T.C.
ÇANAKKALE ONSEKİZ MART ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

KÜTAHYA FAYI'NIN KİNEMATİK ÖZELLİKLERİ

Elif FIRATLIGİL
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı
Tezin Sunulduğu Tarih: **20/06/2012**

Tez Danışmanı:
Prof. Dr. Süha ÖZDEN

ÇANAKKALE

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

ELİF FIRATLIGİL tarafından **PROF. DR. SÜHA ÖZDEN** yönetiminde hazırlanan "**KÜTAHYA FAYI'NIN KİNEMATİK ÖZELLİKLERİ"** başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Süha ÖZDEN

Danışman

Yrd. Doç. Dr. Sevinç KAPAN YEŞİYURT

Jüri Üyesi

Yrd. Doç. Dr. Cahit Çağlar YALÇINER

Jüri Üyesi

Sıra No:……

Tez Savunma Tarihi: 20/06/2012

Prof. Dr. İsmet KAYA

Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürü

AŞIRMA (İNTİHAL) BEYAN SAYFASI

Bu tezde görsel, işitsel ve yazılı biçimde sunulan tüm bilgi ve sonuçların akademik ve etik kurallara uyarak tarafımdan elde edildiğini, tez içinde yer alan ancak bu çalışmaya özgü olmayan tüm sonuç ve bilgileri tezde kaynak göstererek belirttiğimi beyan ederim.

Elif FIRATLIGİL

TEŞEKKÜR

"Kütahya Fayı'nın Kinematik Özellikleri" isimli bu yüksek lisans tez çalışmasında, tez konusunun belirlenmesinden itibaren beni yönlendiren, cesaretlendiren, araştırmanın her aşamasında, her konuda bilgi, emek, destek ve katkı sağlayan danışmanım, değerli hocam Prof. Dr. Süha ÖZDEN' e çok teşekkür ederim.

Tezin yazım aşamasında yorum ve tecrübelerini benimle paylaşan, ayrıca araziden alınan kayaç örneği içerisindeki kavkılar üzerinde tanımlama yaparak yaş veren sevgili hocam Yrd. Doç. Dr. Sevinç KAPAN YEŞİLYURT' a teşekkürü bir borç bilirim.

Tez çalışmalarım sırasında haritaların elde edilmesi ve teze yazım aşamasındaki katkılarından dolayı Yrd. Doç. Dr. Cahit Çağlar YALÇINER' e çok teşekkür ederim.

Araziden alınan örneklerin ince kesit tanımlamalarını yapan ve teze katkı sağlayan Dr. Fırat ŞENGÜN' e çok teşekkür ederim.

Tezin uzaktan algılama çalışmalarında kullanılan çalışma alanının Radar görüntülerini sağlayan Yrd. Doç. Dr. Öznur KARACA' ya teşekkür ederim.

Arazi çalışmalarında beni yalnız bırakmayan, tezin her aşamasında desteğini esirgemeyen, her konuda yardımcı olan çalışma arkadaşım Yusuf AKGÜN' e ve Emine DONAT' a çok teşekkür ederim.

Çalışmalarım sırasında beni sabırla destekleyen, yardımlarını hiçbir zaman esirgemeyen başta annem ve babam olmak üzere tüm aileme çok teşekkür ederim.

Elif FIRATLIGİL

SİMGELER ve KISALTMALAR

$^{40}Ar/^{39}Ar$: Argon 40/Argon 39

μm: Mikrometre

ALOS: Advanced Land Observing Satellite

B: Batı

BKB: Batı-Kuzeybatı

cm: Santimetre

D: Doğu

DGD: Doğu-Güneydoğu

G: Güney

GB: Güneybatı

GD: Güneydoğu

GGB: Güney-Güneybatı

K: Kuzey

K/Ar: Potasyum/Argon

KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu

KB: Kuzeybatı

KD: Kuzeydoğu

KKD: Kuzey- Kuzeydoğu

km: Kilometre

km^2: Kilometre kare

m: Metre

mm: Milimetre

M.Ö.: Milattan Önce

M.S.: Milattan Sonra

MTA: Maden Tetkik ve Arama

My: Milyon yıl

OSL: Optik Lüminesans

PALSAR: Phased Array type L-band Synthetic Aperture RADAR

RADAR: Radio Detection And Ranging

Rb/Sr: Rubidyum/Stronsiyum

YB/DS: Yüksek Basınç/Düşük Sıcaklık

yy: Yüzyıl

ÖZET

KÜTAHYA FAYI'NIN KİNEMATİK ÖZELLİKLERİ

Elif FIRATLIGİL

Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı Yüksek Lisans Tezi
Danışman: Prof. Dr. Süha ÖZDEN
20/06/2012, 160

Bu çalışmada Kütahya Fayı'nın kinematik analizi, bölgedeki yapısal unsurların (çizgisellik) uzaktan algılama yöntemiyle belirlenmesi, fayın davranış biçimi ve depremselliğinin değerlendirilmesi çalışmalarıyla Kütahya Fayı'nın yapısal evrimini araştırılmıştır. Batı Anadolu'da önemli Neotektonik yapılardan biri olan Kütahya Fayı, D-B uzanımlı Kütahya Havzası'nın güneyini sınırlayan aktif bir faydır. Havzaya yarı-graben görünümü kazandıran bu fay, temel kayalar ile örtü kayalar arasındaki sınırı oluşturmaktadır.

Kütahya Fayı ve çevresinde gözlenen fay topluluklarının kinematik analizi sonucunda çalışma alanındaki bölgesel gerilme durumları bulunmuştur. Bu çalışmalar sonucunda Kütahya ve yakın civarında Geç Pliyosen öncesinde KD-GB doğrultulu sıkışma rejimi etkisi altında gelişmiş doğrultu atımlı faylar ve kıvrımlar, bu rejimle uyum içerisinde olan KB-GD doğrultulu açılma rejimi altında gelişmiş normal faylar birlikte çalışmıştır. Geç Pliyosen'in hemen öncesinde ilk defa şekillenmeye başlayan Kütahya Fayı KD-GB doğrultulu sıkışma rejimi altında gelişmiş sol yönlü doğrultu atımlı fay karakterinde olup, günümüzde ise KKD-GGB doğrultulu genişlemeli tektonik rejim altında normal fay karakterinde davranış göstermektedir. Arazi çalışmaları sırasında yapılan 1/100.000 ölçekli diri fay haritası ve kinematik analiz çalışmaları ile, BKB-DGD uzanımlı fayın günümüzde normal fay karakterinde olduğu ortaya çıkarılmıştır.

Uzaktan algılama çalışmalarında Radar görüntüleri üzerinde belirlenen çizgiselliklerin doğrultuları gül diyagramına aktarıldığında, K60-80B yönlü çizgiselliklerin, gerek Kütahya Fayı'nın uzanımı, gerekse fayı oluşturan tektonik rejimlerle uyumluluk göstermektedirler.

Anahtar Sözcükler: Kütahya Fayı, Kinematik Analiz, Neotektonik, Genişlemeli Tektonik Rejim, Uzaktan Algılama, Radar.

SUMMARY

KINEMATICS OF KUTAHYA FAULT

Elif FIRATLIGİL

Çanakkale Onsekiz Mart University
Graduate School of Science and Engineering
Chair of Geological Engineering Thesis of Master of Science
Advısor: Prof. Dr. Süha ÖZDEN
20/06/2012,160

This study examined the tectonic evolution of Kutahya Fault with kinematics analysis of Kutahya Fault, determining structural component (lineaments) in region by remote sensing method, the fault behavior and evaluate the work of seismicity, studies. Kutahya Fault, which is one of the major Neotectonic structure in Western Anatolia, is an active fault constraining the southern of E-W trending Kutahya Basin. This fault giving the shape of half-graben to basin forms boundary between basement rocks and cover rocks.

Kinematics analysis of fault's communities of observed in Kutahya Fault and around as a result of found regional stres states in the study area. The studies show that in Kutahya and its vicinity strike-slip fault and folds formed with NE-SW trending compressive regime be gone Late Pliocene, were worked together in a harmony with normal faults which were formed in the same time with an effect of NW-SE trending extensional regime. The Kutahya Fault was primarly formed as a left lateral strike-slip fault with an effect of NW-SE trending compression regime in Late Pliocene, therefore present day the fault treats as a normal fault with an effect of NNE-SSW trending extensional regime. The WNW-ESE trending fault has been revealed currently treats as a normal fault from 1/100.000 scaled active fault map and kinematic analysis which were conducted during the field studies.

After N60-80W trending transfered the rose diagrams which were determined from Radar images, showed harmony with both Kutahya Fault trending and the current tectonic regime which formed the fault zone.

Key Words: Kutahya Fault, Kinematic Analysis, Neotectonic, Extensional Tectonic Regime, Remote Sensing, Radar.

İÇİNDEKİLER

Sayfa

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU……..……..ii
AŞIRMA (İNTİHAL) BEYAN SAYFASI……iii
TEŞEKKÜR……..……...iv
SİMGELER ve KISALTMALAR……..……...v
ÖZET.....vi
SUMMARY.....viii
BÖLÜM 1 – GİRİŞ 1
1.1. Çalışmanın Amacı, Önemi ve Kapsamı.....1
1.2. Çalışma Alanının Tanıtımı.....1
1.2.1. İnceleme Alanının Yeri ve Ulaşımı.....1
1.2.2. İnceleme Alanının Morfolojik Özellikleri.....4
1.2.3. Çalışma Sahasının İklim ve Bitki Örtüsü Özellikleri.....5
BÖLÜM 2 – ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR 6
BÖLÜM 3 – MATERYAL VE YÖNTEM.....12
3.1. Çalışma Yöntemleri.....12
3.1.1. Literatür Tarama Çalışmaları.....12
3.1.2. Saha Çalışmaları.....12
3.1.3. Laboratuar Çalışmaları.....12
3.1.4. Tez Yazımı…….....13
BÖLÜM 4 – ARAŞTIRMA BULGULARI VE TARTIŞMA.....15
4.1. Temel Kayalar.....16
4.1.1. Afyon Zonu…….....16
4.1.1.1. Sarıcasu Formasyonu….....17
4.1.1.2. Arıkaya Formasyonu…….....20
4.1.2. Tavşanlı Zonu.....23
4.1.2.1. Budağan Kireçtaşı…….....24
4.1.2.2. Ovacık Kompleksi…….....26
4.1.2.3. Arifler Formasyonu.....28
4.1.2.4. Dağardı Ofiyolitik Melanjı.....30
4.1.2.4.1. İmranlar Formasyonu.....33
4.1.2.5. Kınık Ofiyoliti.....33

4.2. Örtü Kayalar…….....37
4.2.1. Eğrigöz Graniti…….....37
4.2.2. Beke Formasyonu…….....39
4.2.3. Tunçbilek Formasyonu…….....42
4.2.4. Civanadağ Tüfleri…….....46
4.2.5. Oklukdağı Volkanitleri…..….....48
4.2.6. Saruhanlar Formasyonu…….....50
4.2.7. Çokköy Formasyonu…….....52
4.2.8. Emet Formasyonu…….....55
4.2.9. Taşlıtepe Volkaniti…….....60
4.2.10. Kocayataktepe Formasyon….....63
4.2.11. Traverten ve Alüvyonlar…….....65
BÖLÜM 5 – YAPISAL JEOLOJİ…….....66
5.1. Batı Anadolu'nun Tektoniği……...66
5.2. Kütahya Fayı'nın Özellikleri.....73
5.2.1. Kütahya Fayı'nın Uzanımı.....73
5.2.2. Kütahya Fayı'nın Yaşı…….....80
5.3. Çalışma Alanının Yapısal Jeolojik Özellikleri.....82
5.3.1. Uyumsuzluklar……..……...82
5.3.2. Kıvrımlar……..……....84
5.3.3. Faylar……..……..87
BÖLÜM 6 – KİNEMATİK ANALİZ…….....103
6.1. Fay Topluluklarının Kinematik Analizinde Kullanılan Yöntem……..103
6.2. Fay Topluluklarının Kinematik Analizlerinin Sonuçları…….……..……...108
6.2.1. Transpresyonel Tektonik Rejim……..…….....110
6.2.2. Açılma Rejimi (Normal Faylanma)……..…….....114
6.2.3. Transpresyonel Tektonik Rejim……..……115
6.2.4. Açılma Rejimi (Normal Faylanma)……..……...….....120
BÖLÜM 7 – DEPREMSELLİK…….....125
7.1. Tarihsel Depremler…….……..125
7.2. Aletsel Dönemde Kaydedilen Depremler…….…….……..126
BÖLÜM 8 – UZAKTAN ALGILAMA…….....131
8.1. Çalışma Alanının ALOS (PALSAR) Görüntüleriyle İncelenmesi…….……...136
8.1.1. ALOS Uydusu……..……...136

8.1.2. Görüntü İşleme..……..…….……..140
8.1.2.1. Doku Analizi...……..…….……..140
8.1.2.2. Gürültülerin Ortadan Kaldırılması.……..…….……...141
8.1.2.3. Kenar Belirleme.……..…….……..142
BÖLÜM 9 – SONUÇLAR ve ÖNERİLER...…….....146
KAYNAKLAR……..149
EKLER…….I
TABLOLAR……II
ŞEKİLLER……...……..III
ÖZGEÇMİŞ……...…XII

BÖLÜM-1
GİRİŞ

1.1. Çalışmanın Amacı, Kapsamı ve Önemi

Bu yüksek lisans tez çalışmasında amaç, yapısal jeoloji-tektonik (Neotektonik-kinematik) çalışmaları kapsamında Kütahya Fayı'nın yapısal evrimini araştırmaktır.

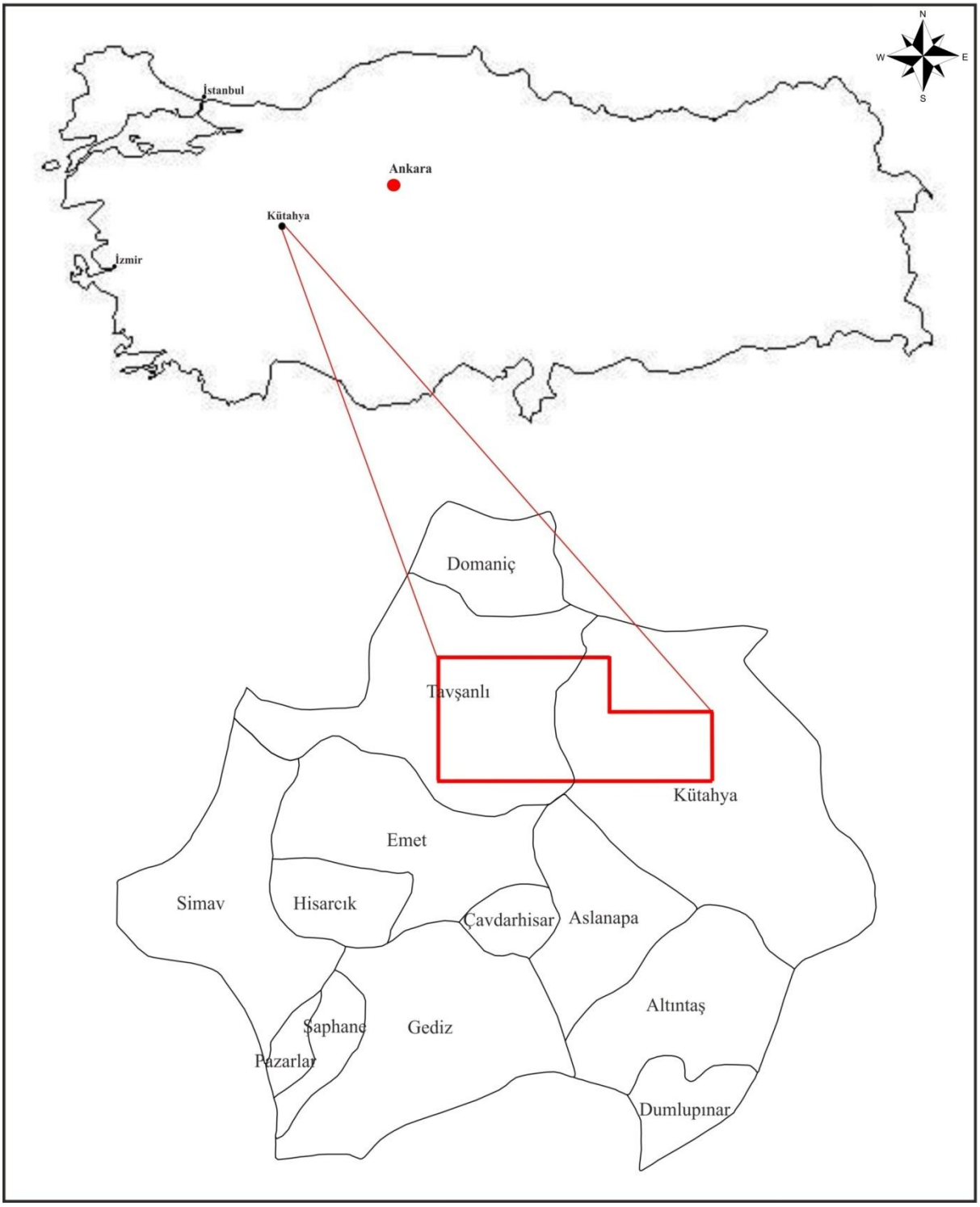
Yapılacak olan tez çalışması Kütahya Fayı ve yakın civarının genel jeoloji ve diri fay harita alımı, Kütahya Fayı'nın kinematik analizi, uzaktan algılama yöntemiyle çizgiselliklerin (yapısal gidişler) belirlenmesi, bölgesel gerilme durumlarının ortaya çıkarılması, fayın aktivitesi ve deprem üretme potansiyelinin değerlendirilmesi konularını içermektedir.

Bu anlamda Kütahya Fayı'nın oluşumundan günümüze kadar geçirmiş olduğu davranış biçimi ya da kinematik evrim modelinin ortaya çıkarılması hedeflenmiştir.

1.2. Çalışma Alanının Tanıtımı

1.2.1. İnceleme Alanının Yeri ve Ulaşımı

Kütahya, Ege Bölgesi'nin İç Batı Anadolu Bölümü'nde yer alır. İç Anadolu Bölgesi ile denize kıyısı olan Ege Bölümü arasında geçiş alanıdır. Çalışma alanı Kütahya iline bağlı Tavşanlı ilçesi ve Kütahya il merkezi arasında bulunmaktadır. İnceleme alanı kuzeyinde Domaniç, güneybatısında Emet ve Hisarcık, güneyinde Çavdarhisar ve Aslanapa, batısında Tavşanlı, doğusunda Muhatboğazı ile sınırlıdır (Şekil 1.1.).



Şekil 1.1. Çalışama alanının yer bulduru haritası.

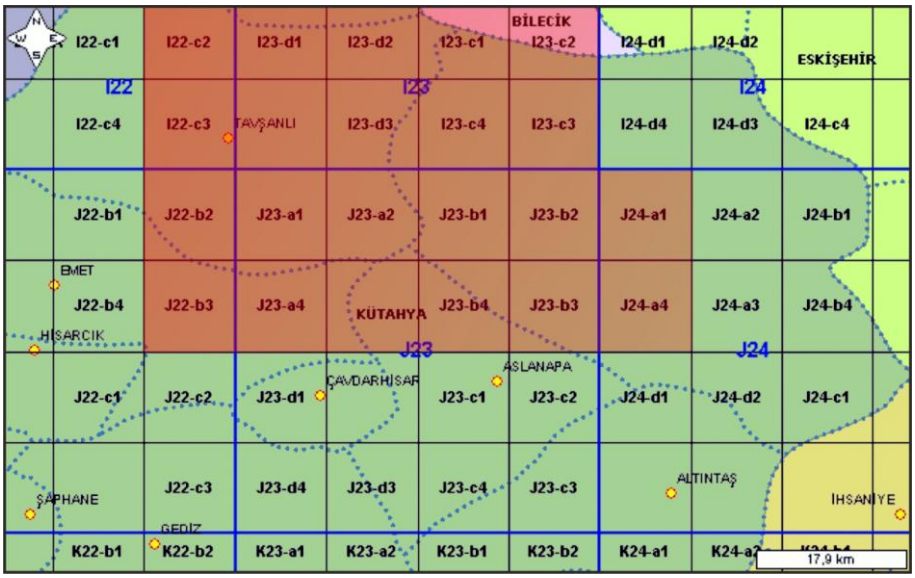
Çalışama alanına ulaşım her yönden karayolu ile sağlanmaktadır. Çalışma alanına Harmancık-Kütahya Karayolu ve bu yolun bağlandığı köy yollarından ulaşılmaktadır. Ayrıca çalışma alanına çevre illerden demiryoluyla da ulaşılabilmektedir. Balıkesir'den

Tavşanlı'ya bağlanan demiryolu, Tavşanlı ilçesinden kuzeyde Eskişehir'e güneyde Afyon'a bağlanmaktadır (Şekil 1.2.).



Şekil 1.2. Çalışma alanındaki ulaşım ağı haritası (Anonim 1, 2012).

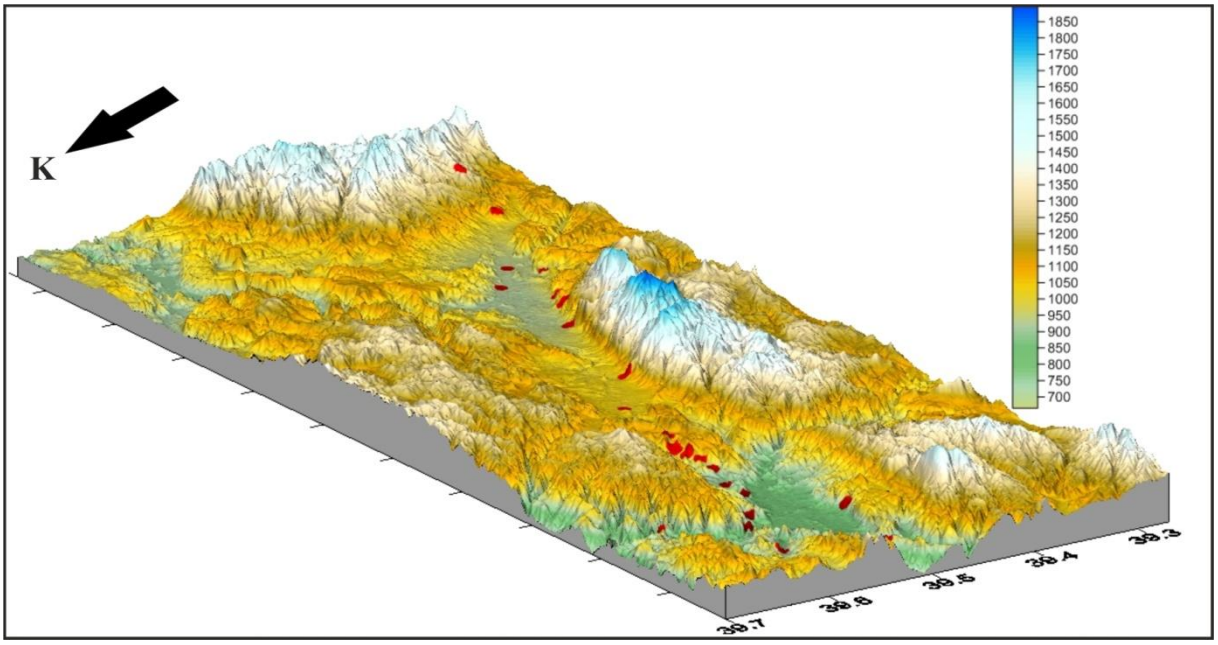
İnceleme alanı 1 / 25.000 ölçekli Kütahya İ22 c2-c3 paftalarını, Kütahya İ23 c1-c2-c3-c4-d1-d2-d3-d4 paftalarını, Kütahya J22 b2-b3 paftalarını, Kütahya J23 a1-a2-a3-a4-b1-b2-b3-b4 ve Eskişehir J24 a1-a4 paftalarının batı kesimini kapsamaktadır (Şekil 1.3.).



Şekil 1.3. İnceleme alanının 1/ 25.000 ölçekli Türkiye Pafta İndeksi'ndeki konumu (Anonim 1, 2012).

1.2.2. İnceleme Alanının Morfolojik Özellikleri

İnceleme alanını içerisinde bulunduran Kütahya ilinde ortalama yükselti 1.200 metredir. İnceleme alanı genellikle dağlardan ve ovalardan oluşmaktadır. Dağların uzanış biçimleri sistematik dağılış göstermemektedir (Anonim 2, 2012).İnceleme alanının güneybatısında Budağan Dağı (1613 m), batısında Okluk Dağı (1343 m), güneydoğusunda ise Yellice Dağı yer almaktadır. Buradan da anlaşılacağı gibi çalışma alanının güney kesimi yüksek bir morfoloji gösterirken, kuzey kısmı ise alçak morfolojiye sahip ovalardan oluşmaktadır. Çalışma alanındaki önemli ovaları Kütahya Ovası, Yoncalı Ovası, Köprüören Ovası, Aslanapa Ovası ve Tavşanlı Ovası oluşturmaktadır. İnceleme alanı içerisinde Kocasu Çayı ile Tavşanlı Çayı ve baraj göllerinden Enne Barajını bulundurmaktadır. Aynı zamanda alanda Sofular ve Belkavak Göletleri bulunmaktadır (Şekil 1.4.).



Şekil 1.4. İnceleme alanının morfolojik özellikleri (Kırmızı noktalar ölçüm yapılan istasyonlardır).

Çalışma alanındaki bazı önemli yükselimler; Kayaca Tepe (1100 m.), Kızıl Tepe (1375 m.), Koca Tepe (1123 m.), Türkmen Tepe (1269 m.), Kızılcakaya Tepe (1329 m.),Oyak Tepe (1110 m.), Çakmak Tepe (1110 m.), Bademtepe (1384 m.), Büyükdüz Tepe (1100 m.), Asarlık Tepe (1020 m.), Sağraç Tepe (1500 m.), Karabelen Tepe (1244 m.), Yanıkkonak Tepe (1109 m.), Çalıkıran Tepe (1034 m.), Ada Tepe (1031 m.),

Karaağaç Tepe (1031 m.), Ucusivri Tepe (1200 m.), Eğindüz Tepe (1247 m.), Gökağıl Tepe (1249 m.), Akkaya Tepe (1070 m.)'dir.

1.2.3. Çalışma Sahasının İklim ve Bitki Örtüsü Özellikleri

Tavşanlı-Kütahya arasında bulunan çalışma alanı; Ege Bölgesi'nde yer almasına rağmen, denizden uzaklık ve yükseltiye bağlı olarak iklimi kıyı Ege'den daha farklıdır. Kütahya ve çevresinin iklimi Ege, Marmara ve İç Anadolu Bölgeleri arasında bir geçiş tipidir. İklim ve sıcaklık şartları bakımından, her üç bölgenin özelliklerini taşır. Sıcaklık şartları İç Anadolu, yağış şartları Marmara Bölgesi tesiri altındadır.

Çalışma alanında yer alan doğal bitki örtüsü Akdeniz, Karadeniz ve İç Anadolu bölgelerinin özelliklerini taşır. Kütahya'da kuru ormanlar çoğunluktadır. Bunu bozkır bitki toplulukları takip etmektedir. Ormanları, daha çok dağ eteklerindeki platolarda yer almaktadır (Anonim 2, 2012).

BÖLÜM-2
ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Nebert (1960), Tavşanlı'nın batı ve kuzeyindeki linyit içeren Neojen havzalarının karşılaştırmalı litostratigrafisini ve tektonik evrimini incelemiş olup, Neojen'in çakıl, kum ve kireçtaşları ile volkanik ve piroklastik kayaçlardan oluştuğunu belirtmiştir. Araştırmacı Alabarda bölgesinin Neojen sahası ile birlikte serpantin temeli içinden adalar şeklinde oluşmuş Tavşanlı batısındaki bütün Neojen sahalarının, önceden geniş Tunçbilek linyit bölgesi ile birleşik bir örtü halinde olduğunu belirtmiştir. Miyosen'e ait bu sediman örtüsünün tümünün daha yaşlı KB-GD etkili daralma hareketi etkisi altında kaldığı belirtilmiştir. Üst Pliyosen ya da Pliyosen-Kuvaterner dönemine ait genç tektonik olayların, Neojen öncesindeki alt yapı içinde karışık bir fay ve blok tektoniği meydana getirdiğini, birleşik Neojen örtüsünün bu sürede yırtılıp ve parçalandığı söylenerek, yüksekte bulunan örtü bölümlerinin kısa zamanda aşınmaya maruz kalarak, irili ufaklı diğer parçaların ise, serpantin masifleri arasına sıkışarak aşınmadan kurtulduğuna değinilmiştir. Bunların bugünkü faylarla sınırlı tektonik blokları teşkil etmekte olduğunu, bugüne kadar kabul edildiği gibi ufak ve izole sedimantasyon havzalar olmadığı söylenmiştir.

Kalafatçıoğlu (1961; 1964), Bilecik-Kütahya-Tavşanlı-Harmancık-İnegöl ile Balıkesir-Kütahya arasındaki bölgenin jeolojisini incelemiş, Paleozoyik yaşlı metamorfitlerin üzerine gre ve kireçtaşlarından oluşan fosilli Permiyen'in uyumsuz olarak geldiğini ve üzerindeki kireçtaşı, filiş, şist, radyolarit, volkanik breş, diyabaz ve serpantinitten oluşan Üst Kretase'nin bulunduğunu savunmuştur. Ayrıca bölgedeki Neojen litolojisinin kaba konglomera ile başladığını ve üzerine kumlu, killi, marnlı, kalkerli bir istif ile Miyosen sonunda başlayıp Pliyosen'de etkinliğini artıran volkanizmadan meydana geldiğini ifade etmiştir.

Akkuş (1962), Kütahya-Gediz arasındaki çalışmalarında Paleozoyik yaşlı olduğunu ileri sürdüğü epimetamorfik kayaçların üzerinde uyumsuz olarak Mesozoyik kristalize kireçtaşları ve bunlarla ilişkili Kretase yaşlı ofiyolitlerin, en üstte ise Alt Pliyosen yaşlı gölsel kireçtaşlarının bulunduğunu belirtmektedir.

Kaya (1972), araştırmalarda bulunduğu Budagan Dağ alanını (Tavşanlı) yaklaşık BKB doğrultulu düşey büyük fay ile birbirinden bağımsız oluşmuş kayaç topluluklarını kapsayan iki kesime ayırır. Kuzeyde temel ultrabaziktir ve bütün birimler aşınma yüzeyleriyle ayrılmıştır. Lavsonit-albit-şist birimi tektoniğe bağlı olmaksızın

ultrabaziklerin üzerine gelir. Diyabaz lav ve tüfleri kuzeyden güneye, ultrabazik üzerine transgresif aşmalıdır. Büyük fayın güneyinde ise alttan üste doğru şist (Paleozoyik ?), metasedimentitler (Jura ?) ve afanitik kireçtaşı (Mastrihtiyen) yer alır.

Akdeniz ve Konak (1979)'ın Simav-Emet-Tavşanlı-Dursunbey-Demirci dolaylarının 1/25.000 ölçekli genel jeolojisine yönelik çalışmalarında tanımladıkları karasal Neojen istifi, alüvyal "Taşbaşı Formasyonu" ile başlar ve flüvyal-gölsel "Kızılbük Formasyonu" ile devam eder. Erken Neojen çökellerini, altta piroklastikler ("Civanadağ Tüfleri") ve üstte lavların ("Akdağ Volkanitleri") oluşturduğu riyolit-riyodasit-dasit-andezit bileşim aralığındaki kalkalkali volkanitler örter. Kendilerinden yaşlı kaya birimlerini uyumsuzlukla örten alüvyal - gölsel "Hisarcık" ve gölsel "Emet" formasyonları üzerine, alüvyal "Toklargölü Formasyonu" gelir. Bölgenin alkali mafik volkanizmasını simgeleyen "Nasa Bazaltı" Kuvaterner yaşlı kabul edilmiştir.

Tokay ve Doyuran, (1979), Ege Bölgesi'nin tipik tektonik yapısını oluşturan çöküntü havzalarından başlıcalarının Büyük Menderes, Küçük Menderes, Alaşehir, Simav, Gediz, Bergama ve Edremit çöküntü havzaları olduğuna ve bu çöküntü havzalarının genel doğrultularının kabaca doğu-batı olduğuna dikkat çekmişlerdir. Gediz ve dolaylarını içeren tektonik haritada doğu-batı yönlü genel gidişlerin yanı sıra, çok sayıda ve farklı doğrultularda fayların da varlığı ortaya çıkarmışlardır. Bu fayların kabaca BKB - DGD ve KD - GB yönlerinde geliştiğini bu durumun, bölgenin karmaşık blok faylanmalardan etkilendiğini belirtmişlerdir. Bölgede genellikle düşey atımlı normal fayların egemen olduğunu, Batı Anadolu'nun tipik çöküntü havzalarının varlığından da anlaşılacağı gibi, bölgenin gerilme kuvvetlerinin etkisi altında olduğunu, bu kuvvetlerin etkilerinin sürekli olduğunu ve bunun da bölgede çok eskiden beri süregelen ve zaman zaman şiddetli olabilen depremlerden anlaşıldığına dikkat çekmişlerdir.

Ercan (1981), Batı Anadolu Tersiyer volkanitleri üzerinde çalışmış, bu alanda esas olarak kalkalkalin, yer yer de alkalin nitelikli volkanitlerin varlığından söz etmiştir. Tavşanlı volkanitleri olarak isimlendirdiği yöre volkanitleri için, daha çok, çeşitli araştırmacıların görüşlerinden bahsetmiştir. Bunun yanında Kütahya ve Emet yörelerinde Tavşanlı volkanitlerinde olduğu gibi alkali bazaltik lavlarla kalkalkalin andezitik lavların bir arada olduğundan bahsetmiştir.

Okay (1981), Kuzeybatı Anadolu'daki ofiyolitlerin jeolojisi ve mavişist metamorfizması isimli çalışmasında, çalışma alanının hemen batısında bulunan Tavşanlı yöresindeki kayaçları peridotit, ofiyolitli melanj, mavişist ve mermer olarak tanımlamış ve bu kayaları da İzmir-Ankara zonu içerisinde betimlemiştir. Ana kaya türü bakımından

birbirlerine çok benzeyen mavişist ve ofiyolitli melanj kayaları arasındaki tek fark mavişistlerin ofiyolitli melanj kayalarına nazaran yüksek basınç/düşük ısı metamorfizmasından daha çok etkilenmesidir. Araştırmacı çalışmasında, Kuzeybatı Anadolu'daki ofiyolitlerin çökelme, mavişist metamorfizması ve yerleşme yaşını Üst Kretase-Paleosen olarak vermiştir.

Ercan (1983), Batı Anadolu'daki diğer volkanik kayaçlarla birlikte; Gediz, Simav ve Emet çevresindeki volkanitlerde petrokimyasal çalışmalar yapmıştır. Araştırıcı; bölgede Orta Miyosen'den itibaren oluşmaya başlayan kalkalkalin nitelikli kıta kabuğu ürünü volkanizmanın gençleştikçe alkalin nitelik kazandığını ve Pliyosen'den itibaren Kuvaterner'e doğru alkali bazaltik volkanitlerin egemen olduğunu da ileri sürmüştür.

Okay (1984), Kuzeybatı Anadolu'da, Karakaya Kompleksi, Tavşanlı ve Afyon zonları olmak üzere üç büyük metamorfik kuşak ayırt etmiştir. Araştırmacı Anatolidlerde Alpin orojenezi sırasında iki metamorfik kuşak oluştuğunu, kuzeydeki YB/DS metamorfizma geçiren bölümü Tavşanlı Zonu, daha güneydeki ofiyolit kütleleri altında kalan platformun taban kesimlerinin ısınması sonucu oluşan metamorfik zonu da Afyon Zonu olarak tanımlamıştır.

Baş (1986), "Domaniç-Tavşanlı-Kütahya-Gediz yöresinin Tersiyer jeolojisi ve volkanitlerinin petrolojisi" isimli çalışmasında; Tersiyer'in Eosen yaşlı denizel kireçtaşlarıyla başladığını belirtmiştir. Orta Miyosen'de başlayan neotektonik evre ile çöküntü havzalarının gelişmeye başladığını ve Orta Miyosen'de başlayan grabenleşme ile havzada akarsu ve göl oluşuklarının çökeldiğini, gölsel ortamın Pliyosen sonuna kadar devam ettiğini ortaya koymuştur. Geç Miyosen'de etkin olan asidik volkanizmanın Pliyosen sonuna kadar piroklastik kayaçları oluştururken; Pliyosen'de bu volkanizmaya paralel bazik-ortaç bileşimli bir volkanik aktivite olduğunu belirtmiştir.

Şener ve Gevrek (1986), Simav-Emet-Tavşanlı yörelerinin hidrotermal alterasyon zonları isimli çalışmalarında, Kütahya-Ilıca yöresinde, Neojen yaşlı bazaltlarla, Kretase yaşlı kireçtaşlarının gözlendiğini ve bu yörede Kretase yaşlı kireçtaşı ile jeotermal akışkanın etkileşimi sonucu silisifiye ve bazalt ile diğer birimler arasında ise montmorillonit zonlarının gelişmiş olduğunu tespit edilmiştir. Yine Göbel ve Başköy yörelerinde de güncel tektonizmanın hakim olduğu yerlerdeki kireçtaşlarının mezotermal solüsyonlarla etkileşimi sonucu montmorillonit-kaolonit zonlarının gelişmiş olduğu saptanmıştır. Bu veriler ışığında yörede 100°-160°C rezervuar sıcaklığına sahip bir jeotermal akışkandan söz etmişlerdir.

Baş (1987), Tavşanlı-Domaniç bölgesindeki volkanitlerin Orta-Üst Miyosen'de dasit-riyolit şeklinde başladığını, Pliyosen'de dasit ve riyolitlerle ardalanmalı olarak andezit ve bazaltik andezitlerin türediğini belirtmiştir. Kayaçların tümünün subalkali özellikte olduğunu ve volkanizmanın çöküntü havzalarıyla sınırlı gölsel ortamda geliştiğini tespit etmiştir. Bu çalışmada grabenlerle ilgili Batı Anadolu volkanitleri esas olarak manto ve kabuk kökenli olarak iki grupta toplanmıştır. Buna göre, incelenen volkanitler kabuk kökenli olup; Miyosen yaşlı dasit-riyolitlerin kimyasal bileşiminin üst kıta kabuğuna, Pliyosen andezitlerinin ise alt kıta kabuğuna uyduğunu yazmıştır.

Şaroğlu ve ark., (1992), MTA adına Türkiye Diri Fay Haritası'nı yapmışlardır. Bu bölgede Simav ve Kütahya Faylarını aktif fay olarak göstermişlerdir.

Kaya ve ark., (1995), Tavşanlı (Kütahya) güneyindeki ankimetamorfik kayaların stratigrafisi ve yapısal konumu: İzmir-Ankara Zonu ile bağıntısı isimli bu çalışmada İzmir-Ankara zonu ile Menderes Masifinin en kuzeydeki şist ve gnays kitleleri arasında yer alan ankimetamorfik kayalar; Orta Triyas yaşlı alt sleyt birimi,Erken Liyas yaşlı üst sleytbirimi ve Orta Liyas yaşlı kireçtaşı birimi olmak üzere üç belirgin stratigrafi birimine ayrılmıştır.

Koçyiğit ve Bozkurt (1997), Kütahya-Tavşanlı çöküntü alanının neotektonik özelliklerini çalışmışlardır. Çalışma alanı Kütahya-Tavşanlı olarak geçse de, araştırmada daha dar bir alanda çalışmışlardır. Özburan (2009) tarafından yapılan çalışmanın merkezinde kalan bir alanda yaptıkları incelemelerde araştırmacılar, Baş, (1986) tarafından yapılan ve sonraki araştırmacılarca genel kabul görmüş çalışmaya bazı eleştiriler getirerek, formasyon ad ve yaşlarında yapılan değişiklikleri tabloda toplamışlardır. Ayrıca araştırmacılar, neotektonik dönemin erken Pliyosen sonunda başladığını vurgulamışlar ve grabenin Pliyo-Kuvaterner'de yarı graben olarak geliştiğini belirtmişlerdir. Bu tespit tarafımızdan yapılan değerlendirmelerle örtüşmektedir.

Arslan (1979), "Kütahya – Tunçbilek sahasındaki sondaj örneklerinin palinoloji incelemesi" isimli çalışmasında Kütahya – Tunçbilek havzasında gerçekleştirilmiş olan sondajlardan alınmış 33 örneğin palinoloji incelemesini yaparak 21 cins 48 tip bulmuştur. Kömürlerin içerdiği spor ve polenlerin Tersiyer tipleri olup, genç polenlerin varlığı ile Üst Miyosen yaşını uygun görmüştür. Spor ve polenler ve onlara bağlı bitkiler ile kömürün oluşumu sırasındaki iklimin Akdeniz iklimi özellikleri taşıdığını saptamıştır.

Kapan Yeşilyurt (2000), "İzmir-Manisa-Kütahya yöresi Neojen stratigrafisi ve Mollusk faunası" isimli doktora çalışmasında Batı Anadolu'da yüzlek veren Neojen yaşlı birimlerin Molluska faunasına bağlı olarak paleontolojisi ve stratigrafisini ortaya koymaktadır. Bu çalışmada Domaniç-Tunçbilek (Kütahya) yöresindeki beş farklı

formasyondan toplam yedi ölçülü stratigrafi kesiti alınmıştır. Bu kesitlerden elde edilen örneklerden Molluska dalına ait 11 cins, 12 tür tanımlanmıştır. Bu fauna ile Tunçbilek Formasyonu'nun yaşı; Ponsiyen, Çokköy Formasyonu'nun yaşı; Dasiyen ve Emet Formasyonu'nun yaşı da Romaniyen olarak kat mertebesinde verilmiştir. Tanımlanan faunanın stratigrafik-paleocoğrafik yayılımı ve paleoekolojik özelliklerine göre; Ponsiyen'de yaygın olan gölün Merkezi Paratetis'e ait fauna içerdiği, tektonizma dolayısıyla zaman zaman su seviyesinin iyice düşerek bataklık ortamına dönüştüğü ve böylece bölgede kömür oluşumunun meydana geldiği tespit edilmiştir. Domaniç-Tunçbilek bölgesinde saptanan Dasiyen'de bölgede aktif olan volkanizmanın ürünlerinin göle depolandığı ve aynı zamanda gölün akarsularla beslendiği, Romaniyen'de ise akarsularla beslenmenin devam ettiği saptanmıştır.

Bozkurt (2001), Batı Anadolu'nun, dünyanın en hızlı gerilen ve sismik bakımdan aktif olan bölgelerinden birisi olup; Ege açılma bölgesinin bir parçası olduğunu; yaklaşık D-B gidişli grabenlerin ve basenleri sınırlayan aktif normal fayların batı Türkiye'nin en göze batan Neotektonik yapıları olduğunu belirtmiştir.

Bacak ve Uz (2003), "Dağardı güneyi (Kütahya) ofiyolitinin jeolojisi ve jeokimyasal özellikleri" isimli çalışmasında İzmir-Ankara Sutur Kuşağı üzerinde yer alan çalışma alanının temelinde yeşil şist fasiyesinde metamorfizmaya uğramış Eğrigöz Metamorfiklerinde ve metamorfik temelin üzerinde yerleşim yaşı Senomaniyen-Mastrihtiyen olan ofiyolitler üzerinde çalışmışlardır. Çalışmacılar ofiyolitler üzerindeki petrografik, jeokimyasal ve saha incelemeleri sonucunda, ofiyolitlerin okyanus ortası sırt ortamı özelliği gösterdiğini ve metadiyabazlardaki glokofan ve lavsonit minerallerinin varlığı kayaçların dalım sırasında yüksek basınç-düşük sıcaklık metamorfizması etkisi altında kaldığını belirtmişlerdir.

Gürer ve ark., (2005), Ege bölgesinin doğusunda yer alan Kütahya'nın, BKB uzanımlı bir havza içinde yer aldığını, "Kütahya Grabeni" adı verilen bu havzanın temelinde, güneyde çoğunlukla yeşil şist fasiyesindeki metamorfitler ile kuzeyde İzmir-Ankara Zonu'nun kapanma sürecine ilişkin kayıtları yansıtan ofiyolitik kayaların mostra verdiğini belirtmişlerdir. Bu kompleks temel üzerinde ise içerisinde önemli miktarda kömür bulunduran Neojen yaşlı çökel ve volkanoklastikler uyumsuzlukla bulunduğunu, Miyosen çökellerinin hem graben içinde hem de horstlar üzerinde yüzeylendiğini vurgulamışlardır. Grabenin dolgusu Pliyo-Kuvaterner yaşlı çökellerden oluşup, bu özellikleri ile grabenin Pliyo-Kuvaterner'de oluştuğunu düşünmektedirler.

Koçyiğit ve Deveci, (2007), Güneydoğuda Karaman ile kuzeybatıda Sındırgı arasındaki alanda, 10-30 km genişlikte, 500 km uzunlukta, KB-GD gidişli ve süreksiz verev atımlı normal bir fay sisteminin yüzeylediğini belirtip, bu büyük sismojenik kuşağı Akşehir-Simav Fay Sistemi (ASFS) olarak adlandırılmışlardır. Akşehir-Simav Fay Sistemi'nin güneydoğu yarısı, kuzeyde yer alan Batı Orta Anadolu ile güneyde yer alan Isparta Açısı arasındaki coğrafik sınırı oluşturduğunu, buna karşın fay sisteminin kuzeybatı yarısının Batı Anadolu içinde uzandığını ve en kuzeybatıda KD-GB gidişli Akhisar fay zonu ile birleşerek sona erdiğini vurgulamışlardır.

Yükünç (2007), Hisarcık (Kütahya) alanı içerisindeki Neojen tortullaşması ve volkanizmasının Erken Miyosen-Erken Orta Miyosen zaman aralığında gerçekleştiğini belirtmiştir.Bu dönem içinde altta Hacıbekir Grubu ve üstte Emet Grubu olmak üzere birbirinden uyumsuzlukla ayrılmış iki üst birim ayırtlayarak, alttan üste, Hacıbekir Grubu kapsamındaki Taşbaşı Formasyonu, Akdağ Volkanitleri, Kızılbük Formasyonu ve Köpenez Tüfü ile Emet Grubu kapsamındaki Kızılyar Formasyonu, Ören Formasyonu, Hisarcık Formasyonu ve Dereköy Volkanitinin yöntemli tanımlarını yapmış; özellikle volkanik kaya birimlerinin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özellikleri analiz etmiştir.

Özburan ve Gürer, (2009), Kütahya ve çevresinde sıkışmalı yapılarla temsil edilen paleotektonik rejimin, gerilmeli yapıların geliştiği Neotektonik döneme geçişini Geç Pliyosen-Kuvaterner arası olarak önermişlerdir ve fay zonu boyunca gözlenen, sıcak-soğuk su kaynaklarının varlığı, üçgen yüzeyler, asılı vadiler, fay önü tortullarından ve yelpazelerden oluşan genç çökeller ile mikrodeprem aktivitesine dayanarak bu fay zonunun çok genç ve aktif olduğunu belirtmişlerdir.

Altınok (2010), Kütahya Havzası'nı güneyden sınırlayan Kütahya Fay Zonu'nun güneyde yer alan temel kayalar ile Pliyosen yaşlı çökeller arasında sınır oluşturduğunu belirtmiştir. Yapılan gözlemler sonrasında temel kayalar ile Pliyosen yaşlı çökeller arasında ki bu fay zonunun aktif olmadığını ortaya koymuştur. Fay zonunun birkaç yüz metre kuzeyindeki jeolojik, morfolojik, jeofizik ve paleosismolojik verilerden yararlanarak son 8000 yıl içinde en az iki adet yüzey kırığı oluşturan depremin meydana geldiğini açıklamış olup, Seyitömer Höyüğü'nde oluşmuş deprem hasarlarının bu iki depremden M.Ö. 5000 yılından sonra meydana gelmiş olan depremle ilgili olduğunu belirtmiştir. Havzanın güneyini sınırlayan Kütahya Fay Zonu'nun aktif olduğunu ve Kütahya Fay Zonu'nun 6.5-7 büyüklüğünde deprem üretme potansiyelinin olduğu ortaya koymuştur.

BÖLÜM-3
MATERYAL VE YÖNTEM

3.1. Çalışma Yöntemleri

Kütahya Fayı'nın kinematiği, depremselliği ve uzaktan algılama yöntemleriyle incelenmesini konu alan tez çalışmasında; literatür tarama çalışmaları, saha çalışmaları laboratuar çalışmaları ve tez yazımı olmak üzere dört ana yol izlenmiştir. Bu temel yolların dışında çalışma kapsamında kullanılan metodlar, ilgili bölümlerde detaylı olarak anlatılmıştır. Bu aşamalar kısaca anlatılacaktır.

3.1.1. Literatür Tarama Çalışmaları

Çalışmanın bu aşamasında; daha önce çeşitli araştırmacılar tarafından, inceleme alanı ile ilgili olarak hazırlanan jeolojik yayınlar derlenmiştir. Daha sonra inceleme alanına ait çeşitli ölçeklerde topografik haritalar ve uydu görüntüleri temin edilmiştir. Bu materyaller kullanılarak daha sonra yapılması planlanan arazi çalışmaları için bir öngörü sahibi olunmuştur. Bu sayede inceleme alanındaki önemli bölgeler belirlenmiştir. Ayrıca saha gözlemleri ile çalışma alanına ait MTA tarafından hazırlanan 1/25.000 ve 1/100.000 ölçekli jeoloji haritaları ve Özburan (2009) tarafından hazırlanan jeoloji haritasından yararlanılarak Kütahya Fayı ve çevresinin 1/100.000 ölçekli jeoloji haritası oluşturulmuştur.

3.1.2. Saha Çalışmaları

Kütahya Fayı üzerinde, mostra koşullarının izin verdiği yerlerde ve çeşitli yaşlardaki birimler üzerinde gelişen fay düzlemlerinden yararlanılarak, fay düzlemlerinin ve kayma vektörlerinin durumları ölçülmüştür. Bu çalışmalar sırasında, 1/100.000 ölçekli topografik ve jeolojik haritalar üzerine diri faylar ile olası faylar işaretlenmiştir. Kütahya Fayı'nın ilişkili olduğu ve çalışma alanında yüzlek veren jeolojik birimlerin, bölgesel jeokronolojik ve jeodinamik yorumlamalarda ihtiyaç duyulan yaş konakları ve petrografik özellikleri belirlenmek için kayaç numuneleri (el örneği) alınmıştır.

3.1.3. Laboratuar Çalışmaları

Çalışma sahasından alınan el örneklerinin ince kesitleri hazırlanmış ve mikroskopta incelenmiştir. İki örnek ise tarihlendirilmek üzere (K-Ar, Kanada) yurtdışına gönderilmiştir. Araziden elde edilen sayısal verilerin bilgisayar ortamında

hesaplanmalarına geçilmiştir. Saha çalışmalarında fay düzlemlerinden alınan kinematik ölçümler (fay düzlemlerinin ve kayma vektörlerinin durumları) bilgisayar destekli, Carey 'in (1979) terslenme (inversion) metodundan sonra geliştirilen bilgisayar destekli Carey-Gaillardis ve Mercier 'in (1987) terslenme (inversion) metodu ile değerlendirilmiştir. Çalışmanın depremsellik bölümünde ise, aletsel dönemde (1900'dan günümüze) meydana gelmiş olan tüm depremlere bakılmıştır. Ayrıca, bölgenin uzaktan algılama çalışmaları bölümünde ALOS-PALSAR görüntüleri satın alınmış, bu görüntüler üzerindeki zenginleştirmeler ve filtrelemeler yardımıyla bir çizgisellik analizi yapılarak diğer verilerle birlikte yorumlanmıştır.

3.1.4. Tez Yazımı

Tez yazımı kapsamında, yapılan çalışmalar sonucu elde edilen veriler değerlendirilip yorumlanarak Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü tez formatına uygun olarak yazılmıştır. Tez yazılırken bu projenin amaçlarına uygun olarak özellikle kinematik, depremsellik ve uzaktan algılama çalışmaları üzerinde durulmuştur. Bu şekilde ana bölüm olarak hazırlanan tez, başlıca şu bölümlerden oluşmaktadır.

1. Giriş
2. Önceki Çalışmalar
3. Materyal ve Yöntem
4. Araştırma Bulguları ve Tartışma
5. Yapısal Jeoloji
6. Kinematik Analiz Çalışmaları
7. Depremsellik
8. Uzaktan Algılama Çalışmaları
9. Sonuçlar ve Öneriler
10. Kaynaklar

Tezin giriş kısmında inceleme alanının konumu, jeomorfolojisi gibi konularda genel bilgiler verilirken, önceki çalışmalar başlığı altındaki bölümde inceleme alanı hakkında günümüze kadar yapılan araştırmaları kapsayan yayınlar derlenmiştir. Materyal ve yöntem bölümünde yapılan çalışmaların teknikleri ve kullanılan materyaller hakkında kısaca bilgiler verilmiştir.

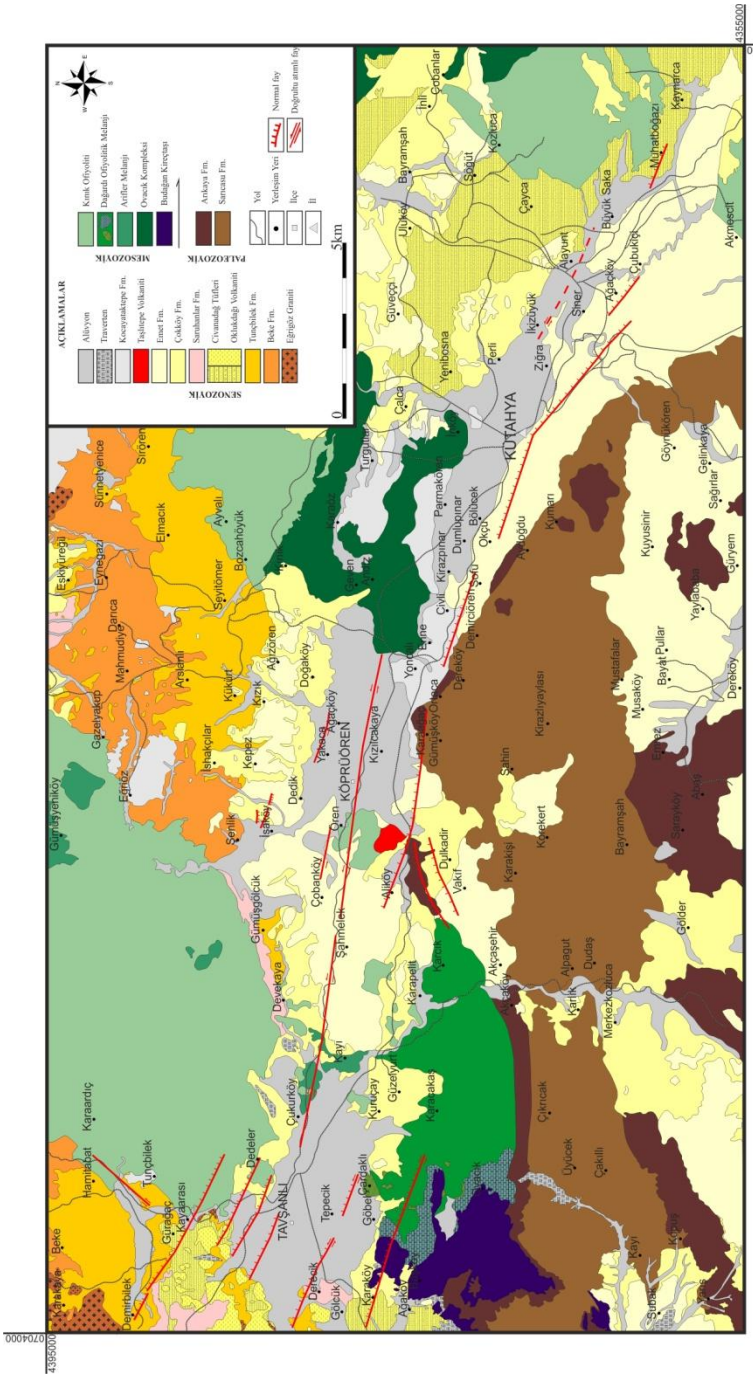
Jeolojik inceleme yapılacak bir arazide mostra veren birimler, bunların stratigrafik özellikleri, dokanak ilişkileri, yayılımları gibi konular oldukça önemlidir. Bu nedenle stratigrafi başlığı altında bu özelliklere yer verilmiş ve yapılan haritalar ve kesitler ile daha

anlaşılır hale getirilmiştir. Yapısal jeoloji kısmı ise bölgede yer alan kıvrımlar, çatlaklar, faylar konusunda arazi çalışması sırasında elde edilen veriler sunulmuştur. Kinematik analiz çalışmaları kapsamında arazi çalışmaları sonucunda derlenen faylara ait veriler gruplandırılıp değerlendirilerek bölgedeki tektonik rejim belirlenmeye çalışılmıştır. Bu başlık altında kinematik analiz yöntemleri ve pratik uygulamalar üzerinde durulmuştur. Bunun bir bölgenin depremselliğinin araştırılması, inceleme alanı ve çevresinde meydana gelen deprem verilerinin toplanması, bu depremlerden bazılarının ters çözümü ile ilgili bilgiler depremsellik başlığı altında sunulmuştur. Uzaktan algılama başlığı altında görüntülerin elde edilmesi, filtrelenmesi ve yorumlanması gibi teknikler anlatılmış ve inceleme alanını da kapsayan ALOS-PALSAR görüntüsü üzerinde bu tekniklerin uygulamalarına yer verilmiştir.

