limestone. Eocene Kaleboynu formation outcrops in both blocks.

Cover units comprise Oligocene fluvial deposits of Çukurbağ formation, Miocene lacustrine deposits of Burç formation, Quaternary Çatalca conglomerates, slope deposits and alluviums. Çatalca conglomerates include important clues in terms of tectonic and morphological evolution of the region. Hence, its stratigraphy has been studied in detail, measured stratigraphic sections are taken and the development stages of alluvial fans formed by Çatalca conglomerates are analyzed. There are two

alluvial fans formed by Çatalca conglomerates in the study area. These are Kelerdere fan in the north of Sulucaova and Demirkazık fan in between Demirkazık and Elekgözü villages. Features, that are supporting the tectonic uplift of the region, are found in both fans. As a result of the analysis, three stages have been found in the formation of these fans and according to that, those fans might have formed related to the tectonic and climatic effects.

Morphological characteristics and the morphometric analysis of the study area are described in detail in the morphology chapter. The main morphological elements of the region are discussed under eastern block, western block and Ecemiş Fault Zone subtitles. Aladağ mountain range is in the eastern block; Niğde massive rise, Ulukışla Basin and Bolkar Mountains are in the western block. Ecemiş Fault Zone is taken as a single morphological element. The fault zone lies in a corridor from SE of Yahyalı town to NW of Pozantı between the eastern and western blocks. NNE-SSW oriented Ecemiş fault gave rise to the formation of large alluvial fans, deflected and offset streams, shutter ridges, terraces, triangular facets and slope deposits.

Morphometric analysis of the study area is other important section of the morphology chapter. 8 main drainage basins in the vicinity of Ecemiş fault are selected for the morphometric analysis. These are, from north to south, Körköprü, Minas, Kocakapız, Fenk, Murt, Kazıklıliboğazı, Deliboğazın and Çınarlı drainage basins. In order to better understand the effect of faulting activity to the drainage system, hypsometric integral, stream length-gradient index and valley-floor width to valley height ratio indices are applied. The result of the hypsometric integral calculations shows that the selected region is in a “mature” stage where there is no peneplane formation and there is only some amount of tectonic activity. SL indices calculations support the existence of tectonic activity by the observed changes in the several channel slopes. Those changes in channel slope usually correspond to the faults in the area.

Glaciation is another factor which affects the morphology of the region. Observations from the field and digital elevation modelling studies show the existence of glaciers on the steep slopes of the Aladağ Mountains. It is also suggested that there may be an effect of glaciations in the formation of alluvial fans. That is because the lengths of the streams are not too long to feed the fans and the drainage network is weak. On the other hand, the alluvial fans are quite widespread and big in

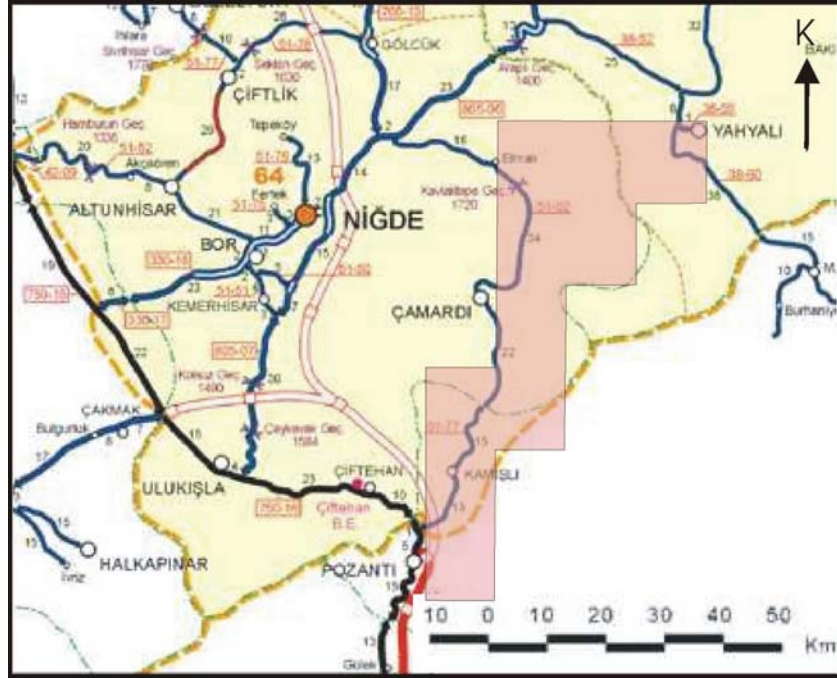
volume. Rapidly melting glaciers can result in very high water currents which may act in the formation of those fans.

Tectonic characteristics of the region is discussed under stratigraphy, morphology, paleoseismology and seismology subtitles. Stratigraphic and morphological observations suggest that Çatalca conglomerates evolved tectonically in 3 stages. By the reconstruction of offset or deflected streams, a Quaternary slip ranging between 350 m-2.5 km is achieved.

Trenching and geophysical measurements performed in order to investigate the earthquake cycle on the Ecemiş fault. Results are discussed in the paleoseismology section. C14 dating analysis suggests that the last earthquake might have occurred 1890- 1750 BC and 2490- 2300 BC GPS data suggests a slip rate of 1-2 mm/yr for the Ecemiş Fault. Those rates show that the fault is slightly active. If we take an average 1 mm/yr rate, we can suggest a 3, 5-4 m of slip accumulation since the last earthquake in the region. Seismology of the region is studied from historical and instrumental records. According to the historical and instrumental records, seismic activity of the region is low.

1 GİRİŞ

“Ecemiş Fay Zonu’nun Yahyalı (Kayseri)-Pozantı (Adana) Arasında Kalan Kesiminin Morfotektoniği ve Paleosismik Aktivitesi” başlıklı bu doktora tezi kapsamında jeolojik, morfolojik ve paleosismolojik çalışmalar yapılmıştır. Çalışma alanı kuzeyde Kayseri iline bağlı Yahyalı ilçesi ile güneyde Adana iline bağlı Pozantı ilçeleri arasında yer almakta ve 1/25.000 ölçekli Kayseri L34-d2, d3, d4, Kozan M 34- a1, a2, a4, d1, d4, Kozan M33-c2, c3, Kozan N33-b2 paftaları içerisinde kalmaktadır. Jeolojik açıdan Aladağlar, Ulukışla havzası ve Niğde Masifi arasında kalan bölge yaklaşık 1000 km²’lik bir alanı kapsamaktadır (Şekil 1.1).



Şekil 1.1 Çalışma alanının yer bulduru haritası

Bu tez 5 ana bölümden oluşmaktadır.

- 1) Giriş
- 2) Stratigrafi
- 3) Morfoloji
- 4) Tektonik
- 5) Sonuçlar ve Tartışma

“Giriş” bölümünde bölgenin konumu tanımlanmış daha sonra dört alt başlık altında çalışmanın amacı, kullanılan materyal ve metot, önceki çalışmalar ve bölgenin coğrafik özellikleri anlatılmıştır.

“Stratigrafi” bölümünde çalışma alanında yüzlek veren birimlerin jeolojik özellikleri tanımlanmış ve bu kapsamda bölgedeki birimler temel birimleri ve örtü birimleri olmak üzere iki gruba ayrılmıştır. Temel birimleri, Oligosen öncesinde oluşmuş olan Yahyalı grubu, Niğde metamorfileri, Beyaz Aladağ formasyonu, Mazmılı ofiyoliti, Çamardı formasyonu, Karadağ volkanitleri ve Mavraş kireçtaşının oluşturduğu Ulukışla grubu ve Kaleboynu formasyonu ile temsil edilmektedir. Örtü birimleri ise Oligosen ve sonrası yaşlı Çukurbağ formasyonu, Burç formasyonu, Çatalca konglomeraları, yamaç döküntüleri ve alüvyonlardan oluşmaktadır. Temel birimleri üzerinde detaylı çalışma yapılmamış, temel üzerine gelen örtü birimleri detaylı olarak haritalanmış ve özellikle Kuvaterner birimlerinin stratigrafik özellikleri belirlenmeye çalışılmıştır. Bu birimlerin oluşturduğu yelpazelerin gelişimini belirlemek için belirli bölgelerden ölçülü stratigrafik kesitler alınmış ve yorumlanmıştır.

“Morfoloji” bölümünde ise bölgenin morfolojik unsurları ve bu unsurların temel özellikleri açıklanmıştır. Bölgenin morfolojik unsurları Ecemiş Fay Zonu’nun doğu kesimi, batı kesimi ve fay zonu şeklinde 3 ana başlık altında değerlendirilmiştir. Ayrıca bölgenin morfometrik analizleri yapılmıştır. Bu amaçla faya yakın ya da fay tarafından etkilendiği gözlenmiş olan sekiz adet drenaj alanı seçilmiştir. Bu havzalar için hipsometrik integral, SL indisi ve vadi tabanının vadi yüksekliğine oranı (Vf) gibi jeomorfik indisler kullanılarak havzaların analizi yapılmaya çalışılmıştır. Aynı zamanda bölgenin morfolojik gelişiminde etkisi olduğu düşünülen karst yapılarının ve buzulların özellikleri de bu bölümde belirlenmeye çalışılmıştır.

“Tektonik” bölümünde ise iki alt başlık altında Ecemiş Fay Zonu’nun Kuvaterner aktivitesine dair çalışmalar sunulmuştur. Birinci alt başlık altında Ecemiş Fay Zonu’nun Kuvaterner aktivitesine dair önceki çalışmalar, ikinci alt başlık altında ise Ecemiş Fay Zonu’nun Kuvaterner aktivitesine dair bu çalışmadan elde edilmiş veriler yer almaktadır. İkinci alt başlık kendi içerisinde 4 alt başlığa ayrılmıştır ki bunlar a) stratigrafik veriler, b) morfolojik veriler, c) paleosismolojik veriler ve d) deprenselliktir.

“Sonuçlar ve Tartışma” bölümünde ise daha önceki bölümlerde elde edilen verilere dayanarak Ecemiş Fay Zonu’nun Kuvaterner aktivitesi, bölgenin morfolojik gelişimine etkisi, bölgenin deprenselliği ve gelecekte bölge için deprem tehlikesinin olup olmadığı irdelenmiştir.

1.1 Çalışmanın Amacı

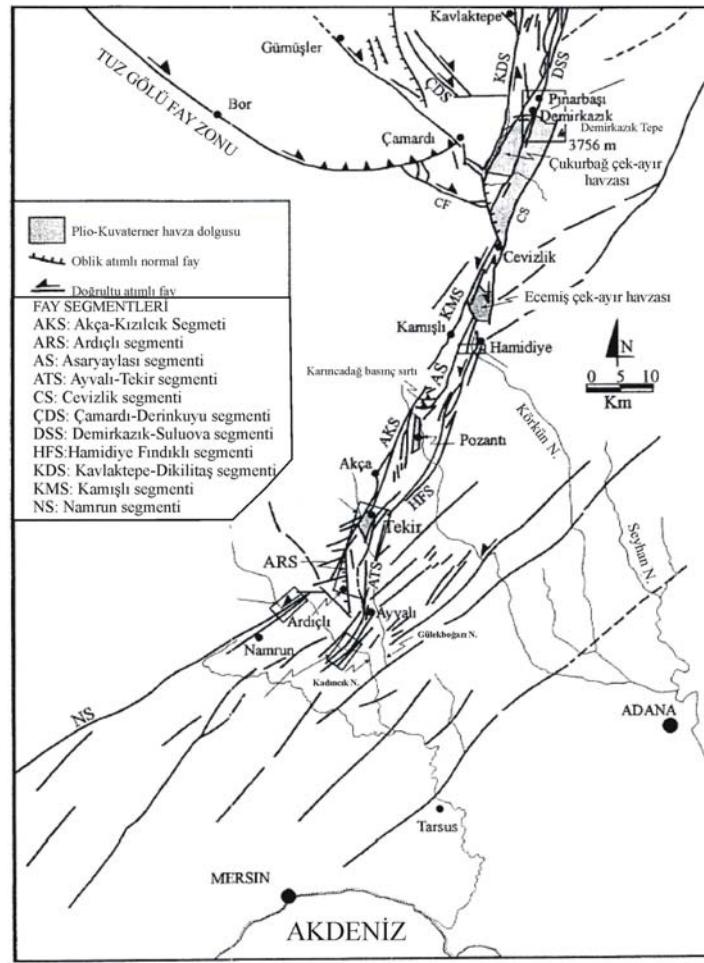
Türkiye tektonik açıdan önemli aktif doğrultu atımlı fay zonları içerir. Şengör ve diğ. (1985) Geç Miyosen’den beri Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu Fay Zonları boyunca Doğu Akdeniz’in kolayca dalan okyanusal litosferi üzerinde Anadolu Levhasının batıya doğru kaçtığını ifade etmişlerdir. Bu kaçıştan dolayı Anadolu Levhası’nın batı kesimi iyi gelişmiş, D-B, KB ve KD yönlü horst-graben yapıları ve açılmalı neotektonik rejim ile karakterize edilir (Angelier ve diğ., 1981; Koçyiğit, 1984; Westaway, 1990; Taymaz ve diğ., 1991). Koçyiğit ve Beyhan (1998) Anadolu Levhası’nın doğu kesiminde ise çok sayıda aktif, kıta içi sol ve sağ yanal atımlı faylar ve bunlarla ilişkili havzalar egemen olduğunu belirlemişlerdir. Yazarlar, kuzeydoğuda Düzyayla ile güneybatıda Anamur ilçesi arasında Anadolu platosunu kesen yaklaşık 730 km. uzunluğunda 2–80 km. genişliğindeki KD doğrultulu aktif sol yönlü doğrultu atımlı fay zonunu Orta Anadolu Fay Zonu olarak adlandırmışlardır. Ecemiş Fay Zonu’da yazarların 24 segmente ayırdıkları bu geniş zonunun orta kesiminde yer almaktadır. Dar ve çizisel bir topoğrafik çukurlukla sınırlı olan Ecemiş Fay Zonu inceleme alanında Yahyalı İlçesi’nin güneybatısı ile Pozantı’nın kuzeydoğusu arasında uzanmaktadır. Bu zon içerisinde yer alan segmentlerden biri olan Ecemiş Fayı ise K25°D doğrultulu, sol yönlü doğrultu atımlı bir faydır. Fayın Erciyes Dağı (Kayseri) ile Mersin ili arasındaki uzunluğu yaklaşık 300 km ve toplam atımı yaklaşık 80 km dir (Yetiş, 1978a). Bu fay zonu Toros silsilesini keser ve yaklaşık 74 km’lik bir atımla birbirinden uzaklaşmış olan, Orta ve Doğu Toroslar olarak bilinen iki kısma ayırır. Koçyiğit ve Beyhan (1998) Orta Anadolu Fay Zonu’nun orta kesiminin (Ecemiş Fay Zonu) kalın, kıvrımlı ve bindirme faylı Oligo-Miyosen akarsu-göl çökelleri ve Plio-Kuvaterner yelpaze öni çökelleri ile doldurulmuş olduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca yazarlara göre Ecemiş, Çakıt ve Körkün gibi büyük derelerin akıntıya karşı olan üst kısımları fay vadileri olarak gelişmiş ve çizgisel bir çukurluk şeklindeki bu orta kesim Demirkazık-Sulucaova, Cevizlik, Kamışlı, Asaryaylası, Akça-Kızılcık ve Hamidiye-Fındıklı şeklinde 6 segmentten oluşmaktadır (Şekil 1.2). Orta Anadolu Fay Zonu çok genç

neotektonik bir yapı olup bu yapı eski bir tektonik yapı olan Ecemiş Fayı'nın yeniden aktivasyonu ve KD-GB yönünde yayılması ile gelişmiştir (Koçyiğit ve Beyhan, 1998). Yazarlar Anadolu Levhası'nın en doğu kesiminin içsel deformasyonu sonucunda sağ ve sol yanal doğrultu atımlı fayların geliştiğini, Anadolu Levhası'nın sınır ve levha içi faylarının gelişiminde KKB-GGD yönlü sıkışma ve DKD-BGB yönlü açılmanın etkisinin söz konusu olduğunu belirtmişlerdir. Bunun ana nedenin de Erken Geç-Pliyosen'den beri Arap Levhası'nın kuzeye doğru hareketi olduğunu ifade etmişlerdir. Ecemiş Fay Zonu, Toros yükselimi içerisinde KKD-GGB doğrultusunda uzanan bir koridor oluşturmuştur. Bu koridor, Torosların iki önemli yükselim kuşağını oluşturan Aladağ ve Bolkar silsilelerini birbirinden ayıran morfolojik bir çöküntü niteliğindedir (Şaroğlu ve diğ., 2001). Bu morfolojik çöküntü Aladağlar, Ulukışla Havzası ve Niğde Masifi ile sınırlanmış olup morfolojideki izi hava fotoğrafları, uydu görüntüleri ve arazide son derece belirgindir (Şekil 1.3).

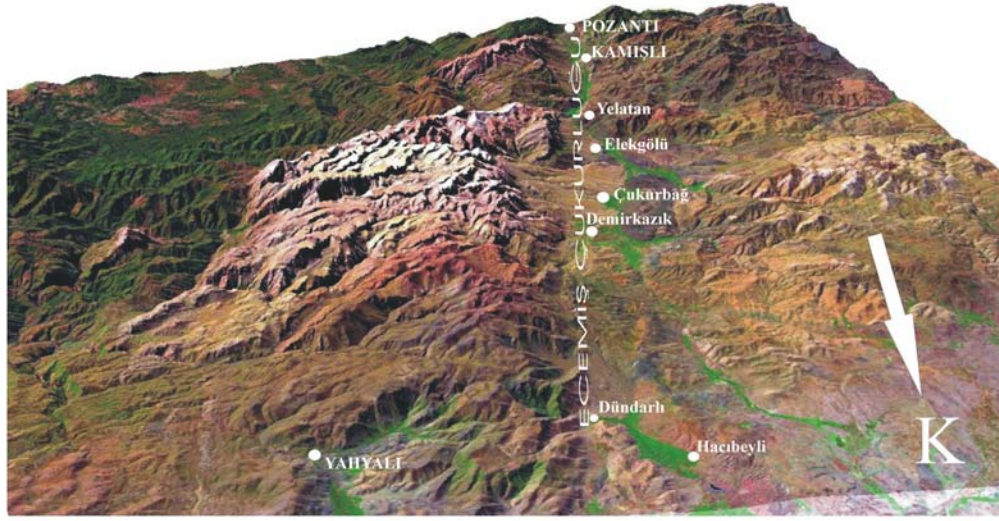
Ecemiş Fayı Ecemiş Fay Zonu içerisinde yer alan segmentlerden en önemli olanıdır. Çalışma alanında Sultansazlığı çek-ayır havzasının güneyinden başlayıp Pozantı'nın doğusuna kadar bir uzanım gösterir. Dünderli Kasabası'nın yaklaşık 2 km. güneyine kadar birçok kola ayrılan Ecemiş Fayı buradan itibaren yaklaşık K25°D doğrultusunda ve tek bir kol halinde Elekgözü Köyü'ne kadar uzanımını sürdürür. Daha sonra sağa sıçrama yaparak Kamışlı Deresi'ne giren Ecemiş Fayı yine aynı doğrultu ile Aşçıbekirli, Kamışlı ve Alpu Köyleri arasındaki uzanımına devam eder. Ecemiş Fayı bu uzanımı boyunca kireçtaşları, ofiyolitler gibi birçok litolojiyi kesmiştir. Çoğunlukla temel birimlerini oluşturan kireçtaşları tarafından gelişmiş sarplıklar önünden geçen fay, alanın çok az bir bölümünde Kuvaterner ve bunların tabanında yer alan Oligosen yaşlı çökelleri kesmiştir. Uydu görüntüsü ve arazide belirgin bir izi sahip olan Ecemiş Fayı morfolojik olarak da birçok unsurun gelişimine neden olmuştur. Fay boyunca gelişmiş olan sıralı tepeler, basınç sırtları, kaynaklar, ötelenmiş veya yön değiştirmiş dereler fayın morfolojideki en önemli belirtileridir. Ecemiş Fay Zonu üzerinde tarihsel döneme ait çok az deprem kaydı bulunmaktadır (Ergin ve diğ., 1967; Soysal ve diğ., 1981; Ambraseys, 1988; Gençoğlu ve diğ., 1990). Aletsel dönemde ise kaynaklardan derlenen depremlerin çalışma alanının sayısal yükseklik verisi üzerine yerleştirilmesi sonucu büyüklüğü az da olsa bölgede hala depremlerin geliştiği dikkat çekmektedir ve dolayısıyla fay üzerinde sismik aktivitenin varlığı söz konusudur. Ecemiş Fay Zonu üzerinde birçok

çalışma yapılmıştır. Bunlar French, 1916; Blumenthal, 1941, 1952; Metz, 1956; Ketin, 1966; Pavoni, 1961; Abdüsselamoğlu, 1962; Yetiş, 1978a, 1978b, 1984, 1987; Yetiş ve Demirkol, 1984; Ulakoğlu, 1984; Akay ve Uysal, 1988; Karadenizli, 1991; Beyhan, 1994; Koçyiğit ve Beyhan, 1998; Westaway, 1999; Çetin, 2000, Jaffey ve Robertson, 2001, 2005; Jaffey ve diğ, 2004 tarafından yapılmış olan çalışmalardır.

Daha önce yapılmış olan çalışmaların çok az bir kısmı Ecemiş Fay Zonu'nun neotektonik, morfolojik ve paleosismolojik özellikleri üzerinedir. Bu nedenle bu çalışmada fay üzerinde morfotektonik, morfometrik ve paleosismolojik araştırmalar yapılarak Ecemiş Fay Zonu'nun Kuvaterner aktivitesi, tarihsel deprem sıklığı ve bölge için deprem riskinin olup olmadığı hakkında detay bilgi elde edilmesi amaçlanmıştır.



Şekil 1.2 Orta Anadolu Fay Zonu'nun orta ve güneybatı kesiminin basitleştirilmiş haritası (Koçyiğit ve Beyhan, 1998)

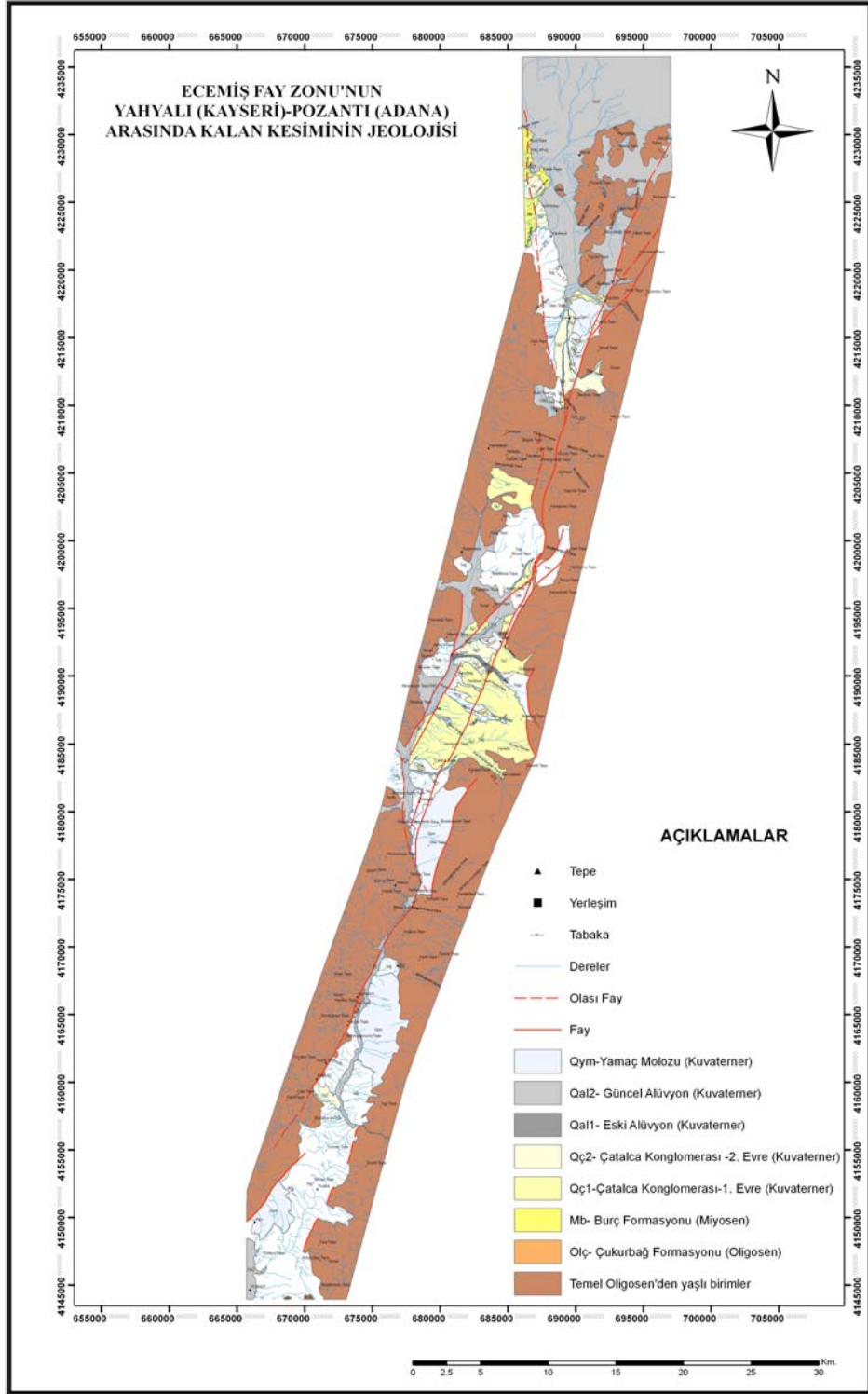


Şekil 1.3 Çalışma alanının Landsat uydu görüntüsünün sayısal yükseklik verileri üzerine giydirilerek oluşturulmuş 3 boyutlu görüntüsü. Ecemiş çukurluğu morfolojide son derece bariz biçimde izlenmektedir.

1.2 Materyal ve Yöntemler

1.2.1 Arazi Çalışmaları

Bu çalışma kapsamında yapılan arazi çalışmaları dört yıl sürmüş ve 1/25.000 ölçekli Kayseri L34-d2, d3, Kozan M34-a1, a2, a4, d1, M33-c2, c3, N33-b2 topoğrafik haritaları kullanılarak çalışma alanındaki Oligosen'den daha yaşlı birimler "temel birimleri" olarak ele alınarak tek bir birim olarak haritalanmıştır. Oligosen sonrası ve Kuvaterner birimlerinin ise jeolojisi detaylı bir şekilde haritalanmıştır. Ayrıca Ecemiş Fay Zonu'nun Yahyalı (Kayseri)-Pozantı (Adana) arasında kalan alandaki geometrisi haritalanmıştır (Şekil 1.4; EK-1). Diğer yandan çalışma alanı içerisindeki Kuvaterner birimlerinin oluşturduğu alüvyal yelpazeler üzerinde yelpaze gelişim evrelerini ve stratigrafiyi belirlemek amacıyla ölçülü stratigrafik kesitler alınmıştır. Arazi çalışmaları kapsamında yapılan bir diğer çalışma ise paleosismolojidir. Bu çalışma çerçevesinde Ecemiş Fay Zonu'nun deprem tekrarlanma aralığını belirlemek amacıyla iki adet hendek kazısı yapılmıştır.. Ayrıca fayın detaylı bir şekilde morfolojisini belirlemek ve atımına dair veri toplamak amacıyla mikrotopoğrafya ölçümleri yapılmıştır.



Şekil 1.4 Çalışma alanının jeoloji haritası

1.2.2 Büro Çalışmaları

Kış döneminde yapılan büro çalışmaları kapsamında ise arazi çalışmalarında elde edilen verilerin değerlendirilmesi, bunların sayısal ortama aktarılması gerçekleştirilmiştir. Ayrıca çalışma alanının 1/25000 ölçekli topoğrafik haritaları sayısal ortama aktarılarak çalışma alanının sayısal yükseklik modeli (DEM-Digital Elevation Model) üretilmiştir. Bölgenin LANDSAT TM uydu görüntülerine üretilen DEM'ler giydirilerek çalışma alanın üç boyutlu görüntüsü elde edilmiştir. Bu görüntü üzerinde araziye gitmeden önce bilgi edinmek ve bölgenin jeolojik, jeomorfolojik özelliklerini ve fay kazısı için uygun yer belirlemek amaçlı analizler yapılmıştır.

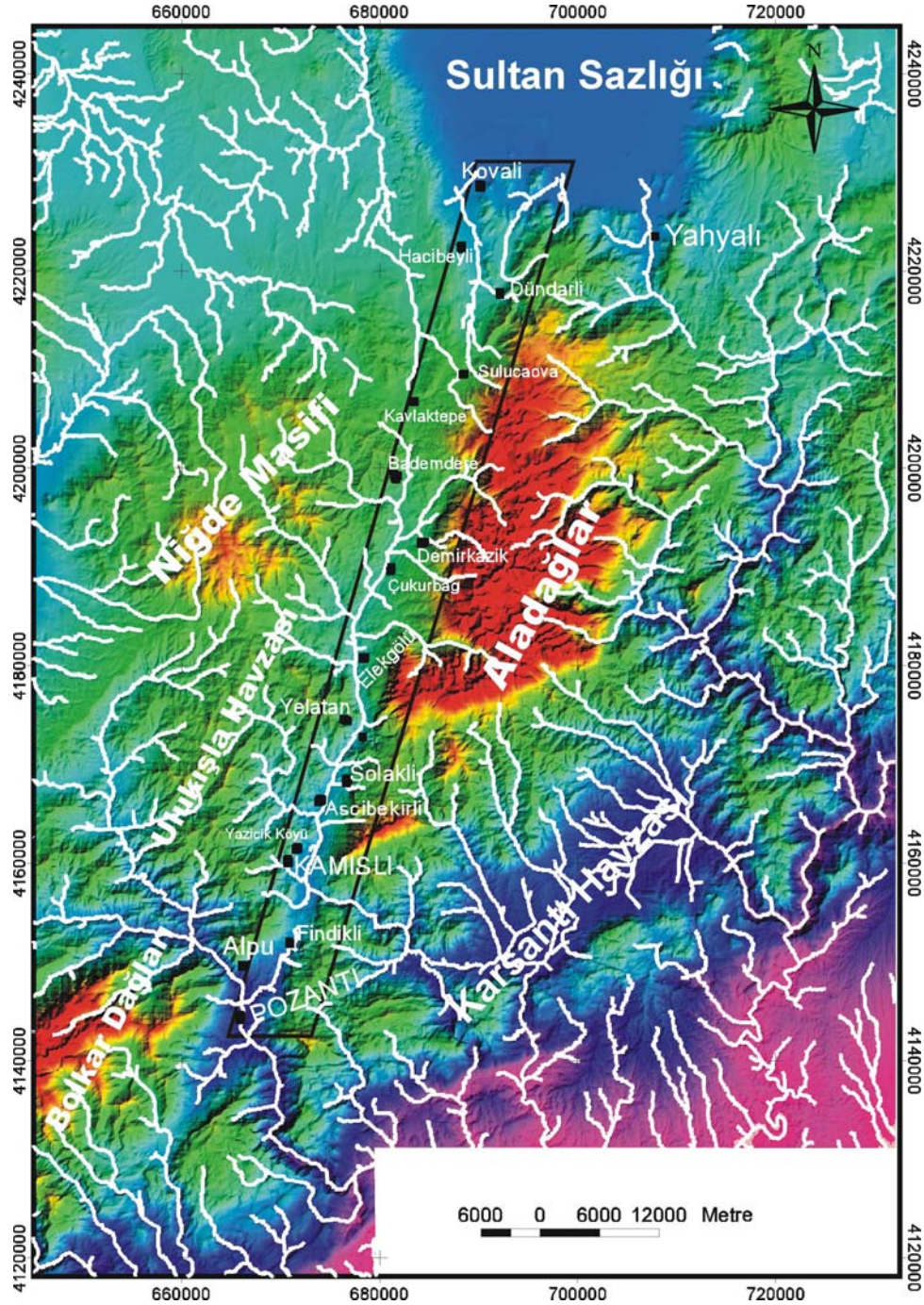
Sayısal yükseklik modeli oluşturmak için ArcView ve ER Mapper programları kullanılmıştır. Öncelikle ArcView programında çalışma alanının sayısal topoğrafik haritası üretilmiş ve üretilen bu haritalar ER Mapper programında gridlenerek alanın sayısal yükseklik modeli oluşturulmuştur. Morfometrik analizleri yapmak için de ENVI ve River Tools programları kullanılmıştır. Bu programlar yardımıyla bölgenin drenaj ağı çıkarılmış, seçilmiş olan drenaj havzalarının jeomorfik indislerini hesaplamak için hipsometrik eğri, kanal profili ve vadi profilinin elde edilmesi sağlanmıştır. Elde edilen bu veriler CoreDRAW programında düzenlemelere tabii tutulmuştur. Sayısal yükseklik modeli ile görüntülerin birbirine giydirilmesi ve üç boyutlu görüntü elde etme işlemi de ENVI programında gerçekleştirilmiştir. Büroda yapılan bir diğer çalışma arazide yapılan fay kazısı çalışmalarında elde edilen kesitlerin sayısal ortama aktarılması ve yorumlanmasıdır. Bu amaçla da CoreDRAW programı kullanılmıştır.

1.3 Coğrafya

Çalışma alanı Kayseri'nin Yahyalı ilçesi, Niğde'nin Çamardı ilçesi ve Adana'nın Pozantı ilçesi sınırları içerisinde kalmaktadır. Bölge Aladağlar ve Bolkarlar gibi yükselimler ile Sultanszalığı ve Karsantı havzası gibi alçalımlar arasında yer alır. Aladağlar'ın en yüksek tepesi 3756 m. yüksekliğe sahip olan Demirkazık, Bolkar Dağları'nın en yüksek tepesi ise 3524 m. yüksekliğe sahip olan Medetsiz'dir.

Çalışma alanı içerisinde gelişmiş olan drenaj sistemi bazı özelliklere göre farklılıklar sunar. Örneğin karbonat istifinden oluşan Aladağlar ve Bolkar Dağları üzerinde kafesli drenaj sistemi, Niğde Masifi ve volkanikler üzerinde radyal (ışınsal) drenaj

sistemi, Ulukışla havzasını oluşturan denizel çökeller üzerinde ise dendritik drenaj sistemi gelişmiştir (Şekil 1.5). Aladağlar ve Bolkar Dağları üzerinde bu morfolojik yükseltilerin eksenlerine dik olarak gelişmiş kanyon tipi derin vadiler bulunmaktadır. Yoğun karbonat serilerini kesen bu derelerin derinliği 250–350 m. arasında değişmektedir.



Şekil 1.5 Çalışma alanı ve çevresinde gelişmiş olan drenaj sistemi

Çalışma alanının iklimi kara ikliminin özellikleri olan yazları kurak ve sıcak kışları soğuk ve kar yağışlıdır. Denizden yüksekliği ortalama 1500 m olan bölge Torosların engellemesinden dolayı çok fazla yağış alamamaktadır. Bu sebepten bitki örtüsü çoğunlukla bozkırdır. Fakat çalışma alanının güney kesimi kısmen daha değişik bitki örtüsüne sahiptir. Çünkü bu kesim kısmen Akdeniz bölgesinin sınırları içerisine girmektedir. Dolayısıyla yağışların bol olmasına bağlı olarak Torosların eteklerinde ve hatta zirvelerinde ormanlık alanlar gelişmiştir. Bölgeye Niğde-Çamardı ve Pozantı-Çamardı karayolu ile ve ayrıca Yahyalı-Çamardı arasındaki tali yollar ile bağlantı sağlanabilmektedir.

1.4 Önceki Çalışmalar

Blumenthal (1952) Bölgedeki Paleosen yaşlı volkanizmayı ayrıntılı olarak ilk kez çalışmıştır. Araştırmacı “Başmakçı Kalkeri” olarak adlandırılan kireçtaşları ve bunlarla eş yaşlı diğer çökellerle ara katkılı olarak geniş bir alanda, andezitik, dasitik türde ve kalkalkalen nitelikte bir denizaltı volkanizması meydana geldiğini savunmuştur. Ayrıca aynı araştırmacı, Çiftahan bölgesindeki volkanik faaliyetlerin Üst Kretase’de başladığını, Paleosen’de fazlaştığını, Lütesiyen’de en fazla olduğunu, volkanizmanın uzunlamasına bir merkezden meydana geldiğini ve 80 km’den uzun bir masif oluşturduğunu belirtmiştir.

Şaroğlu ve diğ. (1983) Türkiye’nin neotektoniği konusunda daha önce sunulan ve kuramsal ağırlığı olduğu düşünülen modellerin geçerliliğini denetlemek ve saha verilerine dayanan modeller oluşturarak Türkiye neotektoniğini aydınlatmak amacıyla uzay görüntüleri, hava fotoğrafları, arazi çalışmaları ve jeofizik verilerini bir arada değerlendirmişlerdir. Bu amaçla Akşehir-Beyşehir çizgisi ile Ecemiş Koridoru arasında kalan bölgede Miyosen ve daha genç birimleri ayırtlamışlar, Miyosen öncesi birimleri de temel olarak haritalamışlardır. Bu çalışmanın sonucunda a-) Orta Toroslar ve Orta Anadolu bölgelerinin Orta-Üst Miyosen’de bugünkü morfolojik görünümlelerinden farklı konumda olduğunu, yani Orta Anadolu’nun kara Orta Toroslar’ın ise deniz altında olduğunu b-) Orta Üst Miyosenden sonra bölgenin K-G yönlü bir sıkışma tektonik rejimi ile şekil değiştirdiğini c-) Miyosen çökellerinin yaygın olarak bulunduğu Orta Torosların bugün yayvan bir antiklinale karşılık geldiğini d-) Orta Miyosen’den sonraki bir dönemde Anadolu Levhacığının oluşması, KAF ile DAF’ın belirginleşmesi ve bunun batıya hareketi ile Orta

Anadolu'nun D-B yönünde sıkışarak büküldüğünü ve bunun sonucunda K-G yönde genişlediğini belirtmişlerdir.

Yetiş (1978a-b), Yetiş ve Demirkol (1984) Ecemiş Fay Zonu'nun Çamardı dolayındaki niteliklerini ve bölgenin jeotektonik evrimini belirlemeye çalışmışlar bu amaçla bölgenin temel jeolojisi ve stratigrafisine bağlı olarak yapısını, evrimini ve Ecemiş Fay Zonu'nun gelişimini irdelemişlerdir. Ecemiş Fay Zonu'nun iki yanını doğu ve batı blok şeklinde iki bloka ayırmışlar ve bu bloklardaki hem kaya birimlerinin, hem de yapıların birbirinden farklı olduğunu belirtmişlerdir. Bölgeyi K20°D yönünde kesen Ecemiş Fayı, buna az çok paralel Cevizlik Fayı ve daha başka eğim ve doğrultu atımlı fayların varlığını vurgulamışlardır. Ecemiş Fay Zonu içerisindeki doğrultu atımlı sol yönlü ana faylar ile bunlara paralel ikincil fayların yaklaşık 7–8 km genişlikteki bir zon içerisinde olduğunu ve bu kuşağın Lütésiyen öncesinde ana doğrultu atımını kazanmış olduğunu, ayrıca 80±10km'lik toplam atıma sahip olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Yetiş (1987) Ecemiş Fay Zonu boyunca kuzeydoğudan güneybatıya dar ve uzunlamasına bir şerit şeklinde uzanan ve Gülek Dağı kuzeyinde başlıca karasal nitelikli akarsu-göl çökelleri ile güneyinde akarsu-göl-plaj ve resifal nitelikli karbonattan oluşan karasal-sığ denizel nitelikli kaya stratigrafi birimlerinin fasiyes ve ortamsal niteliklerini araştırmıştır. Yapılan çalışmalar sonucunda Lütésiyen sonunda bölgeden çekilen deniz ve buna bağlı olarak gelişen dağlar arası havzanın Miyosen transgresyonunun erişemediği kesimlerinde karasal kıvrıntılılarından oluşma akarsu çökeli niteliğindeki Çukurbağ formasyonu ile gölsel çökellerden oluşma Burç formasyonunun çökeldiğini belirtmiştir. Yazar gölsel fosillere göre Burç formasyonuna Miyosen, karasal kıvrıntılılardan oluşma Çukurbağ formasyonuna ise stratigrafik pozisyonu nedeniyle Oligosen yaşını vermiştir. Araştırmacı Ecemiş Fay Zonu'nun kuzey kesiminde, Çamardı civarında Oligosen evresinde akarsu ortamına ait çökeller ve bunlara ait as fasiyesler ile Miyosen evresinde göl, bataklık, delta ve menderesli nehir ortamını karakterize eden çökellerden oluşma karasal ortamların varlığını belirlemiştir.

Pasquare ve diğ. (1988) Orta Anadolu'daki kıtasal yay volkanizması ve tektonik düzen üzerine çalışma yapmışlardır. Bu çalışma sonucunda Orta Anadolu'daki Neojen ve Kuvaterner volkanizmasının Afro-Arap ve Avrasya levhaları arasında gelişen kıtasal çarpışma ile bağlantılı Anadolu Volkanik Yay'ının orta kesimini

gösterdiğini tespit etmişlerdir. Aynı zamanda bu volkanizmanın Geç Miyosen'de başladığını ve transtansiyonal tipteki kırılğan deformasyonlarla bağlantılı tektonik çöküntülerin karmaşık sistemi ile yakından ilişkili olduğunu ve üç evrede geliştiğini öne sürmüşlerdir. Volkanik aktiviteler arasındaki ilişkinin ise Orta Anadolu'da bulunan doğrultu atımlı fay sistemleri tarafından şekillendirildiğini savunmaktadırlar. Erciyes ve Hasan Dağ gibi büyük stratovolkanların DKD-BGB yönünde gelişmiş olan Ecemiş ve Tuz Gölü doğrultu atımlı fayların kesişiminde geliştiğini belirtmişlerdir.

Karadenizli (1991) Ecemiş Fay Zonu'nda (Pozantı civarı) yüzeyleyen Oligosen-Alt Miyosen yaşlı kırıntılı istifin sedimantolojik incelenmesi ile birlikte, bu kırıntılıların depolanmasında Ecemiş Fayı'nın tesirlerini inceleyip, tektonik kontrollü bir havzanın ürünü olup olmadıklarını araştırmıştır. Oligosen-Miyosen istifini alüvyal yelpaze, örgülü akarsu, uç yelpaze-taşkın ovası şeklinde üç fasiyese ayırmış ve Ecemiş Fayı'nın Miyosen sonrası, Pliyosende oluştuğunu belirtmiştir.

Beyhan (1994) Ecemiş Fay Zonu'nun Sulucaova (Niğde)-Kovalı (Kayseri) segmenti üzerinde, bölgenin stratigrafik ve neotektonik özelliklerine bağlı olarak fayın başlangıç yaşını, özelliklerini, aktivitesini ve boyutunu belirlemeye çalışmıştır. Bu çalışma sonucunda Üst Eosen (?)-Oligosen Çukurbağ ve Alt-Orta Miyosen Burç formasyonlarının Toros Kuşağı'ndaki molas çukurluklarında depolandığını, bunların depolanması esnasında duraylı bir çökelim ortamının olmadığını, bu formasyonların konglomeraları içerisinde fayların geliştiğini ifade etmiştir. Ayrıca Kretase yaşlı ofiyolitik melanjin Geç Oligosen-Orta Miyosen süresince tüm Toros Kuşağı'nda hüküm süren sıkışmalı tektonik rejim ile bu birimler üzerine bindirdiğini belirtmiştir. Bu rejimdeki yapılar (kıvrımlar ve bindirmeler) ile Ecemiş Fay Zonu'ndaki yapısal düzenin birbirine uymadığını, bu yüzden de Ecemiş Fay Zonu'nun başlangıç yaşının bu sistemden sonra ve muhtemelen Pliyosen'de olduğunu ileri sürmektedir. Pliyo-Kuvaterner yaşlı Kelerdere formasyonu ve Kuvaterner yaşlı alüvyal çökellerin fay kontrollü havza dolgusu olduğunu ve dolayısıyla Ecemiş Fay Zonu'nun bu süreç içerisinde de aktivitesini sürdürdüğünü belirtmiştir. Fayın aktivitesine ve sol yanal doğasına delil olarak ta S şeklinde kıvrılmış ve ötelenmiş dereler, Kuvaterner yaşlı alüvyal yelpazeler içerisinde fay etkili deformasyonların varlığını göstermiştir.

Dhont ve diğ. (1998) Orta Anadolu'nun tektoniğini ve bölgedeki volkanik yarıkların (çatlak) yerleşimini, saha yapısal analizlerini bütünleyen uydu görüntüleri ve Sayısal

Yükseklik Modelleri (SYM) kullanarak analiz etmişlerdir. Yazarların gözlemlerine göre Orta Anadolu'da Geç Miyosen'den günümüze kadar gerilme rejimi ve açılma hakim olmuştur. Bölgede sıkışmalı yapıların bulunmadığını fakat açılmalı Neojen yapılarının bol miktarda olduğunu savunmaktadırlar. Dolayısıyla Orta Anadolu'daki bölgesel volkanizmanın sıkışma ile değil açılma ile bağlantılı olduğunu ve yerel ölçekteki volkanik çatlakların, çizgisel kümelerin ve volkanik sırtların gelişiminin tansiyon çatlakları üzerinde veya Kapadokya'daki kaldera kompleksinin ve volkanların ise atkuyruğu yapıları üzerinde geliştiğini savunmaktadırlar. Orta Anadolu platosundaki açılmanın alt kabukta yer alan yarı-yatay sıyrılma yüzeyleri üzerinde hareket eden kıtasal bloklarla bağlantılı olduğunu ileri sürmektedirler.

Jaffey ve Robertson (2005) Neojen'den günümüze kadar Orta Toros Dağları'nın yükselimi ve yüzeye çıkışını belgelemek için Türkiye'nin güneyindeki birbiri ile bağlantılı Ecemiş, Karsantı ve Aktoprak havzaları üzerinde sedimenter araştırmalar yapmışlardır. Bu çalışmanın sonucunda Tetis ile bağlantılı denizel sedimatasyonun Orta Toroslarda Geç Eosen'de sona erdiğini ve bunu kıvrımlanmaların, bindirmelerin ve bölgesel ölçekte deniz seviyesi üzerine çıkışların takip ettiğini, ilk denizel olmayan Oligosen depolanmasının farklı alanlarda yerel olarak değişebilen topoğrafyayı ifade ettiğini belirtmişlerdir. Oligosen-Üst Miyosen boyunca gelişmiş, denizel olmayan sedimantasyonun baskın olarak örgülü dereler tarafından geliştiğini ve bu derelerin başlangıcının Toroslar ve Niğde Masifi olduğunu vurgulamışlardır. Orta Miyosen'de meydana gelen kısa süreli bir bölgesel sıkışma sonucu hem Aktoprak hem de Ecemiş havzasında büyük göllerin oluşması ile havzasal depolanmanın Geç Miyosen'de yeniden başladığını, Karsantı Havzası'nın ise Erken ve Orta Miyosen'de güneydeki Adana Havzası ile bağlandığını belirtmişlerdir. Ecemiş Havzası'nda Oligosen-Miyosen sedimantasyonunun hakim olduğunu ve Ecemiş Fay Zonu'nun bugün ki morfolojisinin Geç Miyosen?-Pliyosen'de gelişmiş olan açılmalı ve transtansiyonel faylanma ile geliştiğini belirtmişlerdir. Ayrıca bu durumun Ecemiş Fay Zonu içerisinde ve civarında çok büyük Pliyo_Kuvaterner alüvyal fanların gelişimini tetiklediğini ifade etmişlerdir. Bu fanların morfolojisinin Kuvaterner iklim değişiklikleri, eksenel akarsu kazımları ve aktif doğrultu atım tektoniğinin birleşiminden etkilendiğini vurgulamışlardır.

Koçyiğit ve Beyhan (1998) kuzeyde Düzyayla'dan güneybatıda Kıbrıs'ın batısında Doğu Akdeniz tabanına kadar uzanan yaklaşık 730 km. uzunluğunda ve 2–80 km.

genişliğindeki KD doğrultulu, aktif, sol yanal kıta içi transcurrent (verev) bir yapı olarak nitelendirdikleri büyük fay zonunu Orta Anadolu Fay Zonu olarak adlandırmışlardır. Araştırmacılar bu çalışmada bu fay zonunun geometrisini, segmentasyonunu, morfotektonik özelliklerini, sismisitesini, yaşını, toplam yer değiştirme miktarını ve Türkiye'nin aktif tektonik tarihçesi içerisindeki önemini belirlemeye çalışmışlardır. Orta Anadolu Fay Zonu'nu 24 segmente ayırmışlardır. Bu segmentler üzerindeki yapılan detaylı çalışmalar sonucunda bu fay zonunun neotektonik dönem boyunca İç Toros Sütur Zonu'ndaki "Ecemiş Koridoru" olarak adlandırılan paleotektonik yapının kuzey-kuzeydoğuya doğru yayılmasıyla gelişmiş olduğunu ileri sürmektedirler. Ayrıca bu zonun sismik olarak aktif olduğunu, paleotektonik dönem içerisinde fayın toplam atımının 75 km, neotektonik dönemde ise 24 km olduğunu ifade etmektedirler. Orta Anadolu Fay Zonu üzerindeki hareket hızının yaklaşık 0.3 cm/yıl olduğu şeklinde de görüş bildirmişlerdir. Ayrıca araştırmacılar Anadolu Levhası'nın sınır fayları (KAF ve DAF) ile levha içerisindeki güncel fayların yapısal düzeninin KKB-GGD yönlü kısalma ve DKD-BGB yönlü açılmalı bir bölgesel deformasyonun ifade ettiğini ve bunun da Geç Erken Pliyosen'den beri devam eden Arabistan Levhası'nın kuzeye doğru hareketin sonucunda geliştiğini belirtmişlerdir.

Tatar ve diğ. (2000) Kayseri bölgesindeki ana volkanik aktivitenin meydana geldiği Ecemiş Fay Zonu'nun Erciyes kesiminde bölgesel deformasyondan kaynaklanan son blok rotasyonunu belirlemek amacıyla genç (1–2 My) lav akıntıları üzerinde paleomanyetik araştırmalar yapmışlardır. Ecemiş Fay Zonu'nun Erciyes kesiminde bir çek ayır havzanın geliştiğini ve bu havzanın da bölgedeki ignimbrit aktivitesinin sona ermesinden sonra Erciyes volkanik merkezinin yerleşimini sağladığını belirtmişlerdir. Güneyde Doğu Anadolu Fay Zonu ve kuzeyde Kuzey Anadolu Fay Zonu ile sınırlandırılan kama şekilli alan içerisinde son 2–3 My içerisinde tektonik kaçış süresince saatin tersi yönündeki dönmenin doğuda yaklaşık 25° iken güneybatıda yaklaşık 10° ye kadar azaldığını tespit etmişlerdir. Bunun sebebinin de Arabistan-Avrasya kıskacı arasında kalan yarı-plastik Anadolu Levhası'nın batıda genişlemesi olduğunu savunmuşlardır.

Jaffey ve Robertson (2001) Ecemiş Fay Zonu üzerinde yapısal ve sedimantolojik verilere dayanarak fayın yaşı ve atımı üzerine yorumlar yapmışlardır. Bu çalışma sonucunda Ecemiş Fay Zonu'nun Geç Eosen'den beri toplam 60±5 km.lik sol yanal

atıma sahip önemli bir transtansiyonal hat olduğunu belirlemişlerdir. Fay zonu boyunca doğrultu atımlı faylanmanın muhtemelen Orta Miyosen'de veya önce başladığını çünkü zonun çökme analizlerinin Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Doğu Anadolu Fay Zonu'nun başlangıç yaşından en az 7–10 milyon yıl öncesini gösterdiğini belirtmişlerdir. Ayrıca araştırmacılar Ecemiş Fay Zonu'nun Orta-Geç Miyosendeki hareketinin sol yanal doğrultu atım bakımından baskın olduğunu fakat Pliyosen ve Kuvaterner aralığında ise çok küçük doğrultu atım bileşenli doğu-batı açılmasının baskın olduğunu belirtmişlerdir. Pliyo-Kuvaterner zaman aralığında kaymanın esas olarak küçük transtansiyonal bileşenli açılma olmasından dolayı Ecemiş Fay Zonu boyunca grabenlerin ve yarı grabenlerin oluştuğunu, bu zaman aralığındaki sol yanal yer değiştirmeleri ise transtansiyonal yarı grabenlerin taban blokundaki alüvyal yelpaze döküntüleri üzerinde bulunan akarsuların atımlarının karakterize ettiğini belirtmişlerdir.

Jaffey ve diğ. (2004) Erciyes Havzası'nı da içine alan Orta Anadolu Fay Zonu'nun güney kesimini Ecemiş Fay Zonu olarak değerlendirmiş ve bu havza içerisindeki faylanmanın yaşı ile Ecemiş Fay Zonu'nun yaşının benzer olabileceğini belirtmiştir. Ayrıca Ecemiş Fay Zonu'nun uzanımı boyunca Kuvaterner cüruf konilerinin bulunmasına bağlı olarak bu fay zonunun Kuvaterner boyunca aktif kaldığını öne sürmüştür. Fakat yine de Erciyes Havzası içerisindeki faylanmanın yaşlandırılmasının gerekli olduğunu belirtmişlerdir. Buna bağlamda hem havzayı sınırlayan normal fayları hem de havza içerisinden geçen ana fay kolunu $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yöntemi ile yaşlandırmışlardır. Bu amaç için de alan içerisindeki tuf ve silisli püskürük malzemeden numune alınmıştır. Bu numuneler içerisindeki feldispat ve biyotit kristalleri kullanılmıştır. Sonuç olarak ta Erciyes Havzası'nı sınırlayan normal fayların Erken Messiniyen (5.8 My) ile sınırlı olduğunu daha sonra oluşmuş olan doğrultu atımlı faylanmanın ise Erken Pleyistosen'de (1.43 ± 0.29 My) geliştiğini belirlemişlerdir. Diğer yandan Erciyes Havzası içerisindeki fayların Neojen boyunca kinematik olarak Ecemiş Fay Zonu'nun kuzey segmentiyle bağlantılı olduğunu, dolayısıyla daha önce var olan Ecemiş Fay Zonu'nun yeniden aktif hale geldiğini ve Neojenden günümüze kadarki zaman aralığında Anadolu'nun batıya kaçıışı esnasında önemli miktarda deformasyon sağladığını savunmuşlardır.

2 STRATİGRAFİ

Çalışma alanı ve civarında Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı birimler bulunmaktadır. Paleozoyik birimleri şist, gnays, mermer ve granodiyoritten oluşan Niğde Masifi ve Üst Paleozoyik-Alt Mesozoyik yaşlı Yahyalı Grubu kayaçlarıdır. Mesozoyik Triyas-Jura yaşlı Beyaz Aladağ formasyonuna ait kalın karbonat istif ve Kretase yaşlı Mazmılı ofiyolitleri ile, Senozoyik ise denizel ve karasal ortamlarda depolanmış birimler tarafından temsil edilir. Bu birimlerin en altında Ulukışla Grubu olarak adlandırılan Orta-Üst Paleosen yaşlı denizel çökellerden oluşan Çamardı formasyonu, bu birim üzerinde yanal ve düşey geçişli Karadağ Volkanitleri ve Mavraş Kireçtaşı üyesi bulunmaktadır. Bu istif üzerine Eosen yaşlı denizel kırıntılılardan oluşan Kaleboynu formasyonu uyumsuz olarak gelir. Bu birim üzerinde Oligosen yaşlı karasal kırıntılılardan oluşan Çukurbağ formasyonu birim ile uyumlu olarak depolanmıştır. Miyosen yaşlı Burç formasyonu ise evaporit katkılı ve kömür damarlı göl çökellerinden oluşur. İstifin en genç birimi ise karasal ortam özellikleri gösteren Kuvaterner yaşlı Çatalca konglomasıdır. Alüvyon çökeli ise Ecemiş Deresi ve diğer güncel dereler boyunca devam etmektedir. Bu çalışmada Ecemiş Fay Zonu'nun neotektonik açıdan önemi, morfotektonik ve paleosismik özelliklerinin belirlenmesi amaçlandığı için bu amaca bağlı olarak bölgede yüzeyleyen birimler temel birimleri ve örtü birimleri olmak üzere iki gruba ayrılmıştır. Karasal ortamda çökelmiş Oligosen yaşlı Çukurbağ formasyonu ve bu birim üzerinde çökelmiş daha genç birimler örtü birimleri olarak değerlendirilmiştir (Şekil 2.1). Temel birimlerine ve örtü birimleri içerisinde yer alan Çukurbağ ve Burç formasyonlarına ait stratigrafik özellikler önceki çalışmalardan derlenmiş, Kuvaterner yaşlı Çatalca konglomasının stratigrafik özellikleri ise detaylı bir şekilde incelenmiştir.

2.1 Temel Birimleri

2.1.1 Niğde Metamorfitleri (PzMzn)

Çalışma alanında Ecemiş Fay Zonu'nun batısında bulunan birimlerin temelini Niğde metamorfitleri oluşturur. Birimi Blumenthal (1952) "Niğde kompleksi", Okay (1955) "Kristalen şistler", Kleyn (1970) "Niğde-Çamardı masifi" adlarıyla tanımlamışlardır. Çalışma alanında Çamardı ilçesinin kuzey ve batısında kuzeybatıya doğru yaygınlaşan ve geniş bir mostraya sahip olan birime Yetiş (1978a) birimin tipik olarak Niğde'de görülmesinden dolayı Niğde metamorfitleri ismini vermiştir.

Niğde metamorfitlerinin çalışma alanında Bademdere, Eynelli, Orhaniye Köyleri'nde yaygın mostraları vardır. Genel olarak gnays, mermer, kuvarsit ve amfibolitler ile temsil edilen Niğde metamorfitleri Göncüoğlu (1981) tarafından ise Niğde grubu adı altında toplanmış; bu grup içerisinde kaya türü özellikleri göz önüne alınarak Gümüşler, Kaleboynu, Aşıgediği formasyonları ayırtlanmış ve tanımlanmıştır.

Göncüoğlu (1986) Orta Anadolu masifinin güney ucunu oluşturan Niğde metamorfitlerinde en altta meta kırıntılıların hakim olduğu Gümüşler formasyonu, bunun üzerinde karbonat-kırıntılı ardalanmasından oluşan Kaleboynu formasyonu, en üstte ise karbonatlar içeren Aşıgediği formasyonunun yüzelediğini belirtmiştir. Göncüoğlu (1981) Niğde metamorfitlerinin post tektonik Üçkapılı granodiyorit tarafından kesildiğini ve Üçkapılı granodiyoritinde yapılan tüm kaya Rb/Sr analizlerine göre bu kayaların Alt Senomaniyen'de (95 ± 11 My) kristallendiklerini ifade etmiştir. Çalışma alanının büyük bir kesiminde Niğde metamorfitleri Ulukışla grubuna ait Orta-Üst Paleosen yaşlı Çamardı formasyonu tarafından uyumsuz olarak üzerlenir. Niğde metamorfitleri Orta Miyosen'de düşük açılı sıyrılma fayları ile yeniden yüzeye çıkmışlardır (Fayon ve diğ., 2001).

2.1.2 Yahyalı Grubu (PzMzy)

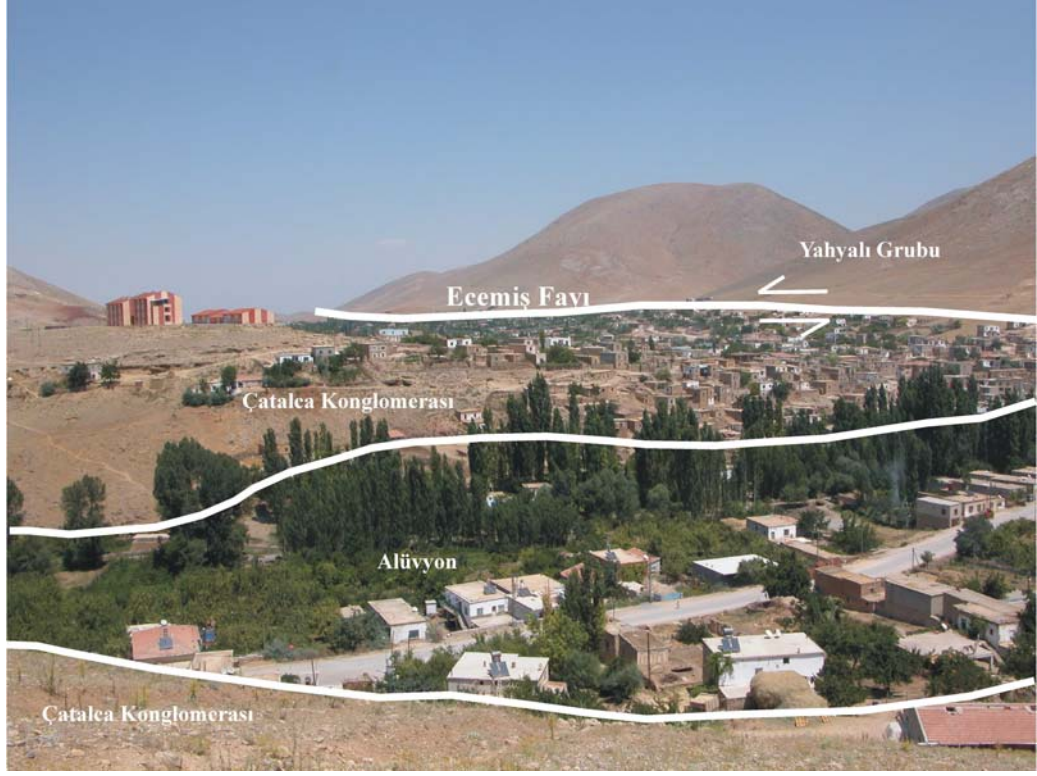
Tekeli ve diğ. (1984) tarafından adlandırılmış olan bu grup Geç Paleozoyik-Erken Mesozoyik dönemlerinde depolanmış üç birime ayrılmıştır. Üst Paleozoyik'in en alt seviyeleri koyu gri-siyah, orta-kalın tabakalı rekristalize kireçtaşlarından oluşmaktadır. Kireçtaşlarına gastropod, brachiopod ve alg fosillerine göre Üst Devoniyen yaşı verilmiştir. Bu birimin üstünde ise baskın olan litoloji kuvarsit, dolomit ve şistlerle ara tabakalı, orta-kalın tabakalı, koyu gri, rekristalize kireçtaşdır

(Şekil 2.2). Bu kireçtaşı içerisinde Fusulinid ve *Mizzia*'ların bol bulunduğu seviyeler vardır. Bu fosillere göre Fusulin'li seviyeler Karbonifer, *Mizzia*'lı seviyeler ise Permiyen yaşlıdır. Alt Mesozoyik *Mizzia* içeren kireçtaşı seviyeleri üzerinde konglomeratik kireçtaşı ile başlar ve orta tabakalı, açık gri renkli dolomitlerden oluşur. Konglomeratik kireçtaşlarının çakılları pelletli veya oolitik pakettaşı ve kristalin kireçtaşıdır. Matriks killi, çamurlu, genellikle rekristalize mikrittir (Tekeli ve diğ. 1984).

Yahyalı grubu çalışma alanında Dünderlı-Yahyalı arasında geniş yayılıma sahiptir. Çalışma alanı içerisinde İkitepeler ve Tülüce Tepesi'nde Çukurbağ formasyonu ile dokanak halindedir. Fakat bu ilişki yamaç döküntülerinin yoğunluğu nedeniyle net olarak gözlenmemektedir. Ayrıca Dünderlı Kasabası'nın batısında Çatalca konglomerası ile olan ilişkisi net olarak görülmüştür. Çatalca konglomerası, Yahyalı grubu üzerinde hem faylı hem de açılal uyumsuzlukla yer almaktadır (Şekil 2.3). Bunun dışında birim genel olarak güncel alüvyonlarla sınır teşkil etmektedir.



Şekil 2.2 Körköprü Deresi içerisindeki Yahyalı grubuna ait şistlerle ara tabakalı rekristalize kireçtaşlarının görünümü (Bakış yönü GB'ya doğru)



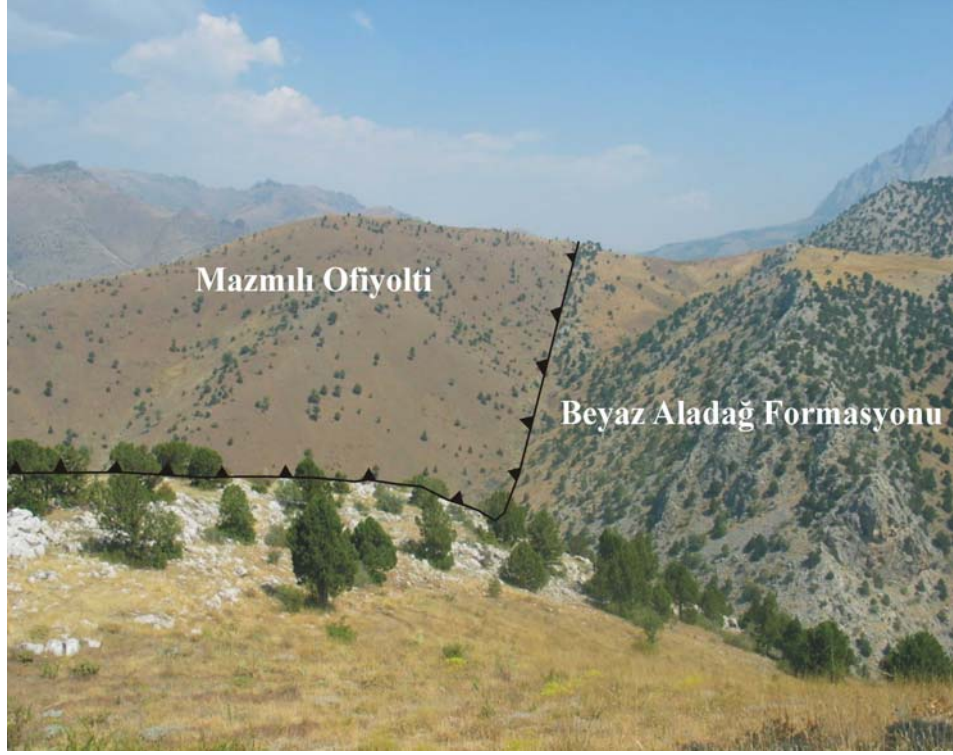
Şekil 2.3 Dünderlı Kasabası civarında Yahyalı grubu kayalar ile Çatalca konglomeralarının stratigrafik ilişkisi (Bakış yönü G'den K'ye doğru)

2.1.3 Beyaz Aladağ Formasyonu (TrJb)

Çalışma alanı boyunca çok geniş bir yayılıma sahip olan birime ilk defa Blumenthal (1952) tarafından Beyaz Aladağ kireçtaşı adı verilmiştir. Okay (1955), Ak Aladağ kireçtaşı, Yetiş (1978a, 1984) ise bölgenin en yüksek morfolojik yapısı olan Demirkazık Tepesi'ne dayanarak Demirkazık kireçtaşı adlarını kullanmışlardır. Atabey ve Ayhan (1986), Demirkazık kireçtaşı, Tekeli ve diğ (1987) ise Beyaz Aladağ formasyonu isimlerini kullanmışlardır. Çalışma alanında kuzeyde Hurç Dağı güneyinden güneyde Lorut Dağı güney batısına kadar uzanır. Dolomit ve dolomitik kireçtaşından oluşan sarp topoğrafyalı birim gri renkli, gözeneksiz, çok sert, köşeli kırıklı, orta-kalın tabakalı, çoğunlukla masif görünümlüdür. Yetiş (1978a), algli, foraminiferli kireçtaşının çoğunlukla mikrit, biyomikrit ile biyosparit ve intrasparit nitelikli olduğunu ve bunun da oldukça dingin, sığ denizel, duraylı-duraysız şelfte çökelmiş olduğunu belirtmiştir. Tekeli ve diğ. (1984)'e göre Beyaz Aladağ formasyonu çamurtaşı-vaketaşı, pakettaşı-tanetaşı ve farklı kalınlıklardaki dolomit istiflerinden oluşur. Yazar birimi oluşturan çökellerin özelliklerine göre istiflerin kıydan açık kısımlardaki sığ kesimlerde (offshore bank) veya kıyı platformuna

yakın, açık veya sınırlandırılmış şelf lagün ortamlarında çökelmiş olduğunu vurgulamıştır. Aynı zamanda birim içerisindeki *Trocholina permodiscoides* ve *Triasina* sp. gibi foraminiferlerin Noriyen; *Involutina liassica* ve alglerle (*Paleodasycladus mediterraneus*) birlikte *Ichtyolaria calvezi* fosillerinin ise Alt Jura'nın varlığını gösterdiğini belirtmiştir. Yetiş (1978a) birimden derlemiş olduğu *Thaumatoporella* sp., *Involutina* sp., *Teutloporella* sp., *Textularia* sp., *Pfenderina* sp., *Trochammina* sp., Valvulinidae, Duostominidae, Dasycladae, Miliolidae fosillerine göre birimin Üst Triyas-Jura yaşında olduğunu belirtmiştir.