Elde edilen tüm sonuçlar, sonuçlar ve öneriler başlığı altında toplanıp değerlendirilmiştir. Kullanılan yayınlara ait referanslar ise kaynaklar başlığı altında toplanmıştır.

BÖLÜM-4
ARAŞTIRMA BULGULARI VE TARTIŞMA

Çalışma alanı temel kayalar ve örtü kayalar olmak üzere iki kısımda incelenmiştir. Temel kayalar tabanda şistler ve bu şistlerle uyumlu kristalize kireçtaşlarıyla, bu kayaçlar üzerine İzmir-Ankara Okyanusu'nun kapanması sonucu uyumsuz bir şekilde itilen ofiyolitik kayaçlardan oluşmaktadır. Örtü kayalar ise temel kayaların üzerini uyumsuz olarak örten genç birimlerden meydana gelmektedir (Şekil 4.1.).

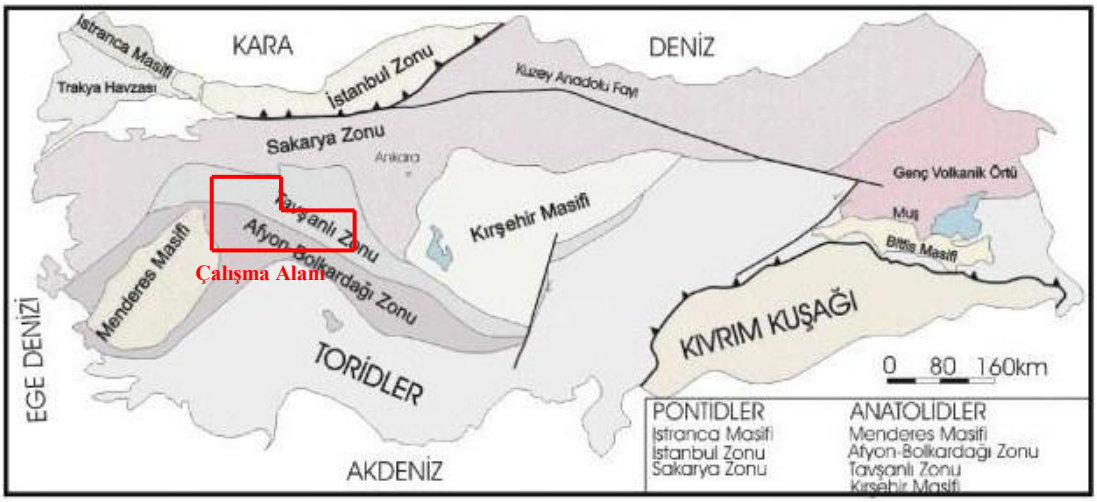


Şekil 4.1. Çalışma alanının sadeleştirilmiş jeoloji haritası (MTA Raporu ve Özburan (2009)'dan değiştirilmiştir).

4.1. Temel Kayalar

Çalışma alanının temelini oluşturan bölge metamorfitleri Okay (1984a, 1986) tarafından Tavşanlı Zonu ve Afyon Zonu olarak adlandırılmıştır.

Özburan (2009) ise; Kütahya ve çevresindeki temel kayaları, tabanda şistler ve onun üzerinde uyumlu olarak bulunan mermerler ile bu kayaçların üzerinde de tektonik dokanakla Neotetis'in kuzey kolu olan İzmir-Ankara Okyanusu'nun, kapanma sürecine dair farklı aşamaların kayıtlarını taşıyan, yeşilşist ve mavişist zonu metamorfitlerinden oluşan ofiyolitik kayaçların bulunduğunu belirtmiştir (Şekil 4.2.).



Şekil 4.2. Türkiye'deki ana ve alt tektonik birliklerin dağılımı (Okay, 1987).

4.1.1. Afyon Zonu

Kaya (1972), Gün ve ark., (1979) ve Okay (1986) tarafından Menderes Masifi örtü kayaçları, Özgül (1976) tarafından Bolkardağ Birimi, Okay (1984b) ve Özcan ve ark., (1988) tarafından Afyon-Bolkardağ Zonu, Okay ve ark., (1996) ile Tolluoğlu ve ark., (1997) tarafından Afyon Zonu, Özcan ve ark., (1990) ile Göncüoğlu ve ark., (1997) tarafından ise Kütahya-Bolkardağ Kuşağı adı altında tanımlanan Afyon Zonu, Ketin (1966) tarafından Torit-Anatolit Platformu'nun kuzeye bakan pasif kıta kenarında yer alan zon olarak Anatolidler içinde değerlendirilmiş olup, ilk olarak Okay (1984b) tarafından tanımlanmıştır.

Afyon Zonu, Karakaya metamorfitlerinin güneyinde, Pontidleri Anatolidler'den ayıran kenet kuşağı boyunca ve ofiyolit kütlelerinin altında; metabazik, metaçört, mermer ve fillatlardan oluşmuş düşük dereceli bölgesel metamorfizma ürünüdür (Okay, 1984b). Kuzeybatı Anadolu'daki mavişistlerin, yapısal-stratigrafik konumu, oluşum, metamorfizma

ve yerleşim yaşına ilişkin farklı görüşler vardır. Okay (1984b; 1985)'a göre mavişist kuşağı, Menderes Masifi kuzey kenarı üzerinde tektonik dokonakla yer alan bir napı oluşturmaktadır. Yüksek basınç metamorfizmasını Kretase ortalarında geçiren mavişistler, kalın bir pasif kıta kenarı istifini yansıtmaktadır (Okay, 1984b). Şentürk ve Karaköse (1979) ile Gözler ve ark., (1996)' ne göre ise mavişistler içinde yer alır; epiklastik ve volkaniklastik kayalar Triyas denizinde çökelmiş ve Geç Triyas-Erken Liyas sırasında kıtalar üzerine itilmişlerdir. Göncüoğlu ve ark., (1997)' nin gözlemlerine göre mavişistler, Neotetis'in kapanmasına ilişkin kayalardır; Karakaya orojenezi ile İzmir-Ankara Zonu'nun bir araya geldiği yörelerde birbiri ile karıştırılmıştır. Özcan ve ark., (1988)'nin tanımladığı genel stratigrafik düzen ise Tavşanlı Zonu'na çok benzer; yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş platform tipi çökellerden oluşmaktadır.

Özburan (2009)'da Afyon Zonu kayaçlarını, yeşilşist fasiyesinde metamorfizma sonucu gelişmiş tipik olarak şelf ortamını yansıtan zon kayaçları olarak tanımlamıştır. 1500 m üzerinde kalınlığa sahip bu kayaçların,; metakumtaşı, metasilttaşı ve metakuvarsitler ile metabazit ve rekristalize kireçtaşından oluştuğunu belirtmiştir.

4.1.1.1. Sarıcasu Formasyonu

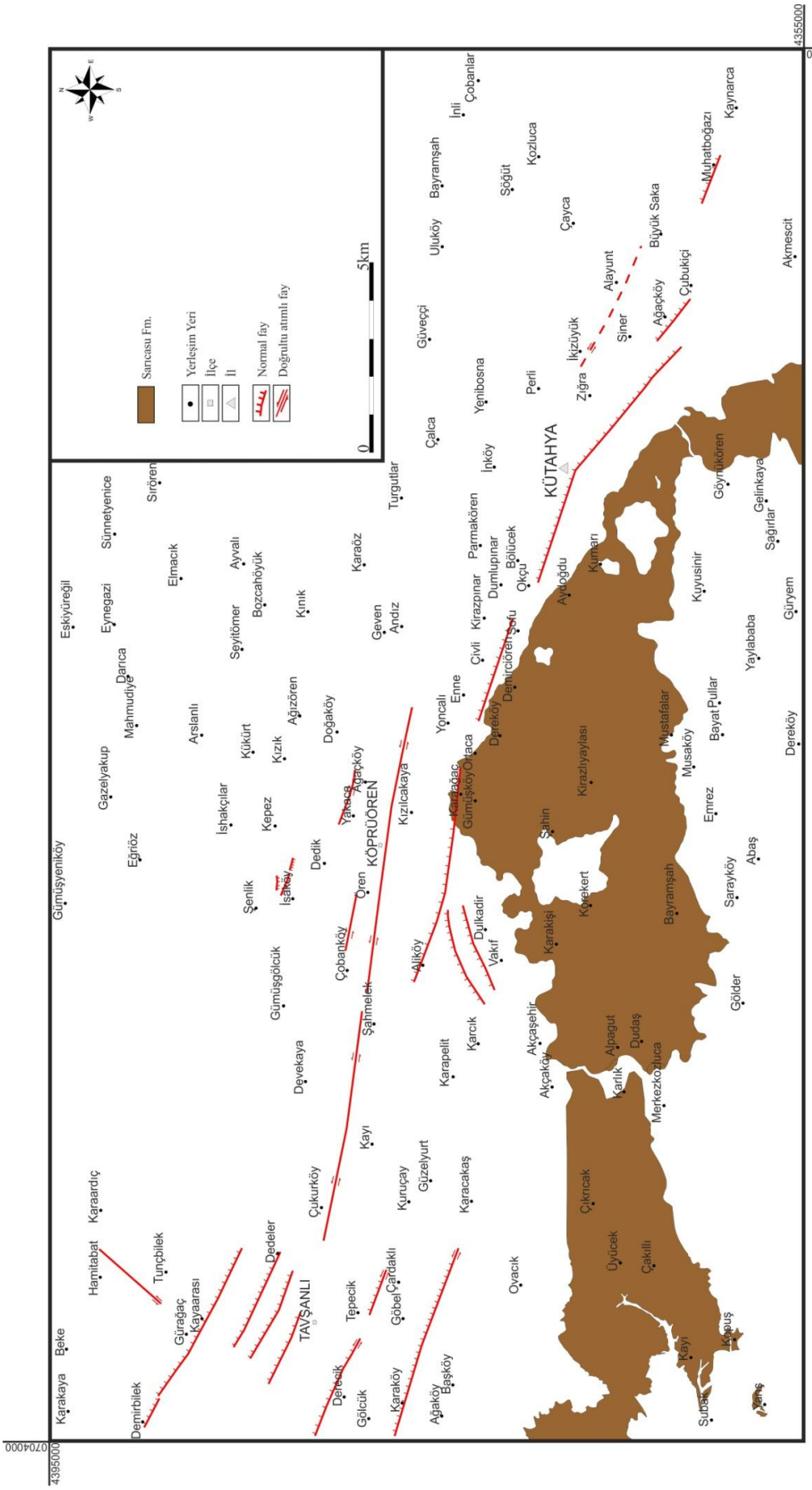
Birim, ilk olarak Simav ve çevresinde Akdeniz ve Konak (1979) tarafından ayrıntılı olarak çalışılmış ve Sarıcasu Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Kaya (1972) tarafından İkibaşlı Formasyonu, Özcan ve ark., (1989) tarafından İhsaniye Karmaşığı, Arık ve Temur (2003) tarafından ise Şahin Formasyonu adı altında incelenmiştir. Bu araştırmacılardan önce de, çeşitli tanımlamalarla, bir metamorfik seri olarak çalışılan birim, herhangi bir adlama olmaksızın tanıtılmıştır. (Holzer, 1954; Akkuş, 1962; Kalafatçıoğlu, 1962; Norman ve Arpat, 1962; Borchert ve Uzkut, 1967; Çoğulu, 1967; Ildız, 1967; Özkoçak, 1969; Lisenbee, 1971).

Özburan (2009), yer yer gri ve yeşilin değişik tonlarının da gözlemlediği şistlerde çoğunlukla kahve tonlarının hakim olduğunu belirtmiştir. Ayrıca yer yer biyotit mineralinin gözle görülebildiğini, pırıltılı ve sedefimsi görünümdeki yerlerde ise mikanın yoğun olarak bulunduğunu belirtmiştir. Elleri boyayan siyah, siyahımsı gri renkli seviyelerin ise grafiti anımsattığı birimde, beyaz, grimsi beyaz renkli kuvarsitlerin bulunduğunu söylemiştir. Ayrıca talkşistler çoğunlukla sarımsı ve yeşilimsi tonlarda gözlediği birimde, kaygan ve yağsı dokunun belirgin olduğunu belirtmiştir (Şekil 4.3.).



Şekil 4.3. Karaağaç köyünde gözlenen Sarıcasu Formasyonuna ait şistler ve bu şistleri uyumlu bir şekilde üzerleyen Arıkaya Formasyonuna ait rekristalize kireçtaşlarına ait dokanak görünümü (35S0739855D/4373277K, 1083m, Bakış yönü: GB'dan KD'ya doğru).

Birimin pembemsi kahve tonlarındaki şistlerden oluştuğu gözlenmiştir. Şistlerin içerisinde yer alan mika mineralleri birime pırıltılı bir görünüm kazandırmış olup, birim ayrışmış çatlaklı görünümdedir. Birim Kütahya Fayı'nın güneyinde yüzlek veren temel kaya olarak nitelendirilmiştir (Şekil 4.4.).



Şekil 4.4. İnceleme alanında yüzlek veren Sarıcasu Formasyonuna ait şistlerin haritadaki dağılımı (MTA Raporu ve Özburan (2009)'dan değiştirilmiştir).

Birime ait kayaçlar bölgenin temelini oluşturmaktadır. Birim içerisindeki şistlerin tabanı gözlenemediğinden birimin taban ilişkisi tespit edilememektedir. Birim üstte ise Arıkaya Formasyonu ile uyumludur (Özburan, 2009).

Formasyonunun tabanı gözlenemediği için gerçek kalınlığı da tespit edilememekle birlikte, görünür kalınlığı 900 m den fazla olduğu söylenmiştir (Özburan, 2009).

Birimin yaşı, birçok araştırmacı tarafından farklı olarak tespit edilmiştir. Tavşanlı-Dağardı (Kütahya batısı) yöresinde çalışan Kalafatçıoğlu (1962) bölge metamorfitlerinin Paleozoyik yaşlı olduğunu belirtmiştir. Göncüoğlu ve ark., (2003) ise "Kütahya-Bolkardağ Kuşağı"nın, Özgül (1976) ile Okay'ın (1984) Afyon ve Tavşanlı zonlarını kapsadığını ve orta Sakarya-Afyon ve Konya yörelerinde yüzeyleyen YB/DS metamorfiklerinin Permiyen yaşlı olduğunu belirtmiştir. Koçyiğit ve ark., (1991) ile Koçyiğit ve Bozkurt (1997), Yellice Dağı'nda yüzeyleyen kayaçların, İzmir-Ankara-Erzincan Zonu / Menderes Masifi sınırına en yakın mostralar olduğunu yazmış, Özcan ve ark., (1989) ile Göncüoğlu ve ark., (1992) bu kayaçların Karbonifer-Permiyen yaşlı olduğunu belirtmişlerdir. Akdeniz ve Konak (1979) ise formasyon çakıllarının fosilli Orta-Üst Triyas içinde gözlenmesinden dolayı Permiyen-Alt Triyas yaşı vermiştir. Bu yaş verileri göz önüne alınarak birim için Permiyen yaşını vermiştir.

Birim içerisindeki kayaçlar yeşilşist fasiyesinde Barrow tipi düşük dereceli metamorfizma geçirmiştir (Akdeniz ve Konak, 1979, Özcan ve ark., 1988; Göncüoğlu ve ark., 1992; Arık ve Temur, 2003). Birimin üst seviyelerinde gözlenen karbonatlı blokların, birimin üzerinde uyumlu olarak bulunan Arıkaya Formasyonun çökelmesi ile ilişkili olduğu düşünülmektedir. Tektonik etkiler sonucu, birim içinde yersel milonitleşmeler olağandır (Özburan, 2009).

4.1.1.2. Arıkaya Formasyonu

Birim, ilk olarak Akdeniz ve Konak (1979) tarafından Arıkaya Formasyonu ismiyle tanıtılmıştır. Bölgede çalışan Arık ve Temur (2003) ise, birime Karaağaç Formasyonu ismini vermişlerdir. Birim önceki çalışmalarda; Akkuş (1962); Kalafatçıoğlu (1964); Vıcıl (1982); Yiğitgüden (1984) tarafından Mesozoyik mermerleri olarak tanımlanmıştır.

Özburan, (2009) birimin kristalize kireçtaşı, mermerden oluştuğunu belirterek, birimi gri, bej ya da beyazımsı renklerde, yer yer dolomitleşmiş, fay zonuna yakın kesimlerde ise yoğun makaslanmış ve breşik dokulu olarak gözlemlemiştir (Şekil 4.5.).



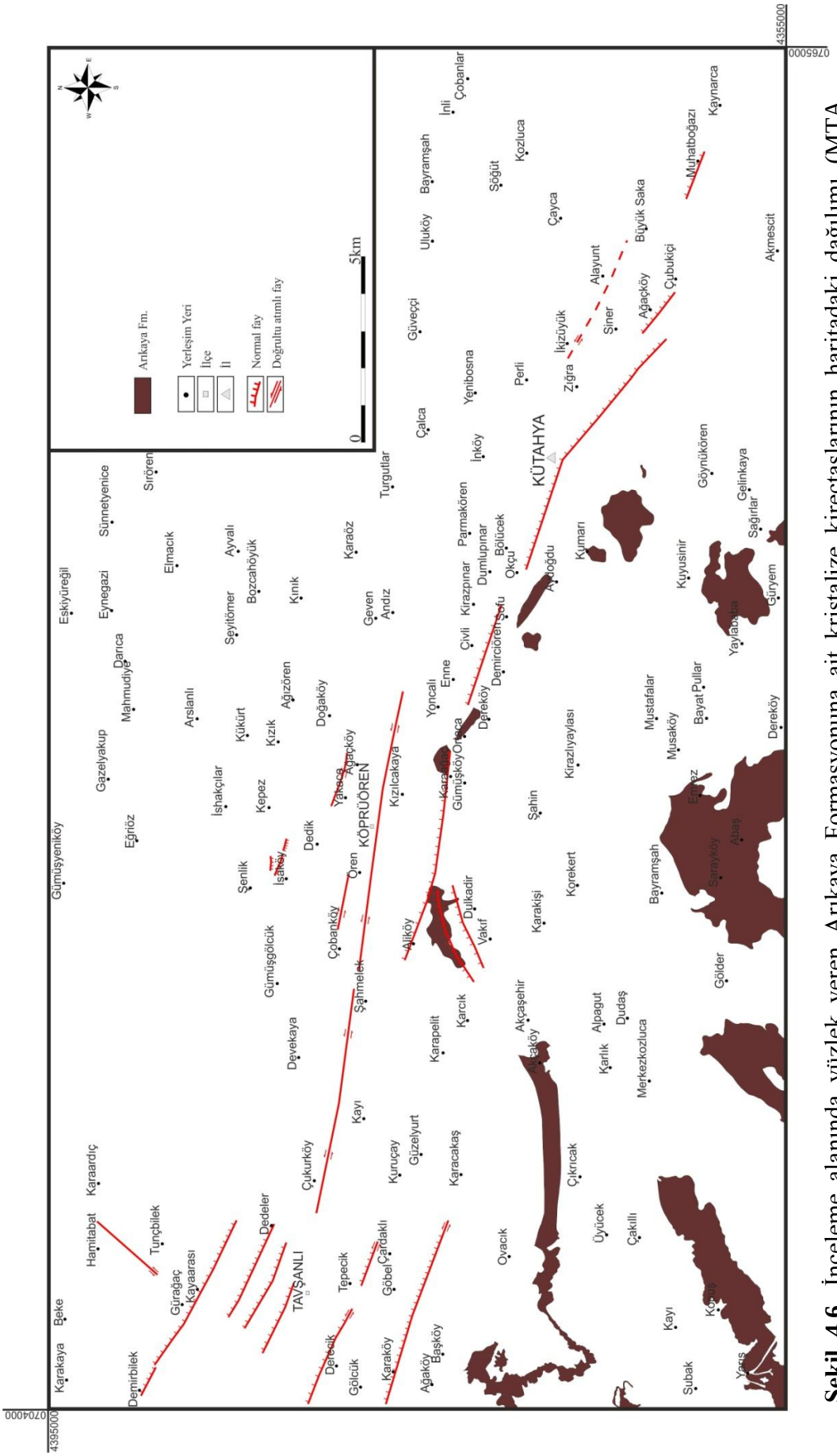
Şekil 4.5. Ortaca köyünün kuzeyindeki taş ocağındaki Arıkaya Formasyonu içerisinde gözlenen bindirme fayının genel görünümü (35S0740914D/4373155K, 1031m, Bakış yönü: KD'dan GB'ya doğru).

Birim beyazımsı, gri tonlarda gözlenen kristalize kireçtaşlarından oluşmakta olup, yoğun bir şekilde faylanmanın etkisi altında büyük ölçüde kıvrımlanarak, bol çatlaklı bir görünüm kazanmıştır.

Arık ve Temur, (2003)'un birime ait örnekler üzerinde yapıtığı petrografik incelemeler sonucunda, birimin gronablastik dokulu olduğu ve ana bileşeninin kalsit olduğu, ayrıca ikincil olarak kuvars, plajiyoklas ve muskovit kapsadığı belirtilmiştir. Ancak Bilgin (1967) ve Özburan (2009) ana bileşenin her zaman kalsit olmadığını belirtmişlerdir.

Arıkaya Formasyonu'nun yaklaşık kalınlığı, 400 m civarındadır. Taban kesimlerinde orta-kalın, üste doğru ise ince katmanlıdır.

Birim Karaağaç ve Yenice köyleri civarında tipik olarak gözlenirken; aynı zamanda Koçak ve Yaylababa köyleri civarında da yüzlek vermektedir (Şekil 4.6.). Özburan (2009), birimin bu alanlardaki mostralarda karstik yüzeyler gösterdiğini belirtmiş olup, Sarıcasu Formasyonu ve Arıkaya Formasyonu'nun Kütahya Fay Zonu tarafından kesilerek önemli miktarda atıma uğratıldığını söylemiştir. Bu nedenle, bu temel kayaları oluşturan metamorfik kayaların Kütahya Fay Zonu'nun kuzey bloğunda yer almadığını belirtmişlerdir.



Şekil 4.6. İnceleme alanında yüzlek veren Arıkaya Formasyonuna ait kristalize kireçtaşlarının haritadaki dağılımı (MTA Raporu ve Özburan (2009)'dan değiştirilmiştir).

Kaya (1972) tarafından, Tavşanlı (Kütahya) güneyinde, mermerleri (Arıkaya Formasyonu) uyumlu olarak üzerleyen Üyücek Formasyonu'na, içindeki alglere dayanarak Jura yaşı verilmiştir. Akdeniz ve Konak (1979) ise birimin fosilli Orta-Üst Triyas tarafından (Kırkbudak Formasyonu) üzerlendiğini belirtmiştir. Özburan (2009), Sarıcasu Formasyonu'na ait şistlerin üst seviyelerinde birime ait karbonat bloklarının uyumlu olarak bulunmasından dolayı, karbonat çökeliminin Permiyen sonlarında başlayıp Triyas'ta devam ettiğini belirtmiştir ve birim için Üst Permiyen-Alt Triyas yaşını uygun görmüştür.

4.1.2. Tavşanlı Zonu

Tavşanlı Zonu batıda Mustafakemalpaşa, güneyinden Mihaliççik-Yunak hattına kadar, doğu-batı yönünde 280 km uzanan bir zondur. Tavşanlı Zonu'nun daha doğuya doğru olan devamını İç Anadolu'daki yaygın Neojen örtüsü yüzünden izlemek güçtür (Okay, 1989).

Tavşanlı Zonu, Anatolid-Torid Bloku'nun kuzey ucunda yer alan ve Kretase'de yüksek basınç-düşük sıcaklık koşullarında metamorfizma geçirmiş kesimini oluşturur. (Okay, 1984). Tavşanlı Zonu kuzeyde İzmir-Ankara kenedi boyunca Sakarya Zonu ile sınırlanır; batıda Bornova Fliş Zonu, güneyde ise Afyon Zonu ile dokanaktadır. Stratigrafik, petrolojik ve jeokronolojik olarak irdelenen Tavşanlı Zonu, Anatolid-Torid Bloku'nun Geç Kretase'de bir dalma-batma zonu içine dalan ve daha sonra tekrar satha yükselen kesimini temsil ettiğini göstermektedir. Bu açıdan Tavşanlı Zonu, Umman (örn., Lippard ve ark., 1986; El-Shazly ve ark., 1990; Warren ve ark., 2005), Ege Denizi'ndeki Kiklat adaları (örn., Okrusch ve Bröcker, 1990), Alaska (Forbes ve ark., 1984; Patrick ve Evans, 1989) gibi bölgelerde yüzeyleyen kıtasal kökenli YB/DS kuşaklarına benzemektedir. Ayrıca gerek kapladığı alan, gerekse YB/DS mineral parajenezlerinin çok iyi korunmuş olması açısından, Tavşanlı Zonu dünyadaki en iyi mavişist kuşaklarının başında gelmektedir (Okay, 1989).

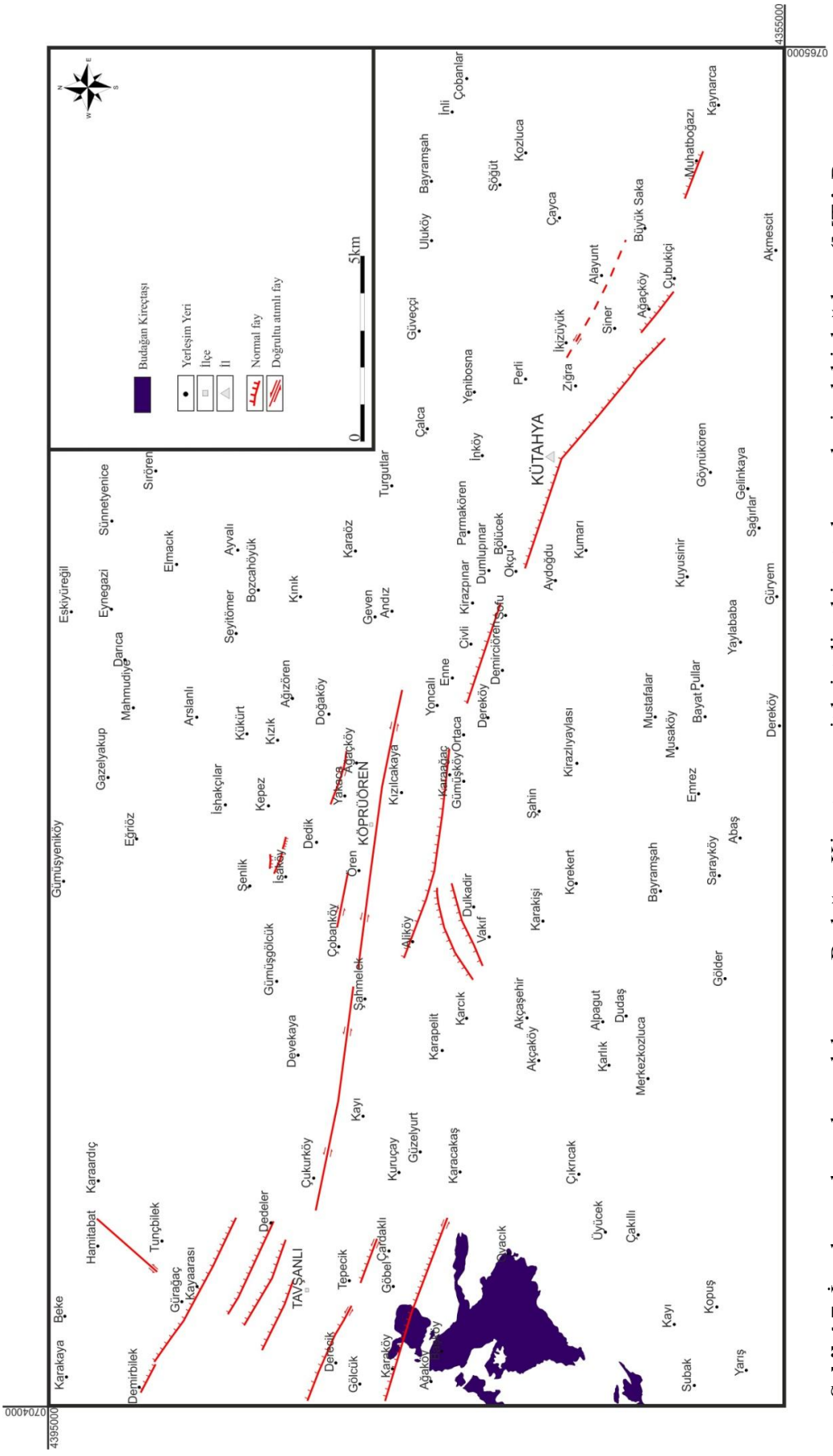
Anatolid-Torid platformunun en kuzey ucunu oluşturan ve İzmir-Erzincan kenet zonunun en güneyinde yer alan Tavşanlı zonu altta İnönü mermeri ile temsil edilir. Üste doğru YB/DS metamorfizması geçirmiş metaçört ve metaşeyl ardalanmasından oluşan metavolkano-sedimanter istif olan İnönü mavişistlerine geçmektedir (Okay, 1984). Tavşanlı zonuna ait kayaların çökelme yaşının muhtemelen Paleozoyik ve Mesozoyik'in büyük bir kısmını kapsadığı, metamorfizmanın ise Turoniyen-Alt Senomaniyen zaman aralığında geliştiği düşünülmektedir (Okay, 1984).

Erken Kretase sonunda (Geç Senomaniyen-Turoniyen) Anatolid-Torid platformunun kuzey kenarı okyanus içi bir dalma-batma zonuna girmiş, ve Kampaniyen'de 80 km derinliğe ulaşmıştır. Buna bağlı olarak Geç Kretase'de çok büyük bir ofiyolit napı Anatolid-Torid platformunun batı kesimini tamamen kaplamıştır. Anatolid-Torid platformuna bağlı olan okyanusal litosferin kopması sonucu en geç Kretase'de Tavşanlı Zonu yükselmeye başlamış ve Eosen'de yaklaşık bugünkü konumuna ulaşmıştır (Okay, 2007).

4.1.2.1. Budağan Kireçtaşı

Kaya ve ark., (1995b) birimi K-G doğrultulu, Geç Kampaniyen- Erken Mestrihtiyen yaşlı platform tipi kireçtaşı bloğu (Budağan Kireçtaşı dilimi) olarak tanımlamışlardır. Budağan Kireçtaşı diliminin altında ara madde kayalarının düzgün katmanlı, gri, som ve ince çakıllı olabilen kaba taneli litik arenitler ve gri ile kırmızı şeyller olduğunu, dilimin üzerine gelen ara madde kayalarının ise her yerde tortullaşmayla yaşıt kumtaşı-şeyl melanjına dönüşmüş gri litik arenit ve gri şeylden oluştuğunu belirtmişlerdir. Temel eğimlenmesiyle ilişkili olarak, sert kaya makaslamasına uğrayan blokların ve ara madde kayalarının ankimetamorfik bir temel üzerinde bulunduğunu söylemişlerdir (Şekil 4.7.).

Budağan kireçtaşı diliminin yeniden kristalleşmesi geçirmesiyle, yersel olarak mermer görünümünü kazanmıştır. Budağan kireçtaşı diliminin görünür taban bölümü ve birçok küçük karbonat kırıntı, bir bütün olarak Geç Kampaniyen-Erken Mestrihtiyen yaşını veren, *Orbiloides medius* (d'Archiac), *O. Concavatus* Rahaghi, *Pseudosiderolites vidali* (Douville), *Praesiderolites dordoniensis W*annier, *Lepidorbitoides* cf. *campaniensis* van Görsel ve *Sutcoperculina* sp. içerir. Pelajik kireçtaşı blokları Erken ve olasılıklı Orta Mestrihtiyen yaşını veren *Globotruncana bulloides* Vogler, *G.* cf. arca (Cushman), G. sp. (gr.*lapparenti), Globotruncanita* cf. *stuarti* (de Lapparent) ve *Abathomphalus* ? sp. kapsar. Budağan kireçtaşı dilimine göre daha genç stratigrafik konumlu bir kireçtaşı bloğu Geç Mestrihtiyen yaşlı *Globotruncanita stuarti* (de Lapparent), *Abathomphalus mayaroensis* Bolli ve *Rosita contusa* (Cushman) topluluğunu içerir (Kaya ve ark., 1995b).



Şekil 4.7. İnceleme alanında yüzlek veren Budağan Kireçtaşına ait kristalize kireçtaşlarının haritadaki dağılımı (MTA Raporu ve Özburan (2009)'dan değiştirilmiştir).

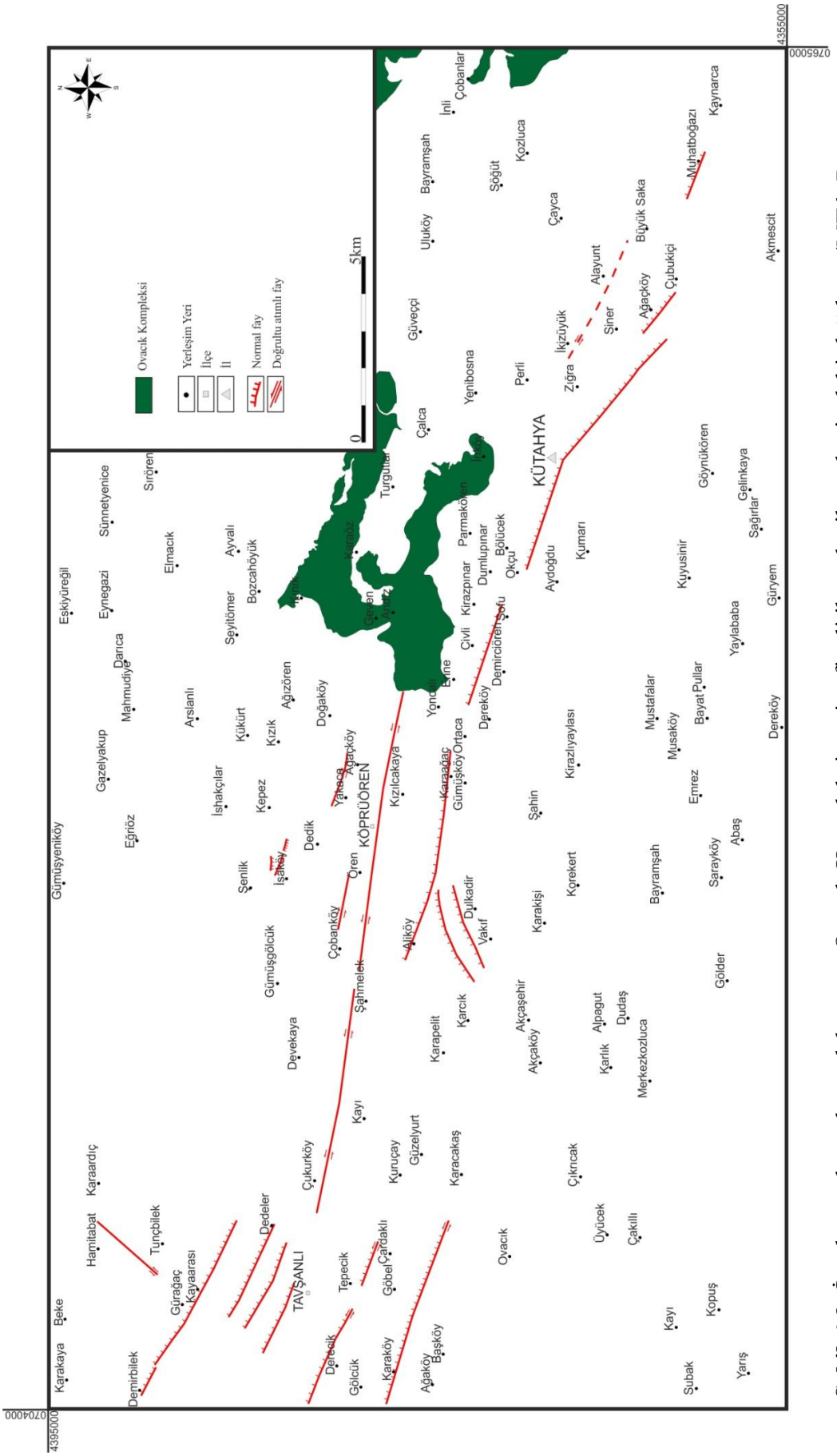
4.1.2.2. Ovacık Kompleksi

Geniş alanlarda yayılım gösteren ve Kaya (1972) tarafınadan tanımlanan Ovacık Kompleksi, ofiyolitli melanj, bazalt, radyolaryalı çört, pelajik şeyl ve kireçtaşından oluşmaktadır. Melanj içerisinde daha az oranlarda serpantinit, talk, grovak ve tabakalı manganez kayaları da yer alır (Şekil 4.8.).



Şekil 4.8. Enne Barajı'nda gözlenen Ovacık Kompleksi içerisindeki metaofiyolitlere ait bir görünüm (35S0746255D/4373657K, 999m, Bakış yönü: G'den K'ye doğru).

Ovacık Kompleksi'nin asgari %60'ını oluşturan bazaltlar genellikle piroklastik kayalar veya aglomeralar şeklinde bulunur; yastık lav yapısı gösteren bazaltlar seyrektir. Bazaltların tümü spilitleşmiştir ve yer yer düşük dereceli yüksek basınç metamorfizmasının izlerini taşır. Radyolaryalı çörtler kırmızı, ince-orta tabakalı, ince siyah şeyl arakatkılı kayalar oluşturur, seyrek olarak bazaltlar ile stratigrafik dokanak ilişkisi sunar. Karbonat kayaları, bazaltlar içinde boyları 2 cm ile birkaç yüz metre arasında değişen olistolitler veya bazaltlar ile ardalanmalı pelajik ince tabakalı kireçtaşları şeklinde bulunur(Kaya, 1972) (Şekil 4.9.).



Şekil 4.9. İnceleme alanında yüzlek veren Ovacık Kompleksine ait ofiyolitik melanjların haritadaki dağılımı (MTA Raporu ve Özburan (2009)'dan değiştirilmiştir).

Ovacık Kompleksi'nde düşük dereceli bir YB/DS metamorfizması gelişmiştir. Ancak Ovacık Kompleksi bir eklenir prizmayı temsil ettiğinden dolayı bu metamorfizma için tek bir yaş söz konusu değildir. NeoTetis'in kuzeye doğru dalma-batmasının Albiyen'de başladığı düşünülürse, Ovacık Kompleksi'nde gözlenen metamorfizmanın Geç Kretase boyunca süregelmiş olabileceği belirtilmiştir (Kaya, 1972).

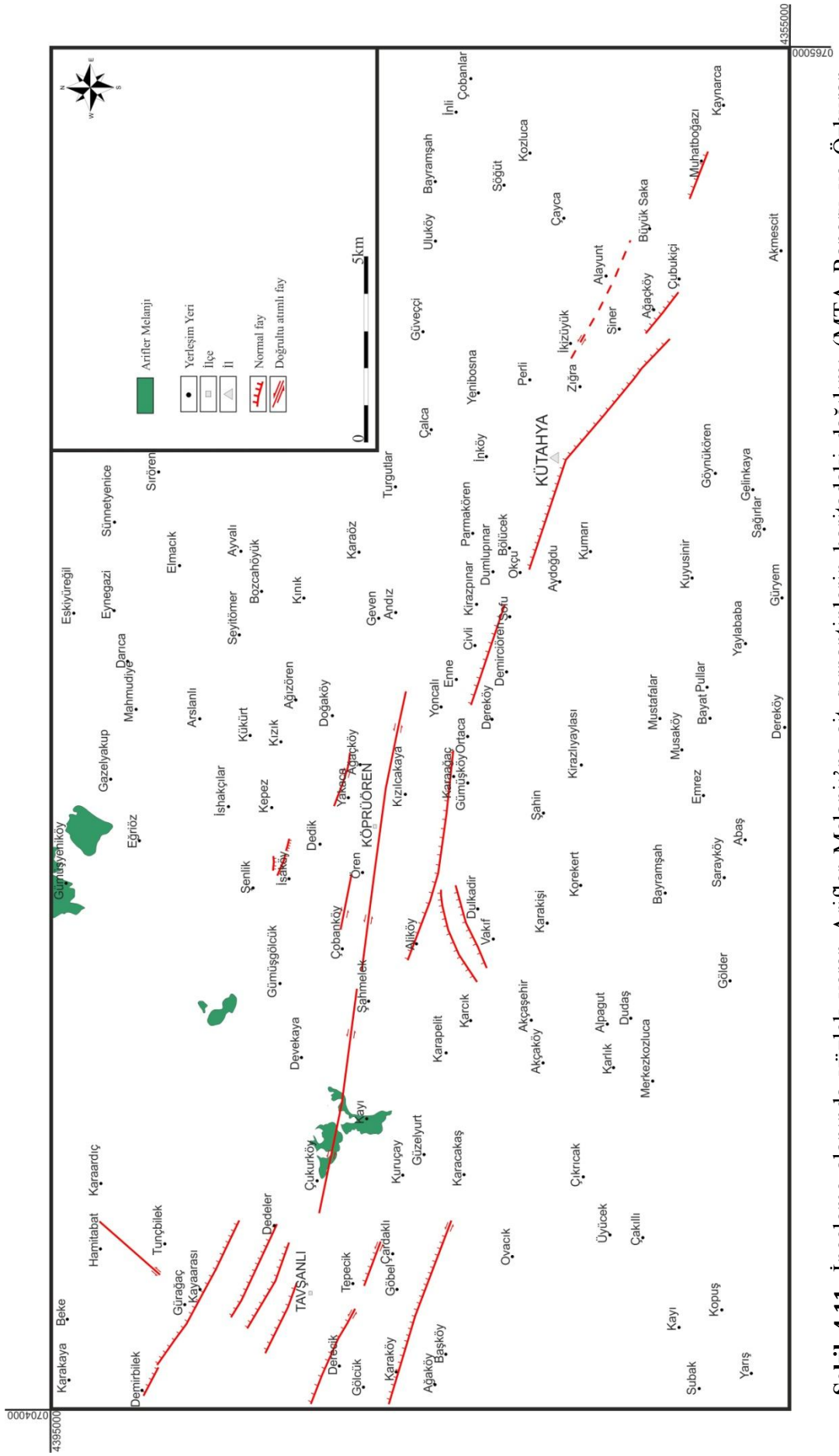
4.1.2.3. Arifler Melanjı

Küçükayman ve ark., (1987) tarafından tanımlanan Arifler Melanjı, düzenli bir istif sunmayan ofiyolitik melanj olup; radyolaritler, radyolaryalı kireçtaşları, çamurtaşları, serpantinit, diyabaz, kireçtaşı, şist blokları ile yer yer serpantinleşmiş peridotit ve kısmen metamorfizma geçirmiş diyabaz ve gabrolardan oluşmaktadır (Şekil 4.10.).



Şekil 4.10. Çukurköy mevkiinde bulunan Arifler Melanjı'na ait serpantinitlerden genel bir görünüm (35S0717904D/4379450K, 850m, Bakış yönü: K'den G'ye doğru).

Melanja ait çamurtaşları ve radyolaryalı kireçtaşları ile rekristalize kireçtaşı bloklarından alınan örneklerde yaş verecek fosillere rastlanmamıştır (Şekil 4.11.). Ancak metamorfik, metadetritik, ofiyolitten oluşan tektonik birliğin bir üyesi olan metadetritikler üzerinde Jura transgresif olarak yer aldığından, ofiyolitlerin yerleşim yaşının da Jura öncesi olduğu düşünülmektedir (Gözler ve ark., 1985).



Şekil 4.11. İnceleme alanında yüzlek veren Arifler Melanji'na ait serpantinlerin haritadaki dağılımı (MTA Raporu ve Özburan (2009)'dan değiştirilmiştir).

Radyolaritleri, çamurtaşları, diyabazları, radyolaryalı kireçtaşları, rekristalize kireçtaşı ve serpantin blokları ile jeosenklinal tipi bir çökel istifi sunan melanj ile metaperidotitleri ve metagabroları ile de okyanus kabuğu malzemesi örneği sunan birimler tektonik olaylar sonucu yan yana gelmişlerdir. Eklojitler, granatlı amfibolitler, piroksenitler, amfibolitler tektonik ilişkiler sunarak bugünkü görünümü oluşturmuşlardır (Gözler ve ark., 1985).

4.1.2.4. Dağardı Ofiyolitik Melanjı

Birim; Tavşanlı güneyinde jeolojik çalışmalarda bulunan Kaya (1972), Ovacık Grubu, Sındırgı ve Akhisar Bölgesinde jeolojik çalışmalarda bulunan Uz (1978), Fliş-Ofiyolit Dizisi şeklinde ayırtlamışlardır. Tavşanlı ve Orhaneli arası bölgede jeolojik araştırmalarda bulunan Okay ve Kelley (1994)'in vokano-sedimanter istif olarak belirterek ofiyolitik melanj olarak değerlendirdikleri birim; spilitleşmiş bazik volkanik kayaçlar, piroklastikler, radyolaryalı çörtler, pelajik şeylli kireçtaşları ve serpantinitler ve birbiri üzerine itilmiş ofiyolitik tektonik dilimlerden oluşmaktadır.

Birim içerisinde yer alan kayaçlar; serpantinşist, yeşilşist, mavişist, şisti radyolarit, talkşist, kalkşist, bazik lav türevi şistler (şisti bazik lavlar), yastık yapılı lavlar, derin denizel killer (umber), şistler arasında koparılmış, yuvarlatılmış diyabazlar (metadiyabazlar, spilitik diyabazlar) ile blok ve kütleler şeklinde kireçtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 4.12.). Ayrıca serpantin şistler arasında damar şekilli manyezit, radyolaritler ve lavlar arasında mangan cevherleşmeleri yer almaktadır. Mavişistler, peridodit dilimleri, volkanik ve volkano-sedimanterlerden oluşan bu yığışım kompleksi "Tavşanlı Zonu" olarak adlandırmıştır (Bacak ve Uz; 2003).

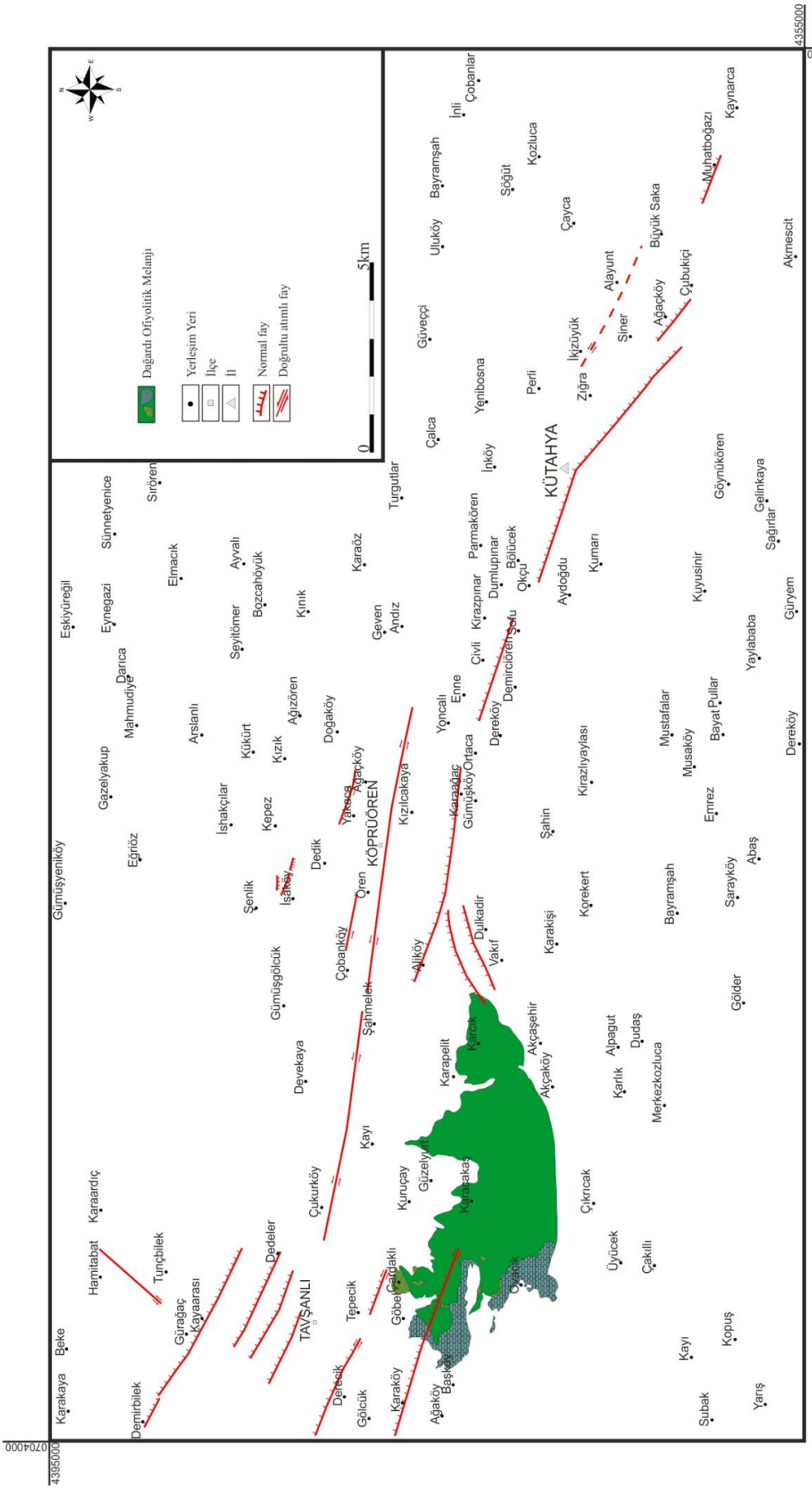
Ofiyolitik melanj olarak değerlendirilen volkano-sedimanter birim içinden alınan örneklerde, belirlenen "*Pithonella ovalis*" mikrofosiline göre birimin yaşı Senomaniyen-Mastrihtiyen olarak verilmiştir. Ayrıca mavişistlerindeki fenjitlerden $^{40}Ar/^{39}Ar$ lazer prob metoduyla yapılan incelemelerde 88±1 milyon yıl yaş bulunmuştur. Bu değer Üst Kretase'ye denk gelmektedir (Bacak ve Uz; 2003).

Ofiyolitler okyanus ortası sırt ortamı özelliği göstermektedir ve ayrıca metadiyabazlardaki glokofan ve lavsonit minerallerinin varlığı kayaçların dalım sırasında YB/DS metamorfizması etkisi altında kaldığını göstermektedir (Bacak ve Uz; 2003).



Şekil 4.12. Kayı köyünün kuzeyindeki Dağardı Ofiyolitik Melanjına ait altere olmuş breşik kayalardan genel bir görünüm (35S0719957D/4379701K, 905m, Bakış yönü: D'dan B'ya doğru).

Ofiyolitik melanj kuzeyde Madanlar, Hopanlar ve Hasımlar, güneyde Soluganlar, Aydınlar, Dağardı, Çobanlar ve Çaldibi arası kesimde, yaklaşık 350 km^2' lik alanda yayılım sunmaktadır (Bacak ve Uz; 2003) (Şekil 4.13.).



Şekil 4.13. İnceleme alanında yüzlek veren Dağardı Ofiyolitik Melanji'na ait serpantinlerin ve kireçtaşlarının haritadaki dağılımı (MTA Raporu ve Özburan (2009)'dan değiştirilmiştir).

4.1.2.4.1. İmranlar Formasyonu

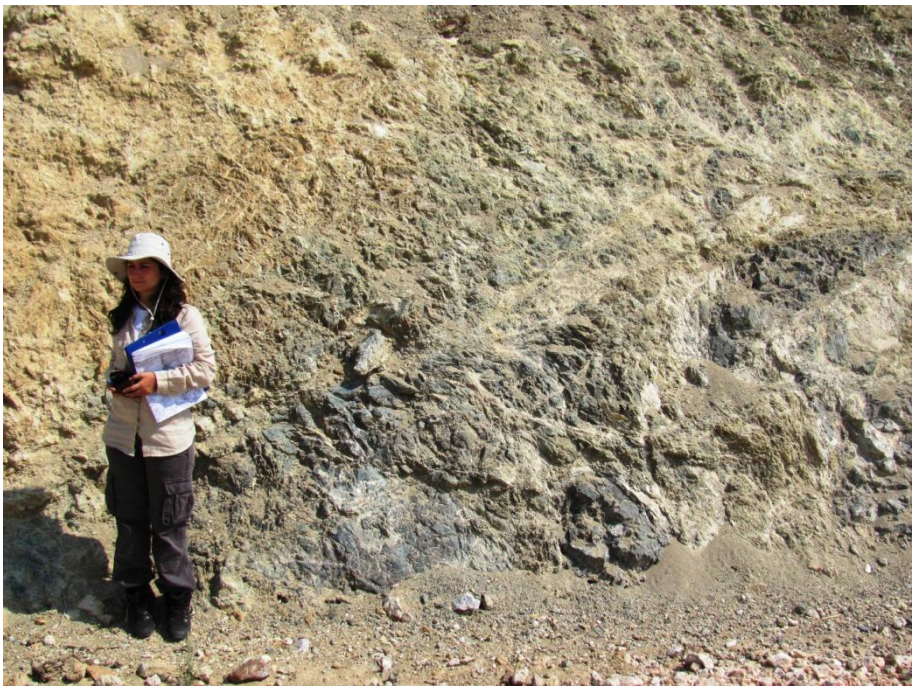
MTA tarafından birimin bulunduğu çevre dolayısıyla İmranlar Formasyonu olarak haritalanmıştır. Bacak ve Uz (2003), ise birimi Dağardı Ofiyolitik Melanjı içerisindeki otokton kireçtaşları olarak değerlendirip, birimin çoğunlukla masif ve kalın tabakalı, beyaz, açık gri tonlarda, mikritik özellikte, tabaka konumlarının yatay ve yataya yakın değerlerde olduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca Eğrigöz Graniti, yer yer bu kireçtaşlarını keserek, demirli skarn zonlarını oluşturmuştur (Bacak ve Uz; 2003).

Çaldibi, Çobanlar, İmranlar, Gürepınar, Avcılar ve çevresinde yayılım sunmakta olup, Dağardı Ofiyolitik Melanjı ve Eğrigöz Metamorfikleri üzerine açısal uyumsuzlukla gelmektedir. Doğu-Batı uzanımlı olup, yaklaşık 50 km^2'lik alanda yayılım sunmaktadır (Bacak ve Uz; 2003).

Birimin yaşı Kalafatçıoğlu (1962) tarafından bölgedeki kireçtaşlarından alınan örneklerdeki *Orbitoides media (d' Archiac), Siderolites calcitropoides (Lamarc)* mikrofaunalarına göre Mastrihtiyen yaşını uygun görmüştür. Kaya (1972) benzer yaş bulgularını vermektedir (Mastrihtiyen).

4.1.2.5. Kınık Ofiyoliti

Birçok araştırmacı bölgede yer alan peridotitlerin 20 km eninde genellikle harzburjitlerin ve serpantinleşmiş harzburjitlerin yaygın olduğu bir kuşak oluşturduğunu ve kuzeye doğru değişik kalınlıklarda, bir ofiyolitli melanj-mavişist birimi üzerine itildiğini belirtmiştir (Özkoçak, 1969; Lisenbee, 1971; Okay, 1980) (Şekil 4.14.).