Çalışma alanında Beyaz Aladağ formasyonu birçok birimle dokanak halindedir. Bu birimlerden Mazmı ofiyoliti; Emliboğazının güney yamacındaki Karabel Tepesi'nin doğusunda, Kızıyalım Kayaları Mevkisi'nin batısında Beyaz Aladağ formasyonu üzerine bindirmelidir. Fakat yoğun yamaç döküntüsünden dolayı dokanak net bir şekilde gözlenememektedir. Mazmı ofiyoliti ile Beyaz Aladağ formasyonu arasındaki ilişki Cevizlik Mahallesi kuzeyi ve Solaklı Köyü kuzeyi arasında ise net bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 2.4). Beyaz Aladağ formasyonu ile dokanak halinde olan bir diğer birim Çukurbağ formasyonudur. Bu iki birim arasındaki dokanak Totari Deresi doğusu, Madenboğazı Yaylası'nın batısı, Yalak Deresi doğusu, Solaklı Köyü batısı, Hamidiye Köyü batısı ve Kamışlı Kasabası'nın doğusunda net bir şekilde izlenebilmektedir. Çukurbağ formasyonu Beyaz Aladağ formasyonu üzerinde açısal uyumsuzlukla yer almaktadır. Beyaz Aladağ formasyonu ile dokanak halindeki bir başka birim ise Çatalca konglomerasıdır. Çatalca konglomerası Beyaz Aladağ formasyonunu uyumsuz olarak üzerler. İki birim arasındaki ilişki Demirkazık Köyü kuzeybatısındaki Karamukboğazı Deresi'nin güney yamacında, Okçu Deresi'nin kuzey yamacında, Sakartaş Tepesi'nin güneybatısında, Eznevit Tepesi'nin kuzeyinde ve Dervişkeleri güney yamacında net olarak gözlenebilir (Şekil 2.5). Beyaz Aladağ formasyonu ile dokanak halinde olan son birim ise yamaç döküntüleridir. Birim kuzeyde Demirkazık Köyü kuzeyi ile Pınarbaşı Köyü kuzeydoğusu arasında yayılım gösterirken güneyde Solaklı Köyü güney batısı ile Hamidiye Köyü'nün kuzeydoğusundaki Bozotlu Tepesi'nin etekleri arasındaki geniş bir alanda ve Hışır Dağı batısında yayılıma sahiptir.



Şekil 2.4 Solaklı Köyü batısında yer alan Beyaz Aladağ formasyonu ile Mazmılı ofiyoliti arasındaki bindirmenin görünümü (Bakış yönü G'den K'ye doğru)



Şekil 2.5 Emli Vadisi içerisindeki Beyaz Aladağ formasyonu ve üzerinde açılal uyumsuzlukla yer alan Çatalca konglomeralarının görünümü (Bakış yönü G'den K'ye doğru)

2.1.4 Mazmılı Ofiyoliti (Km)

Tipik olarak Niğde ve Adana illerinin sınırında yer alan Mazmılı yaylası civarında görülmesinden dolayı Yetiş (1978a), birimi Mazmılı ofiyoliti olarak adlandırmıştır. Geniş bir yayılıma sahip olan birim çalışma alanında Karabel Tepesi, Elmasekisi Deresi, Cevzlik Mahallesi, Solaklı Köyü, Dağdibi mevkilerinde gözlenmektedir. Birim çoğunlukla peridotitlerden (dunit, harzburjit) oluşmaktadır. Peridotitler serpantinleşmeye uğradıkları için mostraları parlak, yağlı ve cilalı bir görünüme sahiptir. Birimin alterasyon rengi kahverengimsi siyah, taze yüzeyleri yeşilimsi-siyahtır Dayanımı yüksek olan birim bol çatlaklı, çatlaklar düzensiz ve dolgusuzdur. Genelde masif görünümlü olan birim çatlaklardan dolayı tabakalı bir görünüm kazanmıştır. Yetiş (1978a) Demirkazık kireçtaşı olarak adlandırdığı sığ denizel karakterdeki kireçtaşı biriminin yabancı bloklar olarak ofiyolit dizisi kayalarına karıştığını belirtmiştir. Bu kireçtaşı parçalarının ofiyolit yerleşmesi sırasında alttaki tabandan koparak ofiyolit içerisine tektonik yolla katılmış parçalar olduğunu düşünmektedir. Yetiş (1978a) serpantinleşmenin de ultrabaziklerin uğradıkları tektonik stres ve yoğun mekanik biçim değişimi ile orantılı olduğunu belirtmiştir. Yazar birimi oluşturan kayaçların manto malzemesinden olan peridotit, piroksenit ve diyabaz dayklarından oluşmasına, çevresinde metamorfizma belirtilerinin gözlenmemesine ve üzerinde bulunduğu Üst Triyas-Jura yaşlı Demirkazık formasyonunun kireçtaşı bloklarını içermesine bağlı olarak Mazmılı ofiyolitinin bölgeye Geç Kretase yaşlı bir sürüklenimle tektonik olarak yerleştiği sonucuna varmıştır.

Karabel Tepesi ve Dağdibi Mevkiin'de Mazmılı ofiyoliti, kireçtaşları üzerine bindirmiştir (Şekil 2.6). Kazıklıaliboğazı Deresi doğusunda ise birimin üzerine Çatalca konglomeraları uyumsuz olarak gelir. Cevzlik Mahallesi'nde Mazmılı ofiyoliti ile Çamardı formasyonu'nun Ecemiş Fayı ile dokanağa geldiği belirlenmiştir (Şekil 2.7).

Burada Çamardı formasyonuna ait şeyller içerisinde faylanma sonucunda tabakalanma ile açı yapacak şekilde gelişmiş yapraklanma gözlenmiştir. Ayrıca Çamardı formasyonu'nun dokanağındaki serpantin içerisinde doğrultu atımlı sol yanal fayın belirtileri olan düşey eksenli kıvrımlanmalar gözlenmiştir (Şekil 2.8).



Şekil 2.6 Solaklı Köyü doğusunda Beyaz Aladağ formasyonu üzerine tektonik sürüklenme ile yerleşmiş olan Mazmıli ofiyolitinin görünümü (Bakış yönü B'dan D'ya doğru)



Şekil 2.7 Cevzlik Mahallesi'nin doğusunda Ecemiş Fayı ile tektonik olarak bir araya gelmiş Çamardı formasyonu ve Mazmıli ofiyolitinin görünümü (Bakış yönü G'e doğru).



Şekil 2.8 Cevzilik Mahallesi'nin güneyinde, Çamardı formasyonu ve serpantin dokanağındaki doğrultu atımlı sol yanal fayın belirtileri olan düşey eksenli kıvrımlar (Bakış yönü D'ya doğru).

Çalışma alanında Mazmıllı ofiyoliti üzerine farklı bölgelerde farklı birimler gelir. Kazıklıliboğazı'nın güneyinde Karabel Tepesin'de bulunan ofiyolit üzerinde Çatalca konglomerası yer alırken Alagöz Dere'sinin güneydoğusunda ve Solaklı Köyü'nde ise birimin üzerinde açılal uyumsuzlukla Oligosen yaşlı Çukurbağ formasyonu yer alır. Çalışma alanında, birim yüzlek verdiği çoğu kesimde Beyaz Aladağ formasyonu ile tektonik olarak dokanaktadır ve kireçtaşları üzerine bindirme ile yerleşmiştir, fakat yoğun yamaç döküntüsünden dolayı bu iki birim arasındaki dokanağı net görmek çok zordur.

2.1.5 Çamardı Formasyonu (Paç)

Oktay (1973) Ulukışla kuzeyindeki Paleosen-Üst Lütésiyen yaşlı magmatit, volkanit ve fliş fasiyesinden oluşan topluluğu Ulukışla grubu olarak adlandırmıştır. Yazar bu grup içerisinde hepsinin de fliş karakterli olduğunu belirttiği üç formasyon ayırtlamıştır. Bunlardan Orta Paleosen-Alt Lütésiyen yaşlı, kumtaşı, siltaşı, konglomera ve trakiandezitik yastık lavlardan oluşan birime Serenkaya formasyonu; Üst Paleosen-İpresiyen yaşlı, şeyl, kumtaşı, kireçtaşı, tüflü kumtaşı ardalanımından oluşan birime Güney formasyonu; Orta Lütésiyen yaşlı, siltaşı, kumtaşı ve şeyl ardalanmasından oluşan birime de Bozbeltepe formasyonu adlarını vermiştir. Demirtaşlı ve diğ. (1984) Ereğli-Ulukışla arasında türbiditik kumtaşı ile şeyl ardalanmasından oluşan, spilit ara

katkılı, Paleosen-Alt Eosen yaşlı istifeye Halkapınar formasyonu ismini vermişlerdir. Yetiş (1978a) Yelatan Köyü güneyindeki Akkaş sırtında tipik yer ve kesiti bulunan, Karadağ spiliti ile düşey ve yanal geçişli olan, marn, çamurtaşı, silttaşı, kumtaşı ve kırıntılı kireçtaşı ardalanımından oluşan Orta-Üst Paleosen yaşlı fliş karakterli birimi Çamardı formasyonu olarak adlandırmıştır.

Çamardı formasyonu çalışma alanında Ecemiş Fay Zonu'nun batısında yaklaşık kuzey güney gidişli, geniş yayılıma sahip bir birimdir. Fay Zonu'nun doğusunda ise bu birime rastlanmamaktadır. Oldukça dağınık mostraları bulunan birimin tipik olarak görüldüğü yerler kuzeyden güneye doğru; Çalıkdağ güneyindeki Kızılmeşelik Tepesi, Dünderli Kasabası'nın kuzeybatısındaki Topyeri Tepesi, Hurç Dağı kuzeybatısında Böğlek ve Evrençökeği Tepeler, Kavlaktepe doğusunda Subattı Tepesi, Elekgölü Köyü batısındaki Boztepeburnu Tepesi ve Cevizlik Mahallesi batısındaki Akkaş Sırtı'dır. Birim gri, kahvemsî siyah renkli, sert sağlam, köşeli kırıklı, ince orta tabakalı, kumtaşı, kiltası, marn ve kireçtaşı ardalanmasından oluşmaktadır (Şekil 2.9).



Şekil 2.9 Evrençökeği Tepesi'nde yüzlek veren köşeli kırıklı, kiltası marn ardalanmalı Çamardı formasyonu (Bakış yönü K'de G'ye doğru)

Yetiş (1978a) Çamardı formasyonunun spilit ara katkılı, marn, çamurtaşı, silttaşı, kumtaşı ve kırıntılı kireçtaşının değişik oranda katılmasıyla oluştuğunu belirtmiştir.

Yazar, kumtaşlarının olgunlaşmadığını ve içerisinde çokça kil bulunduğunu belirtmiştir. Marndan kumtaşına dereceli geçişin var olduğunu, kumtaşlarında dereceli tabakalanma, lamina ve konvolüt tabakalanma görüldüğünü belirtmiştir. Marn, çamurtaşı, silttaşı, kumtaşı tabakalarında yatay ve düşey hızlı değişimin olduğunu, fosilce fakir olmasına rağmen marn tabakalarının üst kısımlarında pelajik organizmalara rastlandığını işaret etmiştir. Bu özelliklere göre Çamardı formasyonun fliş fasiyesinde çökeldiğini, bu istifin spilitlerle aralanmalı ve yanal geçişli olduğunu ve derin deniz ortamında çökelmiş olabileceğini savunmuştur. Beyhan (1994) Sulucaova-Kovalı arasında yapmış olduğu çalışmada Çamardı formasyonunun tipik olarak yüzelediği Boztepe ve Topyeri Tepesi'nde ölçülü stratigrafik kesitler almıştır. Yazar, istifin Topyeri Tepesi kesitinde Yahyalı grubu üzerine uyumsuz olarak geldiğini ve istifin polijenetik (değişik kökenli), düzensiz, kalın tabakalı-masif taban konglomerası ile başladığını, bunun üzerine orta tabakalı kumtaşı, marn, orta-kalın tabakalı kireçtaşı ve merceksel konglomera olistostromlarının geldiğini ve istifin 129 m. görünür kalınlığa sahip olduğunu belirlemiştir. Boztepe ölçülü kesitinde ise birimin tabanının görülmediğini ve istifin orta-kalın tabakalı pelajik kireçtaşı ile başladığını, bunun üzerine ince tabakalı marn ve makro fosil içeren ince-orta tabakalı killi kireçtaşının geldiğini ve istifin en üst kesiminin ince-orta tabakalı kumtaşı, silttaşı ve marn aralanmasından oluştuğunu belirtmiştir. Bu kesitte Çamardı formasyonunun kalınlığı 210 m. olarak ölçülmüştür. Yetiş (1978a) Mahmatlı doğusundaki mostralardan ve Akkaş Ölçülü Stratigrafik kesitinden derlediği *Globigerina triloculinoidea*, *Globigerina* sp., *Globorotalia* cf. *uncinata*, *Globorotalia* cf. *pseudomonardii*, *Globorotalia* sp., *Planorbulina* sp., *Textularia* sp., *Rotalia* sp., Miliolidae gibi fosillere göre birimin yaşının Orta-Üst Paleosen olduğunu belirlemiştir. Beyhan (1994) *Laffitenia* sp., *Miscellenea* sp., *Globuconusa* sp., *Morozovella* sp., *Planorotalites* sp., *Anamolina* sp., *Eponides* sp., *Orbitoides* sp., *Siderolites* sp., Rotalidae, Globigerinidae, Miliolidae, Bryozoa, Dasycladacea, Gastropoda ve Pelecypod gibi fosillere bağlı olarak birimin yaşını Orta-Üst Maastrichtiyen-Daniyen olarak vermiştir.

Çamardı formasyonu Kovalı Köyü'nün güneyinde Yahyalı grubu üzerinde uyumsuz olarak gözlenirken, Dünderlı Köyü'nün kuzeybatısında aynı birim ile olan dokanağı bir faydır. Yine Dünderlı Kasabası'nın batısında üzerine Çatalca konglomerası uyumsuz olarak gelir. Çalışma alanının çoğu kesiminde Karadağ volkanitleri ile

yanal geçişli olan birim Mahmatlı Köyü kuzeyinde Boztepeburnu Tepesi'nde Oligosen yaşlı Çukurbağ formasyonu tarafından açılı uyumsuz olarak üzerlenir. Cevizlik Mahallesi batısında ve Akkaş Sırtı doğusunda Ecemiş Fayı ile sınırlandırılmıştır. Solaklı Köyü'nün kuzeybatısında ve Cevizlik Mahallesi'nde Çamardı formasyonunun ofiyolitlerle dokanak halinde olduğu ve bu iki birimin fay ile bir araya geldiği tespit edilmiştir.

2.1.6 Karadağ Volkanitleri (Pak)

Bölgede Paleosen yaşlı volkanizma ayrıntılı olarak ilk kez Blumenthal (1952) tarafından çalışılmıştır. Yetiş (1978a)'e göre Blumenthal (1952) Ecemiş Çayı batısındaki birimlerde andezitin egemen bulunduğunu ve yer yer trakit ile aglomera kapsadığını ileri sürmüştür. Oktay (1973) Ulukışla Havzası'nda çok yaygın olan volkanitlerin en doğu kesimini oluşturduğunu belirtmiş ve birime Sansartepe formasyonu adını vermiştir. Yetiş (1978a) Ecemiş Fay Zonu'nun batısında geniş yayılımı olan, koyu yeşil-kahve renkli, çoğunlukla spilit karakterinde olan istife Karadağ spiliti adını vermiştir. Tekeli ve diğ. (1987) andezit-trakit bileşimli, lav, tüf, aglomera ardalanmalı, kireçtaşı mercekli birime Karadağ volkanitleri terimini kullanmışlardır.

Ecemiş Fay Zonu'nun batısında geniş yayılımı bulunan, kahverengi-koyu yeşil renkli Karadağ volkanitleri çalışma alanında tipik olarak Çamardı'nın kuzeydoğusundaki Karadağ Tepesi, Yelatan Köyü kuzeydoğusundaki Yellikaş Tepesi'nde mostra vermektedir.

Birim andezit-trakit bileşimli olup aşırı derecede alterasyona uğradığı için çok az yerde net bir şekilde gözlenebilmektedir. Birimin net olarak görülebildiği yerlerden biri de Yellikaş Tepesi'dir. Çalışma alanının çoğu kesiminde bol kırık ve çatlaklıdır (Şekil 2.10).

Atabey ve Ayhan (1986)'a göre Karadağ volkanitleri Çamardı-Başmakçı hattından başlayıp, kuzeyden güneye doğru zamanla kayarak Ulukışla-Çiftahan dolayına kadar uzanan denizaltı volkanizması sonucunda gelişmiştir. Bu sırada su üstüne çıkan volkanik adalar oluşmuş ve bu adalar çevresindeki kırıntılı birimlere malzeme vermiştir.



Şekil 2.10 Yellikaş Tepesi'nde tipik olarak görülen Karadağ volkanitleri (Bakış yönü KB'ya doğru)

Yetiş (1978a) Orta-Üst Paleosen yaşlı Çamardı formasyonunun üst düzeyini Karadağ spilitinin oluşturduğunu ve yer yer spilit ara katkılı olduğunu belirtmiştir. Birim içerisinde Orta-Üst Paleosen yaşlı Mavraş kireçtaşı üyesini ayırtlamış ve bölgedeki Ulukışla grubu kayaları üzerindeki Lütésiyen yaşlı Kaleboynu formasyonunun uyumsuz olduğunu, buna bağlı olarak da Karadağ volkanitlerinin Paleosen-Alt Eosen yaşlı olduğunu ifade etmiştir.

Çalışma alanının çoğu yerinde Karadağ volkaniti Çamardı formasyonu ile düşey ve yanal geçişlidir. Yalak Deresi'nin batısında, Boztepe kuzeyinde Oligosen yaşlı Çukurbağ formasyonu, Hopurtkeleri kuzeyinde ise Çatalca konglomeraları birim üzerine açısız uyumsuzlukla gelir. Ayrıca Cevizlik Mahallesi kuzeyinde ve Yellikaş Tepesi doğusunda Ecemiş Fayı ile sınırlandırılmıştır.

2.1.7 Mavraş Kireçtaşı (Pam)

Birim ilk kez Blumenthal (1952), tarafından Başmakçı kireçtaşı üyesi olarak adlandırılmıştır. Oktay (1973) birimi Serenkaya formasyonu içinde bir ara katkı olarak ele almıştır. Yetiş (1978a) Karadağ volkanitleri içerisindeki mercek konumlu, bol algli, volkanik kırıntılı kireçtaşı birimini Karadağ volkanitinin Mavraş kireçtaşı üyesi olarak ayırt etmiştir. Demirtaşlı ve diğ (1983) birimi Ulukışla formasyonu

içinde bir üye olarak değerlendirmiş ve Başmakçı kireçtaşı üyesi olarak adlandırmışlardır. Tekeli ve diğ. (1987) Mavraş kireçtaşı, Çevikbaş ve Öztunalı (1992) Başmakçı kireçtaşı Beyhan (1994) Karataş kireçtaşı adlamasını kullanmışlardır.

Mavraş kireçtaşı çalışma alanında Ecemiş Fay Zonu'nun batısında Karadağ volkanitleri üzerinde ve tepelerde görülmektedir. Fay Zonu'nun doğusunda Mavraş kireçtaşı gözlenmez. Dağınık mostraları bulunan birim kuzeyden güneye doğru Mavraş, Akkaya, Athasan, ve Ablamkaya Tepeleri'nde yüzlek verir.

Boz-grimsi beyaz dış görünüşe sahip olan birimin taze yüzeyi grimsi siyah renktedir. Birim dayanımı oldukça yüksek ve az belirgin kalın tabakalı, bol algli ve mikrofosilli kireçtaşından oluşur. Yetiş (1978a) derlemiş olduğu numunelerde *Textularia* sp., *Rotalia* sp., *Lithothamnium* sp., *Distichoplax* sp., *Globorotalia* sp., *Miscellanea* sp., *Lenticulina* sp., Peneroplidae, Dasycladacea, Melobesia, Bryozoa, Miliolidae (*Quinqueloculina* sp., ve diğerleri), Mercan gibi fosillerin varlığını belirlemiş ve bu faunaya göre de Mavraş kireçtaşı üyesinin Orta-Üst Paleosen yaşında olduğunu belirtmiştir.

Yetiş (1978a) Ulukışla grubu fliş fasiyesinin sığ deniz çökellerini Mavraş kireçtaşının temsil edebileceğini, az belirgin, kalın tabakalı, boz renkli Mavraş kireçtaşının şelf ortamında çökelmiş olduğunu belirtmiştir. Aynı zamanda kireçtaşının bol alg kapsamı, mercekselliği ve kaba dokusu ile bir dalga ortamını karakterize ettiğini savunmaktadır.

Mavraş kireçtaşı mercek konumlu ve Karadağ volkanitleri üzerinde uyumlu bir şekilde yer alır.

2.1.8 Kaleboynu Formasyonu (Tka)

İlk kez Blumenthal (1952) Maden Boğazı'nda, Kaleboynu Tepesi güneyindeki Nummulitli kireçtaşını Paleosen kireçtaşı olarak; Çamardı ilçesinin kuzeybatısındaki Evliya Tepesi'nde yüzlek veren ve kuzeydoğuya doğru bir uzanımına sahip olan Nummulitli konglomera, kumtaşı ve marndan oluşan istifini ise Lütésiyen olarak haritalamıştır. Yetiş (1978a) Madenboğazında Kaleboynu Tepesi güneyinde alt kesimi açık renkli, bol fosilli kireçtaşından; üst kesimi soluk kırmızı kumtaşı ve konglomeradan oluşan birime Kaleboynu formasyonu adını vermiştir. Oktay (1973)

aynı birim için Bozbeltepe formasyonu, Beyhan (1994) ise Evliyatepe formasyonu adlamasını kullanmışlardır.

Kaleboynu formasyonu Ecemiş Fay Zonu'nun her iki blokunda da yüzlek verir. Birimin Ecemiş Fay Zonu'nun doğusundaki mostraları Tülüce Tepesi'nde ve Madenboğazı Yaylası'nın güneyindeki Kaleboynu Tepesi'nde net bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 2.11). Kaleboynu formasyonunun fay zonunun batı blokundaki mostrası ise Çamardı ilçesinin kuzeybatısındaki Evliya Tepesi'nde yüzlek vermektedir.



Şekil 2.11 Tülüce Tepesi'nde yüzlek veren Kaleboynu formasyonu ile Çukurbağ formasyonunun dokanağı (Bakış yönü KD' ya doğru)

Yetiş (1978a) Kaleboynu formasyonunun Evliya Tepesi'ndeki mostrasında yapmış olduğu inceleme sonucunda birimin boz renkli, köşeli kırıklı, iri çakıllı, kötü boylanmalı, sıkı tutturulmuş, kalın tabakalı ve çakılları genellikle Niğde metamorfitlelerinden türemiş bir taban konglomerası ile başladığını tespit etmiştir. Daha sonra bu konglomera üzerine grimsi yeşil renkli kumtaşı, silttaşı, kiltası ve ince konglomera ardalanımından oluşan bir serinin geldiğini ve bu ardalanımın üzerinde de grimsi yeşil renkli kireçtaşı, kumlu kireçtaşı, kumlu kireçtaşı ile nadiren kumtaşı bulunduğunu ifade etmiştir. Yazar Kaleboynu formasyonunun en üst seviyesinde bulunan kumlu kireçtaşlarının bol Nummulit içerdiğini gözlemlemiştir (Şekil 2.12).



Şekil 2.12 Kaleboynu formasyonunun kumlu kireçtaşı seviyelerinde gözlenen *Nummulites* fosilleri (Kalemin boyu 15 cm.).

Yetiş (1978b) Ecemiş Fay Zonu'nun hem doğu hem de batı blokunda mostra veren Kaleboynu formasyonunun ölçülü stratigrafik kesitlerini yapmış ve bu kesitlerde doğu blokta Madenboğazında Maden kireçtaşları üzerinde açısız uyumsuzlukla yer alan birimin toplam kalınlığının 136 m., batı bloktaki Evliya Tepesi'nde Niğde metamorfizmi üzerinde açılı uyumsuzlukla yer alan birimin görünür kalınlığının ise yaklaşık 428 m olduğunu belirtmiştir. Beyhan (1994) ise Sulucaova Kasabası'nın kuzeybatısındaki Akdere'nin güneyinde yapmış olduğu ölçülü stratigrafik kesitte Kaleboynu formasyonunun Ballıktepe ofiyoliti üzerinde uyumsuz olarak bulunduğunu ve 12 m kalınlığında taban kongloması ile başladığını ifade etmiştir. Daha sonra birimin koyu yeşil-siyah renkli, orta tabakalı kireçtaşı ve en son olarak da koyu gri-siyah renkli, orta-kalın tabakalı fosilli sığ denizel karbonatlardan oluşan bir istif sunduğunu ve bu stratigrafik kesitin 60 m toplam kalınlığa sahip olduğunu belirtmiştir.

Oktay (1973) Kaleboynu formasyonuna karşılık geldiği düşünülen Bozbeltepe formasyonunun kumtaşı-şeyl seviyeleri üzerinde yapmış olduğu paleontolojik tayinlerde *Globigerina* cf. *venezuelana*, *Globigerapsis* *kugleri*, *Globorotalia* *bulbrookii*, *Globigerina* *senni*, *Globigerina* cf. *parva* fosillerinin varlığını belirlemiş ve bu fosillere göre birimin Alt?-Orta Lütisyan yaşında olduğunu ifade etmiştir.

Yetiş (1978a) ise derlemiş olduğu numunelerden yapılan paleontolojik incelemede Kaleboynu formasyonu içerisinde *Nummulites* sp., *Assilina* sp., *Alveolina* sp., *Discocyclus* sp., *Asterocyclus* sp., *Rotalia* sp., *Gypsina* sp., fosillerinin varlığını ve bunlara bağlı olarak da birimin yaşının Lütésiyen olduğunu ileri sürmüştür. Beyhan (1994) Kaleboynu formasyonundan derlediği nokta ve sistematik örneklerde *Orbitolites* sp., *Alveolina* sp., *Flosculina* sp., *Mississippina* sp., *Discocyclus* sp., *Nummulites* sp., *Assilina* sp., *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp., *Morozovella* sp., *Anomalina* sp., *Eponides* sp., Rotalidae, Miliolidae, Textularidae, Ostracoda, Gastropoda, Bryozoa, Pelecyropoda kavkıları, Mercan ve Lithothamnidae fosillerini belirlemiş ve bu fosillere göre birime Tanesiyen-Lütésiyen yaşını vermiştir.

Yetiş (1978a) Ulukışla grubu olarak adlandırdığı Orta-Üst Paleosen yaşlı, volkanitlerle yanal geçişli fliş fasiyesinde çökemiş olan istif üzerine Evliya Tepesi'nde Lütésiyen yaşlı, bol *Nummulites*'li Kaleboynu formasyonunun transgresyonla geldiğini saptamıştır. Yazar aynı zamanda birimin bir şelfte çökemiş olması gerektiğini ve çökme koşullarının yerel etkenlere bağlı olarak farklı olmasından dolayı fay zonunun hem doğu hem de batı blokunda bulunan birimin farklı litolojilere sahip olduğunu savunmuştur. Fay zonunun doğusunda bulunan Kaleboynu formasyonunun taban seviyesinde *Nummulites*, *Alveolina* vb fosillerin bulunması ve biyomikritten oluşması nedeniyle, ortamın orta-düşük enerjili olduğunu, aynı zamanda alt ve orta kesimlerinin de düşük ve orta enerjili olmasına rağmen üst kesimlerinde kumtaşı ve konglomeraların artmasından dolayı ortamın yüksek enerjili bir nitelik kazandığını ifade etmiştir. Batı blokta ise Evliya Tepesi'ndeki Kaleboynu formasyonu mostrasının tabanda kırıntılılardan üstte ise karbonattan oluştuğunu ve buna bağlı olarak da formasyonun çökelinin tektonik denetiminde olduğunu belirtmiştir. Aynı zamanda tabandaki birimden yapmış olduğu ince kesitlerde karadan türeme bileşenlerin bol olduğunu gözlemlemiştir. Üstteki biyomikritler içerisindeki fosillerin akıntı yönelimine sahip olduğunu ve dolayısıyla akıntı ortamını karakterize ettiğini, bazı numunelerde mikrit yüzdesinin fazla olduğunu bunun da düşük enerjiyi gösterdiğini ifade etmiştir.

Çalışma alanında Kaleboynu formasyonu, Tülüce Tepesi'nde Yahyalı grubu kayaçları üzerinde yer almaktadır. Fakat dokanak ilişkisi yoğun yamaç döküntüsü nedeniyle net bir şekilde gözlenememiştir. Yine Tülüce Tepesi'nde Oligosen yaşlı Çukurbağ formasyonu ile Kaleboynu formasyonu normal fay ile yan yana gelmiştir.

Madenboğazında ise Beyaz Aladağ formasyonu üzerinde açılı uyumsuzlukla yer alır. Üzerine de yine açılal uyumsuzlukla Oligosen yaşlı Çukurbağ formasyonu gelir. Kaleboynu formasyonu Evliya Tepesi'nde ise Niğde metamorfileri ve Çamardı formasyonu üzerinde açılal uyumsuzlukla yer alır.

2.2 Örtü Birimleri

2.2.1 Çukurbağ Formasyonu (Olç)

Ecemiş Fay Zonu boyunca kuzeydoğudan güneybatıya dar ve uzunlamasına bir yayılıma sahip olan birim ilk olarak Yetiş (1978a) tarafından Çukurbağ formasyonu olarak adlandırılmıştır. Birim için tipik mevki Madenboğazı'ndaki Kaleboynu Tepesi'nin batısıdır.

Çukurbağ formasyonu konglomera, kumtaşı, kiltası ve marn aralanmasından oluşur. Çalışma alanında Çukurbağ formasyonu doğuda Aladağlar, batıda Niğde metamorfileri ve Ulukışla grubu kayaçlarının oluşturduğu yükselteler arasında kalan çukurluk (havza) içerisinde çökelmiştir. Birimin mostralarına kuzeydoğudan güneybatıya doğru uzanan bu zon içerisinde yaygın bir şekilde rastlanmaktadır. Kuzeyden itibaren Çukurbağ formasyonunun gözlemlendiği mevkiler; Hacıbeyli Köyü'nün batısındaki Taşkesi Tepesi ve Dünderli Kasabası'nın batısındaki Ören Tepesi arası, Sulucaova Kasabası'nın kuzeyindeki Eşik Tepesi, Bademdere Kasabası'nın doğusundaki Akkıztürbesi Tepesi, Boyun Tepesi ve Testideresi Tepesi, Madenboğazı Yaylası'nın batısı, Demirkazık Köyü'nün batısındaki Arı Tepesi, Yalak Deresi, Fenk Deresi, Martı Deresi, Murt Deresi, Koraç Deresi ve Alagöz Deresi'nin vadi yamaçları, Elekgölü Köyü'nün kuzeyi Solaklı, Kamışlı, Fındıklı ve Alpu Köyleri'dir (Şekil 2.13).(EK-1)



Şekil 2.13 Fındıklı Köyü civarında yüzlek veren Çukurbağ formasyonu (Bakış yönü KD)

Konglomera, kumtaşı, kiltası ve marn ar dalanımından oluşan orta-kalın tabakalı bir görünüme sahip olan Çukurbağ formasyonu soluk kahverengimsi, sarı-bozca yeşilimsi renkte olup, az gözenekli, kötü boylanmalı, bol kırıklı, demir oksit ve killi karbonat çimentoludur. Çalışma alanı içerisinde mostra veren Çukurbağ formasyonunun çoğunlukla konglomera kumtaşı ar dalanımından oluştuğu, nadiren de bu ar dalanıma kiltası, marn ar dalanımının eşlik ettiği gözlenmiştir.

Konglomeralar soluk kahverengi-yeşilimsi gri renkli, çoğunlukla iri tanelidir. Çakıllar Çukurbağ formasyonunun çökeltme ortamını çevreleyen Niğde metamorfite, Yahyalı grubu kayalar, Ulukışla grubu kayalar, yoğun karbonat istifinden oluşan Beyaz Aladağ formasyonu ve Mazmıli ofiyolitinden türemiştir. Dolayısıyla çakıllar çoğunlukla metamorfite, volkanitler, kireçtaşları ve serpantinitten oluşmaktadır. Çakıl taneleri başlıca kırmızımsı kahverengi-koyu kırmızı, yeşilimsi gri renklidir. 0.5–25 cm arasında değişen tane boyutuna sahip çakıllar iyi yuvarlaklaşmış ve iyi boylanmıştır. Tabakanın üstüne doğru taneler küçülmekte ve kumtaşlarına geçmektedir.

Çukurbağ formasyonu içerisinde sık rastlanan diğ er litoloji kumtaşlarıdır ki bunların renkleri grimsi yeşilden koyu yeşilimsi gri ve sarımsı griden soluk kırmızıya kadar değişiklikler gösterir. Çukurbağ formasyonunun kumtaşı biriminden alınan nokta numunelerin petrografik analizi sonucunda kayacın feldispat, kuvars, kalsit, volkanik

kayaç parçaları, karbonatlı kayaç parçaları (mikritik kireçtaşı), sedimanter kayaç parçaları (kıltaşı) tane bileşiminden ve bağlayıcının ise karbonattan oluştuğu belirlenmiştir (Şatır 1997). Dolayısıyla kumtaşını oluşturan taneler ile konglomera içerisindeki tane bileşimi aynıdır. Bu da birimin havzayı çevreleyen temel birimler tarafından türemiş bileşenlerden oluştuğunu göstermektedir. Kumtaşı içerisindeki taneler ince kum ile iri kum arasında değişmektedir. Konglomeralarla ardalanmalı kumtaşları içerisinde konglomera kamalanması, düzlemsel ve teknesi çapraz tabakalanma, tabaka altı yapıları (Şekil 2.14) gibi sedimanter yapılar gözlenebilir. Ayrıca Yalacdere içerisinde yüzlek veren kumtaşlarının bazı seviyelerinde akıntı ripıllarına ve kanal dolgularına rastlanmıştır. Çukurbağ formasyonuna ait konglomera mostraları aşırı derecede alterasyona uğradığı için çakıllar genellikle tutturulmamış görünümüne sahip olmasına rağmen nadir olarak iyi tutturulmuş konglomera yüzeylemelerine de rastlanmaktadır (Şekil 2.15). Kumtaşları konglomeralara oranla daha dayanıklıdır ve tabakalanmalar daha net bir şekilde görülmektedir. Aynı zamanda alterasyon sonucu demirli minerallerin oksitlenmesi ile birim kırmızı görünüme bürünmüştür.



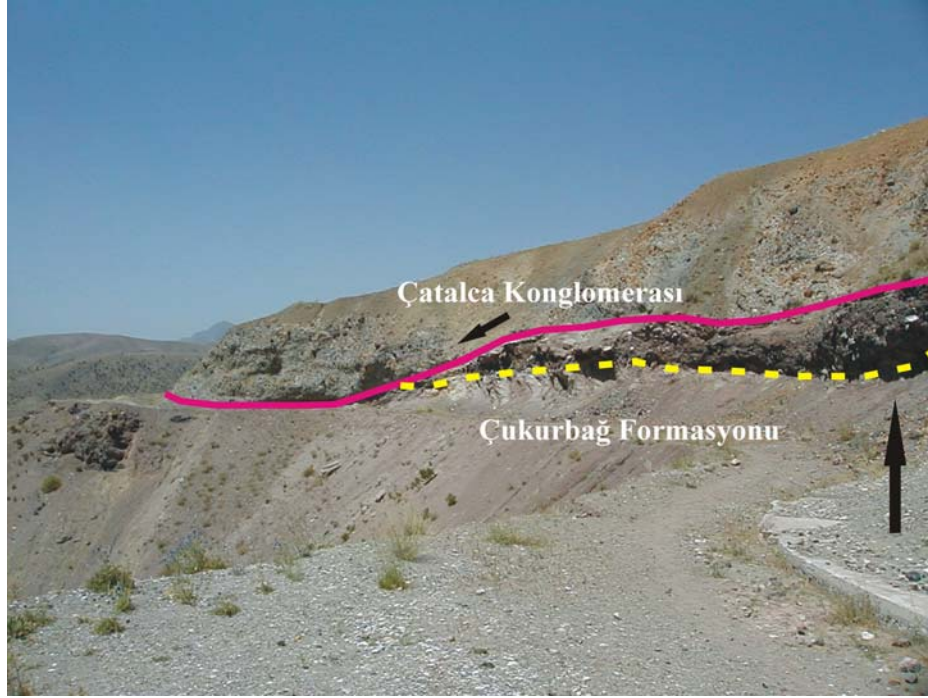
Şekil 2.14 Zekinin damlarında yüzlek veren Çukurbağ formasyonuna ait kumtaşı tabakalarının altında gelişmiş olan sedimanter yapılarının görünümü (Bakış yönü B'dan D'ya doğru, kalem boyu 15 cm.)



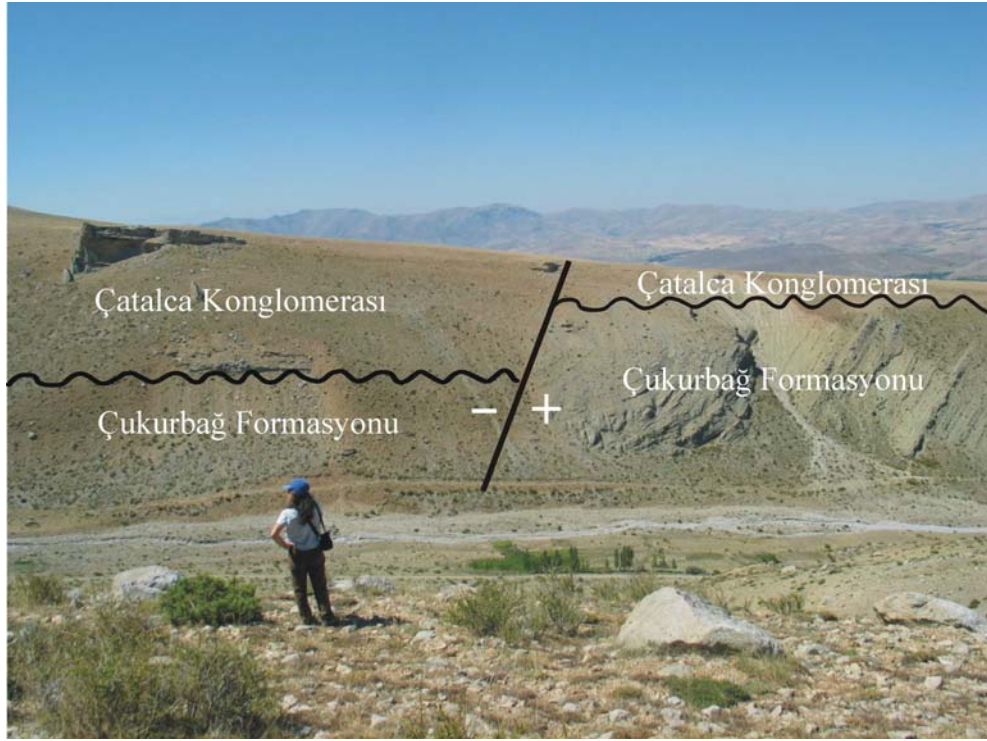
Şekil 2.15 Kılıçtaş Tepesi eteklerinde yüzlek veren Çukurbağ formasyonu içerisinde nadiren dayanımlı olarak gözlenen konglomera tabakaları (Bakış yönü KB' ya doğru)

Çukurbağ formasyonu içerisinde nadiren silttaşı ve marn ardalanımı gözlenir. Bu ardalanım Dünderlı Kasabası'nın güneyindeki Tülüce Tepesi'nde, Çamlık ve Yalak Dereleri'nde, Elekgözü Köyü'nün kuzeyindeki Alagöz Deresi'nin güney yamacında, Aşçıbekir ve Solaklı Köyleri'nin kuzeydoğusunda gözlemlenmiştir. Birim sarımsı gri renkli, düşük dayanımlı, bol kırıklıdır. Tabakalanma net olarak görülememektedir. Aşırı alterasyondan dolayı birim topraksı hal almış ve çoğu yerde taze mostroyı gizlemiştir.

Solaklı Köyü kuzeydoğusunda Çukurbağ formasyonu üzerinde, çakılları çoğunlukla serpantinitten oluşan Çatalca konglomeraları içerisinde kayma yapısı gözlemlenmiştir (Şekil 2.16). Kaymanın olduğu düzlemin altında kırmızımsı mikritik kireçtaşı birim yer almaktadır. Kaymanın uç noktasına doğru alttaki Çukurbağ formasyonuna ait tabakaların açısız uyumsuzlukla olan sınırında dönmeler gözlenmiştir. Aynı zamanda çalışma alanında Çukurbağ formasyonu içerisinde yer yer küçük ölçekli normal faylar gelişmiştir (Şekil 2.17).



Şekil 2.16 Solaklı Köyü kuzeydoğusunda Çukurbağ formasyonu ile Çatalca konglomeraları arasında gelişen kayma yapısı (Bakış yönü KB)

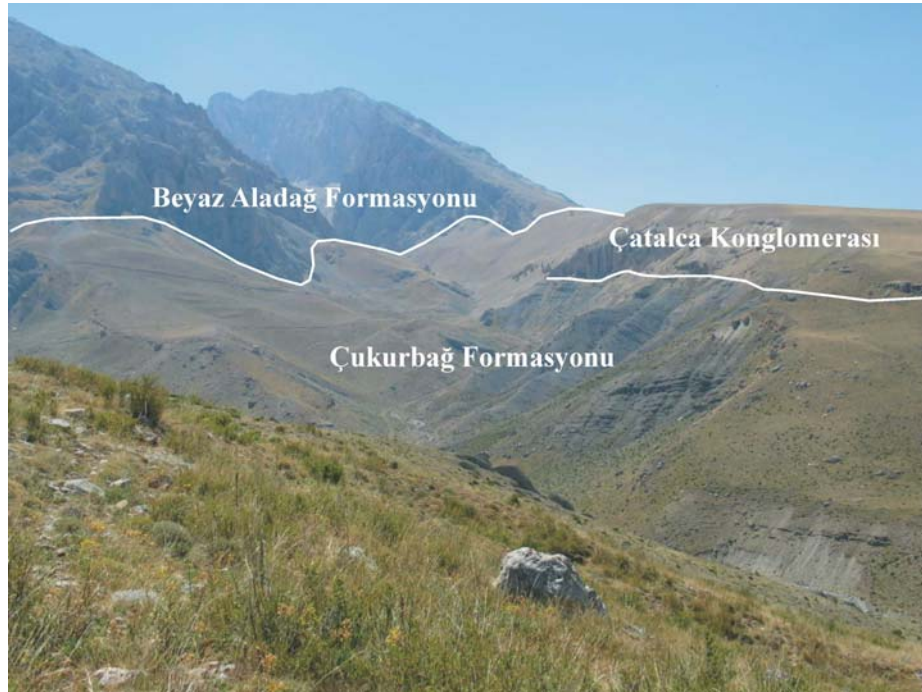


Şekil 2.17 Yalak Deresi'nin güney yamacında yüzlek veren Çukurbağ formasyonu içerisinde gözlenen küçük ölçekli fayların görünümü (Bakış yönü G'ye doğru)

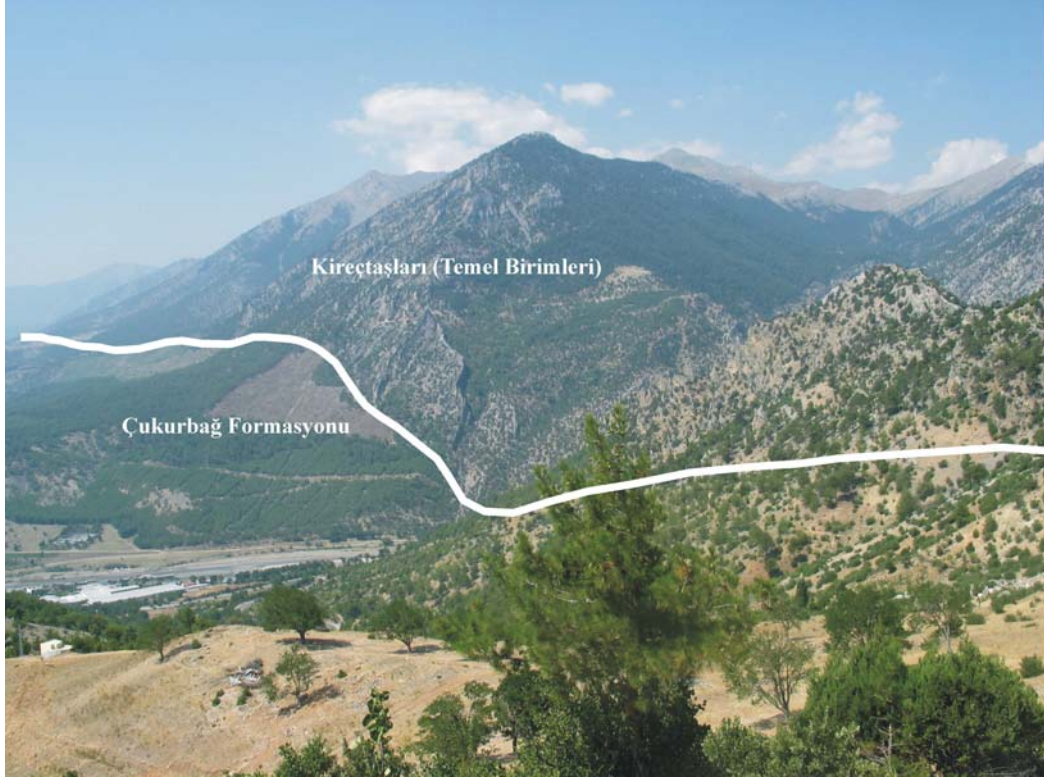
Yetiş (1978b) Madenboğazı'nda yapmış olduğu stratigrafik kesitte Çukurbağ formasyonunun 131 m görünür kalınlığa sahip olduğunu, jeolojik enine kesitlere göre ise 100–600 m kalınlığa sahip olduğunu ifade etmiştir. Beyhan (1994) ise Sulucaova'nın kuzeyindeki Eşiktepe'de yapmış olduğu stratigrafik kesitte Çukurbağ formasyonunun 81 m görünür kalınlığa, jeolojik enine kesitlere göre de 650 m maksimum kalınlığa sahip olduğunu belirtmiştir.

Çalışma alanında Madenboğazı'nın güneyindeki Kaleboynu Tepesi'nde Çukurbağ formasyonu ile Lütésiyen yaşlı Kaleboynu formasyonu arasında açısız uyumsuzluk vardır. Yine aynı bölgede Yalak Deresi doğusunda Beyaz Aladağ formasyonuna ait kireçtaşlarının oluşturduğu çukurluklarda bu birim üzerine açısız uyumsuzlukla çökelmiştir (Şekil 2.18).

Sulucaova Köyü'nün ve Bademdere Kasabası'nın güneyinde, Mavraş Tepesi'nde, Solaklı Köyü'nün batısında Ulukışla grubu kayalar içerisinde Karadağ volkanitleri üzerinde açısız uyumsuzlukla yer alır. Çalışma alanının güney kesiminde Kamışlı Köyü, Karıncadağ ve Alpu Köyü civarında Çukurbağ formasyonunun temel birimlerine ait kireçtaşları ile dokanağı faylıdır (Şekil 2.19).



Şekil 2.18 Yalak Deresi civarında Beyaz Aladağ formasyonuna ait kireçtaşlarının oluşturduğu çukurlukta çökelmiş olan Çukurbağ formasyonunun görünümü (Bakış yönü GD' ya doğru)



Şekil 2.19 Alpu Köyü batısında temel birimleri ile Çukurbağ formasyonunun dokanağı (Bakış yönü GB'ya doğru)

Alpu Köyü ile İliverayla arasında Çukurbağ formasyonunun kireçtaşları ile olan dokanağı yoğun yamaç döküntüsünden dolayı net olarak gözlenmez. Yine Hamidiye Köyü'nden başlayıp Körkün Çayı'nın güney yamacındaki Çetinlik Dağı'nın batı yamacı, Fındıklı Köyü'nün doğusunda ve Pozantı'nın yaklaşık 5 km doğusunda Büyükbundu Tepesi'nin batı yamacına kadar uzanan birim ile temel birimlerine ait kireçtaşları fay ile bir araya gelmiştir. Birim Karabel Tepesi'nin batı yamacında ve Solaklı Köyü'nün doğusunda Mazmılı ofiyoliti üzerinde uyumsuz olarak yer alır. Hacıbeyli Köyü'nün kuzeybatısında Burç formasyonu ile uyumlu olarak örtülür. Sulucaova'nın kuzeyinde ve Demirkazık Köyü ile Elekgölü Köyü arasında kalan geniş alan içerisinde Çukurbağ formasyonu üzerine Çatalca konglomeraları açısız uyumsuzlukla gelir. Bu dokanak ilişkisi Arı Tepesi, Yalak Deresi, Fenk Deresi, Martı Deresi ve Alagöz Deresi'nin kuzey yamacındaki Çatalca Tepesi'nde net olarak gözlenebilir (Şekil 2.20).



Şekil 2.20 Yalak Deresi'nde Çukurbağ formasyonu ile üzerine açısız uyumsuzlukla gelen Çatalca konglomerasının stratigrafik ilişkisinin görünümü (Bakış yönü KB)

Yetiş (1978a) Çukurbağ formasyonunun içerdiği sedimanter yapılara göre bir menderesli akarsu ortamında çökeldiğini belirtmiştir. Beyhan (1994) mercek şekilli, çapraz tabakalı, dereceli tabakalı ve kanal dolgulu konglomeralar, çapraz ve dereceli tabakalanmalı, akıntı ripilları içeren kumtaşı, taban yapısı ve akıntı kırıışığı içeren silttaşı ve jips mercekleri içermesinden dolayı Çukurbağ formasyonunun akarsu ortamında çökeldiğini belirtmiştir.

Çalışma alanında Yalak Deresi içerisinde mostra veren Çukurbağ formasyonunun marn tabakaları içerisinde karasal ortamı belirten bitki yaprağı fosiline rastlanmıştır. Ayrıca hakim renginin kırmızımsı-mor olması birimin karasal ortamda çökeldiğini göstermektedir.

Yetiş (1978a) içerisinde yaş verecek fosiller bulunmayan Çukurbağ formasyonuna diğer formasyonlarla olan stratigrafik ilişkisine bağlı olarak Oligosen yaşını vermiştir. Örneğin Madenboğazı'nda Lütésiyen yaşlı Kaleboynu formasyonu üzerinde açılı diskordanslı olduğunu ve çoğu yerde birimin taban konglomeralarında Lütésiyen çakıllarının varlığını gözlemlemiştir. Ayrıca çalışma alanının dışındaki Hırtıl Tepesi'nde, Çukurbağ formasyonunun üzerine Burç formasyonunun geldiğini bu nedenle de birimin Oligosen yaşlı olması gerektiğini savunmuştur. Adana

Havzası'nda Üst Miyosen'in tabanını işaret eden sığ denizel karbonat çökelleri tarafından uyumsuz olarak üzerlenen kırıntılı çökeller Çukubağ formasyonuna karşılık gelmektedir (Yalçın ve Görür, 1984). Blumenthal (1956) Aktoprak Havzası içerisindeki Çukurbağ formasyonunu gastropodları kullanarak Üst Oligosen-Alt Miyosen olarak yaşlandırmıştır. Ünlügenç ve diğ. (1993) ise Karsantı Havzası'nda deniz sokulumuna maruz kalan Çukurbağ formasyonunun alt kesimini planktik foraminiferleri kullanarak Alt Oligosen olarak yaşlandırmışlardır.

2.2.2 Burç Formasyonu (Mb)

Çalışma alanının dışında bulunan Burç Köyü'nün 1.5 km kadar güneydoğusunda, sınırlı bir alanda yüzeyleyen alt kısmı kumtaşı ve üst kısmı kömür ile alçıtaşı katkılı marndan oluşan istife ilk olarak Yetiş (1978a) tarafından Burç formasyonu ismi verilmiştir. Birimin tipik mevki ve tipik kesiti çalışma alanı dışında Burç Köyü güneydoğusundaki Hırtıl Tepesi'nin kuzeyi, çalışma alanı içerisinde ise Tepeköy Mahallesi'nin güneyindeki Kılıç Arkaç Mevki'dir. Burç formasyonu kumtaşı, marn ve kireçtaşı ardalanieminden oluşmaktadır. Dayanımı düşük, bol kırık ve çatlaklı birim sarımsı kahve, kızılımsı kahverengi yüzey rengine sahip olup taze yüzeyi yeşilimsi gridir (Şekil 2.21).



Şekil 2.21 Kılıç Arkaç mevkisinde tipik olarak gözlenen Burç formasyonunun görünümü (Bakış yönü K'ye doğru)

Çalışma alanın kuzeybatısında çok küçük bir alanda mostrası vardır. Birim kuzeyde Tepeköy Mahallesi'nin batısındaki Kızıl Tepesi'nden başlayıp Dalak Tepesi Kılıç Arkaç Tepesi ve Taşkesi Tepesi'nin batısına kadar uzanır (EK-1).

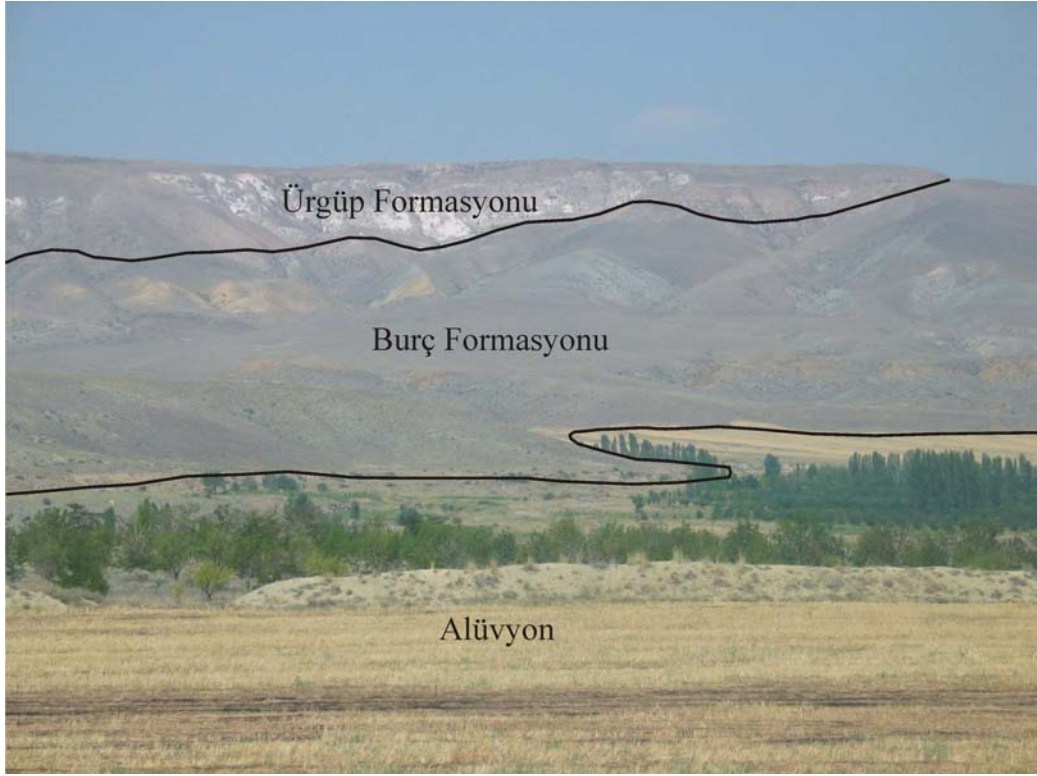
Yetiş (1978b) Burç Köyü güneyinde mostra veren Burç formasyonunda yapmış olduğu ölçülü stratigrafik kesitte birimin kötü boylanmalı, orta-kalın tabakalı kumtaşı ve marn ardalanımı ile başladığını daha sonra ince-orta kalın tabakalı, içerisinde gölsel fosillerin sıvama şeklinde bulunduğu marn ve kireçtaşı ardalanımı ile devam ettiğini ifade etmiştir. İçerisinde gölsel fosillerin bulunduğu marn ve kireçtaşı ardalanımının yaklaşık orta kesimlerinde çok ince alçıtaşı ve 2–10 cm kalınlığında linyit damarının bulunduğunu belirlemiştir. Bu kesite göre birim 120 m görünür kalınlığa sahiptir. Beyhan (1994) ise Kılıç Arkaç bölgesinin güneyinde mostra veren birimde yapmış olduğu ölçülü stratigrafik kesitte birimin tabanda orta tabakalı kumtaşı, ince tabakalı şeyl, marn ve 0.5–60 cm kalınlığa sahip kömür damarları ihtiva eden ince orta tabakalı kireçtaşı ardalanımı ile başladığını, bunun üzerine orta-kalın tabakalı kumtaşı-silttaşı, ince-orta tabakalı şeyl ve marn, orta-kalın tabakalı kireçtaşı ardalanımının geldiğini belirlemiştir. Daha sonra istif orta-kalın tabakalı kumtaşları ve 30–50 cm kalınlığında 1–5 m uzunluğunda konglomera mercekleri içeren silttaşlarıyla devam eder. Üst doğru kumtaşı, silttaşı ve kireçtaşı ardalanımı tekrarlar. En son olarak da orta-kalın tabakalı kireçtaşları ve orta tabakalı kumtaşı-silttaşı gözlenir. Bu kesite göre birim 365 m görünür kalınlığa sahiptir. Fakat yazar jeolojik enine kesitlere bağlı olarak birimin toplam kalınlığının 450 m olduğunu savunmaktadır.

Yetiş (1978a) Burç formasyonunun alt kısmındaki kumtaşı ve marn ardalanımından oluşan kesiminin nehir ortamından göl ortamına geçiş alanında çökelmiş olabileceğini, üst kesimindeki tatlı su fosili içeren marnların göl ortamında çökeldiğini ifade etmiştir. Ayrıca bu marnlar içerisindeki linyit damarının göl çevresindeki bataklık ile bağlantılı olduğunu belirtmiştir. Yazarın ortam hakkındaki bir diğer görüşü de marn içerisinde bulunan alçıtaşı kristalleşmelerinin gölün zaman zaman kuruyarak playa haline dönüşmesinden kaynaklandığı yönündedir.

Yetiş (1978a) birimden derlemiş olduğu yıkama numunelerde ki *Heterocypris* cf. *ponticus* ve *Armiger* cf. *crista* gibi gastropod ve ostracod fosillerine göre birime Miyosen yaşını vermiştir. Beyhan (1994) ise Burç formasyonunun, altındaki Üst Eosen(?)-Oligosen yaşlı Çukurbağ formasyonu ile düşey ve yanal geçişli olmasına ve

Üst Miyosen yaşlı Ürgüp formasyonu ile uyumsuz olarak üzerlenmesine dayanarak birime göreceli yaş vermiştir. Yazar bu veriler ışığında birimin yaşının Alt-Orta Miyosen olduğunu düşünmektedir.

Çalışma alanında Burç formasyonu Taşkesi Tepesi'nin kuzeyinde yüzlek veren Çukurbağ formasyonunun üzerinde uyumlu olarak gözlenir. Birimin üzerinde ise çalışma alanının dışında, Kılıç Arkaç Tepesi'nin batısında Ürgüp formasyonu uyumsuz olarak yer alırken çalışma alanı içerisinde alüvyonlar uyumsuz olarak gelir (Şekil 2.22). Burç formasyonu yaklaşık K-G doğrultulu normal faylardan etkilenmiştir. Faylanmadan dolayı birim bol kırık ve çatlak sistemine, ilksel konumlarını kaybetmiş tabakalara sahiptir (Şekil 2.23).



Şekil 2.22 Tepeköy Mahallesi'nin batısında Burç formasyonu ile Ürgüp formasyonu ve alüvyonlar arasındaki uyumsuzluğun görünümü (Bakış yönü B' ya doğru)



Şekil 2.23 Kızıl Tepesi civarında Burç formasyonuna ait dik ve dike yakın tabakalarının görünümü (Bakış yönü K)

2.2.3 Çatalca Konglomerası (Qç)

Yetiş (1978a) Elekgölü Köyü kuzeydoğusundaki Çatalca Tepesi'nde tipik olarak görülen çoğunlukla kötü boylanmalı, yarı köşeli, çoğunluğu kireçtaşı çakıllarından oluşan birimi Çatalca konglomerası olarak adlandırmıştır. Beyhan (1994) ise Sulucaova-Dünderli Kasabaları arasında yüzlek veren birime tipik olarak Kelerdere Deresi'nde gözlenmesinden dolayı Kelerdere formasyonu adını vermiştir.

Aladağ grubu kayaların oluşturduğu yüksek dağ silsileleri önünde çökelen Çatalca konglomerası, Ecemiş Fay Zonu'nun her iki blokunda da mostra verir. Birim litolojik olarak çoğunlukla kireçtaşı, nadiren de ofiyolitik kaya çakıllarından oluşmaktadır. Çatalca konglomeraları çalışma alanının kuzeyinde Sulucaova-Dünderli Kasabaları arasında Kelerdere mevkinde, güneyinde ise Demirkazık-Elekgölü Köyleri arasında geniş yayılıma sahiptir. Bu iki bölgede Çatalca konglomerası alüvyal yelpaze şeklinde gelişmiştir (EK-1).

Birim seyrek olarak keskin köşeli, genelde yuvarlak kötü boylanmalı, birkaç cm.den blok boyutuna kadar değişen, yönlenme göstermeyen çakıllardan oluşmaktadır. Tabaka kalınlığı ince-orta ve çok kalına kadar farklılıklar gösterir.

Alüvyal yelpazeler dağların veya diğer yüksek alanların ön kısımlarının eteklerinde su ve moloz-çamur akıntıları ile oluşturulan yelpazeler veya koniler şeklindeki çökel birikintileridir. Akarsu kanalının genişlemesi veya suyun yüzey akışının kaybolması sonucunda ani bir şekilde çökel taşıma kapasitesinin azalmasından dolayı yelpazeler gelişir (Yeats ve diğ., 1997). Yelpazeler çok fazla çökel yükünün, yelpaze gelişimi için yeterli rölyefin ve çökel depolanması için uygun yerin bulunduğu ortamlarda gelişir. Bunların gelişimi için en uygun ortamlar aktif faylı dağ önleridir ki burada dağın yükselme hızı veya bitişik havzanın çökme hızı yelpazeyi besleyen ana akarsuyun derine aşındırma hızını aşar. Çoğu alüvyal yelpazeler 8 km den az yarıçapa sahiptirler, fakat bazı şartlar altında yarıçap 100 km.'yi aşabilir. Nemli ortamlarda alüvyal yelpazeler daha geniş olmaya meyillidirler, çünkü fanlar birleşerek çok geniş, hafif eğimli alüvyal şevler oluşturabilirler. Bu tür yelpazelere ise en güzel örnek Himalaya'ların güney kenarındaki Kosi Yelpazesi'dir. Kurak iklimlerde ise yelpazelerin çoğu parçalara ayrılmıştır. Çünkü ana kanal kollara ayrılarak yelpazenin yüzeyini üst kısımdan aşağı doğru kazır ve bu kollar taşıdıkları malzemeyi yelpazenin uç kısmına çökeltirler (Summerfield 1991). Yelpazelerin boyuna profilleri iç bükey, enine profilleri ise dış bükeydir. Ortalama yüzey eğimleri 1° ile 5° arasında değişir, fakat yelpazenin doruk kısmında 10° yi aşar (Summerfield, 1991).

Önalın (1993) alüvyal yelpazelerin geometrisinin büyük oranda havza kenarının tektonik çatısına bağlı olduğunu ve Bull (1972a)'ün yelpazeleri, boyuna kesitlerini kullanarak üç ana tipe ayırdığını ifade etmiştir. Bu üç tip yelpaze şu şekilde tanımlanmıştır. Dağa yaslı tarafı kalın dışa doğru gittikçe kalınlığı azalan kama şeklinde yelpazeler ki bunların çökeli başlanmadan önce dağ yükselmiştir. İkinci tip yelpazede ise yelpaze çökelleri hem dağ hem de diğer tarafta ince ve mercek şeklindedir. Üçüncü tipte ise yelpazenin dağ tarafı ince, dağdan aşağı yani dış yelpaze doğru ise gittikçe kalındır. Bunun sebebi yelpazenin uzun süre aşınmaya uğraması nedeniyle yakınsak kısımlarının aşınarak bu malzemenin ıraksak kısımlarında yeniden çökmesidir. Çalışma alanı içerisinde gözlenen her iki alüvyal yelpazenin de üçüncü tipteki alüvyal yelpazeye karşılık geldiği gözlenmiştir.

Çalışma alanında gözlenen iki büyük alüvyal yelpazeden biri Demirkazık Köyü ile Elekgözü Köyü arasında diğeri ise Sulucaova Köyü ile Dünderli Kasabası

arasındadır. Bu yelpazelerin gelişimini incelemek amacıyla çeşitli bölgelerden stratigrafik kesitler alınmıştır.

Emli Vadisi içerisinde Çatalca konglomeraları Beyaz Aladağ formasyonu üzerine aşıl uyumsuzlukla gelir. Çatalca konglomasının taban dokanağında çakıllar köşeli, olup tane boyu ince çakıldan blok boyutuna kadar değişmektedir. İnce çakıllar blok boyutunda olanlara oranla daha yuvarlaktır, matriks ise genellikle ince çakıllardan oluşmaktadır. İyi tutturulmuş olan birim çok kötü boylanmalıdır. Emli boğazında Çatalca konglomasından kısmi kesit alınmıştır. Çoğunlukla konglomeralardan oluşan, düşey istiflenme göstermeyen ve bu özellikleri ile tipik bir alüvyal yelpaze çökeli olan birimden alınan kısmi kesitte birimin aynı litolojiden oluşmasına rağmen boylanma, yuvarlaklanma gibi fiziksel özelliklerinin farklılıklar gösterdiği gözlenmiştir (Şekil 2.24).

Bu kesitte tabandan itibaren 195 cm'lik kesiminde maksimum tane boyu 18 cm, minimum tane boyu 2 cm ve genel tane boyu 6–7 cm. dir. Orta-kötü boylanmalı, az yuvarlak ve genel olarak Beyaz Aladağ kireçtaşı çakıllarından oluşan birim iyi tutturulmuştur.

Yaş Formasyonu Kalınlık (cm.)	Litoloji	TANIMLAMA
165		Çok kötü boylanmalı, nadiren iri çakıllı ve ince çakıl matrisli seviye
450		Yoğun karbonat çimentodan dolayı masifleşmiş görünüme sahip seviye. Nadiren iri çakılların bulunduğu birimde yer yer kama şeklinde ince çakıl seviyeleride gözlenmektedir.
45 50		Kötü boylanmalı, iyi tutturulmuş seviye İri çakıllı, kötü boylanmalı, iri taneler yuvarlak, küçük taneler az yuvarlaklaşmıştır.
500		Altaki seviyeye oranla daha iyi boylanmalı, kendi içinde kötü boylanmalı seviye, içerisinde sürekli olmayan ince çakıllı seviyeler bulunmakta
195		Çok kötü boylanmalı, iyi tutturulmuş, az yuvarlaklaşmış tanelerden oluşan istif içerisinde blok boyutunda, küt köşeli çakıllar bulunmaktadır. Bu seviyenin içerisinde yer yer daha küçük tanelerden oluşmuş kamalar bulunmaktadır.
50		Orta-kötü boylanmalı, az yuvarlaklaşmış, iyi tutturulmuş seviye
130		Daha sıkı görümlü, iyi tutturulmuş, az yuvarlaklaşmış, orta boylanmalı seviye
120		Altaki seviyeye göre daha iyi yuvarlaklaşmış tanelerden oluşan kötü boylanmalı seviye
100		Kötü boylanmalı, yarı köşeli, yarı yuvarlaklaşmış tanelerin heterojen dağılımından oluşmuş çakıl taneleri arasında iri kum boyutunda tanelerin bulunduğu karbonat çimentolu seviye. Tabanında iri boyutta çakıllar içeren, az yuvarlaklaşmış, iyi tutturulmuş, kötü boylanmalı seviye. Birim üste doğru orta-iyi boylanmalı seviyelere geçiş gösterir.
70		Seviyenin üzeri kendi döküntü malzemesiyle örtülü olduğundan dolayı özellikleri net olarak görülemedi
195		Az yuvarlaklaşmış, orta-kötü boylanmış, iyi tutturulmuş, genellikle 6-7 cm boyutundaki kireçtaşı çakıllarından oluşan seviye
Temel		Açısal uyumsuzluk Beyaz Aladağ formasyonu (kireçtaşı)

Şekil 2.24 Emli boğazındaki Çatalca konglomeralarından alınan kısmi kesit

Bu seviye üzerinde yaklaşık 70 cm'lik bir kesim birimin zayıf tutturulmasından dolayı kendi döküntü malzemesiyle örtülü hale gelmiştir. Bu da seviyenin özelliklerinin net olarak gözlenmesini engellemiştir.

Daha sonraki 70 cm'lik seviye ise tabanında nadiren iri, az yuvarlak ve iyi tutturulmuş çakıllardan oluşmaktadır. Maksimum tane boyu 15 cm, genel tane boyu ise 4-5cm'dir ve bu seviye üste doğru orta-iyi boylanmalı özellik gösterir. Kısmen de tane boyunda üste doğru büyüme olduğu gözlenmiştir.

Bu seviye üzerine 100 cm kalınlığında kötü boylanmalı, yarı köşeli, yarı yuvarlak çakıllardan oluşan seviye gelir. Genellikle Beyaz Aladağ formasyonu ve kısmen de Siyah Aladağ formasyonuna ait çakıllardan oluşan birimde maksimum tane boyu 18 cm.dir. Birim iri kum matriksli ve karbonat çimentoludur.

Bunun da üzerine 120 cm kalınlığında, 3.5-4 cm genel tane boyuna sahip, nadir olarak 20 cm boyunda iri çakıllar içeren kötü boylanmalı alttaki seviyeye göre daha iyi yuvarlaklaşmış seviye gelmektedir. Bu seviye boyunca yelpazenin ucuna doğru yanal yönde az da olsa tane boyunda büyüme ve tanelerde yuvarlaklaşma gözlenir.

Bir üst seviye ise 130 cm kalınlığa sahip, iyi tutturulmuş, daha sıkı görümlü, genel tane boyu 3 cm, maksimum tane boyu 15 cm. dir. Çakıllar az yuvarlak, orta boylanmalıdır. Daha sonra 50 cm kalınlığında bir seviye gözlenmiştir. Bu seviyede çakıllar orta-kötü boylanmalı, az yuvarlaklaşmış, az basık ve iyi tutturulmuştur. Birim içerisindeki maksimum tane boyu 10-12 cm, ortalama tane boyu ise 3-4 cm. dir ve bu çakıllar çok yaygın değildir. Çakıllar çört, Beyaz Aladağ formasyonu ve Siyah Aladağ formasyona ait çakıllardır. Bu seviyenin üst 10 cm. lik kesimi orta boylanmalı, taneler genelde küt köşeli ve basıktır. Yer yer 2-3 cm boyutunda çakıl bulunmakla beraber genel tane boyu 1 cm.dir ve seviye iyi tutturulmuştur.

Bu seviyenin üzerine alt 20 cm lik kesimi çimentolanmamış, az yuvarlak, tane boyu 10-15 cm arasında değişen çakıl seviyesinden oluşan 190 cm. kalınlığında çok kötü boylanmalı, iyi tutturulmuş, az yuvarlak, blok boyutunda, küt köşeli çakıllar bulduran seviye gelir. Bu seviye içerisinde yer yer daha küçük tanelerden oluşmuş kamalar bulunmaktadır.

Bu seviye yaklaşık 4.5-5 m kalınlığındaki, alttakine oranla daha iyi boylanmalı fakat kendi içinde kötü boylanmalı bir seviye ile takip edilir. Çakılların ortalama boyu 8-9

cm iken nadiren 15-17 cm büyüklüğünde çakıllar da bulunmaktadır. İyi tutturulmuş olan seviye içerisinde sürekli olmayan ince çakıllı seviyeler bulunmaktadır.

Daha sonra 45 cm.lik yer yer iri çakıllı, kötü boylanmalı, iri tanelerin yuvarlak, küçük tanelerin az yuvarlak olduğu seviye gözlenmiştir. Maksimum tane boyu 10-15cm, ortalama tane boyu 5 cm ve daha az olan birim iyi tutturulmuştur. Matriks kum ve ince çakıllardır.

Bu seviyeyi yaklaşık 50 cm kalınlıktaki çok kötü boylanmalı, iyi tutturulmuş, 0.5-5 cm arasında değişen tane boyuna sahip seviye takip eder. Daha sonra 4.5 m kalınlığa sahip, yoğun karbonat çimentolu, masif görümlü seviye gözlenir. Burada maksimum tane boyu 10-12 cm. dir ve kısmen gözlemektedir. Seviye genelinde 1-5 cm arasında değişen çakıllar bulunmaktadır. Ayrıca yer yer kama şeklinde ince çakılların bulunduğu kısımlara da rastlanmaktadır.

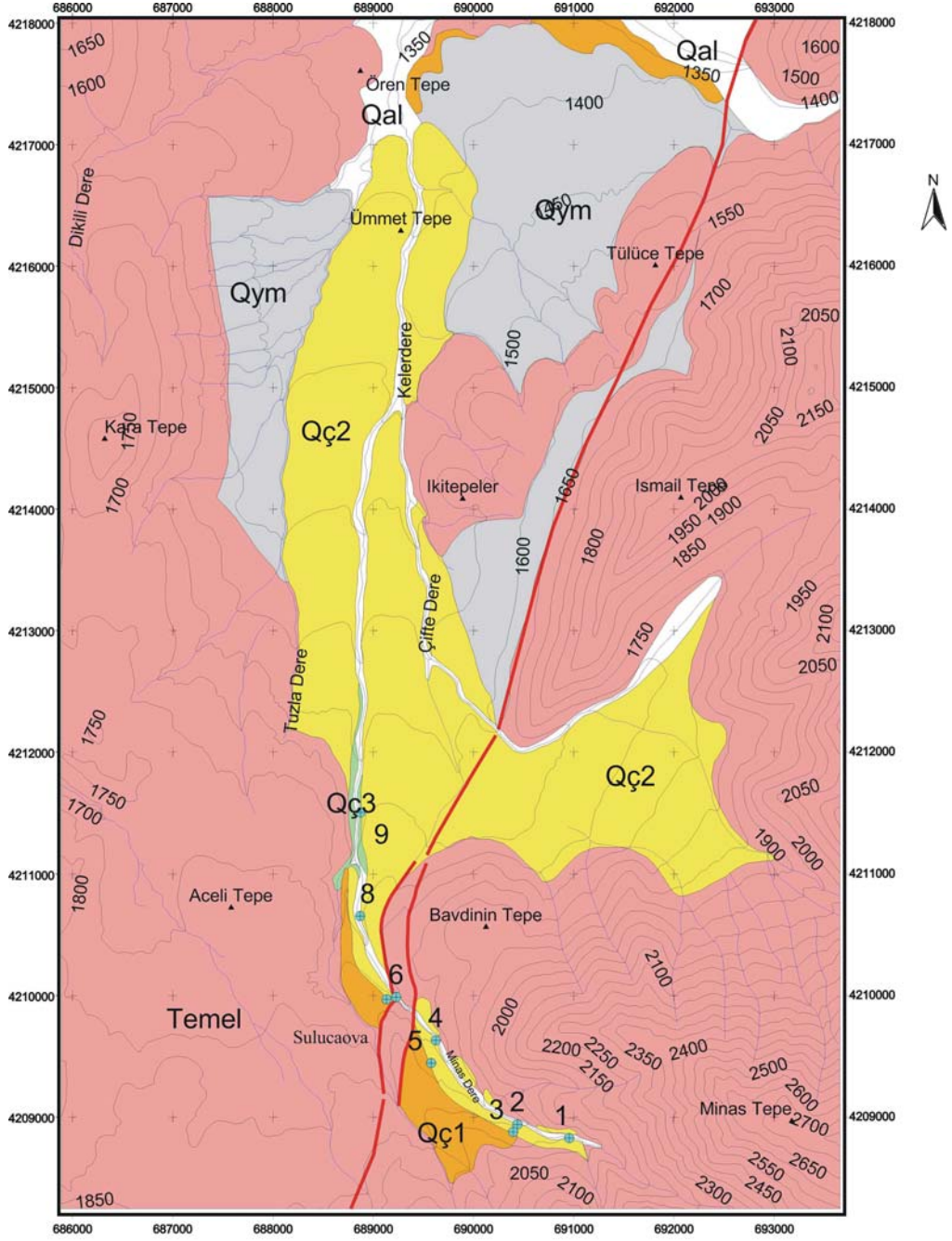
En üstte ise 165 cm kalınlığında, çok kötü boylanmalı, iyi tutturulmuş seviye karşımıza çıkmaktadır. Seyrek olarak bulunan iri çakılların boyu 10-12 cm arasında değişmekte ve küt köşelidir. Maksimum tane boyunun 10-12 cm olduğu bu seviye içerisinde ince çakıl boyutundaki tanelerin bantlar halinde dizildiği seviyeler gözlenir. Heterojen dağılımlı olan seviyede çakılların geneli 5-7 cm arasında değişmesine rağmen her boyutta tane bulunmaktadır. Matriks 1 cm.den küçük ve küt köşeli çakıllardır.

Emlî vadisi boyunca alınan bu kısmi kesitte yelpazenin kaynağından uzaklaştıkça ve üste doğru çakılların tane boyunda küçülme, daha iyi yuvarlaklaşma, orta derecede boylanma gözlenmiştir.

Çatalca konglomeralarından bir diğer kısmi kesit ise Sulucaova Köyü'nün güney doğusundan doğan Minas Deresi ve daha sonra Sulucaova'nın yaklaşık 1.5 km kuzeyinde Minas Deresi ile birleşen Kelerdere içerisinde alınmıştır. Burada Çatalca konglomeralarını tabandan tavana kadar tam bir istif olarak görmek mümkün olmamıştır. Emlî kesitinde olduğu gibi bu kesitte de litolojik bir farklılık olmamasına rağmen fiziksel farklılıklar bariz olarak göze çarpmaktadır. Buna rağmen Çatalca konglomeralarının oluşturduğu yelpazenin gelişimine dair bilgi toplamak amacıyla kök kısmından uç kısmına kadar belirli aralıklarla alınan 9 ayrı kesitte kalınlık ölçümü yapılmıştır. İlk 5 kesit Ecemiş Fayı'nın doğu kesiminden diğer 4 kesit ise fayın batı kesiminden alınmıştır. Kesiti alırken birinci evre ve ikinci evre çökelleri

olarak nitelendirilen seriler dikkate alınmıştır. Bu evrelerin belirlenmesinde öncelikle oluşum sıraları göz önünde bulundurulmuştur. Dolayısıyla bir yükselimin önünde çökelen yelpaze istifli ilk evreyi oluşturur. Daha sonra yükselimin devam etmesi ve derenin ilk evre çökellerini kazıyıp bu çökeller içerisinde yeni çökelleri biriktirmesi ile oluşan evre de ikinci evre olarak sınıflandırılmıştır. Üçüncü evre ise ikinci evre içerisinde çökelen yeni malzemelerden oluşmaktadır. Dolayısıyla Kelerdere alüvyal yelpazesinin de üç ayrı sekisinin olduğu ve yelpazenin üç evrede geliştiği belirlenmiştir (Şekil 2.25). Yapılan kısmi kesitte bu sekilerden birinci ve ikinci evrelerde gelişmiş olanlarda kalınlık ölçümü yapılmıştır (Şekil 2.26).

Bu kısmi kesitte ilk olarak Minas Deresi'nin çatala ayrıldığı ve yelpazenin kök kısmında alınan ilk kesitte (Kesit 1) ikinci evre çökellerine rastlanmış ve bunların kalınlığının yaklaşık 30 m. olduğu gözlenmiştir. Burada birim matriksi kum olan 1 cm. den blok boyutuna kadar değişen, köşeli, az tutturulmuş ve kötü boylanmış çakıllardan oluşmaktadır (Şekil 2.27).



AÇIKLAMALAR

- | | | | |
|--|-----------------|--|---|
| | Kesit Noktaları | | Alüvyon (Qal) |
| | Tepe | | Yamaç Molozu (Qym) |
| | Dere | | Çatalca Konglomerası (Qç3-Üçüncü Evre) |
| | Kontur | | Çatalca Konglomerası (Qç2-İkinci Evre) |
| | Fay | | Çatalca Konglomerası (Qç1-Birinci Evre) |
| | | | Temel |

0.5 0 0.5 1 1.5 Kilometre

Şekil 2.25 Sulucaova-Dündarlı arasında gelişen alüvyal yelpazenin jeolojik haritası



Şekil 2.26 Sulucaova-Dünderlı arasında gelişmiş yelpaze üzerinden alınmış olan kısmi kesit

İlk noktadan batıya doğru yaklaşık 450 m. ilerlenerek ikinci kesit (Kesit 2) alınmış ve burada da ikinci seviyeye ait çökellere rastlanmıştır. Yaklaşık kalınlığı 30 m. olan seviyenin 15. metresinde seviyenin özellikleri net olarak gözlenmiştir. Burada yaklaşık 75 cm kalınlığında iri kum-blok boyutunda çakıllardan oluşan seviyenin varlığı ve bu seviyenin üzerinde de yaklaşık 1 m kalınlığa sahip iri kum-ince çakıl boyutunda seviyenin varlığı gözlenmiştir. Tabandaki seviyede kötü boylanmalı ve az yuvarlak çakılların tane boyu 5-30 cm arasında değişmektedir. Bu seviyenin 27. metresinde tane boyunda tekrar büyümenin olduğu gözlenmiştir. Yani burada birim içerisinde ince taneli ve kaba taneli seviyelerin tekrarlandığı gözlenmiştir (Şekil 2.28).



Şekil 2.27 Sulucaova'da alınmış kısmi kesitteki 1.kesitin kötü boylanmalı ve az tutturulmuş çakılları (Bakış yönü GB'ya doğru)



Şekil 2.28 İkinci evre çökellerinde kaba ve ince taneli çakılların tekrarlanması (Bakış yönü KB' ya doğru, çekiç boyu 30 cm.)

Üçüncü kesit (Kesit 3) ikinci kesitin tavanından itibaren alınmıştır. Bu seviye Çatalca konglomasının birinci evresinde çökelmiş birimlerden oluşur. Bu seviyenin 20. metresinde birimin özelliklerinin net olarak gözlemlendiği kesimde birim kaynağa yakın olduğu için köşeli, kötü boylanmalı, çakıl-blok boyutunda tanelerden oluşmaktadır. Tabanındaki iri çakıllar az tutturulmuş olmasına rağmen birim genel olarak iyi tutturulmuştur ve karbonat çimentoludur. Tane boyu üste doğru küçülmektedir ve taneler daha iyi tutturulmuştur (Şekil 2.29).



Şekil 2.29 Kesit 3'de gözlenen tabanda daha iri ve az tutturulmuş, üste doğru daha küçük taneli ve sıkı tutturulmuş seviyelerin görünümü (Bakış yönü GB'ya doğru, kalemin boyu 15 cm.).

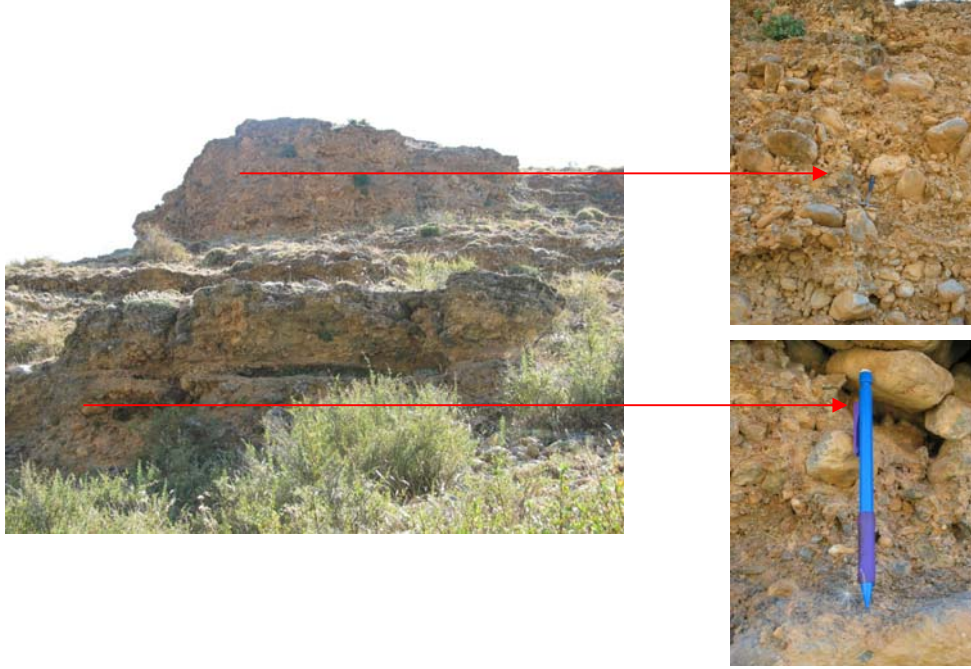
Bir diğer kesit (Kesit 4) ikinci kesitin yaklaşık 1 km kuzeybatısından alınmıştır. Burada yine yaklaşık kalınlığı 30 m olan ikinci evre çökellerine rastlanmıştır. Birim yaklaşık 1 m. kalınlığa sahip, iri çakıldan blok boyutuna kadar değişen, küt köşeli-az yuvarlak kötü boylanmalı çakıllar ile 35–40 cm kalınlığa sahip; 0.5–15 cm arasında değişen çakıl boyutunda, köşeli, kötü boylanmalı, orta derecede tutturulmuş çakılların ar dalanımından oluşmaktadır. Karbonat çimentolu birim içerisinde küçük çakılların bulunduğu kısmın üst kesimleri kısmen daha iyi tutturulmuştur (Şekil 2.30). Daha sonraki 5 numaralı kesit ise 4 numaralı kesitin tavanından başlayarak ölçülmüştür. Fakat yaklaşık 36 m kalınlığı olan ve birinci evre çökellerinin oluşturduğu bu seviyede birimin litolojik özelliklerinin net olarak gözlenebildiği bir lokasyona rastlanamamıştır. Yapılan bu ilk 5 kesit fayın doğu blokunda yer almaktadır.



Şekil 2.30 Dördüncü kesit içerisinde gözlenen kaba çakıllı seviye ile daha küçük çakıllı seviyenin ar dalanımı (Bakış yönü GB'ya doğru, klasörün boyu 31 cm.)

Fayın batı blokundan alınan 6 numaralı kesitte Çatalca konglomeralarının ikinci evre çökellerine rastlanmıştır. Yaklaşık 35m. kalınlığa sahip olan seviyenin 4,5. metresinde çok kötü boylanmalı, az yuvarlaklaşmış, küçük tanelerin iri olanlara oranla daha az küresel ve küt köşeli olduğu seviye gözlenmiştir. Aynı zamanda küçük tanelerin bulunduğu kısım daha az tutturulmuştur. Tane boyu 1–20 cm.

arasında değişen seviye kum matriksli ve karbonat çimentoludur. Seviyenin üst kısmına doğru kısmen de olsa tane boyunda büyüme gözlenmiştir. Bu kesimde tane boyu 1 cm ile blok boyutuna kadar değişkenlik göstermektedir. Seviye çok kötü boylanmalı ve taneler yuvarlaklaşmış durumdadır. Çakılların Siyah Aladağ formasyonundan oluştuğu seviye kum matriks ve karbonat çimentoludur (Şekil 2.31).



Şekil 2.31 Altı numaralı kesitte gözlenen ikinci evre çökellerinin görünümü (Bakış yönü G'ye doğru, kalemın boyu 15 cm.)

7. kesit Çatalca konglomasının birinci evresine ait yaklaşık 30 m. kalınlığa sahip olan seviyeye aittir. Birinci evre çökelleri genel yapı itibari ile korunamamış, aşırı derecede aşınmaya maruz kalmış, çoğunlukla döküntü şeklinde görünümüne sahiptir. Bu kesitte de birimin özellikleri net olarak tespit edilememiştir.

Minas Deresi ile Kelerdere'nin birleştiği kısımda alınan 8. kesitte Çatalca konglomasının ikinci seviyesi yaklaşık 36 m kalınlığa sahiptir. Burada seviyenin daha çok alt kesimine yakın olan bölümü net olarak gözlenmiştir. Burada çakıl boyutu üst kesimlere oranla daha küçük ve daha iyi yuvarlaklaşmıştır. Matriksi kum olan orta boylanmalı seviye az tutturulduğundan dolayı seviyenin çakıları bol miktarda döküntü şeklinde gözlenir. Bu seviye yelpazeyi oluşturan akarsuyun düşük enerjili döneminde çökelmiş olmalıdır. Çünkü bu seviyenin çakıları üste doğru yüksek enerjiyi karakterize eden daha büyük çakılara geçiş gösterir.

Bir diğ er ve son kesit (Kesit 9) Kelerdere'nin do ğ u yamacında ve Çatalca konglomeralarının ikinci evre çökelleri üzerinde alınmıştır. Yaklaşık 31m kalınlıĝ a sahip olan seviye tam bir istif olarak gözlenmez iken Kelerdere içerisinde kornişler halinde gözlenir (şekil 2.32). Birim içerisinde oldukça bariz tabakalanma benzeri yapılar vardır ki bu görünümu oluşturan temel unsur kaba ve ince çakıllı seviyelerin ardalanımıdır. Kaba akıllı kesim genellikle 5 cm ve üzerindeki boyutta, yuvarlak, yarı küresel, orta boylanmalı çakıllardan oluşmaktadır. Bu seviyelerde yer yer 40–50 cm yi bulan hatta geçen bloklar mevcuttur. Bloklar arasındaki matriks genellikle birkaç cm boyutundaki akıllardır. Burada kum boyutlu matriks yok denecek kadar azdır. Bu seviyelerin dikkat çeken özelliĝ i zayıf çimentolu olmaları, hatta oĝ u zaman tutturulmamış olmalarıdır. Bu nedenle bu seviyelerde taneler dökülerek gedikler oluşturmuşlardır(şekil 2.33).



şekil 2.32 Kelerdere de Çatalca konglomeraları içerisinde gelişmiş olan kornişlerin yakından görünümu (Bakiş yönü GB'ya do ğ ru, defterin boyu 17 cm)



Şekil 2.33 Kelerdere içerisinde gözlenen Çatalca konglomeralarında gelişmiş olan gedikler (Bakış yönü KD' ya doğru)

Kaba seviyelerle ardalanan nispeten ince çakıllı düzeylerde ise çakıl boyutlarının egemen olarak 5 cm ve civarında olduğu ve buna karşılık granül ve kum boyutlu matriksin oldukça yaygın olduğu gözlenmiştir. Bu seviyelerdeki iri çakılların karbonatla kaplanmış olduğu, matriksin ise oldukça iyi çimentolandığı izlenmektedir. Gerek kaba taneli gerekse ince taneli seviyelerin egemen bileşeni Siyah Aladağ formasyonuna ait kireçtaşları, çok seyrek olarak da traverten çakıllarıdır. Minas dere ve Kelerdere içerisindeki Çatalca konglomeralarında genel olarak çakıllarda yanal ve düşey yönde küçülme ve yuvarlaklaşma gözlenmiştir. Kaba ve ince taneli çakılların ardalanımı bölgede etkin olan iklime bağlı olarak yüksek enerjili sellenme ve düşük enerjili sellenme sonrası dönemde çökelimlerin olduğunu göstermektedir.

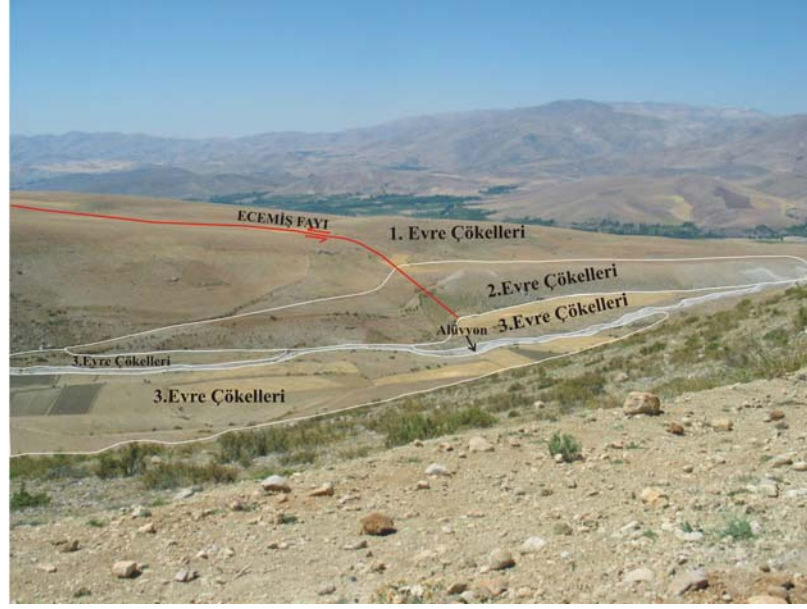
Kelerdere içerisinde yelpazenin üçüncü evresinde çökelediği düşünülen ve topoğrafik olarak en aşağıda olan bir diğer sekinin varlığı gözlenmiştir. İçerisi güncel alüvyonla doldurulmuş olan bu seviyenin genişliği genellikle birkaç metre civarındadır. Kelerdere'nin aşağı çığırına doğru bu seviyenin genişliği 10 m ve üzerine çıkmaktadır

Seviye Kelerdere'nin şu an ki aktif düzlemi üzerinde ve derenin her iki yanında ve güncel düzlemden 2–4 m yükseklikte bulunmaktadır. Bu seviyenin altta görünür kalınlığı 1 m kadar olan kısmı yer yer bloklu belirgin dizimli sel kökenli konglomeralardan oluşmaktadır. Bunun üzerinde ise yaklaşık 1.5 m kalınlığa varan çakıllı çamur seviyesinin olduğu gözlenmiştir. Bu üst birimin bol çamur içermesi bunun yamaçların yıkanması sonucu dere içinde oluşan eski bir çalkantı çökeli olabileceğini düşündürmektedir (Şekil 2.34).



Şekil 2.34 Kelerdere içerisinde gözlenen Çatalca konglomeralarının üçüncü evresini karakterize eden seviye (Bakış yönü B' ya doğru, defterin boyu 17 cm)

Çatalca konglomerasının Demirkazık Köyü ile Elekgölü Köyü arasında oluşturduğu büyük yelpazenin gelişim evrelerinin net olarak gözlemlendiği bir diğer alan Demirkazık Köyü'nün güneyinde akan Yalak Deresidir. Burada da Çatalca konglomerasının 3 farklı evrede çökelmiş sekilerine rastlanmıştır (Şekil 2.35).



Şekil 2.35 Yalak Deresi içerisinde Demirkazık yelpazesinin gelişiminin 3 farklı evresini gösteren sekiler (Bakış yönü GB'ya doğru)

Burada da Kelerdere yelpazesindeki gibi sekilerin gelişimi yüksek kottan düşük kote doğru. Yalak Deresi'nin mansap kısmında 2. evreye ait çökeller net bir şekilde gözlenmiştir (Şekil 2.36). Burada yaklaşık kalınlığı 6,5 m olan çoğunluğu dolomitik kireçtaşı çakıllarından oluşan bir istif gözlenmiştir. Fakat çok düzensiz ve dizilimi belirgin olmayan istifte gözlenebilen seviyelerin özellikleri belirlenmeye çalışılmıştır.

İstifin yaklaşık 3 m'lik kesimi iri çakıllı, çok kötü boylanmalı, iri çakıllar yuvarlak küçük çakıllar ise az yuvarlaktır. Gevşek tutturulmuş olan seviye içerisinde 0,5 cm ile 20 cm arasında değişen çakıllar bulunmaktadır ve matriks kum-silttir. Bu seviyenin üzerine yaklaşık 30 cm kalınlığında maksimum tane boyu 3-4 cm olan çakılların yer aldığı fakat genel olarak kum-granül boyutunda çakıllardan oluşan ince seviye gelir. Bol miktarda kireçtaşı ve nadiren de çört çakıllarından oluşan kesimin çakılları küt köşeli, orta boylanmalı ve az tutturulmuştur. Daha sonra bu seviye üzerinde yaklaşık kalınlığı 1,5 m olan çok kötü boylanmalı, iri çakılların iyi yuvarlaklaştığı küçük çakılların ise yarı köşeli olduğu gevşek tutturulmuş seviye gözlenir. Daha sonra 65 cm'lik dolomitik kireçtaşından oluşan çakılların yaklaşık 10 cm boyutunda olduğu iri çakıllı, orta boylanmalı, gevşek tutturulmuş seviye gözlenmiştir. En üstte ise yaklaşık 95 cm'lik bir seviye bulunur. Bu seviyenin yaklaşık 40 cm'lik kesimi tabanında iyi yuvarlak çakılların bulunduğu gevşek

tutturulmuş iri kum-çakıl boyutunda çakıllardan oluşur. 55 cm'lik kesimi ise çakılların boyutunda büyümenin olduğu çok kötü boylanmalı, iyi yuvarlanmış genel olarak ince çakılların bulunduğu kısmen ise 7–10 cm boyutunda iri çakıllar içeren seviyedir. Bu seviyenin net olarak gözlenebildiği bir diğer yer ise Ecemiş Deresi'nin doğu yamacıdır (Şekil 2.37).



Şekil 2.36 Yalak Deresi'nin mansap kısmındaki yaklaşık 6,5 m'lik 2. evre Çatalca konglomeraları (Bakış yönü G'den K'ye doğru)



Şekil 2.37 Ecemiş Deresi'nin doğu yamacında gözlenen 2. evre Çatalca konglomeraları (Bakış yönü KD'ye doğru)

Demirkazık Köyü'nün batısında Karamukboğazı Deresi'nin kuzey yamacındaki sırtta bulunan Triyas-Jura yaşlı Beyaz Aladağ formasyonuna ait kireçtaşları üzerinde Çatalca konglomeralarının yer aldığı ve bunların iki farklı litolojiye sahip olduğu gözlemlenmiştir. Bunlardan ilki tabakalanma göstermeyen, köşeli taneli, çok kötü boylanmalı ve bir yamaç molozunu işaret eden konglomeralardır. Bu birimdeki tane boyutları blok niteliğine kadar ulaşmaktadır. Birim karbonat çimentolu ve iyi tutturulmuştur (Şekil 2.38). Birimin temel özelliği kireçtaşının üzerine sıvanmış olmasıdır. Tabakalanma göstermeyen bu konglomeralar kireçtaşının düzensizliklerini ve çukurluklarını doldurmakta, yamaç boyunca adeta kireçtaşlarını kaplamaktadır (Şekil 2.39).



Şekil 2.38 Karamukboğazı Deresi'nin kuzey yamacında gözlenen yamaç molozunu işaret eden konglomeralar (Çekiç boyu 30 cm).



Şekil 2.39 Karamukboğazı Deresi'nin kuzey yamacında kireçtaşlarının düzensizliklerini ve çukurluklarını dolduran konglomeraların görünümü (Bakış yönü KD'ya doğru)

Alüvyal yelpazelerin boyu ve şekli; aşınan kaynak alanın boyu, akıntılarla taşınan çökel miktarı, havza kenarındaki tektonik yükselme oranı ve yüzeyi gibi birçok sayıda etken tarafından kontrol edilir. Yelpaze istiflerinin geometrileri ve fasiyes dağılımları dağ ile bitişik havza arasındaki düşey hareket oranı, aşınma oranı ve sedimentasyon oranı ile bağlantılıdır. Hızlı yükselme ve meydana gelen moloz akmaları üst ve orta yelpaze alanlarına yeni çökeller sağlar. Yavaş yükselme ve aşınmalar ise daha önce oluşan yelpazelerin ilerisindeki dış yelpaze ve yelpaze kenarı alanlarında kanallanmalar ve yeni akıntı çökelleri oluşturarak yeni yelpazelerin oluşumunu sağlarlar (Önalın 1993).

Demirkazık ve Kelerdere alüvyal yelpazelerini oluşturan Çatalca konglomeraları üzerinde yapılan gözlemler ve kısmi stratigrafik kesitler sonucunda Nilten (1982) tarafından tanımlanan alüvyal yelpazeleri tanıtan verilerden çoğuna rastlanmıştır. Bu verilerden çalışma alanında gözlenenleri ise şu şekilde açıklanabilir. Çatalca konglomeraları kaynak alana oldukça yakın çökelmiştir, birimin çakılları kötü boylanmış ve taneler az yuvarlaklaşmıştır. Yelpazelerin bir diğer karakteristik özelliklerinden biri olan tane boyunun iraksak kesimlere doğru hızlı bir şekilde azalması çalışma alanındaki yelpazelerde de görülmektedir. Fakat dikkat çeken bir

diğer husus yelpazelerin iraksak kesimlerinde büyük boyutlu çakıllardan oluşan seviyelerin daha küçük taneli çakıllardan oluşan seviyeler üzerinde gözlenmesidir. Bunun sebebi ise olasılıkla çökme üzerindeki hem iklimsel hem de aşınma-depolanma kökenli kontrollerdir. Bölgenin yükselim hızı aşınım hızından daha düşük olduğu için kaynak kısmından aşınan malzemenin yelpazenin iraksak kesimine doğru taşındığı düşünülmektedir. Bu düşünceyi destekleyen bir diğer gözlem de çalışma alanındaki alüvyal yelpazelerin kaynak kesimindeki kalınlığının orta kesimlere oranla daha az olmasıdır. Çatalca konglomeralarının alüvyal yelpaze çökelleri olduğunu destekleyen bir diğer veri ise çakıllarda gözlenen imbirikasyonlardır (Şekil 2.40).

Ayrıca Kelerdere alüvyal yelpazesinden alınan kısmı kesitlerde ve Yalak Deresi'nde çökelmiş olan ikinci evre çökellerinde tane boyunun oldukça küçük, boylanmanın ve tutturulmanın ise çok daha iyi olduğu gözlenmiştir. Oysa birinci evre çökellerinin tane boyu çakıldan blok boyutuna kadar ulaşabilmekte ve çakıllar hem kötü boylanmalı hem de az yuvarlaklaşmış olarak izlenmektedir. Ayrıca bu yelpazeleri besleyen akarsuların uzunluğu çok az ve drenaj ağı çok zayıftır. Fakat gelişmiş olan yelpazeler çok geniş yayılıma sahiptir. Bu verilere dayanarak da birinci evre çökellerinin çökeline çok yüksek su akıma sahip derelerin sebep olduğu düşünülmektedir. Kaynak alanının hemen hemen tamamen karstik nitelikli kireçtaşlarından oluştuğu dikkate alındığında bu denli yüksek su akımı ancak bölgedeki buzulların erimesine bağlanabilir. İkinci evre çökelleri ise bölgenin tekrar yükselmesi ve daha düşük enerjili derelerin birinci evre çökellerini kazıyarak içerisinde yeniden malzeme biriktirmesiyle oluşmuştur.

Çalışma alanında Kelerdere ve Demirkazık alüvyal yelpazelerin gelişimini sağlayan Çatalca konglomeralarının yaşına dair çok fazla veri bulunmamaktadır. Yetiş (1978) birimin içerisinde makro ve mikro fosil bulunmadığını fakat arazideki durumuna göre Kuvaterner yaşlı olduğunu ifade etmiştir. Beyhan (1994) ise çalışma alanındaki birimler arasındaki dokanak ilişkisine bağlı olarak Üst Miyosenden genç fakat Alt Kuvaternerden yaşlı olması gerektiğini belirtmiştir. Çalışma alanında yapılan stratigrafik ve morfolojik incelemelere bağlı olarak bölgede Pleyistosen boyunca gelişmiş olan son buzul çağının etkisinin var olduğu gözlenmiştir. Bu çağın da 1550000-12000 yıl zaman aralığında geliştiği göz önünde bulundurularak Çatalca konglomeralarının yaşının Kuvaterner olduğu söylenebilir.



Şekil 2.40 Kelerdere içerisinde Çatalca konglomeralarında gözlenen imbrikasyonlar (Bakış yönü GD'ya doğru. Kalemin boyu 15 cm)

2.2.4 Yamaç Döküntüsü (Qym)

Çalışma alanında çeşitli bölgelerde yaygın bir şekilde görülen yamaç döküntüleri genellikle Aladağların oluşturduğu dik yamaçlı şevlerin önünde yaygın olarak gözlenir. Çalışma alanında kuzeyden güneye doğru Tülüce Tepesi'nin batısında, Ören Tepesi'nin güneyinde, Siğirmeoluk doğusunda, Hışır Dağının batı yamacında Hamidiye Köyü kuzeyinde Karıncadağı'nın doğu yamacında mostraları vardır. Yamaç molozları genellikle tutturulmamış kısmen de tutturulmuş durumda gözlenebilir. Aladağlar'ın şevlerinde çökeldiği için oldukça yüksek eğime sahip olan birim yüzlek verdiği çoğu yerde çok kalın bir seviye oluşturur. Çalışma alanında yamaç molozlarının hem tutturulmuş hem de kalın bir istif özelliğinin net olarak gözlenebildiği yer Karıncadağı'nın doğu yamacıdır (Şekil 2.41). Çalışma alanında yamaç molozları Aşçıbekirli Köyü kuzey doğusu ile Hamidiye Köyü kuzeyi arasında geniş bir yayılıma sahiptir ve bu yamaç molozlarını güncel alüvyal yelpazeler üzerler (Şekil 2.42). Çakılları çoğunlukla kireçtaşlarından oluşan birimde tane boyutu ince çakıldan blok boyutuna kadar değişmektedir. Birimin çakılları genellikle küt köşeli, çok kötü boylanmalıdır ve birim karbonat çimentoludur (Şekil 2.43).



Şekil 2.41 Karıncadağ doğu yamacında tipik olarak gözlenen yamaç molozları (Bakış yönü B'ya doğru).



Şekil 2.42 Aşçibekirli Köyü kuzey doğusu ile Hamidiye Köyü arasında gözlenen yamaç molozlarının ve bunları üzerleyen güncel alüvyal yelpazelerin görünümü (Bakış yönü D'ya doğru)



Şekil 2.43 Tipik olarak yamaç molozunu karakterize eden köşeli çakılların görünümü (Kalemin boyu 15 cm)

2.2.5 Alüvyon (Qal)

Çalışma alanında bulunan dereler geniş bir su bölümü çizgisi ile iki akaçlama sistemine ayrılmıştır. Dolayısıyla derelerin bir kısmı kuzeye bir kısmı da güneye doğru akmaktadır. Kuzeyde yer alan akaçlama sistemi içerisinde birçok büyük dere bulunmaktadır ve bunlar en sonunda kuzeyde bulan Sultansazlığı ovasına dökülmektedirler. Bu dereler içerisinde akaçladıkları bölgelerde mostra veren birimlerden çakıllar bulunmaktadır. Kuzeydeki akaçlama sisteminin genişliği genelde kuzeye doğru artmaktadır. Burada bulunan bazı dereler Sulucaova'nın güney doğusundan doğan Minas Deresi daha sonra Tuzla Deresi ile birleşmiştir ve daha kuzeyde Dünderli doğusundan doğup sazlığa dökülen Körköprü Deresi ile birleşmişlerdir. Bu dereler boyunca geniş alüvyal düzlükler oluşmuş ve bu dereleri besleyen diğer küçük derelerce getirilmiş kaynak malzemesi bulunmaktadır. Güneyde bulunan en önemli akaçlama sistemi ise Demirkazık Köyü'nün kuzeyinden doğan, Eynelliözü ve Hamamcıpınarı Dereleri ile birleşen Ecemiş Çayıdır. Güneye doğru akan dere güneyde Aşçıbekirli Köyü'nden sonra Körkün Çayı ile birleşmiş ve doğuya doğru akaçlamasına devam etmiştir. Bu büyük dereler içerisinde de bölgede

yer alan birimlerden çakıllar depolanmıştır. Genel olarak çakıllar kireçtaşlarından oluşmasına rağmen metamorfik, sedimanter ve ofiyolitik kayalara ait çakıllar bulunmaktadır. Yetiş (1978a) kalınlıkları bölgelere göre değişken olan birimin kalınlığının en fazla 40 m olduğunu ve güneyde Kamışlı Köyü'ne doğru kalınlığın arttığını belirtmiştir. Bu ana dereler dışında bazı sulu ve kuru dereler içerisinde de alüvyon çökeli az da olsa gelişmektedir. Bunlardan en önemlisi Demirkazık Köyü'nün güneyindeki Yalak Deresi'dir.

2.3 Bölgesel Jeoloji ve Tektonik Evrim

Çalışma alanında Paleozoyik, Mezozoyik ve Senozoyik birimleri bulunmaktadır. Paleozoyik, Ecemiş Fay Zonu'nun doğu blokunda Üst Paleozoyik-Alt Mezozoyik yaşlı Yahyalı grubu kayalar ile Mezozoyik ise Üst Triyas-Jura yaşlı karbonat istifinden oluşan Beyaz Aladağ formasyonu ile temsil edilirler ve temeli oluştururlar. Mezozoyik'e ait bir diğer birim bölgeye tektonik sürüklenme ile yerleşmiş olan Üst Kretase yaşlı Mazmılı ofiyolitidir. Batı blokta Paleozoyik'e ait birimler Niğde metamorfileri ile karakterize edilir.

Senozoyik yaşlı birimler her iki blokta bulunan farklı temel birimleri üzerinde uyumsuz olarak otururlar. Ecemiş Fay Zonu'nun batı blokunda gözlenen temel Niğde metamorfiteridir. Niğde metamorfiterinin Erken Tersiyerde kısmen üstü açılmış ve aşınma gelişmeye başlamıştır (Toprak ve Göncüoğlu, 1993; Whitney ve diğ., 2001; Fayon ve diğ., 2001). Bu birim üzerinde Senozoyik yaşlı birimler uyumsuz olarak yer alır. Bunlar Paleosen yaşlı Çamardı formasyonu, Karadağ volkanitleri ve Mavraş kireçtaşı'ndan oluşan Ulukışla grubu kayalar Eosen yaşlı Kaleboynu formasyonu, Oligosen yaşlı Çukurbağ formasyonu ve Miyosen yaşlı Burç formasyonudur.

Yetiş (1978) çalışma alanı içerisinde yüzlek veren bu birimlerin litolojik, stratigrafik yapısal ve tektonik özelliklerini göz önünde bulundurarak bölgenin jeotektonik gelişimini belirlemeye çalışmıştır. Yazara göre batı bloktaki bölgenin en yaşlı birimi olan Niğde metamorfileri Kaledoniyen öncesi veya Hersiniyen orojenezi ile kıvrılmıştır. Paleosen transgresyonu bölgeye Orta Paleosen'de ulaşmış ve fliş fasiyesinden oluşma Çamardı formasyonu metamorfiter üzerine uyumsuz olarak yerleşmesini gerçekleştirmiştir. Birim içerisinde yer yer Karadağ spilit ara katkıları bulunmakta fakat üst kısmı tamamen Karadağ spilitinden oluşmaktadır. Paleosen sonuna doğru ise bölge yükselmiş ve sığ kesimlerde Mavraş kireçtaşı çökelmiştir

(Yetiş, 1978; Yetiş ve Demirkol, 1984). Mestrihtiyen-Geç Eosen boyunca açılmalı veya transtansiyonel rejimde gelişmiş olan havza üzerinde Ulukışla Havzası gelişmiştir (Dewey ve diğ., 1986 Dilek ve Whitney, 2000; Clark ve Robertson, 2002) Paleosen sonrası-Lütesiyen öncesinde bölge sıkışmalı bir tektonik etkiye uğramış ve bu sırada doğrultu atımlı, sol yönlü Ecemiş Fayı oluşmuştur. Faylanmanın ardından bölgede K-G uzanımlı bir çukurluk meydana gelmiş ve daha sonra bu çukurluk güneyden gelen hızlı bir transgresyona uğramıştır. Bu transgresyon sonucunda Kaleboynu formasyonu gelişmiştir. Eosen sonuna doğru deniz çekilmeye başlamış, Oligosen’de bölge yükselmiş ve sonra kara halini almıştır (Yetiş, 1978). Jaffey ve Robertson (2005)’e göre denizel evaporit depolanması ile sonlanan havza dolgusu Geç Eosen boyunca yüzeye çıkmış ve deforme olmuştur. Erken Oligosen’de ise güneyde Toros karbonatları ve ofiyolitik kayaların, merkezde Ulukışla Havzası’nın Alt Tersiyer kayalarından oluşan geniş bir zonun ve kuzeyde Niğde metamorfitlelerinin şist ve karbonatlarının hakim olduğu bir kara parçası bulunmaktadır

Doğu blokta ise Permien’de bölgeyi çalkantısız bir deniz kaplamıştır. Üst Triyas başından itibaren ise sığ ve hareketli bir deniz gelmiştir ve bu ortamda Paleozoyik-Üst Kretase yaşlı silisiklastik arakatlı Toros karbonat platformunun çökelişi gerçekleşmiştir (Özgül, 1976; Yetiş, 1978; Demirtaşlı ve diğ., 1984; Tekeli ve diğ., 1984). Geç Kretase boyunca ofiyolitik kayalar ve melanj Mezozoyik Bolkar ve Aladağ karbonat platformu üzerine tektonik olarak yerleşmiştir (Yetiş, 1978; Yetiş ve Demirkol, 1984; Lytwyn ve Casey, 1995, Dilek ve diğ., 1999a,b; Dilek ve Moores, 1990). Senozoyik Oligosen yaşlı Çukurbağ formasyonu ile başlar. Jaffey ve Robertson (2005) karasal çökellerden oluşan Çukurbağ formasyonu içerisinde, özellikle formasyonun tabanında ve güneyde mostra veren kesiminde ofiyolit kökenli tanelerin, kuzeyde ve formasyonun daha üst kesiminde ise Mezozoyik kireçtaşı tanelerinin bol miktarda bulunduğunu ifade etmiştir. Ayrıca orta kesimlerde minimum da olsa önemli ölçüde volkanik kökenli tanelerin bulunduğunu vurgulamışlardır. Yazarlar bu verilere bağlı olarak öncelikle ofiyolitik kayaların bölgeye yerleştiğini ve Oligo-Miyosen boyunca alanın güneyinde Bolkar Karbonat Platformu üzerinde mostra halinde kaldıklarını ifade etmişlerdir. Volkanik tanelerin ise batıdaki Paleojen Ulukışla volkanik mostralarının yakınlığını yansıttığını belirtmişlerdir. Çukurbağ formasyonu üzerinde ise çok sınırlı alanlarda gözlenen ve

görsel çökellerden oluşan Miyosen yaşlı Burç formasyonu bulunur. Jaffey ve Robertson (2005)'e göre birim içerisinde, özellikle üst kesimlerinde kireçtaşı çakılları artmıştır. Bu da Mezozoyik Toros karbonat platformunun mostra verdiği göstergesidir. Ayrıca yerel olarak granit çakıllarının görülmesinin de Niğde masifinin mostralarının varlığını yansıttığını ifade etmişlerdir. Yazarlara göre Oligo-Miyosen esnasında uzamış bir yapıya sahip olan Ecemiş Havzası günümüzdekinden daha geniştir. Aynı zamanda Reilenger ve diğ. (1997), Gürsoy ve diğ. (1997), Tatar ve diğ. (2000)'nin hesapladıkları, Miyosen'den sonra, bölgesel ölçekte gelişmiş olan saatin tersi yönündeki 30° lik dönmeye bağlı olarak havzanın günümüzdekinden daha çok doğu-batı yönlü olduğunu belirtmektedirler.

Fay zonu boyunca ise bu birimler üzerinde Kuvaterner yaşlı Çatalca konglomeraları yer almaktadır. Çoğunlukla karbonatlı kaya çakıllarından oluşan birim, üzerinde bulunduğu yaşlı birimler ile açısız uyumsuzdur ve bölgedeki iki alüvyal yelpazenin gelişimine neden olmuştur. Alüvyal fan morfolojisi ve çökellerin tipi, Aladağ ve Bolkar Dağı'nın yüksek kesimlerinde bulunan vadi buzullarının azalmasından etkilenmiştir (Jaffey ve Robertson, 2005). Tarafımızdan da alüvyal fanın gerisinde fanı geliştirebilecek çapta büyük bir drenaj havzasının olmadığı ve dolayısıyla çökellerin buzul erimesi sonucunda gelişmiş olan yüksek enerjili dereler tarafından depolandığı düşünülmektedir.

Yetiş (1978) Kuvaterner'de topoğrafyanın tektonik hareketler denetimindeki evrimini sürdürdüğünü fakat bölgesel ölçekte jeolojik yapıda bir bozulma olmadığını ifade etmiştir. Bu tektonik hareketlerin etkisi Çatalca konglomeralarını kesen ve morfolojik olarak birçok unsurun gelişmesine neden olan Ecemiş Fayı ile kendisini gösterir. Yetiş (1978) aynı zamanda bu dönem içerisinde Çatalca konglomeralarında taraçaların geliştiğini belirtmiştir. Çalışma alanında yapılan stratigrafik ve morfolojik incelemeler sonucunda bu taraçaları oluşturan tektonik etkinin üç evrede geliştiği belirlenmiştir. Çalışma alanının doğusunda karbonat kayaçları önündeki dikliğin gelişmesine neden olan Cevizlik Fayı, orta kesimde Kuvaterner birimleri kesen Ecemiş Fayı ve en batıda ise Çukurbağ Fayı yer almaktadır. Ecemiş Fay Zonu'nu oluşturan bu fayların bölgenin yükselmesine bağlı olarak batıya doğru hareket ettiği ve günümüzde de bölgenin tektonik olarak aktivitesini sürdürdüğü düşünülmektedir.

Yetiş (1978) Lütesiyen yaşlı Kaleboynu formasyonunun fay zonunun her iki blokunda bulunup Orta –Üst Paleosen yaşlı Ulukışla grubu kayaçlarının sadece batı

bloкта bulunmasına bağlı olarak Ecemiş Fay Zonu'nun Lütésiyen öncesinde ve Paleosen sonrasında oluştuğunu ifade etmiştir. Ayrıca doğu bloktaki Beyaz Aladağ formasyonunun batıdaki eşleniğinin Bolkar Dağları'nın güneyinde yer almasına bağlı olarak fayın en az 80 ± 10 km lik bir atıma sahip olduğunu belirtmiştir.

Jaffey ve Robertson (2001)'e göre ise Ecemiş Fay Zonu bölgesel ölçekteki Geç Eosen'de şıkışmalı deformasyondan hemen sonra aktif hale gelmiş ve Oligo-Miyosen'den Günümüze kadar ki zaman boyunca aktif kalmıştır. Ayrıca yazarlara göre Oligosen'in başlangıcında 60 km lik sol yanal doğrultu atım meydana gelmiştir.

Koçyiğit ve Beyhan (1998) Orta Anadolu Fay Zonu olarak adlandırdıkları zonun iç Toros Süturunu KKD-GB yönünde kesen ve Ecemiş Koridoru olarak adlandırılan eski bir paleotektonik yapının Plio-Kuvaterner döneminde yeniden aktive olması ve yayılması sonucunda oluştuğunu belirtmiştir. Zon boyunca paleotektonik ve neotektonik segmentler üzerindeki atım ölçümlerine göre toplam atımın paleotektonik yapılarda 75 km neotektonik yapılarda ise 24 km olduğunu tespit etmişlerdir.

3 MORFOLOJİ

3.1 Giriş

Çalışma alanı morfolojik açıdan kuzeyde Erciyes Dağı Yükselimi ve Sultansazlığı Havzası, doğuda Aladağ Yükselimi, batıda Niğde Masifi Yükselimi ve Ulukışla Havzası, güney batıda ise Bolkar Dağları'nın oluşturduğu yükselim ile sınırlanmıştır (Şekil 3.1). Bu sınırlar içerisinde kalan çalışma alanı morfolojik özellikleri açısından Ecemiş Fay Zonu'nun doğu bloku, batı bloku ve fay zonu şeklinde üç farklı bölgeye ayrılmıştır. Doğu blok Aladağları, batı blok Niğde Masifi, Ulukışla Havzası ve Bolkar Dağları'nı içerir. Fay zonu ise Ecemiş Fay Zonu başlığı altında ele alınacaktır.

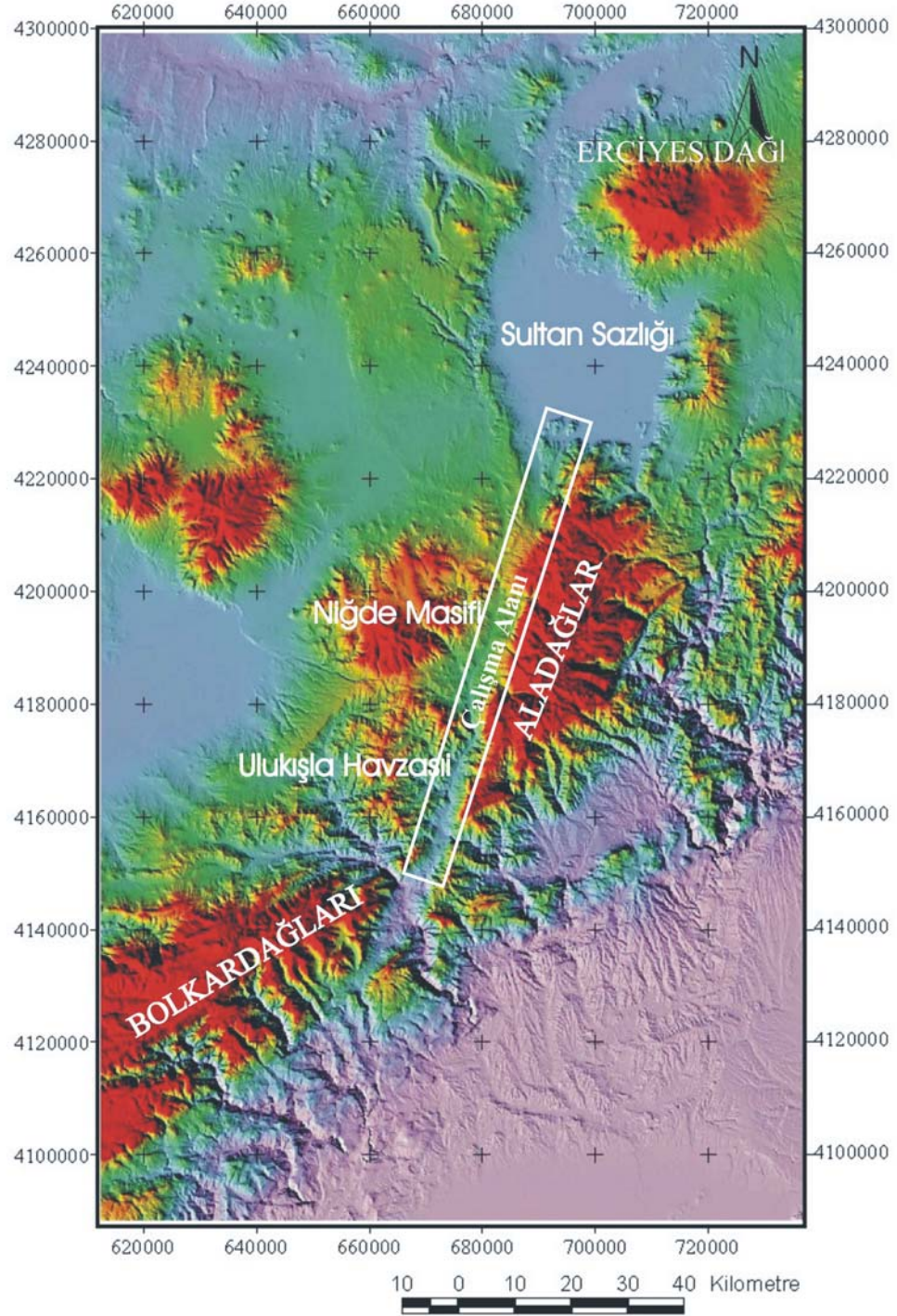
3.2 Ecemiş Fay Zonu'nun Doğu Bloku

3.2.1 Aladağlar

Bu bölge çalışma alanının en belirgin yükselimi olan ve büyük ölçüde karbonat kayalarını içeren Aladağlar silsilesinden oluştuğu için Aladağ bloku olarak adlandırılmıştır. Blokun çalışma alanı içerisindeki sınırları kuzeyde Yahyalı ilçesinden başlar ve güneyde Pozantı'nın yaklaşık 4 km doğusuna kadar devam eder. Ecemiş Fay Zonu'na hemen hemen paralel uzanıma sahip olan bu silsilenin en yüksek tepesi 3756 m yüksekliğe sahip olan Demirkazık Tepesi'dir. Toros silsilesinin en yüksek kesimlerinden biri olan Aladağlar dik yamaçlar ve yüksek tepelerle karakterize edilmektedir (Şekil 3.2). Aladağ blokunda yer alan bazı yüksek tepeler kuzeyden güneye doğru Hurç Dağı, Hışır Dağı ve Çetinlik Dağı'dır.

Aladağ yükseliminde çoğu zaman yapı ve litolojinin zayıf direnç gösterdiği alanlara akarsuların yerleşmesi sonucunda oluşan kafes tipi drenaj gözlenmektedir. Çalışma alanında ise bu drenaj sistemi masif, eğimli, çok dayanıklı, genel olarak dolomitik kireçtaşlarından oluşma bir istif üzerinde gelişmiştir. Bu jeomorfolojik yapı üzerinde akaçlayan derelerin çoğunluğu Ecemiş Fayı'na dik gelişmişlerdir. Tamamen

karbonat istifinden oluşma sarp görünümlü bu istif Cevizlik Fayı ile sınırlanmıştır.