Şekil 4.14. Aliköy'ün yaklaşık 1 km doğusunda bulunan Kınık Ofiyolitine ait yeşil renkli serpantinitlerden bir görünüm (35S0730220D/4375228K, 1036m, Bakış yönü: K'den G'ye doğru).

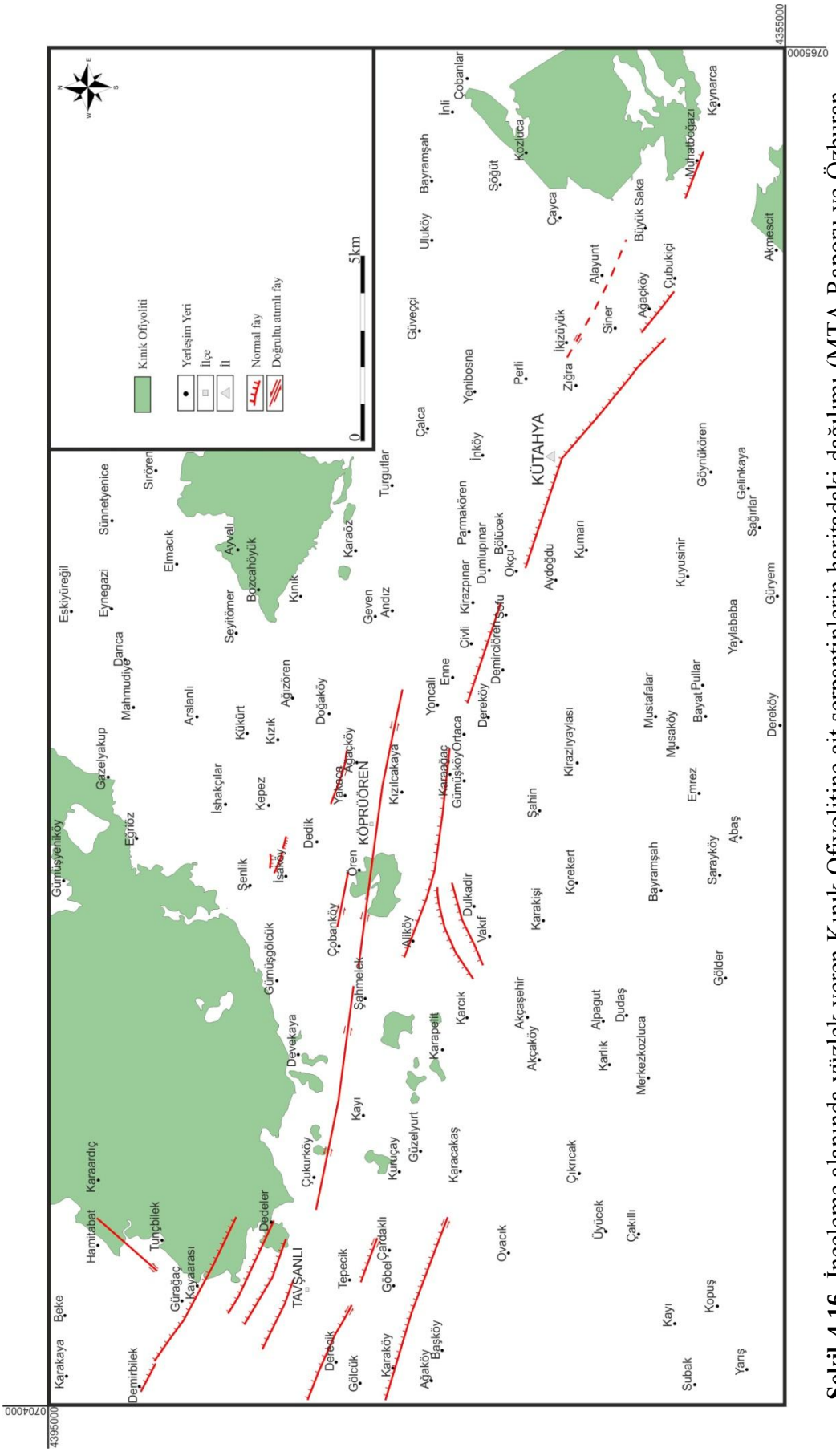
Özburan (2009), birimin başlıca perdotit, serpantinit, spilitik diyabaz, harzburjit ve serpantinleşmiş harzburjitlerden oluştuğunu, birim içerisinde ayrıca, serpantinleşmiş dunit, serpantinit, bazik dayk grubu kayaçlar (spilitik diyabazlar) ile ultrabazik kayaçlarla ilişkili kromit ve manyezit cevherleşmeleri bulunduğunu söylemiştir. Koyu yeşil, yeşil tonlardaki harzburjitlerin bol kırıklı, serpantinitlerin ise genellikle faylı ve ezik olduğuna değinmiştir (Şekil 4.15.).



Şekil 4.15. Kütahya-Tavşanlı karayolu üzerinde gözlenen Kınık Ofiyolitine ait büyük kireçtaşı blokları içeren serpantinitlerden genel görünüm (35S0723890D/4379169K, 958m,Bakış yönü: B'dan D'ya doğru).

Özburan (2009), bu peridotitleri tektonik olarak bindirmeli dokanakla Ovacık melanjını üzerleyen ve bölgedeki Miyosen öncesine ait temel kayaların en üst seviyeleri olarak tanımlamıştır. Karasal ve gölsel ortamı yansıtan bu birimin genç birimlerle uyumsuz olarak üzerlendiğini belirtmiştir.

Birim çalışma alanında Tunçbilek, Gürağaç, Hamitabat, Bozcahöyük ve Muhatboğazı mevkinnde yayılım sunmaktadır (Şekil 4.16.).



Şekil 4.16. İnceleme alanında yüzlek veren Kınık Ofiyolitine ait serpantinlerin haritadaki dağılımı (MTA Raporu ve Özburan (2009)'dan değiştirilmiştir).

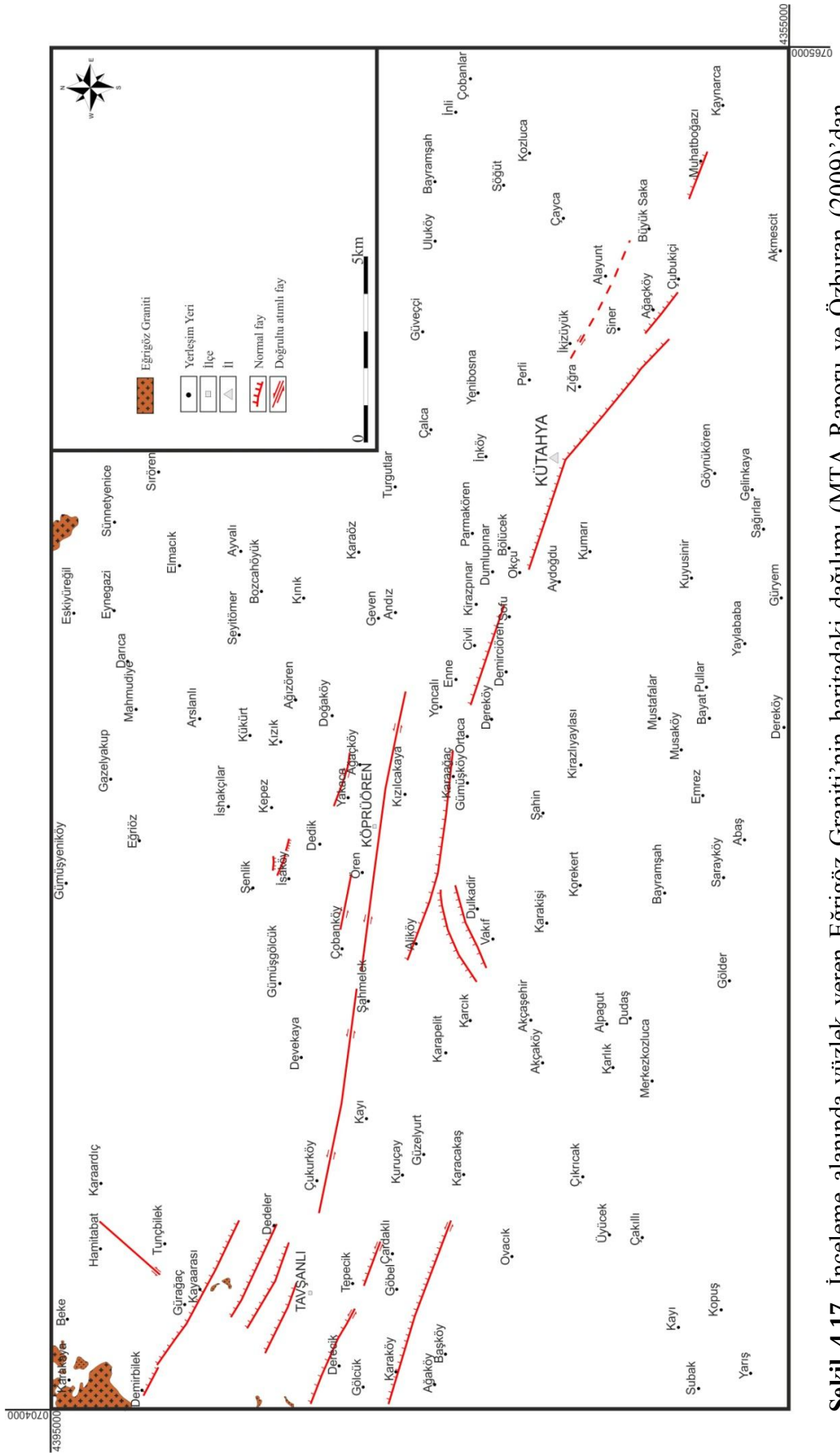
Önen ve Hall, (2000) Tavşanlı Zonu'na ait okyanus ortası bazaltı kökenli kayaçlarda $^{40}Ar/^{39}Ar$ yaşlandırması yaparak, birimin yüksek sıcaklık metamorfik evresinin 93,2 My'a karşılık geldiğini söylemiştir. Yine, yapılan önceki jeokronolojik çalışmalarda Çoğulu ve Krummenacher, (1967) K-Ar yöntemiyle, tamamen metamorfize olmuş mavişistlerdeki muskovitlerden 82 My ve 65 My, Sherlock ve ark., (1999)'da ise Rb-Sr ile metamorfizma yaşı için 79,7-82,8 My, $^{40}Ar/^{39}Ar$ yöntemiyle Okay ve Kelley, (1994), mavişistlerdeki fenjitlerden lazer prob metoduyla 88 My ve yine Okay ve ark., (1998) ile Harris ve ark., (1994) tarafından 60-175 My gibi bir çok yaş önerilmiştir. Kalafatçıoğlu (1962) ofiyolite, Maastrihtiyen flişi içinde rastladığı diyabaz, volkanik breş, serpantin, radyolaritin, flişle karışmış ve yer yer de üzerinde bir durum göstermesine dayandırarak Maastrihtiyen yaşını vermiştir. Ofiyolit üzerlemesi ise, çarpışma sonrası Tavşanlı Zonu ve Pontid sınırı arasında Harris ve ark., (1994)'e göre Turoniyen-Orta Eosen, Okay, (1981)'e göre de Üst Kretase-Paleosen'de gerçekleşmiştir. Kaya (1972)'nin Tavşanlı güneyindeki ofiyolit-mavişitlerin, Eosen yaşlı kireçtaşlarıyla örtülmesi nedeniyle, yerleşme yaşına önerdiği Maastrihtiyen yaşı verilen diğer yaşlarla uyumludur.

4.2. Örtü Kayalar

4.2.1. Eğrigöz Graniti

İnceleme sahasında yaklaşık 85 km^2'lik alanda, batıda Acemler, Doğuda Eğrigöz, Çatak güneyi, Sarıalan ve Küreci güneyinde yayılım sunan, batolitik yerleşimli, granit bileşimli kütledir. Kuzeyinde Eğrigöz Metamorfikleri yer alır (Şekil 4.17.). Granit ve metamorfiklerin sınırında, şistozite düzlemlerinde ani dikleşme ve skarn oluşumları izlenmiştir (Bacak ve Uz; 2003).

Granit kütlenin dışında, 20-40 m'lik zonunda ince tane boyutlu bol eklemli, mikrogranitik zon yer alır. İçe doğru, masif, az eklemli, açık gri ve beyaz renk tonlarında, alkali feldspatça (ortoz) zengin, yer yer aplit damarları ile kesilmiş, normal, sub alkali granitlere geçilir (Bacak ve Uz; 2003).



Şekil 4.17. İnceleme alanında yüzlek veren Eğrigöz Graniti'nin haritadaki dağılımı (MTA Raporu ve Özburan (2009)'dan değiştirilmiştir).

Holzer (1954), bölgenin en belirgin magmatik kütlesi olan Eğrigöz granitik intrüzyonunun yaşını olasılıkla Paleosen olarak vermektedir. Kalafatçıoğlu (1964) da aynı granitoidin yaşını Üst Kretase sonu olarak belirtir. Yine inceleme alanında yer alan Karakoca granitik masifini incelemiş olan Dora (1969), Eğrigöz masifi ile uyumlu bir yaş (Erken Alpin) olarak önerdiği magmatik kütlenin, anateksitik kökenli olduğuna değinmiştir. Kaya (1972) bölgedeki ofiyolitik kayaların yerleşim mekanizmalarını çalışmıştır. Öztunalı (1973), Eğrigöz granitik masifinin kalkalkali niteliğini, anateksitik evrimini ve tüm kaya yaşının K/Ar yöntemi ile 217,33 My, Rb/Sr yöntemi ile ise 167,14 My verdiğini belirtir. Yazar, masifi çevreleyen volkanitlerin Pliyosen yaşlı riyolit, riyodasit, dasit, andezit ve Kuvaterner yaşlı bazaltlardan oluştuğuna değinir. Uz (1973) bölgedeki metamorfitlerde ve Eğrigöz granitinde ayrıntılı petrografik çalışmalar yapmıştır.

Eğrigöz Graniti, Delaloye ve Bingöl (2000)'ün Rb/Sr ve K/Ar yöntemiyle yaptığı yaş tayinine göre (biyotitlerde), 20±0.7, 26.8±0.8 milyon yıl elde etmişlerdir. Granitin, havza kenarında sık çatlak yüzeyli ve Neojen içerisinde farklı geometrilerde granit blok ve çakıllarının bulunması (Acemler ve Köleler arası) granitin kökeninin Ege Bölgesi K-G yönlü gerilmeleriyle ilişkili olduğunu düşündürür. Böylece granitin ofiyolit yerleşimi ve kireçtaşlarının (otokton) çökeliminden sonra ortamda gelişen genç bir granit olduğu anlaşılır (Bacak ve Uz; 2003).

4.2.2. Beke Formasyonu

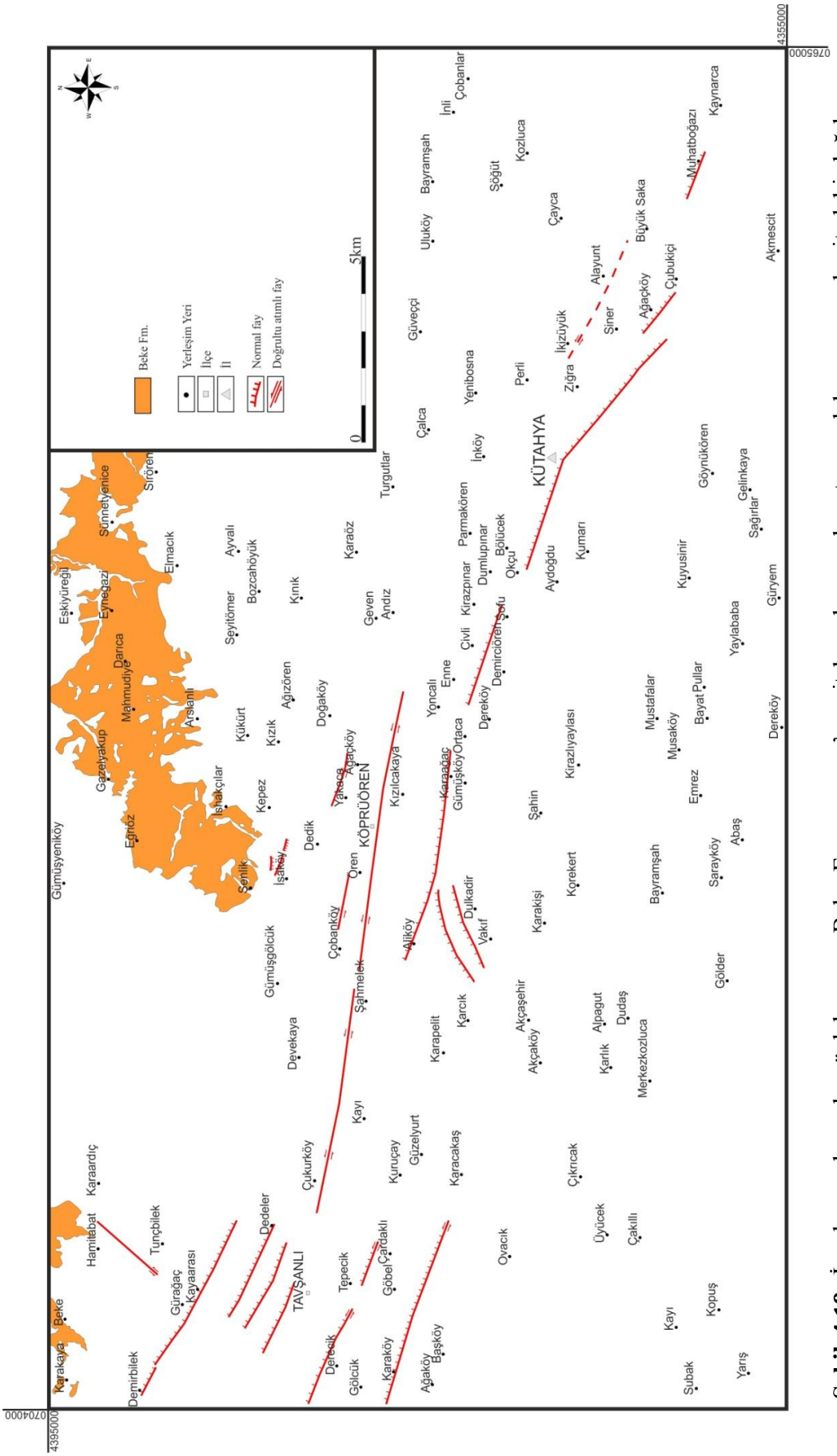
Irmak ve mendereslerin etkili olduğu çökelme ortamında çeşitli boyuttaki kaba kırıntılar Neojen öncesi birimler üzerine uyumsuz olarak gelirler. Üste doğru tane boyu incelmekte ve konglomera-kumtaşı ardalanması etkin olmaktadır. Bunlarda oygu dolgu yapıları gelişmiştir. Kaba kırıntılarda başlıca renk bordo, kırmızı ve kahverengidir (Şekil 4.18.). En üst kesimde yer alan koyu yeşil-siyahımsı renkli killer içinde ekonomik değeri olmayan kömürler gözlenmektedir (Baş; 1986). Özburan (2009) ise, birimin tabanda blok boyutundaki kaba kırıntılılarla başladığını ve yukarı doğru tane boyunun küçülerek kumtaşı hatta çamurtaşı düzeyine ulaştığını belirtmiştir. Birim içinde düzenli bir derecelenme gözlenmemiş olup, kötü boylanmalıdır.



Şekil 4.18. Harmancık-Tavşanlı Yolu üzerindeki Beke Formasyonuna ait volkanik kumtaşları ile Oklukdağı Volkanitine ait tüfler arasındaki uyumsuz dokanağın görünümü (35S0710437D/4383266K, 826m, Bakış yönü: KD'dan GB'ya doğru).

Birimin kalınlığı, Baş (1983; 1986), Çelik ve Kerey (1999) tarafından maksimum 150 m, Şengüler (1999) tarafından ise Seyitömer havzasında ortalama 75 m olarak verilmiştir. Özburan (2009) tarafından Seyitömer havzasında yüzlekleri görülen birimin kalınlığı yaklaşık 100 m kadardır.

Tunçbilek kuzeyindeki Beke köyü formasyonun tipik olarak gözlendiği yerdir (Şekil 4.19.). Diğer önemli yayılım alanları Tunçbilek'in hemen kuzeyi, Tavşanlı batısındaki Hotanlı Dere ve Seyitömer kuzeyidir (Baş; 1986).



Şekil 4.19. İnceleme alanında yüzlek veren Beke Formasyonu'na ait konglomera-kumtaşı ardalanmasının haritadaki dağılımı (MTA Raporu ve Özburan (2009)'dan değiştirilmiştir).

Lebküchner (1957; 1959) Seyitömer çevresinde yaptığı çalışmada Neojen'in tabanını oluşturan kesimlerin Miyosen yaşlı olduğunu belirtmiştir. Nebert (1960)'in yörede yaptığı çalışmada "Bazal Horizon" olarak adladığı ve Miyosen yaşını verdiği birim Beke Formasyonuna karşılık gelmektedir. Baş (1983) tarafından, birimin killi düzeylerinden bulduğu polenlere ve yaşı Eosen olarak belirlenmiş foraminiferli kireçtaşı çakılları içermesine dayandırarak, Beke Formasyonuna Orta Miyosen yaşı verilmiştir. Şengüler (1999) ise birimin yaşını Alt Miyosen olarak belirtmiştir.

Baş (1983) tarafından belirtilen oygu-dolgu yapıları, düzensiz depolanma ve iri tane boyunun fazlalığı, yüksek enerjili akarsu ya da yelpazenin yakınsak kesimlerini önerir. Ayrıca Çelik ve Kerey (1999) Domaniç havzası'nda tanımladıkları Beke Formasyonu için, iki çökel ünite tespit etmişler ve bunlardan ilkinin örgülü nehir, diğerinin ise menderesli nehir çökel ortamını yansıttığını belirtmişlerdir. Çelik (1999), çapraz katmanlardan elde ettiği verilerle güneybatıdan kuzeydoğuya doğru bir paleoakıntı yönü olduğunu tespit etmiştir. Bundan başka, Şengüler (1999), içerdiği çapraz katmanlanma ve üst seviyelerine doğru incelen tane boyuna dayandırarak Beke Formasyonu'nun örgülü akarsu ortamında çökeldiğini belirtmiştir.

4.2.3. Tunçbilek Formasyonu

Başta kömür olmak üzere; marn, kil, kumtaşı, konglomera ve kireçtaşından oluşmaktadır (Şekil 4.20.). Birim Akdeniz ve Konak (1979) tarafından Kızılbük Formasyonu, Şengüler (1999) tarafından Seyitömer Formasyonu, Çelik (1999) ve Özburan (2009) tarafından ise Tunçbilek Formasyonu olarak adlandırılmıştır.



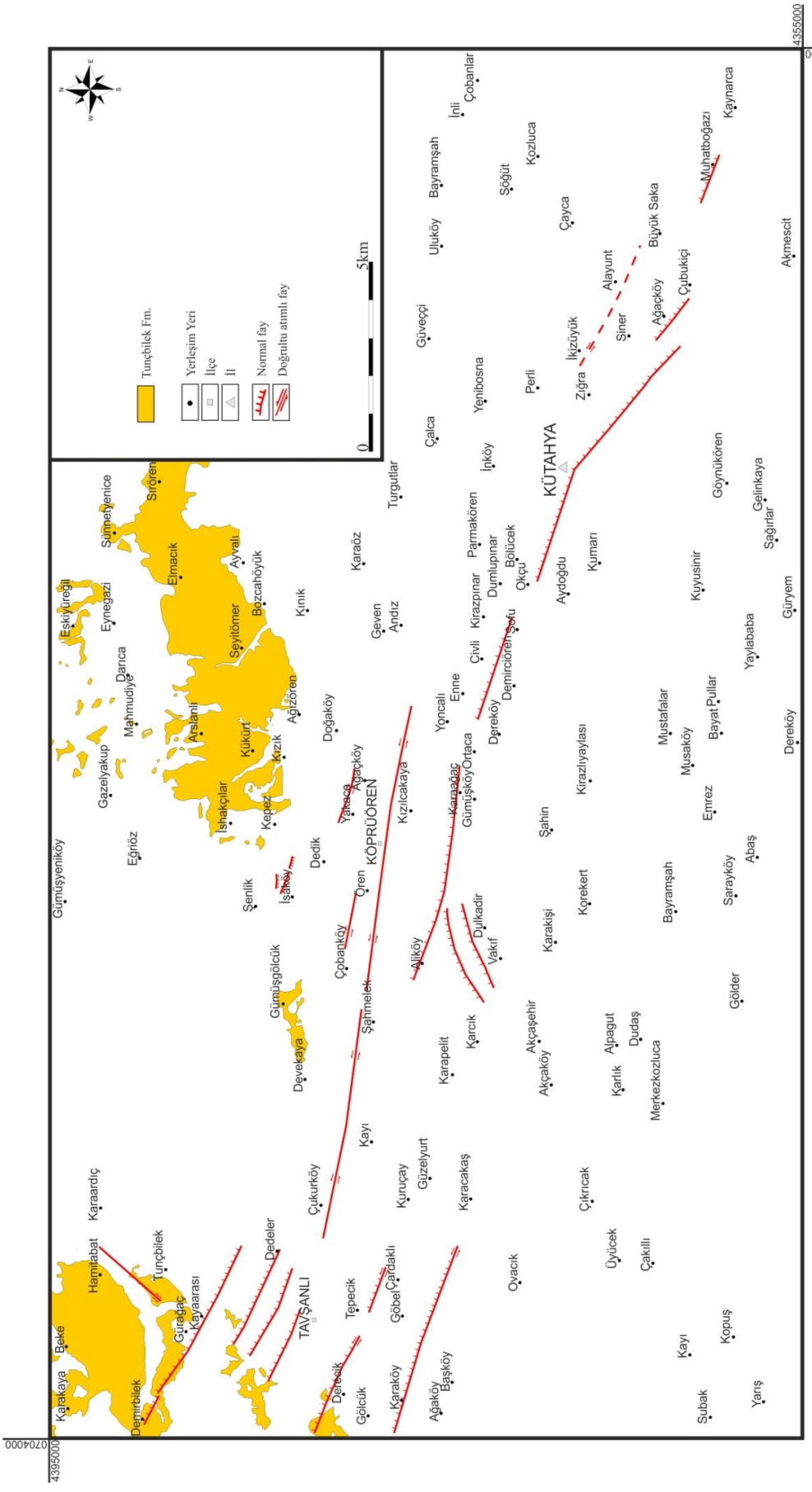
Şekil 4.20. Harmancık-Tavşanlı Yolu üzerindeki Tunçbilek Formasyonuna ait kumtaşlarından bir görünüm (35S0710437D/4383266K,826m, Bakış yönü: KD'dan GB'ya doğru).

Beke Formasyonu üzerine uyumlu olara gelen Tunçbilek Formasyonu Baş (1986) tarafından Demirbilek Üyesi, Gürağaç Üyesi ve Yeldeğirmeni Üyesi olmak üzere üç üyeye ayrılmıştır. 1- Demirbilek Üyesi: Kil, marn, kömür ile az oranda silttaşı, konglomera ve kireçtaşı ara düzeylerinden oluşur. Tunçbilek batısındaki Demirbilek köyü 200 metre doğusunda tipik olarak, ayrıca Tunçbilek, Seyitömer havzaları ve Gediz batısında gözlenmektedir. Üye kil ve marn ardalanması şeklinde başlar, üst kesimlere doğru marnlar etkin duruma geçer, renk koyu gri, yeşilimsi, mavimsidir. 14 metre kalınlığa kadar ulaşan kömürlü düzeyler ya tek bir damar ya da kil – marnlarla ardalanma şeklindedir (Baş, 1986). Polen ve yaprak analizlerinden birimin yaşını Üst Miyosen olarak saptamıştır. 2- Gürağaç Üyesi: Konglomera, kumtaşı, silttaşı ve kilden oluşan üye tipik olarak Tunçbilek güneybatısındaki Gürağaç köyü, Soğucak ve Ömerli köyleri çevresinde ve Hotanlı dere vadisi yamaçlarında gözlenir (Şekil 4.21.). Çapraz tabakalanma çok yaygındır. 3- Yel değirmeni Üyesi: Kireçtaşından yapılı birim adını, tipik görüldüğü yer olan Tunçbilek güneybatısındaki Yel değirmeni tepeden almaktadır. Birimin alt kesimleri kimi yerde çakıl ve kum içeriklidir. Üst kesimler ise yer yer silisifiye olmuştur. Yaygın renk bej, krem, kirli beyaz ve açık kahverengidir. Stratigrafik konumu göz önüne alarak birime Geç Miyosen yaşı verilmiştir (Baş, 1986).



Şekil 4.21. Harmancık-Tavşanlı Yolu üzerindeki Tunçbilek Formasyonuna ait kumtaşları içerisinde gelişmiş mineralizasyona ait bir görünüm (35S0710437D/4383266K, 826m, Bakış yönü: KD'dan GB'ya doğru).

Tunçbilek Formasyonu Seyitömer ve çevresinde, Arslanlı köyü ve çevresinde, Ayvalı köyü kuzeyinde, Sırören doğusunda ve Kepez köyü dolaylarında olmak üzere geniş bir alanda yayılım göstermektedir (Özburan, 2009) (Şekil 4.22.). Tunçbilek Formasyonu Beke Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmektedir (Baş, 1986).



Şekil 4.22. İnceleme alanında yüzlek veren Tunçbilek Formasyonu'na ait kumtaşlarının haritadaki dağılımı (MTA Raporu ve Özburan (2009)'dan değiştirilmiştir).

Tunçbilek Formasyonu 0 – 400 m arasında değişen kalınlığa sahiptir (Baş, 1986). Birim birçok araştırmacı birim içerisindeki kil tabakalarının 5 - 40 m arasında değişen kalınlığa sahip olduğu belirtmiştir. Ayrıca birim içerisinde yaklaşık 30 m kalınlığındaki kalın linyit katmanlarından söz edilmiştir.

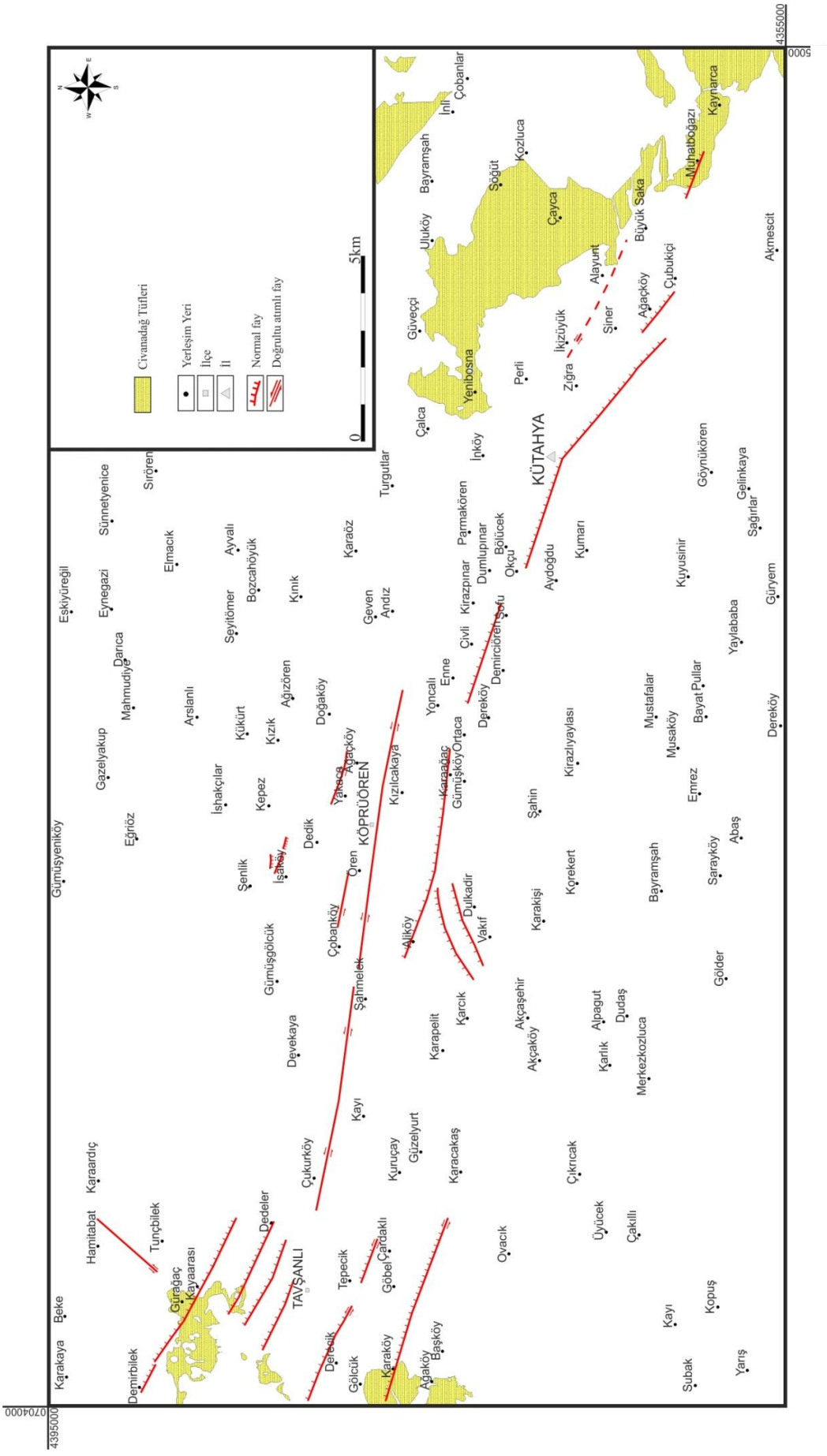
Tunçbilek Formasyonunun özellikle kil-marn ve kömürlü seviyeleri, spor ve polenler, yaprak izleri, ostracoda fosilleri ve memeli fosilleri içermektedir. Ve bu haliyle pek çok araştırmacıya konu olmuştur (Nebert, 1960; Baş, 1983; Özcan, 1986; Kaya, 1993; Çelik, 1999; Yavuz, 1999; Kapan-Yeşilyurt, 2000). Birimin yaşı Nebert (1960) tarafından Miyosen, Benda (1971) Üst Miyosen, Arslan (1979) yapmış olduğu palinoloji incelemesi sonucu Üst Miyosen (Sarmasiyen - Ponsiyen), Baş (1983) polen, yaprak izleri ve ostracoda fosillerine dayanarak Üst Miyosen (Ponsiyen), Özcan (1986) omurgalı fosilleri ve sporpolenlere dayanarak birime Geç Miyosen (Sarmasiyen sonu-Ponsiyen başı), Kapan-Yeşilyurt (2000; 2001) Meosiyen-Ponsiyen yaşını önermektedirler.

Birimin genel olarak litolojisi, fasiyes özellikleri ve yer yer silisifiye olması, bölgede dingin bir tatlısu-göl, ancak eş zamanlı volkanizmalı bir ortamı düşündürmektedir. Kömür örneklerinde yapılan incelemelerde siderit ve bor içeriklerinin yüksek olması nedeniyle linyit kömürlerinin, volkano-sedimanter bir havzanın ürünü oldukları belirtilmiştir (Çelik ve Karayiğit, 2004b).

4.2.4. Civanadağ Tüfleri

Kuzeybatı Anadolu'da geniş bir yayılımı bulunan asidik bileşimli tüfler Akdeniz ve Konak (1979) tarafından tipik olarak Civanadağ'da gözlenmiş ve buraya göre adlanmıştır. Birim sarımsı, pembe, gri, beyaz renkli, çoğunlukla katmansız, yer yer kil düzeylidir. Genelde kül ve tüf tane boyu hakimken kimi yerde lapili boyutlu pomza parçaları gözlenir. Üste doğru volkanik kayaç parçaları olağandır. Tüflerin mineralojik bileşimini biyotit, hornblend, plajiyoklas, ortoklas ve kuvars oluşturur. Bozuşma ürünü olarak kaolinleşme etkindir. Tüfler, patlama merkezleri çevresinde doğrudan su içine çökelme ve akarsularla sığ göl ortamına taşınma özelliklerini gösterir (Baş, 1986).

Civanadağ Tüfleri Oklukdağı çevresinde, Tavşanlı-Harmancık yolu kenarlarında yaygın olarak görmek olasıdır (Baş, 1986) (Şekil 4.23.).



Şekil 4.23. İnceleme alanında yüzlek veren Civanadağ Tüfleri'nin haritadaki dağılımı (MTA Raporu ve Özburan (2009)'dan değiştirilmiştir).

Nebert (1960) bu tüfleri kendi sınıflaması ile P1 litolojisinde anlatmış ve Pliyosen'e dahil etmiştir. Ancak, Baş (1986) kuzeybatı Anadolu'nun diğer kesimlerindeki tüflerle yaptığı karşılaştırmada, Civanadağ tüflerinin yaşını Miyosen olarak ifade etmiştir.

Civanadağ tüflerinin kalınlığı Oklukdağı Volkanitleri ile birlikte 300 m kadar ölçülmüştür (Baş, 1986).

Tüfler, patlama merkezleri çevresinde doğrudan su içine çökelme ve akarsularla sığ göl ortamına taşınma özelliklerini gösterir (Baş, 1986).

4.2.5. Oklukdağı VoIkanitleri

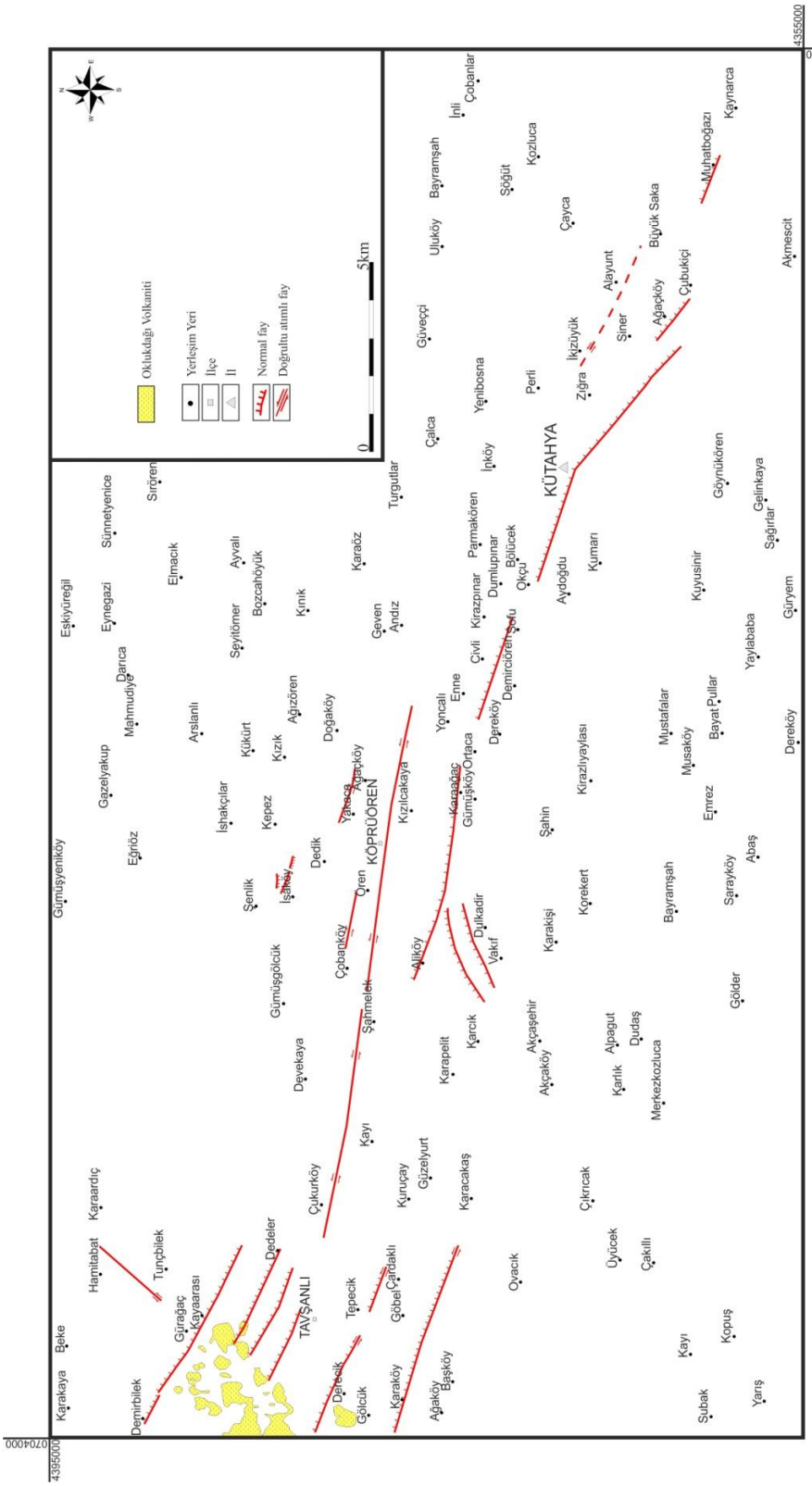
Dasit-riyolit bileşimli lavlardan yapılıdır. Lavların sahadaki görünüşleri genelde dom, seyrek olarak dayk şeklindedir (Şekil 4.24.). Çok sayıdaki çıkış merkezi ile bağlantı görülür. Çıkış merkezlerinin genel dağılımı KD-GB yönündedir. Açık ve koyu gri, pembesi, sarımsı renklerdedir. Başta biyotit olmak üzere hornblend, bazen klinopiroksen ve ender olarak ortopiroksen koyu renkli mineraller bileşimini oluşturur. Açık renkli bileşenler plajiyoklas, ortoklas ve kuvarstır (Baş,1986).



Şekil 4.24. Harmancık-Tavşanlı Yolu üzerindeki Oklukdağı Volkanitine ait tüflerden genel bir görünüm (35S0710437D/4383266K,826m, Bakış yönü: KD'dan GB'ya doğru).

Tavşanlı batısındaki Oklukdağı'nda tipik olarak gözlenir ve bu dağın çevresinde geniş bir yayılım alanı bulur. Diğer önemli yayılım alanı Gediz çevresidir. Oklukdağı

Volkanitleri Ayvalı köyü (Tavşanlı batısı) yakınlarında ve Tavşanlı-Harmancık yolu üzerinde Civandağ Tüfleri ile yanal ve düşey geçişler gösterir (Baş, 1986) (Şekil 4.25.).



Şekil 4.25. İnceleme alanında yüzlek veren Oklukdağı Volkaniti'nin haritadaki dağılımı (MTA Raporu ve Özburan (2009)'dan değiştirilmiştir).

Pliyosen Miyosen'de Tunçbilek yöresinde etkili olan göl ortamı Pliyosen'de Domaniç yöresinde geniş yayılım alanı bulur. Geç Miyosen'de başlayan asidik volkanizma Pliyosen'de de piroklastikler şeklinde etkisini sürdürür. Patlama merkezleri göl içindedir. Karada yığışan tüflerde akarsularla göl ortamına taşınmıştır (Baş, 1986).

Çalışma alanı içinde Miyosen'le Pliyosen arasında belirgin bir uyumsuzluk gözlenememiştir. Buna karşılık yakın çevrelerde yapılan araştırmalarda ise bir uyumsuzluğun varlığı saptanmıştır (Gün ve ark., 1979; Akat ve ark., 1978; Akdeniz ve Konak, 1979).

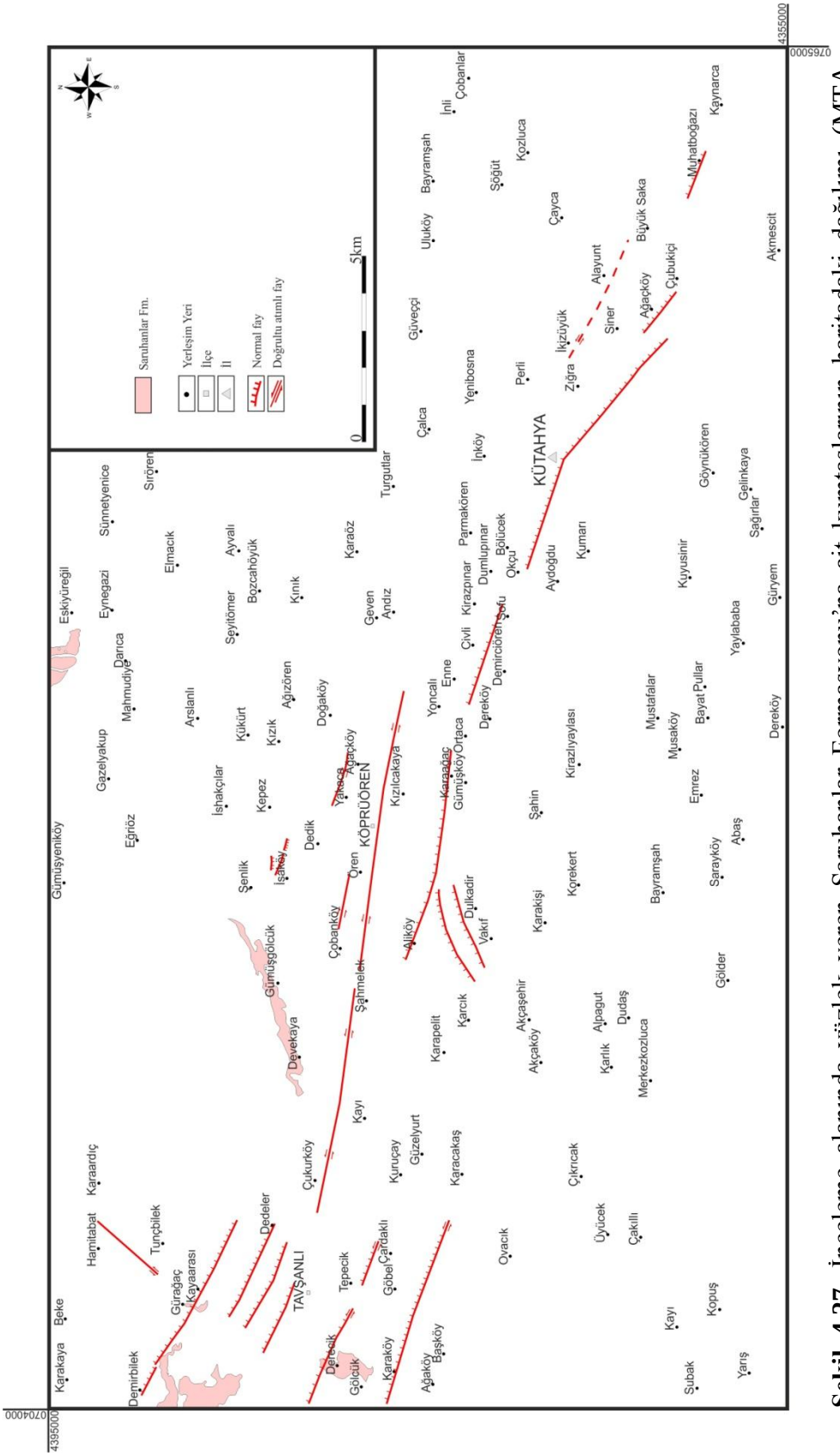
4.2.6. Saruhanlar Formasyonu

Başlıca konglomera, kumtaşı, marn, tüf, tüfit ve kimi yerde kireçtaşı ara düzelerinde oluşur (Şekil 4.26.). Nebert (1962)'in Domaniç serisi olarak tanımladığı birim Saruhanlar Formasyonu ile başlamaktadır. Yaygın renk beyaz, açık gri ve gridir. Birimin ana litolojisini oluşturan konglomera bileşenleri Beke Formasyonu'ndakilere göre daha küçük boyutlu ve daha yuvarlakçadır. Çimento daha ufak kırıntıların yanı sıra genelde tüfojendir. Kireçtaşları birkaç ara düzeyde yer alır. Formasyonun alt kesimlerinde büyük ağaç parçaları olağandır (Baş, 1986).



Şekil 4.26. Derecik Köyü'nde Saruhanlar Formasyonuna ait kumtaşlarına ait genel bir görünüm (35S0707015D/4379468K, 879m, Bakış yönü: KB'dan GD'ya doğru).

Birim Tunçbilek-Domaniç arasındaki Saruhanlar köyü batı bitişiğinde tipik olarak gözlenmekte olup, Karaköy ve Ömerler kuzeyinde de yüzlek vermektedir (Baş, 1986) (Şekil 4.27.).



Şekil 4.27. İnceleme alanında yüzlek veren Saruhanlar Formasyonu'na ait kumtaşlarının haritadaki dağılımı (MTA Raporu ve Özburan (2009)'dan değiştirilmiştir).

Formasyon içerisinde yaş elde edilebilecek fosil bulunamamıştır. Formasyon, Üst Miyosen yaşlı birimler üzerine geldiğinden, onlardan kırıntı içerdiğinden ve ayrıca yöredeki diğer çalışmalarla deneştirilerek Alt Pliyosen yaşında olabileceği belirtilmiştir (Baş, 1986). Formasyon 300 m'ye kadar kalınlık sunabilmektedir(Baş, 1986).

4.2.7. Çokköy Formasyonu

Marn, kil, kumtaşı, konglomera, tüf, tüfit ve yer yer kireçtaşı ara düzeylerinden oluşmaktadır. Açık yeşil, beyaz, gri ve kahverenkli olabilen birimin litolojisi bölgeden bölgeye değişiklikler gösterir. Domaniç dolaylarında marnlar etkinken diğer yerlerde çoğu zaman kumtaşı ve konglomeralar daha yaygın olarak gözlenir (Şekil 4.28.). Litolojiler arası yanal ve düşey geçişler yaygındır. Arada çört tabakaları ve mercekleri olağandır. Batı Anadolu'daki bor tuzları bu formasyon içinde yer almaktadır (Baş, 1986).



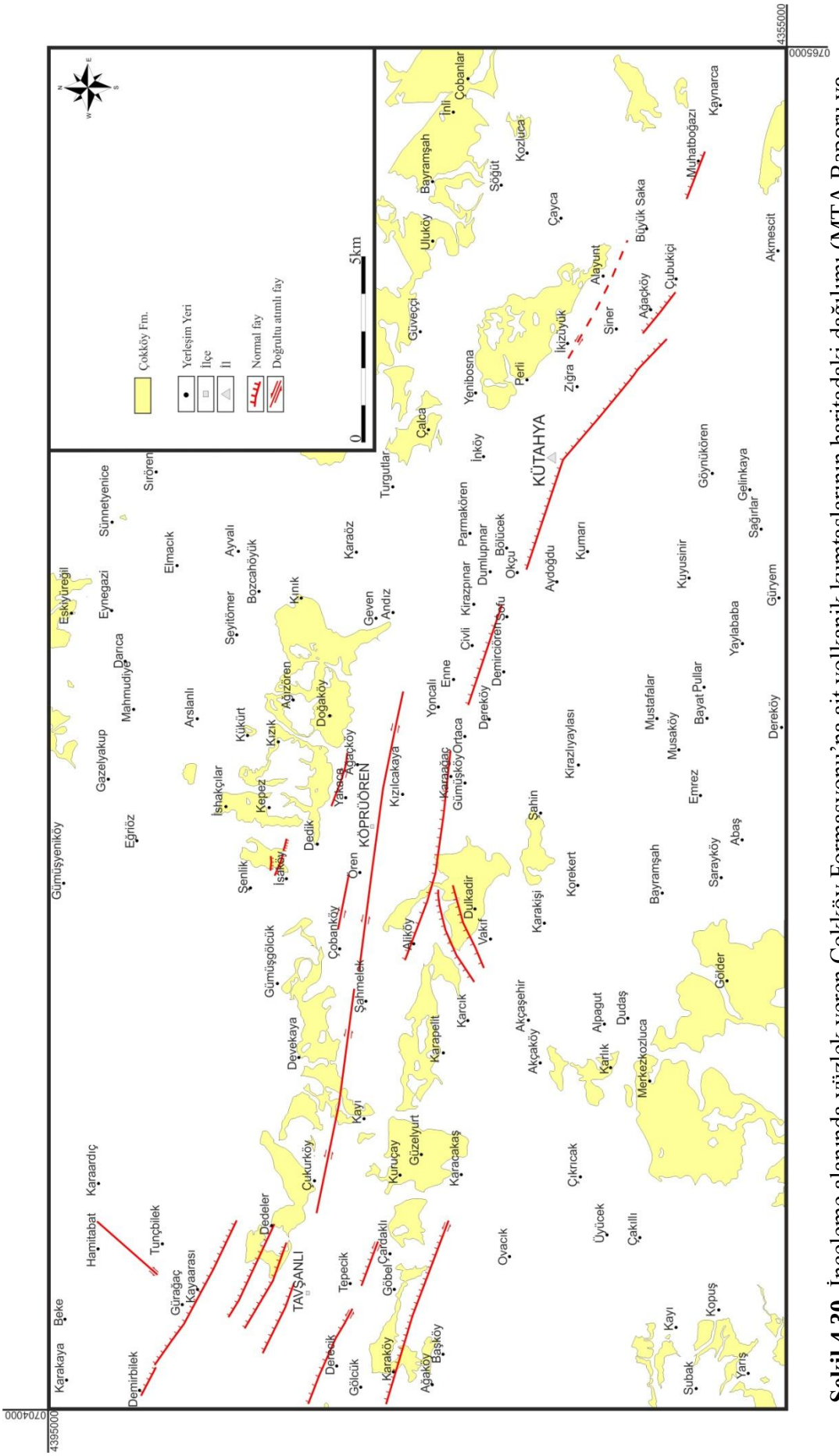
Şekil 4.28. Şahmelek mevkiinde bulun volkanik kökenli ince taneli çakıl taşı ve kumtaşından oluşan Çokköy Formasyonu'na ait genel bir görünüm (35S0726607D/4379814K, 1027m, Bakış yönü: K'den G'ye doğru).



Şekil 4.29. İsaköy'deki kömür işletmesinde yer alan Çokköy Formasyonuna ait kömür ara katkılı çok ince taneli killi kumtaşı içerisindeki normal fayların görünümü (35S0734607D/4383320K, 1061m, Bakış yönü: GB'dan KD'ya doğru).

Birim kirli beyaz, bej, gri renklerde volkanik kumtaşlarından oluşmaktadır. Birim İsaköy mevkiinde ise kömür ara katkılı ince taneli killi kumtaşı litolojisinde gözlenmiştir (Şekil 4.29.).

Domaniç havzasındaki Çokköy kuzey bitişiğinde formasyonun tipik kesiti gözlenir (Şekil 4.30.). Formasyon; Domaniç, Seyitömer, Aslanapa ve Gediz dolaylarında çok geniş alanlar kaplar (Baş, 1986).