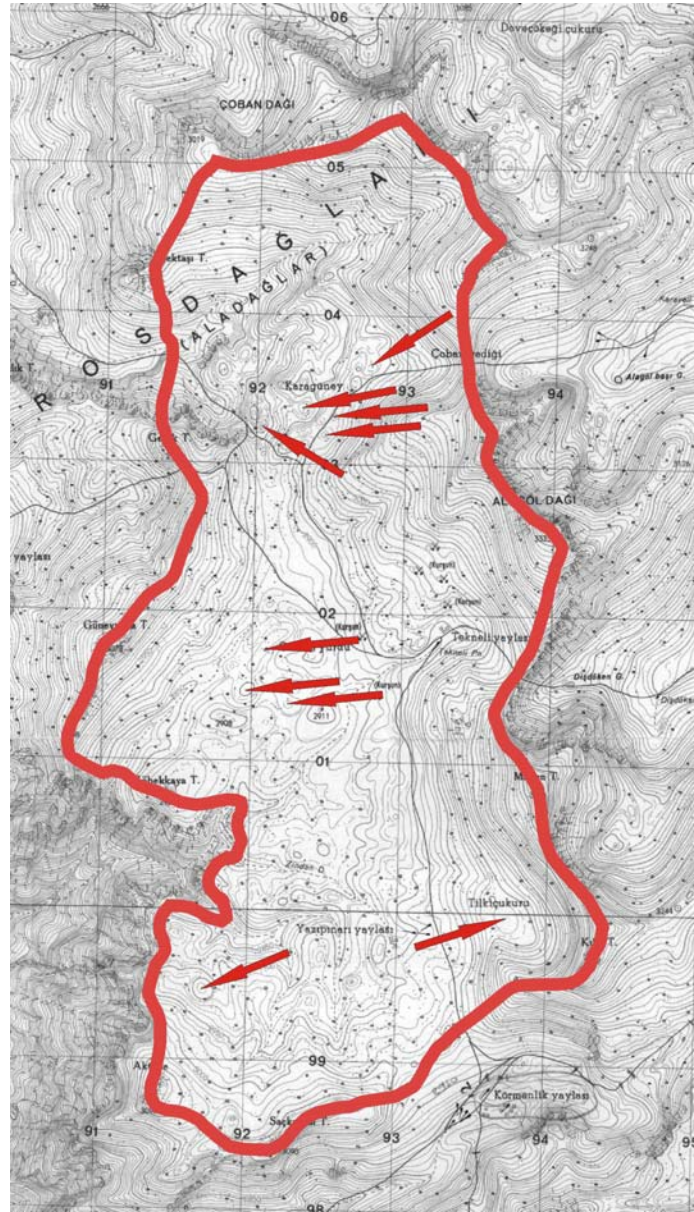
Şekil 3.1 Çalışma alanının morfolojik unsurlarının üç boyutlu görünümü



Şekil 3.2 Aladağlar boyunca sıklıkla görülen dik yamaçlara ve yüksek alanlara bir örnek (Hışır Dağı, Bakış yönü KD)

Bu blokta gelişmiş akarsuların çoğunluğu boğaz veya kanyon tipi dik yamaçlı derin ve dar vadiler içerisinde akmaktadır. Erinç (1968) boğaz tipindeki vadilerin başlangıç safhasını karakterize eden genç vadilere karşılık geldiğini, kanyon tipi vadilerin de boğaz şeklindeki vadiler grubuna girdiğini ifade etmiş, bu tür vadilerin derine doğru aşındırmanın çok hızlı olduğu bölgelerde geliştiğini belirtmiştir. Bu tür hızlı aşınan bölgelerde yamaçların işlenmesi ve yatıklaşması için gerekli zaman bulunmamakta, bu nedenle de vadi yamaçları çok dik olmaktadır. Jeolojik anlamda ise bu tür derin kazılmış bölgelerin hızla yükselen bölgeler olduğu, bu yükselmeye ise tektoniğin ya da izostazinin (örneğin buzul yükü kalkması gibi) önemli bir yer tuttuğu bilinmektedir. Aladağ yükselimindeki bu tip vadilerden bazıları kuzeyden güneye doğru: Madenboğazı Deresi, Totari Deresi, Karamukboğazı Deresi, Yalak Deresi'nin memba kesimi, Emliboğazı Deresi, Kazıklıaliboğazı Deresi, Çömleğinboğazı Deresi, Deliboğazın Deresi ve Körkün Çayı şeklinde sıralanabilir. Bu vadilerin göreceli derinlikleri yaklaşık 250 ile 500 m arasında değişir. Atalay (1987), Türkiye'deki karstik şekillerin, özellikle Mesozoyik kristalize ve yarı kristalize kireçtaşları ile Miyosen ve Eosen yaşlı kumlu, kısmen killi kireçtaşları üzerinde daha yaygın olduğunu ifade etmiştir. Aladağ Yükselimi'nin en önemli

morfolojik özelliklerinden biri karstik yapılardır. Orta Toroslar'ın yaygın litolojilerinden olan Triyas-Alt Jura yaşlı karbonat istifinin en yaygın mostra verdiği bölgelerinden biri olan Aladağlar Yükselimi'nde yaygın karstik oluşumlar bulunmaktadır. Çalışma alanında gözlenen karstik yapıların çoğunluğu dolinlerdir. Bu yapıların çalışma alanında gözleendiği yerler Pınarbaşı Köyü doğu-kuzeydoğusunda yer alan Hurç Dağı doğusu, Hışır Dağı'nın doğusu ve Lorut Dağı'nın kuzeyinde yer alan sarp karbonatlar üzerinde gelişmiş geniş platolardır (Şekil 3.3)

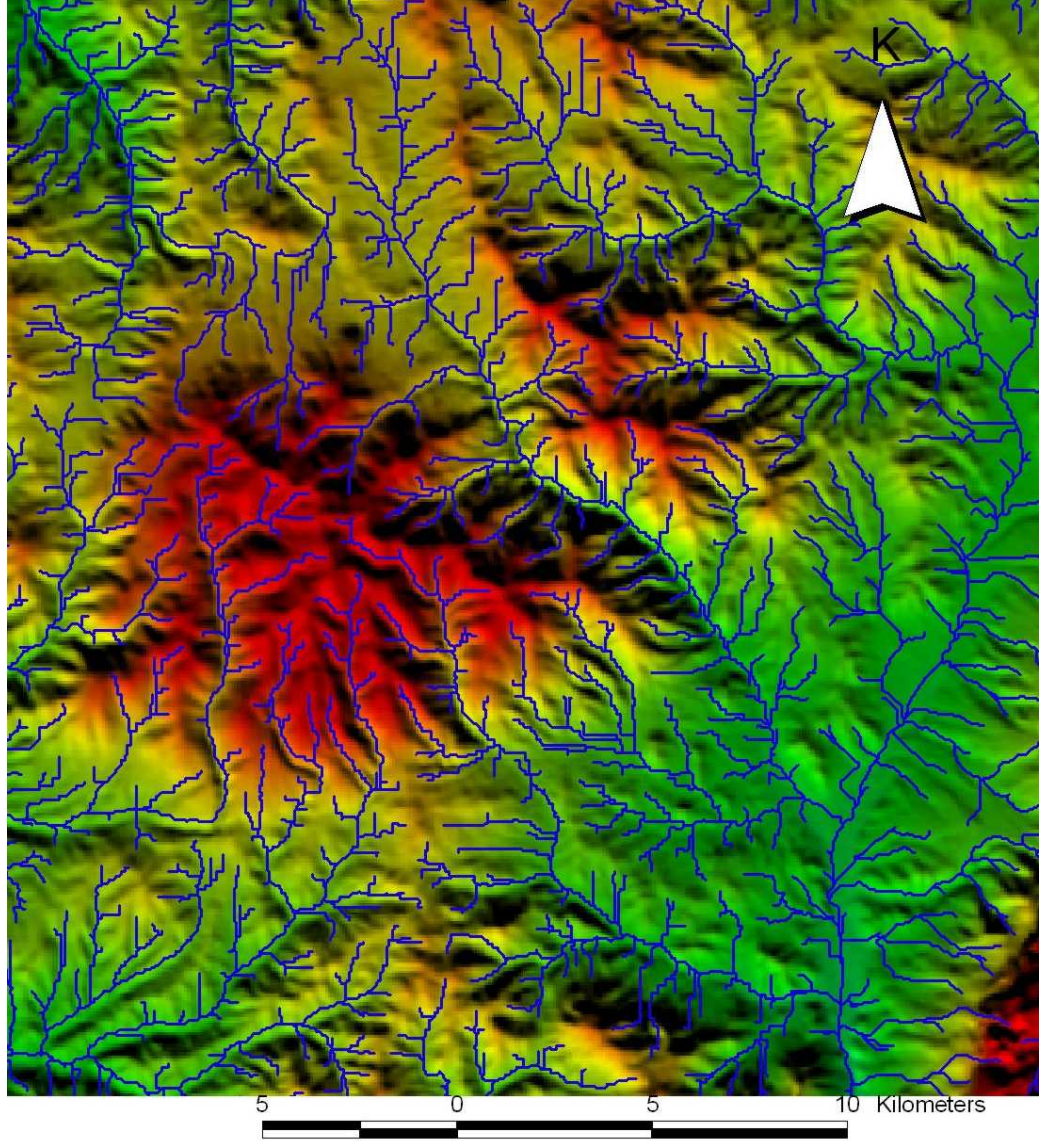


Şekil 3.3 Çalışma alanı içerisinde gözlenen karstlaşma yapılarından dolinlerin görünümü

3.3 Ecemiş Fay Zonu'nun Batı Bloku

3.3.1 Niğde Masifi

Ecemiş Fay Zonu'nun batı blokunda yer alan Niğde masifi bir yükselim şeklinde kendini gösterir. Çalışma alanı içerisinde Orhaniye Köyü'nün kuzey batısından başlayıp Çamardı'nın kuzeyinde yer alan Evliya Tepesi'ne kadar uzanan masif doğuda Aladağ lar yükselimi, kuzey doğuda Sultansazlığı ve güneyde Ulukışla Havzası ile sınırlanır (Şekil 3.1). Niğde Masifi'nde yer alan en yüksek tepeler 2054 m yüksekliğindeki Sarıçiçek Tepesi ve 2026 m yüksekliğe sahip olan Evliya Tepesi'dir. Metamorfik kayalardan oluşan birim üzerindeki drenaj sistemi radyal tiptedir. Burada dereler masifin yüksek kısmından çıkarlar ve birbirinden uzaklaşan vadiler teşekkül ederler. Niğde masifi üzerindeki derelerin akışı masifin kuzeyinde Menik Deresi'ne, güneyinde ise Eynelliözü Deresi'ne doğrudur. Çalışma alanı içerisinde biri kuzeye diğeri ise güneye doğru akan iki ana akçlama sistemi vardır. Bu iki akçlama sisteminin su bölümü çizgisi Sekiler Tepesi, Devetaşı Tepesi, Menik Tepesi, Yavuzdelik Tepesi'nin zirvelerinden geçerek Bulduruç Mezarlığı'nın bulunduğu sırta ulaşır. Buradan da Paleosen yaşlı Çamardı formasyonunun bulunduğu Elmakoyağı Sırtı üzerinden geçerek doğuya doğru devam eder ve Çamardı formasyonu içerisinde gözlenen faya dayanır. Güneydeki ana drenaj Menik, Eynelliözü, Ecemiş Dereleri ve Körkün Çayı'nın birleşmesi sonucunda gelişmiştir. Bu ana drenaj güneye akarken Körkün Çayı ile birleştikten sonra doğuya döner ve Karsantı Havzası'nı besler. Kolay aşınan metamorfiklerden oluşan, kısmen yumuşak bir morfolojiye sahip olan Niğde masifi üzerinde akan derelerin vadi derinlikleri 50 ile 300 m arasındadır. Bu vadiler çok derin olmayan çoğunlukla kuru kısmen ise sulu dereler içermektedir. Bol kırıklı ve deforme kayalardan oluşan Niğde masifinin üzerinde gelişen drenaj ağının oluşumunda litoloji ve yapı önemli rol oynamıştır. Üçkapılı granodiyoritinin sokulumundan dolayı domsu bir yapıya sahip olan birim üzerinde ışınal yapıda drenaj ağı gelişmiştir (Şekil 3.4). Kolay aşındığı içinde derelerin yan kolları çok fazladır.



Şekil 3.4 Niğde masifi üzerinde gelişmiş olan drenaj ağının görünümü.

3.3.2 Ulukışla Havzası

Ulukışla Havzası, kuzeyde Niğde Masifi, güneyde Bolkar Dağları, batıda Tuzgözü Havzası, ve doğuda Ecemiş Fay Zonu ile sınırlanmıştır. Havza, Paleosen yaşlı derin denizel çökellerden oluşan Çamardı formasyonu, deniz altı volkanitlerinden oluşan Karadağ volkanitleri ve sıg denizel Mavraş kireçtaşının oluşturduğu bir topluluktan oluşmaktadır. Çalışma alanı içerisinde bu topluluğun istiflerinin geniş yayılımı olmasına rağmen tipik olarak Elekgözü Köyü'nün batısından başlar ve Aşçibekirli Köyü'nün güneyine kadar devam eder. Çalışma alanı dışında da devam eden grup çok geniş bir yayılıma sahiptir.

Ulukışla Havzası'nın çalışma alanı içerisinde gözlenen en yüksek kesimi 1883 m yüksekliğindeki Küpeli Tepesi'dir. Havza içerisinde gelişmiş olan egemen drenaj sistemi dendritiktir. Çalışma alanı içerisindeki KB-GD gidişli derelerin çoğu Ecemiş ayı'na akar. Bu derelerin vadi kenarı ile vadi tabanı arasındaki derinlik farkı 300-400 m arasındadır. Havzadaki drenaj sisteminin gelişimini etkileyen en önemli faktör litolojidir. Kumtaşı, kiltatı, marn ve kireçtaşından oluşan Çamardı formasyonu üzerinde dendritik, splitik bazaltlardan oluşan Karadağ volkanitleri üzerinde ise ışınsal türde drenaj gelişmiştir.

3.3.3 Bolkar Dağları

Bolkar Dağları kuzeyde Ulukışla, kuzey batıda Tuzgölü, güney doğuda Adana Havzaları ile sınırlıdır (şekil 3.1). Toros Yükselimi'nin bir diğer parçası olan Bolkar Dağları karbonat kayaçlarından oluşan yüksek dağ silsilelerini oluşturur. Çalışma alanında Kamışlı Kasabası'nın yaklaşık 3 km kuzeydoğusundan başlar ve Pozantı'nın yaklaşık 4 km kuzeyine kadar devam eder. Bu jeomorfolojik unsur üzerindeki en yüksek tepeler Kılıçtaş Tepesi (1361m), B y kyağmataş Tepesi (1591m), K  kyağmataş (1339m), B y kkarah y k Tepesi (1573m) ve Karıncadağ'dır. Bolkar Dağları üzerinde gelişmiş olan drenaj sistemi ise ortogonal tipindedir. Bolkar Dağları da Aladağlar gibi yamaçlarında döküntülerin depolandığı dik sarplıklar oluşturur (şekil 3.5). Yükselim içerisindeki büyük derelerin derinliği 300 ile 350 m arasında değişmektedir. Ecemiş Fayı tarafından kesilmiş olan karbonat kayaçları bol kırıklı ve çatlaklıdır. Bu kırık ve çatlak sistemlerinin drenaj sisteminin gelişiminde rol oynadığı d ş n lmektedir. Çünkü çok sert ve dayanıklı olan kayaçları aşındıramayan dereler bu birim içerisindeki kırık ve çatlakları kullanarak akalarlar ve kafes sistemi drenaj ağı gelişmiştir. Dolayısıyla kayaların dayanımına ve kırıklı olmasına bağlı olarak drenajın gelişiminde hem litoloji hem de yapının etkili olduğu söylenbilir. Bu morfolojik unsur içerisinde yer yer yüzeye çıkmış karstik mağaralara da rastlanır.



Şekil 3.5 Kılıçtaş Tepesi'nde Bolkar Dağları'nın oluşturduğu sarp morfolojinin görünümü. Karstlaşma dikkat çekici boyuttadır (Bakış yönü KB'ya doğru).

3.4 Ecemiş Fay Zonu

Ecemiş Fay Zonu, doğuda Aladağ morfolojik yükselimi, batıda ise Niğde Masifi, Ulukışla Havzası ve Bolkar Dağı yükselimi ile sınırlanmıştır ve koridor şeklinde bir morfolojiye sahiptir. KKD-GGB uzanımlı Ecemiş Fayı çalışma alanı içerisinde Yahyalı ilçesinin güneydoğusundan başlar ve Pozantı'nın kuzeybatısına kadar uzanır. Uydu görüntüleri, hava fotoğrafları ve arazide net olarak gözlenen fayın çalışma alanı içerisindeki uzunluğu yaklaşık 100 km'dir. Şaroğlu ve diğ. (2001) tarafından Demirkazık, Kamışlı ve Pozantı segmenti şeklinde üç alt bölüme ayrılan Ecemiş Fayı çalışma alanı içerisinde birçok birimin dokanağını oluşturur. Örneğin Dünderlı-Sulucaova Kasabası arasında Mesozoik yaşlı karbonat çökelleri ile Oligosen yaşlı karasal çökellerin ve hatta Kuvaterner yaşlı Çatalca konglomeralarının sınırını oluşturur. Sulucaova-Yelatan arasında kalan kesimde çoğunlukla Kuvaterner yaşlı çökelleri keser ve net bir çizgiselliğe sahiptir. Yelatan-Pozantı arasında ise önce Ecemiş Deresi içerisinde devam eden fay daha sonra Bolkar Dağları'nın karbonat kayaçlarını keserek Pozantı'nın kuzeydoğusuna kadar uzanır. Koridorun doğu kesiminde Cevizlik Fayı olarak adlandırılan fayın uzanımı devam eder ve çok yüksek sarplıklar şeklinde kendini gösterir. Yahyalı-Pozantı arasında uzanan Ecemiş Fayı morfolojik olarak bazı unsurların gelişimine neden olmuştur. Bunlar büyük alüvyal

yelpazeler, ötelenmiş ya da dönmüş dereler, taraçalar, basınç sırtları, üçgen yüzeyler ve yamaç molozlarıdır.

Morfolojik unsurlardan alüvyal yelpazelere en güzel örnek, Sulucaova Köyü kuzeyi ve Demirkazık-Elekgölü Köyleri arasında geniş bir yayılıma sahip olan alüvyal yelpazelerdir (Şekil 3.6). Çalışma alanı içerisindeki bu iki yelpaze üzerinde de Kuvaterner stratigrafisi açısından önemli oldukları düşüncesiyle detaylı inceleme yapılmış ve yelpazenin gelişiminde 3 farklı evrenin varlığı gözlenmiştir. Birinci evrede Aladağlar bir ana fay ile yükseltilmiş ve kaba malzemeli, çoğunlukla yakınsak, yer yer iyi çimentolanmış yelpaze çökelleri oluşmuştur. Daha sonra gelişen bu yelpaze Ecemiş Fayı tarafından kesilmiş ve ikinci evre çökellerinin gelişimi başlamıştır. İkinci evre çökelleri, ilk evre çökelleri üzerinde gelişen derelerin aşındırması sonucu oluşan yeni vadi tabanında çökeller. Bu yelpaze çökelleri nispeten tutturulmamış çakıllarla ve yer yer kumlu seviyelerle temsil edilirler. Birinci ve ikinci evre yelpaze istifleri sekilenme morfolojileri ile birbirinden ayrılmaktadır. Üçüncü ve son evrede gelişen yelpaze çökelleri ise ikinci evre çökelleri içerisinde akan derenin yeni vadi tabanında çökeler.

Demirkazık-Elekgölü Köyleri arasında kalan yelpazenin Ecemiş Fayı tarafından kesildiği hem morfolojide hem de görüntülerde net bir şekilde görülmektedir. Yelpazenin bulunduğu alanda ötelenmiş, yön değiştirmiş, kapılmış ve başı kesik dereler ve basınç sırtlarına karşılık gelen sıralı tepeler gibi morfolojik unsurlar bariz bir şekilde görülmektedir. Çalışma alanında fayın K25D doğrultulu uzanımına uyumlu olarak dizilmiş olan sıralı tepeler, kuzeyden güneye doğru İkitepeler, Tilkitaşı Tepesi, İçağası Tepesi, Üçtepeler, Fenk Tepesi, Tülücüpinar Tepesi, Kırmızı Tepesi ve Tavşan Tepesi şeklinde sıralanabilir. Ötelenmiş veya yön değiştirmiş derelere örnek olarak Fenk Deresi veya Kazıklıaliboğazı Deresi'ni verebiliriz. Faylanma sonucu kapmaya uğramış dereye ise Çamlık Deresi'ni örnek vermek mümkündür. Ecemiş Fayı boyunca bu tip morfolojik örneklerle bol miktarda rastlanabilir.

Fay zonu içerisinde en doğuda Aladağların yükselimi ile ilişkili olan normal bileşenli Cevizlik Fayı gelişmiştir. Daha sonra Aladağların dik yamaçları önünde çökelmiş olan alüvyal yelpazeyi kesen sol yönlü doğrultu atımlı Ecemiş Fayı meydana gelmiştir. En batıda ise bu alüvyal yelpazenin uç kısmını kesen ve şu anda Ecemiş Deresi'nin içinde aktığı fay oluşmuştur. Bu gözlemler bölgenin üç evrede

faylandığını düşündürmektedir. Çünkü çalışma alanı içerisindeki bazı güncel dereler içerisinde bu veriyi destekler şekilde üç farklı seki sistemi gözlenmiştir. Stratigrafi bölümü içerisindeki Çatalca konglomeraları alt başlığında ve ileride tektonik bölümü içerisindeki morfolojik veriler kısmında açıklanmıştır.



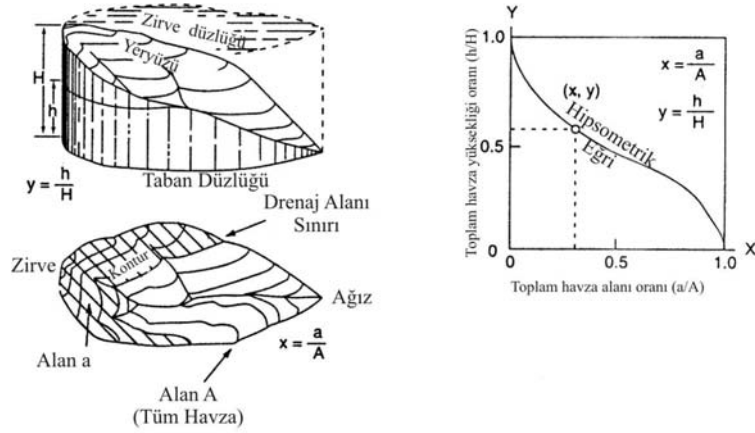
Şekil 3.6 Sulucaova Köyü'nün kuzeyinde gelişmiş olan alüvyal yelpazenin görünümü (Bakış yönü G)

3.5 Morfometrik Analizler

Jeomorfik indisler aktif tektonik süreçlerin değerlendirilmesinde kullanılan önemli araçlardır. Çünkü bunlar hızlı hatta düşük aktif tektonik hızlara sahip süreçlerle şekillenen alanlarda bile çabuk bilgi edinmeyi sağlarlar (Keller, 1986). Günümüzde jeomorfik indisler kullanılarak birçok fayın aktivitesi belirlenmektedir (Herrera, 1998, Hurtrez ve diğ., 1999, Verrios ve diğ., 2004; Zovoili ve diğ., 2004).

Ecemiş Fayı'nın tektonik aktivitesinin seviyesini belirlemek amacıyla da morfometrik analizler yapılmış ve bunun içinde bazı jeomorfik indisler kullanılmıştır. Bunlar: a-) Hipsometrik eğri-hipsometrik integral (E), b-) Akarsu uzunluğu-eğim indisi (SL) ve c-) Vadi tabanı genişliğinin vadi yüksekliğine oranıdır (Vf).

Çalışmada kullanılan indislerden ilki hipsometrik eğri ve hipsometrik integraldir. Hipsometrik eğri, yeryüzündeki bir alanın içerisinde yer alan yüksekliklerin dağılımını ifade eder. Hem tek bir drenaj havzası için hem de dünya ölçeğindeki drenaj havzaları için elde edilebilir. Eğri, bir drenaj havzasında rölatif yüksekliğin rölatif havza alanına karşı izdüşürülmesi ile elde edilir (Şekil 3.7).



Şekil 3.7 Hipsometrik eğrinin nasıl hesaplandığını gösteren kuramsal drenaj havzası ve hipsometrik eğrisi (Keller ve Pinter, 1996).

Şekilden de görüldüğü gibi havzanın toplam yüzey alanı (A), en düşük ve en yüksek eş yükselti eğrileri arasında kalan toplam alan iken alan (a) ise herhangi iki eş yükselti eğrisinin arasında kalan yüzey alanıdır. h belli eş yükselti eğrisi yüksekliği, H ise drenaj alanının maksimum yüksekliğidir. Rölatif alan a/A, rölatif yükseklik ise h/H formülü ile hesaplanır. Rölatif alan (a/A) değeri her zaman 1,0'den 0,0'a kadar değişiklik gösterir. a/A değeri havzanın en düşük noktasında (h/H=0,0) bir iken havzanın en yüksek noktasında (h/H=1,0) ise sıfır değerini alır (Keller ve Pinter 1996). Hipsometrik integral, hipsometrik eğri altındaki alan olarak tanımlanır ve aşağıdaki formül ile hesaplanır (Pike ve Wilson, 1971).

$$E = \frac{\bar{h} - h_{\min}}{h_{\max} - h_{\min}} \quad (3.1)$$

Burada;

\bar{h} = Ortalama yükseklik

h_{\min} = Minimum yükseklik

h_{\max} = Maksimum yükseklik

Strahler (1952) hipsometrinin genellikle jeomorfolojik gelişimin evrelerini belirlenmesinde kullanıldığını ifade etmiştir. Yazar birçok küçük ölçekli drenaj havzasının analizinden elde edilen sonuçlara bağlı olarak dışbükey şekilli hipsometrik eğrinin genç evredeki bir havzayı S şekilli hipsometrik eğrinin olgunluk evresindeki havzaları iç bükey şekilli eğrinin ise penneplen evresindeki bir havzayı karakterize ettiğini belirtmiştir.

Hipsometrik integral ile aşınma derecesi arasındaki ilişki kullanılarak erozyon dönemi içerisinde yer şekillerinin gelişme evreleri belirlenebilir. Erozyon dönemi yer şekillerinin teorik olarak evrimini tanımlar ve birkaç evreden oluşur. Bunlar derine kazıma ve sarp topoğrafya ile karakterize edilen genç evre, birçok jeomorfik süreçlerin yaklaşık dengede olduğu olgunluk evresi ve son olarak da taban seviyesine yakın, yumuşak topografyalı yer şekli ile karakterize edilen yaşlı evredir. Bu evreler hipsometrik integral yardımı ile belirlenebilir ki; yüksek bir hipsometrik integral değeri ve dışbükey bir eğri şekli genç topoğrafyayı, orta hipsometrik integral değeri yarı olgun evreyi ve içbükey bir hipsometrik eğri olgunluk evresini gösterir. Yüksekte duran erozyonal kalıntılar bulunmadığı sürece hipsometrik integralin değerinde bir değişiklik meydana gelmez ve düşük değerli hipsometrik integral yaşlılık evresini karakterize eder (Şekil 3.8) (Keller ve Pinter, 1996).

Çalışmada kullanılan diğer yöntem akarsu uzunluğu-eğim indeksidir. Akarsu uzunluğu-eğim indisi (SL) belirli bir alanın erimi için hesaplanır. SL indisinin nasıl hesaplanacağı aşağıdaki şekil ve formülde gösterilmektedir (Şekil 3.9).

$$SL=(\Delta H/\Delta L)\times L \quad (3.2)$$

Burada;

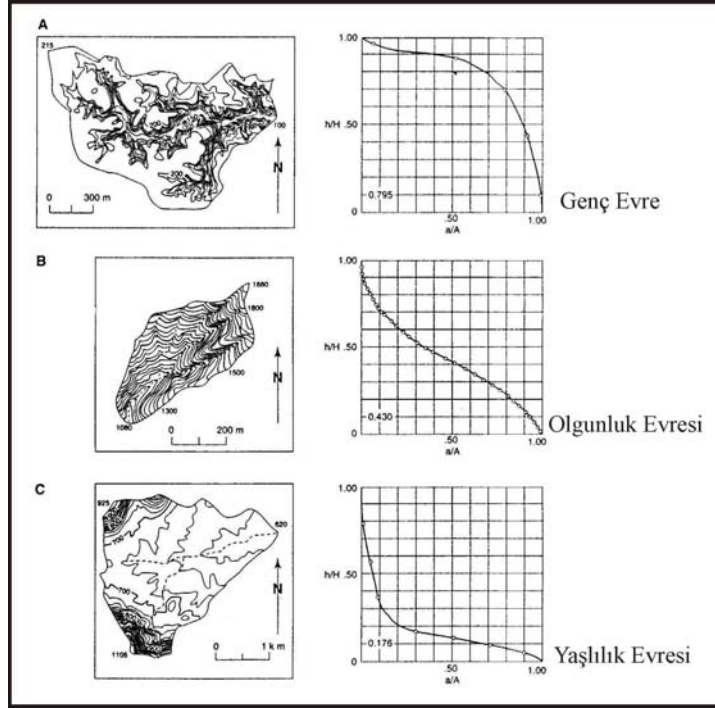
SL=akarsu uzunluğu-eğim indeksi

ΔH =Kanal yüksekliğindeki değişim

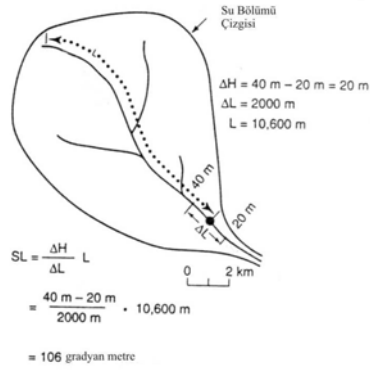
ΔL =Kanal uzunluğundaki değişim

$\Delta H/\Delta L$ =Kanal eğimi

L=İndisin hesaplandığı yerden vadinin en yüksek noktasına kadar olan mesafedir.



Şekil 3.8 Hipsometrik integralin ve karakterize ettiği morfolojinin üç farklı örneği (Keller ve Pinter 1996)



Şekil 3.9 Akarsu uzunluğunun akarsu-eğim indeksinin (SL) nasıl hesaplandığını gösteren diyagram (Keller ve Pinter, 1996)

SL indisi, kanal eğimindeki değişikliklere çok hassastır ve bu hassasiyet muhtemel tektonik aktivite, kaya direnci ve topoğrafya arasındaki ilişkinin değerlendirilmesinde kullanılır. SL indisi dirençli kayalarda genellikle yüksek değerlere, kolay aşınan kayalarda ise düşük değerlere sahiptir. SL indisi, belirli kayaç tipleri üzerindeki anormal yüksek indis değerlerine bakılarak son tektonik aktiviteyi belirlemek için kullanılır. Kolay aşınan kayaçlar üzerindeki yüksek ya da

anormal düşük SL indisleri son tektonik aktiviteyi gösterebilir. Örneğin doğrultu atımlı faylar tarafından oluşturulmuş çizgisel vadiler boyunca düşük değerler beklenir. Çünkü vadi içindeki kayalar faylanmadan dolayı çoğunlukla ezilerek direncini yitirmiş olup bu vadiler boyunca akan akarsular daha düşük eğime sahiptirler (Keller ve Pinter, 1996).

Çalışma alanının tektonik aktivitesini belirlemek amacıyla kullanılan bir diğer indis vadi tabanı genişliğinin vadi yüksekliğine oranıdır. Bu indis;

$$V_f = 2V_{fw} / [(E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})] \quad (3.3)$$

formülü ile ifade edilebilir. Burada;

V_f = Vadi tabanı genişliğinin vadi yüksekliğine oranı

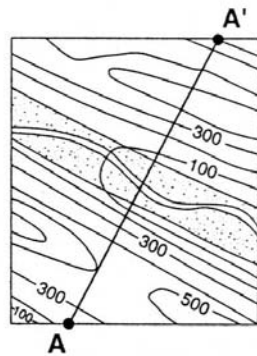
V_{fw} = Vadi tabanının genişliği

E_{ld} = Vadinin sol tarafında kalan bölümün yüksekliği

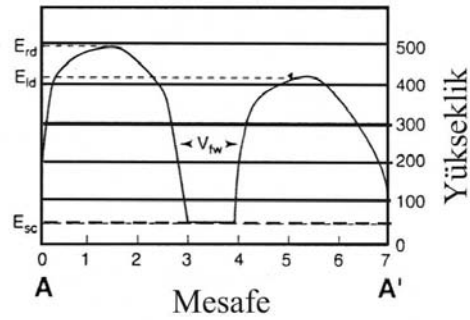
E_{rd} = Vadinin sağ tarafında kalan bölümün yüksekliği

E_{sc} = Vadi tabanının yüksekliğidir.

İndisin nasıl hesaplandığı (Şekil 3.10)'de gösterilmiştir. Bu indis nispeten yüksek V_f değerli, geniş tabanlı vadiler ile düşük V_f değerli V şekilli kanyonlar arasında ayırım yapmayı sağlar. V_f 'nin yüksek değerleri düşük yükselme hızı ile ilişkilidir. Çünkü burada dereler geniş tabanlı vadilerde akarlar. V_f 'nin düşük değerleri, genel olarak yükselmeyle bağlantılı ve aktif olarak kazıyan derelerin olduğu derin vadileri yansıtır (Keller ve Pinter, 1996).



Cl = 100 m
0 1 km



$$= V_f = \frac{2V_{fw}}{(E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})} = \frac{2000 \text{ m}}{(425 \text{ m} - 50 \text{ m}) + (500 \text{ m} - 50 \text{ m})} = 2.4$$

Şekil 3.10 Vadi tabanı genişliğinin vadi yüksekliğine oranının nasıl hesaplandığını gösteren diyagram (Keller ve Pinter, 1996)

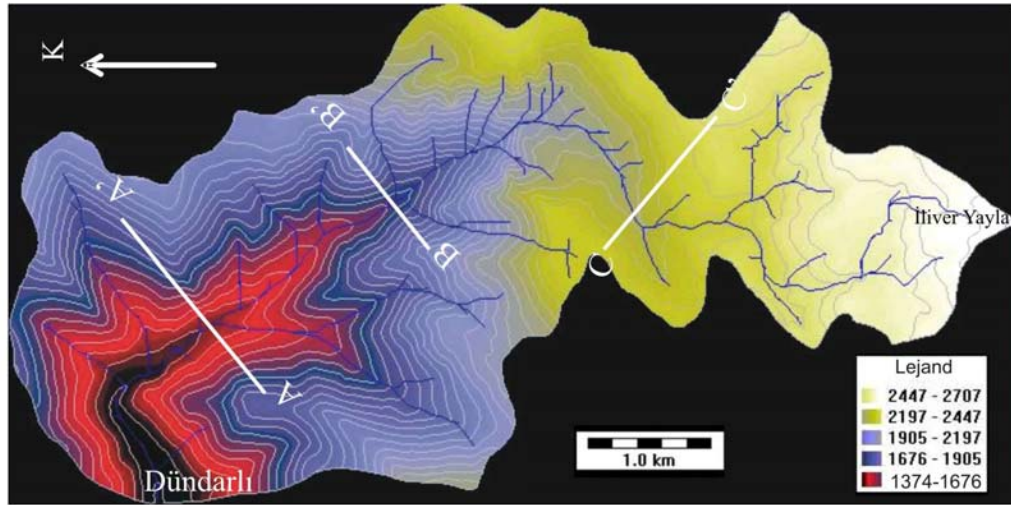
Bu jeomorfik indisleri inceleme alanına uygulamak için bazı as alanlar seçilmiştir. Bu alanlar özellikle Ecemiş Fayı'na yakın ya da fay tarafından direkt etkilenmiş drenaj havzaları veya alanlardır (Şekil 3.11). Seçilen havzalar kuzeyden güneye doğru Körköprü Deresi, Minas Deresi, Kocakapız Deresi, Fenk Deresi, Murt-Koraç-Çamlık Deresi, Kazıklıhaliboğazı-Emliboğazı Deresi, Deliboğazın Deresi ve Çınarlı Deresi'nin drenaj havzalarıdır. Seçilen alanlara uygulanan jeomorfik indislerden çıkan sonuçların değerlendirmeleri aşağıda başlıklar halinde ele alınacaktır.



Şekil 3.11 Morfometrik analizler için seçilen drenaj havzalarının görünümü (1- Körköprü Deresi, 2-Minas Deresi, 3-Kocakapız Deresi, 4-Fenk Deresi, 5- Murt Deresi, 6-Kazıklıhaliboğazı Deresi, 7-Deliboğazın Deresi, 8- Çınarlı Deresi)

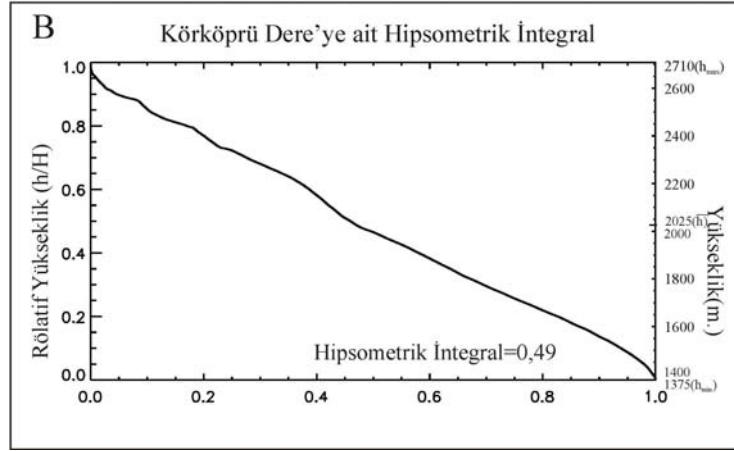
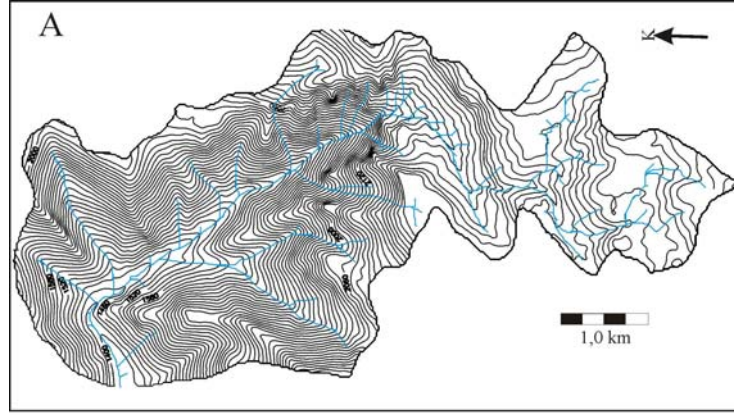
3.5.1 Körköprü Deresi Drenaj Havzası

Körköprü Deresi drenaj havzası çalışma alanından seçilen havzaların en kuzeyde yer alanıdır. Havza içerisinde akan dere, İliver yaylanın yaklaşık 2 km güneyinde 2600m yüksekliğinden başlar ve 1400m ye kadar iner. Yaklaşık 10 km uzunluğa, 15km² alana ve ortalama 7,5° eğime sahip olan dere başlangıçta KKD-GGB yönünde akarken İliver yaylanın yaklaşık 1 km kuzeyinden itibaren KB-GD yönüne döner. Çoğunlukla kireçtaşları içerisinde akan dere memba tarafında oldukça geniş bir vadiye sahip olmasına rağmen orta kesimlerinden mansaba kadar olan kesimi nispeten dik vadilere sahiptir (şekil 3.12).

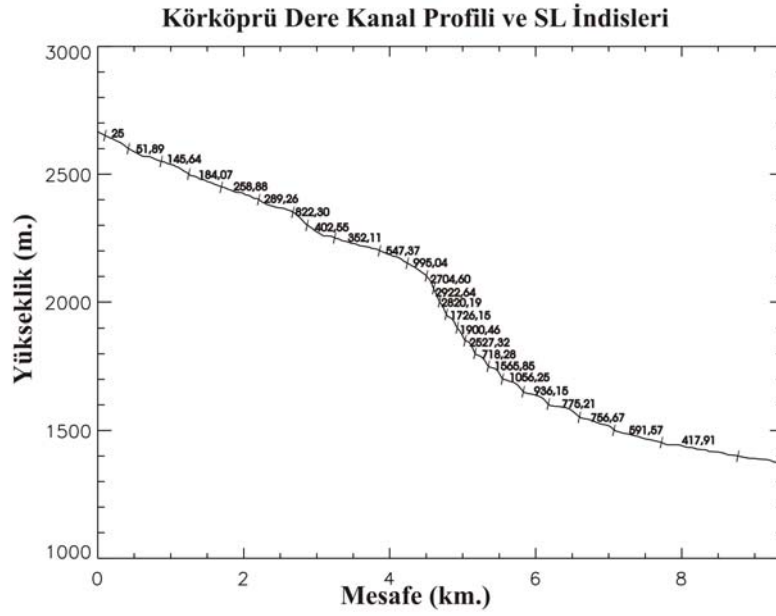


şekil 3.12 Körköprü Deresi drenaj havzasının görünümü ve dreden alınan enine profillerin yerleri

Körköprü Deresi üzerinde yapılan jeomorfik indislerden hipsometrik integral analizinde havzanın son derece geniş bir morfolojiye sahip olduğu gözlenmiştir (şekil 3.13). Derenin yukarı kesimlerinde oldukça yayvan bir düzlük görülmektedir. Bu düzlük bilhassa SL indekslerinde kendini belli etmektedir. Bu düzlüğün hemen önünde SL indeksleri 2700 gibi yüksek değere sıçrar, daha sonra vadi aşağıda tekrar dereceli bir şekilde azalarak 400'l değerlere düşer (şekil 3.14).



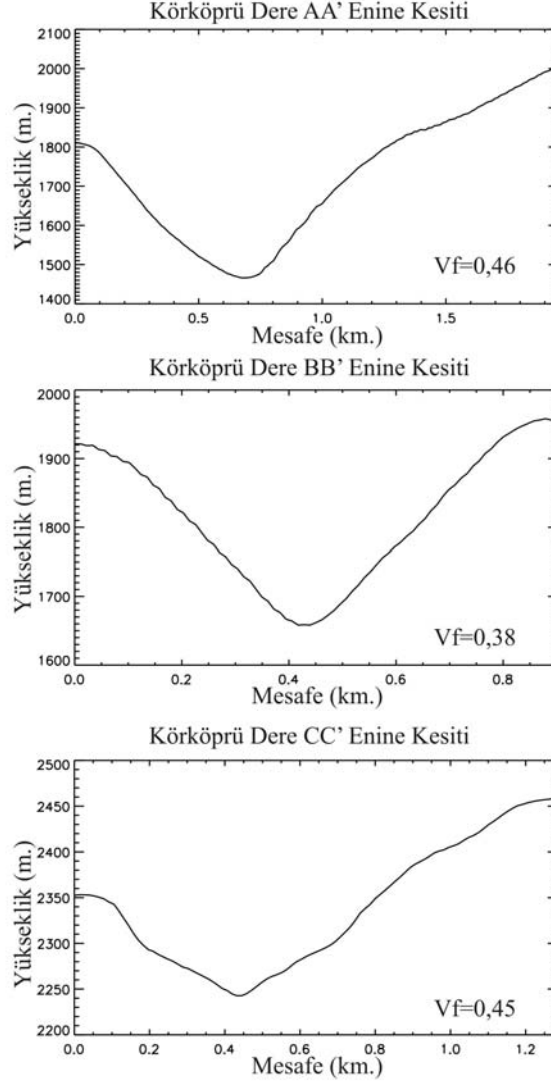
Şekil 3.13 Korköprü Deresi'ne ait topoğrafya ve hipsometrik integral



Şekil 3.14 Korköprü Deresi'ne ait kanal profili ve SL indis değerleri

SL indislerindeki bu değişikliğin sebebi vadinin aşağı kesimlerinde, Dündarlı Kasabası'nda, Körköprü Deresi'nin ana koluna ulaşılması ve derenin yaklaşık 1450 m y ksekliliğinden itibaren alüvyal bir düzlükte akıyor olmasıdır. Bu alüvyal düzlükten üst aşınma düzlüğüne yani yamaç kırılığına kadar olan ani dikleşme ve SL değerleri ile kanal profilindeki eğim artışıının sebebi akarsuyun baş yukarı aşındırma yoluyla vadiyi açmasıdır. SL değerlerinin yüksek olduğu ani dikleşme, havzanın ortalama eğiminden daha fazladır ve yaklaşık 15° eğime karşılık gelmektedir. Aynı zamanda bu yüksek SL değerleri vadinin son derece geç ve olgunlaşmamış yapısını göstermektedir. Yamaç kırılığının üzerinde yer alan bölge 2400 ile 3000 m arasında y kseklilere sahiptir. Bu bölgede karst yapılarına çok yaygın olarak rastlanır. Egemen karst yapısı dolinlerdir ve bunların büyük bir kısmında d denleşme görülmez. Yamaç kırılığı üzerindeki düzlüğün morfolojik gelişiminde egemen etken karstlaşma ve muhtemelen de buzul işlevlerdir. Bu dere profilinin geometrisi bölgenin hızlı bir yükselim geçirdiğini göstermektedir. Özellikle dere boyunca gelişen baş yukarı aşındırma bunun en temel işaretilerinden birisidir. Nitekim Dündarlı-Sulucaova boyunca fayın doğu bloku bariz bir Şekilde yükselmiştir.

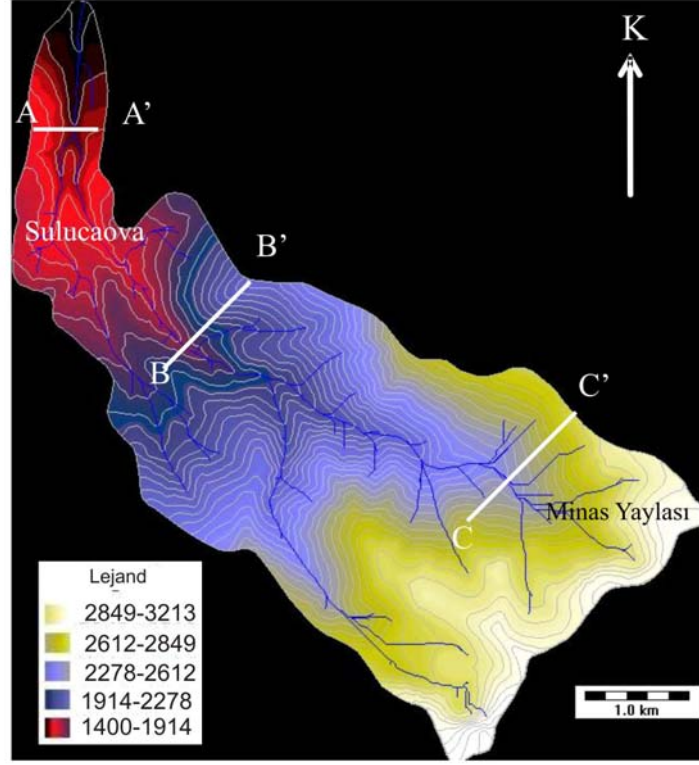
Vadi boyunca kuzeyden güneye doğru 3 adet enine kesit alınmıştır. Bu kesitler sonucunda elde edilen vadi profillerinden vadi tabanı genişliğinin vadi y ksekliliğine oranı hesaplanmıştır (Şekil 3.15). Körköprü Deresi drenaj havzasının vadi enine profillerinde aşağı kesimlerde oldukça simetrik bir yapı görülmektedir. Buna karşılık yamaç kırılığının üzerindeki profilde zayıf asimetri vardır ve bu muhtemelen karstik erime yüzünden gelişmiştir. Vadilerin hesaplanan V_f değerleri de oldukça düşüktür. Bu da bölgenin aktif olarak yükselimini sürdürdüğünü ifade etmektedir. Özellikle de SL değerleri ile V_f değerleri birlikte değerlendirildiğinde, yamaç kırılığının olduğu kesimden alınan BB' vadi profilinden elde edilen 0.38 değeri bu aktiviteyi daha fazla destekler durumdadır.



Şekil 3.15 Körköprü Deresi'ne ait vadi profilleri ve V_f değerleri. Profillerin yerleri için Şekil 3.12'e bakınız.

3.5.2 Minas Deresi Drenaj Havzası

Minas Deresi drenaj havzası Sulucaova Kasabası'nın güneydoğusunda yer alır. Minas Deresi, Minas yaylasından başlar, yaklaşık 8 km KB-GD yönünde aktıktan sonra Sulucaova'dan kuzeye döner. Buradan sonra K-G yönünde akmaya başlayan dere çeşitli kollarla birleşerek Sultansazlığı'na kadar devam eder (Şekil 3.16). Minas Deresi memba kesiminde 3200 m yükseklikten başlayarak mansapta 1400 m yüksekliğe kadar iner. Dere morfometrik analizlerinin yapıldığı bu kesiminde yaklaşık 9.5 km uzunluğa, 17 km² alana ve ortalama 8° eğime sahiptir. Kuzeye döndüğü kesimden itibaren alüvyal bir dere özelliği kazanır. Vadinin Çorakdere ve Damlamakeler mevkieinde çok belirgin akarsu taraçalarına rastlanır. (Şekil 3.17).



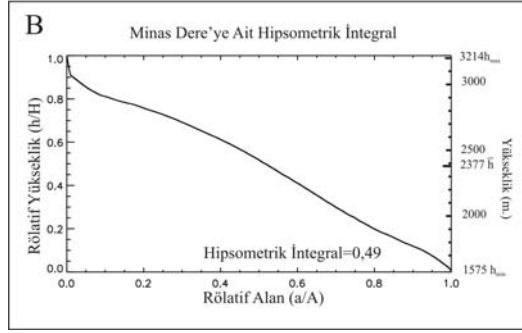
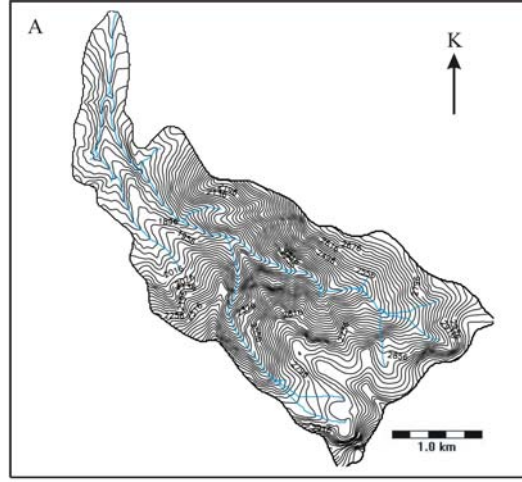
Şekil 3.16 Minas Deresi drenaj havzasının görünümü ve dereden alınan enine profillerin yerleri



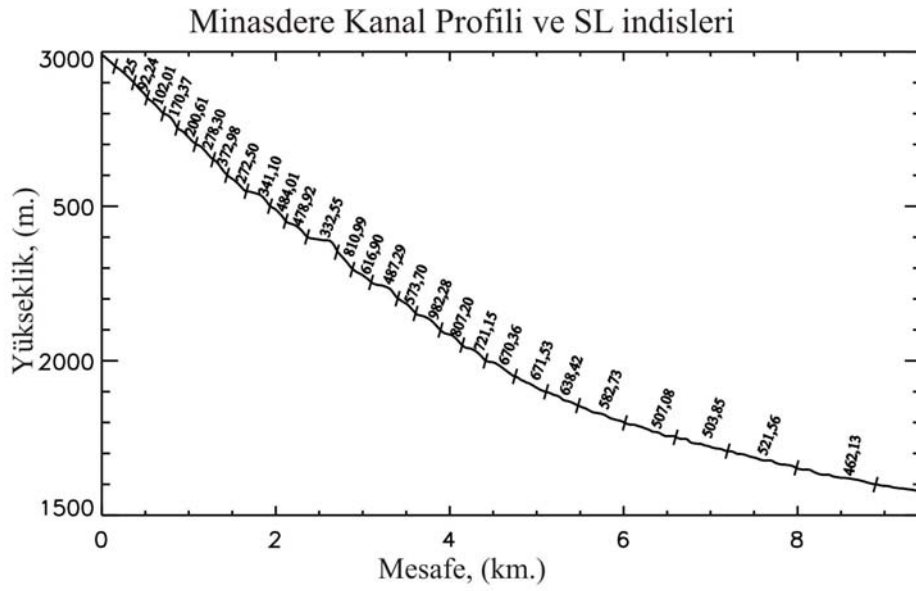
Şekil 3.17 Damlamakeler Mevkiinde Minas Deresi vadisi içerisinde gözlenen akarsu taraçalarının batıdan doğuya doğru görünümü. Taraçalar bu fotoğrafta vadi tabanından 15 m yukarıda durmaktadır (Bakış yönü D'ya doğru).

Morfometrik analizler akarsuyun bilhassa ana kaya üzerinde aktığı kesimler için yapılmıştır. Akarsuyun alüvyon üstünde aktığı kesimler oldukça yayvan, alüvyal yelpaze üzerinde, dar ve birkaç metre derinliğe sahip gömülü bir vadi içerisinde akmaktadır. Derenin hipsometrik integralinde ana kaya üzerinde akan kesimlerinin oldukça genç bir morfolojiye sahip oldukları görülmektedir (Şekil 3.18). Vadi yamaçlarının sarp, su bölümü çizgisinin ise son derece bariz ve çizgisel olması da bu genç yapının işaretlerinden biridir. Minas Deresi drenaj havzasında diğer drenaj alanlarının aksine önemli bir karstik yapı görülmemektedir.

SL değerlerindeki değişimlere bakıldığında akarsuyun aşağı çığırında 500'ler civarındaki değerlerin vadinin dikleşmeye başladığı kesimlerde 700–900 arasına ulaştığı, yukarı çığırlarda ise 2400 kotundan itibaren 300 değerlerine düştüğü ve dere yukarı doğru giderek azaldığı izlenmektedir (Şekil 3.19). Vadinin 2400 kotuna kadar olan kesimindeki yüksek eğim ve buna bağlı olarak SL değerlerindeki değişim derenin baş yukarı aşındırması ile açıklanabilir. Minas Deresi'nin aşağı çığırında görülen taraçalar gerek vadi profilinin gelişimi açısından gerekse bölgenin neotektoniği açısından önemli ipuçları sunmaktadır. Vadinin Damlamakeler mevkiindeki kısmında görülen taraçalar yaklaşık deniz seviyesinden 1900 m yüksekte durmaktadır. Vadinin yamaçlarına saplanan yatay tabakalar şeklindeki taraçalar yatağı içerisine gömülen güncel dere tarafından deşilmiştir. Taraçanın üst yüzeyi ile güncel vadi tabanı arasında 15 m ye varan bir yükseklik farkı bulunmaktadır. Bu da vadinin tabanının en az 15 m yükseldiğini göstermektedir. Derenin aşağı çığırında Çorak Deresi Mevki'nde görülen K-G doğrultulu fay dereyi ve taraçayı kesmektedir. Söz konusu yükselimin bu fay tarafından üretilmiş olduğu açıktır. Benzer durum Minas Deresi'nin doğu çığırları içinde söz konusudur. Minas Deresi'nin yukarıda jeomorfik indislerle belirtilen genç yapısı da bu yükselimin en önemli işaretçilerindedir.



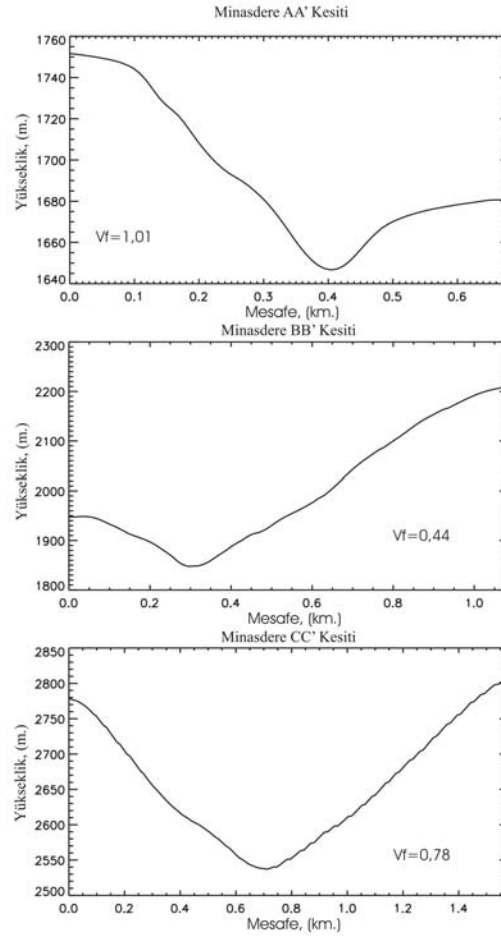
Şekil 3.18 Minas Deresi'ne ait topoğrafya ve hipsometrik integral



Şekil 3.19 Minas Deresi'ne ait kanal profil, ve SL indisi değerleri

Minas Deresi, Sulucaova'dan aşağıda kuzeye bakan bir alüvyal yelpaze oluşturur. Sulucaova ile Mayıl Tepesi arasında yer alan bu yelpaze, yaklaşık 7 km uzunluğa ve yaklaşık 1–1,5 km genişliğe sahiptir. Bu yelpazenin bir diğer kaynağı ise Minas dere kuzeyindeki Çifte Deresi ve kollarıdır. Bunun yanı sıra Dünderlı ile İkitepeler arasında kuru vadilerin de bu yelpazenin aşağı kesimlerine malzeme sağladığı görülmektedir. Minas Deresi'nin aşağı kesimlerinde derenin kendi alüvyal yelpazesi içerisine gömülmüş olması yükselimin fayın sadece bir blokuna özgü olmadığını, daha çok bölgesel nitelikte olduğunu işaret etmektedir.

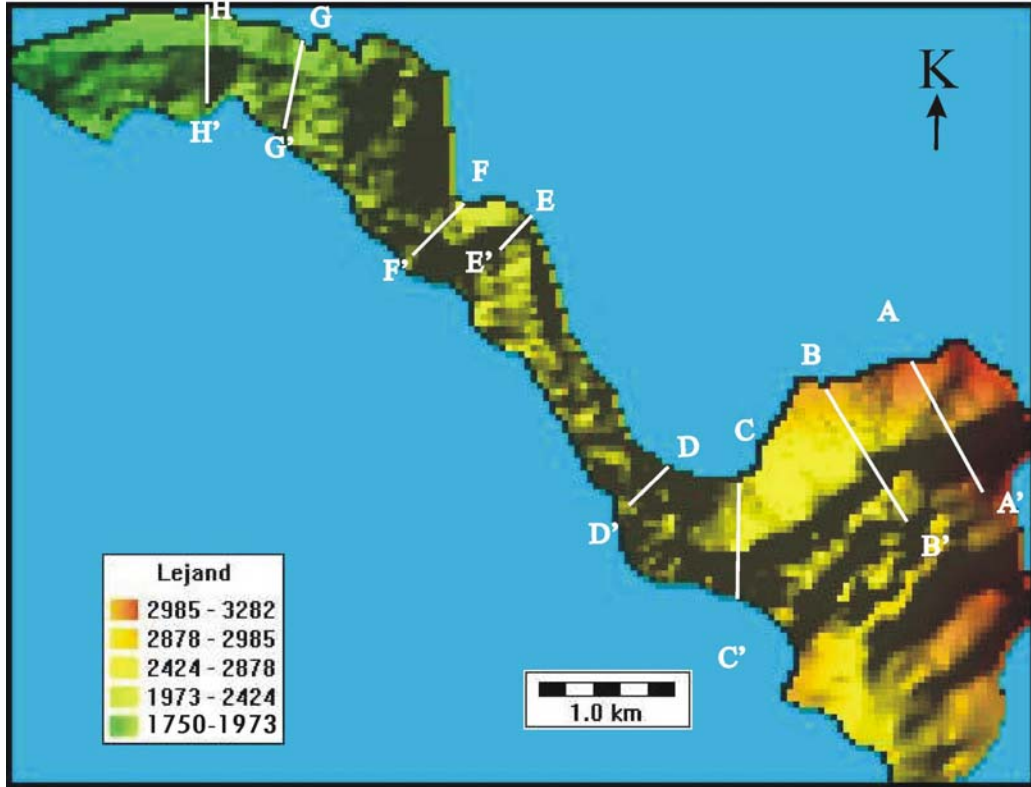
Minas Deresi üzerinde mansaptan menbaya doğru üç adet enine kesit alınmış ve bu kesitlerden vadi tabanı genişliğinin vadi yüksekliğine oranı hesaplanmıştır (Şekil 3.20). Yapılan hesaplamalar sonucu 0.44 ile 1.01 arasında değişen değerler elde edilmiştir. Bu değerler de havza içerisinde önemli bir asimetrinin bulunmadığını işaret etmektedir.



Şekil 3.20 Minas Deresi'ne ait vadi profilleri ve V_f değerleri Profillerin yerleri için Şekil 3.16'e bakınız

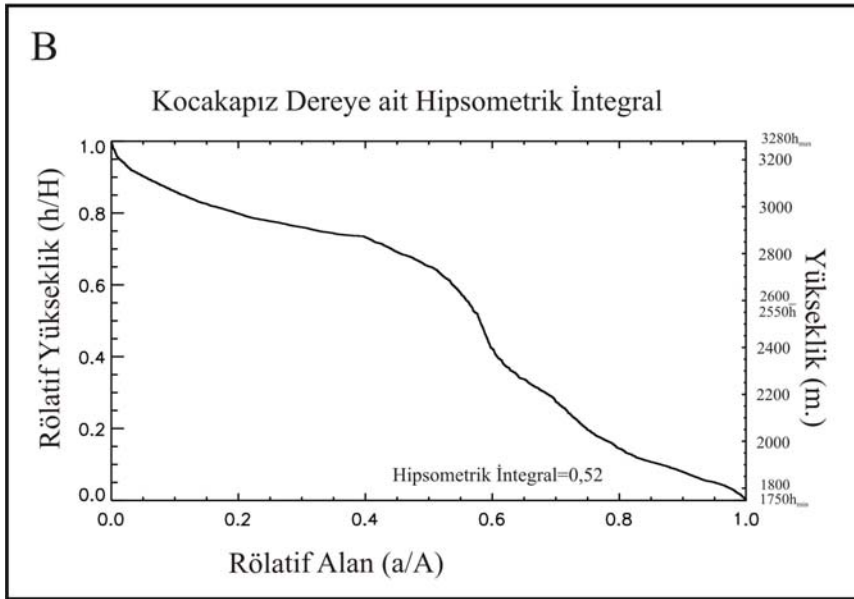
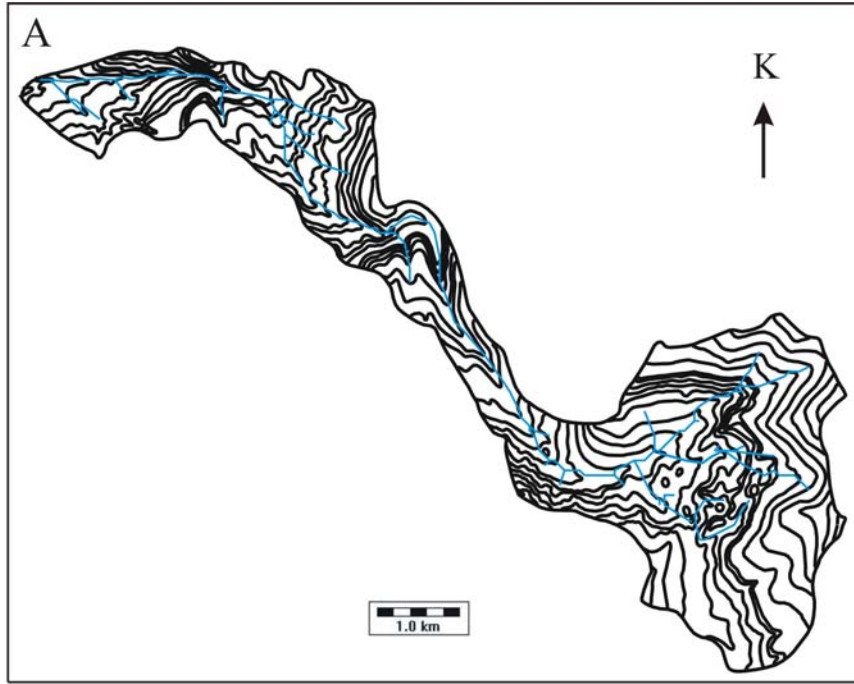
3.5.3 Kocakapız Deresi Drenaj Havzası

Kocakapız Deresi Aladağları oluşturan Triyas-Jura yaşlı kireçtaşlarının üzerinde akmaktadır. Vadinin en üst noktası 3150 m yüksekliğinde, karstik çukurlarla oyulmuş bir plato düzlüğünden başlar ve 1750 m yüksekliğindeki yaklaşık ova seviyesindeki Atçayırı mevkiinin kuzeyine kadar iner. (Şekil 3.21). Drenaj havzasının morfometrik analizinin yapıldığı alan içerisinde akaçlayan derenin toplam uzunluğu 11,4 km, ortalama eğimi yaklaşık 7° ve drenaj alanı $8,75 \text{ km}^2$ dir. Tüm vadi boyunca Kocakapız Deresi'nin her iki yanında son derece yaygın olarak karstik çukurluklar ve uvalalar yer almaktadır. Yaklaşık vadi başlangıcından itibaren üçüncü kilometre civarında, 2400 metre yükseklikte vadi yamaçlarındaki konturlarda bir gevşeme izlenmekte, bunun ucunda ise KB uzanımlı bir dil yer almaktadır. Tüm vadi morfolojisine tezat oluşturan bu bölge olasılıkla eski bir buzul yatağı ve moren dilini temsil etmektedir.



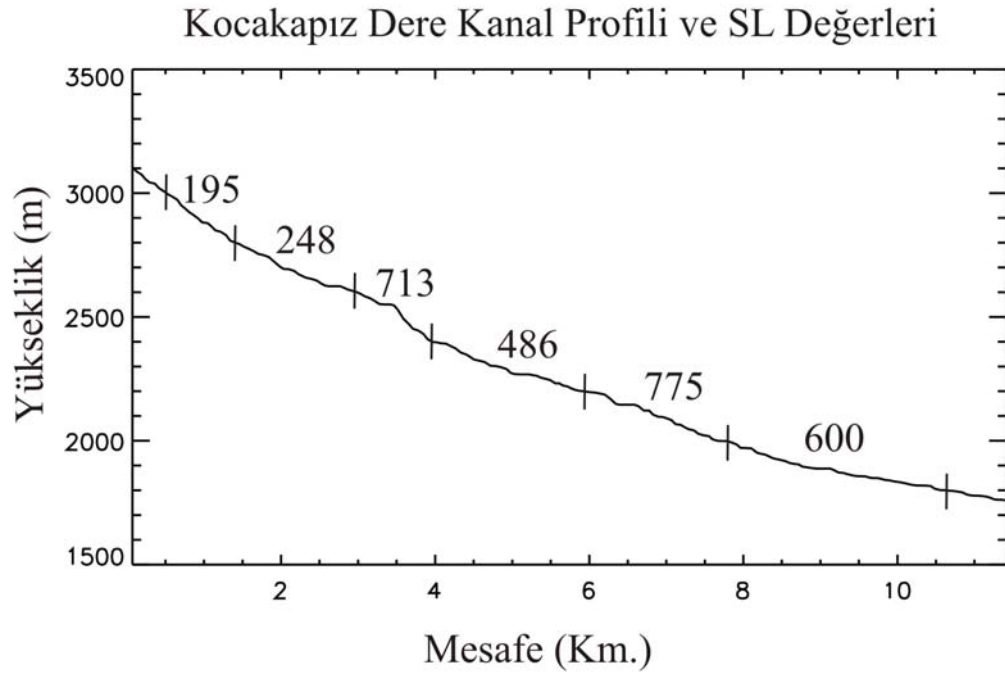
Şekil 3.21 Kocakapız Deresi drenaj havzasının görünümü ve alınan kesitlerin yerleri. Eş yükselti eğrilerindeki bu gevşeme hipsometrik integralde de bariz bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 3.22). Kocakapız Deresi'nin hipsometrik integralinde olasılı buzul yatağının kaynak tarafında son derece genç bir morfoloji dikkat çeker. 0-3,5 km arasındaki kesimde hipsometrik eğrinin rölatif yükseklik değeri 0,8'e yakındır ve

bu değere inmesinde karstlaşmanın önemli etkisi vardır. Buna karşılık vadinin daha aşağı kesimlerinde gerek sözü edilen buzul yatağının, gerek fayların, gerekse fayların batı blokundaki kolay aşınan Paleosen yaşlı Çamardı formasyonuna ait birimlerin etkisi vardır.



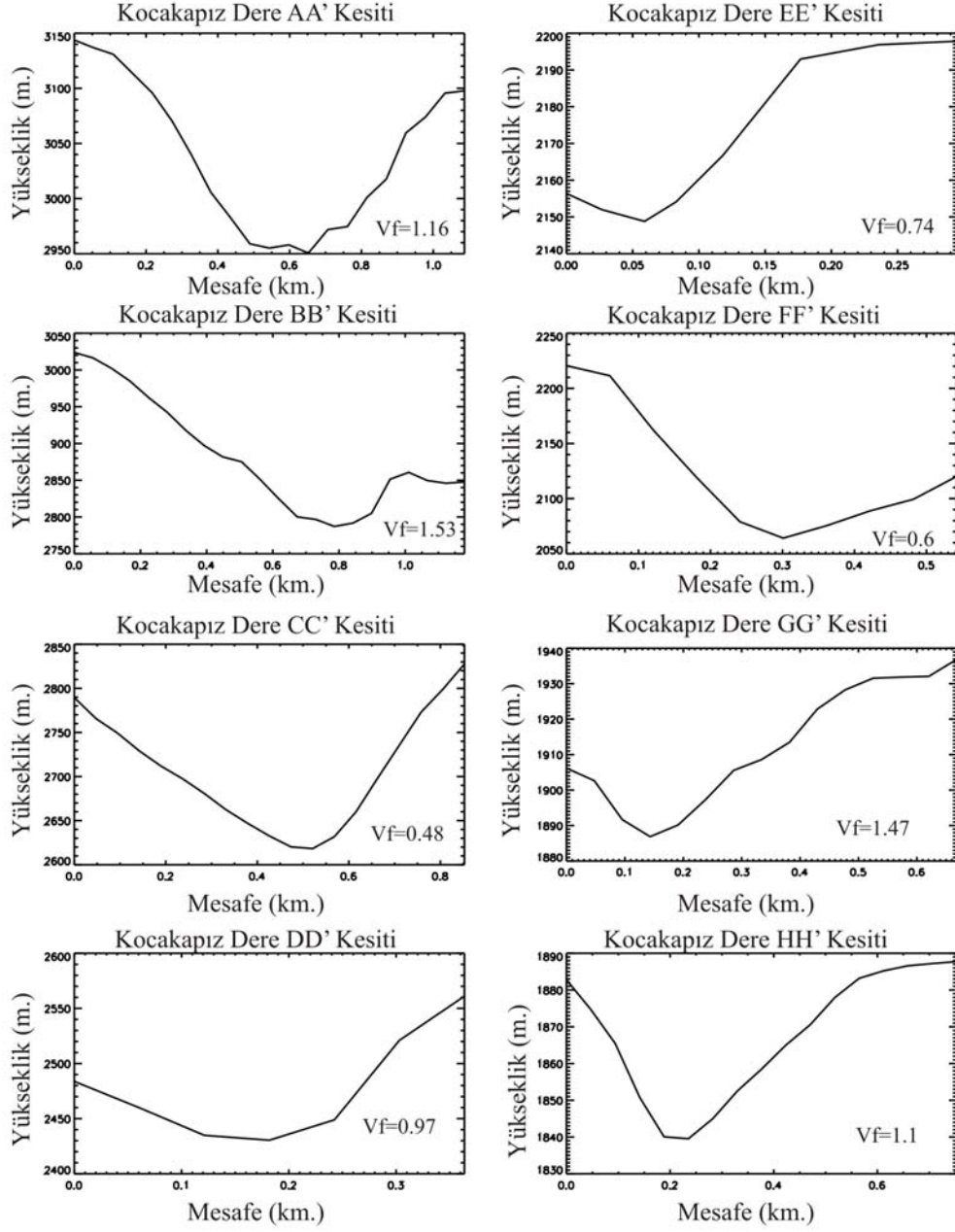
Şekil 3.22 Kocakapız Deresi'ne ait hipsometrik integral

Kuyulu Tepesi doğusunda vadi ani olarak sola döner. Kuyulu Tepesi'nin hemen batısında da çizdiği S şeklini terk ederek akışını KB'ya doğru devam ettirir. Derenin bu dönüşü Kuyulu Tepesi'nin her iki yanı boyunca KKD uzanımlı faylara atfedilmiştir. Bu dönüş Kocakapız Deresi'nin kanal profili boyunca SL değerlerindeki artış ile de belirgindir (Şekil 3.23).



Şekil 3.23 Kocakapız Deresi'ne ait kanal profii ve SL değerleri

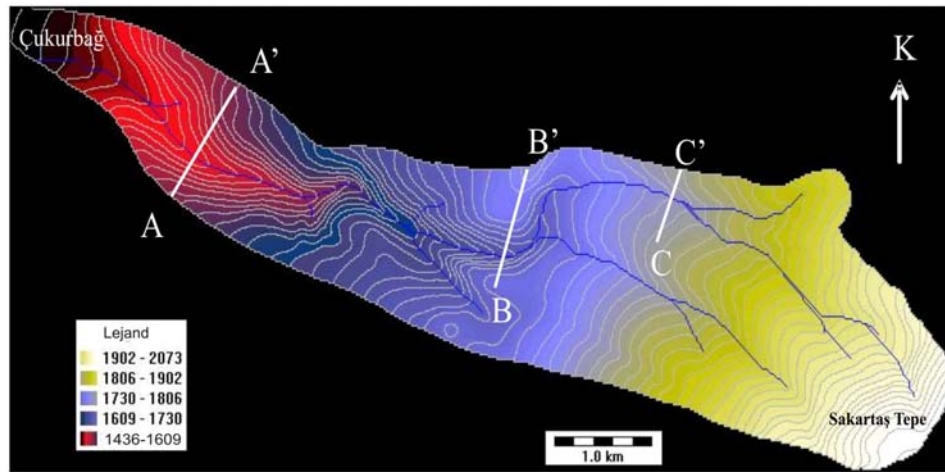
Kocakapız Deresi'nin vadi profilleri simetrik ve asimetrik nitelik gösterir (Şekil 3.24). Ancak bu değişim belirli bir düzen içerisinde olmayıp büyük ölçüde karstik yapı tarafından denetlenmiştir.



Şekil 3.24 Kocakapız Deresi'ne ait vadi profilleri ve Vf değerleri. Profillerin yerleri için Şekil 3.21'ye bakınız

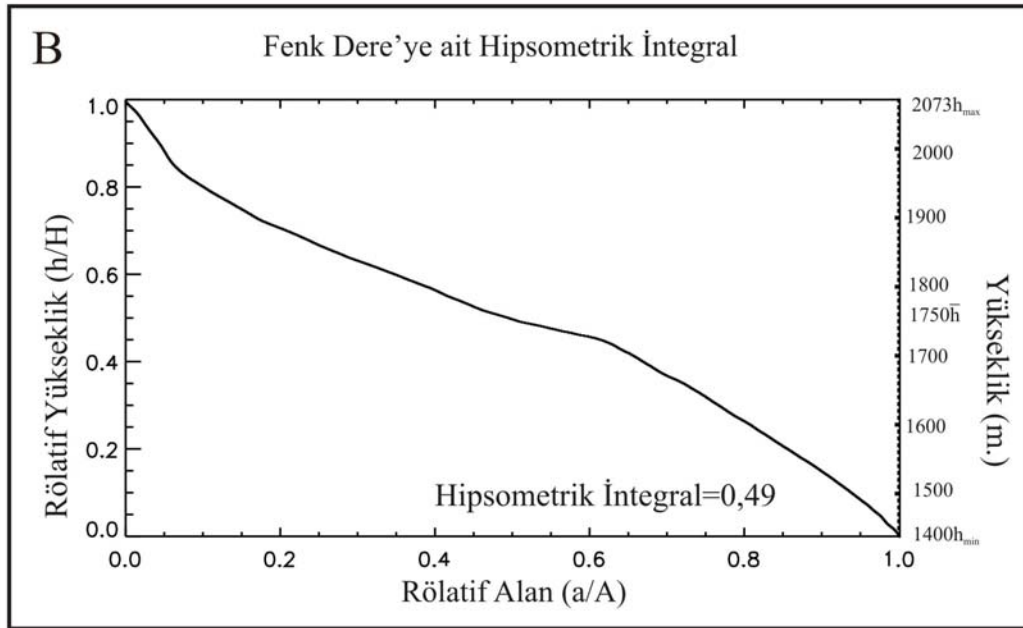
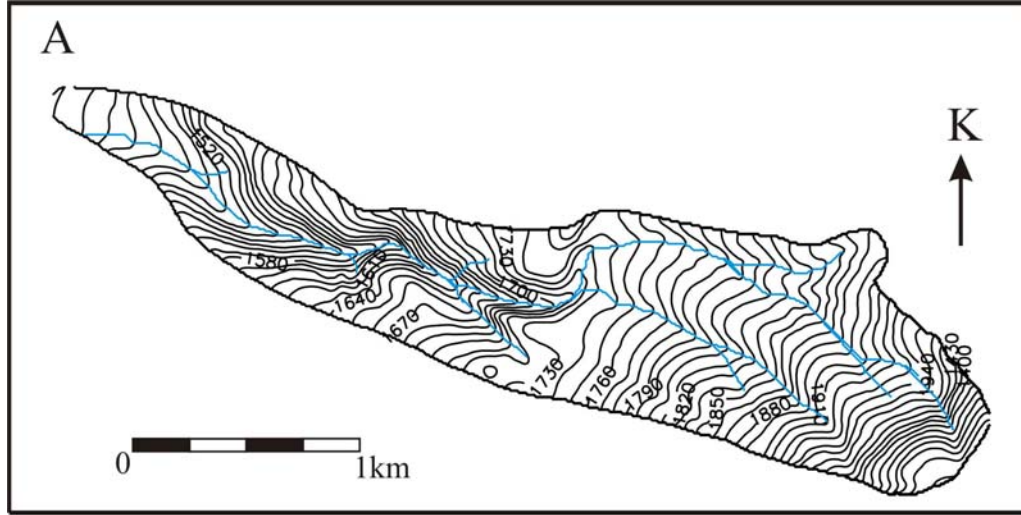
3.5.4 Fenk Deresi Drenaj Havzası

Fenk Deresi Ecemiş Çayı'nın bir kolu olan ve Çukurbağ Köyü'nden başlayarak Sakartaş Tepesi zirvelerine yaklaşan güneydoğu-kuzeybatı uzanımlı ve yaklaşık 4 km uzunluğunda bir deredir (Şekil 3.25). Dere yukarı kesimlerinde Çatalca konglomeraları, aşağı kesimlerinde ise Çatalca konglomeralarının uyumsuz olarak üzerlediği Oligosen yaşlı Çukurbağ formasyonu üzerinde yer almaktadır. Derenin fayın doğusunda kalan kesimi kuru dere faydan sonraki kesimi ise sulu dere niteliğindedir. Fenk Deresi yaklaşık olarak 2100 m konturundan doğar 1750 m civarında Ecemiş Fayı tarafından kesilerek bir miktar ötelenir. Ötelenme Çatalca konglomerası ile Çukurbağ formasyonunun sınırındadır.

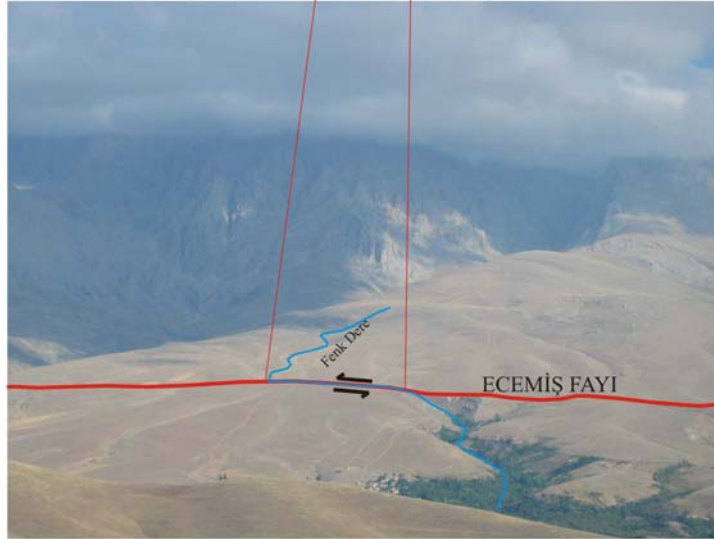
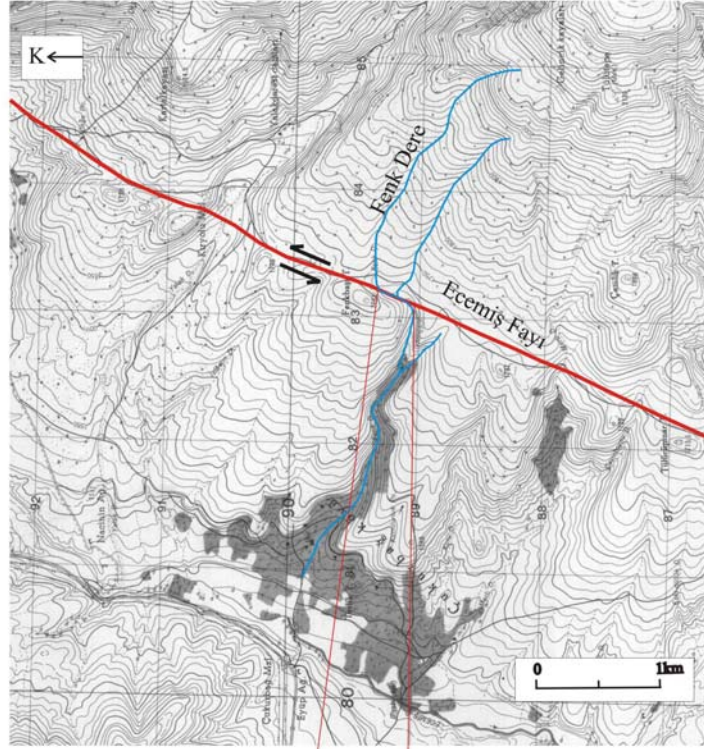


Şekil 3.25 Fenk Deresi drenaj havzasının görünümü ve dereden alınan profillerin yerleri

Bu dereye ait hipsometrik eğride son derece genç bir yapı görülmektedir (Şekil 3.26). Bu yapı aynı zamanda topoğrafyada vadinin henüz yatağı içerisine gömülmemiş olmasıyla da belirgindir (Şekil 3.27). Ancak bu nitelik derenin fayla kesildiği 1750 m civarlarından daha aşağıda kısmen değişiklik gösterir. Bu noktadan itibaren dere, yatağı içerisine gömülmüş sulu bir dere niteliği kazanır. Oligosen yaşlı Çukurbağ formasyonuna ait konglomera, kumtaşı, marn ardalanımından oluşan birim içerisinde akan dereye alüvyon bulunmamaktadır.



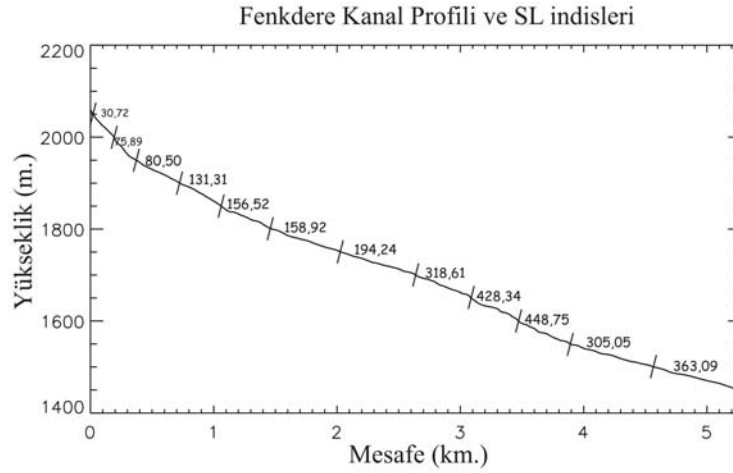
Şekil 3.26 Fenk Deresi'ne ait topoğrafya ve hipsometrik integral



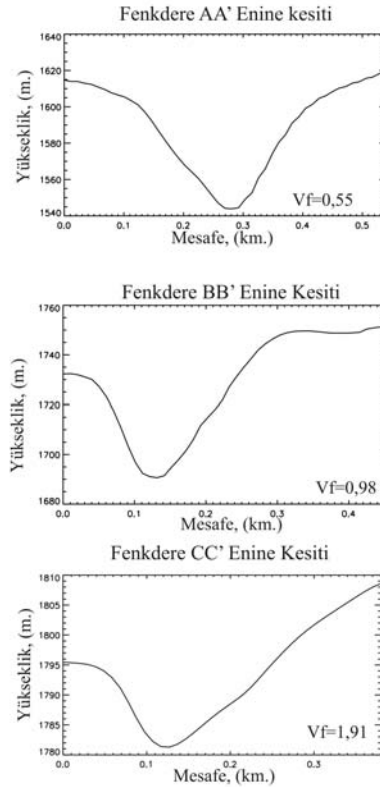
Şekil 3.27 Genç bir topografyayı karakterize eden ve Ecemiş Fayı ile yön değiştirmiş olan Fenk Deresi'nin topoğrafik harita ve araziden görünümü (Bakış yönü B'dan doğuya doğru).

Fenk Deresi'nden alınan kanal profilinde dereyi kesen fayın vadi profilinde düşey yönde bir değişime yol açmadığı izlenmektedir (Şekil 3.28). Gerek vadi profilinde gerekse SL indekslerinde ani değişimlerin görülmemesi bunun işaretçilerinden biridir.

Fenk Deresi'nde dikkati çeken bir diğer unsur derenin kollarındaki tali su bölümlerinin asimetrik olmasıdır (Şekil 3.29). Bu durum faydaki sol yönlü atımın doğu bloktaki asimetriyi denetlediği şeklinde yorumlanmıştır. Fenk Deresi'nin aşağı kesimlerinde 0,55'den yukarı kesimlerinde 1.91'e kadar değişen Vf indeks değerleri de bu asimetriyi desteklemektedir.



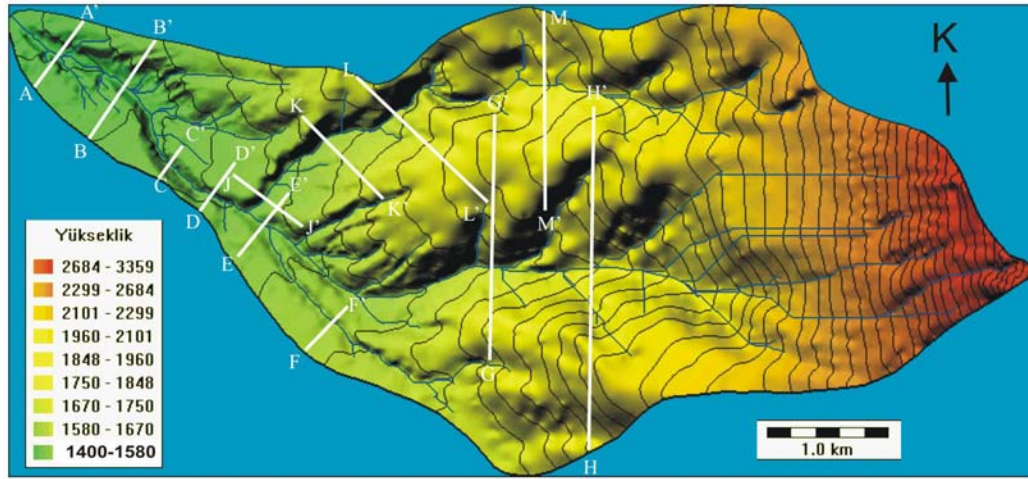
Şekil 3.28 Fenk Deresi'ne ait kanal profili ve SL indis değerleri



Şekil 3.29 Fenk Deresi'ne ait vadi profilleri ve Vf değerleri. Profillerin yerleri için Şekil 3.25'e bakınız

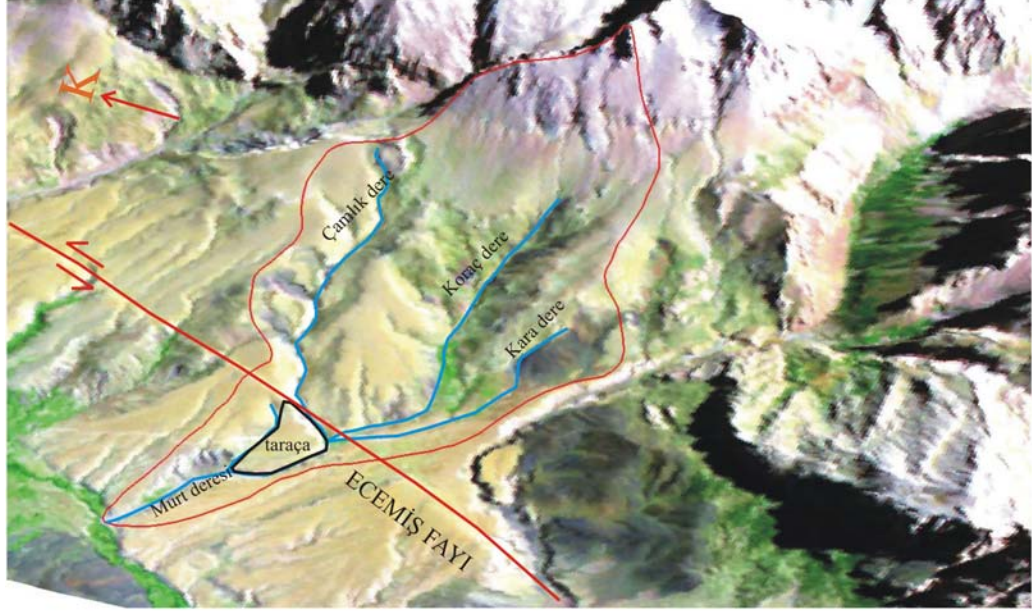
3.5.5 Murt Deresi Drenaj Havzası

Murt Deresi üç ana koldan oluşmaktadır. Bunlar kuzeyden güneye doğru Çamlık, Koraç ve Kara Deresi adı ile bilinir. Bu üç kol birleşerek kuzeybatıya doğru akan Murt Deresini oluştururlar (Şekil 3.30). Çamlık Deresi, Sakartaş Tepesi civarında doğar ve oldukça yayvan bir vadi içerisinde Tülücüpınarı'na kadar Çatalca konglomerası ve onun altındaki Çukurbağ formasyonu üzerinde akar. Bu kesimde vadi profili genellikle simetrik olup vadi derin değildir. Ancak Tülücüpınarı'na gelindiğinde Ecemiş Fayı ile kesilir ve ani bir şekilde güney batıya doğru dönerek yaklaşık 1 km kadar uzanım gösterdikten sonra Murt Deresine kavuşur.

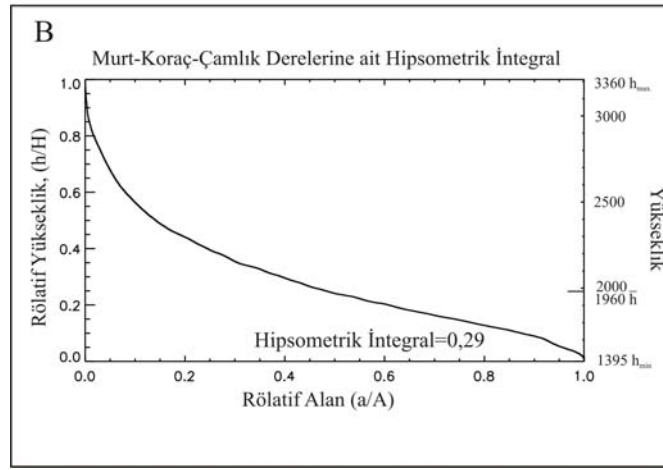
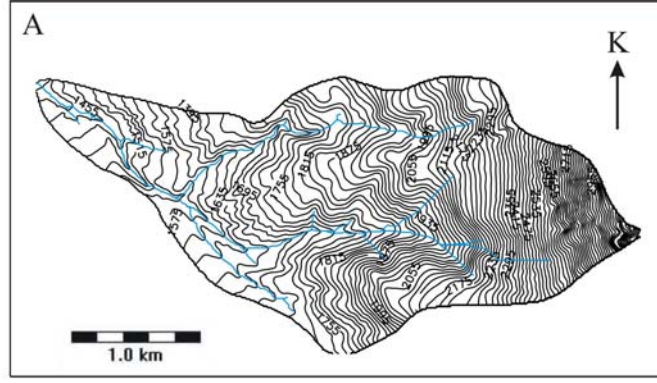


Şekil 3.30 Murt Deresi drenaj havzası ve kollarının görünümü ve enine kesitlerin yerleri

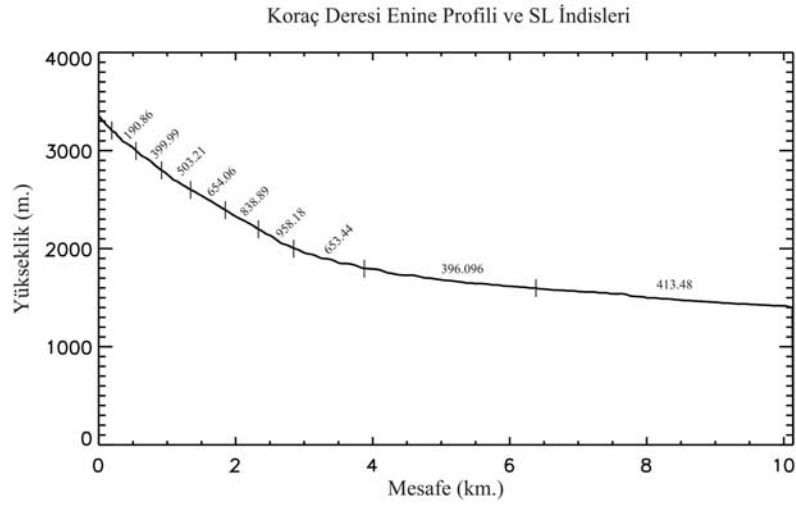
İkinci kol olan Koraç Deresi yarı paralel bir drenaj örneği sergileyen kollarla başlar. Çatalca konglomerası ve Çukurbağ formasyonu üzerinde simetrik ve yayvan bir vadi boyunca akan dere Ecemiş Fayı'nı kestikten hemen sonra Çamlık Deresi ile birleşir. En güney kol olan Kara Deresi Karseki yamaçlarından başlar, güney batıya doğru akarken önü Çatalca konglomerasından oluşan bir sırt ile kesilir. Buna bağlı olarak da kuzey batıya doğru döner ve Ecemiş Fayı ile kesiştiği noktada diğer kollarla birleşir. Bu dere de yayvan ve simetrik bir vadiye sahiptir. Çamlık Deresi'nin ani dönüşü bu vadinin ağzının Ecemiş Fayı tarafından Tülücüpınar Tepesi vasıtasıyla kapatılması ve böylece derenin Murt Deresi tarafından kapılmış olması nedeniyledir. Çamlık Deresi'nin bu dönen kesiminin hemen kuzey batısında taraça biçimli Çatalca konglomeraları bulunmaktadır (Şekil 3.31). Murt Deresi kuzey batıda Çukurbağ Fayı'nı kestikten sonra Ecemiş Çayı'na kavuşur.



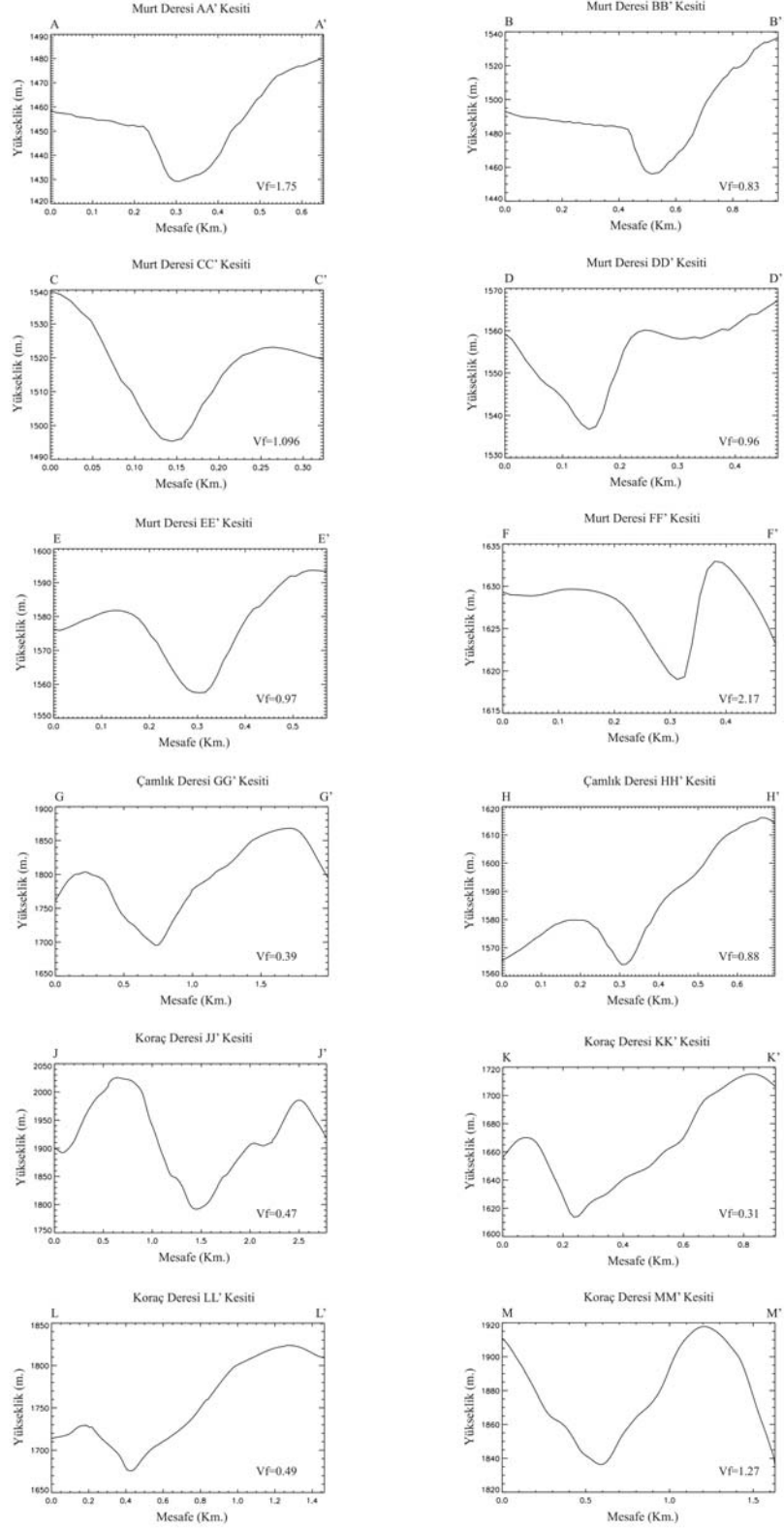
Şekil 3.31 Murt Deresi ve kollarının oluşturduğu drenaj havzası ve Murt Deresi ve kolların hipsometrik integralinde oldukça düzgün bir hipsometrik eğri izlenmektedir (Şekil 3.32). Bu durum Murt Deresi ve kollarının Aladağların kuzeybatı yamacını kaplayan Çatalca konglomeralarının kuzeybatıya bakan yayvan yüzeyi üzerinde aktığını ve Deresi'nin çok derin gömülmediğini göstermektedir. Nitekim Ecemiş Fayı üzerinde söz konusu alanda önemli bir düşey atım bileşeni bulunmamakta, daha çok derelerin ötelenmesi ile belirgin olan doğrultu atımı izlenmektedir. Benzer şekilde Koraç Deresi'nin boyuna profili ve SL indislerinde ani sıçramalar görülmemektedir (Şekil 3.33). Vf değerleri ise derelerin genç çökeller içerisinde aktığı kesimlerde yüksek değerlerdedir (Şekil 3.34)



Şekil 3.32 Murt Deresi ve kollarına ait topoğrafya ve hipsometrik integral



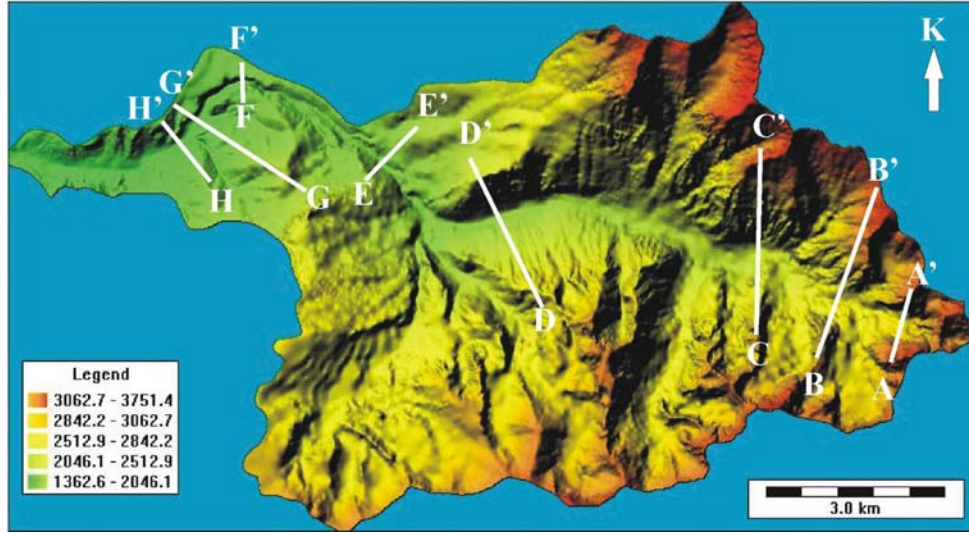
Şekil 3.33 Koraç Deresi'ne ait kanal profili ve SL İndisleri



Şekil 3.34 Murt, Çamlık, Koraç Dereleri'ne ait vadi profilleri ve Vf değerleri. Profillerin yerleri için Şekil 3.30'e bakınız

3.5.6 Kazıklıaliboğazı Deresi Drenaj Havzası

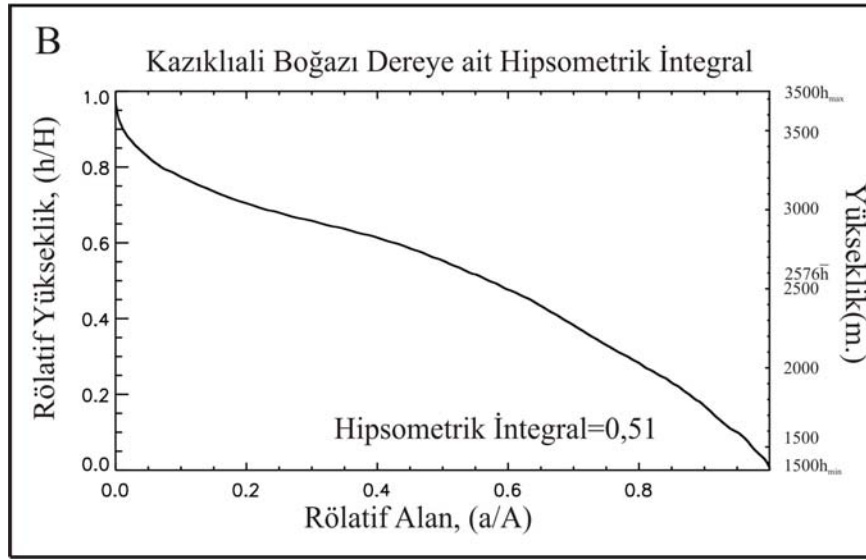
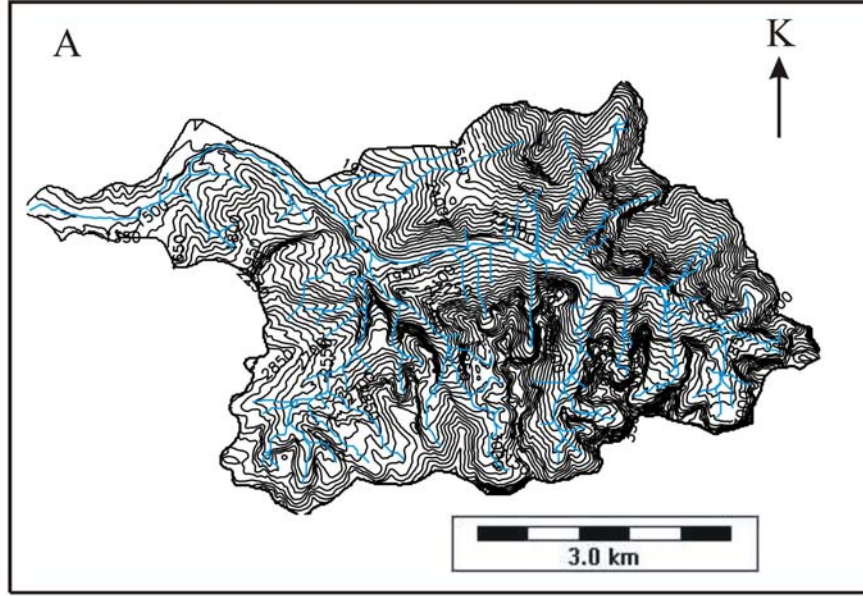
Kazıklıaliboğazı Deresi özellikle Çatalca konglomeralarının gelişiminin izlenmesi açısından en önemli derelerden bir tanesidir. Kazıklıaliboğazı Deresinde ve çevresinde morfolojik olarak az çok farklılık gösteren iki kesim bulunur. Bunlardan bir tanesi Emliboğazı'ndan başlayan ve derenin kaynağına kadar uzanan yüksek kesim, ikincisi ise Emliboğazı'ndan başlayarak Ecemiş Çayı'na kadar kavuşan kesimdir. Yukarı kesim büyük ölçüde Beyaz Aladağ karbonatları içerisinde akmaktadır. Emliboğazı Deresi ve ona kavuşan yan kollar bu kesimde dar ve oldukça derin deşilmiş bir morfoloji içerisinde akarlar (Şekil 3.35).



Şekil 3.35 Kazıklıaliboğazı Deresi drenaj havzasının morfolojisi ve dereden alınan enine profillerin yerleri

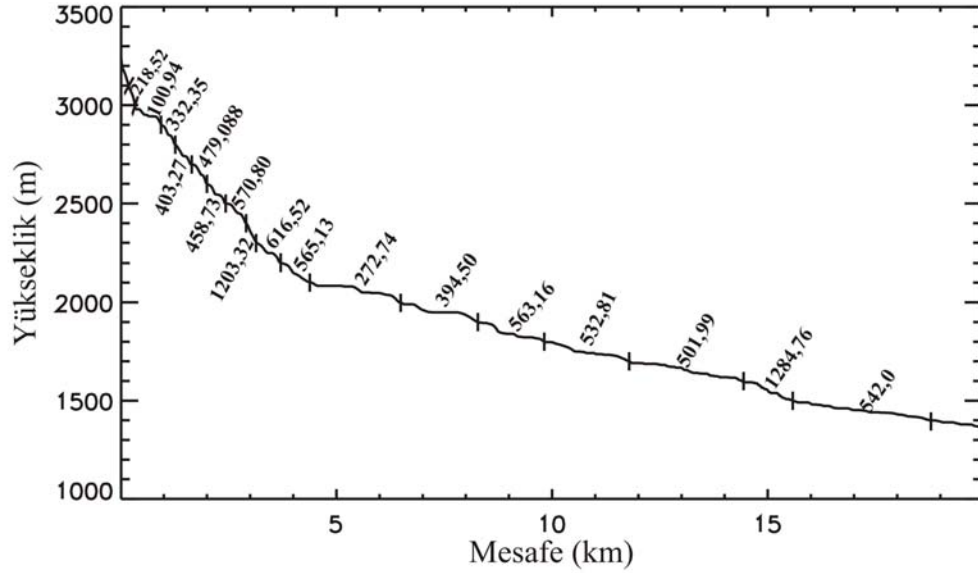
Kazıklıaliboğazı Vadisi'nin hipsometrik eğrisine bakıldığında vadinin genç yapısı açık bir biçimde izlenmekte, ancak vadi aşağı kesimlerde rölatif yüksekliğin kaynak alanına oranla beklenenden daha az olduğu görülmektedir (Şekil 3.36). Bu durum Çatalca konglomeralarının zaten düşük bir kotta çökelmiş olmaları ve nispeten kolay aşınan nitelikleri ile açıklanabilir.

Kanal profilinde vadinin kaynak tarafındaki 5 km'lik kesiminde SL değerleri ortalama 500 civarında seyretmektedir. Buradan itibaren kanal profilinde Emliboğazı'na kadar daha düşük bir eğim görülmekte, Çatalca konglomeraları üzerinde akan kesim ise daha yayvan profil sergilemektedir (Şekil 3.37).



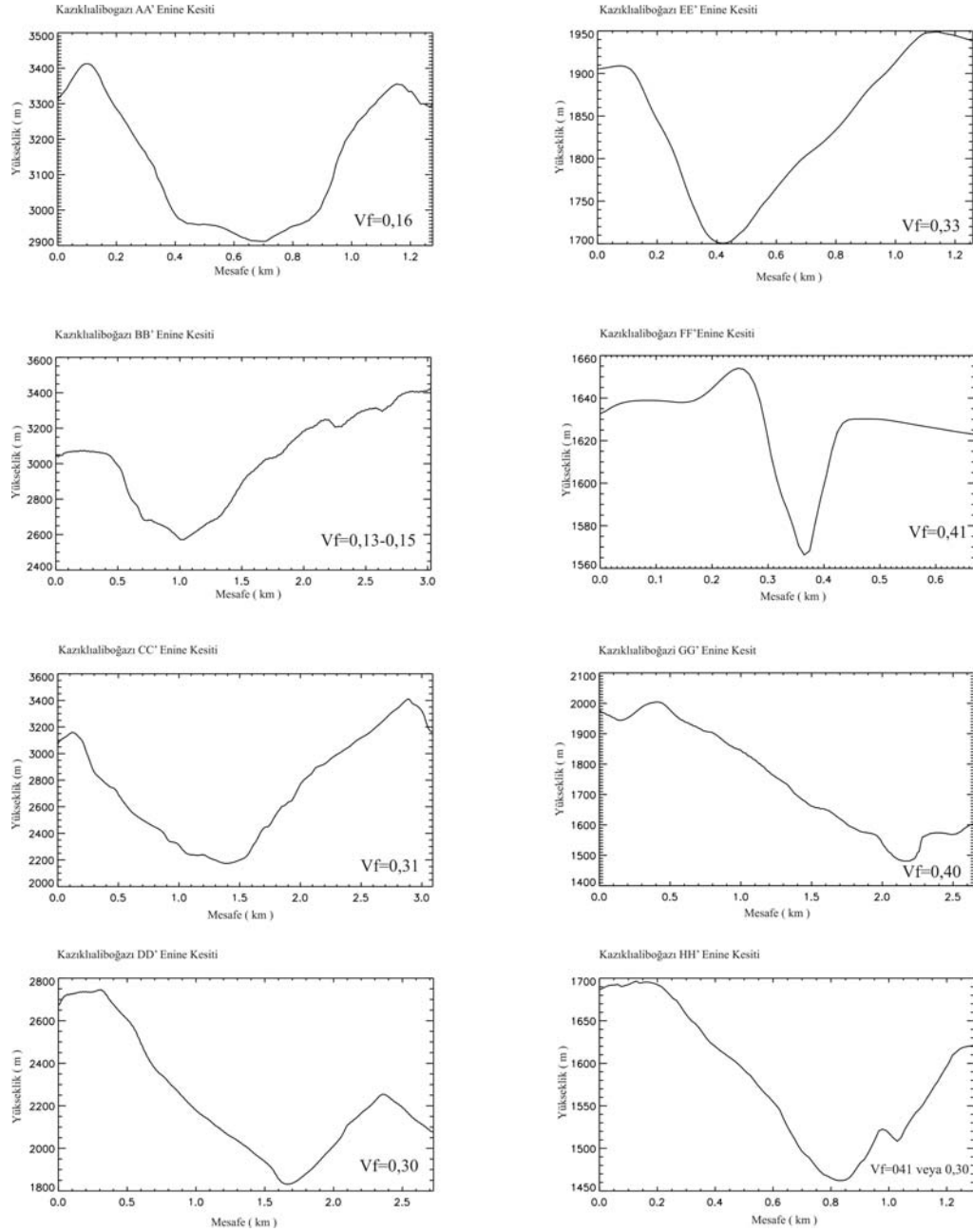
Şekil 3.36 Kazıklıboğazı Deresi'ne ait topoğrafya ve hipsometrik integral Vadi profili derenin baş yukarı aşındırmaya hızla devam ettiğini, Emli boğazı ve çevresindeki kesimin ise bu evreyi daha önce geçirmiş olduğunu göstermektedir. Beyaz Aladağ formasyonunun karbonatlarından beslenmiş olan Çatalca konglomasının Emli boğazında sona ermesi aşınma-çökme sınırının Çatalca konglomeralarının çökeldiği dönemde bu bölge civarında olduğunu Kazıklıboğazı'nın bugünkü profilinin ise bu noktadan itibaren geriye aşındırma ile oluştuğunu işaret etmektedir.

Kazıklıali Boğazı Dereye ait Kanal Profili ve SL indisleri



Şekil 3.37 Kazıklıaliboğazı Deresi'ne ait kanal profili ve SL indis değerleri

Vadi içerisinde yer yer karstik mağaralar mevcuttur. Bunların görünür ebatları birkaç 10 metrenin üzerindedir. Havzanın yukarı kesimlerinden alınan vadi profillerinde yarı simetrik-asimetrik nitelik dikkati çekmektedir (Şekil 3.38). Havzada gözlenen vadi asimetrisinin, karbonatların eriyebilir nitelikte olmasından dolayı büyük ölçüde karstik nitelikli olabileceği düşünülmektedir. Emli boğazı ve daha yukarısındaki vadi profillerinde vadi tabanı ile su bölümü çizgisi arasında 500-700 metre hatta 1000 metreye varan yükseklik farklılıkları bulunmaktadır. Bu durum vadinin derin gömülmüş olduğunu ve bölgedeki hızlı yükselimi gösterir. Vadinin Emli boğazından aşağıda kalan kesiminde bu nitelik tedrici olarak değişir. Emli boğazı girişi aynı zamanda vadinin aşağı kesimlerindeki Çatalca konglomeraları ile vadinin yukarı kesimindeki ofiyolit ve karbonatların oluşturduğu dokanağın bulunduğu yerdir. Yatay ya da yataya yakın nitelikteki Çatalca konglomeraları temeli oluşturan ofiyolit ve karbonatlar üzerine yerleşmektedir (Şekil 3.39).



Şekil 3.38 Kazıklıaliboğazına ait vadi profilleri ve Vf değerleri. Profillerin yerleri için Şekil 3.35'e bakınız.

Emlî boğazının derin deşilmiş olması nedeniyle Çatalca konglomeralarının oluşturduğu eski vadi dolguları ve alüvyal yelpaze çökelleri boğaz içerisinde taraça niteliği kazanmışlardır. Bu çökeller boğazın her iki yanında bugünkü vadi tabanından yaklaşık 50 metre yukarıda durmaktadır. Emlî boğazından Ecemiş Çayı'na kadar uzanan kesimde vadi tabanı ile vadi kenarları arasındaki yükseklik farkı temel birimlerin olduğu örneğin Karabel Tepesi'nde 400 metre civarında iken Çatalca konglomeralarının oluşturduğu tepeler ile vadi tabanı arasındaki yükseklik farkı en

fazla 200 metre civarındadır. Kazıklıliboğazı Deresi'nin Çatalca konglomeralarından geçtiği kesimlerde vadinin her iki kenarında yatay tabakalı nispeten dayanımlı Çatalca konglomeraları dik vadi duvarları oluşturması ile tipiktir (Şekil 3.40).



Şekil 3.39 Kazıklıliboğazı Deresi'nde Çatalca konglomeralarının, temeli oluşturan karbonatlar ve ofiyolitler ile olan ilişkisi (Bakış yönü GD)

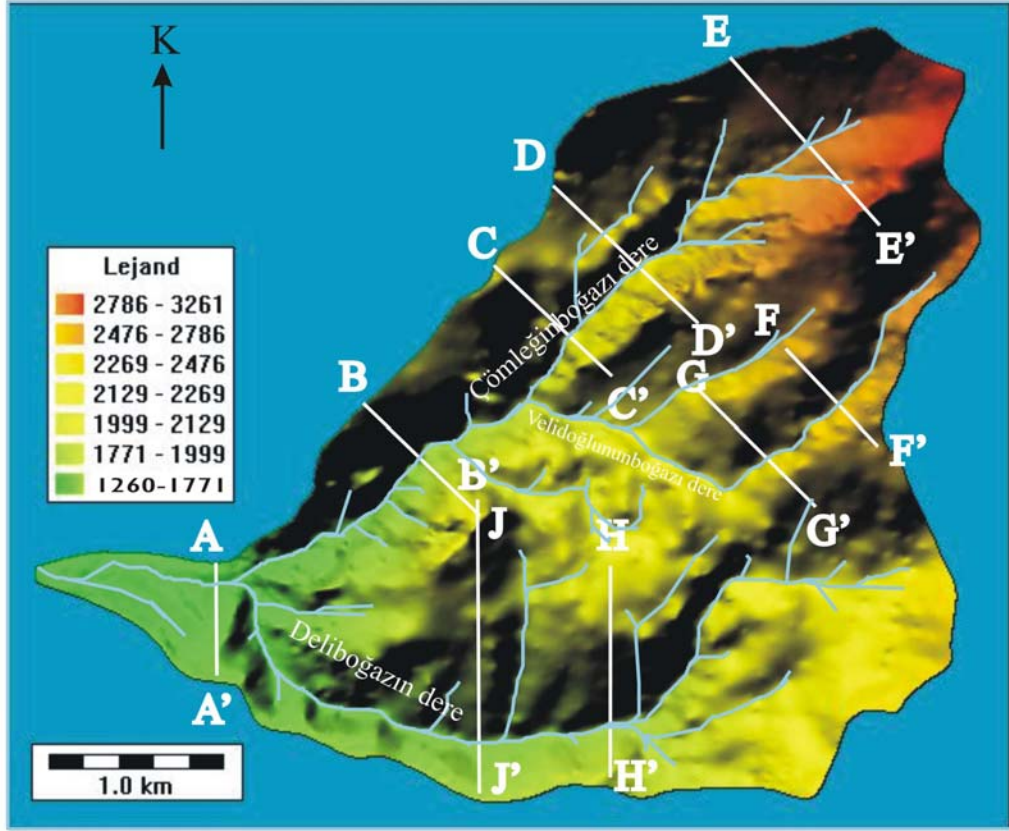


Şekil 3.40 Kazıklıliboğazı Deresi'nde Çatalca konglomeralarının oluşturduğu dik vadi yamaçlarının görünümü (Bakış yönü KD).

3.5.7 Çömleğinboğazı, Deliboğazın ve Velidoğlunun Deresi Drenaj Havzası

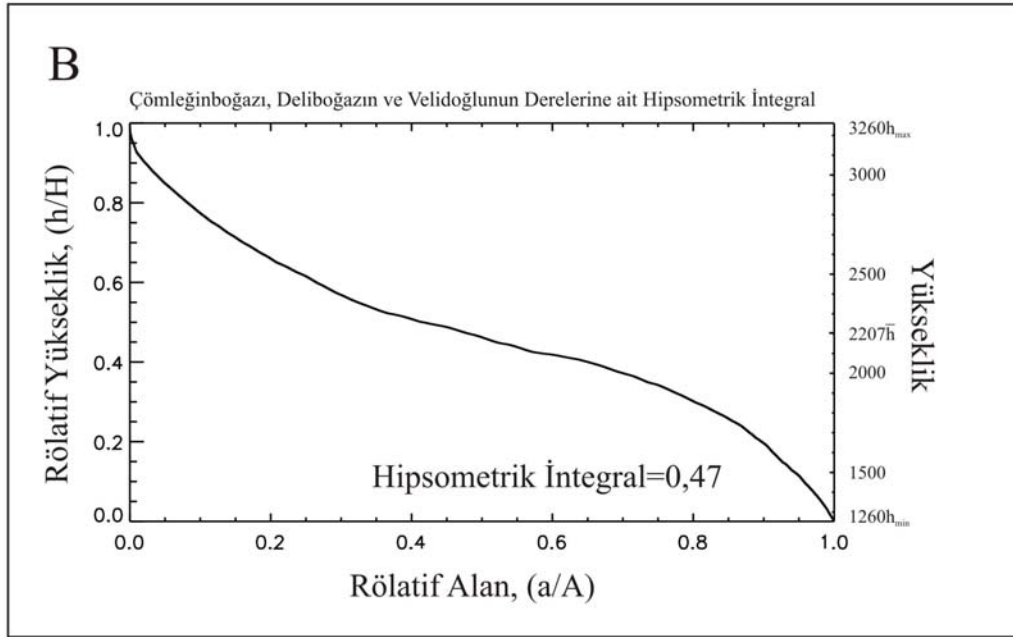
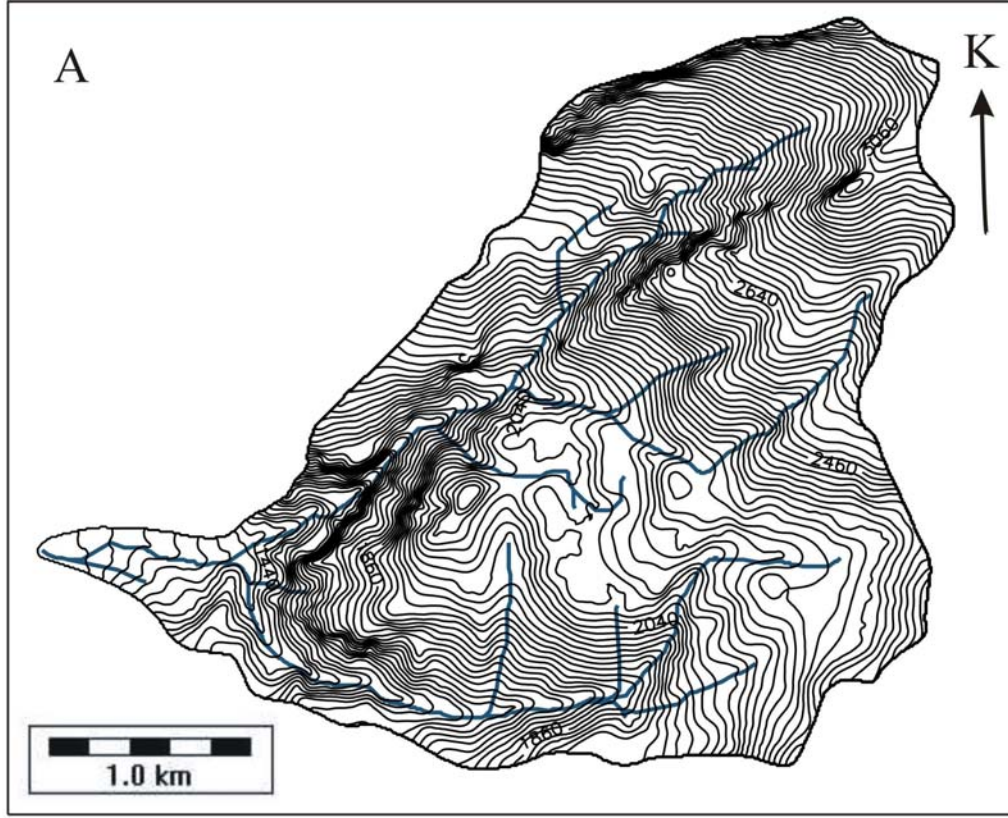
Çömleğinboğazı, Deliboğazın ve Velidoğlununboğazı Dereleri'nin oluşturduğu denaj havzası yaklaşık 12,820 km²'lik bir alanı kaplamaktadır (Şekil 3.41). Bu üç derenin kaynak tarafı bütünüyle Aladağların karbonatları üzerinde yeralır. Batıda ise Cevizlik Fayı'nı geçtikten sonra yaklaşık 1 km kadar serpantinit ve yamaç molozları içerisinde ilerlerler. Daha sonra Kamışlı Deresi'ne kavuşan dereler kuru dere niteliğindedir. Havzanın en kuzeyinde yer alan dere Çömleğinboğazı Deresi olarak bilinir. Çömleğinboğazı Deresi 5552m uzunluğa ve 18° eğime sahiptir. Derenin memba kesimi 3244m rakımlı Teke Tepesi'nin güney batı yamacından başlar. Burada derenin kaynak kesimi yaklaşık 2 km boyunca ve 1 km eninde tabanı moren kaplı gömülü bir vadi içerisinde yer almaktadır. Bu kesim morfolojik olarak bir buzul yatağına karşılık gelmektedir.(Şekil 3.41). Vadi daha aşağı kesimlerinde ise dar ve derin deşilmiş bir nitelik sergilemektedir. Havzanın orta kesiminde yer alan dere ise Velidoğlununboğazı Deresidir. Kaynak kısmı İptutan tepenin kuzeydoğusundaki yaklaşık 2950m rakımlı sırtlardır. 3502m uzunluğa ve 15°'lik eğime sahip olan dere başlangıçta KD-GB doğrultusunda akarken yaklaşık 90° lik bir açı yaparak KB-GD yönünde akmaya devam eder. Daha sonra Çömleğinboğazı Deresi ile Velidoğlununboğazı Deresi buzul yatağının sona erdiği, vadinin dar ve derin deşilmeye başladığı kısmında birleşirler. Buradan sonra dere KD-GB yönünde tek bir kol halinde akışına devam eder.

Güneydeki kol olan Deliboğazın Deresi ise 2433 m rakımlı Kuzukıran Tepesi'nden doğar, önce güneye, Cevizlik Fayı yakınında da kuzeye döner ve Çömleğinboğazı Deresi ile birleşir. 5415 metre uzunluğa ve 11° eğime sahip olan dere çoğunlukla kireçtaşları ile ofiyolit arasındaki sınırdaki yer alır. Bu havza içerisindeki iki büyük kol birbiriyle Cevizlik Fayı'nın bulunduğu alanda birleşmektedir. Akış yönleri farklı bu iki derenin Cevizlik Fayı üzerinde birleşmesi fayın etkisi ile olmuştur.



Şekil 3.41 Çömleğinboğazı, Velidoğlununboğazı ve Deliboğazın Dereleri'nin oluşturduğu drenaj havzasının görünümü ve alınan enine kesitlerin yerleri

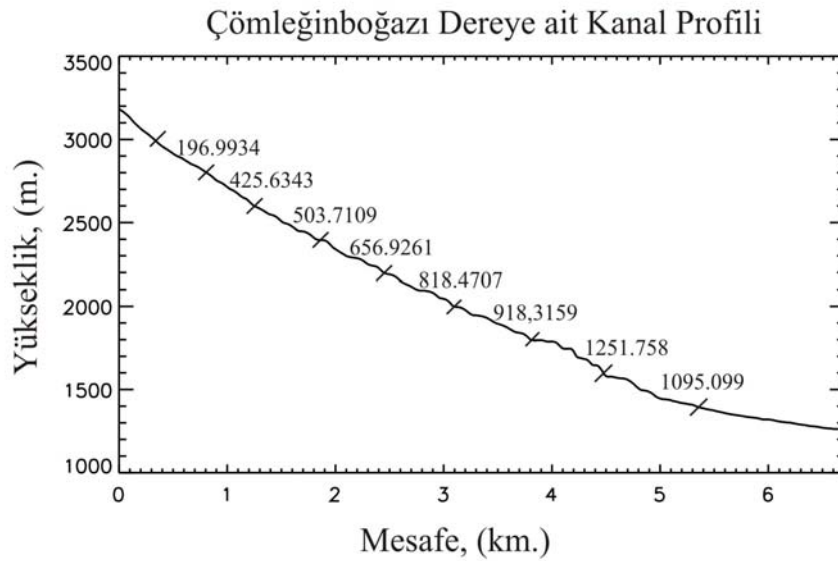
Drenaj havzasının hipsometrik integralinde derenin oldukça genç niteliği açık bir biçimde görülmektedir (Şekil 3.42). Çömleğinboğazı Deresi'nin doğduğu yere yakın olan Teke Tepesi, Aladağ platosu üzerinde yer almaktadır. Derenin baş yukarı aşındırması ile vadi plato içerisine doğru ilerlemektedir. Ancak platonun karstik yapısı nedeniyle yağışlar yüzey sellenmesi olmaksızın karstik çukurlara süzülüklerinden dolayı derenin baş yukarı aşındırması yavaşlatılmıştır. Hipsometrik integralde kaynak alanında vadinin Aladağ platformuna kadar ulaştığı ve daha sonra yayvan bir nitelik kazandığı, Cevizlik Fayı'ndan sonra ise oldukça hızla alçalarak Ecemiş Çayı'na kavuştuğu izlenebilmektedir.



Şekil 3.42 Çömleğinboğazı, Deliboğazın ve Velidoğlunun Dereleri'ne ait topoğrafya ve hipsometrik integral

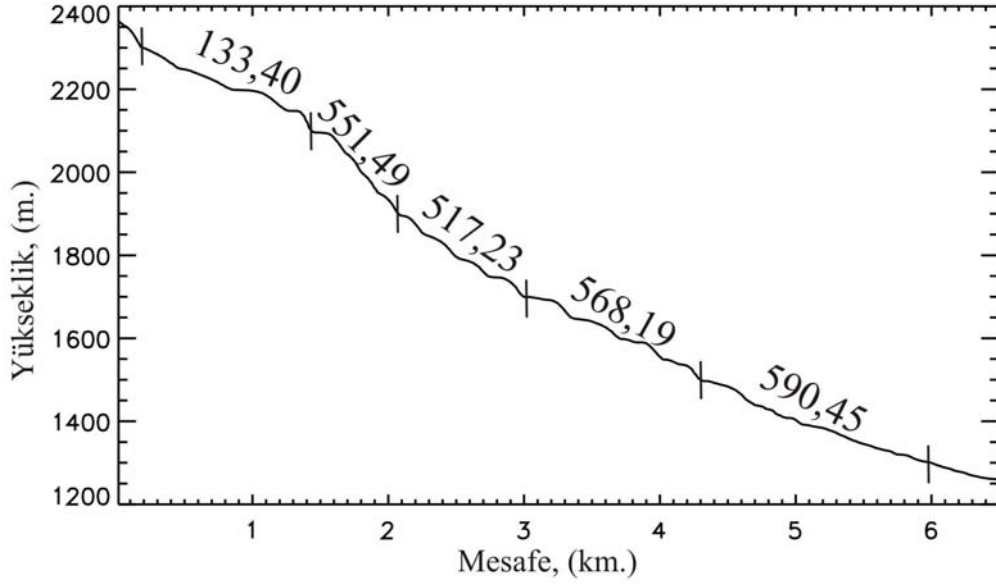
Bu havzayı oluşturan iki büyük kol olan Çömleğinboğazı ve Deliboğazın Dereleri'nin kanal profili alınmış ve SL indisleri hesaplanmıştır. Çoğunlukla kireçtaşları kısmında ofiyolit ve yamaç döküntüleri üzerinde akan Çömleğinboğazı Deresi'ne ait kanal profilinde vadi aşağı çığırına kadar yükselen SL değerleri gözlenmiştir. Çömleğinboğazı ve Deliboğazın Deresi'nin birleştiği ve Cevizlik Fayı'nın geçtiği yaklaşık 1600–1800 m yükseklikler arasında 1251 gibi en yüksek değere ulaşmıştır (Şekil 3.43). Daha sonra değerlerde tekrar azalma görülmektedir. SL değerinin en yüksek olduğu kesimde vadinin profilinde de bariz bir eğim kırıklığı gözlenmektedir. Bu eğim kırıklığı ve yüksek SL indisi vadinin fay denetimli olduğunu işaret etmektedir.

Kaynak kısmında tamamen ofiyolit üzerinde, kaynak kısmından yaklaşık 1,5 km sonra aşağı çığırına doğru ofiyolit ve kireçtaşı sınırında akan Deliboğazın Deresi'nin kanal profilinde ve SL değerlerinde mansaba doğru artış görülür. 133 gibi düşük bir değerle başlayan SL değeri mansap kısmında 590 değerine ulaşır. Deliboğazın Deresi profilinde de Deliboğazın ve Çömleğin boğazı Dereleri'nin birleşme yeri olan ve Cevizlik Fayı'nın geçtiği yaklaşık 1400 m yüksekliklerinde SL değeri en yüksek değere ulaşır(Şekil 3.44). Burada yine Çömleğinboğazı Deresi'nde olduğu gibi bariz bir eğim kırıklığına rastlanır. Bu durumun da Cevizlik Fayı'nın etkisi ile geliştiği düşünülmektedir.



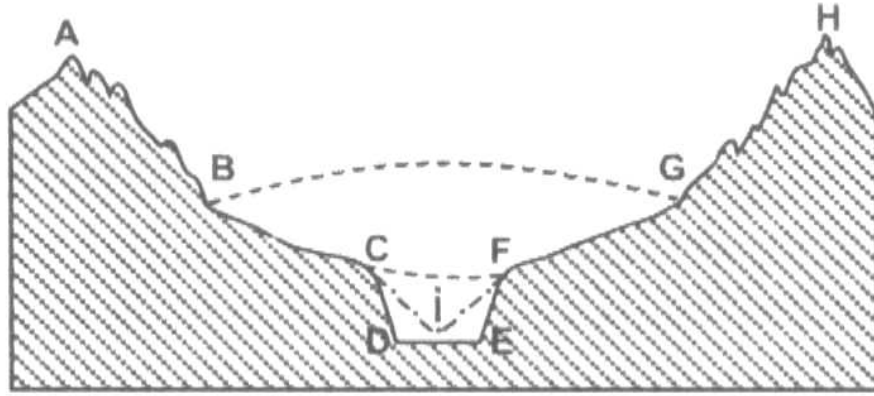
Şekil 3.43 Çömleğinboazı Deresi'ne ait kanal profili ve SL indisleri

Deliboğazın dereye ait kanal profili ve SL İndisleri



Şekil 3.44 Deliboğazın Deresi'ne ait kanal profili ve SL indisi değerleri

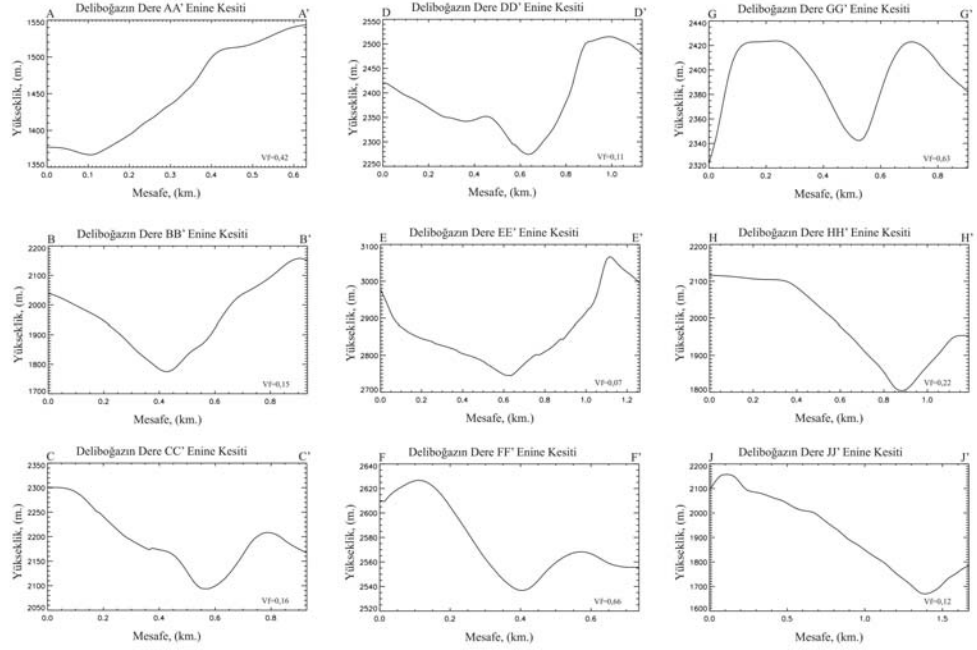
Buzul kökenli vadilerin enine profilleri çok karakteristiktir. Bunlar U şeklini göstermekle ortaya çıkarlar (Şekil 3.45). Bu durum buzul aşınımının özelliği ile ilgilidir. Buzuldan önce akarsular için tipik olan V şeklindeki bir vadi daha sonra buzul tarafından işgal edildiği zaman, vadinin tabanı gibi yamaçları da aynı zamanda buzul tarafından aşındırılmaya başlar. Bunun sonucunda yamaçlar zamanla geriler ve sonuçta vadinin enine profili U şeklini alır. Bu şekil buzulun hareketine en az sürtünme direnci gösteren şekil olduğundan, buzul işgal ettiği yatağa bu profili vermeye eğilimlidir. Buzulun içinde yerleştiği yatağın iki yamacı hemen hemen aynı derecede işlemesi ve sağa sola fazla sapmamasından dolayı buzul tarafından işgal edilen bir akarsu vadisinin girinti-çıkıntıları zamanla azalır. Buzul, vadinin çıkıntılarını aşındırıp kütleştirir. Bunun sonucunda da buzul vadisi dümdüz bir uzanım kazanır. Çalışma alanı içerisinde de Çömleğinboğazı Deresi'nin içerisinde aktığı vadi bu tip vadiye güzel bir örnek teşkil etmektedir (Şekil 3.46). Buzulun asıl kütesinin yerleştiği bu U şekilli vadiye tekne adı verilir ve bu şekli ile akarsu vadilerinden kolayca ayrılırlar (Eriñç, 2001). Çömleğinboğazı Deresi'nin EE' kesitindeki vadi profiline bakıldığında da tipik bir buzul vadisi kesiti gözlenmektedir (Şekil 3.47). Buna karşılık daha alçak kotlarda yer alan Deliboğazın Deresi'nde buzul etkisi görülmemektedir. Bu vadi asimetrik bir profil sergilemektedir.