Çökköy Fm.
Yerleşim Yeri
İlçe
İl
Normal fay
Doğrultu atımlı fay
0
5km
KÜTAHYA
KÖPRÜÖREN
TAVŞANLI
Karakaya
Beke
Hamitabat
Karaardıç
Tunçbilek
Demirbilek
Gürağaç
Kayaarası
Dedeler
Dereçik
Gölcük
Karaköy
Ağaköy
Başköy
Çardaklı
Göbel
Tepecik
Çukurköy
Güzelyurt
Kuruçay
Karacakaş
Oyacık
Kayı
Şubak
Kopuş
Yarış
Güvercinlik
Gümüşyeniköy
Eğrioz
Gazelyakup
Mahmudiye
Darıca
Eynegazi
Eskiyüreğil
Sünnetyenice
Sirören
Elmacık
Arslanlı
İshakçılar
Kepez
Şenlik
İşıksöy
Dedik
Gümüşgölcük
Çobanköy
Çören
Şahmelek
Devekaya
Kayı
Karapelit
Karçık
Akçaşehir
Akçaköy
Çıkrıcak
Üyücek
Çakıllı
Merkezkozluca
Alpagut
Dudaş
Karlık
Karakişi
Şahin
Dulkadir
Vakıf
Alikoy
Kızılcakaya
Karadağaç
Gümüşköy
Ortaca
Yoncalı
Enne
Dereköy
Demirciören Sofu
Çivili
Kirazpınar
Parmakören
Dumlupınar
Böğücek
Okçu
Aydoğdu
Kumarı
Kirazlıyayası
Körekert
Bayramşah
Saraykoy
Abaş
Mustafalar
Musaköy
Emrez
Bayat Pullar
Kuyusinir
Yaylababa
Göynükören
Gelinkaya
Sağırlar
Güryem
Dereköy
Akmescit
Muhatboğazı
Kaynarca
Çubukiçi
Büyük Saka
Ağaçköy
Alayunt
Şiner
İkizüyük
Zığra
Çayca
Kozluca
Söğüt
Bayramşah
İnli
Çobanlar
Uluköy
Güveççi
Yenibosna
Perli
Çalca
Turgutlar
İnköy
Ayvalı
Bozcahöyük
Seyitömer
Kınık
Karaöz
Geyen
Andız
Kükürt
Kızık
Ağızören
Doğaköy
Yahaca
Ağaçköy
Yeniçağa
Gümüşköy
Ortaca
Dereköy
Demirciören Sofu
Çivili
Kirazpınar
Parmakören
Dumlupınar
Böğücek
Okçu
Aydoğdu
Kumarı
Kirazlıyayası
Körekert
Bayramşah
Saraykoy
Abaş
Mustafalar
Musaköy
Emrez
Bayat Pullar
Kuyusinir
Yaylababa
Göynükören
Gelinkaya
Sağırlar
Güryem
Dereköy
Akmescit
Muhatboğazı
Kaynarca
Çubukiçi
Büyük Saka
Ağaçköy
Alayunt
Şiner
İkizüyük
Zığra
Çayca
Kozluca
Söğüt
Bayramşah
İnli
Çobanlar
Uluköy
Güveççi
Yenibosna
Perli
Çalca
Turgutlar
İnköy
Ayvalı
Bozcahöyük
Seyitömer
Kınık
Karaöz
Geyen
Andız
Kükürt
Kızık
Ağızören
Doğaköy
Yahaca
Ağaçköy
Yeniçağa
Gümüşköy
Ortaca
Yoncalı
Enne

Formasyon içerisindeki marnlı ve kireçtaşlı düzeylerden elde edilen Ostracoda ve Gastropoda fosillerinden Alt-Orta Pliyosen yaşı elde edilmiştir (Baş, 1986). Kapan-Yeşilyurt (2000), Domaniç yöresi Hamitabat dolaylarında yaptığı ölçülü stratigrafi kesitinde birimi Dasiyen (Erken Pliyosen) olarak yaşlandırmıştır.

Çokköy formasyonu, Baş (1983; 1986) tarafından 0-200 m kalıklıkla tanıtılmıştır. Çelik ve Kerey (1999) tarafından da 200 m kalınlığı olduğunu belirtilmiştir.

İstifin litolojik ve yapısal özellikleri, tane boyunun diğer kırıntılılara göre (Beke Formasyonu) küçülmesi ve kil, marn, kireçtaşı fasiyeslerinin görülmesi, tatlı su ortamının derinleştiğini ve tektonik açıdan dinginliği önermektedir. Ortamdaki tüflerin varlığını halen koruyor olması, volkanik faaliyetin tamamen son bulmadığının kanıtıdır (Özburan, 2009).

4.2.8. Emet Formasyonu

Akdeniz ve Konak (1979) tarafından kireçtaşı ve marn ara düzeylerinden yapılı birim olarak tanımlanmıştır. Kireçtaşları beyaz, gri, krem renkli, yer yer bol gözenekli, alt kesimleri fazlaca killi, üste doğru yer yer silisifiye, orta kalın tabakalı yatay veya yataya çok yakındır. Birim hafif ondüleli bir yapı gösterir (Şekil 4.31.).



Şekil 4.31. Organize sanayi sitesi içerisinde bulunan Emet Formasyonu'na ait gölsel kireçtaşı marn ardalanması içerisinde gözlenen ondülasyonun görünümü (35S0730467D/4378638K, 1066m, Bakış yönü: K'den G'ye doğru).

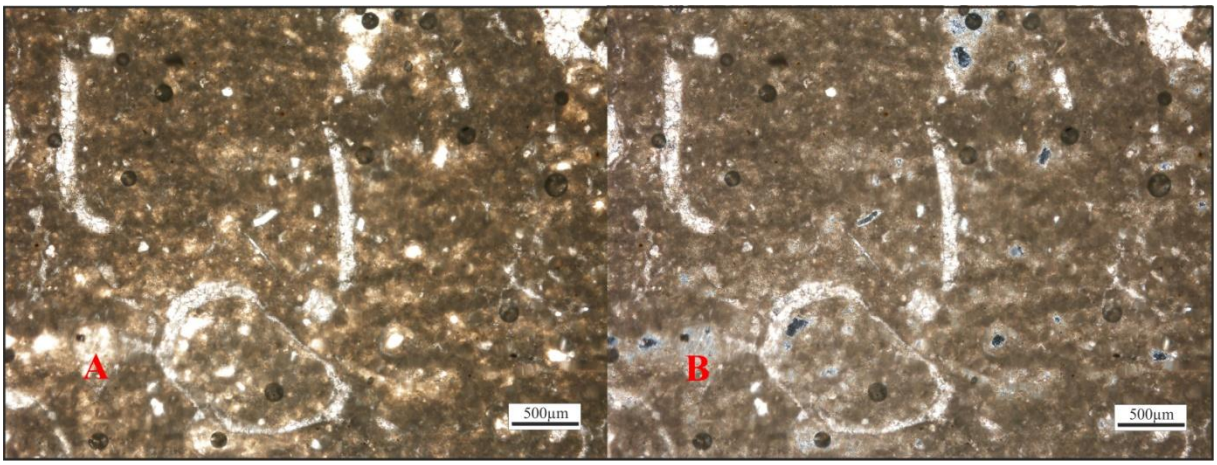
Marnlar açık yeşil renkli olup formasyonun alt kesimlerinde daha yaygındır. Postvolkanik silis gelimi Emet Formasyonunu daha da belirgin bir şekilde etkilemiştir. Kireçtaşı ve marnlar silisifiye edilmiş ya da bunlar arasına ve üstlerine silis mercek ve bantları yerleşmiştir (Baş, 1986).

Birim bej, beyaz ve gri renkli karbonat-marn ardalanmasından oluşmaktadır. İçerisinde yer yer kömür ara katkıları bulunan bu litolojide Gastropoda kavkıları da mevcuttur. Gerek kireçtaşı çökelimi, gerek kömür ara katkısı, gerek içerdiği Gastropoda kavkısı ile birim gölsel ortamı yansıtmaktadır (Şekil 4.32.).



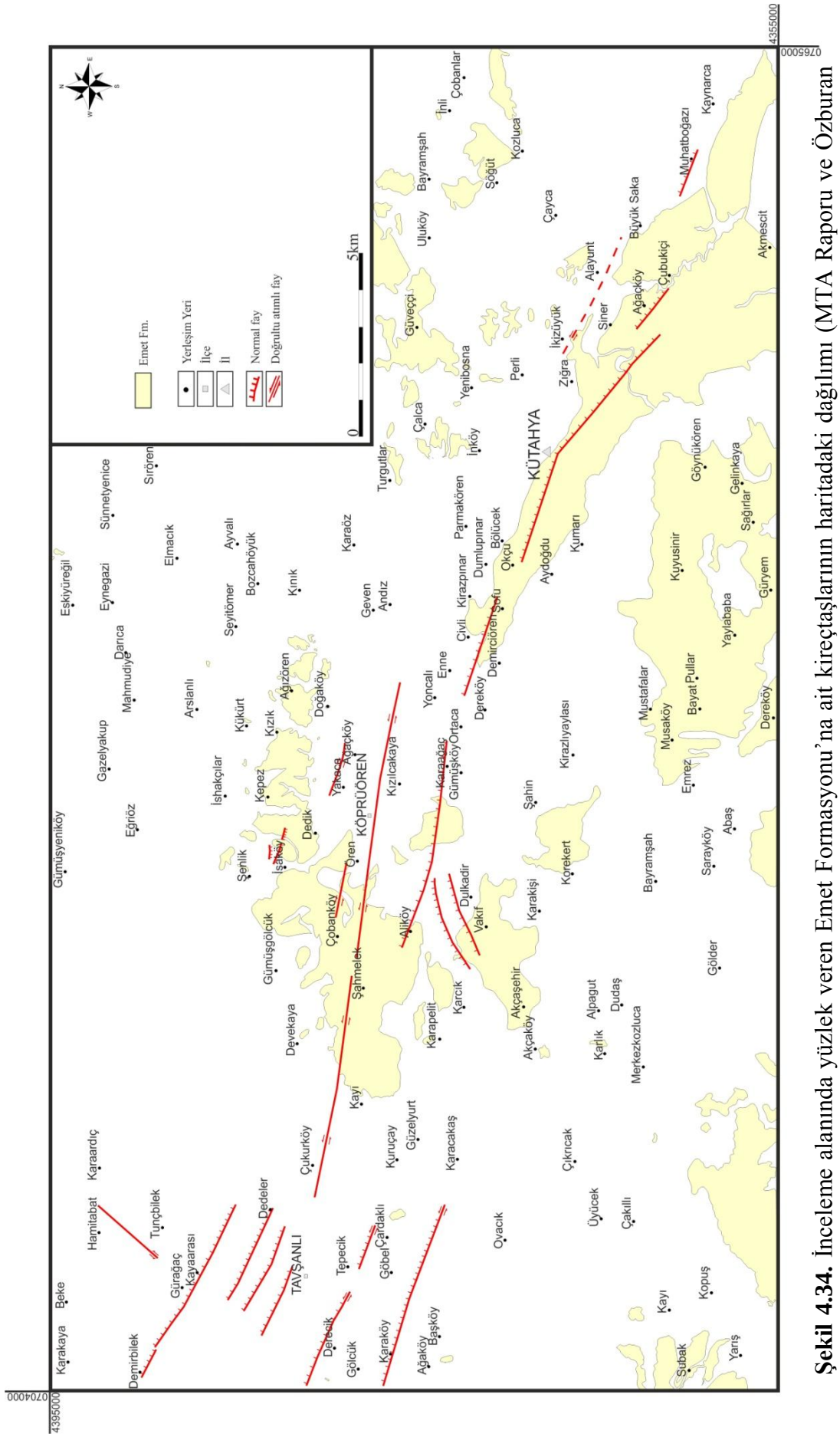
Şekil 4.32. Kütahya-Afyon Karayolu'ndan Kütahya'ya 3 km uzaklıkta bulunan Emet Formasyonu'na ait gölsel kireçtaşlarından genel bir görünüm (35S0764144D/4362633K, 974m, Bakış yönü: G'den K'ye doğru).

Araziden alınan örnekten yapılan ince kesit üzerinde petrografik inceleme yapılmıştır. Yapılan inceleme sonucunda birimin bol miktarda sarımsı-kirli beyaz renkli kalsit içerdiği gözlenmiştir. Bazı kalsitler ikincil olarak oluşmuş olup; bunlar özellikle iri olanlardır. Yer yer kuvars taneleri de içeren kayacın cinsi killi kireçtaşı-marn olarak tespit edilmiştir (Şekil 4.33.).



Şekil 4.33. Kayacın ince kesit görünümünden genel görünüm (Polarizan mikroskop altındaki 4X büyütmeli Tek Nikol (A), Çift Nikol (B) görünümü).

Formasyon; Domaniç havzasında, Seyitömer, Kütahya ve Gediz dolaylarında yaygındır (Baş, 1986) (Şekil 4.34.).



Şekil 4.34. İnceleme alanında yüzlek veren Emet Formasyonu'na ait kireçtaşlarının haritadaki dağılımı (MTA Raporu ve Özburan (2009)'dan değiştirilmiştir).

Kireçtaşları bol Gastropoda içeriklidir. Bunlardan elde edilen yaşlar saha gözlemleri ve diğer çalışmalarla deneştirilerek birime Orta-Üst Pliyosen yaşı verilmiştir (Baş, 1986). Kapan-Yeşilyurt (2000) ile Kapan-Yeşilyurt ve Taner (2001), Domaniç, Tunçbilek yöresindeki çalışmalarında buldukları karakteristik mollusk faunasına dayanarak Romaniyen (Geç Pliyosen) yaşı verilmiştir.

Birim içerisinde kayaca yapışık olarak bulunan Gastropoda kavkılarının incelenmesi sonucu, *Cepaea sp.* ve *Oxychilus (Oxychilus) cellarium* (O.F. Müller) örnekleri tanımlanmıştır (Kapan- Yeşilyurt tarafından tayin edilmiştir). Romaniyen (Geç Pliyosen) yaşını veren bu fauna karasal ortamı yansıtmaktadır (Şekil 4.35.).



Şekil 4.35. Emet Formasyonu'na ait kireçtaşları içerisinden tayin edilen *Cepaea sp.* (A) ve *Oxychilus (Oxychilus) cellarium* (O.F. Müller) (B) kavkıların görünümü.

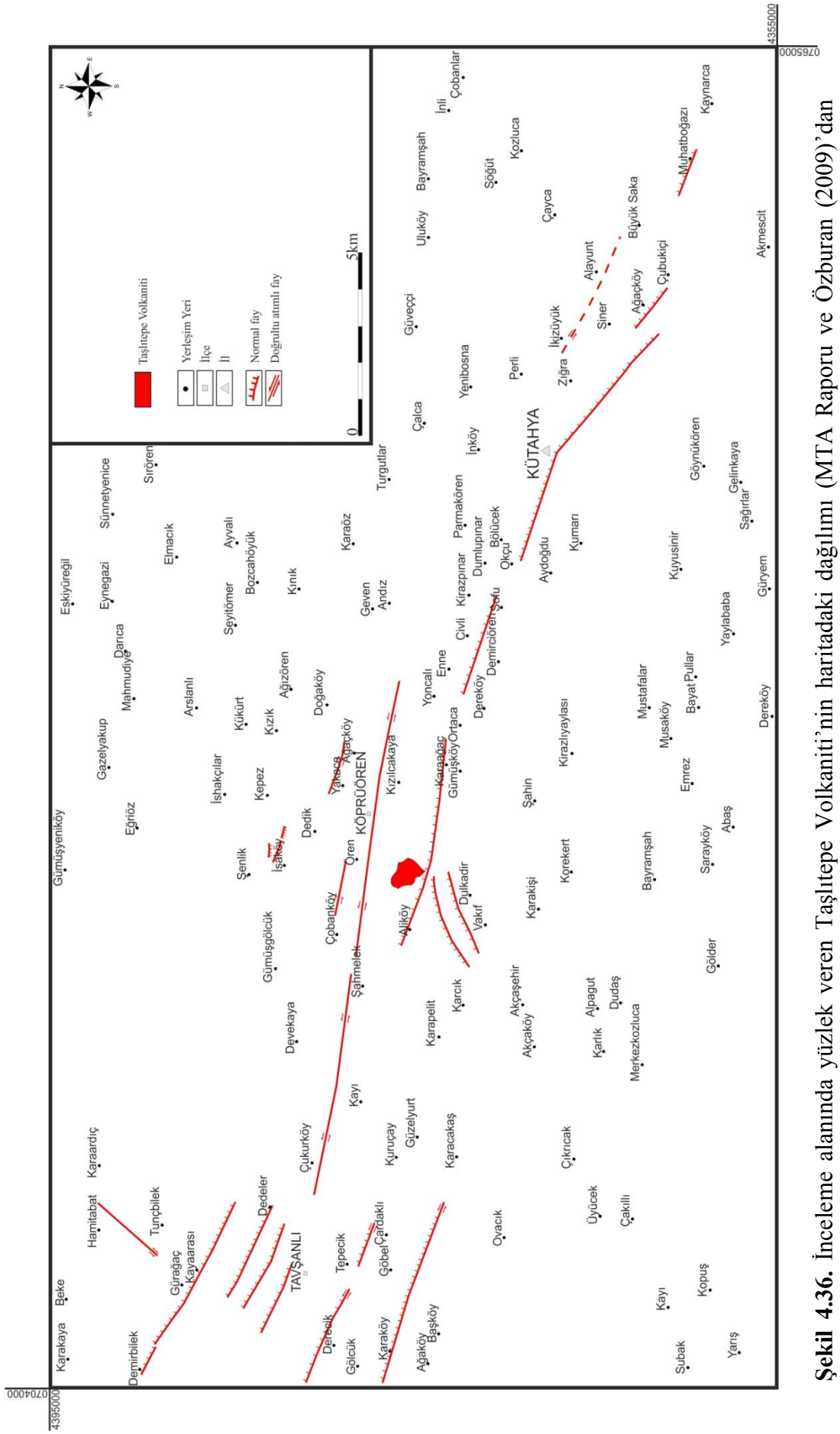
Birim su üstü olmalarla aşınmalara uğrayarak bazı yerde ya hiç mostra veremezken, bunun yanında Porsuk vadisi gibi pek çok yerde de 1,5 m yi bulan katman kalınlığı ve 150 m yi bulan istif kalınlığı ile neredeyse yatay tabakalı bir şekilde yüzlek vermektedir (Özburan, 2009).

Emet formasyonu, bölgenin tümüyle yükselmesinden önce çökelen ve göl ortamının bölgede geniş alanlarda yüzeylediği son dönem ürünüdür. Geniş alanları kaplayan göl sularının daha da ilerleyerek en geniş dönemine ulaştığı ortamı temsil eder. Silisifiye olmuş katmanlar göl çevresindeki volkanizma etkisinin kanıtıdır (Özburan, 2009).

4.2.9. Taşlıtepe Volkaniti

Birim, Arık ve Temur (2003) tarafından, Ören köy güneyinde Taşlıtepe Volkaniti adı altında tanımlanmıştır (Şekil 4.36.). Volkanitlerin Emet Formasyonunu kestiğini, hatta Kuvaterner yaşlı birimler arasında sill şeklinde görüldüğünü ve uzanımının KD-GB ve KB-GD doğrultulu faylara paralel olduğunu belirtmişlerdir.

Özburan, (2009) ise; siyah, siyahımsı kahve ve kızılımsı siyah renklerde gözlemlediği bazalt, andezitik bazalt ve olivin bazalt bileşimli kayaçları Taşlıtepe Volkaniti olarak ifade etmiştir. Birime ait lavların Ilıca yöresi Kocagüneytepe dolaylarında ve Gümüşköy kuzeybatısında, Solçalı Tepe doğusunda Emet Formasyonu üzerinde bulunduğunu belirtmiştir (Şekil 4.37.). Koyu renklerde gözlemlediğimiz bu birim ortaç bileşimli andezit, andezitik bazalt olarak tanımlanabilir. Kayaç bol çatlaklı bir görünüme sahiptir.



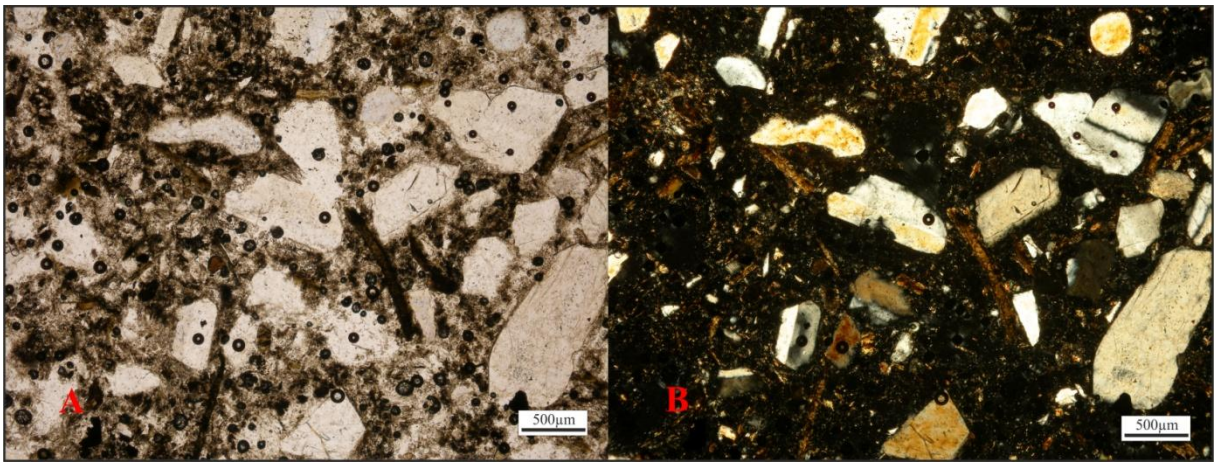
Şekil 4.36. İnceleme alanında yüzlek veren Taşlıtepe Volkaniti'nin haritadaki dağılımı (MTA Raporu ve Özburan (2009)'dan değiştirilmiştir).



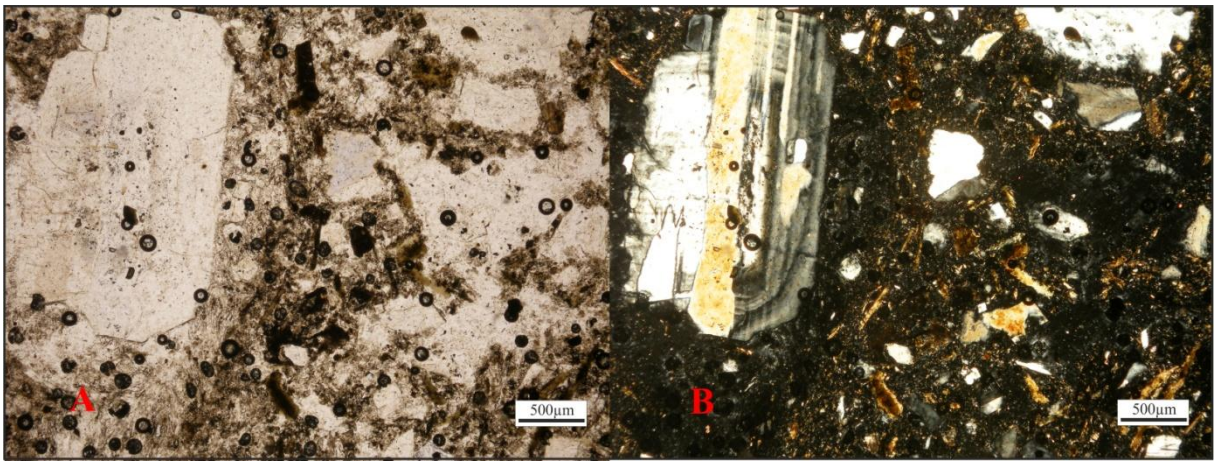
Şekil 4.37. Aliköy'ün 3km ileriside bulunan dış yüzeyi altere, ortaç bileşimli Taşlıtepe volkanitinden bir görünüm (35S0732459D/4374138K, 1006m, Bakış yönü: K'den G'ye doğru).

Bu yöredeki volkanitlerin siyah, koyu gri renklerde bol gözenekli bazaltlar ve koyu pembe andezitlerle temsil edildiğini belirten Arık ve Temur (2003), Solçalı Tepe kuzeyinden alınan örnekleri olivin bazalt, Balıklı mevkii, Taşlıtepe ve Çaltepe'den aldığı örnekleri de bazalt bileşiminde tanımlamışlardır.

Aliköy mevkiinden alınan Taşlıtepe Volkaniti'ne ait örnekten yapılan ince kesit mikroskopta incelenmiştir. Petrografik inceleme sonucunda plajiyoklas, feldspat, kuvars, biyotit, hornblend kayacın ana mineralojik bileşimini oluşturmaktadır (Şekil 4.38.). Genel olarak porfirik dokunun görüldüğü kayaç için andezitik tüf tanımlaması yapılmıştır. Kayacın ince kesit görünümünde baklava dilinimli hornblend ve plajiyoklas zonlanması bulunmaktadır (Şekil 4.39.).



Şekil 4.38. Kayacın ince kesit görünümünden genel görünüm (Polarizan mikroskop altındaki 4X büyütmeli Tek Nikol (A), Çift Nikol (B) görünümü).

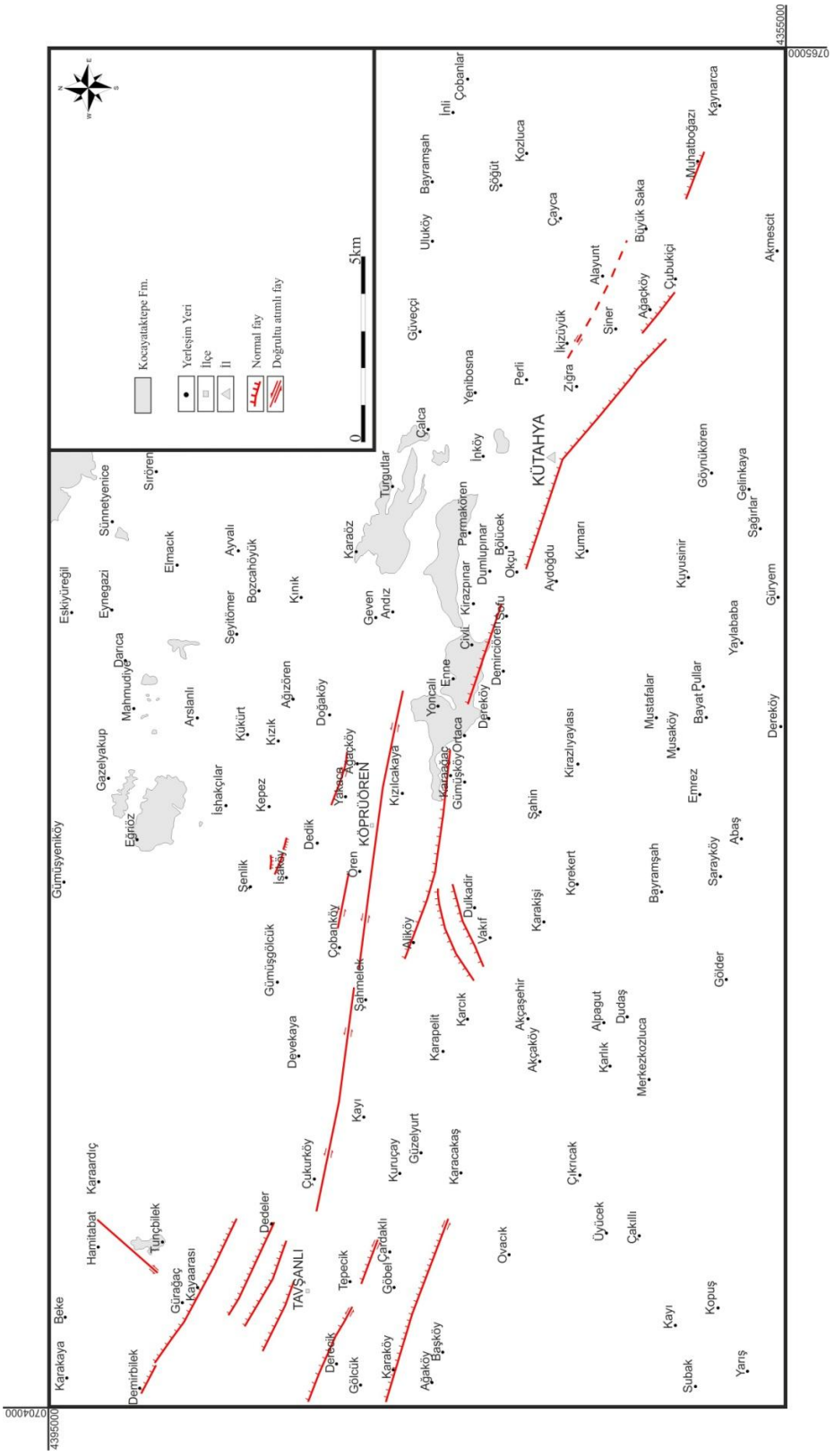


Şekil 4.39. Kayacın ince kesit görünümünde incelenen plajiyoklas zonlanması (Polarizan mikroskop altındaki 4X büyütmeli Tek Nikol (A), Çift Nikol (B) görünümü).

4.2.10. Kocayataktepe Formasyonu

Tutturulmamış veya az tutturulmuş kaba kırıntılardan oluşur. Başlıca renk kırmızı ve kahverengidir. Bileşenler çok kökenli olup taneler değişik derecede yuvarlaklık gösterir. Çimento, aynı litolojideki daha ufak tanelerdir. Arada silt boyutlu tanelerden oluşan düzeyler olağandır (Baş, 1986).

Tipik kesiti Kocayataktepe (Seyitömer kuzeybatısı) güneybatı yamacındadır (Şekil 4.40.). Yayılım alanları genelde Neojen havzasının temel kayalar ile dokanağına yakın kesimlerdir (Baş, 1986).

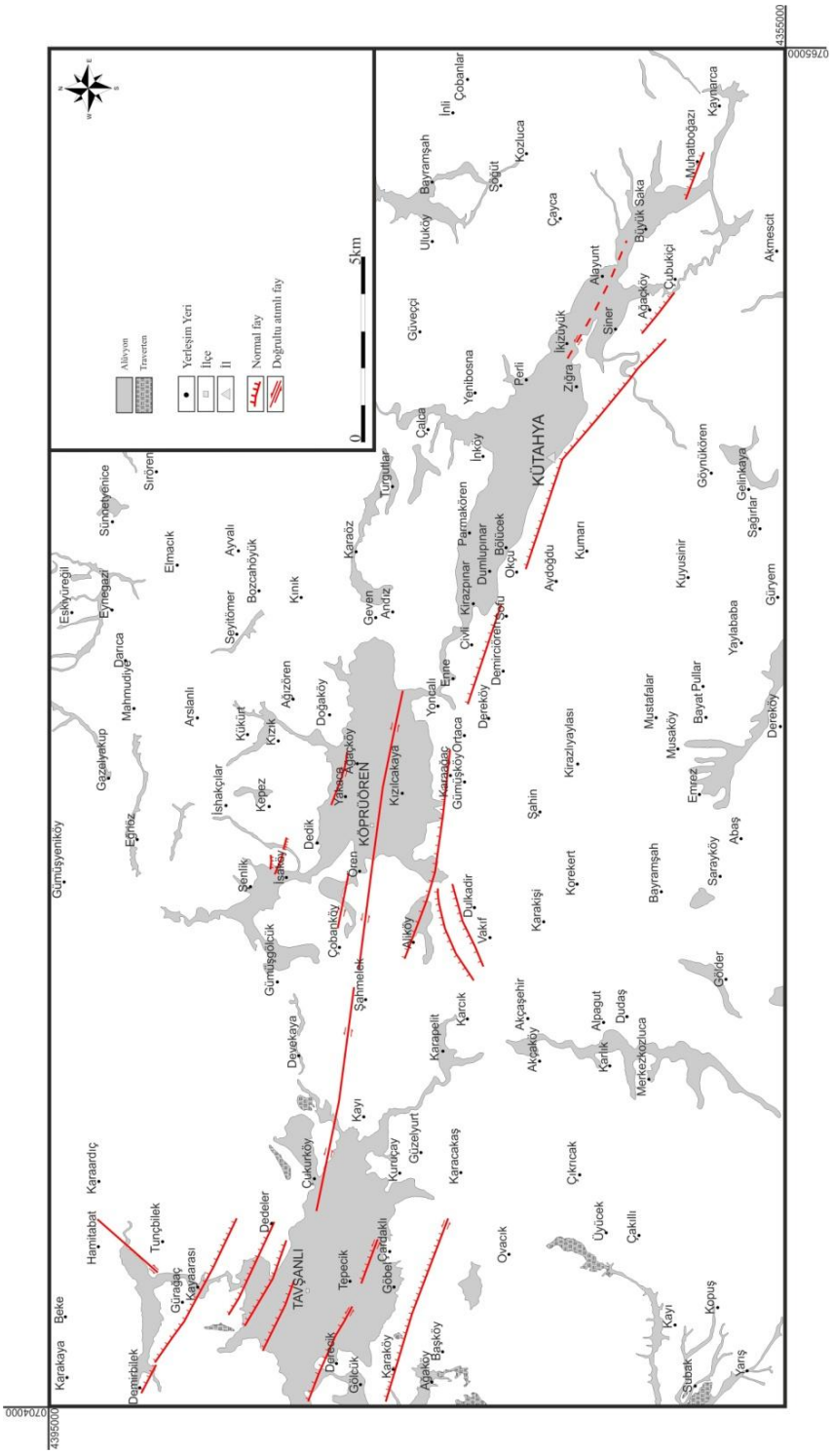


Şekil 4.40. İnceleme alanında yüzlek veren Kocayataktepe Formasyonu'na ait genç birimlerin haritadaki dağılımı (MTA Raporu ve Özburan (2009)'dan değiştirilmiştir).

Üst Pliyosen yaşlı kireçtaşı çakılları içermesi, formasyonun Kuvaterner yaşlı olduğu görüşünü desteklemektedir (Baş, 1986). Büyük sellenmelerle ilişkili olarak eski vadi dolgusu veya taraçalar şeklindedir (Baş, 1986).

4.2.11. Traverten ve Alüvyonlar

Travertenler Gediz'in kuzeybatısında genişçe bir alanda gözlenir. Eski alüvyonlar Tavşanlı batısında ve Çavdarhisar yöresinde geniş düzlükler oluşturur (Şekil 4.41.). Yeni alüvyonlar oluşumlarını günümüzde sürdürmektedir (Baş, 1986).



Şekil 4.41. İnceleme alanında yüzlek veren alüvyon ve travertenlerin haritadaki dağılımı (MTA Raporu ve Özburan (2009)'dan değiştirilmiştir).

BÖLÜM -5
YAPISAL JEOLOJİ

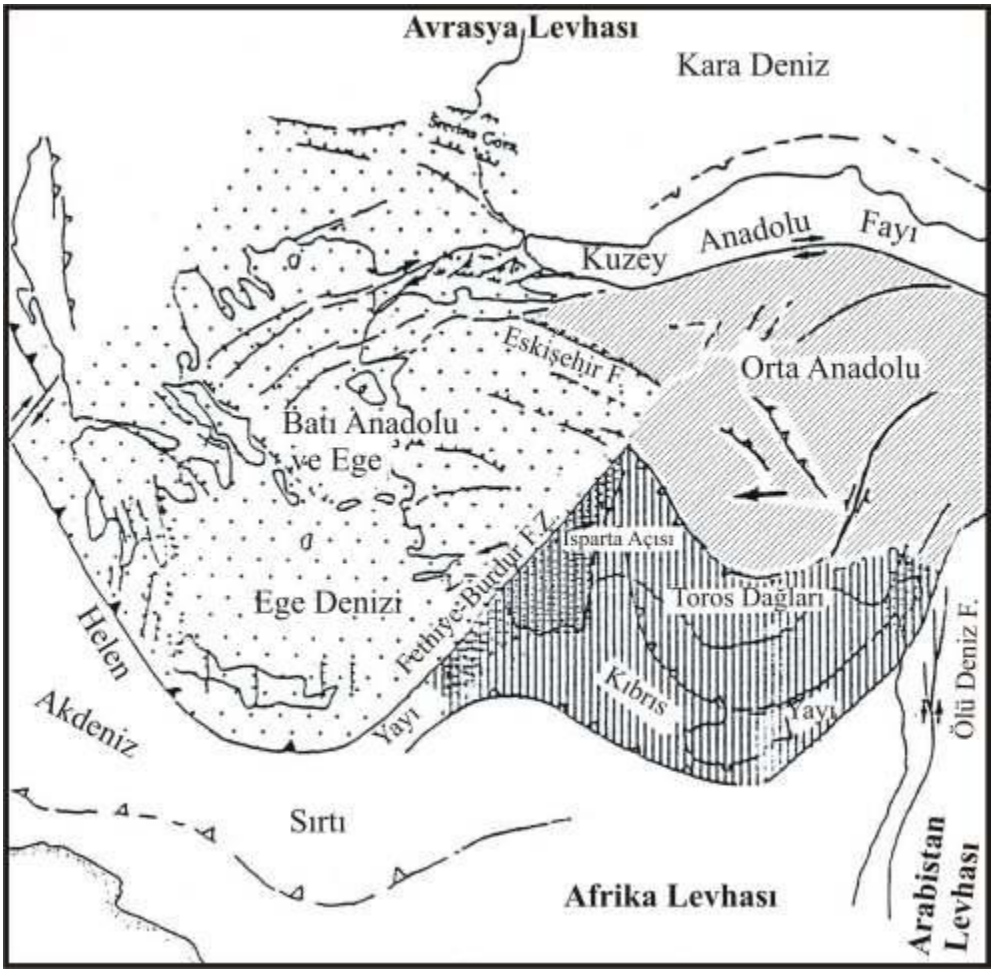
5.1. Batı Anadolu'nun Tektoniği

Batı Anadolu, tektonik olarak dünyanın önemli açılma alanlarından biridir. Bölgede Orta Miyosen-Pliyosen zaman aralığında başladığı ileri sürülen bu tektonik rejim D-B doğrultusunda gelişmiş fay zonlarının yer aldığı bir açılma bölgesi oluşturmaktadır (Dumont ve ark., 1979, Angelier ve ark., 1981, Şengör 1987, Seyitoğlu ve Scott 1991, 1992, Cohen ve ark., 1995, Koçyiğit ve ark., 1999, Yılmaz ve ark., 2000, Alçiçek ve ark., 2005).

Ege'deki neotektonik dönemi başlatan hareketler hakkında başlıca iki görüş öne sürülmüştür. Bunlardan birisi Ege'nin Hellenik dalma-batma zonu etkisinde gelişmiş bir kenar denizi olduğu görüşü, diğeri ise Ege'nin D-B yönlü daralması sonucu K-G yönde açılmaya başladığı görüşüdür.

Bu iki görüşten birincisi sadece mekanik bir yaklaşım olup çok fazla kabul görmemiş, buna karşın ikinci görüşün daha tutarlı bir görüş olduğu kabul edilmiştir. İkinci görüşe göre Anadolu bloğunun batıya hareketinin Yunan makaslama zonu boyunca frenlenmesi bölgede genel bir D-B yönlü sıkışmaya neden olmuş ve bu sıkışma Ege bölgesinde K-G yönlü açılma ile karşılanmaya çalışılmıştır. Tüm Doğu Anadolu orojenik zonu içerisinde neotektonik rejimin gösterdiği düzenlilik ve özellikle zamanlamadaki uygunluk bu bölgedeki tüm neotektonik evrimin tek bir kaynaktan türemediğini göstermektedir. Bu bakımdan Ege'yi bu sistemin diğer parçalarından soyutlamak mümkün değildir. Ege'nin Hellen hendeğinin gerilmesi sonucu gerilmeli bir fay sistemi olarak oluştuğunu ileri süren modellerin karşılaştığı en büyük güçlük Ege'deki neotektonik yamulmanın tamamen Yunan makaslama zonunun güneyi ile sınırlı kalması ve Doğu Akdeniz'in özellikle Anadolu'nun neotektonik evrimi ile gösterdiği mükemmel zamansal uyumudur. Öte yandan ikinci modelin karşılaştığı en önemli güçlük ise sadece D-B daralma etkisi ile Ege'de Tortoniyen'den beri gelişen en az %30 K-G yönlü genişlemeyi gerçekleştirebilmektedir. Gerçi D-B daralma aynı yönde uzanan D-B serbestleme yapıları oluşturmakla birlikte Ege'de bildiğimiz büyük genişlemeleri temsil eden graben sistemlerini oluşturabilmek için faal bir K-G çekme gerekir. Bu çekmenin kökenine göz atıldığında bir makaslama çifti gerilmesinin bu çekmeyi sağladığı söylenebilir. Anadolu bloğunun batıya doğru kaçışı yalnız Kuzey Anadolu Fayı boyunca hareketli olmayıp, Orta

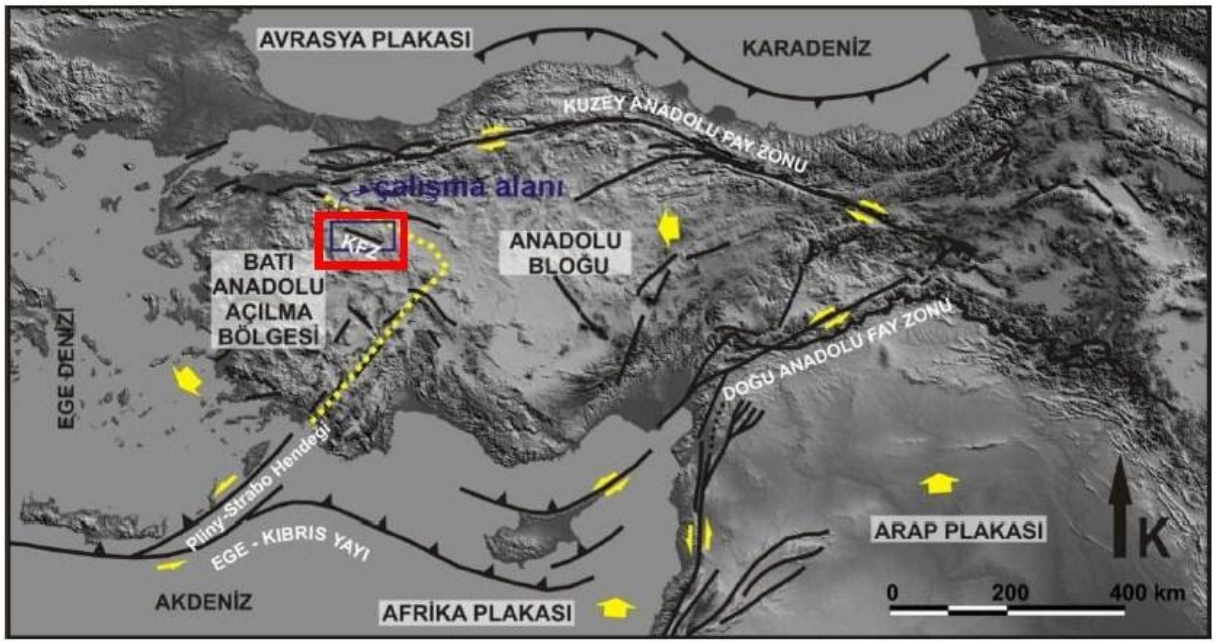
Anadolu'yu bir ağ gibi ören ve buradaki büyük ovaları sınırlayan verev atımlı faylar boyunca meydana gelen hareketle de karşılanmaktadır.



Şekil 5.1. Orta ve Batı Anadolu'nun neotektonik bölgeleri (Barka ve Reilinger, 1997).

Isparta açısının KB kanadını sınırlayan Fethiye-Burdur Fay Zonu ile Eskişehir Fayı'nın kesiştiği bölgenin batısı ile Helen yayının kuzeyinde kalan bölge KD genleşme bölgesidir. KD-GB yönlü gerilme etkisi altında olan bu bölge Batı Anadolu, Ege Denizi, Marmara bölgesi ve Yunanistan'ı kapsamaktadır (Barka ve Reilinger, 1997) (Şekil 5.1.).

Bu neotektonik bölgenin doğu sınırı kama şekillidir. Batı Anadolu'da D-B ve BKB-DGD gidişli riftler ve ilişkin faylar egemen yapılardır. Bunlardan Gökova, Büyükmenderes, Gediz, Bakırçay ve Simav riftleri ile Kütahya ve Eskişehir Fayı en önemli yapılardır (Şekil 5.2.).



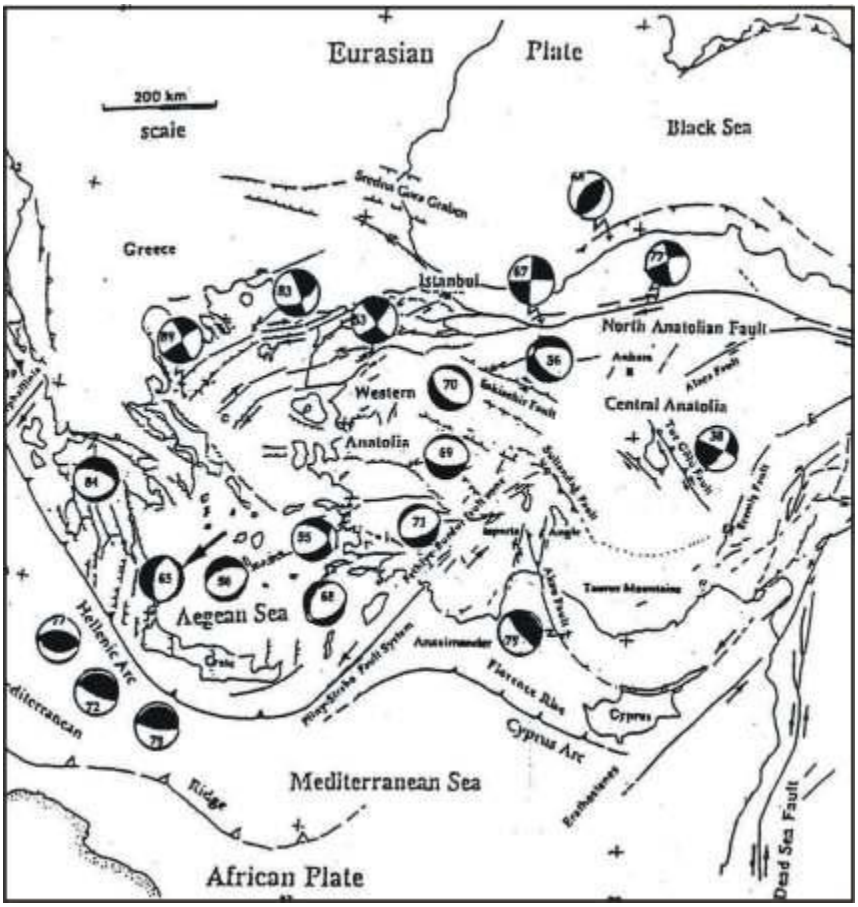
Şekil 5.2. Türkiye ve yakın çevresindeki önemli aktif tektonik yapılar ve çalışma alanının konumu (Barka ve Reilinger, (1997)'den alınan şekil Altınok, (2010) tarafından değiştirilmiştir).

Sismik tomografi çalışmaları Helen yayının ve/veya Akdeniz Sırtı yığışım prizmasının altına dalan litosfer diliminin yüksek açılı olduğunu göstermektedir. Bu nedenle Helen yayı gerileyen bir özellik göstermektedir. Bu gerileme en az Orta Miyosen'den beri Ege Anadolu bölgesindeki genişlemeyi sağlamaktadır.

Ege bölgesinin en büyük karakteristiği genel olarak doğu-batı gidişli pek çok graben yapısı içermesidir. Grabenlerle ilgili fay düzlemi çözümleri genellikle K-G yönlü bir gerilmeyi gösterir (Mc Kenzie 1972).

Marmara denizi ve çevresinde gerilme yönü, bu kesimden gecen KAFZ'nun etkileri nedeniyle kuzeydoğu-güneybatıya, Burdur civarında ise Anadolu levhasının güney sınırının olası etkisiyle kuzeybatı-güneydoğuya dönmektedir. Batı Anadolu'daki genel gerilme bir elin parmaklarının açılmasına benzer bir görünüm sunar (Şengör, 1980).

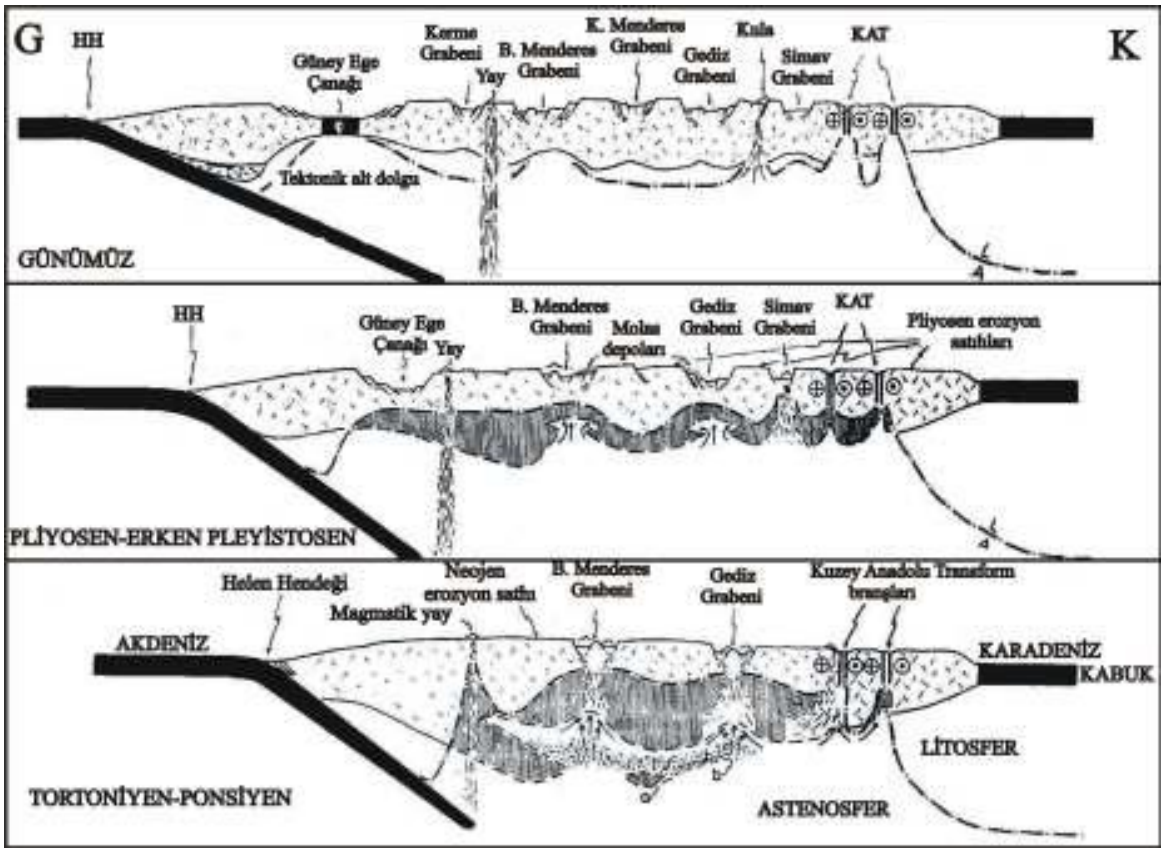
Batı Anadolu'daki sismik aktiviteye bakıldığında oldukça aktif bir bölgedir ve hızla genişlemeye uğramaktadır (Şekil 5.3.). K-G yönlü genişleme oranı yılda 30-40 mm civarındadır (Oral ve ark., 1995, Le Pichon ve ark., 1995).



Şekil 5.3. Batı Anadolu ve Yunanistan çevresindeki depremlerin odak mekanizması çözümleri (Barka ve diğ,, 1995).

Ege graben sisteminin içindeki grabenlerin kenar faylarının hemen hemen hepsi, eğimleri derinlere doğru hızla azalan listrik (kürek) şekilli normal faylardır. Ege grabenler bölgesinin oluşumundan bu yana %50 oranında bir kuzey-güney genişleme geçirdiği sonucuna varılmıştır (Şengör, 1980).

Ege'deki kuzey-güney yönlü gerilmenin en çok Tortoniyen'e kadar indiği, ancak grabenlerin bugünkü boyutlarına ulaşmalarının Pliyosen'e hatta Pleyistosen'e kadar çıktığı görülmektedir (Şengör, 1982) (Şekil 5.4.).



Şekil 5.4. Batı Anadolu'nun neotektonik evrimi (Şengör, 1982).

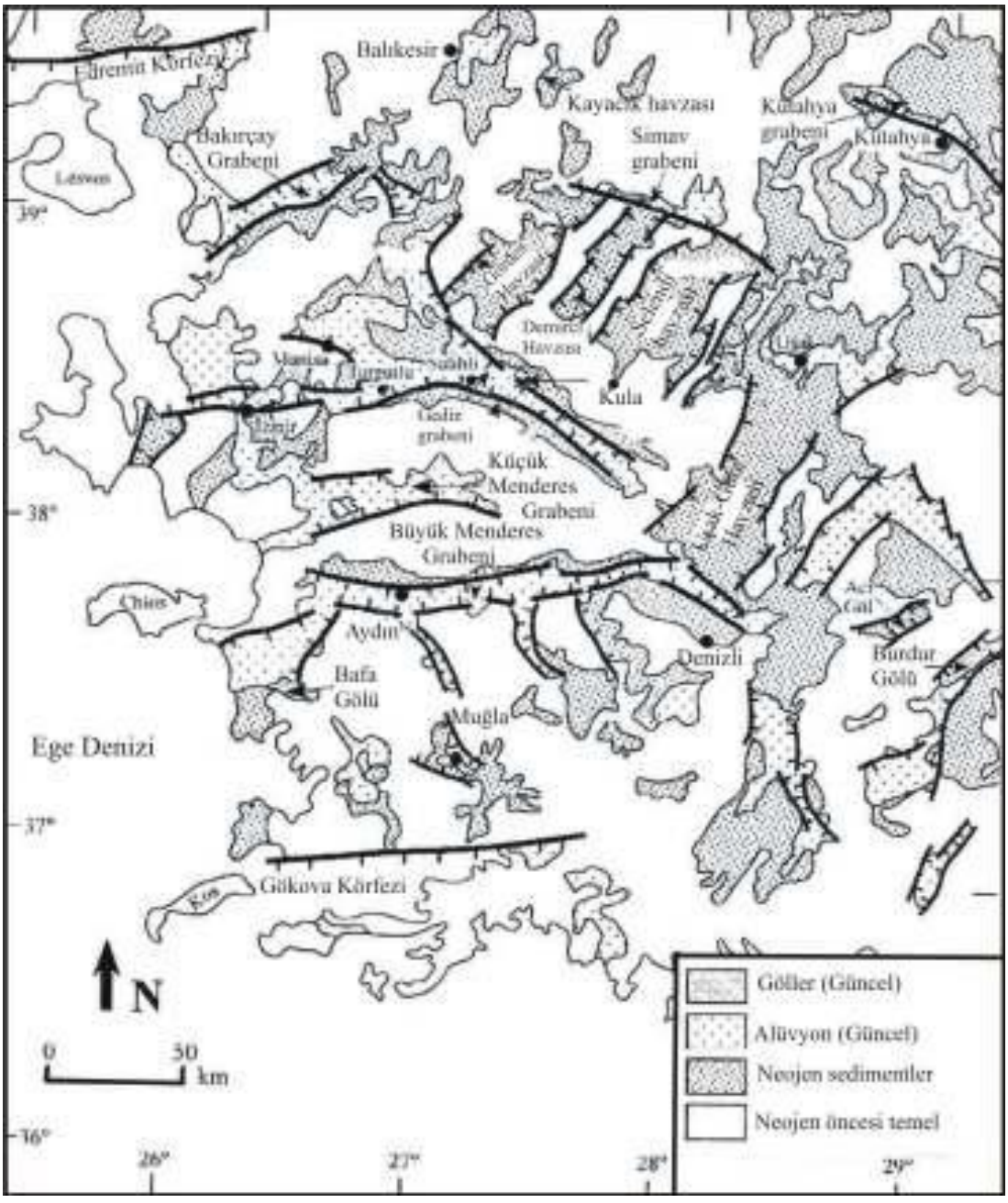
Dewey ve Şengör (1979) Ege graben sisteminin faaliyete geçmesiyle KAFZ'nun oluşması arasında zaman yakınlığına dikkat çekerek bu iki yapı arasındaki kökensel ilişkiye işaret etmişlerdir.

Dewey ve Şengör (1979) modeline göre KAFZ Ganosdağ bölgesinden itibaren güneybatıya dönmektedir. Ganosdağ ve Semadirek'te bulunan anormal yükseklikler fayın dönmeye başlaması sonucu oluşan sıkışmaların eseridir. Saros körfezinin hemen batısında ise fay GB-KD Yunan makaslama zonuna geçer. Yanal atımlı sistemin önüne çıkan bu engel Batı Anadolu'da D-B yönlü bir sıkıştırma doğurmuştur. Bu sıkışma daha önceki orojenik olaylar sonucunda hayli kalınlaşmış olan kıta kabuğunun kuzey-güney yönlü bindirmelerle kalınlaşma yerine D-B doğrultulu normal faylarla K-G yönünde genişlemesine neden olmuştur. Diğer bir deyişle doğu-batı yönlü sıkışma K-G yönlü genişleme ile karşılanmıştır.

Ege'deki gerilme tektoniği Anadolu levhasının daha fazla sıkışıp daralamayacağı kıtasal ortamdan Doğu Akdeniz'in okyanusal ortamına iten kinematik sistemin bir parçasıdır. Kısacası Ege graben sistemi de Doğu Anadolu sıkışma bölgesi gibi Avrasya-

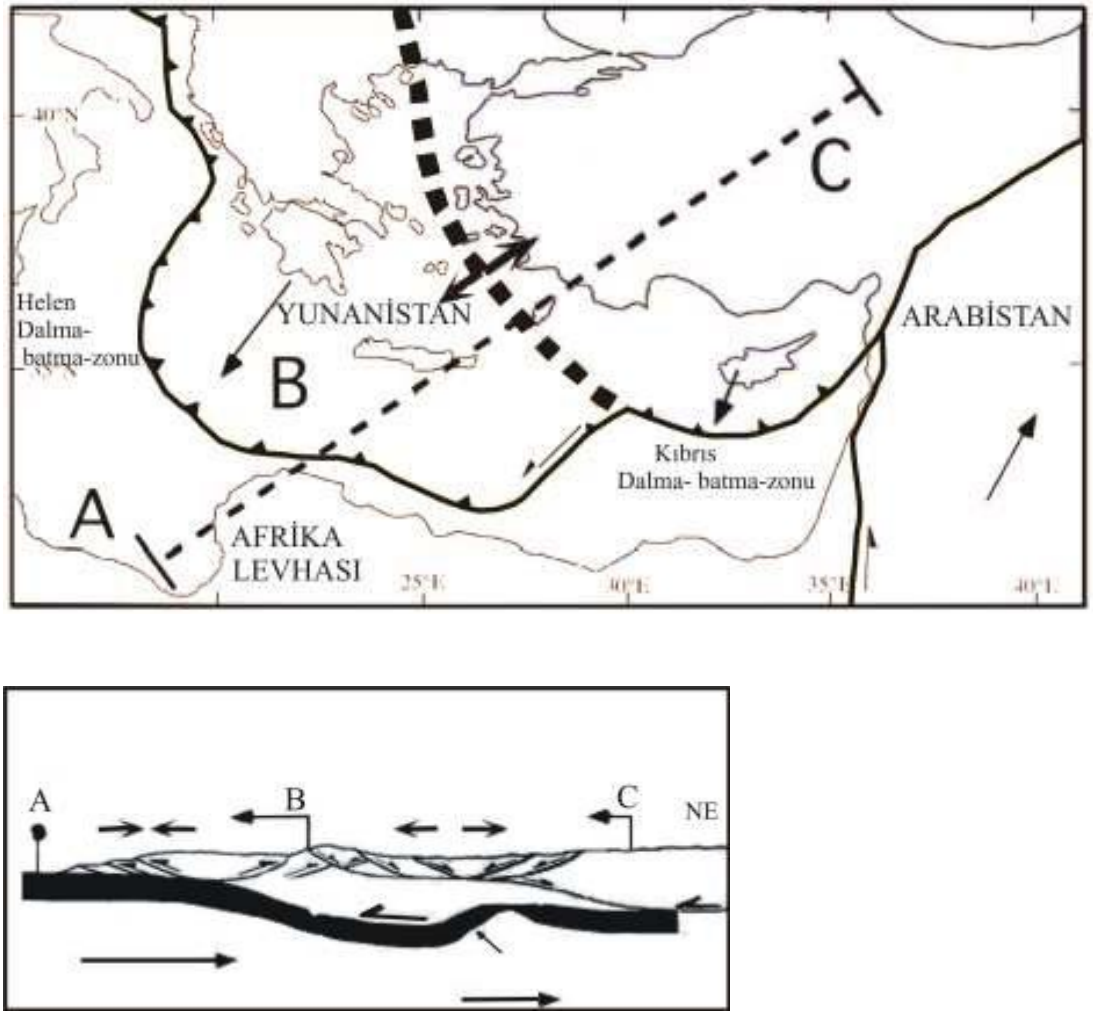
Arabistan çarpışmasının bir ürünüdür ve hareketin buradan KAFZ ile batıya transfer edilmesi sonucu oluşmuştur (Şengör, 1980).

Bu gerilme sonucu yaklaşık D-B gidişli Edremit, Bakırçay, Kütahya, Simav, Gediz, Küçükmenderes ve Büyükmenderes ve Gökova grabenleri oluşmuştur. Oluşan diğer yapılar ise Gördes, Demirci, Selendi, Uşak, Güre gibi KKD gidişli graben ve horstlardır (Bozkurt, 2001) (Şekil 5.5.).



Şekil 5.5. Batı Anadolu'nun ana yapısal elemanları (Bozkurt, 2001).

Ege-Batı Anadolu riftinin açılması kinematik olarak, Yunanistan'ın Afrika üzerine güneybatıya doğru olan hareketinin Kıbrıs'ta Anadolu'nun Afrika üzerine doğru olan hareketinden daha hızlı olmasıyla açıklanmaktadır (Şekil 5.6.).



Şekil 5.6. a-Kıbrıs-Anadolu ve Yunanistan'ın sabit Afrika levhasına göre hareketleri, b-jeoloji kesiti (Doglioni ve ark., 2002).

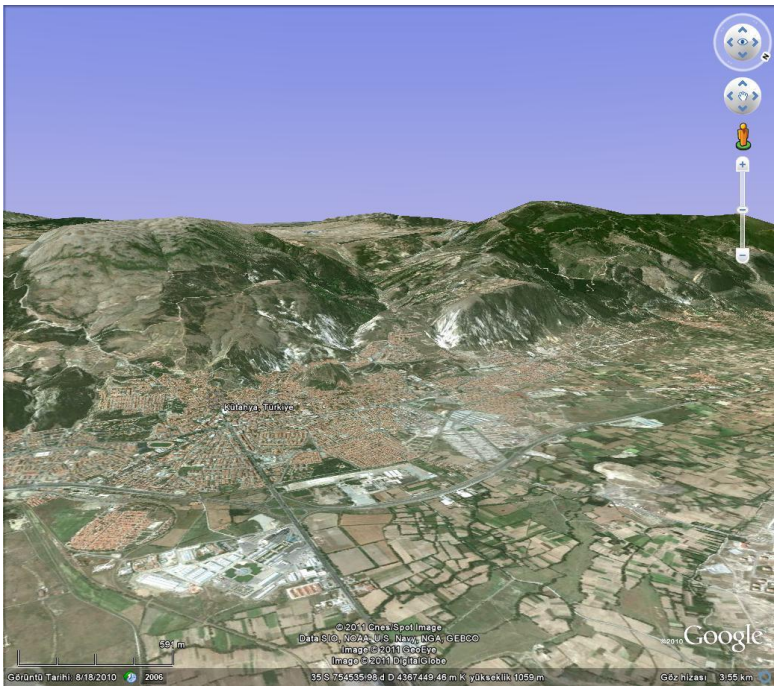
Altınok (2010), Kütahya Fayı'nın aktif kollarını jeofizik yöntemlerle belirleyerek, günümüzde aktif olan bu fayların birinde hendek açılarak paleosismoloji çalışmaları yapmıştır. Bu çalışmaların sonucunda açılan hendekte güncel çökelleri kesen fay ve bu fay düzleminde meydana gelen iki deprem tespit etmiştir. Hendekten alınan örneklerin tarihlendirilmesi sonucu; bu iki depremden ilkinin M.Ö. 6000'li yıllarda, ikincisinin ise M.Ö. 5000'li yıllardan sonra meydana gelmiş olabileceği bulunmuştur. Ayrıca hendekte gözlenen birimlerin eğimleri ve yaşları karşılaştırılarak Kütahya Fayı'nın yıllık düşey yer değiştirme miktarı 0.2 mm/yıl olarak hesaplanmıştır. Yine Kütahya Fayı'nın aktif kolunun

uzunluğu ve bu kol üzerinde açılan hendekteki birimlerin yer değiştirme miktarlarından yararlanılarak, Kütahya Fayı'nın yaklaşık 7 büyüklüğünde bir deprem üretebileceği tespit edilmiştir.

5.2. Kütahya Fayı'nın Özellikleri

5.2.1. Kütahya Fayı'nın Uzanımı

Kütahya Fayı KB-GD uzanımlı fay sistemlerinin bulunduğu bu geniş açılma bölgesi ile doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) arasındaki geçiş bölgesinde yer almakta ve bölgenin KD sınırını oluşturmaktadır.



Şekil 5.7. Kütahya Fayı'na KD'dan GB'ya genel bakış.

Kütahya Fayı BKB-DGD uzanımlı, 40 km uzunluğuna sahip, Kütahya Havzası'nın güneyini sınırlayan belirgin bir morfoloji sunmaktadır (Şekil 5.7.). Havzanın güney kısmındaki fayla denetlenmesi havzaya yarı-graben görünümü kazandırmıştır. Havzaya yarı-graben görünümü kazandıran bu fay, temel kayalar ile örtü kayalar arasındaki sınırı oluşturmaktadır (Şekil 5.8.).



Şekil 5.8. Kütahya Fayı'nın fay aynasının en iyi gözlendiği yer, kent merkezi batı girişinde Evliya Çelebi Mahallesi Futbol sahasının hemen arkasında yer alan fay Alt Pliyosen yaşlı kumtaşı-tüf ardalanmasından oluşan seriyi kesmektedir (35S0753399D/4368880K, 998m, Bakış yönü: KD'dan GB'ya bakış).



Şekil 5.9. Evliya Çelebi Mahallesi mevkiinde bulunan Kütahya Fay Zonu'na ait ana fay düzleminden bir görünüm (35S0753399D/4368880K, 998m, Bakış yönü: K'den G'ye doğru).

Kütahya Fayı, Alt Pliyosen yaşlı Çokköy ve Üst Pliyosen yaşlı Emet Formasyonları içerisinden geçerek bu birimleri etkilemiştir. Ayrıca fayın Kuvaterner yaşlı Kocayataktepe Formasyonu ve Taşlıtepe Volkaniti içerisinden geçtiği de gözlemlenmiştir (Şekil 5.9.).

Fay doğuda; Kütahya ilinin doğusunda yer alan Akoluk, Muhatboğazı, Alanyurt, Ağaçköy ve İkizüyük köylerinden başlayarak, batıya devam etmektedir. Kütahya batısında; Okçu, Sofu, Demirciören, Sekiören, Ortaca, Karaağaç ve Gümüşköye kadar K80°B doğrultusunda uzanmaktadır. Gümüşköy'den GB'ya doğru Dulkadir ve Vakıf köylerine kadar bir kol devam ederken, asıl olarak batıya doğru Aliköy, Kızılcakaya, Köprüören, Şahmelek, Çukurköy ve Tavşanlı'ya kadar uzanmaktadır. En batıda Tavşanlı, hemen KB'sında temel birimler içerisinde birbirine parelel faylar ile sonlanmaktadır. Kütahya doğusu ile Tavşanlı arasında, kabaca K80°B doğrultusunu izleyen fay, çoğunlukla kuzeyindeki ova (Kütahya Grabeni) ile hemen güneyindeki temel birimlerden oluşan yükseltinin önünde yer almaktadır (Şekil 5.10.).



Şekil 5.10. Kütahya Fayı'nın taban bloğuna güneyden bir bakış (Kumarı-Aydoğdu köyü).

Birçok araştırmacı fay boyunca gözlenen flüviyal çökeller, asılı vadiler, birikinti konileri (Şekil 5.11.), üçgen yüzeyler (Şekil 5.12.) ve sıcak su kaynakları sebebiyle fayın genç ve aktif bir fay olduğu kanısına varmıştır (Özburan, 2009; Altınok, 2010). Özburan (2009), Kütahya Fay Zonu'nda genç birimleri (Pliyo-Kuvaterner) kesen, fay zonuna paralel fayların gözlenebiliyor olmasını fay zonunun aktivitesinin genç dönemlerde de devam ettiğini ve böylece fayın aktif olduğunu önermektedir. Bu araştırmacılar Kütahya Fayı'nın aktifliği konusunda hemfikir olsalar da, fayın davranışı konusunda farklı görüştedirler.



Şekil 5.11. Evliya Çelebi Mahallesi yakınlarında bulunan fay önü çökellerinden birikinti konilerine ait genel bir görünüm (35S0753015D/4368880K, 963 m, Bakış yönü: K'den G'ye doğru).



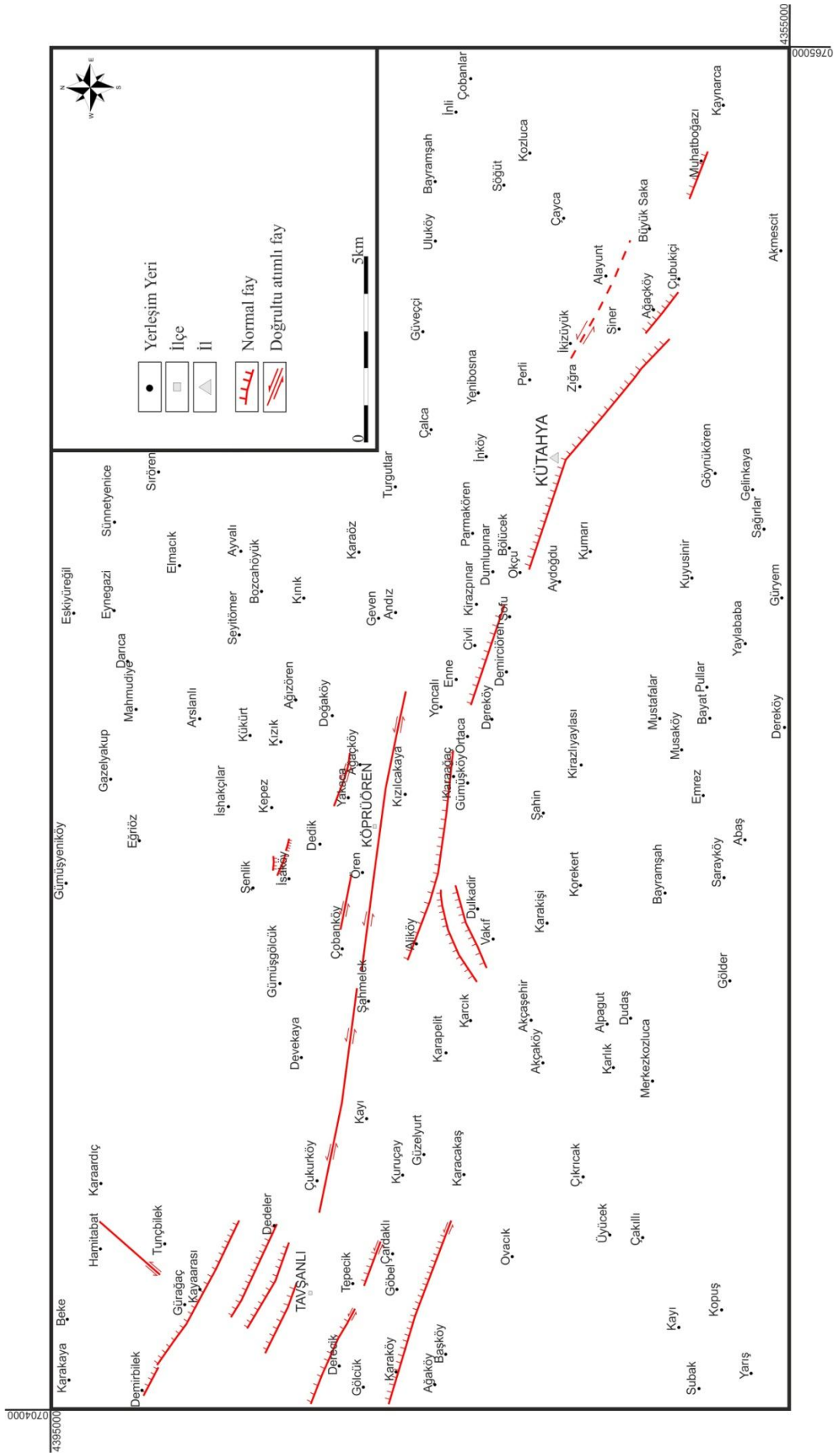
Şekil 5.12. Tektonik bakımdan aktif olan bölgelerde faylanmaya bağlı oluşan üçgen yüzeyler (35S0735261D/4377836K, 1027m, Radar, Bakış yönü: GB'dan KD'ya doğru).

Koçyiğit ve Bozkurt, (1997)'un Kütahya Havzası'nın oluşum yaşını ve kökenini araştırdıkları çalışmalarında, Kütahya Fay Zonu'nun geometrisi ve depremselliği ele alınmış ve yine Kütahya Fay Zonu'dan aktif bir fay olarak söz edilmiştir. Barka ve Reilinger, (1997) ise, Kütahya Fay Zonu'nun Batı Anadolu'daki başlıca faylanmalardan biri olduğunu belirtmiş olup, GPS hızları ve sismik aktivite verilerini değerlendirerek Kütahya Fay Zonu'nu aktif bir fay zonu olarak tanımlamışlardır.

Şaroğlu ve ark., (1987) fayın, kuzey bloğun düştüğü eğim atımlı normal bir fay niteliğinde olduğundan söz etmektedir. Ancak özellikle batı bölümünde doğrultu atım morfolojisi taşıdığına dikkat çekerek bu özelliği göz önüne alındığında fayın eğim atımının yanı sıra sağ yönlü doğrultu atım bileşeninin de olduğunu belirtmektedir. Gürer ve ark., (2005) ise Kütahya Fay Zonu'nun sol yanal bileşenli normal bir fay niteliğinde olduğunu ileri sürmektedir. Koçyiğit ve Bozkurt (1997) ve Bozkurt (2001, 2003) Kütahya Fay Zonu'nun ana karakteristiğinin normal fay olduğunu belirtmektedirler. Yaptığımız çalışma da ise Kütahya Fayı'nın, sıkışma rejimi altında sol yönlü doğrultu atımlı fay olarak hareketine başladığı, günümüzde ise genişleme rejimi altında normal fay olarak hareketini sürdürdüğü tespit edilmiştir (Şekil 5.14.). Bu iki farklı hareket kronolojik fay düzlemleri olarak gözlemlenmiştir (Şekil 5.13).



Şekil 5.13. Evliya Çelebi Mahallesi'nde yer alan Kütahya Fayı'na ait fay düzlemi üzerinde gözlenen normal faylanma sonucu gelişmiş fay çizgileri **(a)** ve sol yönlü doğrultu atımlı faylanma sonucu gelişmiş fay çizgilerinin **(b)** görünümü (35S0753399D/4368880K, 998m, Bakış yönü: K'den G'ye doğru).



Şekil 5.14. Kütahya Fayı'nın 1/100.000 ölçekli haritadaki yayılımı.

5.2.2. Kütahya Fayı'nın Yaşı

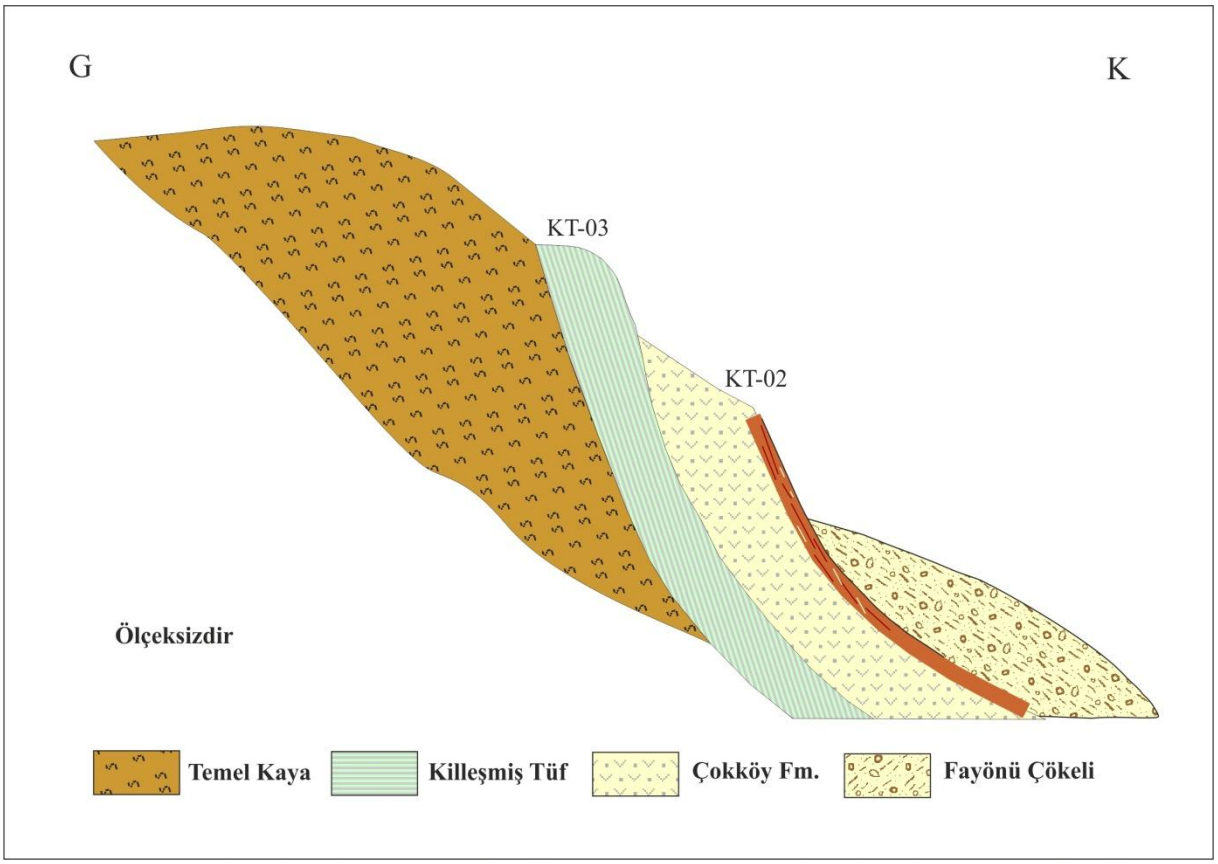
Kütahya Fayı'nın yaşı ile ilgili kesin bir yaş verisi yoktur. Koçyiğit ve Bozkurt, (1997) Kütahya Fayı'nın yaşı için Erken Pliyosen sonu önerisini yaparken, Özburan (2009) ise Kütahya Fayı'nın kestiği en genç birime göre fayın başlangıç yaşının en erken Pleyistosen olduğunu önermektedir.



Şekil 5.15. Evliye Çelebi Mahallesinde yer alan fay düzleminden tarihlendirme yapmak için alınan örnek yerin görünümü (35S0753399D/4368880K, 998m, Bakış yönü: B'dan D'ya doğru).

İlk defa bu çalışmada değinilecek olan, Kütahya Fayı'nın başlangıç yaşının belirlenmesi için, Evliya Çelebi Mahallesi'nde yer alan fay düzleminden alınan iki numune tarihlendirilmek üzere Activation Laboratuvar'a (Kanada) gönderilmiştir (Şekil 5.15. ve 5.16). Bu iki numune üzerinde K-Ar tarihlendirme metodu uygulanmıştır. Analiz sonucunda örneklerden biri içi 65.6 My yaşı verilirken (Çizelge 5.1.), diğer örnekte potasyum oranının az olmasından dolayı yaş analizi başarısız olmuştur.





Şekil 5.16. (a) Evliye Çelebi Mahallesinde yer alan fay düzleminden tarihlendirme yapmak için alınan örnek yerin görünümü ve **(b)** örnek alınan yerin kesit görünümü (35S0753399D/4368880K, 998m, Bakış yönü: D'dan B'ya doğru).

Çizelge 5.1. KT-03 nolu numune içerisindeki K-Ar miktarı ve kayacın tahmini yaşı.

Örnek	%K	$^{40}Ar_{rad}$, nl/g	% $^{40}Ar_{air}$	Age, Ma
KT-03	1.32	3.361	38.0	65.6±1.8

İçerisinde çevredeki temel kayaları da bulunduran fay düzlemindeki (Şekil 5.16.) bu ayrışmış birimden elde edilen 65.6 My yaşı, kıta-kıta çarpışması sonucu oluşmuş bir zayıflık zonuna aittir. İlk hareket kesitte de görüldüğü gibi KT-03 numaralı örneğin alındığı zayıflık zonunda başlamıştır. Daha sonra Kütahya Fayı kesmiş olduğu genç birim üzerinde hareketine Geç Pliyosen'in hemen öncesinde sol yönlü doğrultu atımlı fay olarak başlamıştır. Ancak günümüzde normal fay olarak hareketine devam etmektedir. Bu farklı iki hareket kesitte gözlenen faylanma sonucu oluşmuş yanık, kahverengi düzlemde gözlenmektedir. Bunun sonucunda hareket ilk önce 65.6 My yaşındaki bu ezik zon üzerinde başlamış olup, daha sonra Geç Pliyosen'in hemen öncesinde Kütahya Fayı oluşmuş ve zayıflık zonu üzerinde gelişmiş diğer düzlemi kullanarak hareket devam etmiştir.

5.3. Çalışma Alanının Yapısal Jeolojik Özellikleri

5.3.1. Uyumsuzluklar

Çalışma alanı oldukça büyük bir alana yayıldığı için incelenen jeolojik birimler arasında çeşitli birçok uyumsuzluk gözlenmiştir. Çalışma alanında gözlenen Permiyen yaşlı Afyon Zonu'na ait temel kayalar ile Üst Kretase yaşlı Tavşanlı Zonu ofiyolitleri arasında hem zamansal boşluktan hem de bu iki zon arasındaki bindirmeden kaynaklı bir uyumsuzluk bulunmaktadır. Ayrıca Afyon Zonu'na ait diğer bir uyumsuzluk ise bu temel kayaçlarla Pliyosen yaşlı çökel kayaçlar arasında gözlenen faylı dokanaktır. Diğer bir uyumsuzluk ise Dağardı Ofiyolitik Melanjı ile İmranlar Formasyonu'na ait kireçtaşları arasındadır. Bu uyumsuzluk birimler arasındaki açısal uyumsuzluktan kaynaklanmaktadır. Tersiyer yaşlı örtü kayalar ile hem Afyon Zonu hem de Tavşanlı Zonu arasında zamansal boşluktan kaynaklanan uyumsuzluklar bulunmaktadır. Yine bu Tersiyer yaşlı birimler içerisindeki volkanik birimler diğer birimlerle uyumsuzluk göstermektedir (Şekil 5.17.). Son olarak güncel alüvyon ve taraçalar tüm bu birimleri uyumsuz olarak örtmektedir (Şekil 5.18.).



Şekil 5.17. Harmancık-Tavşanlı Yolu üzerindeki Beke Formasyonuna ait volkanik kumtaşları ile Oklukdağı Volkanitine ait tüfler arasındaki uyumsuz dokanağın görünümü (35S0710437D/4383266K, 826m, Bakış yönü: KD'dan GB'ya doğru).



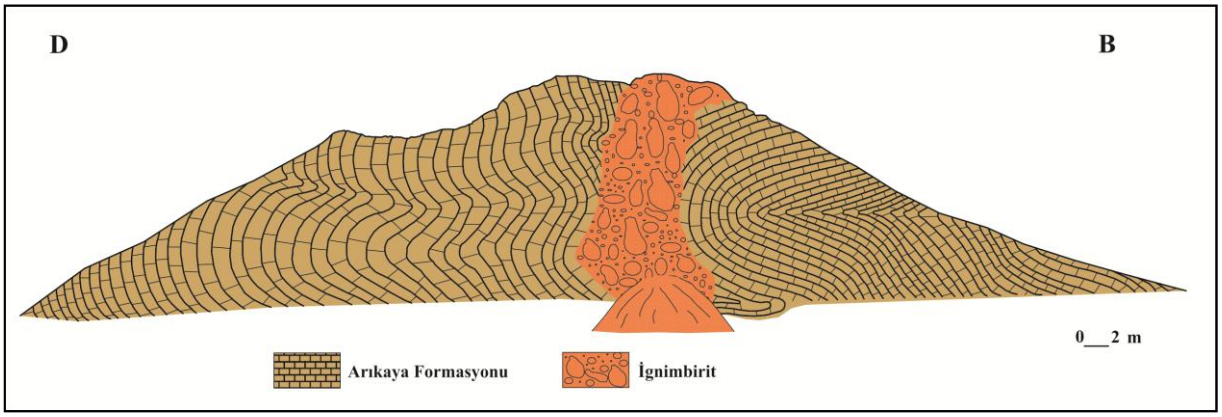
Şekil 5.18. Kayaarası mevkii güneyindeki Tunçbilek Formasyonuna ait kireçtaşı-kumtaşı-çakıltaşı ardalanması Kuvaterner yaşlı birimler tarafından uyumsuz olarak örtülmüştür (35S0711654D/4384107K,814m, Bakış yönü: B'dan D'ya doğru).

5.3.2. Kıvrımlar

Çalışma alanında kıvrım yapıları hem temel kayalarda hem de örtü kayalarda gözlenmektedir. Afyon Zonu'na ait Permiyen yaşlı kristalize kireçtaşları sıkışma rejimi altında yoğun bir şekilde kıvrımlanmıştır (Şekil 5.19.). Bu devrik kıvrım Hersiniyen, Laramiyen ve Alpin hareketlerinin etkisi altında oldukça kırıklı ve kıvrımlı bir yapı kazanmıştır (Şekil 5.20.).



Şekil 5.19. Ortaca köyünün kuzeyindeki taş ocağında yer alan Permiyen yaşlı rekristalize kireçtaşlarında sıkışma sonucu oluşmuş kıvrımlanmdan bir görünüm (35S0740914D/4373155K, 1031m, Bakış yönü: GB'dan KD'ya doğru).

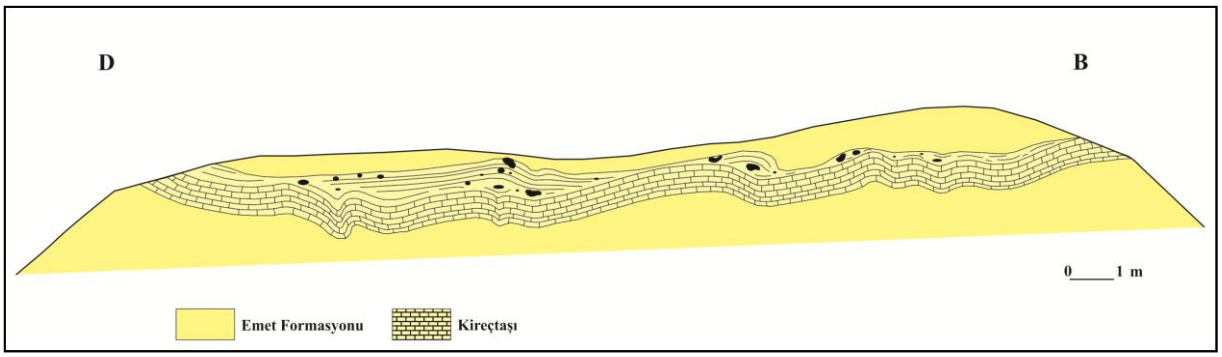


Şekil 5.20. Arıkaya Formayonu'nun kristalize kireçtaşlarında gelişmiş devrik kıvrımın kesit görünümü.

Örtü kayalardan Emet Formasyonu içerisinde ondülasyonlar gözlenirken Çokköy Formasyonu oldukça kıvrımlı bir yapı kazanmıştır. Emet Formasyonunda karbonatlı seviyeler tektonizmanın etkisiyle ondülasyon şeklinde hafif kıvrımlanmıştır (Şekil 5.21., Şekil 5.22.).



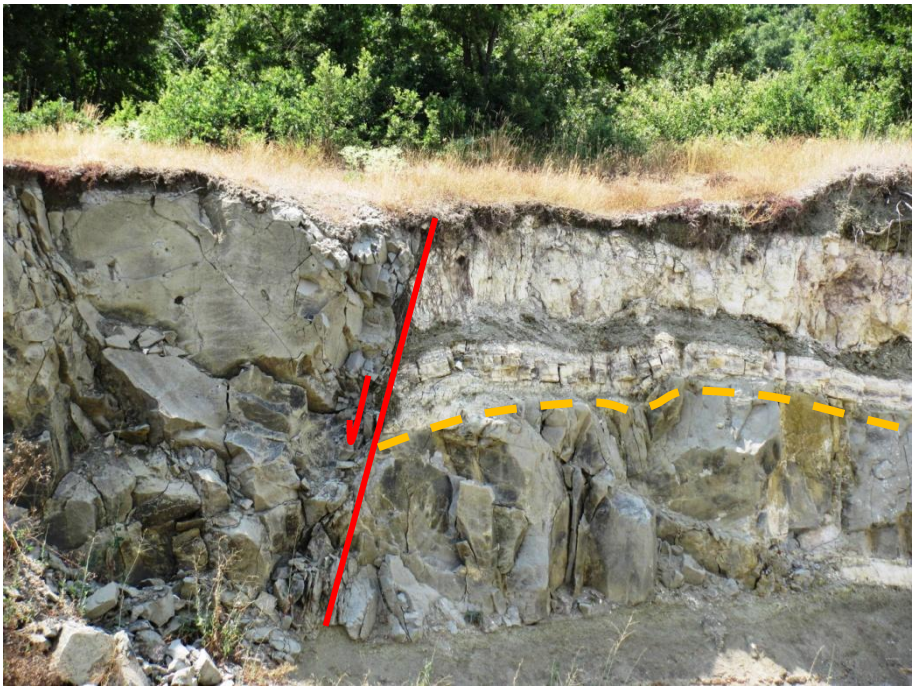
Şekil 5.21. Organize sanayi sitesi içerisinde bulunan Emet Formasyonuna ait gölsel kireçtaşı marn ardalanması içerisinde gözlenen ondilasyonun görünümü (35S0730467D/4378638K, 1066m, Bakış yönü: K'den G'ye doğru).



Şekil 5.22. Emet Formasyonu'na ait kireçtaşlarında gözlenen ondülasyonun kesit görünümü.

Yine karbonat-marn ardalanmasından oluşan Üst Pliyosen yaşlı Emet Formasyonu'nun geçirdiği sıkışmalı rejim sonrasında birim içerisinde yayvan bir antiklinal

oluşmuş ve bu rejim sonrasında açılma rejiminin etkisi altında kalan birim içerisinde normal bir fay gelişmiştir (Şekil 5.23).



Şekil 5.23. Emet Formasyonu'na ait karbonat-marn ardalanması içerisinde gelişmiş yayvan bir antiklinal ve normal fayların görünümü (35S 0725599D/4379778K, 1038m,Bakış yönü: KB'dan GD'ya doğru).

Örtü kayalardan Alt Pliyosen yaşlı Çokköy Formasyonu sıkışmalı rejim altında yoğun bir şekilde kıvrımlanmış olup, sıkışma rejimi sonrasında açılma rejiminden etkilenen birim içerisinde normal faylar gelişmiştir (Şekil 5.24.).



Şekil 5.24. Tavşanlı-Kütahya karayolu üzerindeki Çokköy Formasyonunu etkileyen sıkışma ve açılma rejimi sonucu oluşmuş kıvrım, ters fay, doğrultu atımlı fay ve normal fayların görünümü (35S0727942D/4379184K, 1076m, Bakış yönü: GD'dan KB'ya doğru).

5.3.3. Faylar

Tektonik olarak aktif bir bölge içerisinde yer alan inceleme alanında bulunan en önemli fay, Kütahya Havzası'nı güneyden sınırlayan ve aktif bir fay olan Kütahya Fayı'dır. Çalışma alanında Batı Anadolu'nun genişlemeli rejimi altında gelişmiş Kütahya Fayı'na ait ana fay düzlemleri ve Kütahya Fayı'na paralel faylar gözlenmiştir. İncelenen fay düzlemlerinden ölçülen kayma vektörleri hem doğrultu atımlı faylanmayı hem de normal faylanmayı göstermektedir.

Çalışma alanında bu iki farklı faylanmanın gözlendiği kronolojik fay düzlemleri gözlenmiştir. İki farklı faylanma sonucunda Kütahya Fayı sıkışmalı rejim altında sol yönlü doğrultu atımlı fay (Şekil 5.25., 5.26.) olarak Geç Pliyosen'in hemen öncesinde hareketine başlamış olup, günümüzde ise Batı Anadolu'da hakim olan genişlemeli rejimin etkisinde normal fay (Şekil 5.27., 5.28.) olarak hareketine devam etmektedir.



Şekil 5.25. Tavşanlı-Kütahya Yolu üzerinde Çokköy Formasyonu içerisinde gelişmiş doğrultu atımlı fayın görünümü (35S0722624D/4378866K, 928m, Bakış yönü: G'den K'ye doğru).



Şekil 5.26. Tavşanlı-Kütahya Yolu üzerinde Çokköy Formasyonu içerisinde karşılıklı gelişmiş doğrultu atımlı fayların görünümü (35S0722624D/4378866K, 928m, Bakış yönü: G'den K'ye doğru).



Şekil 5.27. Çoban köyün 2 km uzağında yer alan Çokköy Formasyonu içerisindeki 70 cm lik yer değişiminin gözlendiği faydan yakın bir görünüm (35S0725995D/4379943K, 1019m, Bakış yönü: G'den K'ye doğru).



Şekil 5.28. Organize sanayi sitesi içerisinde bulunan Emet Formasyonu içerisinde gözlenen yaklaşık 2 m atıma sahip fayın görünümü (35S0730546D/4379199K, 1134m, Bakış yönü: K'den G'ye doğru).

Çalışmamız sonucunda bu farklı iki rejim etkisinde gelişmiş olan fay düzlemleri fay zonu boyunca gözlenmiştir. İnceleme alanında sıkışma rejimi sonucunda gelişmiş kıvrımlar ve doğrultu atımlı faylar, normal faylar kadar sık gözlenmiştir.

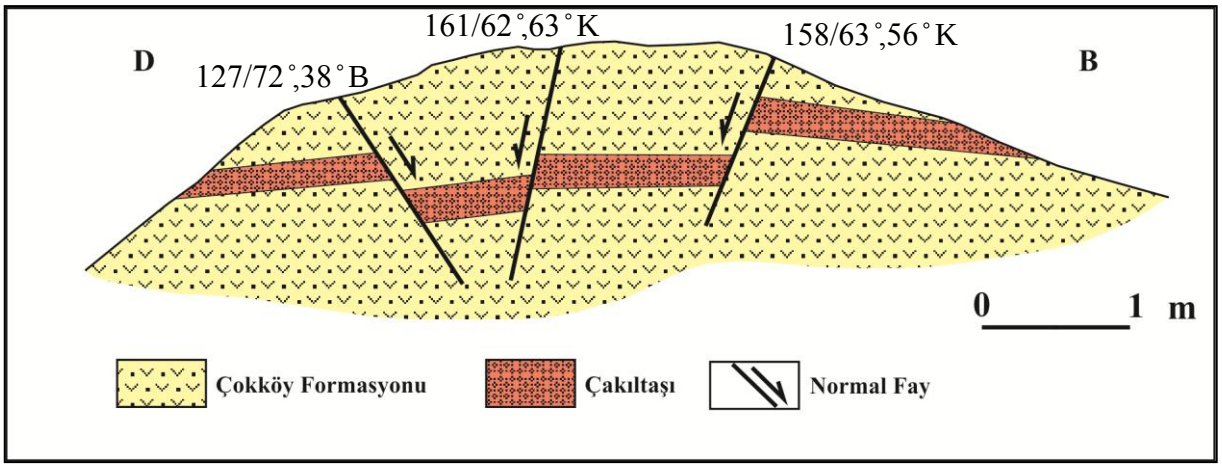
Çalışma alanında Çokköy Formasyonu'na ait andezitik tüfler açılma rejimi etkisi altında gelişmiş üç tane normal fayın durumu 158/63˚D, 56˚K, 161/62˚D, 63˚K ve 127/72 ˚D, 38˚B olarak ölçülmüştür (Şekil 5.29. ve 5.30.).

Yine açılma rejiminden etkilenen İsaköy Kömür Madeni'nde yer alan Çokköy Formasyonu içerisindeki normal faylar, kömürlü seviyelerdeki yer değişiminde gözlenmiştir. Bu maden sahasında gözlemlediğimiz ana fayın doğrultusu K80D olarak ölçülürken, diğer fayın doğrultusu ise K40B olarak ölçülmüştür (Şekil 5.31. ve 5.32.).

Açılma rejiminden etkilenen diğer birim olan Emet Formasyonu içerisinde de normal faylar karbonat-marn ardalanmasındaki yer değişiminde gözlenmiştir (Şekil 5.33., 5.34. ve 5.35.).



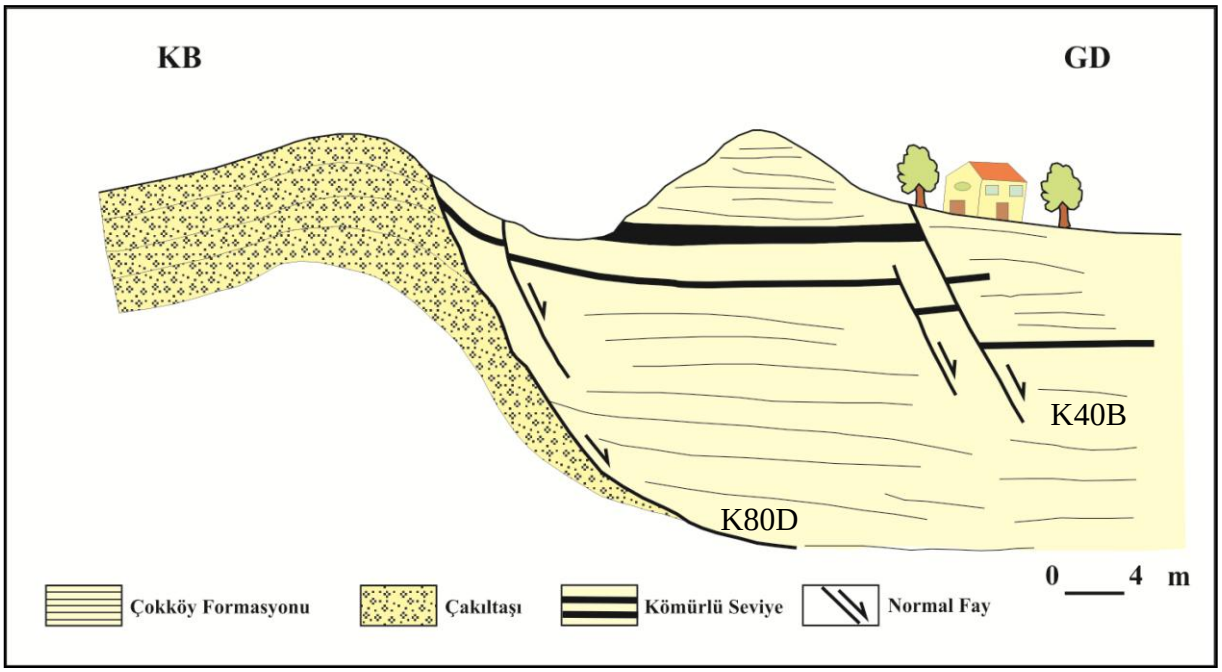
Şekil 5.29. Kütahya-Tavşanlı karayolu üzerindeki Çokköy Formasyonuna ait andezitik tüfler içerisinde gelişmiş normal fayların görünümü (35S 0723880D/4379690K, 1035m, Bakış yönü: KB'dan GD'ya doğru).



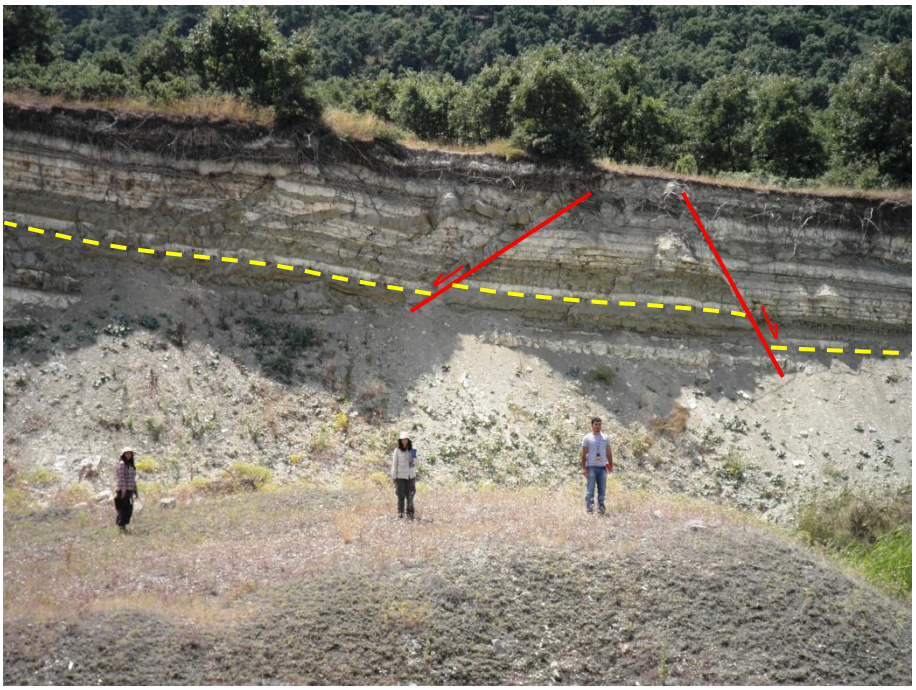
Şekil 5.30. Çokköy Formasyonuna ait andezitik tüfler içerisinde gelişmiş normal fayların kesit görünümü.



Şekil 5.31. İsaköy'deki kömür işletmesinde yer alan Çokköy Formasyonuna ait kömür ara katkılı çok ince taneli killi kumtaşı içerisindeki normal fayların görünümü (35S0734607D/4383320K, 1061m, Bakış yönü: GB'dan KD'ya doğru).



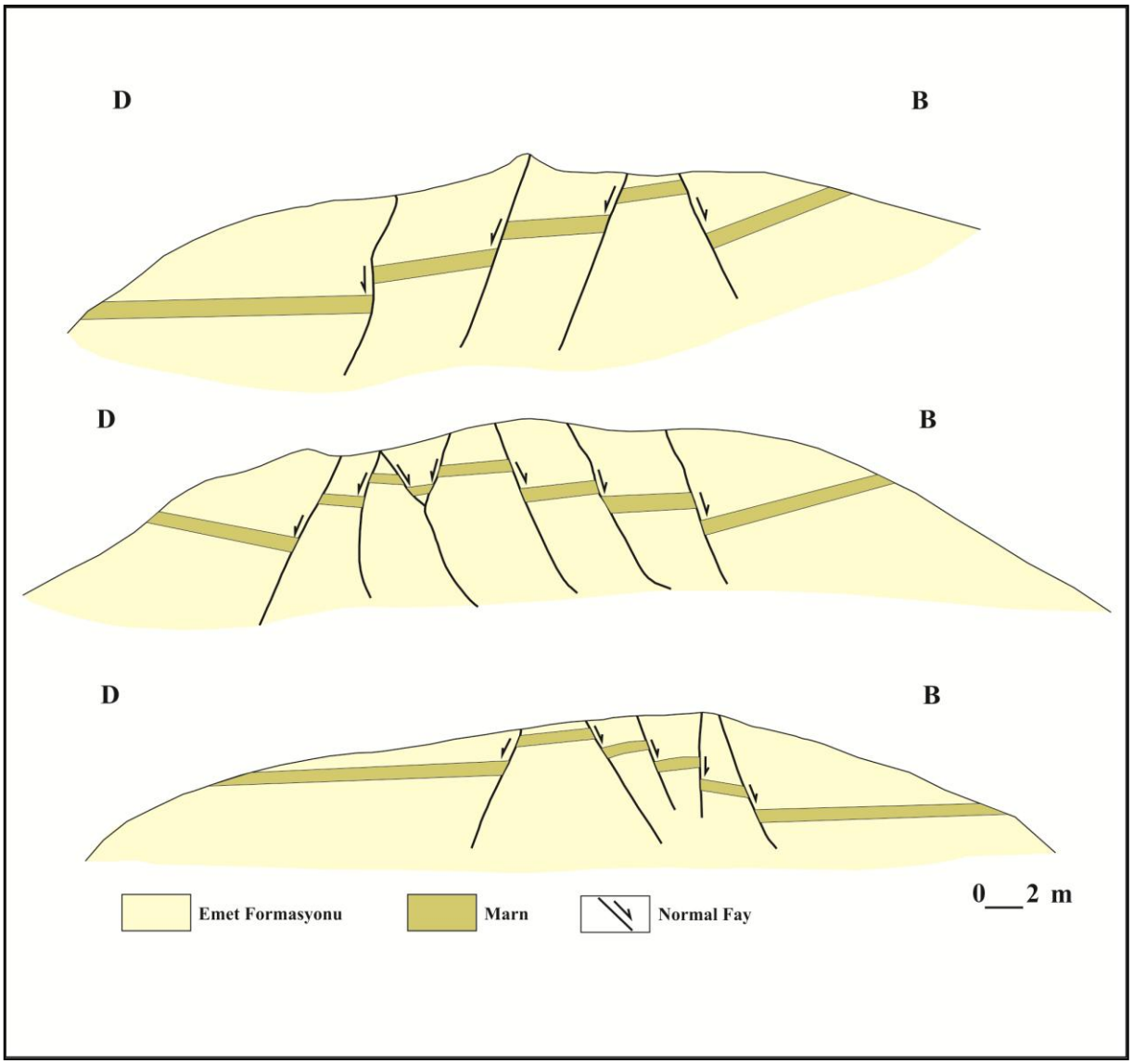
Şekil 5.32. İsaköy'deki kömür işletmesinde yer alan normal fayların kesit görünümü.



Şekil 5.33. Kütahya-Tavşanlı karayolu üzerindeki Emet Formasyonu'na ait karbonat-marn ardalanması içerisinde gelişmiş normal fayların görünümü (35S0723880D/4379690K, 1035m, Bakış yönü: KB'dan GD'ya doğru).

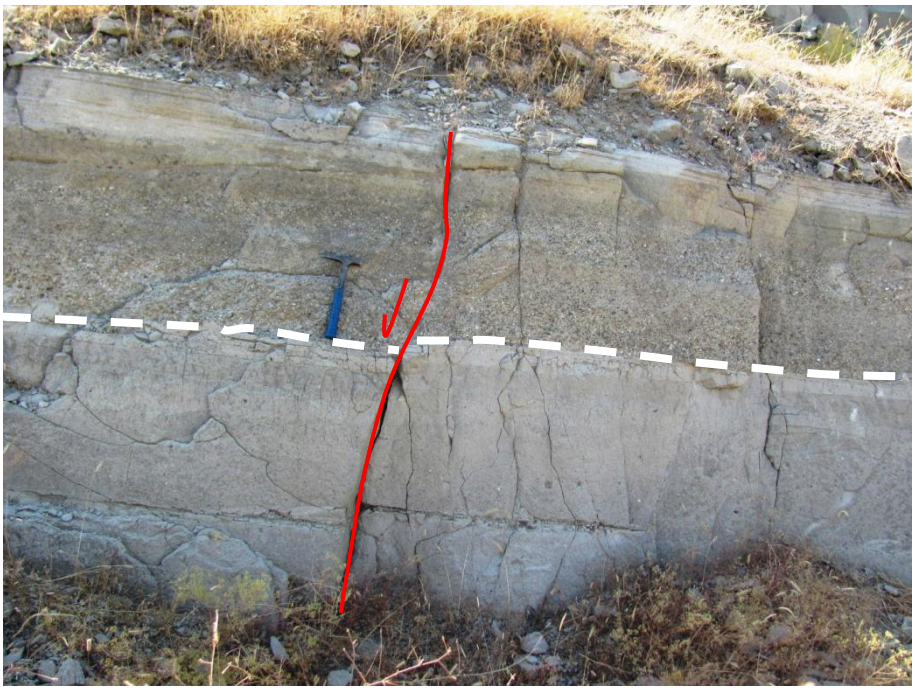


Şekil 5.34. Kütahya-Tavşanlı karayolu üzerindeki Emet Formasyonu'na ait karbonat-marn ardalanması içerisinde gelişmiş normal fayların görünümü (35S0723880D/4379690K, 1035m, Bakış yönü: KB'dan GD'ya doğru).

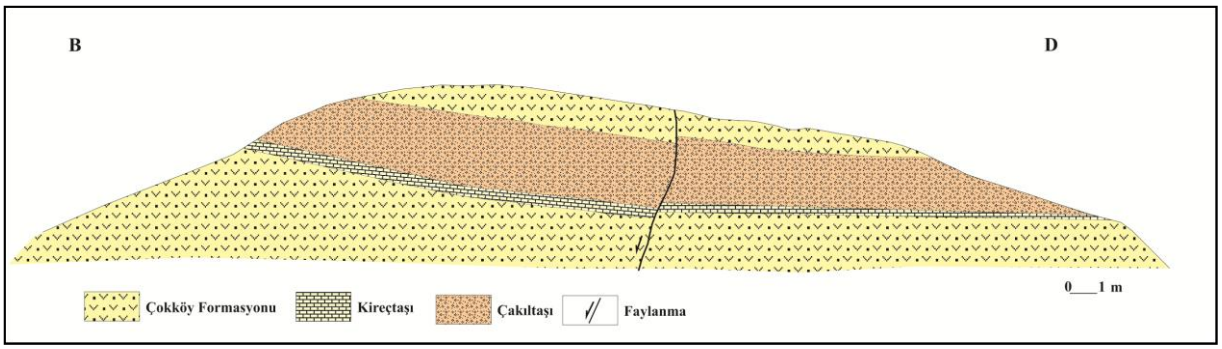


Şekil 5.35. Kütahya-Tavşanlı karayolu üzerindeki Emet Formasyonu'na ait karbonat-marn ardalanması içerisinde gelişmiş normal fayların kesit görünümü.

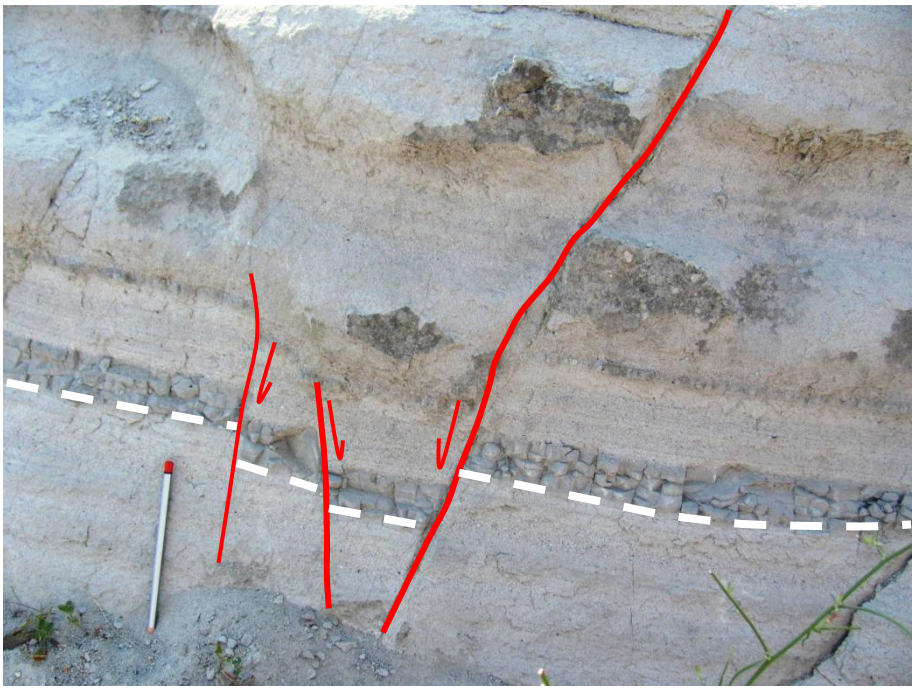
Çalışma alanında fay zonu boyunca Çokköy Formasyonu içerisindeki çakıltaşlı ve karbonatlı seviyelerde küçük atımlı faylar gözlenmiştir (Şekil 5.36., ve 5.37.). Çokköy Formasyonu içerisinde gelişmiş diğer küçük atımlı faylanma ise andezitik tüfler içerisindeki marnlı seviyelerin yer değişiminde gözlenmiştir (Şekil 5.38., ve 5.39.).



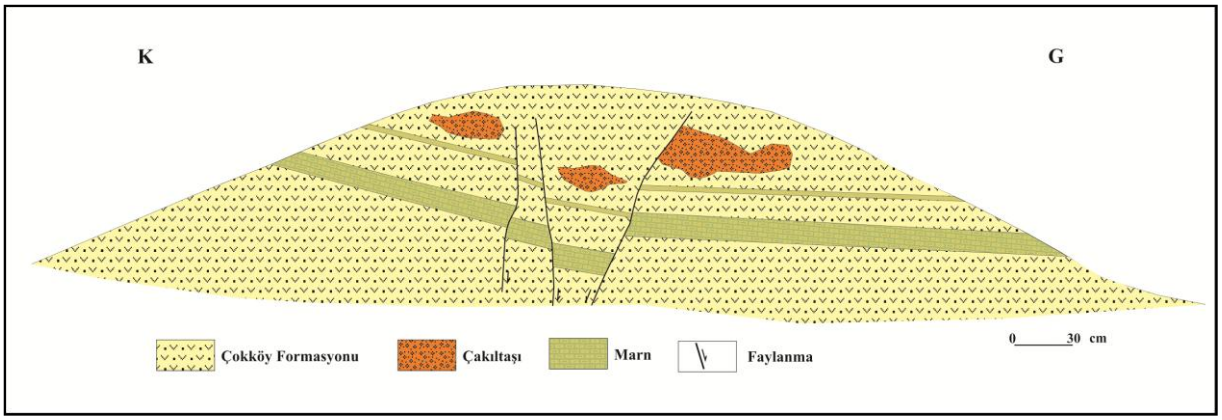
Şekil 5.36. Deve Kayası mevkiinde yer alan andezitik tüflerden oluşmuş Çokköy Formasyonu içerisinde oluşmuş küçük atımlı faylanmalar (35S0724203D/4380568K, 956m, Bakış yönü: K'den G'ye doğru).