Şekil 3.45 Bir buzul vadisinin enine kesiti (Erinç 2001). ABCFGH: Preglasiyal olgun vadi, CİF: Bu olgun vadinin preglasiyalde gençleşmiş kısmı, BCDEFG: Buzul yatağı, CDEF: Buzul teknesi, BC ve FG: Omuz yüzeyleri, BG: Buzulun yüzeyi, B ve G noktaları törpülenme sınırına karşılık gelir



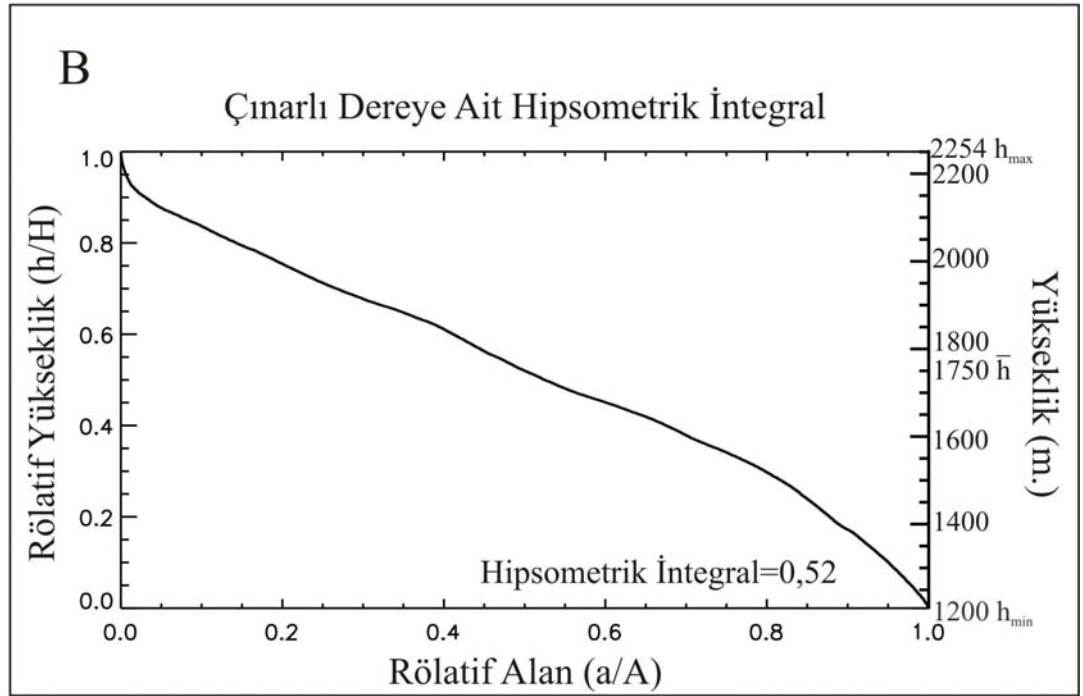
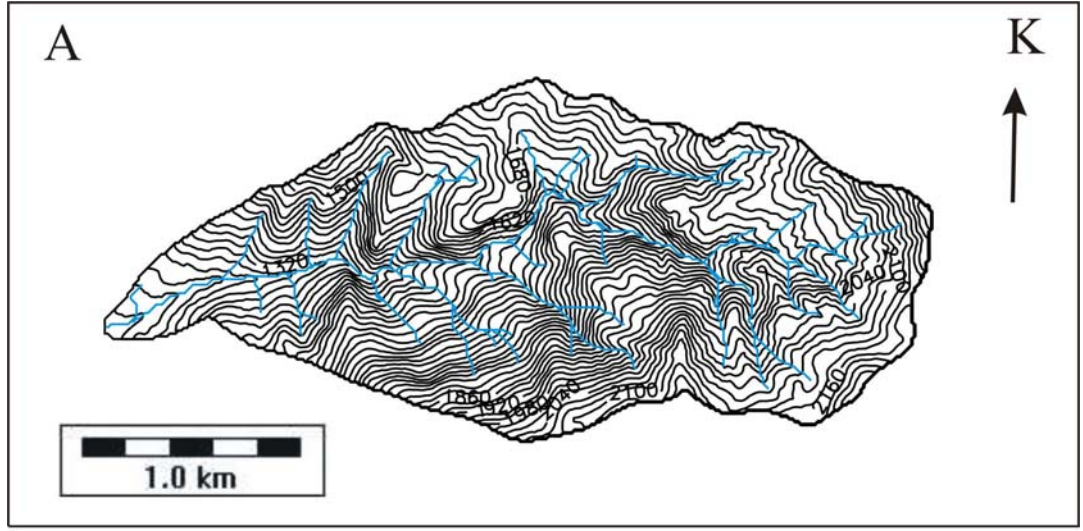
Şekil 3.46 Çalışma alanı içerisinde, Çömleğinboğazı Deresi'nde tipik olarak görülen buzul vadisi (Bakış yönü KD'ya doğru).



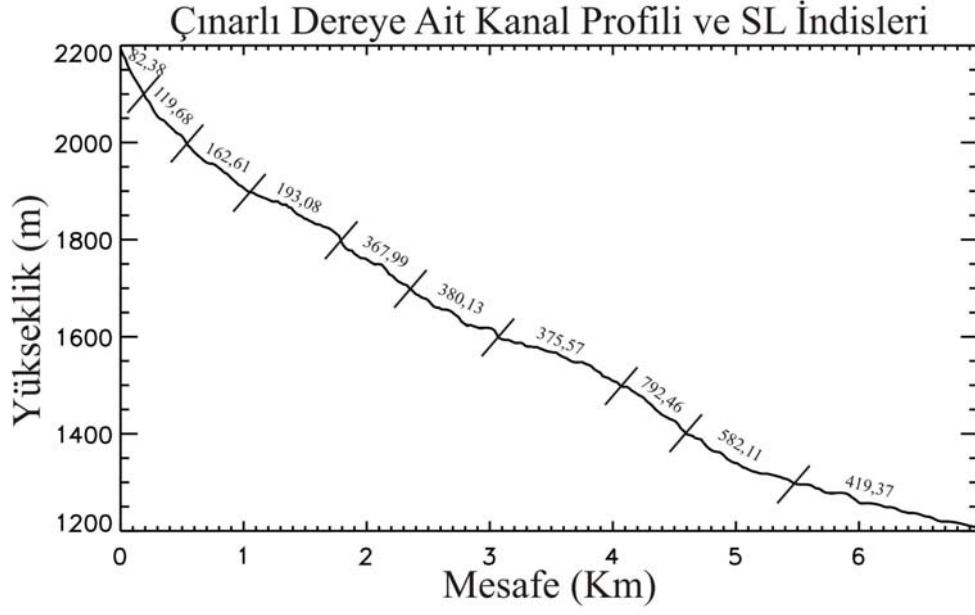
Şekil 3.47 Deliboğazın Deresi'ne ait vadi profilleri ve V_f değerleri. Profillerin yerleri için Şekil 3.41'e bakınız.

3.5.8 Çınarlı Deresi Drenaj Havzası

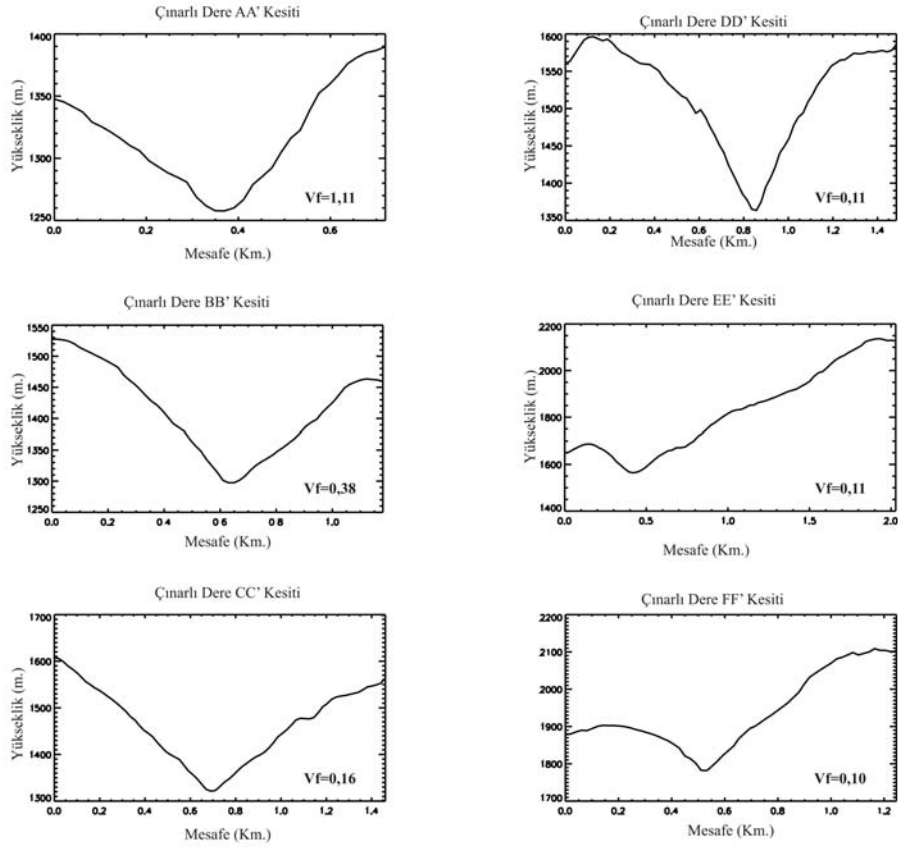
Çınarlı Deresi drenaj havzası batıda Kertil Tepesi'nin yaklaşık 3 km kuzeybatısı ve doğuda Taşoluk Mevki arasında kalan alan içerisinde yer almaktadır. Havza içerisindeki kolların çoğunluğu Beyaz Aladağ formasyonunun masif kireçtaşlarının kısmen ise ofiyolitik kayalar üzerinde akaçlamaktadırlar. Mamba kısmının ofiyolitik kayalar üzerinde yer aldığı Çınarlı Deresi drenaj havzasının toplam uzunluğu yaklaşık 6800 m, alanı yaklaşık $9,3 \text{ km}^2$ ve ortalama eğimi 8° dir. Havza üzerinde gelişmiş olan drenaj ağı kafes sisteminde olup, Çınarlı Deresi'nin ofiyolitik kayalar içerisinde akaçladığı mamba kısmında daha fazla yan kollara sahip olduğu gözlenmiştir. Bunun sebebinin ofiyolitik kayaların Üst Kretase'de kireçtaşları üzerine bindirmeleri esnasında çok fazla deformasyona ve kırılmaya maruz kalmasından dolayı olduğu düşünülmektedir. Derenin Aladağlar'ın masif kireçtaşlarına girdikten sonra bu birimin geçirimsiz olması yüzünden daha az yan kollara sahip olduğu görülmüştür. Burada kuzeydeki Ziyaretin Deresi ve güneydeki Gürlek Deresi'nin akaçladığı gözlenmiştir. Bu iki kol mansap kısmından membaya doğru yaklaşık 3800 metre gelindiğinde birleşerek Çınarlı Deresi'ne katılırlar. Bu oluşan tek kol belli bir mesafe daha kireçtaşları üzerinde akar. Daha sonra Cevizlik Fayı'na birleşene kadar ofiyolitik kayalar ve kireçtaşlarının sınırında akan dere,



Şekil 3.49 Çınarlı Deresi'ne ait topoğrafya ve hipsometrik integral



Şekil 3.50 Çınarlı Deresi'ne ait kanal profili ve SL indisleri



Şekil 3.51 Çınarlı Deresi'ne ait vadi profilleri ve Vf değerleri. Profillerin yerleri için Şekil 3.48'e bakınız.

Yapılan morfometrik analizlerin sonuçları toplu bir şekilde değerlendirildiğinde aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir.

Körköprü drenaj havzası topoğrafyasından ve hipsometrik integral değerinden de anlaşıldığı üzere orta olgunluktadır. Havzanın gelişiminde büyük ölçüde tektoniğin etkisi olduğu düşünülmektedir. Çünkü kanal profilinde gözlenen yamaç kırığı ve bu kırık üzerindeki SL indisi değerleri bu veriyi destekler durumdadır. Ayrıca yamaç kırığının hemen üzerinden alınan vadi profilinde de düşük Vf değeri bu aktivitenin bir belirtisidir.

Minas Deresi drenaj havzasında da oldukça genç morfolojiye sahip bir havza ile karşılaşmıştır. Ayrıca yamaçlarının sarp olması ve bariz bir su bölümü çizgisine sahip olması da morfolojinin genç olduğuna dair bir kanıttır. Havza içerisinde deniz seviyesinden yaklaşık 1900 m yüksekte duran taraçalar gözlenmiştir. Bu taraçaların tavanı ile güncel akarsu tabanı arasındaki 15 m yükseklik farkı bölgenin yükselimi ile bağlantılıdır. Bu yükselime Sulucaova Köyü'nün doğusundan geçen ve Ecemiş Fayı'nın kuzey devamı olan yaklaşık K-G doğrultulu fayın sebep olduğu düşünülmektedir.

Çoğunlukla temel birimlerini oluşturan kireçtaşları içerisinde akaçlayan Kocakapız Deresi drenaj havzasının morfometrik analiz sonuçlarına göre havzanın gelişiminde karstlaşma, buzular ve tektonizma bir arada etkili olmuştur. Havzanın hipsometrik eğrisi oldukça genç bir morfolojiyi yansıtmaktadır. Özellikle 3200 m ile 2300 m yükseklikleri arasında hipsometrik eğri genç topografyayı yansıtan dış bükey karakterde 2300 m yüksekliğinden mansaba kadar olan kesimde ise biraz daha olgunlaşmış morfolojiyi yansıtan iç bükey eğri karakterindedir. Bu iç bükey eğriye karşılık gelen kısım kolay aşınan Çamardı formasyonunun bulunduğu kesime tekabül etmektedir. Bu kesim hem daha fazla aşınmış hem de bol kırık ve çatlaklardan oluşmaktadır. Kocakapız Deresi'nin kanal profilinde de bu geçiş hem yüksek SL indisi değeri hem de bariz eğim kırıklığı ile kendini göstermektedir.

Fenk Deresi drenaj havzası Ecemiş Fayı tarafından ötelenmiş, membadan faya kadarki kesiminde Çatalca konglomeraları faydan sonra ise Oligosen yaşlı Çukurbağ formasyonu üzerinde akaçlayan Fenk Deresi'nin oluşturduğu bir havzadır. Havzanın morfometrik analizleri sonucunda 0,49 gibi orta olgunluğu yansıtan hipsometrik integral değeri hesaplanmıştır. Hipsometrik egride de Ecemiş Fayı'nın geçtiği

yaklaşık 1730 m yüksekliğinde eğim kırıklığı gelişmiştir. Kanal profilindeki SL indisi değerlerinin ani yükselime uğradığı kesim de Ecemiş Fayı'na karşılık gelmektedir.

Murt Deresi drenaj havzasının morfometrik analiz sonuçlarına göre havzada akaçlayan derelerin yayvan bir yüzey üzerinde ve derine gömülmeden aktığı belirlenmiştir. Elde edilen 0,29 gibi düşük bir hipsometrik integral değeri ve iç bükey hipsometrik eğri havzanın oldukça olgunlaşmış olduğunu ifade etmektedir. Çünkü Murt Deresi ve yan kolları çoğunlukla Oligosen yaşlı Çukurbağ formasyonunda akmaktadırlar ve vadi profillerine bakıldığında da vadilerin çok derin olmadığı gözlenmiştir. SL indisi değerlerinde ani değişikliğin ve kanal profilinde eğim kırıklığının olmaması havzanın daha çok Ecemiş Fayı'nın doğrultu atım bileşeninden etkilendiği desteklemektedir. Bir diğer kanıt ise Çamlık Deresi'nin Murt Deresi tarafından kapılmasıdır.

Kazıklıaliboğazı Deresi drenaj havzasının morfometrik analizleri sonucundan elde edilen hipsometrik integral değerinin 0.51, hipsometrik eğrinin dış bükey ve konturların oldukça sık olması havzanın genç bir morfolojiye sahip olduğunu ifade etmektedir. Kazıklıaliboğazı Deresi'nin kanal profiline bakıldığında havzada geriye doğru aşındırmanın olduğu gözlenmektedir. Ayrıca havzanın kaynak kesimindeki tali dereler dar ve derin deşilmiş vadiler içerisinde akmaktadır. Havzanın kaynak kısmından alınan vadi profillerinde vadi tabanı ile su bölümü çizgisi arasındaki yükseklik farkının fazla olması da dikkat çekicidir. Bu da bölgenin hızlı yükselmeye maruz kaldığını ifade etmektedir. Ayrıca Kazıklıaliboğazı drenaj havzasının eski bir buzul yatağı olduğu düşünülmektedir. Çünkü vadinin her iki yamacında da buzul tekneleri gözlenmiştir. Ayrıca karstlaşma da havzada etkili olmaktadır. Kanal profilinin yayvanlaştığı kesimde 1284,76 gibi bir yüksek SL indisi değeri dikkati çekmiştir. Bu değer karşılık geldiği yaklaşık 15. km Ecemiş Fayı'nın geçtiği noktaya denk gelmektedir.

Çömleğinboğazı, Deliboğazın ve Velidoğlunun Deresi drenaj havzasında yapılan morfometrik analizler sonucunda 0,47 gibi bir hipsometrik integral değeri elde edilmiştir ki bu da genç morfolojinin göstergesidir. Ayrıca yapılan SL analizlerinde de kanal profilindeki eğim kırıklıklarına yüksek SL indisi değerlerinin denk geldiği gözlenmiştir. Bu eğim kırıklıkları da havzayı kesen Cevizlik Fayı tarafından oluşturulmuştur. Havzanın gelişiminde etken olan bir diğer faktör de buzullardır.

Çömleğinboğazı Deresi'nde tipik bir eski buzul vadisinin varlığı buzulların etkisine önemli bir delil teşkil etmektedir. Vadi profillerinde görüldüğü gibi düşük Vf değerleri ve asimetri tektonik aktiviteyi destekler durumdadır. Ayrıca bu profillerde tipik buzul vadisi profiline de rastlanmıştır.

Altın ve Altın (2005) Ecemiş Çayı vadisinde Kuvaterner seki sistemleri üzerinde yapmış oldukları çalışmalar sonucunda bölgenin tektonik hareketlerden etkilendiğini ve bölgenin morfolojik gelişimi sırasında ortaya çıkan iklimsel değişimlerin de bölgede sık sık gençleşmelere ve taban seviyesinin sürekli değişmesine neden olduğunu ifade etmişlerdir. Bu değişimlerin de flüvyal seki sistemlerine yansıdığını vurgulamışlardır. Bu çalışmadan elde edilen bulgular da çalışma alanının morfolojik gelişiminde hem Ecemiş Fayı'nın hem de buzulların etkisi net olarak gözlenmektedir. Dolayısıyla tektonik ve iklim morfolojinin gelişimini birlikte denetlemişlerdir.

3.6 Morfolojinin Gelişiminde Buzul Etkisi

Ehlers ve Gibbard (2007)'a göre Kuvaterner, Dünya'nın orta ve yüksek enlemlerindeki yoğun buzullaşma ile eş anlamlıdır. Dünya ölçeğinde buzulların uzanımı ve kronolojisi üzerine yaptıkları çalışmada Senozoyik boyunca Güney Yarımküre'de Erken Neojen'den günümüze kadar buzullaşmanın sürekli olarak geliştiğini belirtmişlerdir. Kuzey Yarımküre'de ise başlangıçta biraz sınırlı olmasına rağmen Plio/Pleyistosen sınırında belirgin bir şekilde artışın olduğunu geç Erken Pleyistosen'de buzul sıklığında tekrar bir artışın yaşandığını ve Orta-Geç Pleyistosen'de maksimuma ulaştığını belirlemişlerdir.

Ehlers ve Gibbard (2007) Kuvaterner ve Neojen boyunca Avrupa ve Sibirya'da buzullaşma verisinin geniş yayılıma sahip olduğunu ifade etmişlerdir. Dağlık alanlar ve yüksek enlem bölgeleri hariç (örneğin Hollanda, Almanya'nın ova kesimi, Avrupalı Rusya ve İngiliz Adaları) diğer bölgelerde Orta Pleyistosen'den önceki buzullaşma sadece buz yığını çökelleri ile temsil edilmektedir (Mangerud ve diğ. 1996). İzlanda üzerindeki buzullaşma Miyosen'de başlamıştır (Geirsdóttir, 2004) ve Pliyosen boyunca düzenli olan bu buzullaşma günümüze kadar ilerlemiştir (Ehlers ve Gibbard, 2007). Norveç ve komşusu olan Barents Denizi'nde buzullaşmalar Erken Miyosen, Erken Pliyosen, Plio/Pleyistosen ve geri kalan periyod boyunca periyodik olarak kaydedilmiştir (Mangerud ve diğ., 1996). İtalya'da özellikle kuzey dağlarında

gözlenen buzullaşmanın muhtemelen Pliyo/Pleyistosen'den günümüze kadar olduğu belirlenmiştir (Muttoni ve diğ., 2003). Bu buzullaşmanın güney Almanya ve İsviçre'deki eşleniği Avrupa Alpleri'nin kuzeyinde gözlenir (Ehlers ve Gibbard, 2007). Akdeniz bölgesinin son zamanlarda en iyi yaşlandırılmış buzul serilerinin bulunduğu Yunanistan'da, Elsteriyen (günümüzden 423000-478000 yıl önce) çökelleri mevcuttur (Hughes ve diğ., 2006a, b). Doğu Akdeniz'in sınırları içerisinde yer alan Türkiye'de de Kuvaterner buzullaşmalarına ait deliller Toros ve Pontid dağlarında bulunmaktadır (Hughes ve diğ., 2006b).

Atalay (1987) günümüzde Toros dağları üzerinde Aladağların yüksek kesimlerinde 3700 m'nin üzerinde buzulların bulunduğunu ifade etmiştir. Çiner (2003) güncel buzullaşma ile ilgili verilerin yeterince mevcut olmasına rağmen Pleistosen buzullaşmasına ait verilerin daha az olduğunu ifade etmiştir. Bu konudaki en önemli eksikliğin Pleistosen buzullaşmasının evrelerinin tespiti için gerekli olan yaş tayinine yönelik çalışmaların ülkemizde şu ana kadar gerçekleştirilememesinden kaynaklandığını vurgulamıştır. Bu eksikliğin giderilmesi için yazar Türkiye'nin çeşitli dağlarında bulunan önemli buzul çökellerini haritalanmış ve kozmojenik yaş tayinine uygun örnekler toplamıştır (Çiner ve diğ.,2003).

Kurter (1991) Türkiye'nin batıdan doğuya doğru ve kıyılardan iç bölgelere doğru farklı topoğrafik ve iklim özellikleri sergilediğini, kıyılara paralel uzanan yüksek dağ silsilelerinin iç kısımdaki düzlüklere ve platolara nemli hava kütesinin sokulumuna engel olduğunu belirtmiştir. Türkiye'nin iç kesimlerinin yüksekliğinin fazla olmasına rağmen en yüksek alanların özellikle sönmüş veya aktif olmayan birçok volkanlarla bağlantılı olan orta ve doğu kesimlerde yer aldığını vurgulamıştır. Kıyıdan uzaklaştıkça karasallığın arttığını ve karasallaşma ile birlikte de doğuya doğru daha az yağış gelişiminin olduğunu ifade etmiştir. Kar sınırının üzerinde yüksekliğe sahip kıyı dağlarının zirvelerinde çok az miktarda buzul olduğunu fakat çok iyi gelişmiş buzullaşma ve uzun buzul vadilerinin bulunmadığını vurgulamıştır. Bunun sebebi de kar sınırı yüksekliğinin artması, erozyonal aşınım derecesinin artması ve kar sınırı üzerinde kalan zirvelerin sayısının çok az olmasıdır. Yazar Türkiye'nin doğu kesiminde kar sınırı yüksekliğinin karasallaşma ile bağlantılı olarak oldukça yüksek olduğunu ve bu bölgede buzullaşmanın daha iyi geliştiğini ifade etmiştir. Toros Dağları'nın güneydoğu kesiminin buzullaşmış alanların en önde geleni olduğunu ve

bu bölgedeki bazı vadi buzullarının 4 km uzunluğa sahip olduğunu belirtmiştir (Kurter 1991).

Batıda Akdeniz kıyısına paralel olarak uzanan ve doğuda yay şeklini alan Toros Dağları dağ silsilelerinin oluşturduğu bir topluluktur. Akdeniz üzerindeki hava kütlesi Toros Dağları üzerinden kuzeye doğru hareket eder ve bu dağ silsilesinin korunaklı kuzey yamaçlarında birçok buzulun gelişimine neden olur. Toroslar Türkiye'deki buzulların en yoğun olarak görüldüğü bölgedir ve yaklaşık olarak buzulların üçte ikisini bünyelerinde bulundururlar. Toroslar'daki yağış Doğu Karadeniz Dağları'ndaki yağıştan daha az olmasına rağmen buzullaşmanın derecesi daha yüksektir (Kurter 1991). Bunun sebebi de Erinç (1952b) tarafından daha fazla erozyon ve daha az yüzeysel erime olarak açıklanmıştır. Toros Dağları'nda buzullar iki alanda yoğunlaşmıştır ki bunlar Orta Toroslar ve Güneydoğu Toroslardır.

Kurter (1991) çalışma alanının da içinde bulunduğu Orta Toroslar'da gözlenen buzulların Bolkar Dağları'nda ve Aladağlar'da gözlendiğini belirlemiştir. Bolkar Dağları'nda gelişmiş olan buzulun yaklaşık 300 metre uzunluğa sahip dağ buzulu şeklinde olduğunu ve Medetsiz Tepesi'nin 3000–3350 metre yüksekliklerinde geliştiğini belirtmiştir. Bu bölgede kar sınırının 3450 metre olmasına rağmen Medetsiz Tepesin'de kar sınırının altında buzul gelişimi nadir yerel iklim ve fiziksel coğrafya şartlarına bağlanmıştır. Yazar Aladağlar'daki buzullaşmanın daha yoğun olduğunu, Demirkazık Tepesi'nin kuzey ve güney yamacında çok sayıda dağ buzullarının geliştiğini, ifade etmiştir. Vadi buzulu olarak sınıfladığı ve 1 km uzunluğa sahip olan Lolut buzulu çalışma alanı içerisinde yer almaktadır. Bu buzulun çalışma alanı içerisinde geniş bir alanda yüzlek veren Çatalca konglomeralarının gelişimine neden olan akarsuyu besleyen buzul olduğu düşünülmektedir.

Çiner (2003) kendi arazi gözlemleri ile yayımlanmış bilimsel çalışmaların ışığında ülkemizin güncel buzullarının ve Kuvaterner buzul çökellerinin bir derlemesini yapmıştır. Bu derlemeye göre Toros ve Kaçkar Dağlarındaki buzulların 20. yy'da Maunsell (1901), Bobek (1940), Louis (1938, 1944), Erinç (1953) gibi araştırmacılar tarafından detaylı olarak çalışıldığı ifade edilmiştir. Ayrıca yine bu derlemede Türkiye'de bulunan güncel buzulların alansal olarak %65'ini barındıran Toros Dağları'nın yanı sıra, diğer dağlardaki buzullar ve bunlarla ilgili yerçekilleri ve çökellerin Messerli (1964, 1967, 1980), Birman (1968), Arkel (1973) ve Horvarth (1975) gibi araştırmacılar tarafından çalışıldığı vurgulanmıştır.

Çiner (2003) Aladağlar'ın Yedigöller çanağından (3100 m civarı) aşağı sarkan buzul dilinin şekillendirdiği vadilerden biri olan Hacer Vadisi'ndeki arazi gözlemlerinde 1400 m civarında morenlerin var olduğunu ifade etmiştir. Yazar yükseklikleri 200 m uzunlukları ise 1 km'yi bulan ve 20 m'ye kadar çapı olan bloklar içeren bu morenlerin Pleistosen'in çeşitli dönemlerine ait olduğunu düşünmektedir. Moren setlerinin gerisinde gelişmiş olan göllerin ise zamanla çökeller ile dolarak düzlük alanlara dönüştüğünü savunmuştur. Ayrıca vadinin daha aşağı kısımlarında (1100m) ise glasiyo-flüviyal kökenli malzemelere rastlanabileceğini ifade etmiştir.

Çalışma alanı içerisinde yazarın bahsettiği glasiyo-flüviyal kökenli malzemeler muhtemelen Çatalca ve Kelerdere alüvyal yelpazelerini oluşturan birimlerdir. Bu malzemelerin glasiyo-flüviyal olduğunu düşündürülen etken Çatalca konglomeraları içerisinde çok büyük blok boyutunda çakıllardan ince çakıllara kadar değişen materyalin yuvarlaklaşmış şekilde gözlenmesidir. Dolayısıyla bu malzemelerin buzullar tarafından aşındırıldığı daha sonra ise buzulların erimesi ile oluşan çok büyük enerjiye sahip akarsular tarafından taşındığı düşünülmektedir.

Bayarı ve diğ. (2003) Niğde, Kayseri ve Adana il sınırları içinde yaklaşık 800 km²lik alanda yayılan Aladağlar silsilesinin Torasan, Demirkazık, Ziyaret Dağ ve Alagöldağ zirvelerini kapsayan kesiminde gerçekleştirdikleri yüzey ve mağara araştırmalarında Pleistosen buzullaşmasının bilinenden daha yaygın ve etkili olduğunu belirlemişlerdir. Karstik kayaların yüksek geçirimsizlikleri nedeniyle etkili bir flüvyal sistemin kurulmamış olmasından dolayı Pleistosen-Holosen buzullaşmasına ait morenlerin günümüze değin korunduklarını ifade etmiştir. Yazarların Yedigöller çanağı ve Hacer Vadisi'ndeki buzul aşınım yüzeyleri ve morenlere ait örneklerden belirledikleri kozmojenik ³⁶Cl yaşları 6000-9000 yıl arasında değişmektedir. Buna bağlı olarak da silsilenin Erken Holosen Soğuması döneminde oldukça şiddetli buzullaşma etkisi altında kaldığını belirtmişler ve bu bulgular ışığında Kuvaterner buzullaşmasının Türkiye genelinde yaygın ve etkili bir jeomorfolojik sürecin işareti olabileceğini ileri sürmüşlerdir.

Türkiye'nin birçok yüksek kesiminde rastlanan Pleistosen'deki son buzullaşmaya ilişkin şekiller Erciyes Dağı'nda da görülür (Güner ve Emre, 1983). Türkiye'de en iyi bilinen dağ buzullarından biri Orta Anadolu'daki Erciyes Dağ Buzuludur (Erinç, 1952). Sarıkaya ve diğ., (2003) Geç Kuvaterner'de üç evrede gelişen buzullaşma sonucu Erciyes Dağı'nın bugünkü görünümünü kazandığını ifade etmişlerdir.

Buzullaşmanın yoğun olarak dağın kuzey, kuzeybatı ve kuzeydoğuya bakan yamaçlarda etkin olduğunu ve buna bağlı olarak volkanın içyapısının ortaya çıktığını fakat güney yamacında ise volkanların karakteristik şekli olan koni görünümünü koruduğunu belirtmişlerdir. Erciyes Dağı'nda buzullaşmanın etkisinin dört vadi ve bir sırta geliştiğini gözlemlemişlerdir. Vadilerin teknesi buzul vadileri sırtın ise yan ve cephe morenlerinden ibaret olduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca vadilerde buzul aşındırma ve birikinti izlerinin de gözlemlendiğini tespit etmişlerdir. Buzul aşındırma izlerinin en önemli kanıtları olan dik ve keskin sırtların, buzul yalaklarının, hörgüç kayaların, buzul çizikleri ve buzul yontması sonucu oluşan hilal şekillerinin bölgede görüldüğünü gözlemlemişlerdir. Ayrıca yan morenler, erime morenleri, cephe morenleri ve tümseksi morenler gibi birikinti izlerinin de varlığını tespit etmişlerdir.

Gerek saha gözlemleri gerekse üretilen Sayısal Yükseklik Modeli üzerinde yapılan değerlendirmeler sonucunda Aladağlar'ın oluşturduğu sarplıklar üzerinde oldukça fazla sayıda buzul morfolojisini yansıtan yapılar gözlenmiştir (Şekil 3.52). Model üzerinde görülen yapılar dik ve keskin sırtlar, buzul vadileri ve buzul yalaklarıdır. Fakat saha gözlemleri esnasında bu vadiler içerisinde buzul aşınım yapılarından olan hörgüç kayaların varlığı net bir şekilde görülmüştür. Bu da bölge morfolojisinin buzullar tarafından oldukça fazla etkilenmiş olabileceğini işaret etmektedir. Çiner ve diğ., (1999)'de Orta Toroslar içerisinde yer alan Namaras ve Susam Vadileri içerisinde yapmış oldukları çalışmada Geç Kuvaterner buzul yapılarına rastlamışlardır. Yazarlara göre bu vadiler, morenlerin oluşturduğu sırtları ve daha önceki buzullardan ayrılmış moren tepeliklerini içermektedirler ki bunlar da geçmişte var olan aktif vadi buzullarının giderek artan bir şekilde yok olması sonucu ortaya çıkmışlardır. Ayrıca 2000 metreden daha yüksekte duran U şekilli vadi morfolojisinin de çok büyük buzullarla bağlantılı olduğunu ifade etmişlerdir. Çalışma alanı içerisinde bu U şekilli vadi morfolojisinin en güzel örneği Çömleğinboğazı Deresi'nde gözlenmektedir. Dolayısıyla bu da bize çalışma alanında morfolojinin gelişiminde buzulların etkisinin olduğunu göstermektedir.

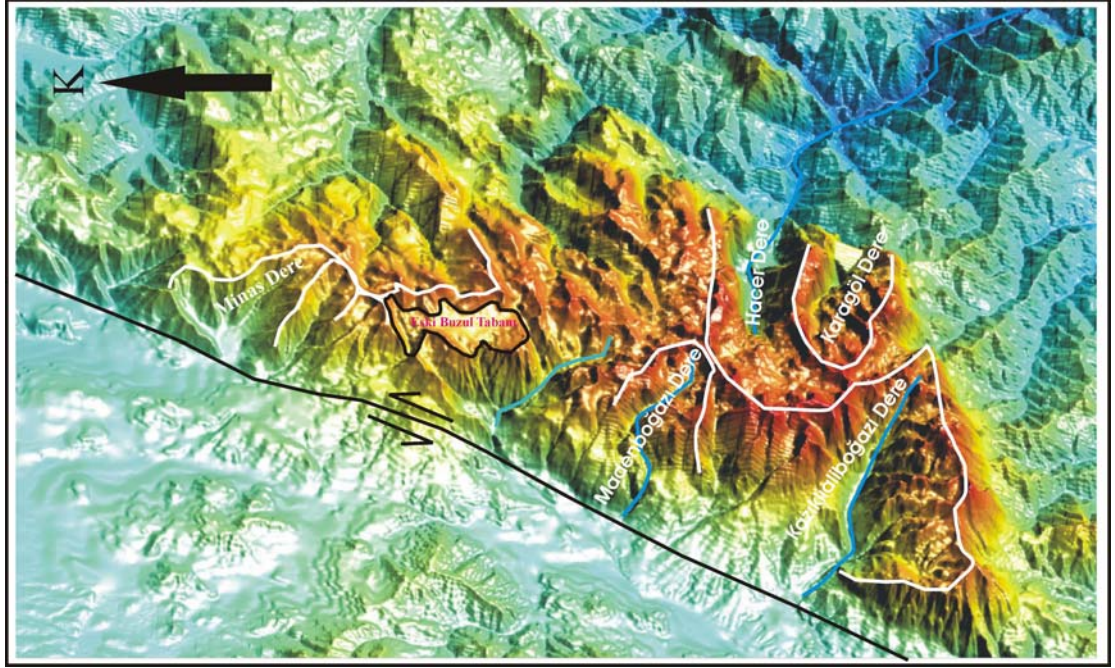
Çiner ve diğ., (2003) Kuzey Atlantik iklim olayları ile karasal buz tabakalarının Türkiye'nin paleoiklimi üzerindeki etkisinin boyutunu değerlendirmeye çalışmışlardır. Bunun için Türkiye'deki buzulları ve buzul çökellerini haritalamışlar, bunların kozmojenik yaş tayini ve paleoiklim hakkında bilgi elde etmek için uygun olup olmadığını belirlemişlerdir. Bu çalışmanın sonucunda çalışma alanının da

içerisinde bulunduğu Orta Toroslar bölgesinde Aladağ (3756 m) ve Bolkar Dağı'nın (3524 m) küçük buzullara ve birkaç vadi içerisinde iyi gelişmiş moren sistemlerine sahip olduğunu belirlemişlerdir. Ayrıca bölgedeki buzul çökellerinin iyi korunduğunu ve yüksek rakım, düşük-orta tektonik aktivite ve kuru-orta nemli iklim şartlarının birlikteliğinden dolayı kozmojenik yaş tayini için uygun olduğunu tespit etmişlerdir. Çalışma alanında gözlenen buzul yapıları yukarıda bahsedildiği gibi Kazıklıaliboğazı Deresi, Madenboğazı Deresi ve Minas Deresi içerisinde net bir şekilde gözlenmektedir.

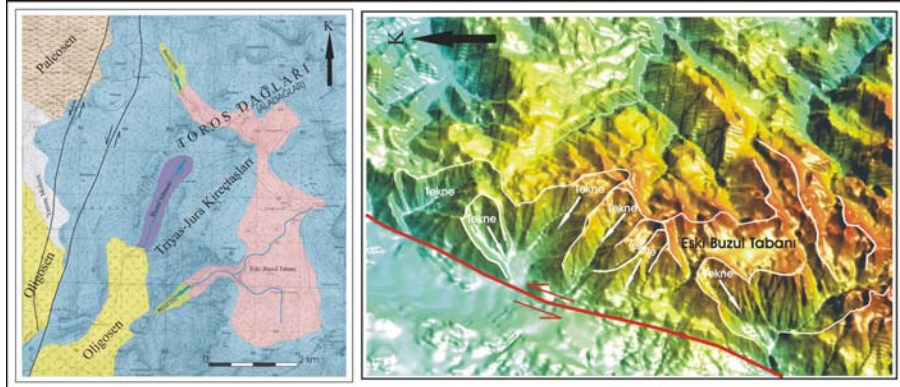
Bu düşüncüyü destekleyen bir diğer etken de çalışma alanı içerisinde gözlemlenen iki alüvyal yelpazenin de bu yelpazeleri besleyen derelerin boyuna oranla çok daha geniş alanlara ve hacime sahip olmasıdır. Dolayısıyla bu vadiler önünde büyük alüvyal yelpazelerin gelişiminin de buradaki buzulların erimesi sonucunda olduğu düşünülmektedir. Çünkü yelpaze içerisindeki çökeller tamamen buzulların üzerinde durduğu karbonat kayalarından oluşmaktadır. Demirkazık ile Elekgözü Köyleri arasında geniş yayılım gösteren ve Çatalca konglomeralarından oluşan alüvyal yelpazeyi Kazıklıaliboğazı ve Cimbarboğazı Dereleri'nde gözlenen buzulların beslemiş olduğu düşünülmektedir. İki buzul yapısı üzerinde de birçok buzul vadileri (tekneler) ve buzul yalıkları (sirkler) bulunmaktadır.

Çalışma alanının kuzeyinde yer alan Kelerdere alüvyal yelpazesinin de memba kısmında bu yelpazeyi oluşturacak kadar uzun ve derin vadiler bulunmamasına rağmen yelpaze beklenenden daha geniş yayımlıdır. Bunun da sebebinin bu yelpazenin gerisinde yer alan buzulların olduğu düşünülmektedir. Çünkü bu yelpazenin de kök kısmında buzul morfolojisinin varlığı göze çarpmaktadır (Şekil 3.53).

Ayrıca Maden boğazının kuzey yamacında yaklaşık 3000 m yükseklikte eski bir buzul tabanının varlığı dikkati çekmiştir. Bu buzul tabanı ile bağlantılı olan buzul vadileri ve buzul dilleri de bulunmaktadır. Madenboğazında gözlenen buzul vadisi içerisinde buzul morfolojisinin karakteristik özelliklerinden biri olan hörgüç kayalar da bariz bir şekilde gözlenmiştir (Şekil 3.54). Bu tip bir yapının gözlenmesi bölgede buzul etkisinin varlığını desteklemektedir.



Şekil 3.52 Çalışma alanında gözlenen buzul morfolojisinin genel görünümü



Şekil 3.53 Eski buzul tabanını ve Kelerdere yelpazesini besleyen buzul teknelerinin görünümü



Şekil 3.54 Madenboğazı Deresi içerisinde gözlenen buzul vadisi ve içerisinde ki hörgüç kayaların görünümü (Bakış yönü KD'ya doğru)

Yukarıda tanımlanan veriler topluca değerlendirildiğinde inceleme alanının morfolojisinde etkili olan faktörler şunlardır.

1-Litolojik faktörler:

a-Kayaların direnci: Çalışma alanı içerisinde yüzlek veren çok değişik litolojiler bulunmaktadır. Bunlar Aladağlar Yükselimi'ni oluşturan karbonatlar, Niğde Masifi Yükselimi'ni oluşturan metamorfik ve magmatik kayalar, Ulukışla Havzası'nı oluşturan volkanik ve sedimanter kayalar, son olarak da Ecemiş Fay Zonu'nu dolduran karasal çökellerdir. Bahsi geçen her litolojik birim atmosferik etkilere karşı kendine özgü davranış sunmakta ve farklı morfolojik unsurların gelişime neden olmaktadır. Örneğin bu farklı litolojiler üzerinde farklı drenaj sistemi gelişmiştir. Bu drenaj sistemleri Niğde Masifi ve volkanikler üzerinde işınsal, Ulukışla Havzası'nın denizel çökellerinden oluşan Çamardı formasyonu üzerinde dendritik, sert, sağlam fakat bol kırıklardan oluşan Aladağlar ve Bolkar Dağı karbonatları üzerinde ise kafes sisteminde drenaj ağı gelişmiştir. Diğer yandan Aladağlar'ın yüksek zirvelerindeki kireçtaşlarının karstik yapısı drenaj sisteminin gelişimini engellemiş, bu kesimlerde ya drenaj gelişmemiş ya da kısa kollu sentripetal drenaj örnekleri oluşmuştur. Her ne kadar drenaj sisteminin gelişiminde litoloji tek başına bir önem arz etmese de en büyük etkenlerden biridir.

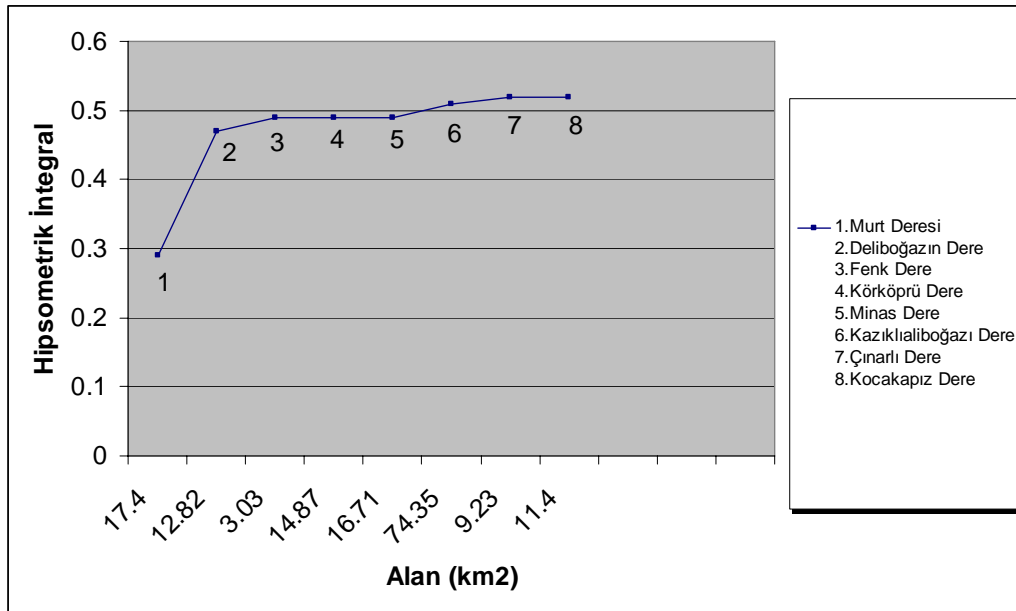
b-Çözünme: Çalışma alanının morfolojisine etki eden litolojik özelliklerden çözünme bölgedeki karstlaşmanın gelişimini sağlayan en önemli faktördür ve sadece Aladağlar ile Bolkar Dağları'nı oluşturan karbonatlar üzerinde gözlenir. Orta Torosların tipik karstik yapıları lapyalar, dolinler, uvalalar ve mağaralar gibi yapılardır. Bu karstik yapılardan dolinler çalışma alanında çoğunlukla Hurç dağı ve Hışır dağı doğusunda gözlenirler. Çalışma alanı içerisinde Aladağlar ve Bolkar Dağları'nı oluşturan karbonatlarda gözlenen bir diğer yapı ise irili ufaklı mağaralardır (Şekil 3.55). Karstlaşma bölgedeki sarp morfolojinin aşınıp düzleşmesine etki eden en önemli etkenlerden biridir.



Şekil 3.55 Körkün Çayı içerisinde Aladağlar'ı ve Bolkar Dağları'nı oluşturan karbonatlarda gelişmiş olan mağaraların görünümü (Bakış yönü B'dan D'ya doğru)

2- Tektonik ve yapısal faktörler: Çalışma alanındaki morfolojik unsurların gelişiminde etkili olan bir diğer unsur ise faylar ve yapısal faktörlerdir. Faylar bölgesel ve yersel ölçekte eğimler ve alçalımlar oluşturarak morfolojiyi denetlemişlerdir. Bu faktörlerin sonucunda oluşan taraçalar, yelpazeler, sarplıklar ve üçgen yüzeyler gibi morfolojik unsurlar ise bunların ikincil sonuçlarını yansıtır. Hurtrez ve diğ., (1999) yükselme hızının düşük olduğu alanlarda drenaj alanındaki değişikliklerin hipsometri üzerinde önemli rol oynadığını ancak yükselme hızının yüksek olduğu alanlarda ise hipsometri üzerinde etkili olan etmenlerin drenaj havzasındaki değişimler değil tektonik kontrolün olduğunu vurgulamışlardır. Çalışma alanından morfometrik analiz için seçilen sekiz havzanın altı tanesi Triyas-

Jura yaşlı kireçtaşları üzerinde diğer ikisi ise Kuvaterner yaşlı Çatalca konglomerası ve Oligosen yaşlı Çukurbağ formasyonu üzerinde akaçlamaktadır. Seçilen dreanj havzalarından elde edilen hipsometrik integral değerleri ile havzaların alanı arasında ilişki olup olmadığını belirlemek amacıyla hipsometrik integrale karşılık havza alanı grafiği çıkarılmıştır (Şekil 3.56). Bu tablodan da görüldüğü üzere havzaların gelişiminde alanlarının değil bölgeyi etkileyen tektoniğin etkisi vardır. Aynı zamanda litolojik farklılıkları bulunan havzaların da hipsometrik integral değerinde çok büyük bir farkın olmadığı gözlenmiştir. Morfolojik gelişimini henüz tamamlamayan orta olgunluktaki dreanj havzalarının alanlarının büyüklükleri ile litolojilerinin bağlantılı olmadığı gözlenmiştir.



Şekil 3.56 Çalışma alanından seçilmiş olan dreanj havzalarına ait alan-hipsometrik integral grafiği

3- İklımsel faktörler

Çalışma alanının morfolojik gelişiminde etkili olan iklimsel faktörlerden en önemli ve izlenebilir faktör buzullardır. Çalışma alanında buzul tabanının yaklaşık 3000 metreye kadar indiği eski bir buzul tabanı varlığı ile gözlemlenmiştir. Buzullar çalışma alanındaki aşındırma süreçlerinden en önemlilerinden biridir. Muhtemelen buzulların aşındırđı çökeller daha sonra buzul vadilerinden buzul suları ve akarsular yardımıyla taşınıp çalışma alanındaki iki yelpazenin ve Çatalca konglomeralarının gelişimini sağlamıştır. Türkiye genelinde giderek azalan buzullar çalışma alanında gözlendiği gibi Aladağlar üzerinde de azalma göstermiştir. Buzulların kalkmış olması Aladağlar üzerinde izostazik bir yükselime de neden

olmuş olabilir. Yelpazelerin morfolojik gelişiminde buzulların kalkmasının ve azalmasının, ayrıca giderek kuraklaşan iklimin de etkisi olduğu dūřunılmektedir. Çünkü yelpaze içerisindeki her yeni evrede çökelen malzeme miktarında azalma ve boyutunda küçülme gözlenmiştir. Bu da çalışma alanındaki drenaj havzalarının aşındırma ve depolama gücünün bunları besleyen buzullara bağlı olarak azaldığını dūřündürmektedir.

4 TEKTONİK

Orta Anadolu'da yer alan, Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu Fayları'ndan sonra büyük öneme sahip olan Ecemiş Fayı; doğrultu atımlı sol yönlü karaktere sahiptir. Çalışma alanı içerisinde yaklaşık 100 km uzunluğa sahip olan fay çoğunlukla zon karakteri gösterir. Doğu Torosları kesen ve farklı jeolojik birlikleri karşı karşıya getiren fay üzerinde çeşitli çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmada ise fayın paleotektonik özellikleri üzerinde bir araştırma yapılmamış, aksine Kuvaterner aktivitesi ve bölgenin deprem riski açısından durumu araştırılmaya çalışılmıştır.

4.1 Ecemiş Fayı'nın Aktivitesi ve Yaşına Dair Önceki Görüşler

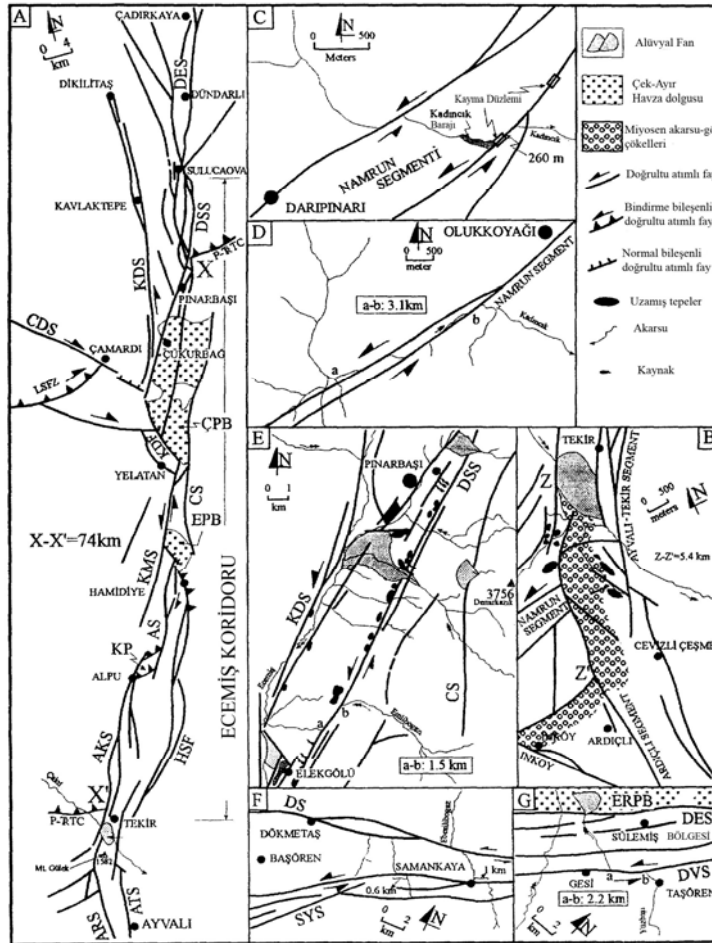
Orta Toroslar'ı kesen ve Toroslar'a ait karbonat istifinin ötelenmesine neden olan Ecemiş Fayı, fay zonu karakterindedir. Bu zonu oluşturan faylar doğuda Cevizlik Fayı, zonun orta kesiminde Ecemiş Fayı ve en batıda ise Çukurbağ Fayı olarak adlandırılan faylardır. Zonu oluşturan bu üç fay birbirine paraleldir. Bu zonun en önemli ve belirgin unsuru orta kesimde yer alan Ecemiş Fayı'dır. Çünkü fayın Kuvaterner birimleri üzerindeki izi hem uydu görüntüsü ve hava fotoğraflarında hem de morfolojide net olarak gözlenmektedir. Bu da Ecemiş Fayı'nın aktivitesi açısından önemli bir ölçüttür. Çalışma alanı içerisinde Ecemiş Fayı'nın uzanımı kuzeyde Yahyalı'nın yaklaşık 15 km kuzeybatısından başlar ve güneyde Pozantı ilçesine kadar devam eder. Yaklaşık K25D doğrultusuna ve 100 km uzunluğa sahip olan doğrultu atımlı sol yanal atımlı fayın karakteri, yaşı ve atımına dair daha önce yapılmış çalışmalardan elde edilmiş birçok görüş vardır ki aşağıda bu görüşlere değinilecektir.

Yetiş (1978a) haritaladığı alan içerisinde Ecemiş Fayı'nın 41 km uzunluğa sahip olduğunu, doğrultu atımların bu kadarlık bir alan içerisinde çok az olduğunu hatta bu miktarların fayın toplam atımını yansıtamayacağını ve fayın doğrultu atımlı niteliğinin bölgesel ölçekte olduğunu belirtmiştir. Fayın karakteri hakkında ise fayın Demirkazık kireçtaşlarında gelişmiş olan kıvrımların eksenine dike yakın uzanımlı olmasına ve faya yakın kesimlerde kıvrım eksenlerinin çok az güneye eğimlenmesine

bağlı olarak Ecemiş Fayı'nın sol yönlü doğrultu atımlı, olduğunu belirtmiştir. Yetiş (1978a) Ecemiş Fayı'nın Lütésiyen öncesi oluştuğunu ve 80 ± 10 km lik sol yönlü bir atıma sahip olduğunu savunmuştur. Yazarın fayın yaşı ve atım miktarı hakkındaki bu görüşü ise şu verilere dayanmaktadır. Demirkazık kireçtaşı olarak adlandırdığı birimin dokanağının haritalama alanının içerisinde sadece fayın doğu blokunda olduğunu fakat batı blokunda yer almadığını belirtmiştir. Haritalama alanı dışında ise Bolkar Dağları güneyinde bu dokanağın eşitinin ve daha güneyde ofiyolit dizisi kayalarının varlığını, bu durumun da Ecemiş Fayı'nın en az 80 ± 10 km lik bir doğrultu atımı yansıttığını ifade etmiştir. Lütésiyen yaşlı Kaleboynu formasyonunun fayın her iki blokunda bulunması fakat Orta-Üst Paleosen yaşlı Ulukışla grubu kayalarının yalnız batı blokunda bulunmasına bağlı olarak fayın Lütésiyen öncesinde ve Paleosen sonrasında oluştuğunu belirtmiştir.

Koçyiğit ve Beyhan (1998), uzaktan algılama, hava fotoğrafları, çeşitli ölçekte jeoloji haritalama ve ölçülü stratigrafik kesit yöntemlerini kullanarak yapmış oldukları çalışmalarında Orta Anadolu Fay Zonu olarak adlandırdıkları çok büyük, sol yanal, kıta içi karakterde bir yapının varlığını savunmaktadırlar. Kuzeydoğuda Sivas'ın Düzyayla Kasabası ile güneybatıda Mersin'in Anamur ilçesi arasında uzanan ve Anadolu levhasını vererek kesen bu yapının yaklaşık 730 km uzunluğunda, 2 km ile 80 km arasında değişen genişlikte, KD uzanımlı, aktif, sol yanal doğrultu atımlı bir zon olduğunu belirtmişlerdir. Yazarlar bu zonun, İç Toros Süturunu hem KKD hem de GB yönünde kesen ve Ecemiş Koridoru olarak adlandırılan eski bir paleotektonik yapının Plio-Kuvaterner döneminde yeniden aktive olması ve yayılması sonucunda oluştuğunu belirtmiştir. Ayrıca bu büyük zonun 24 farklı segmente ayırmışlar ve bu segmentlerin çeşitli miktarlarda değişen atımlara sahip olduğunu ifade etmişlerdir. Ecemiş Fayı'nın da bu zonunun orta kesimini oluşturduğunu, 2 ile 8 km arasında değişen genişliğe, 100 km uzunluğa, 0,9 ile 2,3 km arasında değişen derinliğe ve 22° uzanıma sahip olduğunu belirtmişlerdir. Diğer yandan Ecemiş Fayı'nın Toros silsilesini Orta ve Doğu Toroslar olmak üzere ikiye ayırdığını ve bunları sol yanal yönde 74 km ötelediğine de değinmişlerdir. Orta Anadolu Fay Zonu'nun orta kesimini oluşturan bu çizgisel çukurluğu; büklümlenmesine, basamaklanmasına ve çatallanmasına bağlı olarak Demirkazık-Sulucaova, Cevizlik, Kamışlı, Asaryaylası, Akça-Kızılcık ve Hamidiye-Fındıklı olmak üzere altı segmente ayırmışlardır (Şekil 4.1). Zonun orta kesiminde yer alan Demirkazık-Sulucaova segmenti üzerinde sol

yanal ötelenmeyi tipik olarak gösteren Emliboğazı Deresi'nin 1.5 km atıma sahip olduğunu belirlemişlerdir. Yazarlar Orta Anadolu Fay Zonunun çeşitli segmentleri boyunca atım ölçümleri yapmışlardır. Bunun sonucunda da zonun sadece orta kesiminde bulunan Geç Paleozoik-Erken Mesozoik yapı ve kayaçlarına göre yaklaşık 75 km, Miyosen karasal serilerine göre 4 km ile 24 km, Kuvaterner çökelleri ve çeşitli drenaj sistemlerinden ölçülen atım miktarına göre de birkaç metre ile 3.1 km arasında değişen miktarlarda atım ölçmüşlerdir. Zonun Ecemiş Koridoru olarak adlandırılan eski bir yapının neotektonik dönemde yeniden kuzey-kuzeydoğuya doğru yayılımına bağlı olarak geliştiğini belirtmişlerdir. Zon boyunca paleotektonik ve neotektonik segmentler üzerindeki atım ölçümlerine göre toplam atımın paleotektonik yapılarda 75 km neotektonik yapılarda ise 24 km olduğunu tespit etmişlerdir.



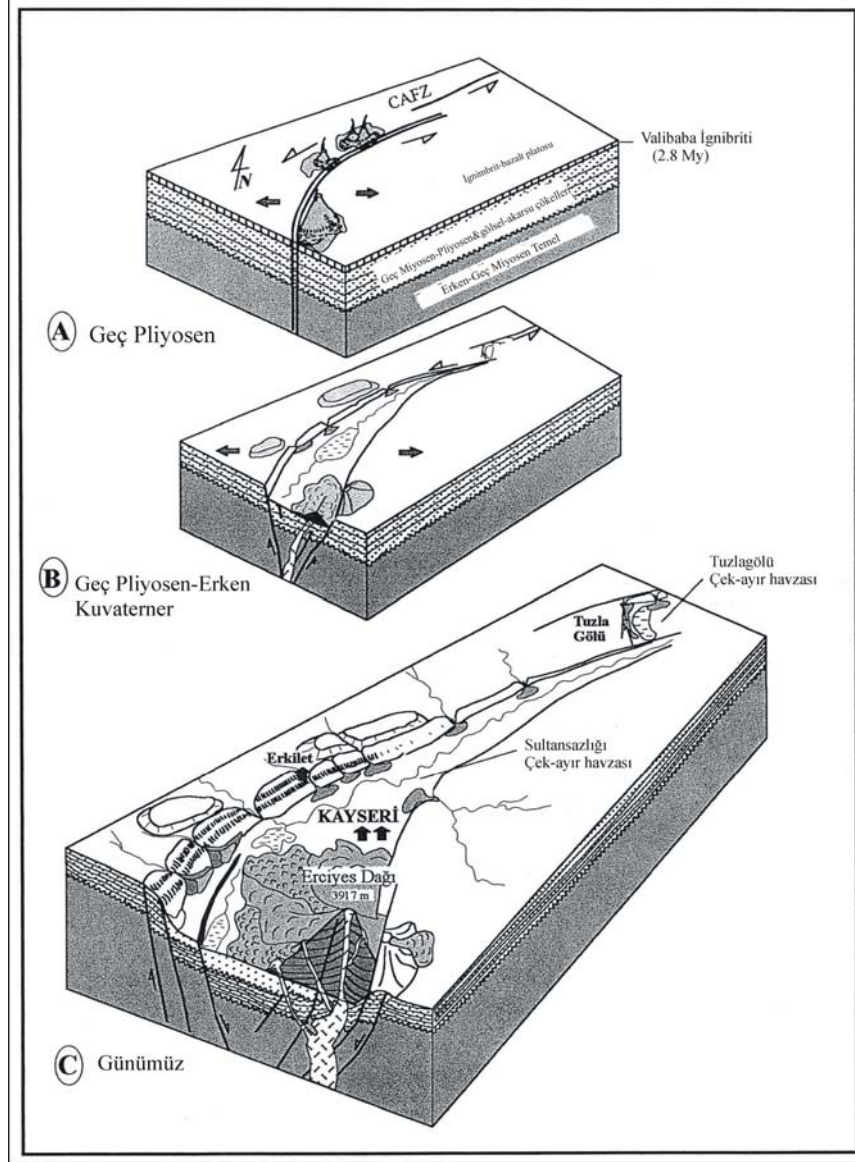
Şekil 4.1 Orta Anadolu Fay Zonu'nun segmentlerini ve bazı atım yapılarını gösteren harita (Koçyiğit ve Beyhan 1998).

Westaway (1999), Koçyiğit ve Beyhan (1998) tarafından yayınlanan makalede bahsettikleri gibi 700 km uzunluğunda bir aktif doğrultu atımlı fay zonunun varlığının doğru olması durumunda birçok önemli şehrin deprem riski altında olduğunu ifade etmiştir. Westaway (1999) üç ana problemin varlığından bahsetmiş ve bunları şu şekilde açıklamıştır. İlk sorun OAFZ'nun birçok yerde gözlenen kollarının daha önceki birçok detaylı çalışmada ya gözlenememiş ya da uzun süredir aktivitesi olmayan eski faylar olarak tanımlanmış olmasıdır. İkinci sorun daha önceki çalışmalarda tatmin edici bir şekilde açıklanmış olan birçok özelliğin Koçyiğit ve Beyhan (1998) tarafından aktif doğrultu atımlı faylanmanın sonuçları olarak yeniden yorumlanmış olmasıdır. Sonuncu sorun ise OAFZ'nun kayma hızı veya fayın başlangıç yaşı için gözlemsel veri sunulmamış olmasıdır. Dolayısıyla Westaway (1999) Koçyiğit ve Beyhan (1998)'in verilerini yeniden değerlendirmeleri gerektiğini savunmuştur.

Dirik (2001) Orta Anadolu'da Geç Miyosen-Pliyosen zamanından beri karmaşık neotektonik deformasyonların meydana geldiğini ve bu dönemde bölgede birçok fay ve kıta içi havzaların ya ilk defa geliştiğini ya da varolanların yeniden harekete geçtiğini belirtmiştir. Orta Anadolu'nun doğu kesiminde güneybatıda Mersin'in batısı ve kuzeydoğuda Sivas arasında yer alan, Orta Anadolu Fay Zonu olarak adlandırılmış, KD-GB uzanımlı, sol yanal, Anadolu'yu verev kesen bir yapının egemen olduğunu ifade etmiştir. Bu zonun orta kesiminde fayın güneye doğru kıvrılması ve sola sıçramasıyla oluşmuş transtansiyonel çöküntülerle karakterize edildiğine değinmiştir. Yazar bu havzalardan Hırka-Kızılırmak (Pliyosen) ve Sultansazlığı Havzası'nın (Pliyo-Kuvaterner) stratigrafisini belirlemiş ve bölgede yüzeyleyen kaya birimlerini Üst Miyosen öncesi temel kayaları, Üst Miyosen Alt Pliyosen volkanik seri, Hırka-Kızılırmak havzasının Pliyosen çökelleri, Pliyosen volkanitleri, Plio-Kuvaterner volkanitleri ve Sultansazlığı havza dolgusu olmak üzere altı gruba ayırmıştır. Orta Anadolu Fay Zonu'nun tektonik evrimindeki ana tektonik olayları yaş sırasına göre şu şekilde açıklamıştır. Orta-Geç Miyosende Orta Anadolu Kristalen Kompleksi ile Pontidlerin çarpışması tamamlanmış ve tüm bölge yüzeye çıkmış, bunun sonucunda da bölge Geç Miyosenden önce erozyon sonucunda çok büyük bir plato şeklini almaya başlamıştır. Geç Orta Miyosen boyunca Arabistan Levhası ile Avrasya Levhasının çarpışmasıyla Bitlis Okyanusu kapanmıştır. Levhaların birbirine yaklaşması Geç Miyosende son bulmuş ve kaçma tektoniğinin

baskın olduğu yeni bir tektonik rejim başlamıştır. Bu dönem esnasında sağ yanal Kuzey Anadolu Fay Zonu ve sol yanal Doğu Anadolu Fay Zonu arasında Anadolu batıya kaçmış ve bunun sonucunda bu ana yapılaraya paralel kıta içi doğrultu atımlı fayların ve Orta Anadolu'da transtansiyonel havzaların gelişimi başlamıştır. Geç Pliyosene kadar gösel ve flüviyal depolanma devam etmiş ve bölge Geç Pliyosende çok büyük bir volkanik platonun oluşmasına neden olan volkanitler tarafından tamamen örtülmüştür. Bu zamanda oluşmaya başlamış ve bölgedeki en genç ve en önemli yapı, kıta içi fay karakterindeki güneye doğru bükülmüş ve sola basamaklı Orta Anadolu Fay Zonudur. Geç Pliyosen-Günümüz zaman aralığında Anadolu'nun devam eden batıya doğru kaçışı bu yapı boyunca sol yanal harekete sebep olmuş ve bu harekete bağlı olarak da fay zonunun güneye doğru büküldüğü kısımlarda ve sola sıçramalarında hafif S şekilli ile paralel kenar arasında değişen transtansiyonel alanlar gelişmiştir (Şekil 4.2).

Çalışma alanının kuzeyinde yer alan Sultansazlığı çek ayır havzası da bu transtansiyonel alanlardan biridir. Yazar bu havzanın genişlemesi esnasında Erciyes stratovolkanında bazaltik püskürmeyi takip eden andezitik volkanik aktivitenin geliştiğini belirtmiştir. Bu bulgulara ve bu yapı üzerinde günümüzde gelişen depremlere göre fayın hala aktif olduğunu ifade etmiştir.



Şekil 4.2 Orta Anadolu Fay Zonu'nda gelişmiş olan Sultansazlığı ve Tuzla havzalarının evrimini gösteren şematik blok diyagramlar (Dirik 2001).

4.2 Ecemiş Fayı'nın Aktivitesi ve Yaşına Dair Bu Çalışmadan Elde Edilen Veriler

4.2.1 Stratigrafik Veriler

Bu bölümde temel birimlerinden ziyade Ecemiş Fayı tarafından etkilenen örtü birimleri ve bu birimler üzerinde fayın oluşturduğu etki üzerinde tartışılacaktır.

Ketin 1966 Türkiye'nin sıradağlarını orojenik gelişme bakımından Pontidler, Anatolidler, Toroslar ve Kenar kıvrımları bölgesi olmak üzere dört gruba ayırmıştır.