Şekil 5.37. Andezitik tüflerden oluşmuş Çokköy Formasyonu içerisinde oluşmuş küçük atımlı faylanmaların kesit görünümü.



Şekil 5.38. Deve Kayası mevkiinde yer alan andezitik tüflerden oluşmuş Çokköy Formasyonu içerisinde oluşmuş küçük atımlı faylanmalar (35S0724203D/4380568K, 956m, Bakış yönü: B'dan D'ya doğru).

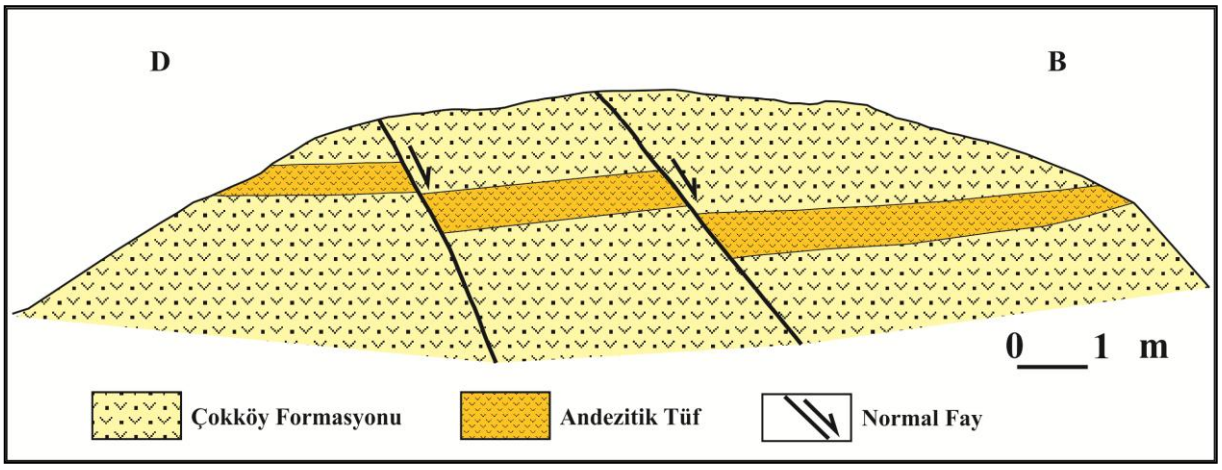


Şekil 5.39. Andezitik tüflerden oluşmuş Çokköy Formasyonu içerisinde oluşmuş küçük atımlı faylanmaların kesit görünümü.

Açılma rejiminden etkilenen Çokköy Formasyonu, daha çok KB-GD doğrultulu sıkışma rejimi etkisi altında kalmıştır. KB-GD doğrultulu rejim etkisinde kalmış Çokköy Formasyonu Kütahya-Tavşanlı Karayolu'ndaki mostralar boyunca gözlenmiştir. Bu rejim sonucunda Çokköy Formasyonu içerisinde normal faydaki yer değişimi gibi gözüken, ancak kayma vektörünün düşük olmasıyla karşılıklı doğrultu atımlı faylanmaların geliştiği anlaşılmıştır (Şekil 5.40., 5.41., 5.42., 5.43, 5.44. ve 5.45.).



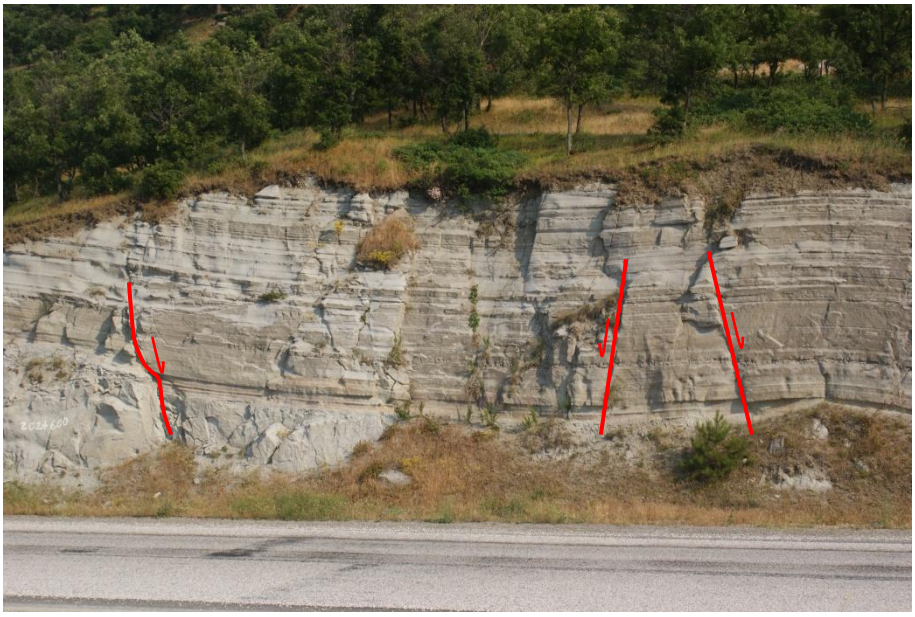
Şekil 5.40. Çobanköy'ün kuzeyinde yer alan andezitik tüflerden ve volkanik kum taşlarından oluşmuş Çokköy Formasyonu içerisinde oluşmuş doğrultu atımlı faylar (35S0726099D/4379905K, 1015m, Bakış yönü: K'den G'ye doğru).



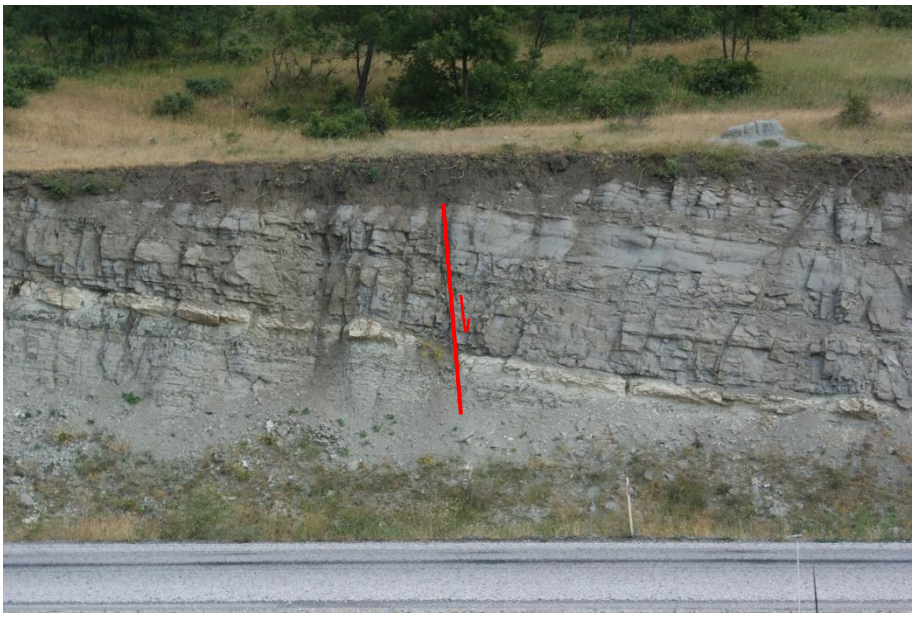
Şekil 5.41. Andezitik tüflerden ve volkanik kum taşlarından oluşmuş Çokköy Formasyonu içerisinde oluşmuş doğrultu atımlı fayların kesit görünümü.



Şekil 5.42. Tavşanlı-Kütahya Yolu üzerinde Çokköy Formasyonu içerisinde gelişmiş doğrultu atımlı fayın görünümü (35S0722624D/4378866K, 928m, Bakış yönü: G'den K'ye doğru).



Şekil 5.43. Tavşanlı-Kütahya Yolu üzerinde Çokköy Formasyonu içerisinde karşılıklı gelişmiş doğrultu atımlı fayların görünümü (35S0722624D/4378866K, 928m, Bakış yönü: G'den K'ye doğru).



Şekil 5.44. Tavşanlı-Kütahya Yolu üzerinde Çokköy Formasyonu içerisinde gelişmiş doğrultu atımlı fayın görünümü (35S0722624D/4378866K, 928m, Bakış yönü: G'den K'ye doğru).



Şekil 5.45. Tavşanlı-Kütahya Yolu üzerinde Çokköy Formasyonu içerisinde gelişmiş doğrultu atımlı fayın görünümü (35S0722624D/4378866K, 928m, Bakış yönü: G'den K'ye doğru).

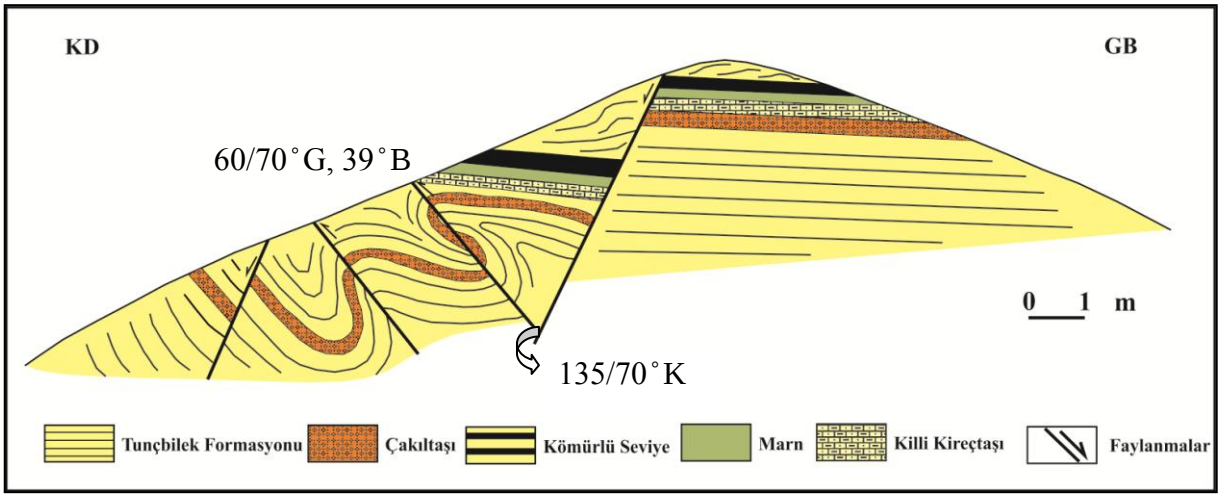
Hem sıkışma rejiminin hem de açılma rejiminin ürünlerinin izlendiği bu mostralar (Şekil 5.46., 5.47. ve 5.48.), bölgedeki yapısal evrimin anlaşılabilmesi için oldukça önemlidir.

Şekil 5.46. ve 5.47.'deki kesite baktığımızda bölgede etkili olan sıkışma rejimi sonucunda Tunçbilek Formasyonu içerisinde kıvrımlar ve ters faylar gelişmiştir. Kıvrımlar içerisinde gelişmiş bu ters fayların birinin durumu 60/70˚G, 39˚B olarak ölçülmüştür. Son olarak bölgede açılma rejiminin etkili olmasıyla daha önce oluşmuş kıvrımları ve ters fayları 135/70˚K durumlu normal fay kesmiştir.

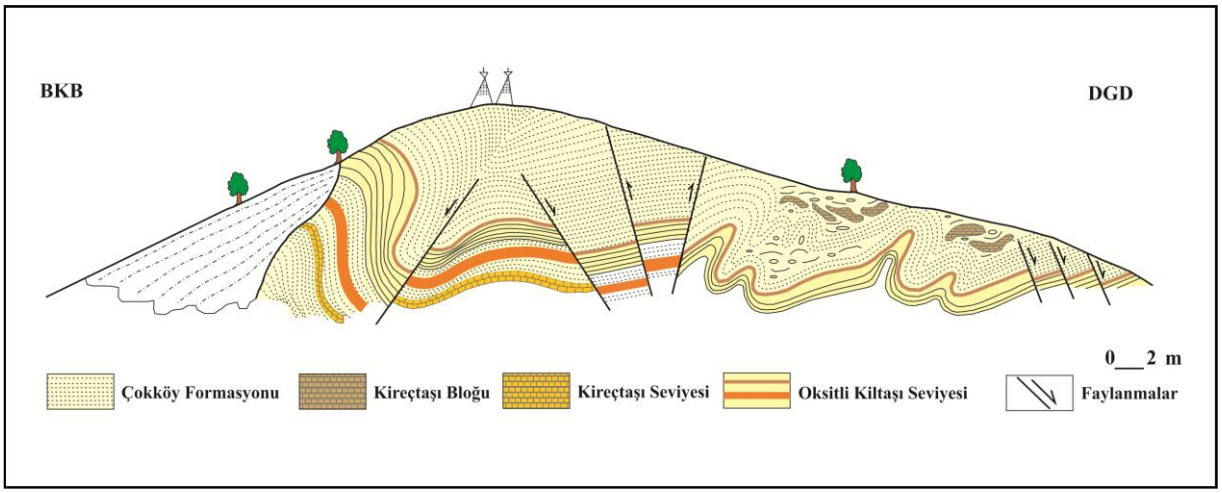
Bölgede Pliyosen öncesinde etkili olan KB-GD yönlü sıkışma sonucunda Çokköy Formasyonu içerisinde ters faylanma ve kıvrımlanma oluşmuştur. Kesitte görünen ters fayın durumu; 180⁄62˚D, yayvan antiklinalin durumu; K57⁄90˚ve senklinalin durumu; 84⁄70˚ K olarak ölçülmüştür. Hafif eğik antiklinalin durumu ise 79⁄60˚ K olarak ölçülmüştür. Yine Geç Pliyosen öncesi BKB-DGD yönlü sıkışma rejimi etkisi altında kalan birim içerisinde doğrultu atımlı faylanma gelişmiştir. Bu doğrultu atımlı faylanmalardan biri senklinalin kıvrım ekseni boyunca gelişmiş olup, bu fayın durumu 70⁄60˚ K, 75˚ B (SN) olarak ölçülmüştür. Bir diğer doğrultu atımlı fayın durumu ise 30⁄70˚ D,37˚ G (DN) olarak ölçülmüştür. Ve son olarak bölge Geç Pliyosen sonrasında KKD-GGB yönlü açılma rejimi etkisinde kalarak, birim içerisinde küçük ölçekli normal faylar gelişmiştir (Şekil 5.48).



Şekil 5.46. Kayaarası mevkiindeki Tunçbilek Formasyonuna ait kumtaşları içerisindeki yaklaşık 5 m atıma sahip faydan bir görünüm (35S0711124D/4386160K,812m, Bakış yönü: B'dan D'ya doğru).



Şekil 5.47. Kumtaşları içerisindeki yaklaşık 5m atıma sahip K45B doğrultulu fayın kesit görünümü.





Şekil 5.48. (a) Tavşanlı-Kütahya yolu üzerinde, Şahmelek civarında, Alt Pliyosen yaşlı Çokköy Formasyonu içerisinde gelişen kıvrımlı, ters faylı ve sonraki evrede normal faylarla kesilen istifin kesiti ve **(b)** fotoğrafı (35S0727942D/4379184 K, 1076 m. Bakış yönü: GD'dan KB'ya doğru).

BÖLÜM-6
FAY TOPLULUKLARININ KİNEMATİK ANALİZİ

Kütahya Fayı üzerinde yer alan jeolojik birimlerden, fayları oluşturan ana kuvvetleri ve güncel tektonik rejimi belirleyebilmek için ölçülen fay topluluklarının kinematik analizi yapılmıştır. İnceleme alanı içerisinde fay izlerinin yoğun olarak gözlendiği bölgelerden ölçülen fay düzlemlerine ait parametreler (fayın doğrultusu, eğim miktarı, eğim yönü, rake değerleri) ölçülmüştür.

Bu kapsamda; 28 istasyondan, 241 adet fay düzlemi ölçülerek hesaplamada aktif fay zonları üzerinde görülen kayma vektörlerinin ölçülüp değerlendirilmesi esasına dayanan Carey (1979)'in sayısal analiz yöntemi kullanılmıştır. Değişik yaş ve litolojide yer alan jeolojik birimlerden derlenen faylardan özellikle genç döneme ait olan fayların sayesinde, bölgede Kütahya Fayı'nın günümüzdeki ya da son tektonik rejim içerisindeki kinematik durumu belirlenmeye çalışılmıştır.

6.1. Fay Topluluklarının Kinematik Analizinde Kullanılan Yöntem

Bu çalışma kapsamında kullanılan metod ilk defa Carey (1979) tarafından belirlenen ve daha sonra bazı yazarlar tarafından geliştirilen bilgisayar destekli bir sayısal analiz yöntemidir. Bu yöntemin uygulanması açısından bazı temel koşullar vardır.

Tektonik deformasyonun geliştiği birçok bölgede, bu deformasyonun ürünü olan kırık sistemleri de iyi gelişmiş olarak gözlenebilmektedir. Bununla birlikte kaya türü ve mostra koşulları uygun olduğu takdirde hareketin özelliklerini yansıtan veriler fay düzlemi üzerinde korunabilmektedir. Bu tür verilerin saha içerisinde birçok farklı lokasyonda ölçülmesiyle, hem fay sistemlerinin geometrisi ortaya konmakta, hem de geniş bir alanda deformasyonun ana karakterleri belirlenebilmektedir. Bu veriler, üst kırılgan kabukta tektonik fazlar sırasındaki gerilme durumuyla yapısal deformasyon ilişkisinin belirlenmesini sağlamaktadır
(Carey-Guailhardis ve Mercier, 1987).

Bir faya ait mostranın gözlendiği yerde, fayın doğrultu ve eğimi, kayma vektörü (pitch), fayın hareket yönü ile fayın türü belirlenebilir. Özellikle fayın hareket yönünün belirlenebilmesi kinematik analiz açısından büyük önem taşımaktadır. Bunlar, kırıkların oluşturdukları fay takımlarının geometrik ve kinematik karakterlerinin belirlenmesi için ilk verileri oluşturacaktır.

Tüm kırıklar, diğer süreksizliklerle ilişkilerinden sadece geometrik olarak (arakesitler, gerilmeler) değil, bununla birlikte aynı fay düzlemi üzerinde gelişen ve birbirini üzerleyen kayma vektörleri sayesinde tektonik rejime ait (kronolojik) bu farklı tektonik fazların ayırt edilmesinde önemli rol oynamaktadır.

Arazi çalışmaları sırasında bir bölgedeki tektonik rejim ve deformasyon hakkında en iyi sonuca ulaşabilmek için; inceleme alanının farklı bölgelerine dağılmış ve fay düzlemlerinin yoğun olarak görüldüğü istasyonlardan çok sayıda verinin toplanması gerekir. Aynı zamanda verilerin yerleştirilmesi, analizi ve sınıflandırılması da verilerin toplanması kadar önem taşımaktadır.

Fayların geometrisi de diğer düzlemsel ve çizgisel veriler gibi klasik stereografik izdüşüm ile gösterilir. Tektonik analizlerde Wulf veya Schmidt' in eş alanlı alt yarım küre projeksiyonu kullanılmaktadır. Bu diyagramlarda fay düzlemleri ve üzerinde yer alan kayma çizgileri yardımıyla hareket yönlerinin gösterilmesi olasıdır.

Hareketin yönleri düzleme ait doğrultu çizgisi ve eğim yayı üzerinde çizilen oklarla (pitch) gösterilir. Genellikle bu küçük okların içe doğru olanları ters, dışa doğru olanları normal hareketleri ve/veya bunların bileşenlerini ifade etmektedir (Angelier ve Mechler, 1977).

Üzerinde hareket yönünü gösteren fay toplulukları birçok farklı yöntemle değerlendirilebilir. Bu tür fay toplulukları, grafik yöntemlerden Arthaud (1969) yöntemi, deprem odak çözümlemelerinde kullanılan ve sismik faylara Pegoraro (1972), Angelier ve Mechler (1977) tarafından uygulanan standart diedron yöntemi (diédres droid) ve Carey (1976, 1979) ile aynı temel kuralları içeren Angelier (1975, 1984), Armijo ve Citernas (1979) tarafından uygulanan sayısal analiz yöntemi şeklinde üç yöntemle belirlenebilmektedir.

Arthaud (1969) yönteminde, üzerinde kayma çizgilerinin yönelimlerini içeren faylar kullanılarak bir tektonik faza ait bölgesel deformasyonun ana eksenlerinin belirlenmesi olanaklıdır. Arthaud (1969), fay düzlemine dik olan ve kayma çizgisini taşıyan düzlemi hareket düzlemi olarak ifade etmektedir. Bu düzlem, bölgesel deformasyona ait üç ana yönden X, Y, Z eksenlerinden birisini içermektedir. Bundan dolayı, tüm hareket düzlemlerinin arakesitleri, bu üç ana eksene karşılık gelmek zorundadır. Arthaud (1969), her bir faya ait hareket düzleminin kutup noktasını stereografik olarak iz düşürmektedir. Böyle bir diyagramda, hareket düzlemlerinin normaline dik olan birkaç hareket düzleminin ortak olduğu bir ana yön bulunur. Bu yön hareket düzlemlerinin kutup noktalarını içeren düzlemin normaline karşılık gelir.

İdeal olarak, hareket düzlemlerinin kutup noktaları üç ana yön boyunca birbirine dik üç düzlem boyunca uzanmaktadır. Bu yönlerden hangisini kısalma, uzama ve ortaç eksene karşılık geldiğinin belirlenmesinde faylarla ilgili açılma çatlaklarının, stilolitlerin yönelimlerinden faydalanılabilir. Stilolitlerin uzama yönüne ve açılma çatlaklarının kısalma yönüne dik olması durumundan yararlanılabilir. Eğer bunlar mevcut değilse, kısalma ve uzama eksen yönlerini değişik doğrultulardaki faylar üzerindeki hareket yönlerini kullanarak saptayabiliriz. Kısalma ve uzama yönleri, tüm fayların hareket yönleri ile uyumlu olmak zorundadır. Eğer fayların büyük çoğunluğu kullanılarak elde edilen üç ana yönle uyum sağlamayan bazı kırıklar varsa, bu kırıkların bir başka tektonik faz sırasında şekillenmesi ve hareketlenmesi olasıdır. Bununla beraber, eğer bir faya ait kronolojiyi gösterir saha verileri elde edilmişse, kırıkların ayrılması ve tektonik fazların belirlenmesi olanaklıdır (Arthaud, 1969).

Arthaud yöntemi, üç ana eksen (X, Y, Z) boyunca değişik değerlerde deformasyonun geliştiği durumlarda, bu eksenler boyunca çok farklı değerlere sahip bölgesel gerilmeler altında hareketlenen faylar için kullanılması oldukça güçtür (Bles ve Feuga, 1987).

Eş alan (diédre droid-standart diedron) yöntemini ilk olarak Pegoraro (1972) tanımlamış olup, daha sonra Angelier ve Mechler (1977) tarafından geliştirilerek deprem odak mekanizması çözümlemelerine ve fay topluluklarına uygulanmıştır.

Burada, her bir fay üzerindeki hareketle fay düzlemi ve kayma çizgisine dik olan yardımcı bir düzlem ile dört bölgeye (diédre droid) ayrılabilmektedir. Bu bölgelerden fayın hareket yönüne bağlı olarak karşılıklı bulunan ikisi sıkışma ve diğer ikisi de açılmaya karşılık gelmektedir. Yönetimin temel prensibi başlangıçta öncel zayıflıkları içeren kaya kütlesinde gözlenen fayların aynı tektonik dönemde, ortaç gerilme durumunda geliştiği ve üniform olarak kaya kütlesi içerisinde dağıldığı kabul edilmektedir. Böylece incelenen bölgede birbirine dik üç ana gerilme yönü, stres elipsoidinin eksenleri, maksimum sıkışma gerilmesi Sigma 1 (σ_1), ortaç gerilme ekseni Sigma 2 (σ_2), ve en küçük gerilme bileşeni Sigma 3 (σ_3), olmak üzere malzemenin süreksizliğine ve heterojenliğine bağlı olarak değişir. Aynı şekilde fay boyunca kaymalar da değişir. Değişik faylar üzerindeki hareket her zaman birbirinden bağımsız değildir. Burada sunulan ikinci koşul ise, bir fay düzleminin fay hareketlenmeden hemen önce makaslama üreten bir tanjansiyel gerilme sunmasıdır.

Bott (1959); hareketin bu makaslama yönünde olduğunu kabul etmektedir. Böylelikle bu durumun her bir fay için hareket yönünde ana gerilmelerden Sigma 1'in

sıkışma bölgesinde, Sigma 3'ün ise açılma bölgesinde yer aldığını göstermektedir (Angelier ve Mechler, 1977).

Bir deprem odak çözümlemesinde birbirine dik iki düzlem vardır. Bunlardan biri esas (ana) düzlem, diğer ise yardımcı düzlemdir. Fakat bunların birbirinden kesin olarak ayrılması önemli bir problem oluşturur. Bunlar kesişen iki düzlemin normalleridir. Burada bir sıkışma ekseni, bir de genişleme ekseni belirlenmektedir ve aynı zamanda bu eksenler sıkışma ve genişleme bölgelerinin iç simetri eksenlerine karşılık gelmektedir.

Bu yöntemin uygulaması el çizimi yardımıyla stereografik çizim yöntemlerinden Wulff veya Schmidt ağı üzerinde yapılabildiği gibi, bilgisayar destekli programlarla da oluşturulabilir.

Wallace (1958), Bott (1959) ve Price (1966)'ın mekanik yaklaşımlarının kullanılmasıyla birçok araştırmacı tarafından (Carey ve Brunier, 1974; Carey, 1976, 1979; Etchecopar ve ark., 1981) kırılmış kaya kütlelerindeki fayların kinematiğinin yorumlanması için bilgisayar destekli kantitatif yöntemler hazırlanmıştır. Bu yöntemler için bazı temel ön koşullar söyle sıralanabilir.

1) Kaya kütlesi içerisindeki bir tektonik faz, tek bir homojen stres tensörü ile karakterize edilmektedir.

2) Bu tektonik faz için malzemenin izotropik ve homojen olduğunu, her bir fay düzlemi üzerinde gelişen atımın, (kayma (S_i) çizgisi) bu fay düzlemi üzerinde etkin çözümlenmiş makaslama gerilmesinin (τ_i) doğrultusunda ve yönünde olduğu kabul edilir.

3) Faylarla ayrılmış bloklar arasında sürekli deformasyonun olmadığı, deformasyon sırasında fay düzlemi rotasyonlarının olmadığı ve kayma çizikleri üzerindeki atımın bağımsız ve fay genişliğinden küçük olduğu kabul edilmektedir. Böylece kaya kütlesinin deformasyonu, faylar boyunca rijit blokların göreli yer değiştirmesiyle meydana gelmektedir. Makaslama tensöründeki fark, blokların hareketine neden olan çözümlenmiş gerilme tensöründen sorumludur. Yukarıdaki koşullar sağlandığında bir tektonik faz ile ilişkili gerilme tensörü, bu fazın sonucunda ortaya çıkan bağımsız kayma çizgilerinden elde edilebilir (Angelier ve Mechler, 1977).

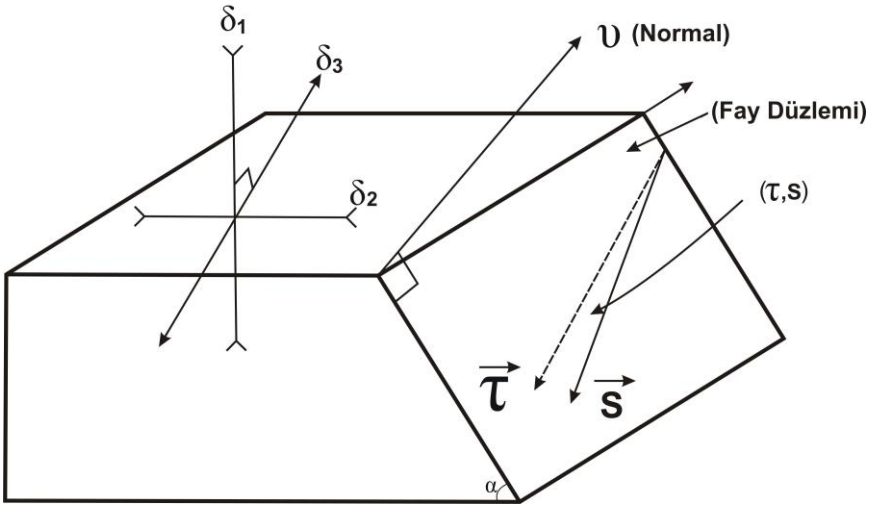
Her bir ölçülmüş kayma çizgisi (1) için, bir fay düzlemine uygulanan gerilme (σ_1), $\sigma_{1=}\sigma n_i + \tau_i$ olarak belirlenir. Yukarıda belirtilen hipotezi öngören atım vektörü (τ_i) ile gözlenen atım vektörü (S_i) arasındaki açının 0'a yaklaştığını gösterir. (τ_i) bileşenleri dört parametrenin fonksiyonudur. Bunlar bir coğrafik referans noktasına göre üç ana gerilme doğrultusunu veren üç Euler açısı ve ana gerilemeleri arasındaki R oranıdır (Carey, 1976; Carey-Gailhardis ve Mercier, 1987).

$$R = (\sigma_2-\sigma_1) / (\sigma_3-\sigma_1)$$

σ_1, σ_2, σ_3 sırasıyla sıkışma, ortaç ve genişleme olmak üzere üç ana gerilme değerini vermektedir. R değeri 1 ($\sigma_2 = \sigma_3$) ile ($\sigma_1 = \sigma_2$) arasında değişir. Dört değer (τ_i, S_i) → 0 ile uyumlu olmalı ve bu nedenle aşağıdaki fonksiyonun minimum olduğu durumda dört değer ile belirlenmelidir (Şekil 6.1.).

$$F = -\sum_{i=1}^{N} k_i \cos^2 (\tau_i, S_i)$$

Burada N, fay düzlemlerinin sayısını ifade ederken, eğer (τ_i, S_i)< 90 ise k_i=1, (τ_i,S_i)≥90 ise k_i= -1 dir. Pratikte, indirgenme matematiksel olarak, (τ_i, S_i) açısı 20'den küçük olduğunda iyi sonuç vermektedir (Carey, 1979). Çünkü histogram üzerindeki dağılım daha yakın bir aralıkta ve benzer faylar için bu sonucu verebilir. Pratikte, (τ_i, S_i) açılarının %80'i 20'den küçük olması durumunda da sonuç güvenilir olarak kabul edilir. Açı arttıkça, çözümün doğruluğu ve ikinci minimum daha da uzaklaşmaktadır. Birden fazla tektonik faza karşılık gelen verilerin ayrılmasında daha karmaşık hesaplamalar kullanılır (Carey, 1979; Etchecopar ve ark., 1981; Armijo ve ark., 1982). Bu metot, seçilmiş sismik fay düzlemlerinin odak mekanizması çözümlerine de uygulanabilir (Özden, 1998).



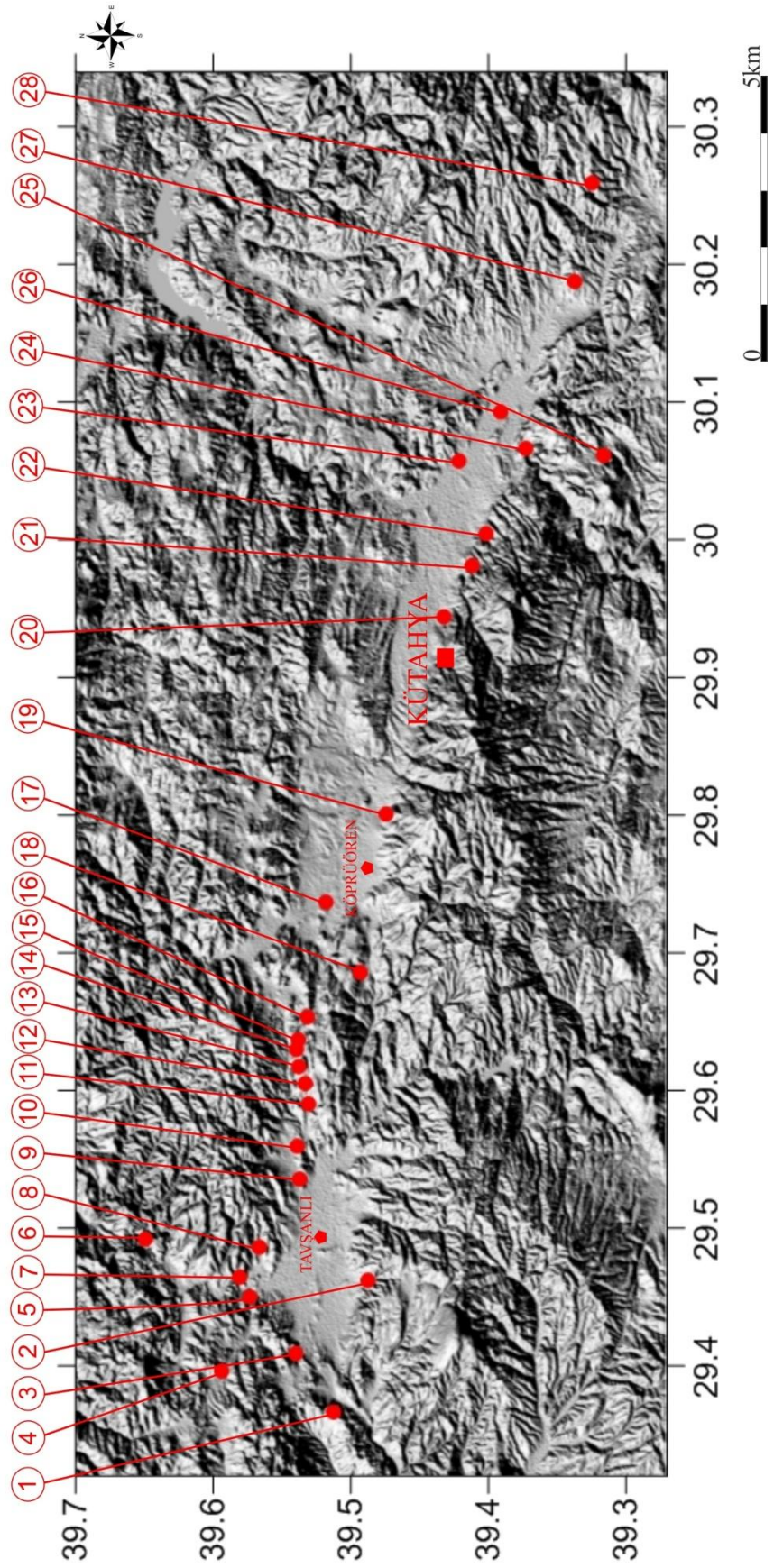
Şekil 6.1. Bir faya ait blok diyagram üzerinde öngörülen kayma vektörü (τ) ile ölçülen kayma vektörü (δ) arasındaki açı (δ_1, δ_2 ve δ_3 sırasıyla sıkışma, ortaç ve genişleme ana gerilme yönleri) (Över ve ark., 2001).

6.2. Fay Topluluklarının Kinematik Analizlerinin Sonuçları

Çalışma sahasından elde edilen fayların, Carey (1979)'in fay topluluklarının kinematik analizi için geliştirmiş olduğu metotla ortaya çıkarılan sonuçları aşağıdaki şekildedir. Fay topluluklarının ölçüldüğü istasyonlar, birçok değişik yaşta jeolojik birimlerden oluşmaktadır (Çizelge 6.1.). Ölçüm yapılan istasyonlar KB-GD uzanımında olup, Kütahya Fayı'nın uzanımına paralel olarak bulunmaktadır (Şekil 6.2.).

Çizelge 6.1. Çalışma sahasında yüzeylenen fay topluluklarının ölçüldüğü istasyonların koordinatları, ölçülen jeolojik birimlerin yaşları ve litolojileri.

İstasyon	UTM X	UTM Y	Ölçüm sayısı	Yükseklik (m)	Jeolojik Birimin Yaşı	Litoloji
1	35S0703437	4376321	12	946	Holosen	Çakıltaşı-kumtaşı
2	35S0711734	4373765	11	906	Kretase	Ofiyolit
3	35S0770151	4379468	5	879	Holosen	Çakıltaşı-kumtaşı
4	35S0705755	4385416	6	890	Alt Pliyosen	Volkanik kumtaşı
5	35S0710437	4383266	7	826	Alt Pliyosen	Volkanik kumtaşı
6	35S0713570	4382571	6	877	Alt Pliyosen	Volkanik kumtaşı
7	35S0711654	4384107	6	814	Alt Pliyosen	Volkanik kumtaşı
8	35S0713811	4391794	9	824	Eosen	Kireçtaşı
9	35S0717904	4379450	6	850	Kretase	Ofiyolit
10	35S0719957	4379701	14	905	Kretase	Melanj
11	35S0723890	4379169	7	958	Kretase	Melanj
12	35S0722624	4378866	10	928	Alt Pliyosen	Volkanik kumtaşı
13	35S0724928	4379708	16	1041	Alt Pliyosen	Volkanik kumtaşı
14	35S0726607	4379814	5	1027	Alt Pliyosen	Volkanik kumtaşı
15	35S0728050	4379108	6	1079	Alt Pliyosen	Volkanik kumtaşı
16	35S0725995	4379943	14	1019	Alt Pliyosen	Volkanik kumtaşı
17	35S0735261	4377836	10	1027	Holosen	Andezitik bazalt
18	35S0730951	4374944	6	1018	Üst Pliyosen	Kireçtaşı
19	35S0740914	4373155	8	1031	Üst Permiyen-Alt Triyas	Rekristalize kireçtaşı
20	35S0753399	4368880	6	998	Alt Pliyosen	Tüf
21	35S0763176	4367992	11	1009	Alt Pliyosen	Tüf
22	35S0756673	4366711	5	1076	Üst Pliyosen	Kireçtaşı
23	36S0758703	4365650	8	1003	Üst Pliyosen	Kireçtaşı
24	35S0764144	4362633	11	974	Üst Pliyosen	Kireçtaşı
25	36S0763912	4356333	5	1106	Üst Pliyosen	Kireçtaşı
26	36S0766356	4364736	3	957	Üst Pliyosen	Kireçtaşı
27	36S0774726	4359051	10	1058	Kretase	Ofiyolit
28	36S0780949	4357868	14	1192	Kretase	Ofiyolit



Şekil 6.2. Çalışma sahasında yüzeylenen fay topluluklarının ölçüldüğü istasyonların dağılımı.

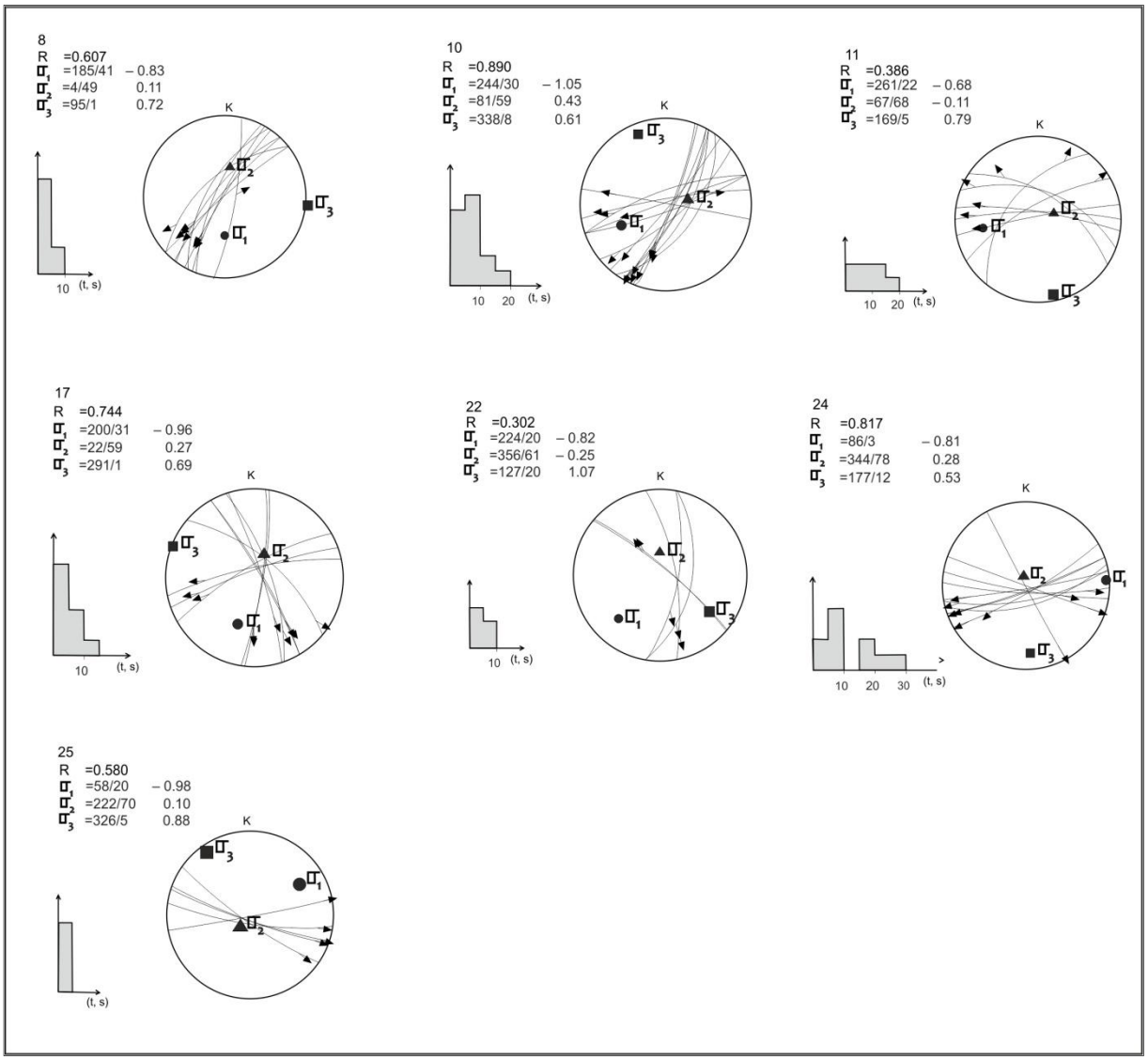
6.2.1. Transpresyonel Tektonik Rejim

8, 10, 11, 17, 22, 24, 25 numaralı istasyonlardan ölçülen doğrultu atım verilerine göre, en büyük asal gerilme ekseninin (σ_1) durumu σ_1 = 51° / 24°, en küçük asal gerilme ekseninin (σ_3) durumu σ_3 = 140° / 7° olarak hesaplanmıştır. Rm oranı ise 0.61 olarak bulunmuştur.

Çizelge 6.2. Çalışma alanında, transpresiyonel tektonik rejimi (doğrultu atımlı sıkışma rejimi) temsil eden fay topluluklarının; Carey (1979)'in sayısal analiz yöntemi ile değerlendirilmesi sonucu hesaplanan asal gerilme eksenlerinin [(σ_1), (σ_2), (σ_3)] durumları, R oranı, Ölçü sayısı (N), fay ölçüm istasyonları.

İstasyon	N	σ_1 Az/dip	σ_2 Az/dip	σ_3 Az/dip	R
8	9	185 / 41	4 / 49	95 / 1	0.60
10	14	244 / 30	81 / 59	338 / 8	0.89
11	7	261 / 22	67 / 68	169 / 5	0.38
17	10	200 / 31	22 / 59	291 / 1	0.74
22	5	224 / 20	356 / 61	127 / 20	0.30
24	11	86 / 3	344 / 78	177 / 12	0.81
25	5	58 / 20	222 / 70	326 / 5	0.58
S.S.1	61	**σ_1= 51˚/ 24˚ ve σ_3= 140˚/ 7˚ Rm=0.61**			

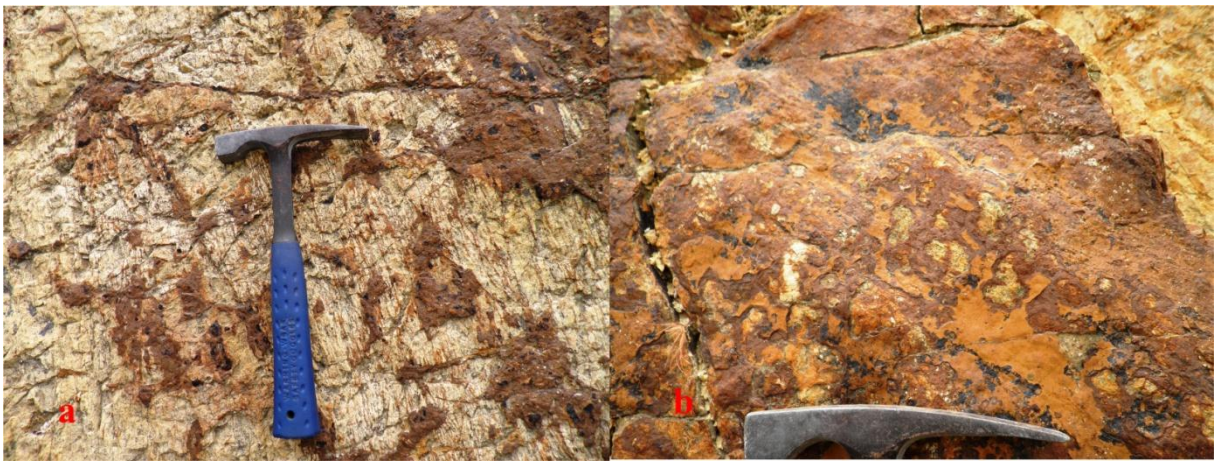
Burada en büyük asal gerilme ekseni (σ_1) ve en küçük asal gerilme ekseninin (σ_3) yatay konumda, ortaç gerilme ekseni ise (σ_2) düşey konumda olduğu doğrultu atımlı faylanmayla karşımıza çıkan bir tektonik rejimdir. (Şekil 6.3. ve Çizelge 6.2.). Bu veriler sonucunda, bu bölgedeki sıkışma doğrultusu (σ_1) yönünde olup K51°D'dur. Buna karşın açılma doğrultusu (σ_3) yönünde olup K50°B'dır.



Şekil 6.3. Çizelge 6.2.'de verilen doğrultu atımlı sıkışma rejimine ait lokasyonlarda gerçekleştirilen kinematik analiz sonuçlarının eşit açılı alt yarımküre (Wulf) üzerinde (öngörülen kayma vektörü (τ) ile hesaplanan kayma vektörü (s) arasındaki sapma açısının dağılımı histogramlarda verilmiştir) görülmektedir.

Açılma rejimi olarak değerlendirilen 20. İstasyonda gözlemlediğimiz son deformasyondan önce etkili olmuş, sol yönlü doğrultu atımlı faylanma da bu istasyon ölçümleri içinde değerlendirilmiştir (Şekil 6.4. ve 6.5.).

Sol yönlü bu hareket Tunbilek mevkiindeki yanık yüzeyli kireçtaşları içerisinde ve Kütahya yakınlarındaki Emet Formasyonu içerisinde gelişmiş fay çizgilerinde de görülmektedir (Şekil 6.6. ve 6.7.).



Şekil 6.4. Evliya Çelebi Mahallesi'nde yer alan 20 nolu istasyondaki Kütahya Fayı'na ait fay düzlemi üzerinde gözlenen normal faylanma sonucu gelişmiş fay çizgileri **(a)** ve sol yönlü doğrultu atımlı faylanma sonucu gelişmiş fay çizgilerinin **(b)** görünümü (35S0753399E/4368880N, 998m, Bakış yönü: K'den G'ye doğru).



Şekil 6.5. 20. İstasyonda yer alan Kütahya Fayı'nın Evliya Çelebi Mahallesi'ndeki yüzleğindeki fay aynası üzerinde son deformasyondan bir önceki deformasyona ait sol yönlü doğrultu atımlı kayma çizgilerinin yakından görünümü (35S0753399E/4368880N, 998m, Bakış yönü: K'den G'ye doğru).



Şekil 6.6. Tunçbilek mevkiinde 8. istasyondaki terk edilmiş taş ocağında gözlenen faylanmanın etkisiyle yanık yüzeyli kireçtaşları üzerinde gelişmiş büyük fay düzlemine ait fay çizgilerinden bir görünüm (35S0713811D/4391794K, 824m, Bakış yönü: B'dan D'ya doğru).



Şekil 6.7. Kütahya mevkiinde 25. istasyondaki Emet Formasyonu'na ait kireçtaşlarında gözlenen faylanmanın etkisiyle gelişmiş fay çizgilerinden bir görünüm (35S0713811D/4391794K,824m, Bakış yönü: B'dan D'ya doğru).

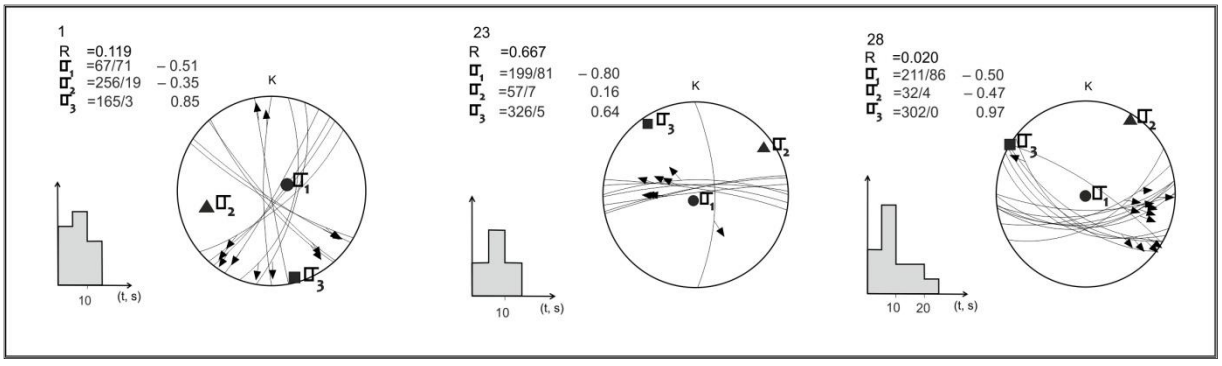
6.2.2. Açılma Rejimi (Normal Faylanma)

1, 23 ve 28 numaralı istasyonlardan; değerlendirilmiş normal faylanmaya ait verilere göre (Şekil 6.8. ve Çizelge 6.3.) göre ortaç gerilme ekseninin (σ_2) durumu σ_2= 55°/10°, en küçük asal gerilme ekseninin (σ_3) durumu σ_3 = 144° / 3° olarak hesaplanmıştır. Rm oranı ise 0.26 olarak bulunmuştur.

Çizelge 6.3. Çalışma alanında, açılma rejimi (normal faylanma) extensional tektonik rejimi temsil eden fay topluluklarının; Carey (1979)'in sayısal analiz yöntemi ile değerlendirilmesi sonucu hesaplanan asal gerilme eksenlerinin [(σ_1), (σ_2), (σ_3)] durumları, R oranı, Ölçü sayısı (N), fay ölçüm istasyonları.

İstasyon	N	σ_1 Az/dip	σ_2 Az/dip	σ_3 Az/dip	R
1	12	67 / 71	256 / 19	165 / 3	0.11
23	8	199 / 81	57 / 7	326 / 5	0.66
28	14	211 / 86	32 / 4	302 / 0	0.02
S.S.2	34	**σ_2= 55° / 10° ve σ_3= 144° / 3° Rm=0.26**			

Burada en büyük asal gerilme ekseni (σ_1) ve en küçük asal gerilme ekseninin (σ_3) yatay konumda, ortaç gerilme ekseni ise (σ_2) düşey konumda olduğu normal faylanmayla karşımıza çıkan bir extensional tektonik rejimdir. (Şekil 6.8. ve Çizelge 6.3.). Bu veriler sonucunda, bu bölgedeki açılma doğrultusu (σ_3) yönünde olup K54°B'dır.



Şekil 6.8. Çizelge 6.3.'de verilen normal faylanma rejimine ait lokasyonlarda gerçekleştirilen kinematik analiz sonuçlarının eşit açılı alt yarımküre (Wulf) üzerinde (öngörülen kayma vektörü (τ) ile hesaplanan kayma vektörü (s) arasındaki sapma açısının dağılımı histogramlarda verilmiştir) görülmektedir.

Hareket 1. istasyonda Çokköy Formasyonu içerisinde gelişmiştir. Şekil 6.9.'da görüldüğü gibi içerisinde düşük kayma vektörlü doğrultu atımlı bu faylanma, açılma rejimi olarak değerlendirilen 1. istasyon içerisinde değerlendirilmiştir.



Şekil 6.9. Gölcük mevkiinde 1. istasyonda yer alan Çokköy Formasyonu içerisinde gelişmiş faylanma sonucu oluşmuş fay çizgilerinden bir görünüm (35S0703437D/4376321K, 946m, Bakış yönü: GB'dan KD'ya doğru).

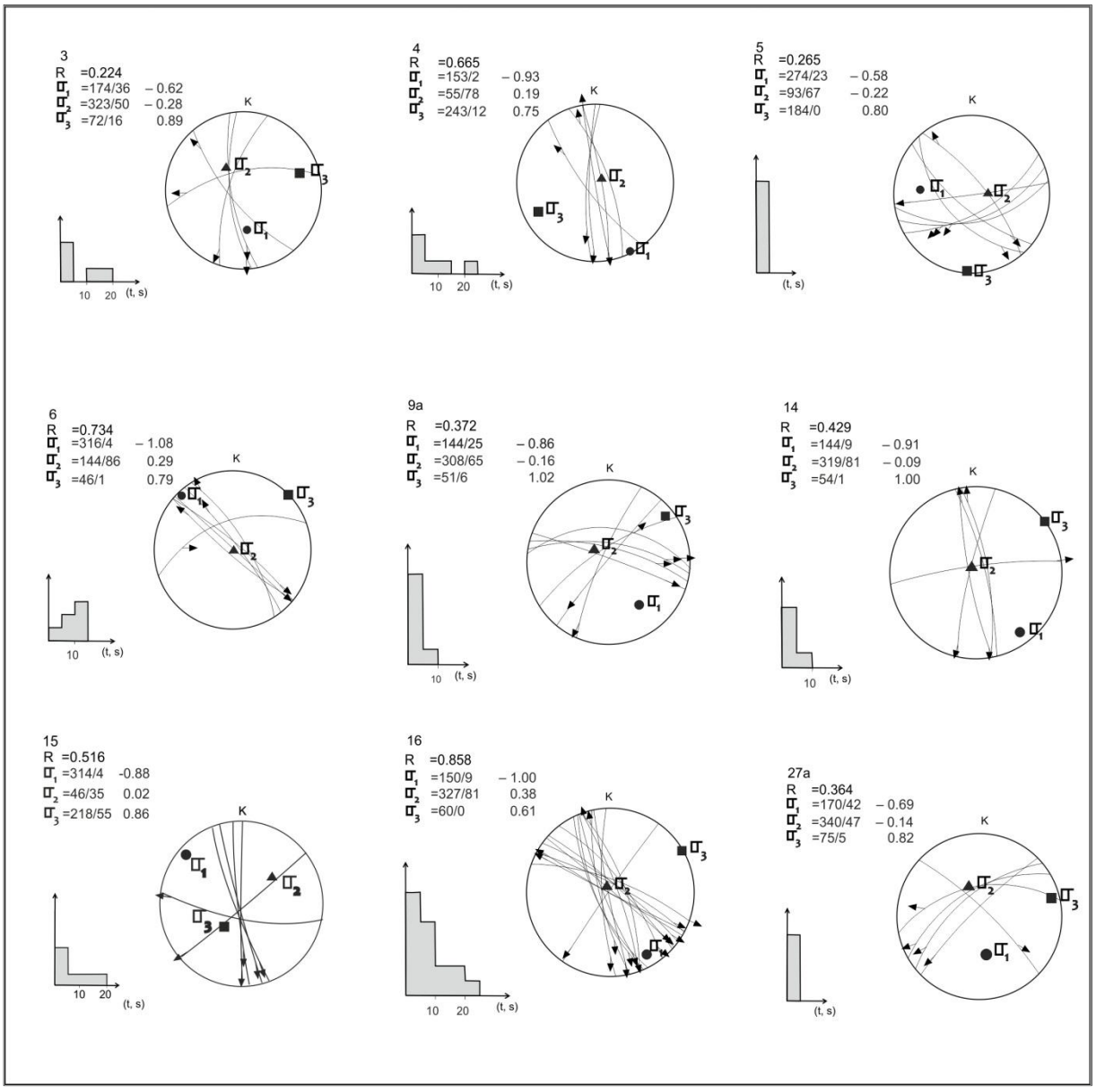
6.2.3. Transpresyonel Tektonik Rejim

3, 4, 5, 6, 9a, 14, 15,16, 27 numaralı istasyonlardan ölçülen doğrultu atım verilerine göre, en büyük asal gerilme ekseninin (σ_1) durumu $\sigma_1 = 144° / 19°$, en küçük asal gerilme ekseninin (σ_3) durumu $\sigma_3 = 58° / 12°$ olarak hesaplanmıştır. Rm oranı ise 0.54 olarak bulunmuştur.