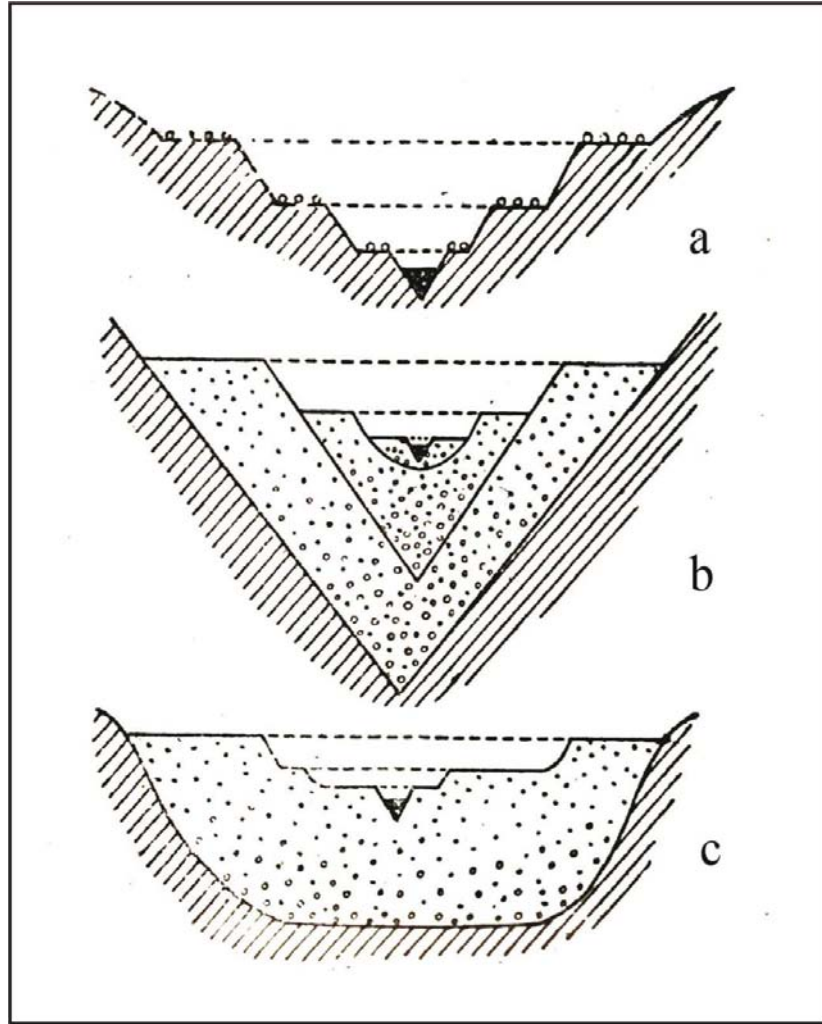
Toroslar ünitesinde Ordovisiyen'den Miyosen sonuna kadar denizel fasiyeste gelişmiş metamorfik olmayan çökellerin bulunduğunu, ilk Alpin orojenik hareketlerin hafif olduğunu fakat şiddetli ve daha etkili orojenik hareketlerin ise Kretase sonunda meydana geldiğini belirtmiştir. Eosen sonunda dağ silsilelerinin mühim bir kısmının su üzerine yükselmesine neden olan orojenik hareketlerin devam ettiğini, Miyosen sonunda da Toroslar'ın tamamen su yüzeyine çıktığını ve orojenik gelişimini tamamladığını belirtmiştir.

Bu çalışmada Oligosen ve sonrasında oluşmuş birimler örtü birimi olarak değerlendirilmiştir. Örtü birimleri çalışma alanında çoğunlukla Ecemiş Fay Zonu'nun oluşturduğu çukurluğu dolduran ve şerit halinde yüzlek veren karasal çökellerdir. Miyosen'e ait gölsel çökeller çalışma alanında çok sınırlı alanda gözlenmektedir. Bu birim eğim atımlı faylarla yükselmiş olan ve Sultansazlığı Havzası'nın batı kenarını oluşturan sırtlar boyunca sınırlı alanda yüzlek verir. Oligosen yaşlı akarsu çökeli olan Çukurbağ formasyonu çalışma alanında en fazla yüzlek veren örtü birimlerinden biridir. Çoğunlukla temel birimleri üzerinde uyumsuz olarak yüzeyler. Konglomera, kumtaşı, kiltası ve marn ardalanımından oluşan birim çalışma alanının orta kesimlerinde çoğunlukla üzerindeki Kuvaterner yaşlı Çatalca konglomeralarının dereler tarafından aşındırılması sonucu vadi içlerinde yüzlek verir. Çukurbağ formasyonunu oluşturan akarsu çökellerinin üzerindeki Çatalca konglomeralarının aşınmasının en önemli sebeplerinden biri bölgenin tektonik etkenler sonucunda yükselmesi, orojenik gelişimini tamamlayıp karasal ortam haline geçmesi ve erozyonel süreçlerin daha aktif duruma gelmesidir.

Kuvaterner yaşlı Çatalca konglomeraları çalışma alanında Ecemiş Fayı tarafından kesilmektedir. Çatalca konglomeraları Demirkazık Köyü'nün kuzeyinden Elekgölü Köyü'ne kadar uzanan, geniş bir yayılıma sahip olan Demirkazık alüvyal yelpazesini oluşturmaktadır. Çatalca konglomeralarından oluşan bir diğer alüvyal yelpaze ise Sulucaova Köyü ile Dünderli Kasabası arasında yer alan Kelerdere alüvyal yelpazesidir.

Çatalca konglomeralarının oluşturduğu her iki yelpazenin gelişiminde de tektonik açıdan üç evrenin var olduğu belirlenmiştir ve buradaki birimlerin üç devresel tip farklı taraça içerisinde çökeldiği gözlemlenmiştir. Devresel tip taraçalar derenin taban seviyesinde meydana gelen değişikliklere bağlı olarak akarsuların yatakları içine gömülmeleri sonucunda oluşan taraçalardır. Bu taraçalar gençleşmiş

topoğrafyaların tanıtıcı unsurlarından biridir ve vadinin iki tarafında karşılıklı bulunurlar (Erinç, 2000, Burbank ve Anderson, 2001). Öte yandan taraçaların yapısının türedikleri vadi tabanının özelliklerine bağlı olduğunu vurgulamıştır. Eğer gençleşme ve yarıлма, üzerinde ince bir alüvyon örtüsü bulunan bir vadi tabanında oluşuyorsa yerli kaya taraçası, kalın bir alüvyal dolgu içerisinde geliyorsa alüvyal veya dolgu taraçaları adını vermiştir (Şekil 4.3).

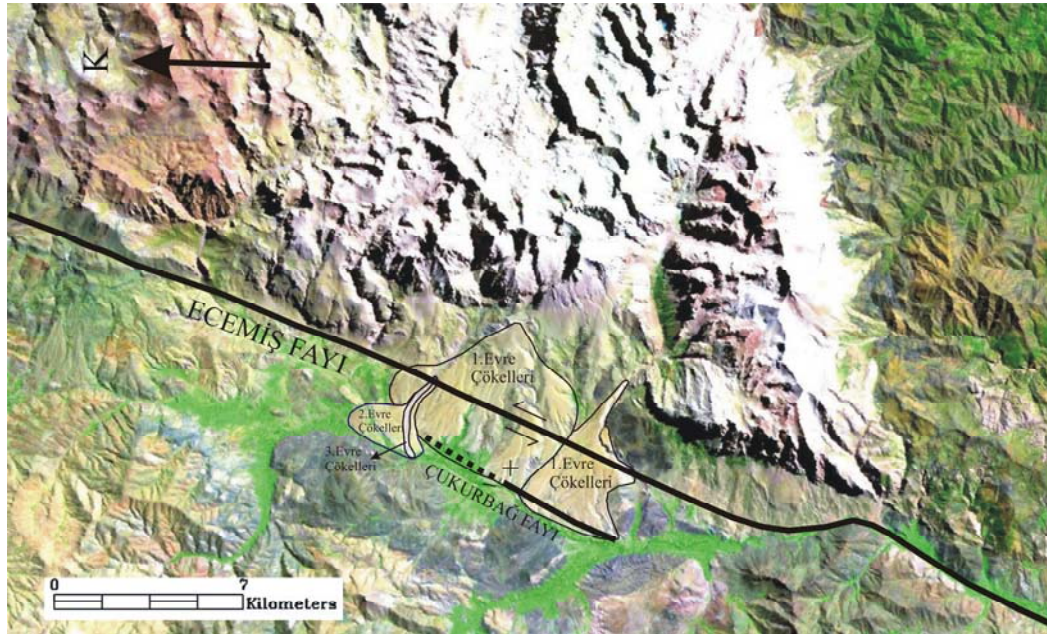


Şekil 4.3 Devresel tipteki taraçaların şematik görünümü (Erinç 2000).a: İnce bir alüvyon ile kaplı yerli kaya taraçaları, b: farklı yaşta iç içe dolgulardan oluşan taraça, c: aynı yaştaki dolgunun yarıłması ile oluşan taraçalar

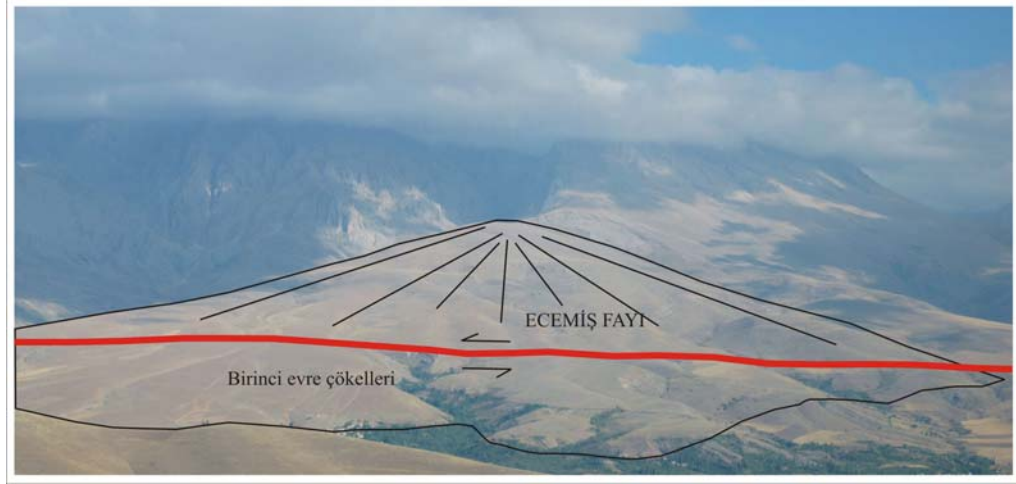
Çalışma alanı içerisinde gelişmiş olan her iki yelpaze içerisinde de dolgu taraçaları tipinde taraça gelişimine rastlanmıştır ve taraçaların üç evrede geliştiği belirlenmiştir. Bu üç evre öncelikle Aladağ karbonat platformunun önünde büyük alüvyal yelpazeyi oluşturan çökellerin depolanması ile başlar ve bu çökeller birinci evre olarak değerlendirilir. Ardından bölgenin yükselmesi ile yelpaze üzerinde gelişmiş olan

yeni derelerin yelpazeyi derine kazması ve içerisindeki çökellerini birinci evre çökelleri üzerinde depolamasıyla ikinci evre gelişir. Üçüncü evre çökelleri ise ikinci evre çökellerinin kazılması ve çökellerin ikinci evre çökeller üzerinde depolanması ile gelişir. Gelişim zamanlarının birbirinden farklı olduğunu düşündüğümüz bu evreler bölgenin tektonik olarak yükseldiğini ve hala az da bu yükselimin devam ettiğini düşündürmektedir.

Bu evreler hem uydu görüntüsünde hem de arazide net bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 4.4). Bu taraçaların gelişimi süresince öncelikle bölge yükselime uğramış ve dereler ana kaya içerisinde derine gömülmüşlerdir. Daha sonra vadiyi dolduran ve Çatalca konglomerası olarak adlandırılmış olan kalın dolgu malzemesi gelişmiştir. Bu da çalışma alanında birinci evre çökelleri olarak sınıflandırdığımız çökelere karşılık gelmektedir. Demirkazık alüvyal yelpazesi olarak adlandırdığımız geniş yayımlı yelpazenin birinci evre çökelleri Torosların yükselimi ile birlikte oluşan dik yamaçların ve derin vadilerin önünde gelişmiştir (Şekil 4.5).



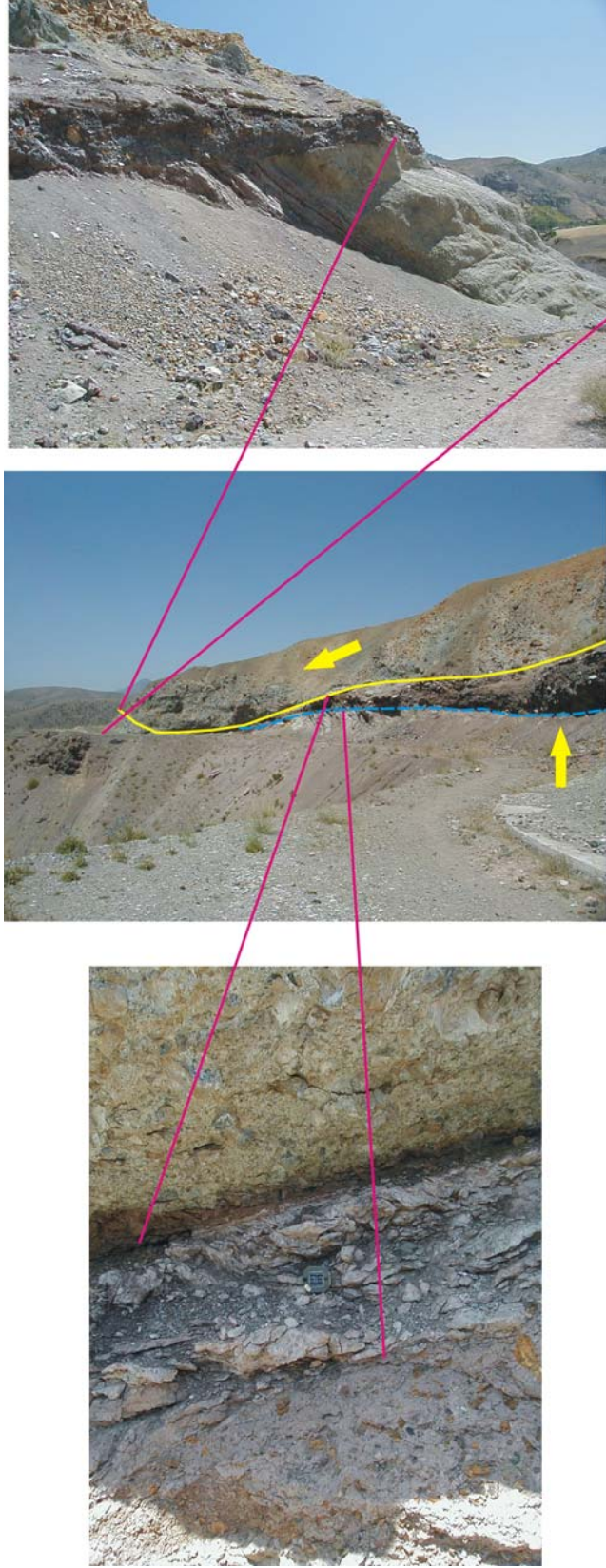
Şekil 4.4 Demirkazık alüvyal yelpazesi gelişim evrelerinin uydu görüntüsü üzerindeki görünümü



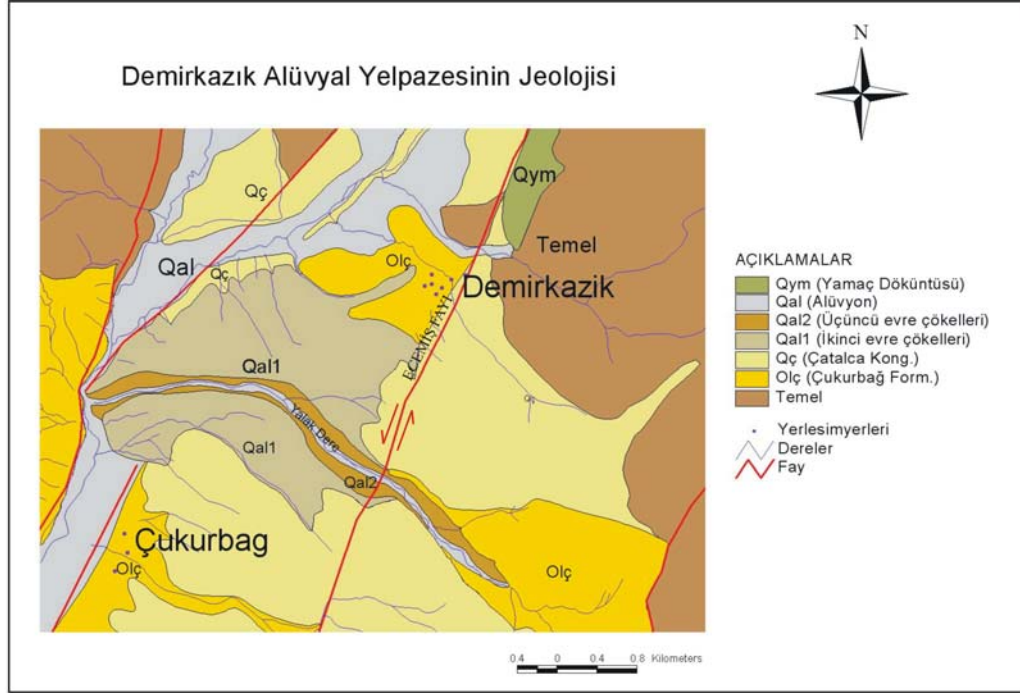
Şekil 4.5 Demirkazık alüvyal yelpazesini oluşturan birinci evre çökellerinin arazi görünümü (Bakış B'dan D'ya doğru)

Birinci evre çökelleri çoğunlukla Aladağların beslediği, iyi çimentolanmış yuvarlak, kötü boylanmalı konglomeralar ile temsil edilirler ve genelde Oligosen yaşlı Çukurbağ formasyonunun üzerinde açılal diskordans ile yer alırlar. Bazı bölgelerde birinci evre çökelleri içerisinde sin-tektmik deformasyonların varlığı dikkat çekmiştir. Örneğin Solaklı Köyü kuzeydoğusunda çakılları çoğunlukla serpantinitten ve kireçtaşlarından oluşan bu birinci evre çökelleri içerisinde kayma yapısının var olduğu gözlenmiştir. Kaymanın olduğu düzlemin altında kırmızı mikritik kireçtaşlarından oluşan Çukurbağ formasyonu açılal uyumsuz olarak bulunmaktadır. Kaymanın uç noktasına doğru alttaki tabakalar ile kayma sınırı arasında kalan malzemede plastik kıvrımların olduğu gözlenmiştir (Şekil 4.6). Bu durum Çatalca konglomeralarının çökeli mi esnasında bu bölgenin batıya doğru eğimlendiğini işaret etmektedir. Öte yandan Çakmak Tepesi'nin kuzeyinden geçen yaklaşık K50°D doğrultulu eğim atımlı bir fay tarafından etkilenen Çatalca konglomeraları yani birinci evre çökelleri normalde yatay çökeller iken burada yaklaşık 75°lik bir eğim kazanır.

Birinci evre çökelleri Ecemiş Fayı tarafından kesilmiş ve devam eden Toros yükseliminin etkisi ile de birinci evre çökelleri yarılmış, üzerinde yeni dereler gelişmiştir. Bu gelişen dereler içerisinde ikinci evre çökelleri birikmeye başlamıştır. Demirkazık alüvyal yelpazesi içerisinde bu yapının gözlenebildiği yegane dere Yalak Deresidir (Şekil 4.7). İkinci evre çökellerinin oluşturduğu genç yelpaze Yalak Deresi'nin ağız kısmında birikmiştir. Dere içerisinde açılan yarmada görünür kalınlığı 7 m olan çökellerin çakılları çoğunlukla Aladağları oluşturan kireçtaşlarıdır.

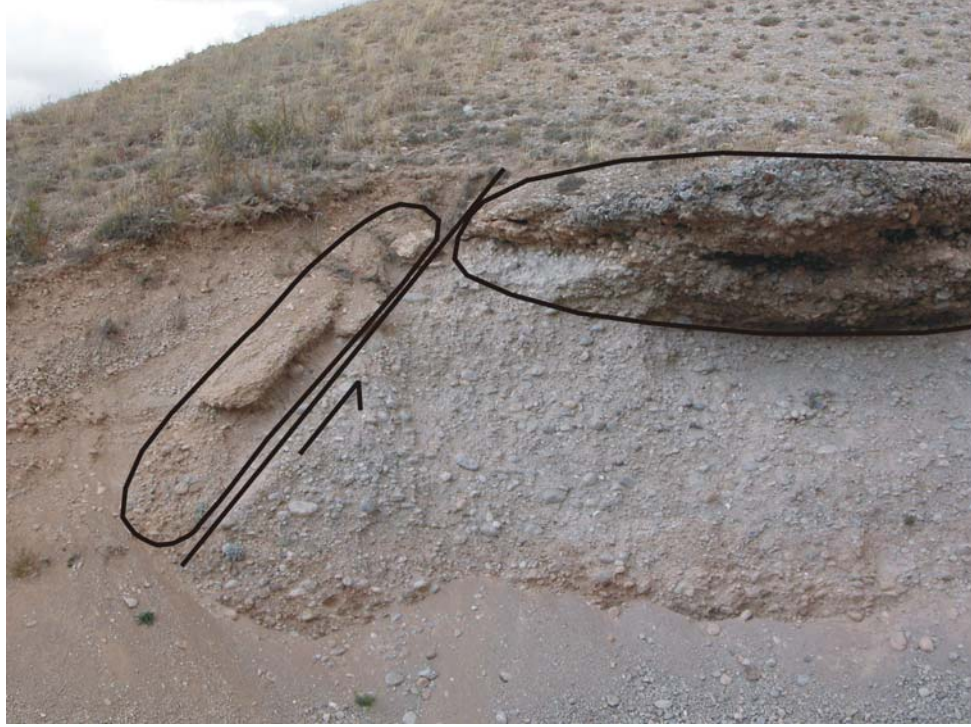


Şekil 4.6 Çatalca konglomeraları (birinci evre çökelleri) içerisinde gözlenen sin-
tektonik deformasyon ve birimin tabanındaki kayma yapısı

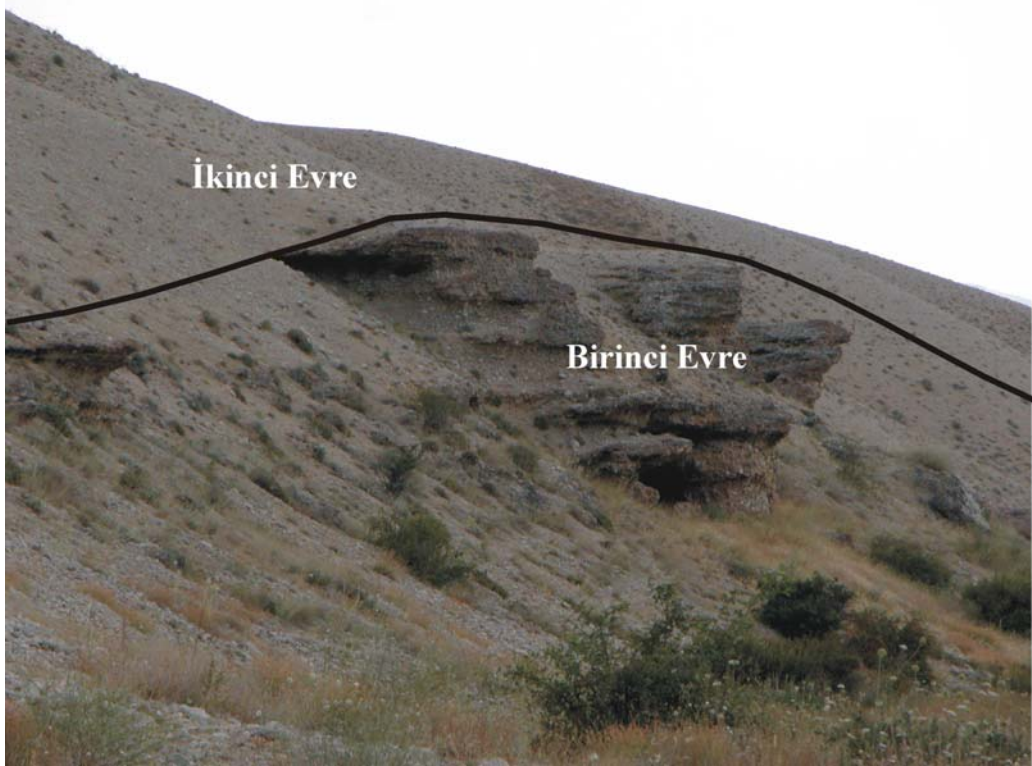


Şekil 4.7 Yalak Deresi içerisinde gelişmiş olan alüvyal yelpazenin detaylı Kuvaterner jeolojisi

Çoğunlukla dolomitik kireçtaşlarından oluşan istif tabanda iri çakıllı, çok kötü boylanmalı, iri taneler yuvarlaklaşmış, küçük taneler ise az yuvarlaklaşmıştır. Tane boyu 0,5-20 cm arasında değişen istif gevşek tutturulmuştur ve matriksi kum-siltten oluşmaktadır. Üste doğru tane boyu küçülen istifin Ecemiş Çay'ının doğu yamacında, Akkaya Tepesi'nin yaklaşık 1.5 km güney doğusunda ve Çukurbağ Köyü'nün yaklaşık 500 metre kuzeyinde birimin yaklaşık olarak 10-15° tıtlendiği gözlenmiştir. Bu tıtlenmeye Ecemiş Fayı'na paralel uzanan ve Çukurbağ Fayı olarak adlandırılan eğim atımlı normal fayın sebep olduğu düşünülmektedir. Bu çökeller içerisinde Çukurbağ Fayı etkisinde gelişen sin-sedimanter deformasyonlarda net bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 4.8). Öte yandan Ecemiş Çayı'nın doğu yamacında ikinci evre çökellerinin birinci evre çökellerini uyumsuz olarak örttüğü de gözlenmiştir (Şekil 4.9).



Şekil 4.8 Ecemiş Çayı'nın doğu yamacında, ikinci evre çökelleri içerisinde gözlenen sin-sedimanter deformasyonlar (Bakış yönü GB'dan KD'ya doğru)



Şekil 4.9 Ecemiş Çayı'nın doğu yamacındaki birinci evre çökelleri ile üzerinde diskordan olarak bulunan ikinci evre çökellerinin görünümü (Bakış KB dan GD ya doğru)

Daha ileriki aşamada bu ikinci evre çökelleride tekrar yarılarak içerisinde akan dereler tarafından üçüncü evre çökelleri oluşturulmuştur. Bu çökeller tutturulmamış çakıl ve kumlardan oluşmaktadır. Günümüzde akan dereler bu çökeller içerisinde akmakta ve alüvyonların çökelimini sağlamaktadır.

Yukarıda bahsedilen evrelerin hepsi Kelerdere alüvyal yelpazesinde de gözlenmiştir (Şekil 2.25). Kelerdere alüvyal yelpazesinin kaynak kesimi Minas Deresi içerisinde olup Dünderlı Kasabası'na doğru yayılım gösterir. Kaynak kesiminde yaklaşık doğu batı doğrultulu iken Sulucaova Köyü'nün kuzeyinde kuzey güney uzanımına sahip olur. Muhtemelen bu yelpazenin gelişiminde tektonik ve buzulların etkisi söz konusudur. Yaklaşık 1 km genişliğe ve 9 km uzunluğa sahip olan bu yelpazenin gelişimi de Demirkazık alüvyal yelpazesinde bahsedildiği gibi öncelikle Torosların yükselimi esnasında derelerin ana kaya üzerinde derine gömülmesi ve daha sonra bu derelerin ağız kısmında yelpaze çökellerinin birikmesiyle başlamıştır. İkinci evrede bölge tekrar yükselmiş ve birinci evre çökelleri içerisinde çökelen ikinci evre çökellerine göre daha yukarıda kalmışlardır. Dolayısıyla ikinci evre çökelleri de dere içerisindeki taraçaları oluşturmuşlardır (Şekil 4.10).



Şekil 4.10 Minas Deresi içerisinde gelişmiş olan taraçaların görünümü (Bakış yönü KD'dan GB'ya doğru).

Kelerdere alüvyal yelpazesi içerisindeki üçüncü evre çökelleri de ikinci evre çökellerinin yeniden kazılması ve bu esnada içerisinde akan derelerin çökel biriktirmesi ile oluşmuş tutturulmamış çakıl ve kumlardır. Yaklaşık 3 metre kalınlığa sahip olan bu birim içerisinde güncel dereler akmakta ve güncel alüvyon depolanmasına katkıda bulunmaktadır (Şekil 4.11).

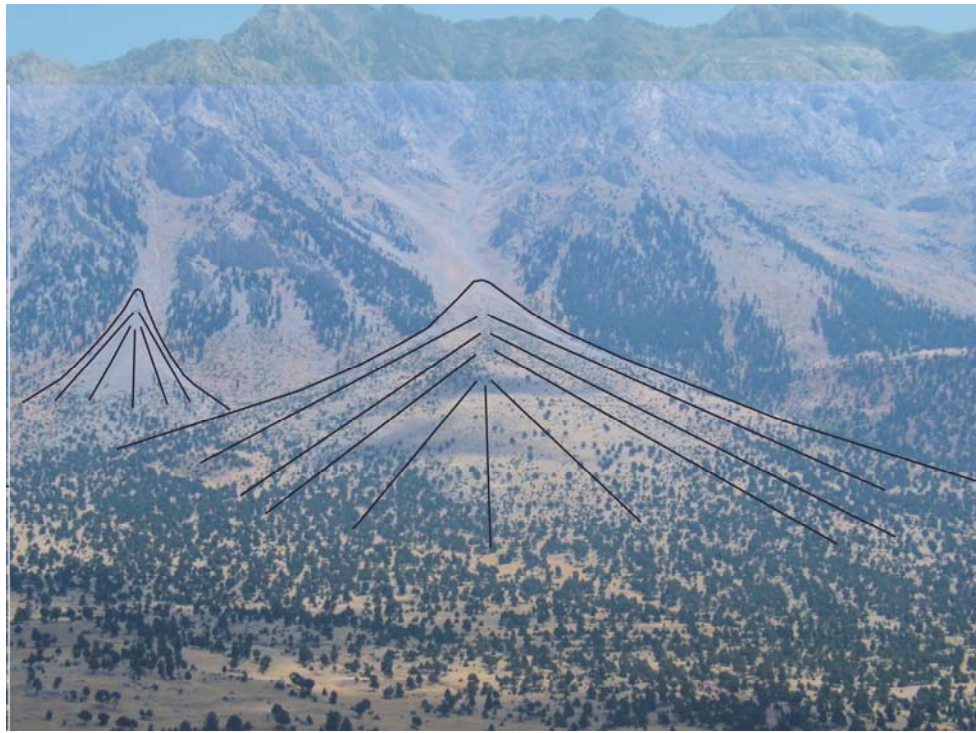
Yelpazelerin çökeline etki eden diğer bir faktör de bunlar buzul ve iklimdir. Çünkü her iki yelpazede de bu kadar geniş ve kalın yelpazeyi oluşturacak drenaj ağının var olmadığı gözlenmiştir. Özellikle Kelerdere yelpazesinin oluşumunu sağlayan derelerin yelpaze oluşturacak kapasitede olmaması iklimin ve özellikle de buzulların büyük bir etkisi olduğunu düşündürmüştür. Kelerdere yelpazesini oluşturan Minas Deresi'nin menba kısmında yoğun buzul morfolojisinin gözlenmesi de bu düşüncüyü desteklemiştir.

Demirkazık ve Kelerdere alüvyal yelpazelerinde bir sonraki evrenin çökellerinin kalınlığının bir önceki evreye göre daha az ve yelpazeyi oluşturan tanelerin daha yuvarlak ve küçük olması dikkat çekicidir. Bunun sebebi de yukarıda da belirtildiği gibi olasılıkla yelpazeleri oluşturan evrelerin farklı nedenlere bağlı olması ya da tektonik yükselmenin hızının azalmış olmasıdır.



Şekil 4.11 Kelerdere içerisinde gelişmiş olan üçüncü evre çökelleri ve içerisinde akan güncel derenin görünümü (Bakış yönü D'dan B'ya doğru, ölçek 1.5 m).

Çalışma alanında Ecemiş Fayı'nın aktivitesini gösteren bir diğer stratigrafik veri ise yamaç döküntülerinin varlığıdır. Doğuda Aladağların batıda ise Bolkar Dağları'nın oluşturduğu sarplıklar önünde çökelen yamaç döküntüleri çalışma alanı içerisinde birçok yerde gözlenmektedir. Çalışma alanının bazı kesimlerinde ise güncel alüvyal yelpazeler ile girift durumdadır (Şekil 4.12). Geniş yayılıma sahip olan birimin kalınlığı değişkendir. Birimin görünür kalınlığı kimi yerde birkaç metre iken kimi yerde de yaklaşık 10-15 metreye ulaşabilmektedir. Homojen olmayan, küt köşeli, kötü boylanmalı çakıllardan oluşan birim temeli oluşturan kireçtaşlarını uyumsuz olarak örter ve kireçtaşlarının oluşturdukları boşluklara sıvanmış bir görünümü vardır.



Şekil 4.12 Aladağların sarplıkları önünde güncel alüvyal yelpazeler ile girift durumda olan yamaç döküntülerinin görünümü (Bakış yönü B'dan D'ya doğru)

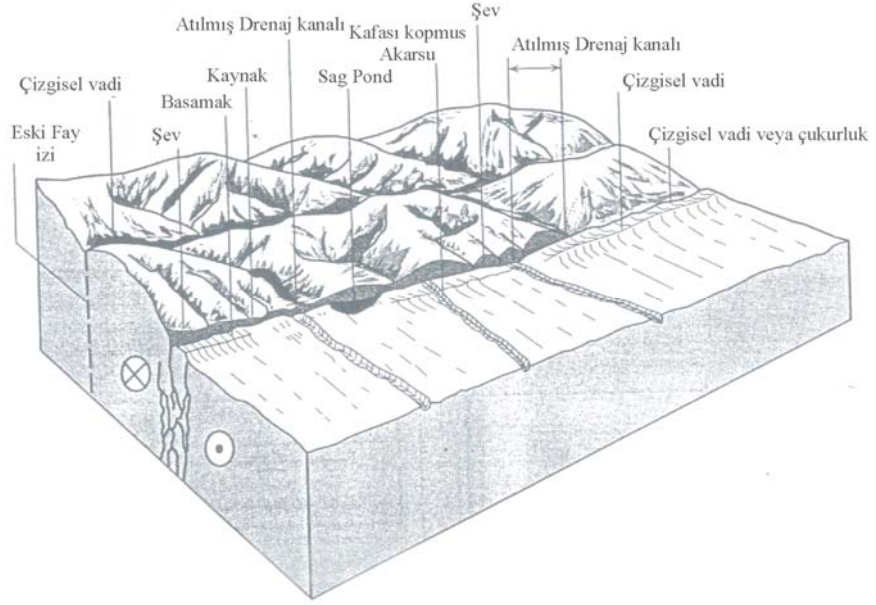
Geç Pleistosen dönemi boyunca Günz (0.6 my), Mindel (0.35-0.25 my), Riss (0.2-0.125 my) ve Würm (0.07-0.01 my) buzul dönemleri ve bu buzul dönemleri arasında üç de buzul arası dönem yaşanmıştır. Son buzullaşma yaklaşık 10 000 yıl önce sona ermiştir. Dünyada hüküm süren ve son buzul çağı olan Würm Türkiye'de de etkisini göstermiştir. Buzul çağıının sona ermesi ve buzulların erimesiyle yüksek enerjili su akımları meydana gelmiştir. Bölgede bulunan Çatalca konglomeraları da bu akıntıların taşıdıkları çökellerin depolanması ile meydana gelmiştir. Dolayısıyla

Çatalca konglomeralarının ilk evresinin çökelişi yaklaşık 10000 yıl önce tamamlanmıştır. Daha sonra Çatalca konglomeraları bölgeyi etkisi altında bulandıran Ecemiş Fayı tarafından kesilmiştir. Ayrıca Çatalca konglomeralarının oluşturduğu alüvyal yelpaze içerisinde üç adet seki gelişiminin olduğu gözlemlenmiştir. Bu verilere bağlı olarak da Ecemiş Fayı'nın Kuvaterner'de aktivitesinin var olduğunu söyleyebiliriz.

4.2.2 Morfolojik Veriler

Aktif doğrultu atımlı faylar tarafından geliştirilen başlıca karakteristik yerşekilleri çizgisel vadiler, yön değiştirmiş ve atıma uğramış akarsular, sıralı tepeler veya uzamış sırtlar (shutter ridges), fay şevleri, çöküntü gölleri, kaynaklar, sekiler, üçgen yüzeyler ve basınç sırtlarıdır (Şekil 4.13). Çalışma alanı içerisinde de Ecemiş Fay Zonu boyunca yukarıda sayılan özelliklerin hemen hemen hepsini görmek mümkün olmuştur. Bu bölüm de içerisinde Ecemiş Fayı'nın aktivitesini gösteren bu morfolojik yapılardan bahsedilecektir.

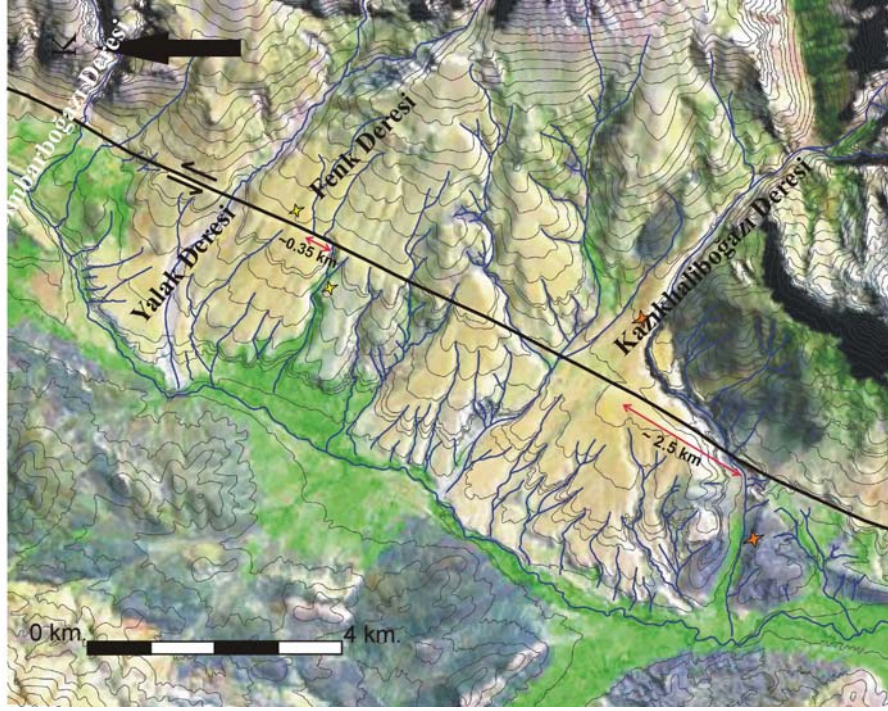
Çalışma alanını içerisinde doğrultu atımlı fay morfolojisini ifade eden çizgisel vadilere en güzel örnek günümüzde Ecemiş Çayı'nın içerisinde aktığı derin ve çizgisel vadidir. Ecemiş Çayı çalışma alanının drenaj sistemi içerisinde bölgenin güney kesiminde akaçlayan ana deredir ve Aşçıbekirli Köyü'nün hemen doğusunda Körkün Çayı adını alır. Çalışma alanı içerisinde yaklaşık 60 km uzunluğa sahip olan derenin başlangıcı Pınarbaşı'nın hemen güneyinde, Ecemiş Fayı ile kireçtaşları arasındaki dokanaktan çıkan ve karstik bir kaynak olan Ecemiş pınarıdır. Ecemiş Fayı boyunca da birçok kaynağın varlığı gözlemlenmiştir. Kuzey kesimindeki ana dere ise Aladağlardan doğup önce KB-GD yönünde akan daha sonra Kelerdere mevkiinde KG yönüne dönerek bu istikamette Sultansızlığı Havzası'na kadar akışını devam ettiren ve yine çizgisel bir hat boyunca akış gösteren Minas Deresi'dir. Bu iki akaçlama sistemini birbirinden ayıran su bölümü çizgisi batıda Niğde masifi üzerindedir. Bulduruç Mevki'ne kadar Niğde masifi üzerinde devam eden su bölümü çizgisi burada Çatalca konglomeraları üzerinde yer alır. Fayın doğu kesiminde ise kireçtaşları içerisine girer ve eski bir buzul yatağı içerisinde sonlanır. Kuzeydeki drenaj sistemi Sultansızlığı Ovası'nı güneydeki sistem ise Adana Havzası'nı besler.



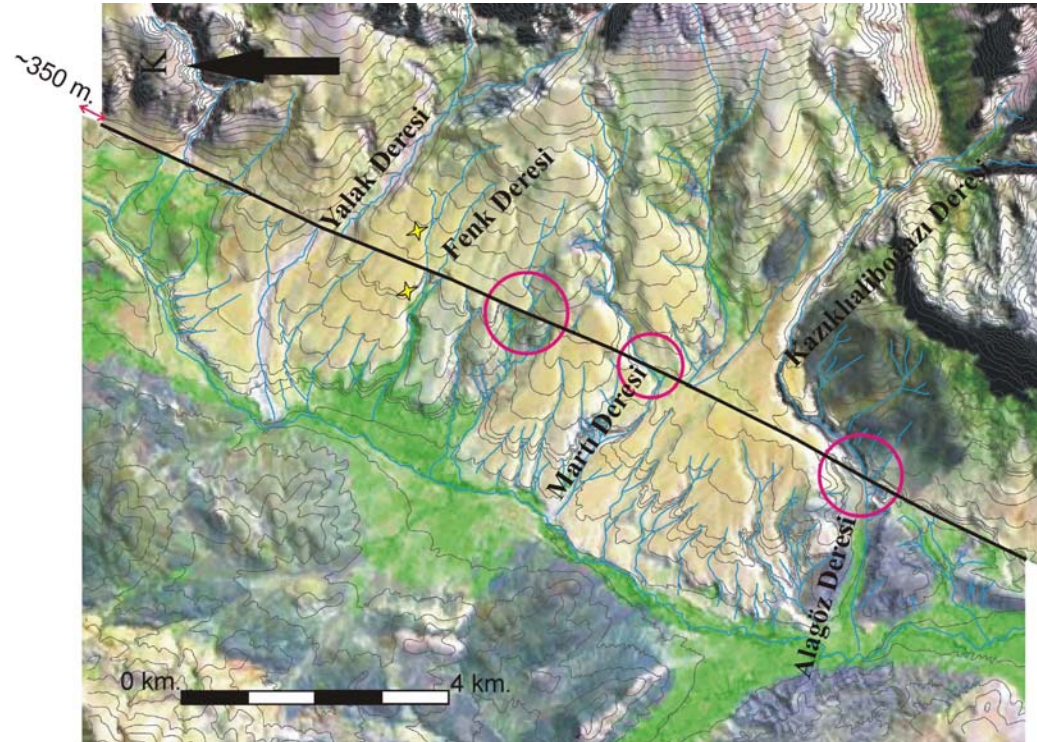
Şekil 4.13 Doğrultu atımlı fay morfolojisi (Burbank ve Anderson, 2001).

Çalışma alanındaki doğrultu atım morfolojisini ifade eden ötelenmiş ya da yön değiştirmiş dereler tipik olarak Demirkazık ile Elekgözü Köyleri'nin yer aldığı M 34-a4 paftasında gözlenir (Şekil 4.14). Kuvaterner birimleri üzerinde akaçlayan bazı dereler Ecemiş Fayı tarafından ya ötelenmiş ya da yön değiştirmiştir. Yön değiştirmiş derelere ön güzel örnek Fenk Deresi ve Kazıklıliboğazı Deresi'dir. Bu derelerden ilkinde gözlenen ötelenme yaklaşık 350 m. ikincisinde ise yaklaşık 2,5 km kadardır (Şekil 4.15). Yön değiştirmiş derelere diğer örnekler ise Su Deresi, Körköprü Deresi ve Totari Deresidir. Bu derelerin yön değiştirmesinde en büyük etken fay tarafından önlerine getirilmiş olan sırtları aşamamalarıdır. Dolayısıyla bu birimleri aşındıramayan dere yön değiştirmek zorunda kalmıştır. Ötelenmiş dereler Şekil 4.16 de görüldüğü gibi Kazıklıliboğazındaki yön değiştirmenin geri çekilmesi durumunda farklı derelerle karşı karşıya gelmektedirler. Bunlarda Cimbarboğazı Deresi'ne karşılık gelen Yalak Deresi, Yalak Deresi'ne karşılık gelen Martı Deresi ve Kazıklıliboğazı Deresi'ne karşılık gelen Alagöz Deresidir. Bu derelerin atım miktarıda yaklaşık 2.5km dir (Şekil 4.16).

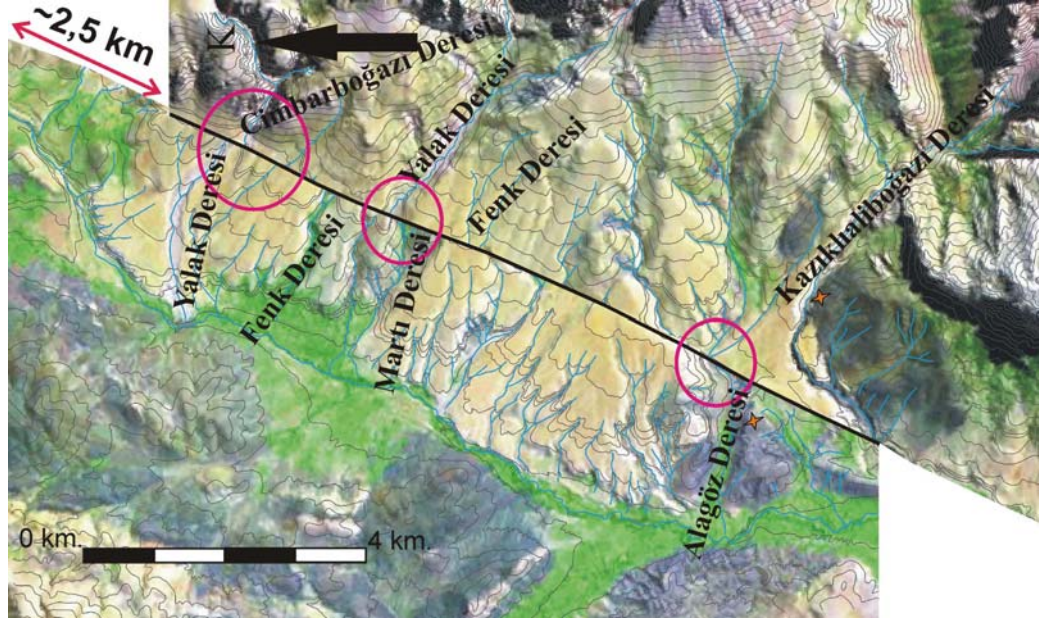
Bu yapılan geri çekme işlemi ile elde edilen sonuçlara göre de Kuvaternerden beri Ecemiş Fayı'nın morfolojiyi etkilemiş atımı yaklaşık 350 m. maksimum toplam atımı ise yaklaşık 2.5 km dir.



Şekil 4.14 Demirkazık alüvyal yelpazesinin geri çekme işlemi yapılmadan önceki hali

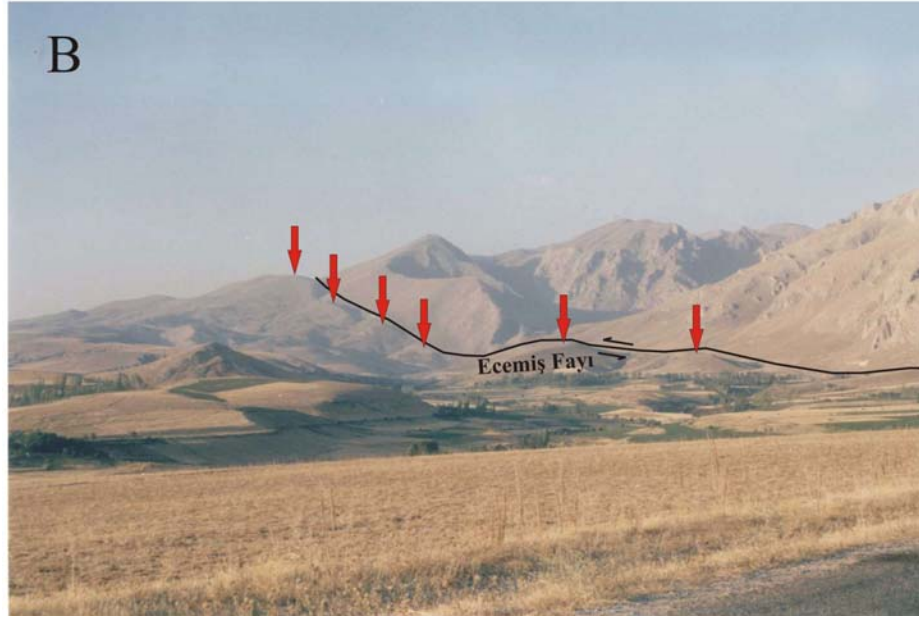


Şekil 4.15 Demirkazık alüvyal yelpazesinin Fenk Deresi'nde gözlenen dönme esas alınarak yapılan geri geri çekme sonucunda elde edilen durumu ve ötelenen dererin görünümü



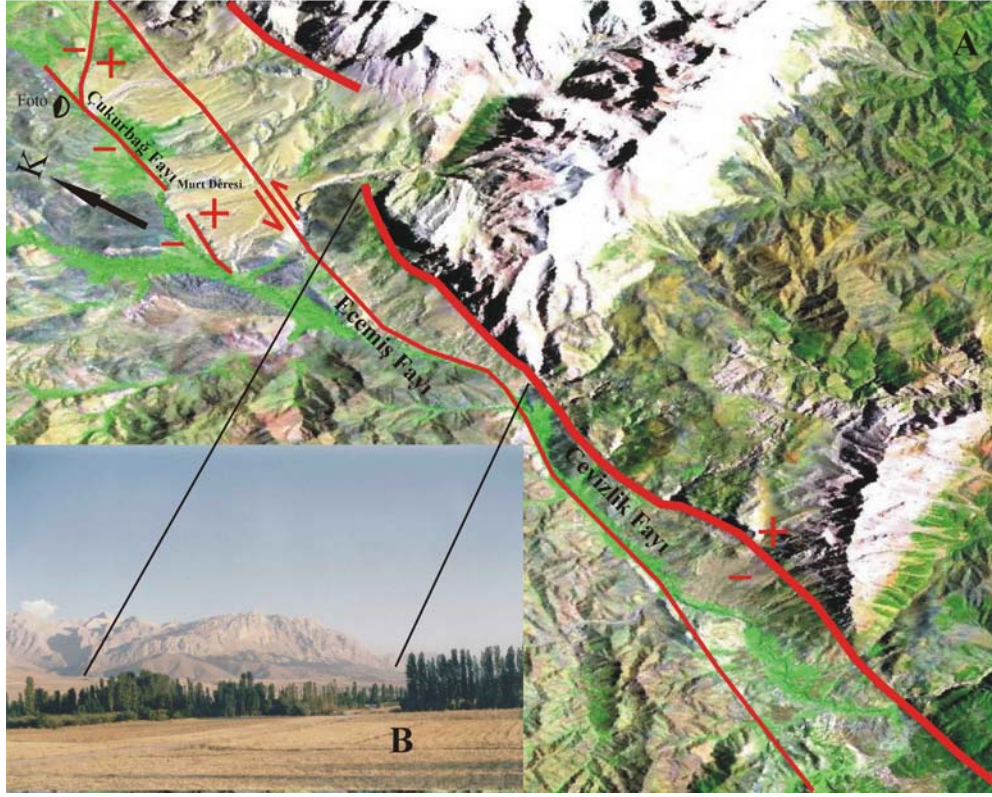
Şekil 4.16 Demirkazık alüvyal yelpazesinin Kazıkıralıboğazı Deresi'nde gözlenen dönme esas alınarak yapılan geri çekme sonucunda elde edilen hali ve ötelenen derelerin görünümü

Doğrultu atımlı faylarda gelişen morfolojik unsurlardan bir diğeri ise sıralı veya uzamış tepelerdir. Bu morfolojik unsurlara da çalışma alanı içerisinde sık bir şekilde rastlanır. Ecemiş Fayı boyunca yer alan sıralı tepeler kuzeyden güneye doğru Tülüce Tepesi, İkitepeler, Kuyulu Tepesi, Göktepe, Karagüney Tepesi, Üçtepeler, Fenkbaşı Tepesi, Tülüçüpınar Tepesi, Kırmızı Tepesi ve Körpınar Tepesidir. Bu tepeler Ecemiş Fayı'nın batı kenarı boyunca dizilmişlerdir ve morfolojik olarak fayın batısı doğusuna göre yaklaşık 10-15 m. yüksektedir (Şekil 4.17). Yetiş (1978a) bu yükseklik farkının fayın düşey yönde olan son hareketi esnasında geliştiğini ifade etmiştir.



Şekil 4.17 Ecemiş Fayı boyunca gelişmiş olan sıralı tepelerin görünümü (A-Yalak Deresi'nin güney yamacı. Bakış yönü KB'ya doğru, B- Ecemiş Fayı'nın Hurç Dağı ve Demirkazık Köyü arasında kalan kesimi Bakış yönü KD'ya doğru)

Çalışma alanında gözlenen bir diğer morfolojik unsur ise fay şevleridir. Bu unsurlara en güzel örnek Aladağlar'ın oluşturduğu sarp morfolojinin önünde gelişmiş olan fay şevleridir. Cevizlik Fayı olarak adlandırılan eğim atımlı fay olasılıkla Torosların Üst Miyosen'deki yükselimi esnasında gelişmiş olup Ecemiş Fayı'nın doğusunda ve bu faya paralel olarak uzanır. Cevizlik Fayı'nın oluşturduğu şevler uydu görüntüsü ve arazide bariz bir şekilde gözlenebilmektedir (Şekil 4.18).



Şekil 4.18 Çalışma alanı içerisinde gözlenen Cevizlik Fayı'nın oluşturduğu şevlerin görünümü (A-DEM giydirilmiş uydu görüntüsü, B-Arazi görünümü. Bakış yönü GD'ya doğru.)

Bir diğer fay şevi ise yine Ecemiş Fayı'na paralel uzanan fakat batısında yer alan Çukurbağ Fayının oluşturduğu şevdir. Eğim atımlı fay karakterindeki Çukurbağ Fayı'nın çizgiselliği kısmen Ecemiş Çayı'nın aktığı çukurluk içerisinde kısmen de Kuvaterner yaşlı Çatalca konglomeraları üzerinde gözlenir. Bu çizgisellik arazide ve uydu görüntüsünde belirgin bir şekilde izlenebilmektedir. (Şekil 4.18). Demirkazık Köyü'nün yaklaşık 1.5 km batısında K45°D doğrultusunda uzanan Çukurbağ Fayı burada yaklaşık 3 km uzunluğa sahiptir ve üçgen yüzeylerin gelişimine neden olmuştur (Şekil 4.19).

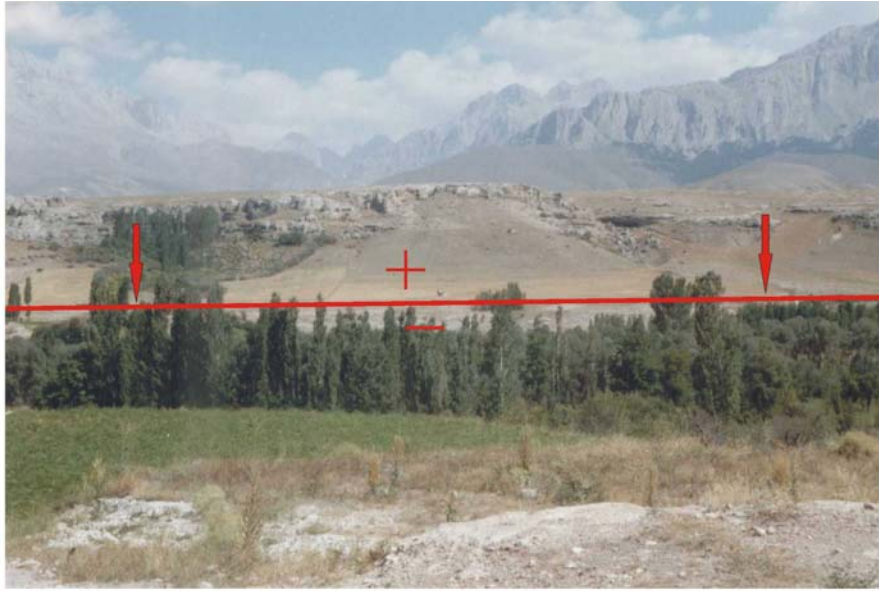


Şekil 4.19 Çukurbağ Fayı tarafından geliştirilmiş olan üçgen yüzeylerin görünümü (Bakış yönü KB'dan GD'ya doğru)

Çukurbağ Fayı daha sonra Çukurbağ Köyü'nün batısında, Murt Deresi'ne kadar Ecemiş Çayı içerisinde ilerler. Bu esnada Çatalca konglomeralarının ikinci evre çökellerini kesmiş ve bunlarda tiltlenmeye neden olmuştur. Murt Deresi'nden sonra Kuvaterner yaşlı Çatalca konglomeraları içerisinde ilerlemeye başlar ve bu birimi yaklaşık 10–15 metre düşey atıma uğratar (Şekil 4.20).

Çalışma alanında gözlenen bir diğer morfolojik unsur sekilerdir. Yukarıda stratigrafik veriler başlığı altında anlatıldığı gibi bölgenin tektonik aktivitesini gösteren seki sistemleri kuzeyde Kelerdere ve güneyde Yalak Deresi içerisinde gelişmiştir. Bu iki dere içerisindeki seki sistemlerinin stratigrafik ve morfolojik özellikleri araştırılmış ve bu çalışmalar sonucunda sekilerin üç evrede geliştiğini belirlenmiştir (Şekil 2.35). Bu gelişim evrelerinin evrimi şu şekilde açıklanabilir. 1-) Torosların orojenik yükselimi sonucu bölge karasal özellik kazanmıştır. Oligosen-erken Miyosen boyunca erozyon hakim olmuş ve Toros silsilesinin düzensiz topografyası kısmen yumuşamıştır. Daha sonraki Toros kuşağının yükselimi vadilerin derin kazınmasına neden olmuştur. çalışma alanında Oligosen yaşlı akarsu ve Miyosen yaşlı gölsel çökeller depolanmıştır. Bu çökeller üzerine de temel birimleri üzerinde akan dereler Kuvaterner yaşlı Çatalca konglomeralarından oluşan alüvyal yelpazenin gelişimini sağlamıştır. 2-) Aladağlar önünde çökelen bu alüvyal

yelpaze çökelleri Ecemiş Fayı tarafından kesilmiştir. 3-) Bölge tekrar yükselme uğramış, bu yükselimden dolayı daha önce gelişmiş olan Çatalca konglomeraları dereler tarafından kazılarak üzerinde ikinci evre çökelleri çökelmiştir. 4-) Son aşamada ise bu ikinci evre çökellerinin kazılmasına ve üçüncü evre çökellerinin gelişimine neden olan yükselim meydana gelmiştir. Günümüzde ise bu üçüncü evre çökellerinin üzerinde güncel dereler akaçlamaktadır.



Şekil 4.20 Murt Deresi güneyinde Kuvaterner yaşlı Çatalca konglomeralarını yaklaşık 10-15 m. düşey atıma uğratan Çukurbağ Fayı'nın görünümü (Bakış yönü B'dan D'ya doğru).

4.2.3 Paleosismolojik Veriler

Paleosismoloji, tarihsel depremlerin meydana geldikleri zamanı, yeri ve büyüklüklerini araştıran bir disiplindir. Sismologlar kaydedilmiş aletsel verilerle çalışırken, paleosismologlar eski depremlerin jeolojik kanıtlarını yorumlayarak veri üretirler. Paleosismoloji çalışmalarının Geç Senozoyik'teki kabuk hareketleri üzerine yapılan genel çalışmalardan farkı, daha çok yer şekilleri ve çökellerde depremler esnasında meydana gelen ani deformasyonlar üzerine odaklanmasıdır. Dolayısıyla daha çok fark edilebilir yüzey deformasyonu yaratmış olan depremler üzerinde çalışılabilmektedir. Bu odaklanma uzun bir paleosismik tarihçe içerisinde, tektonik deformasyonların bölgesel modellerini ve belirli fayların sismojenik davranış tarzlarını neotektoniğin çeşitli bakış açılarından algılamamızı sağlar.

Paleosismik araştırmalar detaylı ve çok metotlu bir çalışma gerektirmektedir. Bu metotlar şu şekilde sıralanabilir:

Paleosismik yer şekillerinin haritalanması

- Hava fotoğraflarının yorumlanması
- Yüzey deformasyonunun belirlenmesi ve haritalanması
- Detaylı topoğrafik haritalama (mikrotopoğrafya)
- Topoğrafik profil alma (şevlerin düşey atımının ve aşamalı gelişimin belirlenmesi)

Paleosismik stratigrafinin haritalanması

- Trench (fay kazısı)
- Jeofizik teknikleri (Sismik yansıma, gravite, GPR, VLF, elektrik, manyetik)

Yaşlandırma teknikleri

- Karbon 14 (C14)
- Termoluminesans
- Uranyum serilerinin yaşlandırılması
- K-Ar
- Kozmojenik yaşlandırma

- Paleontoloji

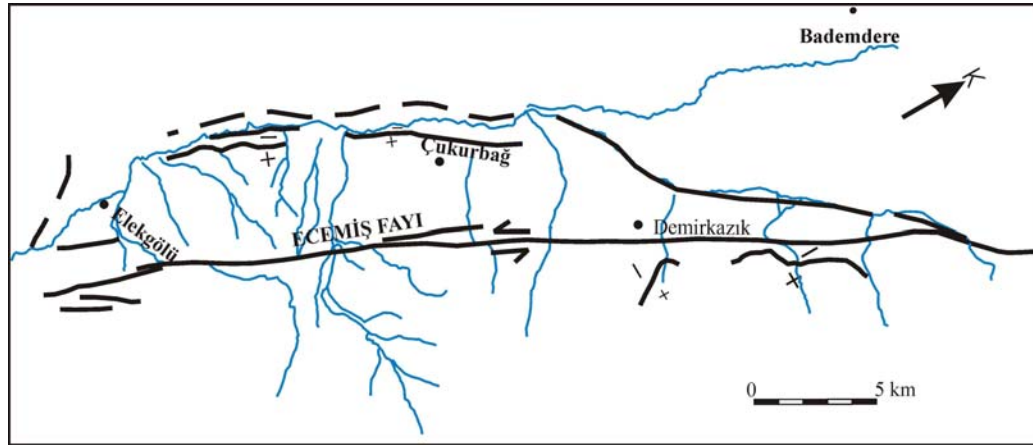
Alt disiplinler

- Arkeosismoloji (eski depremlerin tarihsel yapılardaki etkileri)
- Dendrosismoloji (eski depremlerin ağaçlardaki etkileri)

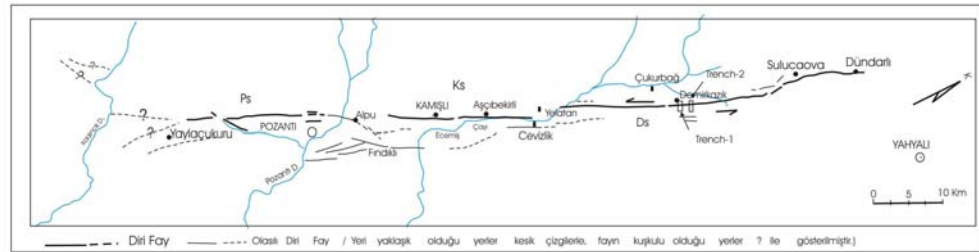
Yukarıda başlıklar halinde sıralanan metotlardan anlaşıldığı üzere paleosismolojik bir çalışmada ilk etapta yapılması gereken inceleme alanının hava fotoğraflarının incelenmesi ve arazi çalışmasıyla birlikte, jeolojik ve neotektonik unsurlarının haritalanmasıdır. Elde edilen bu verilerle bölgedeki fayların konumu ve morfolojide oluşturdukları etkiler ortaya konmuş olacaktır. Sonrasında daha detaya inilerek stratigrafinin haritalanmasına geçilecektir. Eski depremlerin stratigrafide yaratmış olduğu deformasyonları belirlemek amacıyla fay kazısı veya hendek adı verilen kazılarda, yüzeyde görülen deformasyonun yerin içine doğru yapmış olduğu etkiyi incelemek mümkündür. Fay kazısı yönteminde kazının yeri ve yöneliminin amaca ve fayın türüne göre belirlenmesi bu yöntemde başarıya ulaşmada kritik bir noktadır. Atımı belirlemede en iyi lokasyonlar tek ve dar bir fay kolu üzerinde olanlardır. Fay zonu genişledikçe istenilen noktayı yakalamak daha zor hale gelebilir. Kazı yeri, araştırmacının bulmak istediği paleo-deprem sayısına göre de belirlenmelidir. Genç yüzeylerde yapılan kazılarda bir veya iki deprem gözlenebilirken yapılar ve stratigrafi de nispeten basit olacaktır. Öte yandan eski yüzeylerde yapılan kazılarda birçok depremin kümülatif deformasyonları görülürken, farklı depremler birbirinin etkisini karmaşık hale getirebilmektedir. Kazının doğrultusu, fayın atım karakterine göre belirlenir (eğim-atımlı faylarda faya dik, doğrultu-atımlı faylarda faya paralel). Faya dik açılan kazılar çoğunlukla doğrultu-atımlı fay zonunun genişliğini, faya paralel kazılar ise atımı tanımlamak için açılırlar. Eğim-atımlı faylarda ayrı noktalarda tek bir kazı yeterli iken, oblik ve doğrultu atımlı yer değiştirmelerde atımın üç boyutlu bileşenlerini yakalamak amacıyla birçok kazı yapılmalıdır.