Çizelge 6.4. Çalışma alanında, transpresiyonel tektonik rejimi (doğrultu atımlı sıkışma rejimi) temsil eden fay topluluklarının; Carey (1979)'in sayısal analiz yöntemi ile değerlendirilmesi sonucu hesaplanan asal gerilme eksenlerinin [(σ_1), (σ_2), (σ_3)] durumları, R oranı, Ölçü sayısı (N), fay ölçüm istasyonları.

İstasyon	**N**	**σ_1 Az/dip**	**σ_2 Az/dip**	**σ_3 Az/dip**	**R**
3	5	174 / 36	323 / 50	72 / 16	0.22
4	6	153 / 2	55 / 78	243 / 12	0.66
5	7	274 / 23	93 / 67	184 / 0	0.26
6	6	316 / 4	144 / 86	46 / 1	0.73
9a	7	144 / 25	308 / 65	51 / 6	0.37
14	5	144 / 9	319 / 81	54 / 1	0.42
15	6	314 / 4	46 / 35	218 / 55	0.51
16	14	150 / 9	327 / 81	60 / 0	0.85
27a	5	170 / 42	340 / 47	75 / 5	0.36
S.S.3	55	**σ_1= 144˚/ 19˚ ve σ_3= 58˚/ 12˚ Rm=0.54**			

Burada en büyük asal gerilme ekseni (σ_1) ve en küçük asal gerilme ekseninin (σ_3) yatay konumda, ortaç gerilme ekseni ise (σ_2) düşey konumda olduğu doğrultu atımlı faylanmayla karşımıza çıkan bir tektonik rejimdir. (Şekil 6.10. ve Çizelge 6.4.). Bu veriler sonucunda, bu bölgedeki sıkışma doğrultusu (σ_1) yönünde olup K54°B'dır. Buna karşın açılma doğrultusu (σ_3) yönünde olup K58°D'dur.



Şekil 6.10. Çizelge 6.4.'de verilen doğrultu atımlı sıkışma rejimine ait lokasyonlarda gerçekleştirilen kinematik analiz sonuçlarının eşit açılı alt yarımküre (Wulf) üzerinde (öngörülen kayma vektörü (τ) ile hesaplanan kayma vektörü (s) arasındaki sapma açısının dağılımı histogramlarda verilmiştir) görülmektedir.

KB-GD doğrultulu sıkışma rejimi altında gelişmiş, transpesiyonal tektonik rejim altında genellikle Çokköy Formasyonu'na ait volkanik kumtaşları etkilenmiş olup, bu rejim sonucunda volkanik kumtaşları içerisinde karşılıklı doğrultu atımlı faylanmalar, ters faylar ve kıvrımlar gelişmiştir (Şekil 6.11. ve 6.12.). Bu rejim Çokköy Formasyonu kadar yaygın olmasa da Tunçbilek Formasyonu'na ait kumtaşları içerisindeki fay çizgilerinde de gözlenmiştir (Şekil 6.13. ve 6.14.)



Şekil 6.11. Tavşanlı-Kütahya yolu üzerinde 15. istasyondaki Çokköy Formasyonu'na ait volkanik kökenli kumtaşları içerisinde gelişmiş faylanma sonucu oluşmuş fay çizgilerine ait bir görünüm (35S0728050D/4379108K, 1079m, Bakış yönü: KD'dan GB'ya doğru).



Şekil 6.12. Çoban köy yakınlarında 16. istasyondaki Çokköy Formasyonu'na ait volkanik kökenli kumtaşı içerisindeki doğrultu atımlı faylanmadan bir görünüm (35S0725995D/4379943K, 1019m, Bakış yönü: G'den K'ye doğru).



Şekil 6.13. Yeniköy üzerindeki 4. İstasyondaki Tunçbilek Formasyonu'na ait kumtaşları içerisinde gelişmiş faylanma sonucu oluşmuş fay çizgilerine ait bir görünüm (35S0710437D/4383266K,826m, Bakış yönü: KD'dan GB'ya doğru).



Şekil 6.14. Harmancık-Tavşanlı yolu üzerinde 5. istasyondaki Tunçbilek Formasyonu'na ait kumtaşları içerisinde gelişmiş faylanma sonucu oluşmuş fay çizgilerine ait bir görünüm (35S0710437D/4383266K, 826m, Bakış yönü: KD'dan GB'ya doğru).

6.2.4. Açılma Rejimi (Normal Faylanma)

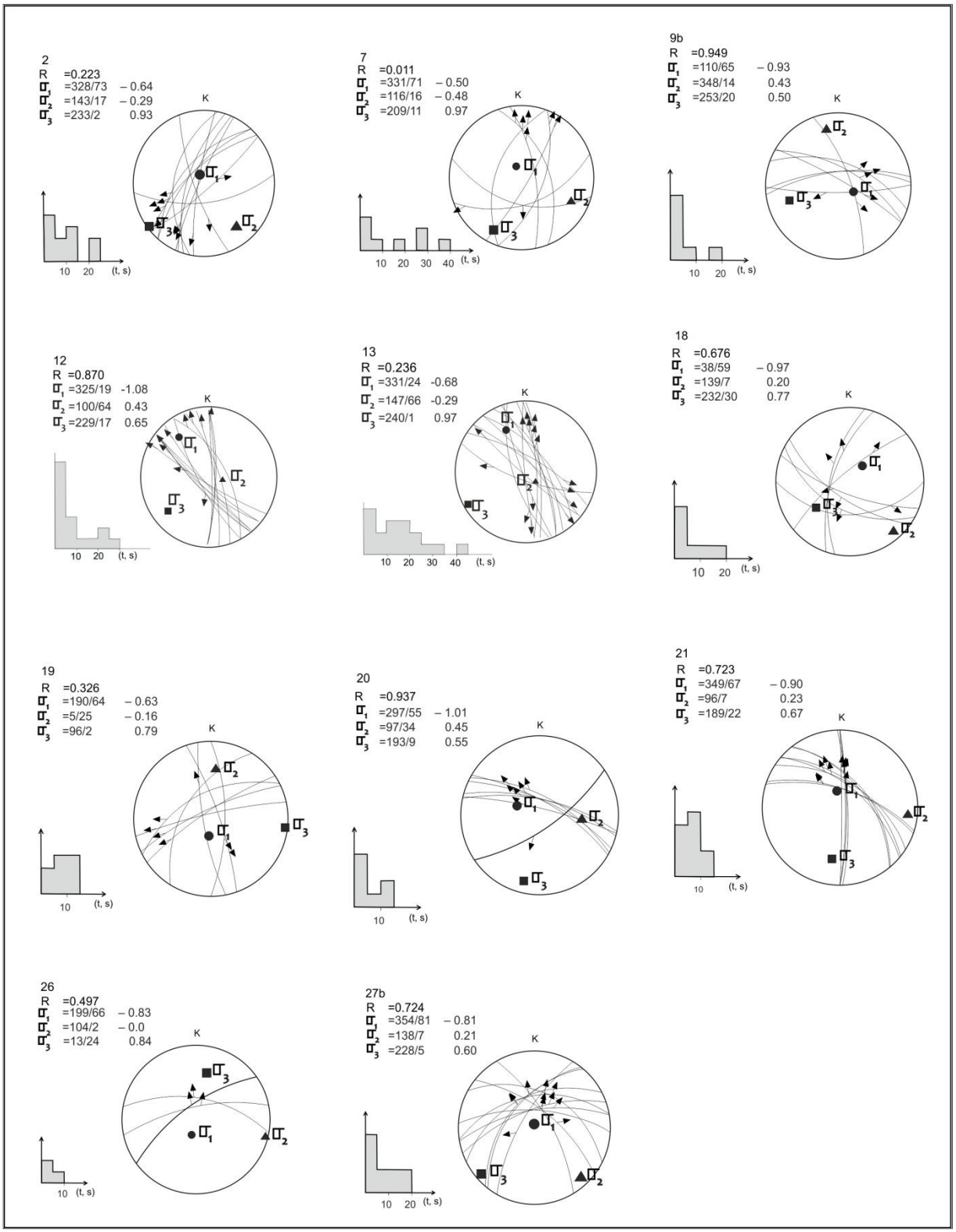
2, 7, 9b, 12, 13, 18, 19, 20, 21, 26, 27b numaralı istasyonlardan; değerlendirilmiş normal faylanmaya ait verilere göre (Şekil 6.15. ve Çizelge 6.5.) göre ortaç gerilme ekseninin (σ_2) durumu σ_2= 144° / 24°, en küçük asal gerilme ekseninin (σ_3) durumu σ_3 = 45° / 13° olarak hesaplanmıştır. Rm oranı ise 0.55 olarak bulunmuştur.

Çizelge 6.5. Çalışma alanında, açılma rejimi (normal faylanma) extensional tektonik rejimi temsil eden fay topluluklarının; Carey (1979)'in sayısal analiz yöntemi ile değerlendirilmesi sonucu hesaplanan asal gerilme eksenlerinin [(σ_1), (σ_2), (σ_3)] durumları, R oranı, Ölçü sayısı (N), fay ölçüm istasyonları.

İstasyon	N	σ_1 Az/dip	σ_2 Az/dip	σ_3 Az/dip	R
2	11	328 / 73	143 / 17	233 / 2	0.22
7	6	331 / 71	116 / 16	209 / 11	0.01
9b	6	110 / 65	348 / 14	253 / 20	0.94
12	10	325 / 19	100 / 64	229 / 17	0.87
13	16	331 / 24	147 / 66	240 / 1	0.23
18	6	38 / 59	139 / 7	232 / 30	0.67
19	8	190 / 64	5 / 25	96 / 2	0.32
20	6	297 / 55	97 / 34	193 / 9	0.93
21	11	349 / 67	96 / 7	189 / 22	0.72
26	3	199 / 66	104 / 2	13 / 24	0.49
27b	10	354 / 81	138 / 7	228 / 5	0.72
S.S.4	93	**σ_2= 114°/ 24° ve σ_3= 45°/ 13° Rm=0.55**			

Burada en büyük asal gerilme ekseni (σ_1) ve en küçük asal gerilme ekseninin (σ_3) yatay konumda, ortaç gerilme ekseni ise (σ_2) düşey konumda olduğu normal faylanmayla karşımıza çıkan bir extensional tektonik rejimdir. (Şekil 6.15. ve Çizelge 6.5.). Bu veriler sonucunda, bu bölgedeki açılma doğrultusu (σ_3) yönünde olup K45°B'dır.

Günümüzde etkili olan son rejim olan KKD-GGB doğrultulu açılma rejimi altında gelişen normal faylar, 20. istasyonda yer alan Evliya Çelebi Mahallesindeki Kütahya Fayı'nın ana fay düzleminde (Şekil 6.16.) ve Göbel-Ovacık mevkkindeki 2. istasyonda bulunan serpantinitler içerisindeki fay çizgilerinde gözlenmiştir (Şekil 6.17.).



Şekil 6.15. Çizelge 6.5.'de verilen normal faylanma rejimine ait lokasyonlarda gerçekleştirilen kinematik analiz sonuçlarının eşit açılı alt yarımküre (Wulf) üzerinde (öngörülen kayma vektörü (τ) ile hesaplanan kayma vektörü (s) arasındaki sapma açısının dağılımı histogramlarda verilmiştir) görülmektedir.



Şekil 6.16. Evliya Çelebi Mahallesi mevkiinde 20. istasyondaki Çokköy Formasyonu içerisinde gelişmiş Kütahya Fay Zonu'na ait ana fay düzleminin yakından görünümü (35S0753399D/4368880K, 998m, Bakış yönü: K'den G'ye doğru).



Şekil 6.17. Göbel-Ovacık mevkiinde 2. istasyondaki serpantinitler içerisinde gelişmiş faylanma sonucu oluşmuş fay çizgilerinden bir görünüm (35S0711734D/4373765K, 906m, Bakış yönü: GB'dan KD'ya doğru).

Kütahya Fayı'na ait fay topluluklarının kinematik analizleri sonucunda bölgesel gerilme durumları belirlenmiştir (Şekil 6.18.). Bunun sonucunda Kütahya Fayı hareketine transpresif tektonik rejim altında sol yönlü doğrultu atımlı fay olarak başlamış olup, günümüzde ise açılma rejimi altında normal fay olarak davranmaktadır. Kütahya Fayı'nda görülen bu tektonik rejim değişikliği fay düzlemleri üzerindeki kronolojik ilişkiler ve asal gerilme eksenleri arasındaki R oranının değişimiyle de belli olmaktadır. Evliye Çelebi Mahallesi'ndeki Kütahya Fayı'na ait ana fay düzleminde bu kronolojik ilişki gözle görünür derecede belli olmaktadır. Bu da günümüzde normal fay olarak davranan Kütahya Fayı'nın bir zamanlar aynı düzlemi kullanarak doğrultu atımlı fay olarak çalıştığını göstermektedir. Kütahya Fayı KB-GD uzanımlı fay sistemlerinin bulunduğu bu geniş açılma bölgesi ile doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) arasındaki geçiş bölgesinde yer almakta ve bölgenin KD sınırını oluşturmaktadır.

Arap levhasının Anadolu bloğuna çarpmasıyla Batı Anadolu bölgesinin batıya doğru hareketi Yunan Makaslama Zonu ile frenlenmiştir. Yanal atımlı sistemin önüne çıkan bu engel Batı Anadolu'da doğu-batı yönlü bir sıkışma doğurmuştur. Bu sıkışma daha önceki orojenik olaylar sonucunda hayli kalınlaşmış olan kıta kabuğunun kuzey-güney yönlü bindirmelerle kalınlaşma yerine doğu-batı doğrultulu normal faylarla kuzey-güney yönünde genişlemesine neden olmuştur. Diğer bir deyişle D-B yönlü sıkışma K-G yönlü genişleme ile karşılanmıştır. Bu K-G yönlü genişlemede Kıbrıs Yayı'nında etkisi büyüktür. Böylece hareketine sıkışmalı rejim altında başlayan ve sonrasında açılma rejimi etkisinde normal fay olarak devam eden Kütahya Fayı diğer neotektonik evrelerle bir bütün oluşturan Batı Anadolu'nun neotektonik evriminin bir ürünü olarak düşünülmektedir.

Kinematik analiz sonucunda belirlenen Geç Pliyosen dönemi öncesinde oluşan sıkışma rejimi ile uyumlu olarak çalışan BKB-DGD doğrultulu açılma rejimi altında yaklaşık K-G uzanımlı Selendi ve Demirci Havzaları oluşmuştur. Bu havzalar eski tektonik rejimin etkisiyle oluşmuş yapısal unsurlardır. Ancak Selendi ve Demirci Havzaları'nın aksine günümüzde etkili olan KKD-GGB doğrultulu açılma rejimi altında gelişen D-B uzanımlı Kütahya, Simav ve Gediz Havzaları oluşmuştur. Bu havzalar ise son tektonik rejimle birlikte oluşmuş genç yapılardır.

Ege-Batı Anadolu riftinin açılması kinematik olarak, Yunanistan'ın Afrika üzerine güneybatıya doğru olan hareketinin Kıbrıs'ta Anadolu'nun Afrika üzerine doğru olan hareketinden daha hızlı olmasıyla açıklanmaktadır (Doglioni ve ark., 2002).

Yaş	Tektonik Faz	Bölgesel Gerilme Durumları	Deformasyon	Depremler
Kuvaterner	Normal Faylanma	3 σ_3 (45° / 13°)	KKD-GGB doğrultulu açılma altında gelişen ve genişleme rejimi içerisinde değerlendirilen; en küçük asal gerilme ekseni (σ_3 = 58° / 12°)ile temsil edilen normal faylanmalar	σ_3 (45° / 13°)
Geç Pliyosen	Doğrultu atımlı Faylanma, Kıvrımlanma ve Ters Faylanma	2 σ_3 (58° / 12°) σ_1 (144° / 19°) σ_1 (144° / 19°)	KB-GD doğrultulu sıkışma altında gelişen ve transpresiyonal tektonik rejim içerisinde değerlendirilen; en büyük asal gerilme ekseni (σ_1 = 144° / 19°) ve en küçük asal gerilme ekseni (σ_3 = 58° / 12°) ile temsil edilen doğrultu atımlı faylanmalar ve kıvrımlanmalar	Depremlerin odak mekanizma çözümlerine göre; KKD-GGB yönlü genişleme rejimi etkisi altındadır. En küçük asal gerilme ekseni (σ_3 = 58° / 12°) ve R oranı 0.55'tir.
Geç Pliyosen öncesi	Normal Faylanma ve Doğrultu atımlı Faylanma	1 σ_1 (51° / 24°) σ_3 (140° / 7°) σ_3 (144° / 3°)	KB-GD doğrultulu açılma altında gelişen ve genişleme rejimi içerisinde değerlendirilen; en küçük asal gerilme ekseni (σ_3 = 144° / 3°) ile temsil edilen normal faylanmalar KD-GB doğrultulu sıkışma altında gelişen ve transpresiyonal tektonik rejim içerisinde değerlendirilen; en büyük asal gerilme ekseni (σ_1 = 51° / 24°) ve en küçük asal gerilme ekseni (σ_3 = 144° / 3°) ile temsil edilen doğrultu atımlı faylanmalar	

Şekil 6.18. Çalışma alanında elde edilen bölgesel gerilme durumlarının toplu olarak gösterimi.

BÖLÜM-7
DEPREMSELLİK

7.1. Tarihsel Depremler

Bilgen (2009), Kütahya ve çevresinde mevcut olan antik yerleşim yerleri ve höyükleri göz önünde tutarak, bu bölgede yaşamın M.Ö. 3000'li yıllara dayandığını söylemiştir. Ancak tarihsel kaynaklar yalnızca Roma Dönemi'ne ait makrosismik olayların bilgilerinin güvenilir olduğunu göstermektedir.

Altınok (2010)'un; Kütahya Fayı'na 25 km uzaklıkta yer alan Seyitömer Höyük'ünde gerçekleşen arkeolojik kazı çalışmalarından elde ettiği bilgilere göre; höyükte Orta-Geç Tunç dönemlerine ait yaşam katlarında gözlenen ve tarihsel bir depreme ait olabileceği düşünülen hasarlar gözlenmiştir. Bu hasarların bulunduğu seviyedeki farklı noktalardan alınan seramik örnekleri OSL tarihlendirme yöntemi ile analiz edilerek, bu hasarların M.Ö. 1800'lü yıllarda meydana geldiği tespit edilmiştir.

Bu çalışmanın kapsamında yapılan paleosismolojik çalışmaların değerlendirilmesi sonucunda Kütahya Fay Zonu üzerinde son 8000 yıl içinde iki adet depremin varlığını ortaya koyulmuştur. Bu depremlerden ilkinin günümüzden yaklaşık 8000 yıl önce, ikincisinin ise M.Ö. 5000 yılından sonra meydana geldiği tespit edilmiştir. Çalışma sonucu elde edilen paleosismolojik verilerin Kütahya Fay Zonu üzerinde meydana gelen en son depremin M.Ö. 5000 yılından sonra meydana geldiğini ortaya koymasına rağmen depremin kesin yaşı hakkında bilgi vermekte yetersiz kalmıştır. Ancak tarihlendirilen birimin üst seviyesinin aşınmış olması, depremin daha sonraki zamanlarda meydana geldiğini gösterdiğini belirtmiştir. Hendek duvarında görülen M.S. 5000 yılından sonra oluşan faylanmanın, muhtemelen Seyitömer Höyüğü'nü M.Ö. 1800'lü yıllarda yıkan depremin yüzey kırığı olduğunu belirmiştir (Altınok; 2010).

Tarihsel ve aletsel dönemlere ait sismik kayıtlara bakıldığında çalışma alanı ve yakın çevresinde birçok depremin meydana geldiği görülmektedir. Bu tarihsel dönemlere ait sismik kayıtlar Çizelge 7.1.'de yer, zaman ve büyüklükleri gibi farklı özellikleriyle listelenmiştir.

Çizelge 7.1. Kütahya ili ve yakın çevresinde meydana gelmiş veya Kütahya ilinde hissedilmiş tarihsel depremler (1. Pınar ve Lahn, 1952; 2. Tabban, 1980; 3. Ambraseys ve Jackson, 1998; 4. Ergin ve ark., 1967; 5. Calvi, 1941; 6. Öcal, 1968; 7. Plassard et Kogoj, 1968; 8. Karnik, 1971).

Tarih	Yer, Koordinat	Şiddet No	Büyüklük (M)	Kaynak
M.S. 17	38.5 K, 27.8 D			3
1700	39.42 K, 29.98 D (4)	VI (4)		1, 4
1859	39.42 K, 29.97 D (4)	VI(4)		1, 4
1860	39 K, 30 D	VI		8
1880	38.60 K, 27.1 D	IX		4
1886	39.55 K, 29.95 D	VII		4
1896	39.3 K, 29.2 D (4)	VII (2,4)	4.9 (2)	1, 2, 4, 5, 6,7

M.S. 17 yılında Kütahya'nın Gediz ilçesinde yüzey kırığı oluşturabilecek büyüklükte, 17.yy'ın sonunda veya 18. yy'ın başlangıcında Kütahya'da hasar oluşturabilecek büyüklükte depremler meydana gelmiştir. Bu depremlerin ardından 1859, 1860, 1880, 1886 yıllarında Kütahya'da da hissedilen birçok deprem meydana gelmiştir. 1896 yılında meydana gelen 4.9 büyüklüğündeki depremde ise Emet'te birçok ev hasar görmüş, minareler yıkılmış, ılıcaların suları fışkırmış, kısmen çoğalmış kısmen azalmış ve toprak çöküntüleri meydana gelmiştir.

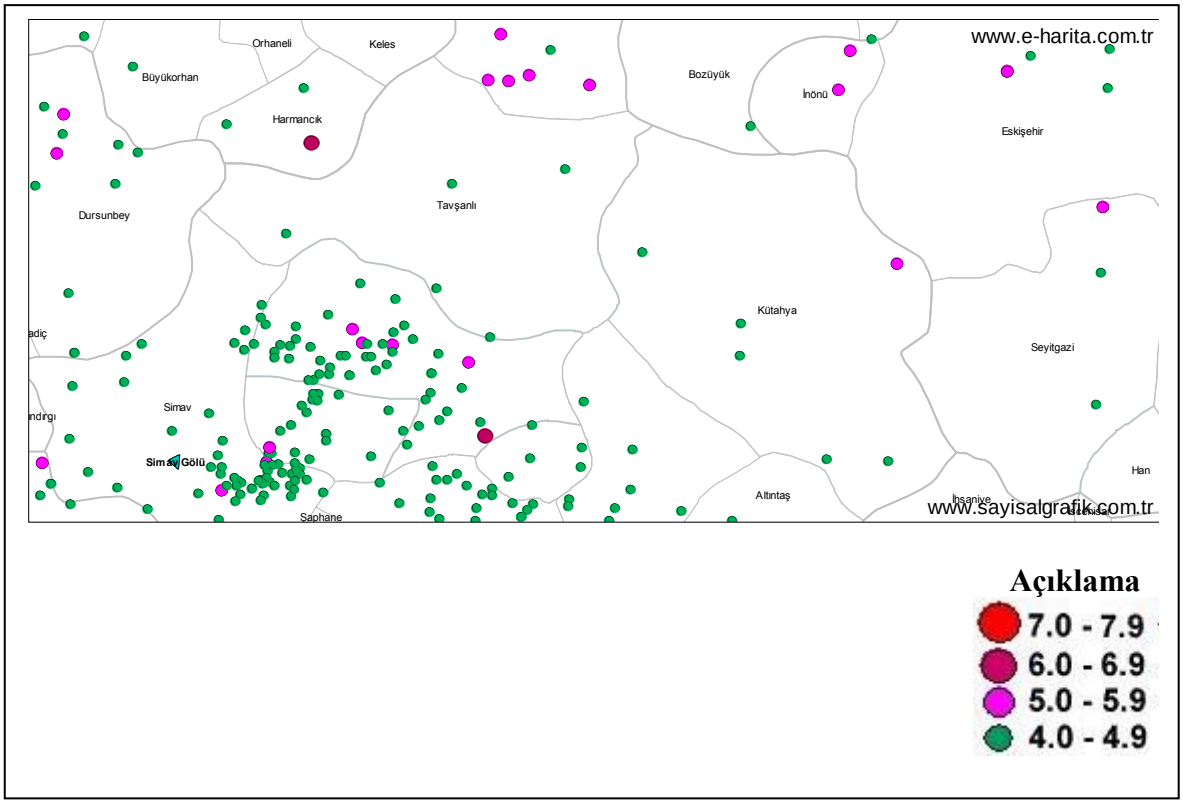
7.2. Aletsel Dönemde Kaydedilen Depremler

Aletsel veriler incelendiğinde çalışma alanının yakınında meydana gelmiş ve bu bölgeyi etkilemiş birçok deprem kayıt edildiği tespit edilmiştir (Çizelge 7.2.). Bu depremlerin bazıları için kaynaklarda eklenen bilgilerden önemli olanları aşağıdaki gibi özetlenmiştir. Tabban (1980)'a göre, 2.5.1928 tarihinde Karasu vadisi içerisinde Tavşanlı'nın güneyinde bir deprem meydana gelmiş ve civar ilçelerde hasara neden olmuştur. 14.4.1943 tarihinde Kütahya, Bursa ve İnegöl'de kuvvetli hissedilmiş bir deprem meydana gelmiştir (Ergin ve ark., 1967). 25.6.1944'de Şaphane-Gediz'de meydana gelen deprem sonucu 20 km'lik yüzey kırığı oluşmuş, Çavdarhisar (Aizanoi antik kenti) hasar görmüş, Kütahya ve civardaki 7 ilçede binalarda hasara neden olmuştur (Ergin ve ark., 1967, Tabban 1980).

Çizelge 7.2. 1900 - 2012 yılları arasında Kütahya ili ve yakın çevresinde meydana gelmiş 4.0 ile 7.0 büyüklüğündeki depremler (Kandilli Kayıtları) (Anonim 3, 2012).

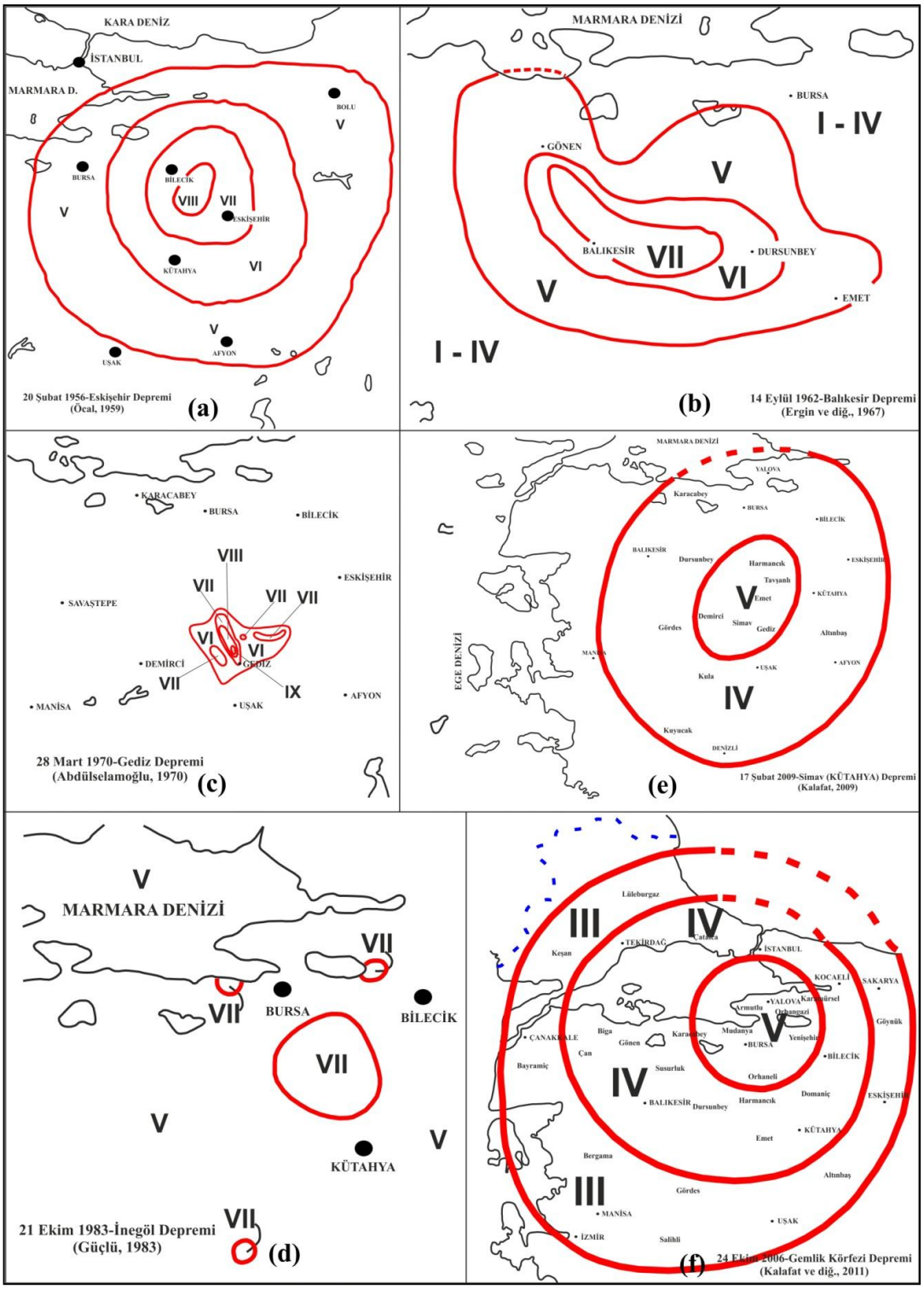
Tarih	Saat (GMT)	Enlem	Boylam	Derinlik (km)	Büyüklük
06.12.1993	14:25	39.20	30.18	33	4.1
29.05.1988	11:23	39.59	29.42	0	4.0
12.07.1977	02:26	39.43	29.25	10	4.0
14.03.1972	14:05	39.32	29.47	38	5.3
18.12.1971	00:43	39.50	29.10	0	4.3
15.04.1970	16:27	39.27	29.70	41	4.1
31.03.1970	01:07	39.41	29.32	25	4.0
30.03.1970	11:27	39.20	30.30	53	4.2
30.03.1970	08:08	39.40	30.00	0	4.4
30.03.1970	06:49	39.43	29.40	33	4.6
30.03.1970	05:20	39.20	29.80	0	4.1
29.03.1970	03:55	39.36	29.51	38	4.4
29.03.1970	02:45	39.35	30.00	40	4.3
28.03.1970	21:12	39.50	30.30	0	5.3
14.04.1943	08:15	39.62	29.64	40	4.9
02.08.1939	13:06	39.75	29.48	50	5.3
25.07.1939	03:40	39.75	29.52	50	5.2
02.05.1928	21:54	39.64	29.14	10	6.1
04.01.1927	04:49	39.50	29.80	15	4.2

Yine 1900- 2012 yılları arasında meydana gelmiş 4.0 ile 7.0 büyüklüğündeki depremlerin haritadaki dağılımına bakıldığında çalışma alanı ve çevresinde 4.0 büyüklüğünde depremler meydana gelmiştir (Şekil 7.1.).



Şekil 7.1. 1900 - 2012 yılları arasında meydana gelmiş 4.0 ile 7.0 büyüklüğündeki depremlerin harita üzerindeki gösterimi (Anonim 3, 2012).

Yine aletsel dönemde çalışma alanı yakın çevresinde meydana gelmiş ve çalışma alnının bulunduğu bölgeyi etkilemiş birçok deprem kaydına ait eş şiddet haritaları Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü tarafından hazırlanan "Bütünleştirilmiş Homojen Türkiye Deprem Kataloğu" 'ndan elde edilmiştir. Çalışma alanı gerek konumu gerekse çevresindeki aktif fayların bulunması sebebiyle, olağan depremlerden hangi şiddette etkilendiği eş şiddet haritalarında gösterilmiştir (Şekil 7.2.).



Şekil 7.2. Çalışma alanının yakın çevresinde meydana gelen depremlerden ne derecede etkilendiğini gösteren eşşiddet haritaları (a- 20 Şubat 1959 Eskişehir Depremi (Öcal, 1959), b-14 Eylül 1962 Balıkesir Depremi (Ergin ve ark., 1967), c- 28 Mart 1970 Gediz Depremi (Abdülselamoğlu, 1970), d- 21 Ekim 1983 İnegöl Depremi (Güçlü, 1983), e- 17 Şubat 2009 Simav (Kütahya) Depremi (Kalafat, 2009), f- 24 Ekim 2006 Gemlik Körfezi Depremi (Kalafat ve ark., 2011)).

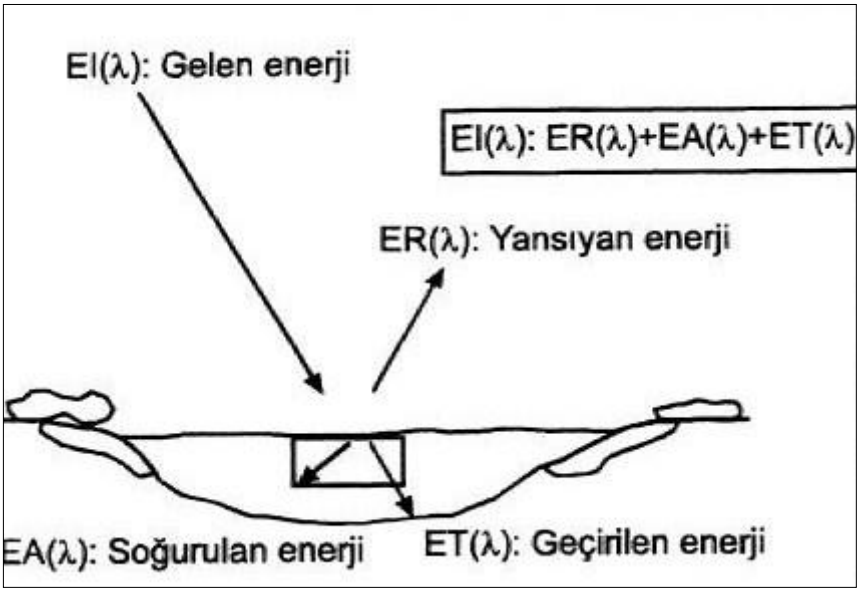
Ambraseys ve Tchalenko (1972) ile Koçyiğit (1984) çalışma alanının güneyinde bulunan, Akşehir-Simav Fay Zonu olarak adlandırılan aktif bir sismik kuşak olarak tanımlanmış ve bu kuşağın genel gidişinin Kütahya Fay Zonu ile paralellik gösterdiğini belirtmiştir. Koçyiğit ve Bozkurt (1997), bu fay sistemi ve niteliğini, Kütahya Fay Zonu ile tümüyle benzer olarak nitelendirilmiştir. Ayrıca Tokay ve Altunel, (2005) tarafından çalışma alanının daha kuzeyinde bulunan Eskişehir Fay Zonu da aktif bir fay zonu olarak belirtilmiş ve yine Kütahya Fay Zonu ile paralellik gösterdiği açıklanmıştır.

Aletsel dönemde çalışma alanında yıkıcı bir deprem meydana gelmemiş olsa da, gerek aktif faylarla paralellik ve benzerlik göstermesi, gerek tarihsel deprem kayıtlarında iki adet yıkıcı depremin meydana gelmesi, gerekse de fay zonu boyunca gözlenen fay önü çökelleri, sıcak su kaynakları gibi aktif tektonik unsurlarının gözlenmesi Kütahya Fayı'nın aktif bir fay olduğunu ve Simav Fayı ile Eskişehir Fayı gibi deprem üretme potansiyelinin olduğunu gösterir.

BÖLÜM-8
ÇALIŞMA ALANININ UZAKTAN ALGILAMA YÖNTEMİYLE İNCELENMESİ

Son yıllarda uzaktan algılamanın farklı konulardaki başarılı uygulamaları, yapılan jeolojik araştırmalarda da kullanılan önemli tekniklerden birisini oluşturmaktadır. Uzaktan algılama, yeryüzünden belirli uzaklıklara, atmosfer ya da uzaya yerleştirilen platformlara monte edilmiş ölçü aletleriyle yeryüzünün doğal ve yapay objeleri hakkında bilgi alma ve değerlendirme tekniği olarak tanımlanabilir (Sesören, 1999).

Algılama işlemi, objelerle fiziksel bir temasa geçilmeden, elektromanyetik dalgaların yeryüzüne gönderilmesi ve bu dalgaların geri yansımalarının değerlendirilmesiyle oluşur (Şekil 8.1.). Uzaktan algılamanın yansıma ve yayılma özellikleri değişik tipteki algılayıcılar tarafından ölçülerek aktif ve pasif sistemler olmak üzere ikiye ayrılabilir. Pasif sistemler, veri toplayabilmek için gerekli enerjiyi dış bir enerji kaynağından (Güneş) alırlar, aktif sistemler bu enerjiyi kendileri üretirler (Sesören, 1999).

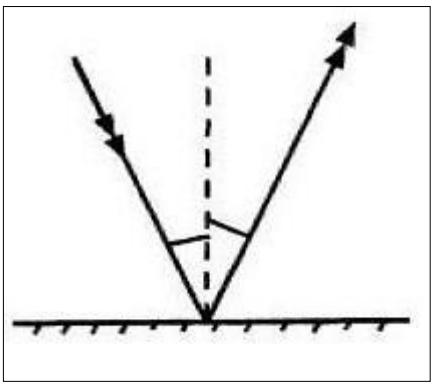


Şekil 8.1. Elektromanyetik enerji ile yeryüzü özellikleri arasındaki enerji etkileşimi (Lillesand ve Kiefer, 1994).

En önemli enerji kaynağı olan Güneşten yeryüzüne gelen enerjinin tümü hiç bir zaman soğurulmaz ve enerjinin büyük bir kısmı yansıtılır. Yansıma özelliği, enerjinin

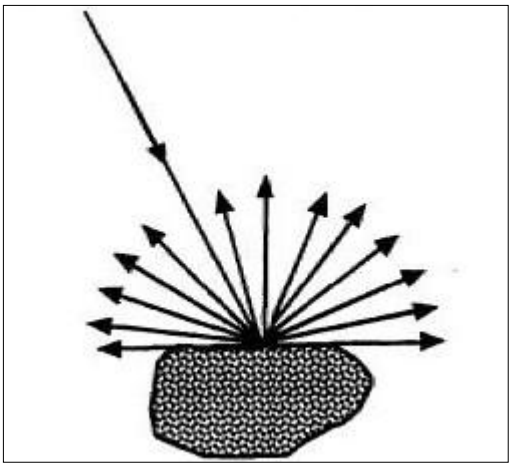
düştüğü yüzeye, radyasyon dalga boyuna ve radyasyonun geliş açısına bağlı olarak; ayna yüzeyi yansıma ve dağınık yansıma şeklinde olabilir (Sesören, 1999).

Ayna yüzeyi yansıtmada gelen radyasyonun yaptığı açı, yansıyan radyasyonun yaptığı açıya eşittir (Şekil 8.2.). Ayna yüzeyi yansımanın oluşması için yüzeyin çok iyi cilalanmış olması gerekmektedir. Bununla beraber, durgun su birikintileri, yağmur damlaları, parlak boyalı maddeler ve benzeri durumlarda da ayna yüzeyi yansıma oluşabilir (Sesören, 1999).



Şekil 8.2. Ayna yüzeyi yansıma (Drury, 1993).

Dağınık yansıma ise düzgün olmayan yüzeylerde oluşmaktadır (Şekil 8.3.). Yüzeyin pürüzlü olmasından dolayı radyasyon bütün yönlere yansıtılır. Bu yansımanın en önemli yönü, objenin ayrıntılarını ve yapısını göstermektir (Sesören, 1999).

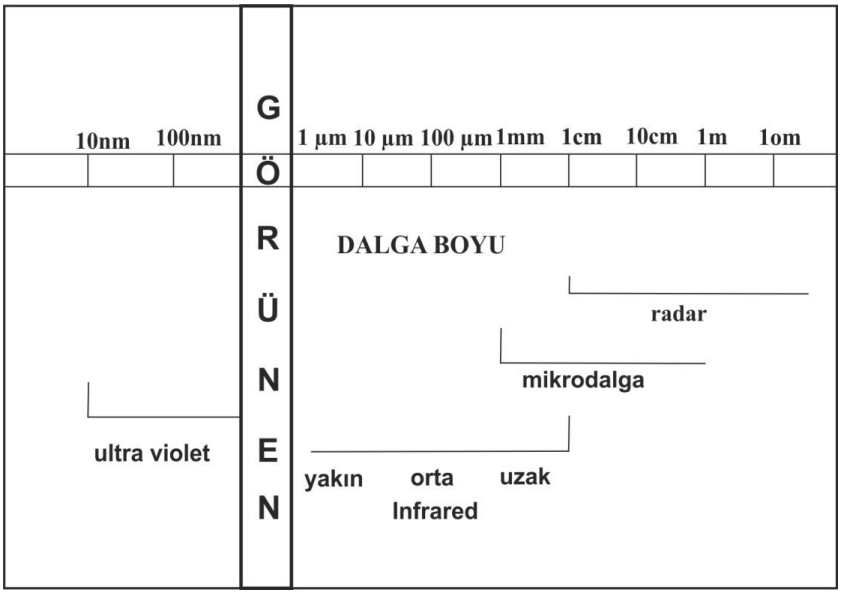


Şekil 8.3. Dağınık yansıma (Drury, 1993).

Doğada meydana gelen tüm olaylar cisimlerden yayılan radyasyonun sıcaklığıyla ilgilidir. Evrende tüm cisimler -273˚C'nin üzerinde radyasyon yayarlar. Yayılma özelliği

yayılan radyasyonun miktarı ve dalga boyu genişliği, cismin özelliğinin ve sıcaklığının karışık bir işlevidir. Güneşten gelen radyasyon saydam olamayan (opak) bir madde üzerine düştüğünde madde tarafından soğurulur ve radyasyonun büyük bir kısmı sıcaklığa dönüştürülür (Sesören, 1999).

Uzaktan algılamada kullanılan elektromanyetik spektrumun 1mm-1m dalga boyları arasında kalan mikrodalga bölgesi, çoğunlukla yüzey, yüzey örtüsü ve altının fiziksel özelliklerine karşı duyarlıdır (Şekil 8.4.). Mikrodalgalar yeryüzünden doğal olarak yayıldığı gibi, yapay olarak da üretilebilirler (Sesören, 1999).



Şekil 8.4. Elektromanyetik spektrum ve uzaktan algılamada kullanılan bölgeleri (Sesören, 1999).

Elektromanyetik spektrumun uzaktan algılama çalışmalarıyla ilgili bölümleri iki kısma ayrılır.

1. Optik Dalgaboyları (0.3 mm-15 mm). Optik dalgaboyu kapsamına giren bölgeleri iki gruba ayrılmaktadır (Şekil 8.5.).

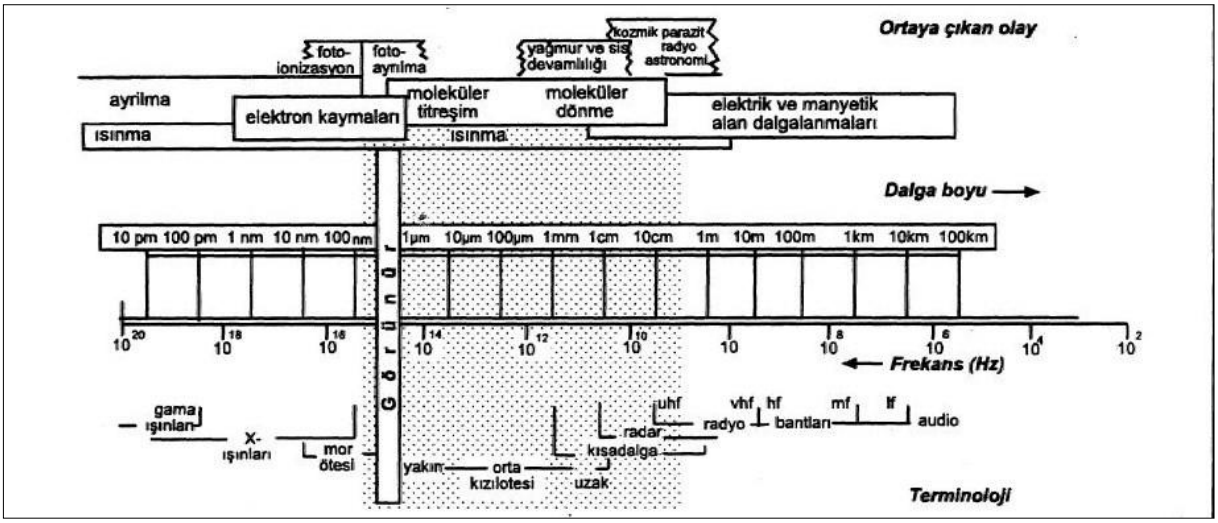
A- Yansıma dalgaboyu bölgeleri

- Morötesi (ultraviolet) 0.3 µm - 0.4 µm
- Görünen bölge (visible) 0.4 µm - 0.7 µm
- Yakın infrared (near - IR) 0.7 µm - 3.0 µm

B- Yayılma dalgaboyu bölgeleri

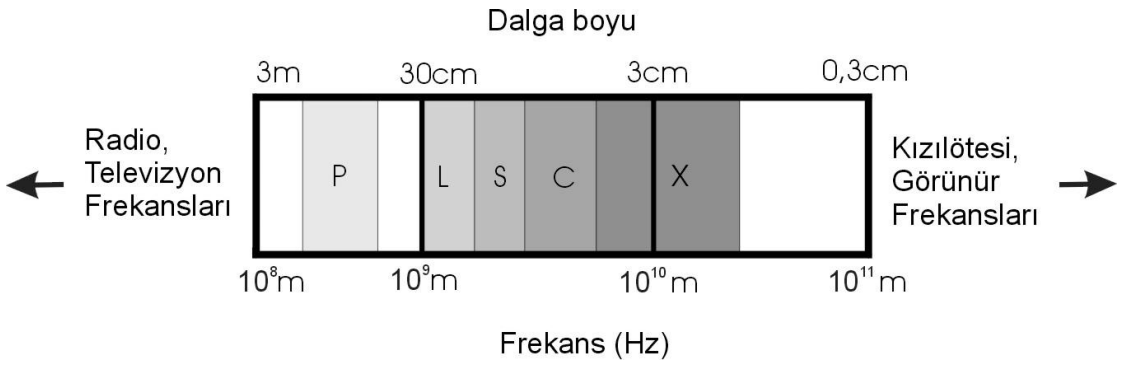
- Termal infrared 3.0 µm - 15 µm

2. Mikrodalgaboyları
    - Pasif mikrodalga 1 mm - 1 m
    - Aktif mikrodalga (radar)
    - SHF (Super High Frequency) 1 cm - 10cm
    - UHF (Ultra High Frequency) 10 cm - 1 m



Şekil 8.5. Elektromanyetik spektrumun dalga boyu ve frekans arasındaki ilişkileri ile spektrumun değişik bölümlerinin adlanması (Drury, 1993).

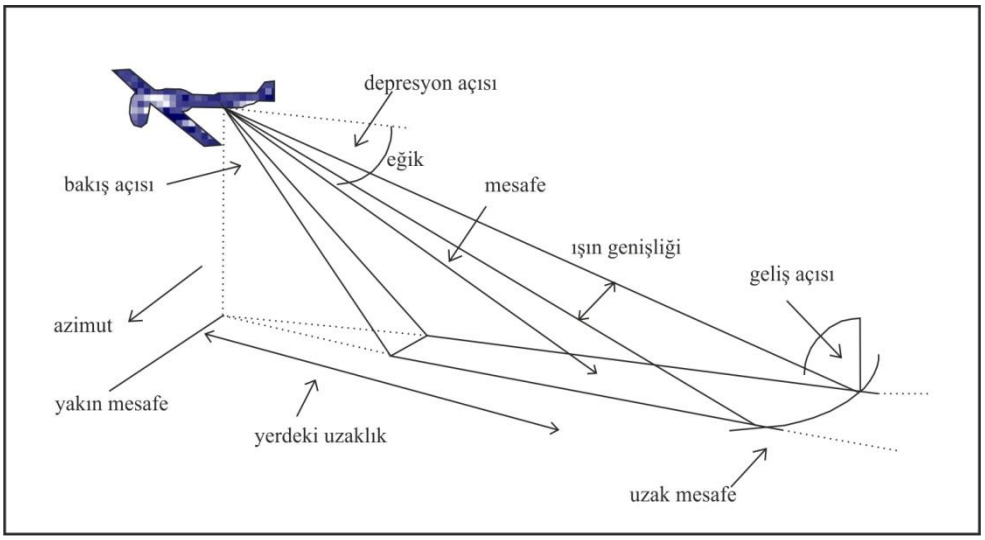
Yapay olarak üretilen bu radyasyonu kullanan sistemlere aktif sistemler denir. RADAR (Radio Detection And Ranging) olarak bilinen bu sistemler, ilk olarak II. Dünya Savaşı sırasında kullanılmıştır. Radar dalga boyları, savaş sırasında güvenliği sağlayabilmek için (X), (L) ve (S) gibi harflerle gösterilmiş olup, bugün de olduğu gibi kullanılmaktadır (Sesören, 1999) (Şekil 8.6.).



Şekil 8.6. Elektromanyetik spektrumun mikrodalga boyları (RDLP, 1998).

RADAR kelime olarak İngilizce Radio Detecting And Ranging kelimelerinin baş harflerinden oluşmuş bir kısaltmadır. Radyo (Hedef) Algılama ve Mesafe Tayini olarak adlandırılan bu sistem gece veya gündüz, puslu veya sisli hava şartları fark etmeksizin radyo sinyalleri ile uzaydaki cisimlerin mesafe, konum ve/veya yüksekliklerini tarayarak bilgi toplamaktadır (Sesören, 1999) (Şekil 8.7).

Genel olarak RADAR; çalışma prensibinin işleyişinde güçlü bir frekans üretici tarafından üretilmiş olan mikrodalga sinyali vardır ve bu sinyal radar anteninden hedefe gönderilir, hedefe çarptıktan sonra geri yansır ve geri dönen bu sinyal çok hassas bir alıcı tarafından toplanıp kayıt ünitesine kaydedilir. RADAR'ın çalışma prensibi ses dalgası yansıma prensibine çok benzer. Sesi yansıtan bir nesneye doğru bağırılması halinde (örneğin bir kayalık vadide veya mağarada) bir yankı işitilir. Eğer sesin havadaki yayılma hızı biliniyorsa nesnenin mesafesi ve genel yönü hesaplanabilir. Dönüş yankısı için geçecek süre, ses hızı biliniyorsa kabaca hesaplanabilir. Bu hesaba ilişkin eğimli mesafe aşağıdaki formül ile verilir. **C** = Işık Hızı (300.000 km/saniye) **Δt** = geçen süre (s) **D** = eğimli mesafe (m) olmak üzere; **D**=(C. Δt) / 2'dir (Sesören, 1999).



Şekil 8.7. Kenar görüşlü RADAR (SLAR) (Sesören, 1999).

RADAR'ın en önemli uygulama alanlarından biri olan haritalamada, mikrodalga sinyaller kullanılmakta ve bu sayede elde edilen tarama bilgileri ile fotoğraf ve benzeri şekiller elde edilmektedir.

Çalışma alanı; RADAR görüntülerinden; ALOS (PALSAR) görüntüleriyle incelenmiştir.

8.1. Çalışma Alanının ALOS (PALSAR) Görüntüleriyle İncelenmesi

8.1.1. ALOS Uydusu

NASDA tarafından yönetilen ALOS uydusu 24 Ocak 2006 tarihinde Tanegashima Uzay Merkezi'nden fırlatılarak yörüngesine yerleştirilmiştir. Daha önce 2004 yılında fırlatılması planlanan bu uydu teknik arızalardan dolayı yörüngesine geç yerleştirilmiştir. ALOS uydusu, Japonların ADEOS ve JERS-1 uydusundan sonra RADAR teknolojisinin kullanımını geliştirmiş bir yer gözlem uydusudur (Çizelge 8.1.).

ALOS uydusunun amacı Sayısal Yükseklik Modelleri (SYM) üreterek bu veriler ile 1/25000'lik global topografik haritalar yapmaktır. Bunun yanı sıra deprem, yangın, volkanik patlamalar, petrol kirliliği gibi ciddi afetlerin bölgesel gözlemler şeklinde izlenmesi ile veriler elde ederek, belirlenemeyen doğal kaynakların tespit edilmesini amaçlamaktadır (Anonim 4, 2012).

Çizelge 8.1. ALOS uydusu genel özellikleri (Anonim 5, 2012).

Sahibi	JAXA (Japon Uzay Ajansı)
Yörüngeye Atılış Tarihi	24 Ocak 2006
Testlerin Bitişi	23 Ekim 2006
Dizayn Ömrü	3-5 yıl
Ağırlık	4 ton
Yörünge	Güneş uyumlu, tekrarlanan
Uçuş Yüksekliği	691.65 Km (ekvator'da)
Eğim	98.16˚
Veri Transfer Hızı	240 Mbbs (Veri Transfer yolu ile) 120 Mbbs (Doğrudan Transfer ile)
Yörünge Tekrarı	46 Gün
Kayıt Kapasitesi	90Gbytes
Zaman Doğruluğu (abs.)	1 ms

ALOS üzerinde PRISM, AVNIR-2 ve PALSAR olmak üzere 3 adet algılayıcı sensör bulunmaktadır. Çalışma alanı bu 3 görüntüden, Palsar sensörüne ait görüntülerle incelenmiştir.

PALSAR (Phased Array type L-band Synthetic Aperture RADAR) Uydusunun Genel Özellikleri

PALSAR, L-band frekansını kullanan, Japonlara ait ikinci SAR uydusudur. Japon Yer Araştırma Uydusu-1 (JERS-1) üzerinde yer alan Sentetik Açıklıklı Radar (SAR)'a göre, geliştirilmiş fonksiyonları ve performansı sayesinde daha ileri bir teknoloji sunmaktadır. PALSAR, hava koşullarına bağlı olmaksızın gece ve gündüz gözlem yapabilme yeteneğine sahip olan aktif bir mikrodalga sensörüdür. Yeryüzünde gerçekleşen doğal afetler, çevresel etkilerin denetimlerinde ve kaynak araştırmaları gibi konularda büyük katkıları olacağı beklenmektedir (Anonim 4, 2012). ALOS ve PALSAR ALOS uydusunun tenik özellikleri Çizelge 8.2.'de verilmiştir.