Çalışma alanı içerisinde fayın Demirkazık ve Elekgölü Köyü arasında kalan kesiminin geometrisi hava fotoğraflarından ve uydu görüntülerinden belirlenmiştir (Şekil 4.21). Daha sonra fay kazı çalışmaları için arazide bu bölgeler detaylı araştırılmıştır. Bölgede çalışma yapmış olan araştırmacılardan Şaroğlu ve diğ. (2001) Ecemiş Fayı'nın Dünderlı-Yaylaçukuru arasında uzunluğunun 107 km olduğunu, yapısal ve morfolojik özelliklerini göz önüne alarak Demirkazık, Kamışlı ve Pozantı

segmentlerinden oluştuğunu belirtmişlerdir (Şekil 4.22). Bölgede fay kazısı çalışması yapmak için uygun sedimantasyonun olduğu bölgeler oldukça sınırlıdır. Özellikle fayın net olarak gözlemlendiği yerlerde ya genç depolanma yoktur ya da bölge aşınmaya maruz kalmıştır. Fayın belirgin olarak gözlemlendiği Demirkazık segmenti üzerinde sedimantasyonun uygun olduğu düşünülen alanlarda 4 adet fay kazısı çalışması yapılmıştır. Bu kazılardan sadece iki tanesinden veri elde edilebilmiştir.



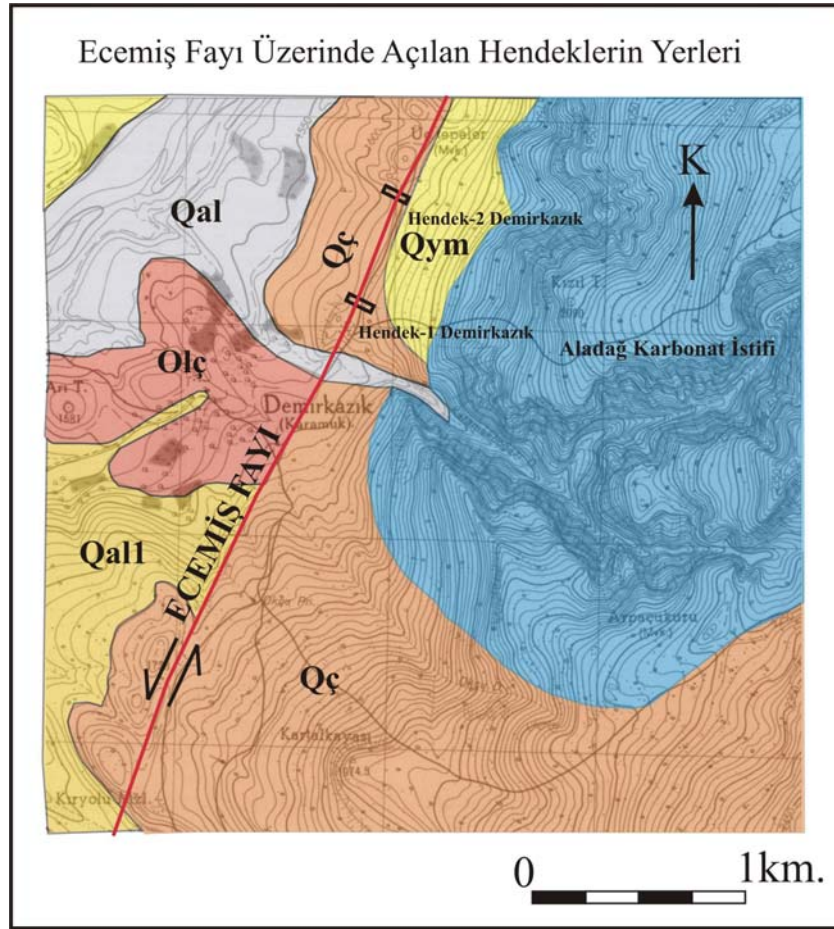
Şekil 4.21 Çalışma alanının hava fotoğrafından üretilmiş olan fay haritası



Şekil 4.22 Çalışma alanının Şaroğlu ve diğ (2001) tarafından yapılmış olan fay haritası

4.2.3.1 Fay Kazısı Çalışmaları

Çalışma alanı içerisinde kuzeyde Sultansazlığı Havzası ve güneyde Pozantı ilçesine kadar uzanan Ecemiş Fayı'nın deprem tekrarlama aralığını ve bölgede deprem olma riskini belirlemek amacıyla fay kazıları yapılmıştır. Kazılar fayın Kuvaterner birimlerini kestiği ve morfolojide izinin en belirgin olduğu orta kesiminde yapılmıştır. Bu kazılardan ilki Demirkazık Köyü'nün hemen kuzeyinde, ikincisi ise Pınarbaşı Köyü'nün güneyinde ve birincisinin yaklaşık 500 metre kuzeyinde yer almaktadır (Şekil 4.23).



Şekil 4.23 Ecemiş Fayı üzerinde açılan hendeklerin lokasyonunu gösteren harita. Bu alanda fayın morfolojisinin belirgin olarak gözlenmesine rağmen bölgede yoğun bir aşınımın da varlığı söz konusudur. Fay kazı çalışması yapılan alan Aladağlar'ın yüksek karbonat silsilesinin hemen önünde yer almakta ve kazı çalışmasına yakın kesimde yoğun yamaç döküntüsü bulunmaktadır (Şekil 4.24).

Yoğun yamaç döküntüsünün hemen önünde açılan her iki hendekte de fayın tekrarlanma aralığını verecek veri elde edilememesine rağmen hendek yerinin geniş bir fay zonu üzerinde olduğu belirlenmiştir. Hendeklerde yapılan gözlemler sonucunda Demirkazık Köyü'nün kuzeyinde Ecemiş Fayı'na dik olarak DB yönünde açılan yaklaşık 12 m uzunluğunda ve 3 m derinliğindeki fay kazısında yaklaşık 8 m genişliğinde bir makaslama zonuna rastlanmıştır (Şekil 4.25 ve Şekil 4.26).



Şekil 4.24 Aladağların yüksek karbonat silsilesi önünde açılan hendek yerlerinin arazideki görünümü (Bakış yönü B’den D’ ya doğru)

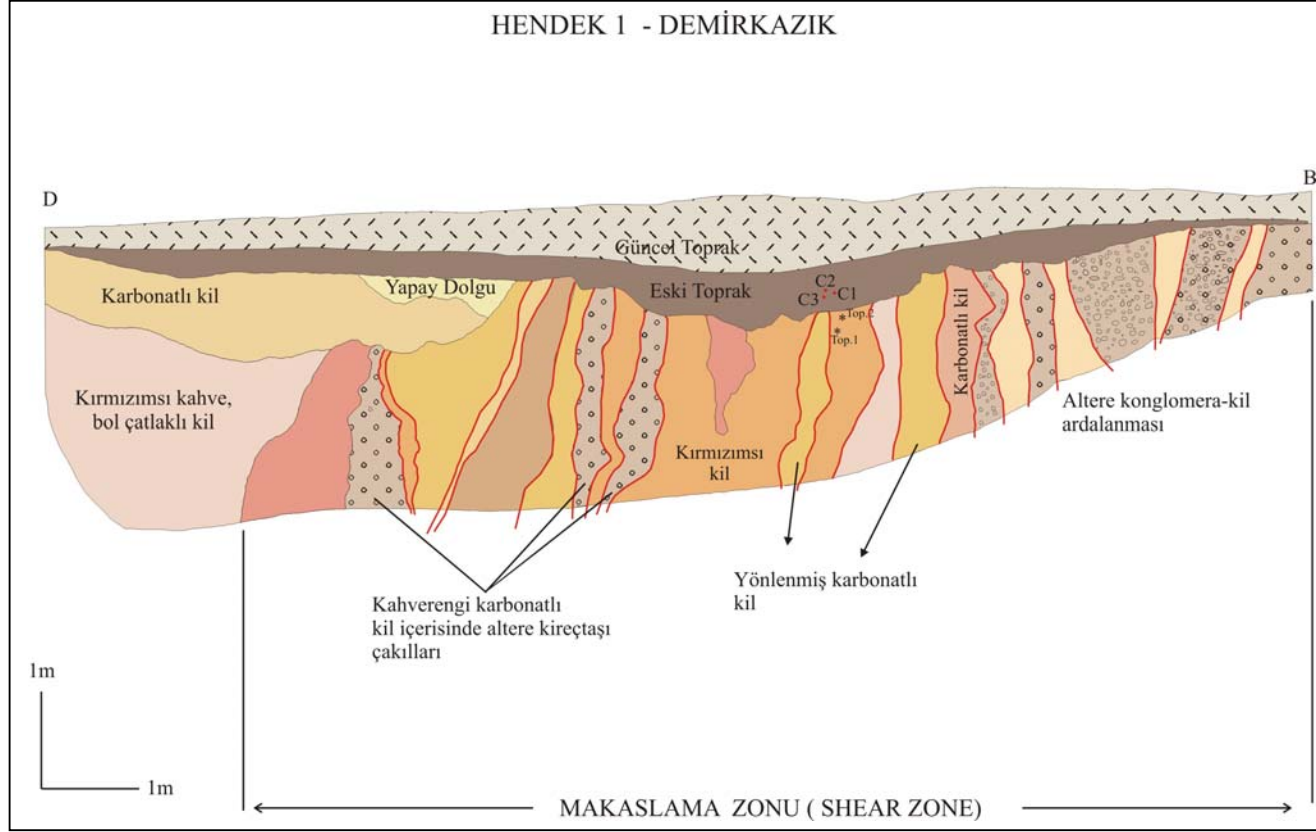


Şekil 4.25 Demirkazık Hendek-1’in güney duvarının 7 ile 11. metreler arasında kalan bölümünün ve makaslama zonunun görünümü



Şekil 4.26 Demirkazık Hendek-1'in güney duvarının ilk 5 m'lik bölümünün görünümü

Yönlenmiş karbonatlı kil ve bol miktarda altere konglomera-kil ar dalanmasının gözlendiği kazıda bir olaya rastlanmıştır (Şekil 4.27). Bu fay kazısından alınan karbon örneklerinin *Poznań Radiocarbon Laboratory*'de yapılan t ayinleri sonucunda 3475 ± 30 ve 3920 ± 35 yaşları elde edilmiştir. Bu yaşların kalibrasyonu sonucunda bir standart sapma hatayla 1890- 1750 M.Ö ve 2490- 2300 M.Ö değerleri elde edilmiştir. Alınmış olan karbon örnekleri makaslama zonunun tamamını örten eski toprak biriminin içinde yer almaktadır. Dolayısıyla buradaki son hareketin günümüzden en az 4000 yıl önce meydana geldiğini söyleyebiliriz.

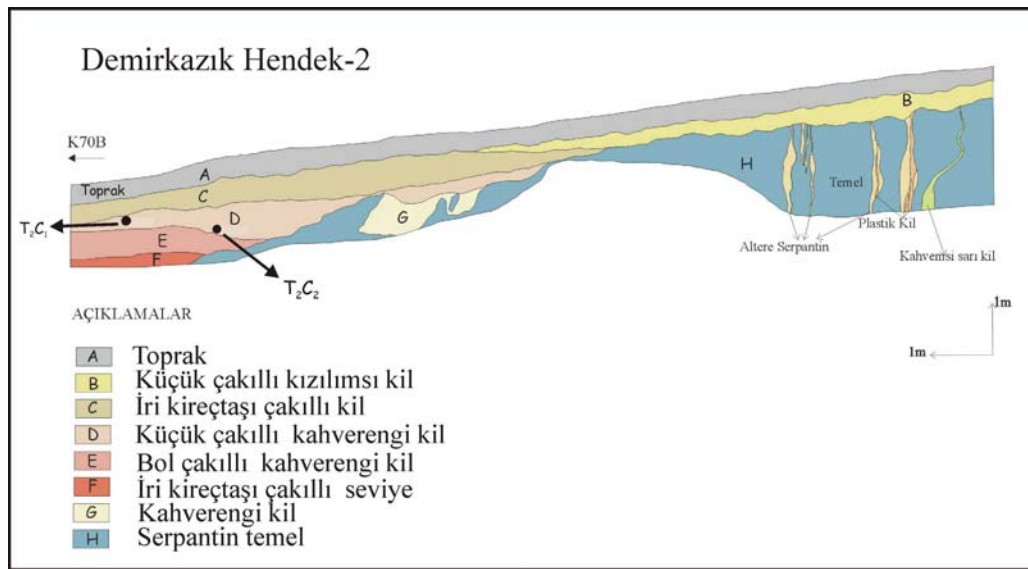


Şekil 4.27 Demirkazık Hendek-1'in güney duvarının kesiti (C1, C2 ve C3 hendekten alınan karbon numuneleridir)

Demirkazık Hendek-2 fay kazısı Pınarbaşı Köyü'nün güneyinde birinci fay kazısının kuzeyinde yer almaktadır. Hendeğin uzunluğu yaklaşık 15 m, derinliği ise yaklaşık 1,5 m dir (Şekil 4.28). Hendek içerisinde gözlenen birimler oldukça deforme edilmiştir. Bu fay kazısında örtü toprağın hemen altında Hendek-1 de olduğu gibi yine bir makaslama zonu tespit edilmiştir. Bu zon içerisinde altere serpantin, fay kili, plastik kil ve kahverengimsi sarı kil seviyeleri gözlenmiştir (Şekil 4.29).



Şekil 4.28 Çalışma alanında açılan Demirkazık Hendek-2'nin ve bu hendekte gözlenen fay zonunun görünümü (Bakış yönü B'dan D'ya doğru)



Şekil 4.29 Demirkazık Hendek-2'nin KD duvarının kesiti

Bölgede daha önce paleosismolojik çalışma yapan Çetin (2000), Ecemiş Fayı boyunca yüzey kırığı oluşturmuş son depremlerin tarzını, zamanını ve tekrarlanma aralığını belirlemeyi amaçlamıştır. Bu amaç için Çamardı ilçesi civarında 3 ve Kamışlı ilçesinde 1 adet olmak üzere toplam 4 adet hendek açmıştır. Çamardı civarında yapmış olduğu birinci kazıda gömülü organik bir toprak seviyesinin varlığını ve bu seviyenin C-14 yaş tayinine göre de günümüzden 27540 ± 310 yıl öncesine ait olduğunu belirlemiştir. İkinci kazıda ise iki tane gömülü organik toprak seviyesinin var olduğunu, bunların iki depreme karşılık geldiğini üstteki seviyenin birinci hendekteki toprak seviyesine karşılık geldiğini ifade etmiştir. Bu seviyelerin C-14 yaş tayinlerine göre üstteki seviyenin günümüzden 28760 ± 820 yıl öncesine daha alttaki seviyenin ise günümüzden 38820 ± 1210 yıl öncesine ait olduğunu belirtmiştir. Kamışlı civarında gözlenen yol yarmasında yapmış olduğu 11 metrelik hendek çalışmasında ise iki adet organik maddece zengin toprak seviyesinin var olduğunu tespit etmiştir. Bu toprak seviyelerinin üstte yer alanından yapmış olduğu C-14 yaş tayinine göre seviyenin günümüzden 17320 ± 160 yıl öncesine ait olduğunu belirlemiştir. Yalak Deresi'nde açmış olduğu son hendek ise bölgede gelişmiş olan alüvyal yelpazenin genç çökelleri üzerindedir. Burada C-14 yaş tayinine göre belirlenen yaş ise günümüzden 10860 ± 70 yıl öncesine dayanmaktadır. Yazar yapmış olduğu bu dört hendek sonuçlarına bağlı olarak Ecemiş Fayı'nın son 35000 yıl içerisinde hareket halinde olduğunu ve dolayısıyla aktif bir fay olduğunu belirtmektedir. Ayrıca bölgede büyüklüğü 6,5 veya daha büyük olan ve yüzey kırığı oluşturabilecek en az üç depremin olduğunu öne sürmektedir. Bu verilere bağlı olarak da fayın deprem tekrarlanma aralığının yaklaşık 10000 yıl olduğunu savunmaktadır.

Ecemiş Fayı üzerinde fayın hızını belirlemek amacıyla GPS çalışması bulunmamaktadır. Barka ve Reilinger (1997) Orta Anadolu'nun Kuzey Anadolu Fay Zonu boyunca saatin tersi yönünde dönerken yaklaşık K-G veya KKD-GGB yönlü sıkışmaya maruz kaldığını belirtmişlerdir. Bu sıkışmanında Afrika ve Anadolu Levhası arasındaki Kıbrıs yayı boyunca gelişen çarpışma süreçleri ile bağlantılı olduğunu ifade etmişlerdir. Yazarlar bu sıkışmanın toplam miktarını net olarak bilinmemesine rağmen yaklaşık 10 mm/yıl olarak tahmin etmektedirler. Ayrıca Kasapoğlu ve Toksöz (1983) sonlu elemanlar modeli ile Ecemiş Fayı boyunca ortalama kayma hızının 0,4 cm/yıl olduğunu hesaplamışlardır.

Çetin (2000) elde ettiği C 14 yaş verilerine göre Ecemiş Fayı üzerinde yoğun bir stres ve enerji biriktiğini, dolayısıyla da bölgenin deprem açısından önemli bir risk altında olduğunu ifade etmiştir.

4.2.4 Depremsellik

Bir bölgenin depremselliği tarihsel ve aletsel dönemde o bölgede meydana gelmiş depremlerin büyüklüğü ve sıklığı ile ifade edilir. Tektonik açıdan çok önemli bir yere sahip olan ülkemizde de depremler deprem istasyonları tarafından kaydedilmekte ve aletsel veri olarak kullanılmaktadır. Aletsel kayıtların olmadığı dönemde ise depremlerin gelişiminden sonra meydana gelmiş olan hasarlar yazılı kaynaklarda derlenmiş ve bu kaynaklara bağlı olarak elde edilen veriler çeşitli çalışmacılar tarafından katalog haline getirilmiştir. Tarihsel depremler dönemin tarihçileri, din adamları ve önemli kişileri tarafından kaleme alınmış, gezginlerin seyahatnamelerinde, o dönemde yaşamış kişilerin yazışmalarında bahsedilmiştir. Deprem kataloglarında en eski tarihsel depremler bu tip kaynaklar titizlikle incelenerek ele alınmıştır. Aletsel döneme ait kayıtlar rasathane ve sismoloji enstitülerinin veri tabanlarından çok kolay bir şekilde elde edilmesine rağmen tarihsel döneme ait kayıtlar kısıtlı sayıda ve çok önemli bilgiler içermektedir. Aktif bir fayın deprem aktivitesi ve deprem tekrarlanma aralığı üzerine veri üretirken tarihsel dönemden günümüze kadar olan deprem bilgilerine ihtiyaç duyulmaktadır.

4.2.4.1 Tarihsel Depremler

Çalışmanın konusunu teşkil eden Ecemiş Fayı ve kuzey devamında M.S. 11-1903 tarihleri arasında çok fazla miktarda olmasa da tarihsel depremlerin var olduğu belirlenmiştir. Çalışma alanındaki tarihsel depremler belirlenirken Ergin ve diğ. (1967), Soysal ve diğ. (1981), Ambraseys (1988) Gençoglu ve diğ. (1990) tarafından hazırlanmış olan deprem katalogları kullanılmıştır. Bu katalogda üç adet depremin var olduğu belirlenmiştir (Tablo 4-1) Fakat sadece en şiddetli olan depremin yapmış olduğu hasar hakkında açıklama bulunabilmiştir.

1205, $I_0=IX$, Bir kitabeye göre Ulu Cami (Kayseri) önemli hasara uğramıştır. Episantr, Ecemiş-Kayseri çukurluğunun kenar fayı ile ilgilidir.

Tablo 4-1 Çalışma alanı ve yakın civarında meydana gelen tarihsel deprem kayıtları Ergin ve diğ. (1967) (T.D.İ.K=Türkiye Depremleri İzahlı Kataloğu)

Tarih	Odak Derinliği		Io (Şiddet)	Düşünceler	Referanslar
1205	38,72K	35,5D	IX	Kayseri	T.D.İ.K
1714	38,72K	35,5D	VII	Kayseri	T.D.İ.K
-VIII-1835	38,72K	35,5D	VII	Kayseri	T.D.İ.K

4.2.4.2 Aletsel Döneme ait Depremler

Dünyada 1800'lü yılların sonunda depremleri kaydeden aygıtların yapılmaya başlamasıyla birlikte aletsel kayıtlara bağlı olarak ölçümler yapılmaya başlanmış, Türkiye'de ise ilk deprem kayıtları Kandilli Rasathanesi tarafından elde edilmiştir. Rasathane 1868-1909 yılları arasında Rasathane-i Amire adıyla meteoroloji merkezi olarak kurulmuştur. 1911 yılında yeniden düzenlenip ölçüme başlayan rasathaneye 1926 yılında ilk deprem kayıt sistemi kurulmuş, sistem 1948 yılında geliştirilerek yenilenmiştir. 1982 den itibaren de depreme dönük çalışmaları ilk hedef olarak kabul eden kurum Türkiye çapında birçok deprem istasyonu kurmuştur. Günümüzde bu deprem istasyonlarından elde edilen deprem veriler sayısal olarak elde edilebilmektedir.

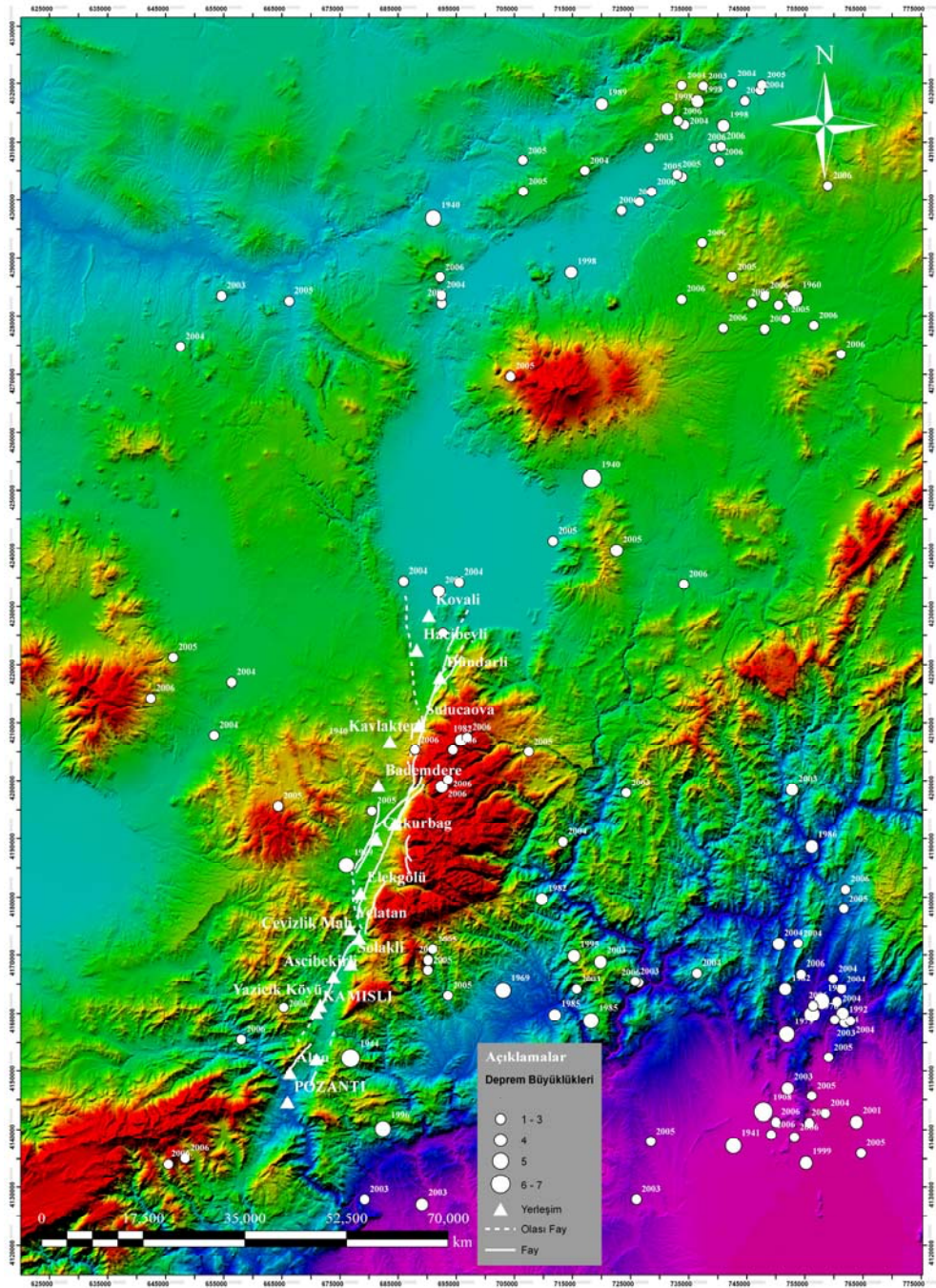
Çalışma alanında Ergin ve diğ. (1967), Soysal ve diğ. (1981) ve Eyidoğan ve diğ. (1991) tarafından hazırlanan kataloglarda aletsel döneme ait büyük deprem çok az sayıdadır. Bu kataloglarda tespit edilen en büyük deprem 20 veya 21 Şubat 1940 ta meydana gelmiştir. Bu katalogdaki bilgilere göre;

20 Şubat 1940: $I_0=IX$, Erciyes'te ve Develi'de meydana gelmiştir. Kayseri civarındaki köylerde 37 kişi ölmüştür. Hasar gören köyler Soysallı, Şendenmeke Köyü, Develi, Kulpak, Kizik ve Hacılardır. Erciyes Dağı'nın zirvesinden kayalar düşmüştür (Ergin ve diğ. 1967).

Eyidoğan ve diğ. (1991)'e göre Pınar ve Lahn (1952) 21 Şubat 1940 Erciyes'te (Kayseri) olan depremde ($M_s= 5.3$ ve $I_0=VIII$) Kayseri ile Ecemiş-Kayseri çukurluğu arasında bulunan köylerde çok ağır hasar olduğunu, en çok hasarın Soysallı Köyü'nde tespit edildiğini, Develi ve Hacılar Köyleri'nin de hasar gördüğünü belirtmiştir.

Yine Eyidoğan ve diğ. (1991)'e göre Salomon-Calvi (1940), 18 sarsıntıdan oluşan bir deprem dizisinden szetmekte ve Kayseri iline bağlı köylerde 37 kişinin öldüğünü bildirilmektedir. Ayrıca bu depremde zarar gören yerlerin Soysal, Sendenmekeky, Develi, Kulpak, Kizik ve Hacılar Köyleri olduğunu belirtmiştir. Aynı zamanda bu depremde Erciyes Dağı'nın tepesinden kayaların yuvarlandığını, depremin kısa sürmesi ve dar bir alanda duyulması nedeniyle bu depremin volkanik etkinliğe bağlı olabileceğini ifade etmiştir.

Günümüzde de Ecemiş Fayı üzerinde, güney ve kuzey devamında kk de olsa sismik aktivitenin var olduğu gözlenmiştir. Kandilli Rasathanesi ve Tan ve diğ.(Baskıda)'den alınan deprem verileri çalışma alanı ve yakın civarının sayısal ykseklilik modelinin üzerine oturtulmuş ve elde edilen haritadan Ecemiş Fayı üzerinde büyüklüğü 3 ve 3'n üzerinde olan depremlerin meydana geldiğini gözlenmiştir (şekil 4.30). Bu da bize az da olsa fayın aktivitesinin halen devam ettiğini göstermektedir.



Şekil 4.30 Çalışma alanında ve yakın civarında aletsel dönemde (1900-2006) gelişmiş olan depremlerin görünümü (Veriler Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü ve Tan ve diğ. (Baskıda)'den alınmıştır)

5 TARTIŞMA, SONUÇLAR VE ÖNERİLER

İstanbul Teknik Üniversitesi Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsünde Doktora Tezi olarak hazırlanan “Ecemiş Fay Zonu’nun Yahyalı (Kayseri)-Pozantı (Adana) Arasında Kalan Kesiminin Morfotektoniği ve Paleosismik Aktivitesi” başlıklı bu çalışma kapsamında jeolojik, morfolojik ve paleosismolojik araştırmalar yapılmıştır. Çalışma alanı kuzeyde Kayseri iline bağlı Yahyalı ilçesi ile güneyde Adana iline bağlı Pozantı ilçeleri arasında yaklaşık 1000 km²lik bir alanı kapsamaktadır. Çalışma alanı jeolojik açıdan ise Aladağlar, Ulukışla havzası ve Niğde Masifi gibi morfolojik unsurlar arasında yer almaktadır. Bu çalışmada fay üzerinde morfotektonik, morfometrik ve paleosismolojik araştırmalar yapılarak Ecemiş Fay Zonu’nun Kuvaterner aktivitesi, Ecemiş Fayı’nın morfolojinin gelişimindeki rolü, fay üzerindeki tarihsel deprem sıklığı ve bölge için deprem riskinin olup olmadığı hakkında detaylı bilgi elde edilmesi amaçlanmıştır.

Çalışma alanında Ecemiş Fay Zonu’nun stratigrafik, sedimantolojik, petrografik, tektonik ve paleosimolojik özellikleri üzerine az da olsa çalışmalar yürütülmüştür. Ancak fayın GPS hızına ve deprem aktivitesine dair bugüne kadar yapılmış herhangi bir çalışma yoktur. Sadece Kasapoğlu ve Toksöz (1983) tarafından sonlu elemanlar yöntemi ile yapılmış bir çalışma ile fayın hızının 0.4 cm/yıl olabileceğini belirtilmiştir. Bu çalışmada hızları belirleyebilmek için Arabistan ve Afrika Levhaları üzerinde teorik olarak atımlar kullanılmıştır. Yetiş (1978) Ecemiş Fay Zonu’nun doğu blokundaki Beyaz Aladağ formasyonunun batıdaki eşleniğinin Bolkar Dağları’nın güneyinde yer almasına bağlı olarak fayın en az 80±10 km lik bir atıma sahip olduğunu belirtmiştir. Eğer Yetiş (1978)’in bahsettiği gibi Ecemiş Fayı’nın yaşını Paleosen sonrası Lütesiyen öncesi (48,6 My), toplam atımı da 80 km olarak kabul edersek fayın bu kadar atımı oluşturması için yaklaşık 0.16 cm/yıl gibi bir hız ile hareket etmesi gerekir. Yine Gül ve diğ., (1984) Ecemiş Fayı’nın Geç Eosen (yaklaşık 35 My.) yaşında olduğunu; Aladağlar’da ve Bolkar Dağları’nda bulunan bazı referans noktalarına göre fayın toplam atımının 75 km olduğunu belirtmişlerdir. Bu verilere göre fayın göreceli hızı 0.20-0.22 cm/yıl olmalıdır.

Koçyiğit ve Beyhan (1998) ise Ecemiş Fayı'nın yaklaşık 75 km toplam atıma sahip olduğunu ve bu atımın 50 km'sini paleotektonik dönemde 24 km'sini ise neotektonik (Pliyo-Kuvaterner) dönemde gerçekleştirdiğini belirtmişlerdir. Yazarlar Ecemiş Fay Zonu'nun doğu ve batı blokundaki Permiyen-Triyas yaşlı bindirme dokanağının fayın ilk evresine karşılık gelen atım sonucunda birbirinden toplam 74 km uzaklaştığını ifade etmişlerdir. Jaffey ve Robertson (2001) ise Koçyiğit ve Beyhan (1998)'in atımı belirlemek için seçtikleri referans noktalarda hata olduğunu belirtmişlerdir. Yazarlar tarafından elde edilen yapısal verilerle fayın toplam 60 km atıma sahip olduğu ve bu atımın Geç Eosen'den beri gerçekleştiği belirlenmiştir. Jaffey ve Robertson (2001)'in bahsettiği atımlar ve süre dikkate alınırsa Ecemiş Fayı'nın hızı 0.17 cm/yıl bulunur.

Koçyiğit ve Beyhan (1998)'in bahsettiği gibi Ecemiş Fayı Pliyo-Kuvaterner'de 24 km'lik toplam atım oluşturmuş ise hızı 0.48cm/yıl gibi bir değere karşılık gelir. Eger fay bu hız ile hareket ederse 75 km'lik toplam atımı yaklaşık 16 My önce gerçekleştirmiş olmalıdır. Bu süre de Erken Miyosen'e karşılık gelmektedir. Ancak yazarlar bu atımın başlangıcının Orta Pliyosen'de olduğunu ifade etmişlerdir.

Ecemiş Fay Zonu üzerinde çalışma yapan bir diğer çalışmacı Westaway (1999)'e göre fayın toplam atımı 62 km. ve yaşı Eosen'dir. Bu veriye bağlı olarak Eosen zaman aralığı için hesaplanan fayın göreceli hızı 0.11-0.18 cm/yıl arasında değişmektedir. Ecemiş Fayı'nın yaşı tam olarak belirlenemediği için elde edilen göreceli hızı da değişken aralıklarda çıkmaktadır. Ayrıca birçok çalışmada fayın yaşına dair verilen veriler çok geniş zaman aralığını kapsamaktadır. Dolayısıyla bu verilerden fayın göreceli de olsa hızını belirlemek zor, hatta imkansızdır.

Ecemiş Fay Zonu'nun tekrarlanma aralığı üzerine sadece Çetin (2000) tarafından çalışma yapılmıştır. Bu çalışmada fayın tekrarlanma aralığı 10000 yıl olarak bulunmuştur. Ancak bu tekrarlanma aralığının doğruluğu tartışmalıdır. Çünkü fay 0.1 cm/yıl gibi bir hızla bile hareket etse her 10000 yılda 10m lik atım oluşturacak bir deprem üretmesi beklenir. Ancak eldeki paleosismoloji verileri ile tarihsel ve aletsel dönem depremleri bu tür bir aktiviteyi doğrulamamaktadır. Çalışma alanında Kuvaterner yaşlı Çatalca konglomeralarının Pleyistosen boyunca buzul arası dönemde buzulların erimesi sonucu yüksek enerjili akarsular ile geliştiği düşünülmektedir. Bu birim üzerinde bu çökelleri kazıyan güncel dereler Ecemiş Fayı tarafından sol yönlü olarak atılmıştır. Eğer fayın hızı ortalama 0.2 cm/yıl kabul

edilirse çalışma alanındaki Kazıklıaliboğazi Deresi'nde gözlenen 2.5 km'lik atım Erken Pleyistosen'de Bramertoniye (1300000-1550000 yıl) buzul arası döneminden bugüne gelişmiş olmalıdır. Bu da daha önceki çalışmalarda (Jaffey vediti., 2004; Beyhan, 1994) verilen yaşlar ile uyumluluk göstermektedir. Ayrıca bu atıma göre yapılan geri çekme işleminin sonucunda fayın doğusu ile batısında kalan morfolojinin de birbiri ile çok uyumlu olduğu gözlenmiştir. Bu verilere bağılı olarak Ecemiş Fayı'nın Erken Pleyistosen'den bugüne kadar 2.5 km lik bir atım yarattığını söylemek mümkündür.

Çalışma alanı içerisinde Ecemiş Fayı'nın Kuvaterner aktivitesine ışık tutacağı düşünölen Çatalca konglomeraları başlıca iki büyük alüvyal yelpaze şeklinde görölr. Bunlardan birincisi Kelerdere olarak adlandırılan ve Sulucaova-Dündarlı Kasabaları arasında uzanan alüvyal yelpazedir. Bir diğeri alüvyal yelpaze ise Demirkazık-Elekgölü Köyleri arasında geniş yayılıma sahip olan Demirkazık alüvyal yelpazesidir. Bu iki alüvyal yelpaze de Aladağ grubu kayaçlarının oluşturduğu yüksek dağ silsileleri önünde gelişmiştir. Alüvyal yelpazelerin gelişimlerini sağlayan kaynak alandaki derelerin boylarının çok uzun olmamasına rağmen yelpazeler çok geniş yayılıma sahiptir. Buna bağılı olarakta yelpazenin gelişiminde buzul erimesinin büyük katkısı olduğu düşünölmektedir. Çalışma alanı içerisinde Türkiye'nin en önemli buzul aşınım ve depolanma yapılarının bulunduğu Aladağlar yer almaktadır. Çalışma alanında yapılan saha gözlemleri ve sayısal yükseklik verileri üzerindeki değerlendirmeler alüvyal yelpazeleri geliştiren derelerin kaynak alanını da bol miktarda buzul vadileri ve sirklerinin bulunduğunu belirlememizi sağlamıştır. Alüvyal yelpazelerin üzerinde yapılan stratigrafik incelemeler esnasında alınan kesitlerde kaba ve ince taneli çakılların ardalanım halinde olduğu belirlenmiştir. Bu ardalanımın bölgede etkin olan iklime bağılı olarak yüksek ve düşük enerjili sellenme sonrası dönemde çökelimlerin olduğu göstermektedir. Ayrıca çok büyük blok boyutunda tanelerin yelpazenin kök kısmından uzakta bulunması da hem enerjinin fazlalığına hem de bölgedeki aşınmanın depolanmadan fazla olduğuna delidir. Bu yüksek ve düşük enerjili sellenmelerinde buzul erimleri ile desteklendiği düşünölmektedir. Fayın Erken Pleyistosen'de gerçekleşmiş olan Bramertoniye (1300000-1550000 yıl) buzul arası dönemden sonra hareket ettiği düşünölrse Çatalca konglomerasının birinci evre çökellerinin yaklaşık Erken Pleyistosen'de çökeldiği söylenebilir. Ecemiş Fay Zonu boyunca birçok morfolojik unsurun geliştiği

ve bu morfolojik unsurların gelişiminde fayın önemli bir katkısının olduğu belirlenmiştir. Ayrıca Çatalca konglomeralarının Kuvaterner boyunca tektonik aktivitelerden etkilendiği ve birim içerisinde morfolojik olarak üç ayrı seviye sisteminin geliştiği gözlenmiştir. Bu da bize bölgenin tektonik olarak hala aktivitesini sürdürdüğünü göstermiştir. Tektonik aktivitenin yanısıra bu seviye sisteminin gelişiminde Pleyistosen boyunca buzul arası dönemlerde gelişen erimelerin de etkisinin olduğu düşünülmektedir. Çalışma alanının morfometrik analizi sonucunda ise bölgenin hala genç topoğrafyaya sahip olduğu, bunun nedeninin de bölgedeki tektonik aktivitenin hala aktif olduğu belirlenmiştir. Çalışma alanından seçilen drenaj havzalarının çoğunda eğim kırıklıklarının varlığı ve bu kırıklıklara yüksek SL değerlerinin karşılık geldiği ve derelerin yataklarını geriye doğru aşındırdığı belirlenmiştir. Bu veri de tektonik aktivitenin varlığını desteklemektedir. Ecemiş Fay Zonu'nun tekrarlanma aralığını belirlemek amacıyla yapılan fay kazı çalışmalarında çalışma alanı içerisinde geniş bir makaslama zonunun var olduğu belirlenmiştir. Zon üzerindeki eski toprağın hemen altından alınan C 14 numunelerinin yaşlandırılması sonucunda fayın son hareketinin bir standart sapma hatayla 1890- 1750 M.Ö ve 2490- 2300 M.Ö tarihleri arasında olduğu belirlenmiştir. Ayrıca çalışma alanının aletsel döneme ait deprem veileri sayısal yükseklik model üzerine oturtulduğunda bölgenin az da olsa hala deprem aktivitesine sahip olduğu gözlenmiştir.

Ecemiş Fay Zonu boyunca yapılan neotektonik çalışmalar çok sınırlı ölçüdedir. Bölge sosyo-ekonomik açıdan önemi çok fazla olmadığı için bilimsel açıdan yatırımlarda bu bölgeye yapılmamaktadır. Oysaki Türkiye genelinde fayların hızlarını belirlemek amacıyla GPS kampanyaları sürdürülmektedir. Fakat fayın hem çok büyük deprem üretmemesi hem de fay boyunca çok büyük ve önemli yerleşim yerlerinin olmamasından dolayı bölgeye bilimsel anlamda yatırım yapılmamaktadır. Bölgede yapılan bilimsel çalışmalar çoğunlukla kişisel imkanlarla ve akademik amaçlıdır. Bu nedenle de fayın hızı ve tekrarlanma aralığı hala bilinmemektedir. Fayın tekrarlanma aralığını belirlemek için fay zonunun kuzeyinde yer alan Sultansazlığı Havzası'nda fay kazı çalışması için uygun yerlerin bulunduğu düşünülmektedir. Ancak fay kazı çalışması öncesinde havza içerisinde depolanmanın iyi olduğu ve tekrarlanma aralığının belirlenebileceğine inanılan yerlerde jeofizik çalışmaları yapılmalıdır. Fayın hızını belirlemek için ise bölgede GPS kampanyaları yürütülmelidir. Ayrıca çalışma alanındaki Kuvaterner yaşlı çökellerin yaşlandırılması

ve fayın yaşına dair kesin veriler elde edilmesi için belirlenen seki sistemleri çeşitli teknikler ile yaşlandırılmalıdır. Bunun için de optik uyarımlı ışınım tekniği (OSL-Optically Stimulated Luminescence) kullanılabilir. Bu birimi yaşlandırmak için kullanılacak bir diğer metot ise buzul çökelleri içerisinde gelişmiş olan ikincil karbonatlara uygulanabilecek U serileri metodudur.

KAYNAKLAR

- Abdüselamoğlu, M.Ş.**, 1962. Kayseri-Adana arasındaki Doğu Toroslar bölgesinin jeolojisi hakkında rapor, M.T.A. Derleme No:3262, 33 s., Ankara.
- Akay, E. ve Uysal, Ş.D.**, 1988. Orta Torosların Post-Eosen Tektoniği, Maden Tetkik Arama Dergisi, **108**, 57-68, Ankara
- Altın, B.N. ve Altın, T.**, 2005. Ecemiş Çayı (Niğde) Vadisi, Kuvaterner seki sistemleri ve jeomorfolojik değerlendirmeler, *TURQUA, Türkiye Kuvaterner Sempozyumu V*, İTÜ, İstanbul, 02-05 Haziran 2005, s. 275.
- Ambraseys N.N.**, 1988. Engineering seismology. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, **17**, 1-103.
- Angelier, J.F., Karamandereci, H., Poisson, A.M., Şimşek, Ş. and Uysal, Ş.**, 1981. Analyses of fault mechanisms and expansion of southwestern Anatolia since the Late Miocene. *Tectonophysics*, **75**, T1-T9.
- Arkel, N.A. van** 1973. Die Gegenwartige Vergletscherung des Ararat, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, **9**, 89-103.
- Atabey, E. ve Ayhan, A.**, 1986. Niğde-Ulukışla-Çamardı-Çiftehan yöresinin jeolojisi, MTA Raporu, No:957, Ankara.
- Atalay, İ.**, 1987. Türkiye Jeomorfolojisine Giriş, Ege Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Yayınları, No:9, İzmir.
- Barka, A. and Reilinger, R.**, (1997). Active tectonics of the Eastern Mediterranean Region:deduced from GPS, neotectonic and seismicity data, *Annali di Geofisica*, **XL**, 587-610.
- Bayarı, S., Nazik, L., Törk, K., Çiner, A., Özyurt, N., Klimchouk, A., Zreda, M. ve Sarıkaya, M. A.**, 2003. Aladağlar'da (Toroslar) Buz takkesinin yayılımı, buzul çökelleri ve buzul karstı. *Sırrı Erinç Sempozyumu*, Genişletilmiş Bildiri Özetleri, İstanbul Üniversitesi, İstanbul, 11-13 Eylül, s. 235-240
- Beyhan, A.**, 1994. Stratigraphic outline and neotectonics of the Sulucaova-Kovalı Segment of Ecemiş Fault, *MSc Thesis METU*, Ankara.
- Birman, J.H.**, 1968. Glacial reconnaissance in Turkey, *Geological Society of America Bulletin*, **79**, 1009-1026.
- Blumenthal, M. M.**, 1941. Niğde ve Adana vilayetleri dolayındaki Toros'ların jeolojisine umumi bir bakış. M.T.A. Yayınları, Seri B., No.6, 95 s. Ankara.
- Blumenthal, M. M.**, 1952. "Torosların yüksek Aladağ silsilesinin coğrafyası, stratigrafisi ve tektoniği hakkında yeni etütler" MTA Yayınları, Seri D, No.6, 136
- Blumenthal, M.M.**, 1956. Yüksek Bolcardağı'nın kuzey kenar bölgelerinin ve batı uzantılarının jeolojisi, MTA Yayınları, Seri D, No:7.
- Bobek, H.** 1940. Die gegenwertige und eiszeitliche Vergletscherung im Zentralkurdischen Hochgebirge, *Zeitschrift für Gletscherkunde*, **27** (1-2), 50-87.
- Bull, W.B.**, 1972a. Recognition of alluvial fan deposits in the stratigraphic record. In:Rigby, K. and Hamblin, W. K., eds., Recognition of ancient sedimentary environments, SEPM Special Pub, 16, 63-83.
- Burbank, W.D. and Anderson, R.S.**, 2001. Tectonic Geomorphology, Blackwell Science.
- Clark, M.S. and Robertson, A.H.F.**, 2002. The role of the Early Tertiary Ulukışla Basin, southern Turkey in suturing of the Mesozoic Tethys ocean, *Journal of the Geological Society, London*, **159**, 673-690.
- Çetin, H.**, 2000. Paleoseismicity of the Ecemiş Fault: Mid results. Workshop on Active Tectonics of Western Turkey (in memorian to Paul L. Hancock), İstanbul Technical Universty, İstanbul 15-16th June, pp:47-55.

- Çevikbaş, A., ve Öztunalı, Ö.,** 1992. Ulukışla-Çamardı(Niğde) Mestrihtiyen sonrası çökel havzasının jeolojisi, *MTA Dergisi*, No:114, **155–172**, MTA, Ankara.
- Çiner, A.,** 2003. Türkiye'nin güncel buzulları ve geç Kuvaterner buzul çökelleri, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, **46** (1), 55-78.
- Çiner, A., Deynoux, M. and Çörekçiöglü, E.,** 1999. Hummocky moraines in the Namaras and Susam Valleys, Central Taurids, SW Turkey, *Quaternary Science Reviews*, **18**, 659-669.
- Çiner, A., Zreda, M., Bayarı, S. and Sarıkaya, M.A.,** 2003. Late Quaternary glaciers and glacial deposits of Turkey, *XVI INQUA Congress*, Reno, Nevada, 23-30 July 2003, Abstracts with Programs, Abstract 4-19, p. 72.
- Çiner, A., Zreda, M., Sarıkaya, M.A, Bayarı, S. ve Özverim, T.,** 2003. Kozmojenik (36Cl) yaş tayini yönteminin Türkiye Kuvaterner buzul çökellerine uygulanması ve ön veriler, *Türkiye Kuvaterneri Çalıştayı IV*, Bildiri Özetleri, İTÜ,İstanbul, 29-30 Mayıs, s. 48-54.
- Demirtaşlı, E., Bilgin, A.Z., Erenler, F., Işıklar, S., Sanlı, D.Y., Selim, M. and Turhan, N.,** 1984. Geology of the Bolkar Mountains, Proceedings of the International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, Eds. Tekeli and Göncüoğlu, 125-141, Ankara.
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Şaroglu, F. and Şengor, A.M.C.,** 1986. Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia-a young collision zone, In: Coward, M.P. & Ries, A.C. (eds), *Collision Tectonics*, Special Publication, Geological Society, London, **19**, 3–36.
- Dhont, D., Chorowicz, J., Yürür, T., Froger, J.L., Köse, O. and Gündoğdu, N.,** 1998. Emplacement of volcanic vents and geodynamics of Central Anatolia, Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **85**, 33–54.
- Dilek, Y. and Moores, E.M.,** 1990. Regional tectonics of the eastern Mediterranean ophiolites, in Malpas, J., Moores, E.M., Panayiotou, A. and Xenophontos, C., eds., *Ophiolites, oceanic crustal analogues*, *Proceedings of the Symposium“Troodos 1987”*: Nicosia, Cyprus, Geological Survey Department, 295–309.
- Dilek, Y. and Whitney, D.L.,** 2000. Cenozoic crustal evolution in central Anatolia: extension, magmatism, and landscape development. In: Panayides, I., Xenophontos, C., and Malpas, J. (eds). *Proceedings of the Third International Conference on the Geology of the Eastern Mediterranean*, Geological Survey Department, Nicosia, Cyprus, 183-192.
- Dilek, Y., Thy, P., Hacker, B. and Grundvig, S.,** 1999a. Structure and petrology of Tauride ophiolites and mafic dike intrusions (Turkey); implications for the Neotethyan ocean, *Bulletin of the Geological Society of America*, **111**, 1192-1216.
- Dilek, Y., Whitney, D.L. and Tekeli, O.,** 1999b. Links between neotectonic processes and landscape evolution in an Alpine collision zone, south-central Turkey, *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplement, **118**, 147-164.
- Dirik, K.,** 2001. Neotectonic evolution of the northwestward arched segment of the Central Anatolian Fault Zone, Central Anatolia, Turkey, *Geodinamica Acta*, **14**, 147-158.
- Ehlers, J. and Gibbard, P.L.,** 2007. The extent and chronology of Cenozoic Global Glaciation. *Quaternary International*, **164-165**, 6-20.
- Ergin, K., Güçlü, U. ve Uz, Z.,** 1967. Türkiye ve civarının deprem kataloğu (Milattan sonra 11 yılından 1964 sonuna kadar), İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Arz Fiziği Enstitüsü Yayınları, No:24, İstanbul.
- Eriñç, S.,** 1952. **Glacial Evidences of the Climatic Variations in Turkey**, *Geografiska Annaler*, Vol. **34**, 89-98.

- Erinç, S.**, 1952b. The present glaciation in Turkey, *General Assembly and Seventeenth International Congress of the International Geographical Union, 8th Proceedings*, Washington, D.C., August 8-15, 326-330.
- Erinç, S.**, 1953. Van'dan Cilo dağlarına, *İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi*, **2** (3-4), 84-106.
- Erinç, S.**, 1968. Jeomorfoloji-I, İstanbul Üniversitesi Yayınları: No.789, İstanbul Matbaası, İstanbul.
- Fayon, A.K., Whitney, D.L., Teyssier, C., Garver, J.I. and Dilek, Y.**, (2001). Effects of plate convergence obliquity on timing and mechanisms of exhumation of a midcrustal terrain, the Central Anatolian Crystalline Complex, *Earth and Planetary Science Letters*, **192**, 191-205.
- French, F.**, 1916. Geologie Klein Asiens in Berreich der Bagdadbahn, *Zeitschr., d. Deutsch Geology. Ges.*, No. 68, A.Abh.
- Geirsdóttir, A.**, 2004. Extent and chronology of glaciations in Iceland; a brief overview of the glacial history. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Eds.), *Quaternary Glaciations—Extent and Chronology, Part I:Europe. Developments in Quaternary Science*, Vol. 2a. Elsevier, Amsterdam, pp. 175–182.
- Gencoğlu, S., İnan, E. ve Güler, H.**, 1990. Türkiyenin deprem tehlikesi, TMMOB Jeofizik Odası, Ankara.
- Göncüoğlu M.C.**, 1981. Niğde masifinin jeolojisi, *İç Anadolu'nun Jeolojisi Simpozyumu*, Türkiye Jeoloji Kurumu, 35. Bilimsel ve Teknik Kurultayı, 16–19 Ankara.
- Göncüoğlu, M.C.**, 1986. Orta Anadol Masifi'nin güney ucundan jeokronolojik yaş bulguları, MTA dergisi (F.E.), **105/106**, 83-96.
- Gül, M.A., Çuhadar, Ö., Y, Alkan, H., ve Efeçınar, T.**, 1984. Bolkar-Belemedik yöresinin jeolojisi ve petrol olanakları, Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, Rapor, Ankara, Türkiye.
- Güner, Y. and Emre, Ö.**, 1983 Erciyes Dağında Pleyistosen Buzullaşması ve Volkanizma ile ilişkisi, *Jeomorfoloji Dergisi* **11**, 23–34.
- Gürsoy, H., Piper, J.D.A., Tatar, O. and Temiz, H.**, 1997. A palaeomagnetic study of the Sivas Basin, Central Turkey: crustal deformation during lateral extrusion of the Anatolian Block, *Tectonophysics*, **271**, 89–105.
- Herrera, M. T. R.**, 1998. Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican Volcanic Belt, *Earth Surface Processes and Landforms*, **23**, 317-332.
- Horvarth, E.**, 1975 Glaciers of Turkey, Armenian S.S.R. and Iran, In: Mountain Glaciers of the Northern Hemisphere pt. III, Glaciers of Southern Asia, W, O, Field (ed), US Army Cold Regions Research and Ing, Lab, 343359.
- Hughes, P.D., Woodward, J.C. and Gibbard, P.L.**, 2006b. Quaternary glacial history of the Mediterranean mountains, *Progress in Physical Geography*, **30**, 334–364.
- Hughes, P.D., Woodward, J.C., Gibbard, P.L., Macklin, M.G., Gilmour, M.A. and Smith, G.R.**, 2006a. The glacial history of the Pindus Mountains, Greece, *Journal of Geology*, **114**, 413–434.
- Hurtrez, J.E., Sol, C. and Lucazeau, F.**, 1999. Effect of drainage area on hypsometry from an analysis of small-scale drainage basins in the Siwalik Hills (Central Nepal), *Earth Surface Processes and Landforms*, **24**, 799-808.
- Jaffey, N. and Robertson, A.**, 2005. Non-marine sedimentation associated with Oligocene-Recent exhumation and uplift of the Central Taurus Mountains, S Turkey, *Sedimentary Geology*, **173**, 53–89.

- Jaffey, N. and Robertson, A.H.F.**, 2001. New sedimentological and structural data from Ecemiş Fault Zone southern Turkey: implications for its timing and offset and Cenozoic escape of Anatolia, *Journal of Geological Society, London*, **158**, 367–378.
- Jaffey, N., Robertson, A. and Pringle, M.**, 2004. Latest Miocene and Pleistocene ages of faulting, determined by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ single-crystal dating of airfall tuff and silicic extrusives of the Erciyes Basin, central Turkey: evidence for intraplate deformation related to the tectonic escape of Anatolia, *Terra Nova*, **16**, 45–53.
- Karadenizli, L.**, 1991. Pozantı (Ecemiş Koridoru, Adana) Civarındaki Kırıntılı Oligosen Alt Miyosen İstifinin Fasiyes Özellikleri: Depolanma-Tektonik İlişkisi, *Yüksek Lisans Tezi*, Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.
- Kasapoğlu, K.E. and Toksöz, M.N.**, 1983. Tectonic consequences of the collision of the Arabian and Eurasian plates: Finite element models, *Tectonophysics*, **100**, 71-95.
- Keller, E.A. and Pinter N.**, 1996. Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape, in *Geomorphic Indices of Active Tectonics*, pp 121-147, Prentice Hall, New Jersey, USA.
- Keller, E.A.**, 1986. Investigation of active tectonics: Use of surficial Earth processes, in Wallace, R. E. (Ed.), *Active Tectonics*, Studies in Geophysics, National Academy Pres, Washington, DC, 136-147.
- Ketin, İ.**, 1966. Kuzey Anadolu'nun tektonik birlikleri. MTA. Derg. **66**, 20-34. Ankara.
- Kleyn, V.D.**, 1970. Recommendation of Exploration for mineralization in the Southwestern part of the Niğde-Çamardı masif, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Derleme Raporu.
- Koçyiğit, A. and Beyhan, A.** 1998. A new intracontinental transcurrent structure: The Cenral Anatolian Fault Zone, Turkey, *Tectonophysics*, **284**, 317–336.
- Koçyiğit, A.**, 1984. Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, **27**, 1–16.
- Kurter, A.**, 1991. Glaciers of the Middle East and Africa- Glaciers of Turkey Satellite Image Atlas of Glaciers of the World, *edited by Richard, S., Williams, Jr., and Jane G. Ferrigno*, U.S. Geological Survey Professional Paper 1386-G-1
- Louis, H.** 1938. Eiszeitliche Seen in Anatolien. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkundezu Berlin, **73** (7-8), 267-285.
- Louis, H.**, 1944. Die Spuren eiszeitlicher Vergletscherung in Anatolien, *Geologische Rundschau*, **34**, 447-481.
- Lytwyn, J.N. and Casey, J.F.**, 1995. The geochemistry of post-kinematic mafic dike swarms and subophioiolic metabasites, Pozanti-Karsanti ophiolite, Turkey: evidence for ridge subduction, *Bulletin Geological Society of America*. **107**, 830-850.
- Mangerud, J., Jansen, E. And Landvik, J.**, 1996. Late Cenozoic history of the Scandinavian and Barents Sea ice sheets, *Global and Planetary Change*, **12**, 11–26.
- Maunsell, F.R.**, 1901. Central Kurdistan, *Geographical Journal*, **18** (2), 121-144.
- Messerli, B.**, 1964. Der Gletscher am Erciyas Dağh und das Problem der rezenten Schneegrenze im anatólischen und mediterranen Raum, *Geographica Helvetica*, **19**(1), 19-34.
- Messerli, B.**, 1967. Die eiszeitliche und die gegenwartige Vergletscherung in Mittelmeerraum, *Geographica Helvetica*, **22**, 105-228.
- Messerli, B.**, 1980. Mountain glaciers in the Mediterranean area and in Africa, In: World glacier inventory; workshop, **IAHS-AISH Pub. 126**, 197-21.

- Metz, K.**, 1956. Aladağ ve Karanfil Dağı'nın yapısı ve bunların Kilikya Torosu temsiye edilen batı kenarları hakkında malumat husulü için yapılan jeolojik etüd, *M.T.A. Dergisi*, **48**, 63-76, Ankara.
- Muttoni, G., Carcano, C., Garzanti, E., Ghielmi, M., Piccin, A., Pini, R., Rogledi, S. and Sciunnach, D.**, 2003. Onset of Pleistocene glaciations in the Alps. *Geology*, **31**, 989-992.
- Okay, A.C.**, 1955. Çamardı (Maden) ve Ulukışla arasındaki bölgenin jeolojisi, MTA Raporu, No.2381.
- Oktaç, F.Y.**, 1973. Sedimentary and Tectonics History of the Ulukışla Area, Southern Turkey, *PhD Thesis*, University College London.
- Önalın, M.**, 1993. Çökel Bilimi (Sedimentoloji) Cilt-1, Çökelmenin fiziksel ilkeleri fasiyes analizleri ve karasal çökelme ortamları, Üniversite Yayın No.3825, Fakülte Yayın No: 88, İ.Ü. Basımevi ve Film Merkezi, İstanbul.
- Özgül, N.**, 1976. Torosların bazı temel jeoloji özellikleri:*Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*. **19**, 65-78.
- Pasquare, G., Poli, S., Vezzoli, L. and Zanchi, A.**, 1988. Continental arc volcanism and tectonics in Central Anatolia, *Tectonophysics*, **146**, 217-230.
- Pavoni, N.**, 1961. Die Nordanatolische Horizontal Verschiebung, *Geologische Rundschau*, **No.51**, 122-139.
- Pınar, N. ve Lahn.**, 1952. Türkiye depremleri izahlı kataloğu; Bayındırlık Bakanlığı, Yapı ve İmar İşleri Reisliği, Ankara, 36, No:6.
- Pike, R.J. and Wilson, S.E.**, 1971. Elevation relief ratio, hypsometric integral and geomorphic area-altitude analysis, *Geological Society of America Bulletin*, **62**, 1079-1084.
- Reilinger, R.E., McClusky, S.C., Oral, M.B., King, R.W., Toksoz, M.N., Barka, A. A., Kinik, I., Lenk, O. and Sanli, I.**, 1997 Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone, *Journal of Geophysical Research*, **102, B5**, 9983-9999.
- Salomon-Calvi, W.**, 1940. Türkiye'de zelzelelere müteallik etüdler, (Untersuchungen über Erdbeben in der Türkei), Das Beben von Tercan-Erzincan vom 21 XI 1939, M.T.A Mecmuası, Seri B, No:5, Ankara.
- Sarıkaya, M.A., Şen, E., Çiner, A., Zreda, M. and Aydar, E.**, 2003. Erciyes Volkanı Geç Kuvaterner buzullaşması ve volkanizması, *Türkiye Kuvaterner Çalıştay IV, Bildiri Özetleri*, İTÜ, İstanbul, 29-30 Mayıs, s. 55-61.
- Soysal, H., Sipahioğlu, S., Kolçak, D. ve Altınok, Y.**, 1981. Türkiye ve çevresinin tarihsel deprem kataloğu, TÜBİTAK, Proje no.TBAG 341.
- Strahler, A.N.**, 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography, *Geological Society of America Bulletin*, **63**, 1117-1141.
- Summerfield, M.A.**, 1991. Fluvial Landforms in *Global Geomorphology*, pp. 207-234, Longman Scientific&Technical, Copublished in United States with John Wiley&Sons, Inc., New York.
- Şaroğlu, F., Boray, A., Özer, S. ve Kuşçu, İ.**, 1983. Orta Toroslar-Orta Anadolu'nun Güneyinin Neotektoniği ile İlgili Görüşler, *Jeomorfoloji Dergisi*, **11**, 35-44.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Kuşçu, İ.**, 2001. Ecemiş fayı ve deprem potansiyeli, *Ecemiş Fay Kuşağı Çalışma Grubu, Workshop-1, Bildiriler* Niğde Üniversitesi, Niğde.
- Şatır, D.**, 1997. Demirkazık Elekgölü (Çamardı, Niğde) arasında kalan bölgenin jeolojisi, *Yüksek Lisans Tezi*, Niğde Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Niğde.

- Şengör, A.M.C., Görür, N. and Şaroğlu, F.,** 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: BIDDLE, K.T and CHRISTIE-BLICK, N. (eds.) Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation, *Special Publication, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, **37**, 227–264.
- Tan, O., Tapırdamaz, C. and Yörük, A.,** (in press). The earthquake catalogues for Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*.
- Tatar, O., Piper, J.D.A. and Gürsoy, H.,** 2000. Palaeomagnetic study of the Erciyes sector of the Ecemiş Fault Zone: neotectonic deformation in the south eastern part of the Anatolian block, E. Bozkurt, J.A.Winchester and J.D.A.Piper (Eds.), Tectonics and Magmatism in Turkey and Surrounding Area, *Geological Society of London, Special Publication*, **173**, 423-440.
- Taymaz, T., Jackson, J. and McKenzie, D.,** 1991. Active tectonics of the north and central Aegean Sea, *Geophysical Journal International*, **106**, 433–90
- Tekeli, O., Aksay, A. ve Ürgün, B.M.,** 1987. 1/100.000 Ölçekli Açınsama Nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Kozan-J 20 Paftası, MTA, Ankara.
- Tekeli, O., Aksay, A., Ürgün, B.M and Işık, A.,** 1984. Geology of the Aladağ Mountains, *International Symp., Geology of the Taurus Belt Proceedings*, Ed. Tekeli and Göncüoğlu, 144–164, MTA, Ankara.
- Toprak, V. and Göncüoğlu, M.C.,** 1993. Tectonic control on the development of Neogene-Quaternary Central Anatolian Volcanic Province, Turkey: *Geological Journal*, **28**, 357-369.
- Ulakoğlu, S.,** 1984. Aladağlarda Yahyalı (Kayseri) Bölgesinin Jeolojisi, İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi, Yer Bilimleri Dergisi, **Vol:4**, No:1-2, 1-44.
- Ünlügenç., U., Demirkol, C. and Şafak, U.,** 1993. Stratigraphical and sedimentological characteristics of the Karsantı basin fill to the N-NE of the Adana Basin. A. Suat Erk Jeoloji Simpozyumu (2-5 Eylül 1991) Bildirileri, 215-227.
- Verrios, S., Zygouri V. and Kokkalas, S.,** 2004. Morphotectonic analysis in the Elikı Fault Zone (Gulf of Corinth, Greece), *Bulletin of the Geological Society of Greece*, **vol. XXXVI**, Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004
- Westaway, R.,** 1990. Block rotations in Western Turkey 1. Observational evidence, *Journal of Geophysical. Research*, **95**, 19857–19884.
- Westaway, R.,** 1999. Comment on “A new intracontinental transcurrent structure: the Central Anatolian Fault Zone, Turkey” by A. Koçyiğit and A. Beyhan, *Tectonophysics*, **314**, 469-479.
- Whitney, D.L., Teyssier, C., Dilek, Y. and Fayon, A.K.,** (2001). Metamorphism of the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey: influence of orogen-normal collision vs. wrench dominated tectonics on P-T-t paths, *Journal of Metamorphic Geology*, **19**, 411-432.
- Yalçın, M.N. and Görür, N.,** 1984. Sedimentological evolution of the Adana Basin, In: Tekeli, O., Göncüoğlu, M.C. (Eds.), Proceedings International Symposium, Geology of the Taurus Belt, MTA, Ankara, 165-172.
- Yeats, R.S., Sieh, K. and Allen, C.R.,** 1997. Tectonic Geomorphology in *The Geology of Earthquakes*, pp. 139–164, Oxford University Pres, New York.
- Yetiş, C. ve Demirkol, C.,** 1984. Ecemiş Fay Kuşağının Jeotektonik Evrimi, *Hacettepe Üniv. Yerbilimleri Dergisi*, **11**, 1–12.
- Yetiş, C.,** 1978a. Çamardı (Niğde) Yakın ve Uzak Dolayının Jeoloji İncelemesi ve Ecemiş Yarılıım Kuşağı'nın Maden Boğazı-Kamışlı Arasındaki Özellikleri *Doktora Tezi*, İ.Ü.F.F İstanbul.

- Yetiş, C.**, 1978b. Geology of the Çamardı (Niğde) region and the characteristics of the Ecemiş Fault Zone between Maden Boğazı and Kamışlı, *İstanbul Üniversitesi, Fen Fakültesi Mecmuası, Seri B*, **43**, 41–61.
- Yetiş, C.**, 1984. New observations on the age of the Ecemiş Fault. In: Tekeli, O., Gncoğlu, M.C. (Eds.), *Geology of the Taurus Belt, Proceedings of the 1983 Ankara Symposium*. Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, Ankara, 159–164.
- Yetiş, C.**, 1987. amardı (Niğde) Alanındaki Oligosen-Miyosen Yaşlı Akarsu–Gl kellerinin Fasiyes ve Ortamsal Nitelikleri, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, **30**, 1–8.
- Zovoili E., Konstantinidi E. and Koukouvelas I.K.** 2004. Tectonic geomorphology of escarpments: the cases of Kompotades and Nea Anchialos Faults, *Bulletin of the Geological Society of Greece, vol. XXXVI*, 1716-1725, Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004.

EK
Çalışma alanının jeoloji haritası

ÖZGEÇMİŞ

Dilek ŞATIR ERDAĞ 1970 yılında Niğde'nin Bor ilçesinde doğdu. İlköğrenimini Cumhuriyet İlkokulu'nda 1981 yılında tamamladı. Orta ve Lise öğrenimini ise Bor Şehit Nuri Pamir Lisesi'nde 1987 yılında tamamladı. 1988 yılında Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nü kazandı. 1993 yılında üniversiteden mezun oldu ve 1994 yılında Niğde Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümünde Araştırma Görevlisi olarak göreve atandı. Yine aynı yıl Niğde Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Ana Bilim Dalı bünyesinde Yüksek Lisansa başladı ve 1997 yılında öğrenimini tamamladı. 1998 yılında ise doktora yapmak üzere Yüksek Öğretim Kurulu tarafından İstanbul Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsüne 35. madde ile Araştırma Görevlisi olarak görevlendirildi. 2000 yılında hem öğrenciliğini hem de kadrosunu Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsüne aktardı. Halen bu enstitüde Araştırma Görevlisi olarak çalışmaktadır.