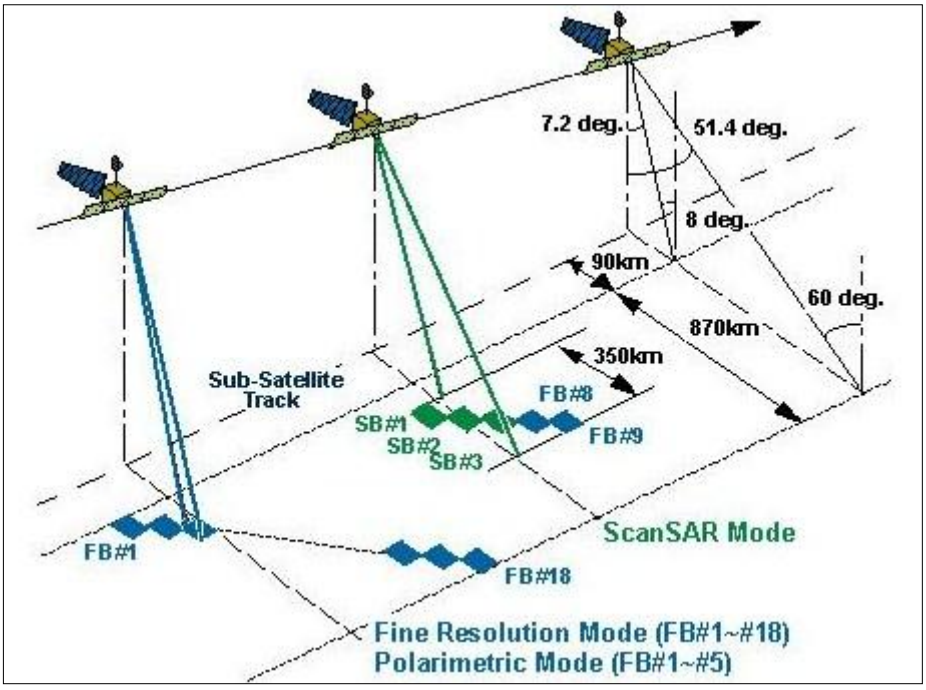
.

Çizelge 8.2. ALOS ve PALSAR/ALOS'un teknik özellikleri (Anonim 5, 2012).

Uydu/ Sensör	Operatör/ Ülke	Başlangıç ve Sonlanma Tarihi	Sensör Tipi	Çözünürlük				Şerit Genişliği	Görüntüleme sıklığı
				Tayfsal çözünürlük (µm) (S=Stereo) veya Polarimetri		Uzamsal	Radyometrik		
ALOS	JAXA/ Japan	2006	PALSAR	L-Band 1270 MHz, 23.6 cm.		10-100	3/5	20-350 70(nadir)	46 (2)
			PRISM	Pan: 0.52-0.77 (Triplet)		2.5	8	35 (back)	
			AVNIR-2	0.42-0.50, 0.52-0.60, 0.61-0.69, 0.76-0.89		10	8	70 (nadir)	
PALSAR/ ALOS	JAXA - METI/ Japan	2006	Fine	L-Band λ:0.236m, FrQ:1.27 GHz	Single: HH/VV	6.25	5	0-70	46 (2)
			ScanSAR (1)		Dual: HH+HV/VV+VH	12.5	5	40-70	
			ScanSAR(2)		FullPolarimetry:HH+HV+VH+VV	25	3/5	20-65	
					Single: HH/VV	50	5	250-350	
					Single: HH/VV	25	5	250-350	

ALOS (üzerinde yer alan PALSAR sensörü ile) güneş-senkronlu yörünge içerisinde, her 100 dakikada bir veya bir günde 14 defa dünya çevresinde dönmektedir. ALOS, her 46 günde (tekrarlayan devir ile) bir kendi rotasında dönmektedir ve iç yörüngesi ekvatordan yaklaşık olarak 59.7 km uzaklıktadır (Anonim 5, 2012).

ALOS (Advanced Land Observing Satellite), kartografya, afet takibi, kaynakların incelenmesi ve bölgesel gözlemlere katkıda bulunmak için geliştirilmiştir (Şekil 8.8.). PALSAR (Aşamalı donanımlı L-band tipindeki sentetik açıklıklı radar (SAR) algılayıcısı olarak ALOS üzerine yerleştirilmiştir (Anonim 4, 2012).



Şekil 8.8. PALSAR sensörünün teknik özellikleri (Anonim 4, 2012).

PALSAR verisi aşağıda belirtilen analizler üzerinde uygulanabilir:

a-) Arazi Kullanım Haritalarının Hazırlanması: Belirlenen çalışma alanına ait jeolojik yapıların analiz edilmesinde potansiyel doğal kaynak alanlarına ait verilerin toplanması

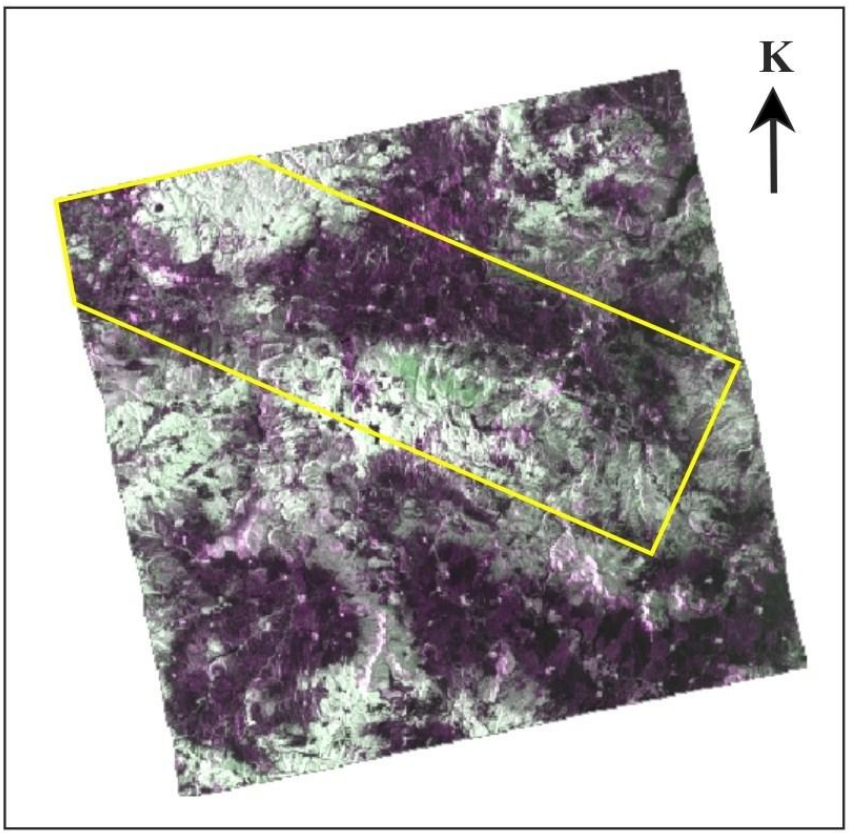
b-) Kıyı İle İlgili Alanların Haritalanması: Petrol veya yağ sızan alanların ortaya çıkartılması, Gelişmeye yönelik aktivitelerle birlikte gerçeklesen kirlenmenin izlenmesinde

c-) Çevre ve Doğal Afetlerin İzlenmesi: Heyelan, volkanik aktiviteler ve sel gibi afetlerin izlenmesinde, Çevresel etkilerin izlenmesinde

d-) Polarimetrik SAR Verilerinin Uygulanma ve İşlenmesinin Geliştirilmesinde: Kaynakların incelenmesinde jeolojik yapı.

8.1.2. Görüntü İşleme

PALSAR görüntüleri, sırasıyla görsel yorumlama, parazitlerin ortadan kaldırılması, kenar zenginleştirme, doku analizi işlemleriyle incelenmiştir. Aşağıda belirtilen bu işlemler için; ERDAS-IMAGINE 8.5 ve 9.1 yazılımları kullanılmıştır (Şekil 8.9.).



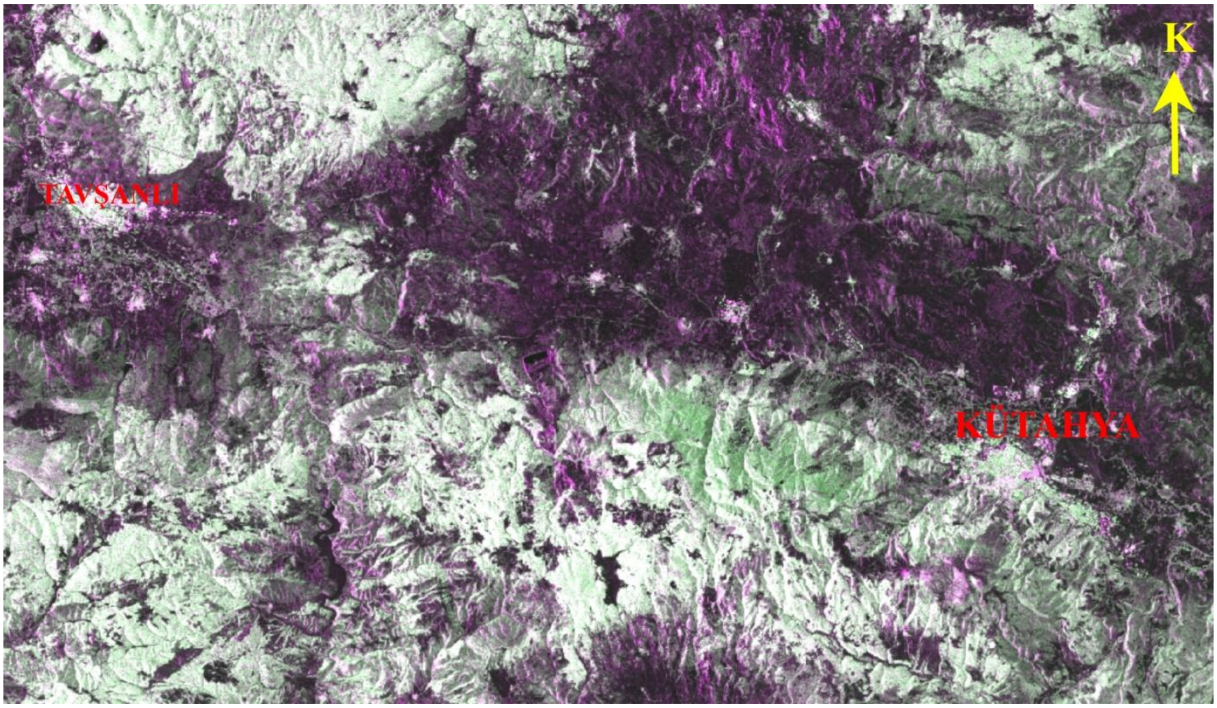
Şekil 8.9. İnceleme alanının da içerisinde bulunduğu ALOS-PALSAR görüntüsü.

8.1.2.1. Doku Analizi

Radar görüntü işleme aşamalarından en önemlilerinden birisini doku analizi oluşturur. Doku, bir fotografik görüntüdeki detaylı yersel desen (biçim) değişimi ve tonların düzeni olarak da tanımlanabilir. Ton ise bir görüntü üzerindeki beyazın siyahtan ayırt edilebilen gri tonu olarak da bilinir (Radarsat, 2004). Doku analizi mikro, mezo ve makro olmak üzere üçe ayrılır. Mikro-doku parazitlerin ortadan kaldırılması işlemine karşılık gelmektedir. Parazitler görüntüden değil sistemden kaynaklanan bir dokudur. Ağaç topluluklarının bulunduğu bir ormanda makro doku ile ağaç gruplarını, meso doku ile ağacın dallarını, mikro doku ile de ağacın yapraklarının durumlarını görmek mümkündür. Farklı kaya birimleri farklı dokulara sahip olabilirler (ESA, 2004). Makro-doku, radar parlaklığındaki değişime karşılık gelir ki bu pek çok çözünürlük hücresinde gözlenir.

Örnek olarak litolojik sınırlar, ormanlık bölgelerdeki gölgeler, yollar ve jeolojik çizgisellikler verilebilir. Doku, özellikle Jeoloji'de ve denizbilimlerinde radar görüntülerinin yorumlanması için çok önemli bir bileşeni oluşturur.

Çalışma alanına ait görünümler için, özellikle kuzey ve güney kesimlerinde açık renkli yerlerin yüksek kottaki yerleri, görüntünün merkezinde ise koyu renkli gözlenen bölgelerin düşük kottaki yerleri ve ovaları temsil ettiği söylenebilir. Görüntünün GD kesiminde, açık ve parlak olan bölge ise Kütahya yerleşim merkezidir (Şekil 8.10.).

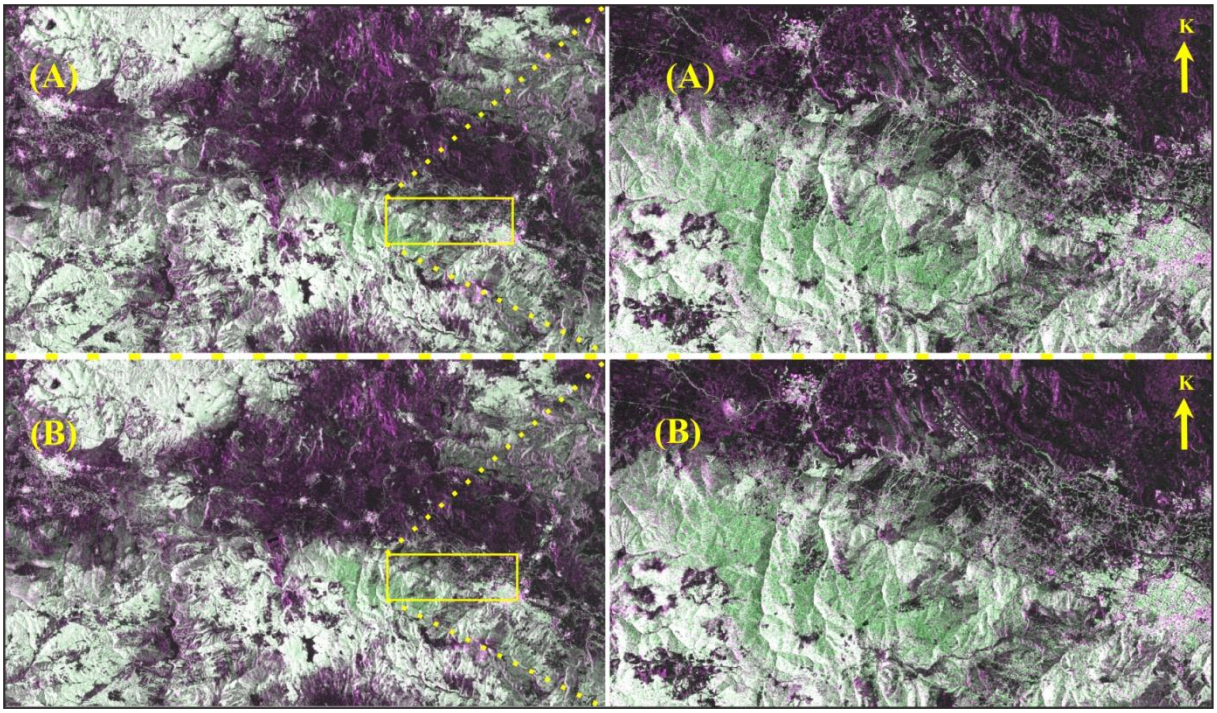


Şekil 8.10. Doku analizi sonucunda belirlenen bazı özellikler.

8.1.2.2. Gürültülerin Ortadan Kaldırılması

Parazitler, görüntünün okunabilirliğini azaltır ve aynı boyutta veya çözünürlük hücresinden daha büyük taneler olarak görülür. Görüntüde istenmeyen bu bileşenler gelişigüzel bir parlaklığa sahip olabilirler. Herhangi bir radar görüntüsündeki bilgi içeren kısımları örten parazitler, radar görüntüleri için uygulanan bazı filtreler yardımıyla ortadan kaldırılabilir. Bu çalışmada uygulanan birçok filtreleme sonucunda en iyi sonucu, Frost filtrelerinin verdiği ortaya çıkarılmıştır. Bu amaçla, inceleme alanını içine alan PALSAR görüntüsü ile filtrelenmiş görüntüler Şekil 8.10.'da verilmiştir. Parazitlerin; görüntünün okunabilirliğini azalttığı ve aynı boyuttaki veya çözünürlük hücresinden daha büyük taneler olarak görüldüğü ve bunun sonucunda da görüntüde istenmeyen bu bileşenlerin

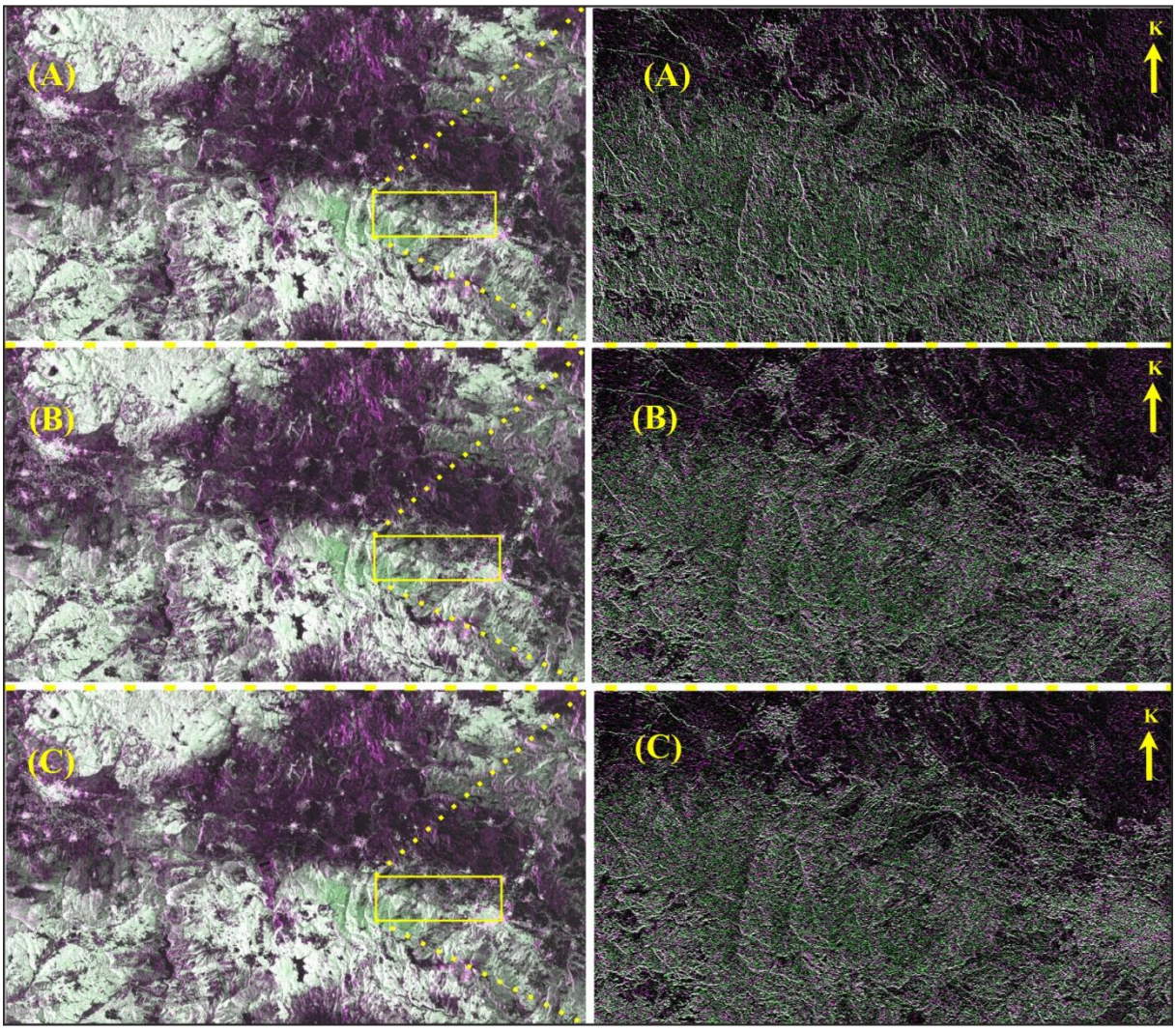
gelişigüzel bir parlaklığa sahip olabildiği için, görüntünün okunmasında dezavantaj yaratan bu durum Frost filtresi ile giderilmiştir (Şekil 8.11.).



Şekil 8.11. Çalışma alanının, işlenmemiş PALSAR görüntüsü **(A)** ve Frost filtresi uygulanmış görüntüsü **(B)**.

8.1.2.3. Kenar Belirleme

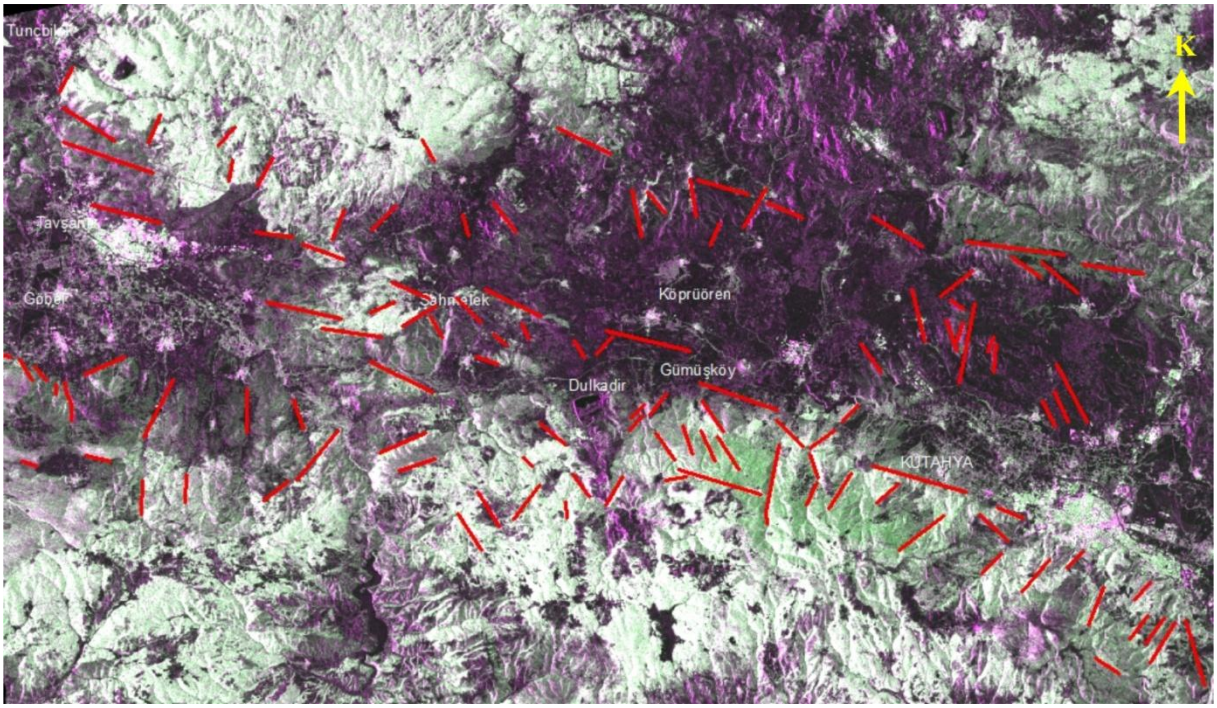
Radar görüntülerinin işlenmesi aşamalarından bir diğeri de kenar belirleme çalışmalarıdır. Bu kısımda daha önceden Frost filtresinden geçirilmiş görüntüye kenar belirleme analizi kapsamında yönsel filtreleme zenginleştirmesi uygulanmıştır. Bölge için elde edilen en büyük asal gerilme ekseni olarak belirlenen KKD-GGB yönüne yaklaşık olarak paralel (KD'dan) ve dik (KB'dan) yönsel filtreleme uygulanmıştır. Aynı zamanda bu yönsel filtrelere ek olarak K'den de bir yönsel filtre uygulaması yapılmıştır. Böylece üç farklı yönsel filtre uygulanarak ortaya çıkarılan kenar belirleme zenginleştirmesi Şekil 8.12.'de gösterilmiştir. Bu üç farklı zenginleştirme sonucunda elde edilen görüntüler arasında, karşılaştırmalar yapılarak belirlenen çizgisellikler ise Şekil 8.13. ve Şekil 8.14.'de verilmiştir.



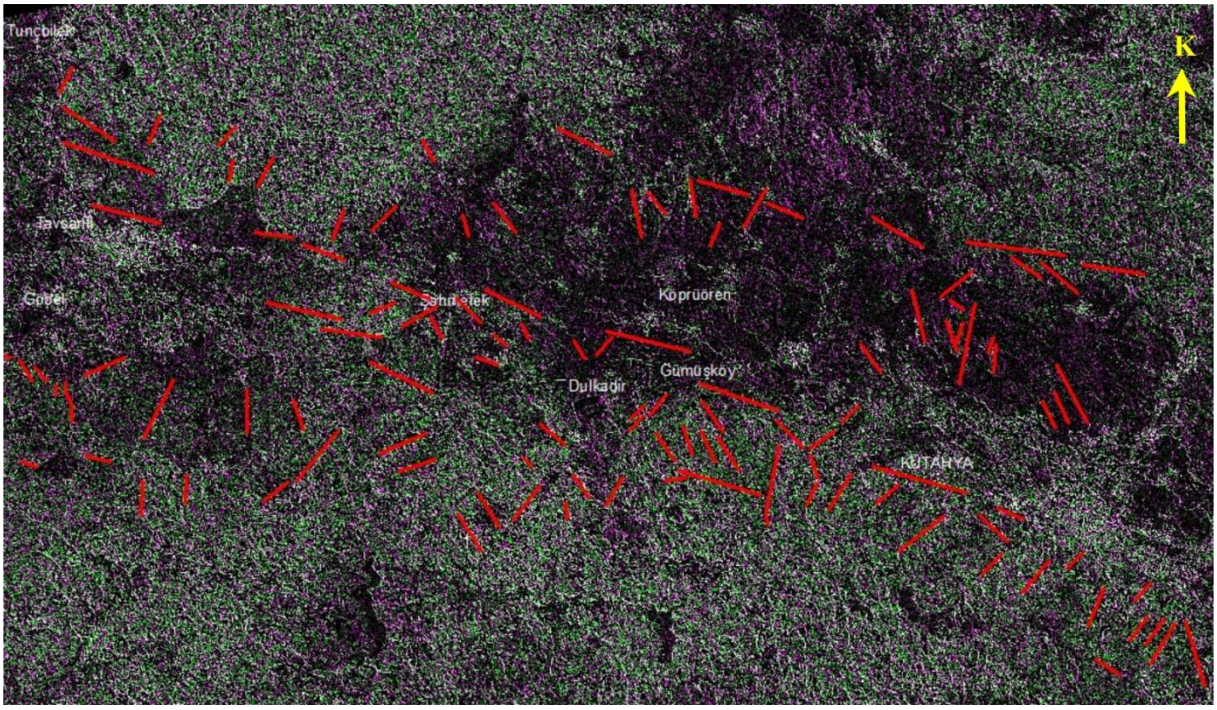
Şekil 8.12. Çalışma alanına ait Frost filtresi uygulanmış PALSAR görüntüsüne KD **(A)**, KB **(B)** ve K **(C)** yönlü kenar belirleme filtresinin uygulanması sonucu elde edilen görüntüler.

Görüntüye uygulanan Frost filtresi (Şekil 8.13.) ve kenar belirme fitresi (Şekil 8.14.) işlemlerinden sonra toplam 115 adet çizgisellik ortaya çıkarılmıştır Bu çizgisellikler belirlenirken; yapısal, jeolojik, morfolojik unsurların dışındaki etkilerle oluşmuş yapay ve/veya doğal çizgisellikler dikkate alınmamıştır. Elde edilen bu 115 adet çizgiselliğin doğrultuları ölçülmüş ve doğrultularına göre gül diyagramı hazırlanmıştır (Şekil 8.15.). Bu çizgiselliklerden K30-50B ve K60-80B doğrultulu uzanımlar sayıca fazla olup, K60-80B doğrultusundaki çizgisellikler Kütahya Fayı'nı temsil etmektedir. K40-50D doğrultusunda sayıca fazla olan çizgisellikler ise son tektonik rejimden önce gelişmiş olan doğrultu atımlı fayları işaret etmektedir. Elde edilen çizgiselliklerin "fay topluluklarının kinematik analizi" kısmında belirtilen açılma ve sıkışma rejimleri sonucunda oluşmuş normal faylanma ve

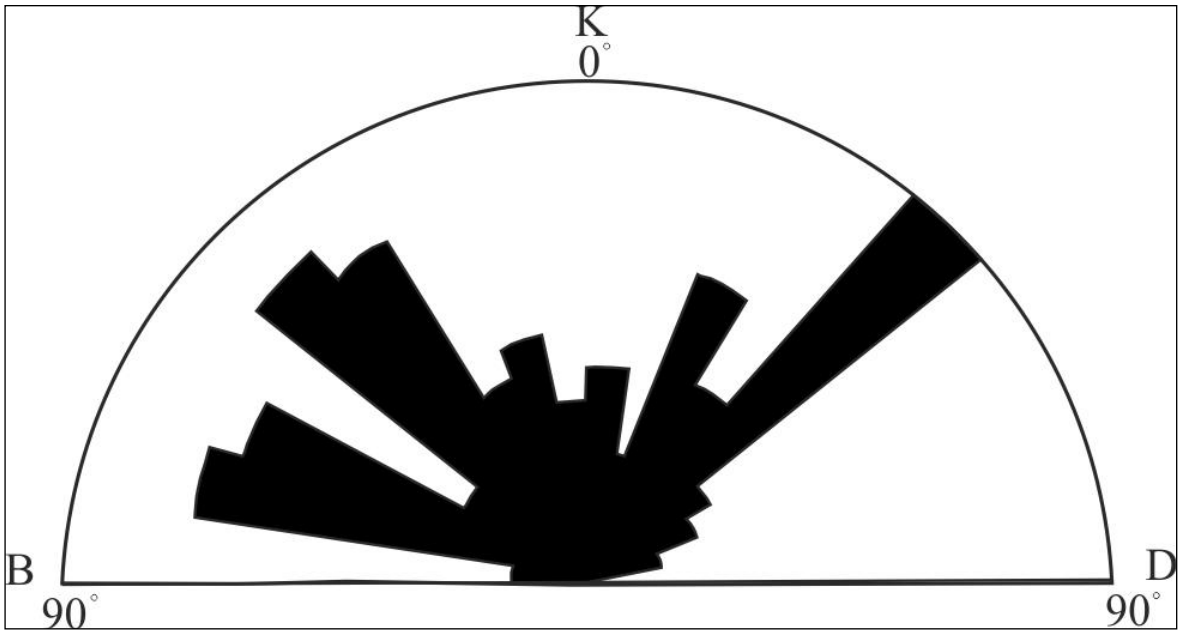
doğrultu atımlı faylanma ile uyumlu olduğu saptanmıştır (KKD-GGB yönlü açılma, KB-GD yönlü sıkışma).



Şekil 8.13. Gürültülerin ortadan kaldırılması (görüntüye Frost filtresi uygulama işlemi) çalışmalarından sonra elde edilen çizgisellikler.



Şekil 8.14. Kenar belirleme çalışmalarından sonra elde edilen çizgisellikler.



Şekil 8.15. Kenar zenginleştirmesi sonucunda belirlenen çizgiselliklerden elde edilen gül diyagramı.

BÖLÜM-9
SONUÇLAR VE ÖNERİLER

"Kütahya Fayı'nın Kinematik Özellikleri" isimli tez çalışması Kütahya Fayı'nın kinematiğini, tektoniğini, fayın davranışını, depremselliğini ve yapısal unsurların (çizgisellik) uzaktan algılama yöntemiyle incelenmesini kapsamaktadır.

Bölgede yapılan jeolojik gözlemler sonucunda bölgenin temelini Afyon Zonu'na ait şistler ve bunlarla uyumlu kristalize kireçtaşları oluşturmaktadır. Daha sonra Üst Kretase (Mastrihtiyen) döneminde İzmir-Ankara Neotetis Okyanusu'nun kuzeye doğru dalmasıyla Tavşanlı Zonu'na ait ofiyolitik ve melanj karakterinde kayaçlar temel birimlerin üzerine itilmiştir. Neojen'den itibaren konglomera, kum, kil, marn, kalker, silisli kalker ve linyit çökelimi ile bölgede göl rejimi etkili olmuştur. Bununla birlikte bölgede meydana gelen tansiyon rejimi sonucu oluşmuş riftleşmeler bölgedeki volkanizmayı denetlemektedir. Bu volkanik faaliyet Miyosen sonunda başlamış olup, Pliyosen'de artış göstermiştir. Son olarak bölgede alüvyon ve travertenler tüm birimleri uyumsuz olarak örtmüştür. Birimler arasında hem tektonik bakımdan hem de zamansal boşluktan kaynaklanan uyumsuzluklar gözlenmiştir. Bu çalışma kapsamında, Kütahya Fayı ve çevresinin 1/100.000 ölçekli jeoloji haritası revize edilmiştir.

Yapılan gözlemler sonucunda Kütahya Fayı BKB-DGD uzanımlı, 40 km uzunluğuna sahip, Kütahya Havzası'nın güneyini sınırlayan belirgin bir morfoloji sunmaktadır. Kütahya Fayı KB-GD uzanımlı fay sistemlerinin bulunduğu bu geniş açılma bölgesi ile doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) arasındaki geçiş bölgesinde yer almakta ve bölgenin KD sınırını oluşturmaktadır.

Kütahya Fayı'nın davranış biçiminin anlaşılabilmesi için yapılan fay topluluklarının kinematik analizi çalışmalarının sonucunda; çalışma alanındaki bölgesel gerilme durumları bulunmuştur. Bu çalışma sonucunda Geç Pliyosen öncesi, Geç Pliyosen ve Kuvaterner devirlerine ait bölgesel gerilme durumları belirlenmiştir. Çalışma alanında Geç Pliyosen devri öncesinde KD-GB doğrultulu sıkışma rejimi etkisi altında gelişmiş doğrultu atımlı faylar ve kıvrımlar, bu rejimle uyum içerisinde olan KB-GD doğrultulu açılma rejimi altında gelişmiş normal faylar birlikte çalışmıştır. Geç Pliyosen öncesinde gelişmiş transpresiyonel fazın sıkışma doğrultusu (σ_1) yönünde K51°D, açılma doğrultusu ise (σ_3) yönünde K50°B'dır ve Rm oranı 0.61 olarak hesaplanmıştır. Bu sistemle uyumlu olan açılma rejiminin doğrultusu (σ_3) yönünde K54°B olup, Rm oranı 0.26 olarak hesaplanmıştır. Geç Pliyosen'nin hemen öncesinde ise ilk defa şekillenmeye başlayan

Kütahya Fayı KD-GB doğrultulu sıkışma rejimi altında gelişmiş sol yönlü doğrultu atımlı fay karakterinde olup, günümüzde ise KKD-GGB doğrultulu genişlemeli tektonik rejim altında şekillenmiş normal fay karakterinde davranış göstermektedir. Geç Pliyosen'de gelişmiş transpresiyonel fazın sıkışma doğrultusu (σ_1) yönünde K54°B, açılma doğrultusu ise (σ_3) yönünde K58°D'dur ve Rm oranı 0.54 olarak hesaplanmıştır. Son olarak etkili olan açılmalı rejiminin doğrultusu ise (σ_3) yönünde K45°B olup, Rm oranı 0.55 olarak hesaplanmıştır.

Kinematik analiz sonucunda belirlenen Geç Pliyosen öncesinde oluşan sıkışma rejimi ile uyumlu olarak çalışan BKB-DGD doğrultulu açılma rejimi altında yaklaşık K-G uzanımlı Selendi ve Demirci Havzaları oluşmuştur. Bu havzalar eski tektonik rejimin etkisiyle oluşmuş yapısal unsurlardır. Ancak Selendi ve Demirci Havzaları'nın aksine günümüzde etkili olan KKD-GGB doğrultulu açılma rejimi altında gelişen D-B uzanımlı Kütahya, Simav ve Gediz Havzaları oluşmuştur. Bu havzalar ise son tektonik rejimle birlikte oluşmuş genç yapılardır.

Elde edilen bu bilgiler ışığında Kütahya Fayı transpresif rejim altında sol yönlü doğrultu atımlı fay olarak hareketine başlamış, günümüzde ise açılmalı rejim altında normal fay olarak davranmaktadır. Kütahya Fayı'nda gözlenen bu rejim değişikliği, Batı Anadolu'da önce meydana gelen D-B yönlü sıkışma rejiminin, sonrasında K-G yönlü açılma rejimi ile karşılanmasıyla açıklanabilir.

Uzaktan algılama çalışmalarıyla, PALSAR görüntüsü üzerinde çalışma alanında yer alan çizgisellikler belirlenmiştir. Elde edilen bu 115 adet çizgiselliğin doğrultuları ölçülmüş ve doğrultularına göre gül diyagramı hazırlanmıştır. Bu gül diyagramına göre çizgisellikler K30-50B ve K60-80B doğrultulu uzanımlar boyunca yoğunluk göstermiş olup, K60-80B doğrultusundaki çizgiselliklerin Kütahya Fayı'nı temsil ettiği düşünülmüştür.

Çalışma alanının depremselliği incelendiğinde; aletsel dönemde çalışma alanında yıkıcı bir deprem meydana gelmemiş olsa da, gerek aktif faylarla paralellik ve benzerlik göstermesi, gerek tarihsel deprem kayıtlarında iki adet yıkıcı depremin meydana gelmesi, gerekse de fay zonu boyunca gözlenen fay önü çökelleri, sıcak su kaynakları gibi aktif tektonik unsurlarının gözlenmesi Kütahya Fayı'nın aktif bir fay olduğunu ve Simav Fayı ile Eskişehir Fayı gibi deprem üretme potansiyelinin olduğu düşünülmektedir.

Son olarak Kütahya Fayı'na ait ana fay düzleminden alınan iki numune üzerinde K-Ar tarihlendirilmesi ile yaşı bulunmaya çalışılmıştır. Analiz sonucunda örneklerden biri içi 65.6 my yaşı verilirken, diğer örnekte potasyum oranının az olmasından dolayı yaş analizi

başarısız olmuştur. İçerisinde çevredeki temel kayaları da bulunduran fay düzlemindeki ayrışmış birimden elde edilen 65.6 my yaşı, kıta-kıta çarpışması sonucu oluşmuş bir zayıflık zonuna (Kütahya Fayı'nın ileriki dönemde üzerinde haretine başlayacağı zon)ait olduğu düşünülmüştür Kütahya Fayı ise bu zayıflık zonu üzerinde gelişmiş Erken Pliyosen yaşlı Çokköy Formasyonu içerisinde gelişmiştir. Kütahya Fayı'nın Erken Pliyosen yaşlı Çokköy Formasyonu içerisinde gelişmesi sebebiyle, Kütahya Fayı'nın başlangıç yaşı Geç Pliyosen öncesi olarak düşünülmektedir. Bunun sonucunda hareket ilk önce 65.7 my yaşındaki bu ezik zon üzerinde başlamış olup, Geç Pliyosen'in hemen öncesinde Kütahya Fayı oluşmuş ve zayıflık zonu üzerinde gelişmiş diğer düzlemi kullanarak hareketine devam etmiştir.

KAYNAKLAR

Abdülselamoğlu Ş., 1970. Gediz ve Yakın Çevresinin Jeolojisi ve Yapısal Özelliği. *Yer Bilimleri, Hacettepe Üniversitesi Yayınları*, 3(1-2):1-6.

Akat U., Çağlayan A., İvak M., 1978. Dursunbey-Orhaneli-Susurluk-Kepsut Arasındaki Bölgenin Jeolojisi. *M.T.A. Raporu,* No: 6618.

Akdeniz N., Konak N., 1979. Simav-Emet-Tavşanlı-Dursunbey-Demirci Yörelerinin Jeolojisi. *M.T.A. Raporu,* No: 6547.

Akkuş M., 1962. Kütahya-Gediz Arasındaki Bölgenin Jeolojisi. *M.T.A. Dergisi,* 58: 21- 30.

Alçiçek M. C., Kazancı N., Özkul M., 2005. Multiple Rifting Pulses and Sedimentation Pattern in the Çameli Basin, Southwestern Anatolia, Turkey. *Sedimentary Geology*, 173:409–431.

Altınok S., 2010. Kütahya Fay Zonu'nun Kuvaterner Aktivitesi. Yüksek Lisans Tezi, *Eskişehir Osmangazi Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü,* Eskişehir.

Ambraseys N. N., Jackson J. A., 1998. Faulting Associated with Historical and Recent Earthquakes in the Eastern Mediterranean Region. *Geophysical Journal* Int., 133: 390-406.

Ambraseys N.N., Tchalenko J.S., 1972. Seismotectonic Aspects of the Gediz, Turkey, Earthquake of March 1970. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 30: 229-252.

Angelier J., 1975. Sur L'analyse Des Mesures Recueillies Dans Des Sites Failleâs: L'utiliteâ D'une Confrontation Entre Les Meâthodes Dynamiques Et Cineâmatiques", *C.R. Acad. Sci*, 281(II): 1805-1808.

Angelier J., 1984. Tectonic Analysis of the Slip Data Sets. *J. Geophys, Res*. 89: 5835-5848.

Angelier J., Mechler P., 1977. Sur Methode Graphique de Recherche des Contraintes Principales Egalement Utilisable en Tectonique et en Sismologie: La Methode Diédre Droit. *Bulletin de la Société Geologique de France*, 19: 1309-1318.

Angelier J., Dumont J. F., Karamanderesi H., Poisson A., Şimsek S., Uysal S., 1981. Analyses of Fault Mechanisms and Expansion of Southwestern Anatolia Since the Late Miocene. *Tectonophysics*, 75: 1-9.

Anonim 1:http://www.hgk.msb.gov.tr.

Anonim 2:http://www.kutahya.gov.tr.

Anonim 3:http://www.nik.com.tr.

Anonim 4: http://www.eorch.jaxa.jp/ALOS/en/index.htm.

Anonim 5:http://www.sayisalgrafik.com.tr.

Arık F., Temur S., 2003. Köprüören-Gümüşköy-Yoncalı Civarının Stratigrafisi. *Selçuk Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Dergisi,* 18(1): 21-36.

Armijo R., Carey E., Cisternas A., 1982. The Inverse Problem in Microtectonics and the Separation of Tectonic Phases. *Tectonophysics*, 82: 145-160.

Armijo R., Cisternas A., 1979. Un Probléme Inverse en Microtectonique Cassante. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences,* 287: 595-598.

Arslan R., 1979. Kütahya-Tunçbilek Sahasındaki Sondaj Örneklerinin Palinoloji İncelemesi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni,* 22(1): 135-140.

Arthaud F., 1969. Méthode De Déterminatioft Graphique Dês Directions de Raccourcissement, D'allongement et Intermédiaire D'une Population de Failles. *Bull. Soe. Géol. France,* 11: 729-737.

Bacak G., Uz B., 2003. Dağardı Güneyi (Tavşanlı-Kütahya) Ofiyoliti'nin Jeolojisi ve Jeokimyasal Özellikleri. *İ.T.Ü. Dergisi,* Ağustos sayısı, 86-99.

Barka A., Reilinger R., 1997. Active Tectonics of the Eastern Mediterranean Region: Deduced from GPS, Neotectonic and Seismicity Data. *Annali di Geofisica,* XL(3): 587-610.

Barka A. A., Reilinger R., Şaroğlu F., Şengör A.M.C., 1995. The Isparta Angle: Its Importance in the Neotectonics of the Eastern Mediterranean Region. *IESCA.*

Baş H., 1983. Domaniç-Tavşanlı-Gediz-Kütahya Yörelerinin Tersiyer Jeolojisi ve Volkanitlerinin Petrolojisi. *M.T.A. Raporu*, No: 7293.

Baş H., 1986. Domaniç-Tavşanlı-Gediz-Kütahya Yörelerinin Tersiyer Jeolojisi. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi,* 27: 11-18.

Baş H., 1987. Tavşanlı-Domaniç Volkanitlerinin Özellikleri ve Batı Anadolu Tersiyer Volkanizmasındaki Önemi. *Türkiye Jeoloji Bülteni,* 30: 67-80.

Benda L., 1971. Principles of the Palynologic Subdivision of the Turkish Neogene. *Newsletter on Stratigraphy*, 1: 23-26.

Bernouilli D., Graciansky P. Ch., Monod D., 1974. The Extension of the Lycian Nappes (SW Turkey) into the Southeastern Aegean Islands. *Ed. Geol. Helv.*, 67: 39-90.

Bilgen A. N., 2009. *2. Arkeoloji Sempozyumu Bildiri Özleri Kitabı, Kütahya Dumlupınar Üniversitesi*, 1-2.

Bilgin H., 1967. Kütahya İli Kil Yatakları ve Dolomit Kumları Hakkında Rapor. *M.T.A. Raporu*, No: 4486.

Blés J. L., Feuga B., 1987. The Fracture of Rocks. *North Oxford Academic Pres*, 131.

Borchert H., Uzkut İ., 1967. Harmancık (Bursa İli) Kuzeybatısındaki Krom Cevheri Yatakları. *M.T.A. Dergisi,* 68: 49-63.

Bott M. H. P., 1959. The Mechanism of Oblique Slip Faulting. *Geology Magazine,* 96: 109-117.

Bozkurt E., 2000. Timing of Extension on the Büyük Menderes Graben, Western Turkey, and Its Tectonic Implications. In: Bozkurt E, Winchester JA, Piper JDA (eds) Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. *Geological Society of London Special Publications,* 173: 385-403.

Bozkurt E., 2001. Late Alpine Evolution of the Central Menderes Massif, Western Anatolia, Turkey. *International Journal of Earth Sciences,* 89: 728-744.

Bozkurt E., 2003. Origin of NE Trending Basins in Western Turkey. *Geodinamica Acta,* 16: 61-81.

Brinkmann R., 1976. Geology of Turkey. *Ferdinand Enke Verlag,* 158.

Calvi V. S., 1941. Erdbeben Katalog der Turkei und Einiger Benaehbarter Gebiete (yayımlanmamış). *MTA Raporu,* Rapor No:276.

Carey E., 1976. Analyse Numerique d'un mod` ele Mecanique Elemantaire Applique a l'etude d'une Population de Failles: Calcul d'un Tenseur Moyen des Contraintes a Partir des Stries de Glissement. *Unpublished PhD thesis, Tectonique Generale, Univ. Paris-Sud,* Orsay, 138.

Carey E., 1979. Recherche des Directions Principales de Contraintes Associées au Jeu D'une Population de Failles. *Revue Geological Dynamic and Géography Physic,* 21: 57-66.

Carey E., Brunier B., 1974. Analyse Théorique et Numérique d'une Modéle Mécanique Elémentaire Appliqué a l'etude d'une Population des Faillles. *Cr. Acad. Sci.,* 279: 891-894.

Carey-Gailhardis E., Mercier J.L., 1987. A Numerical Method for Determining the State of Stress Using Focal Mechanisms of Earthquake Populations. *Earth Planet. Sci. Lett,* 82: 165–179.

Cohen H.A., Dart C., Akyüz H.S., Barka A., 1995. Syn-rift Sedimantation and Structural Devolopment of the Gediz and Büyük Menderes Grabens, Western Turkey. *Geological Society of London,* 152: 629-638.

Çelik Y., 1999. Domaniç (Kütahya) Neojen Havzasının Sedimentolojisi ve Kömür Potansiyeli. Doktara Tezi, *İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü,* İstanbul, 186.

Çelik Y., Karayiğit A.I., 2004b. Chemical Properties and Petrographic Composition of the Lacustrine Seyitomer Lignites (Miocene), Kutahya, Turkey. *Energy Sources*, 26: 339-352.

Çelik Y., Kerey İ.E., 1999. Domaniç Neojen Havzası Kömür İçerikli Çökellerin Litofasiyesleri ve Depolanma Ortamları. *52. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiriler kitabı,* T.M.M.O.B., Jeoloji Mühendisleri Odası, 318-325.

Çoğulu E., 1967. Etude Petrographique de la Region de Mihalıççık (Turquie). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen,* 47: 683-824.

Çoğulu E., Krummenacher D., 1967. Problemes Glochronometriques Dans la Partie NW de Anatolie Centrale (Turquie). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen,* 47: 825-833.

Delaloye M., Bingöl E., 2000. Granitoids and Northwestern Anatolia: Geochemistry and Modeling of Geodynamic Evolution. *International Geological Review,* 42: 241-268.

Dewey J.F., Şengör A.M.C., 1979. Aegean and Surrounding Regions: Complex Multiplate and Continuum Tectonics in a Convergent Zone. *Geological Society America Bulletin,* 90: 84-92.

Doglioni C., Agostini S., Crespi M., Innocenti F., Manetti P., Riguzzi F., Savascin Y., 2002. On the Extension in Western Anatolia and the Aegean Sea, India-Asia Convergence in NW Himalaya. In: Rosenbaum, G. and Lister, G. S. Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen, *Journal of the Virtual Explorer*, 7: 167-181.

Dora Ö., 1969. Karakoca Granit Masifinde Petrolojik ve Metalojenik Etütler. *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi*, 73: 10-26.

Drury S. A., 1993. Image Interpretation in Geology. *2nd. ed. Published by Chapmann & Hall*, 283.

Dumont J. F., Uysal S., Şimşek S., Karamanderesi H., Letouzey J., 1979. Formation of the Grabens in Southwestern Anatolia. *Bulletin of Mineral Research and Exploration Institute*, 92: 7-18.

El-Shazly A.E.D., Coleman R.G., Liou J.G., 1990. Eclogites and Blueschists from Northeastern Oman: Petrology and P-T Evolution. *Journal of Petrol*., 31: 629-666.

Ercan T., 1981. Batı Anadolu Tersiyer Volkanitleri ve Bodrum Yarımadasındaki Volkanizmanın Durumu. *İstanbul Yerbilimleri Dergisi,* 2(3-4): 263-282.

Ercan T., Günay E., Savaşçın M.Y., 1983. Simav ve Çevresindeki Senozoyik Yaşlı Volkanizmanın Bölgesel Yorumlanması. *MTA Dergisi*, 97/98, 86401.

Erdoğan B., 1990. İzmir-Ankara Zonu'nun, İzmir ile Seferihisar Arasındaki Bölgede Stratigrafik Özellikleri ve Tektonik Evrimi. *Türkiye Petrol Jeol. Der. Bült.*, 2(1): 1-20.

Ergin K., Güçlü U., Uz Z., 1967. Türkiye ve Civarının Deprem Kataloğu (Milattan Sonra 11 Yılından 1964 Sonuna Kadar). *İTÜ., Maden Fakültesi, Arz Fiziği Enstitüsü Yayınları,* 24: 169.

Eroskay O., 1965. Paşalar Boğazı Gölpazarı Sahasının Jeolojisi. *İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası*, Seri B., XXX (3-4): 135-170.

Etchecopar A., Vasseur G., Daigniere M., 1981. An Inverse Problem in Microtectonics for the Determination of Stress Tensors From Fault Striation Analysis. *Journal Structural Geology*, 3: 51-65.

Forbes R.B., Evans B.W., Thurston S.P., 1984. Regional Progressive High-Pressure Metamorphism, Seward Peninsula, Alaska. *Journal of Metamorphic Geology*, 2: 43-54.

Göncüoğlu M.C., 1992. Structural and Stratigraphical Framework of the Central Anatolian Tertiary Basins, Guide Book: Introduction to the Early Paleogene of the Haymana- Polatlı Basin. *Publication of the General Directorate of Mineral Research and Exploration,* 1-11.

Göncüoğlu M.C., Dirik K., Kozlu H., 1997. Pre-Alpine and Alpine Terranes in Turkey: Explanatory Notes to the Terrane Map of Turkey. *Annales Geologique de Pays Hellenique*, 37: 515-536.

Göncüoğlu M.C., Turhan N., Tekin K., 2003. Evidence for the Triassic Rifting and Opening of the Neotethyan Izmir-Ankara Ocean, Northern Edge of the Tauride-Anatolide Platform, Turkey. *Bulletin of Geological Society Italy*, 2: 203-212.

Gözler M. Z., Cevher F., Küçükayman A., 1985. Eskişehir Civarının Jeolojisi ve Sıcak Su Kaynakları. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 103: 40-54.

Gözler M.Z., Cevher F., Ergül E., Asutay H.J., 1996. Orta Sakarya ve Güneyinin Jeolojisi. *MTA Raporu,* No: 9973 (yayımlanmamış).

Güçlü U., 1983. 21 Ekim 1983 İnegöl Depremi Eşşiddet Haritası.

Gün H., Akdeniz N., Günay E., 1979. Gediz ve Emet Güneyi Neojen Havzalarının Jeolojisi ve Yaş Sorunları. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi,* 8: 3-13.

Gürer Ö.F., Özburan M., Sanğu E., Bülent Doğan B., 2005. Kütahya Dolayının Neotektonik İncelemesi. *Kocaeli Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü BAPB-Proje*, No: 2005/14.

Harris N.B.W., Kelley S.E., Okay A.I., 1994. Post-Collision Magmatism and Tectonics in Northwest Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology,* 117: 241-252.

Holzer H.F., 1954. Beyce 54/4 ve Simav 71/2 Paftalarının Jeolojik Löveleri Raporu. *M.T.A. Raporu*, No: 2366.

Ildız T., 1967. Kütahya-Gümüşköy 568 ve 137 Ruhsat Nolu Kurşun Sahalarının Ön Raporu. *M.T.A. Raporu*, No: 435: 270.

Kalafat D., Güneş Y., Kekovalı K., Kara M., Deniz P., Yılmazer M., 2011. Bütünleştirilmiş Homojen Türkiye Deprem Kataloğu (1900-2010; M ≥ 4.0). *Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü*, 173.

Kalafat D., 2009. 17 Şubat 2009 Simav (Kütahya) Depremi Eşşiddet Haritası.

Kalafatçıoğlu A., 1961. Karaburun Yarımadasının Jeolojisi. *M.T.A. Dergisi*, 56.

Kalafatçıoğlu A., 1962. Tavşanlı-Dağardı Arasındaki Bölgenin Jeolojisi ve Serpantinlerle Kalkerlerin Yaşı Hakkında Malumat. *M.T.A. Dergisi*, 58: 34-36.

Kalafatçıoğlu A., 1964. Balıkesir Kütahya Arasındaki Bölgenin Jeolojisi. *Türkiye Jeoloji Bülteni,* 9(1-2): 46-62.

Kapan-Yeşilyurt S., 2000. İzmir-Manisa-Kütahya Yöresi Neojen Stratigrafisi ve Mollusk Faunası. *Doktora Tezi*, *Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü,* Ankara, 187.

Kapan-Yeşilyurt S., Taner G., 2001. Neogene Stratigraphy and Molluscan Fauna of Domaniç-Tunçbilek Region (Kütahya-Western Anatolia). *International Fourth Geology Symposium Work in Progress on the Geology of Turkey and its Surroundings, (ITGS IV),* Abstracts, 24-28 September, Adana, 35.

Karnik V., 1971. Seismicity of the European Area 2.D.Rediel Publishing Company. *Dortrecht*, Holland.

Kaya O., 1972. Tavşanlı Yöresi Ofiyolit Sorununun Ana Çizgileri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni,* 15: 26-108.

Kaya O., Sadeddin W., Altıner D., Meriç E., İzver T., Vural A., 1995b. Tavşanlı (Kütahya) Güneyindeki Ankimetamorfik Kayaların Stratigrafisi ve Yapısal Konumu: İzmir-Ankara Zonu ile Bağlantısı. *M.T.A. Dergisi*, 117: 5-16.

Kaya T., 1993. Türkiye'de (Seyitömer-Kütahya) İlk Kez Bulunan Moropus Elatus (Chalicotheriidae-Perissodactyla). *Doğa-Türk Yerbilimleri Dergisi,* 2: 189-194.

Ketin İ., 1966. Anadolu'nun Tektonik Birlikleri. *M.T.A. Dergisi*, 66.

Koçyiğit A., 1984. Güneybatı Türkiye ve Yakın Dolayında Levha İçi Yeni Tektonik Gelişim. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni,* 27: 1-16.

Koçyiğit A., Bozkurt E., 1997. Kütahya-Tavşanlı Çöküntü Alanının Neotektonik Özellikleri. *TUBİTAK Araştırma Projesi, No: YDABÇAG-126*, 78.

Koçyiğit A., Deveci S., 2007. A N-S-trending Active Extensional Structure, the Suhut (Afyon) Graben: Commencement Age of the Extensional Neotectonic Period in the Isparta Angle, SW Turkey. *Turkish J. Earth Sci.*, 16: 391-416.

Koçyiğit A., Kaymakçı N., Rojay B., Özcan E., Dirik K., Özçelik Y., 1991. İnegöl-Bilecik-Bözüyük Arasında Kalan Alanın Jeolojik Etüdü. *O.D.T.Ü.-T.P.A.O. Projesi, No: 90-03-09-01-05,* (Yayınlanmamış), 139.

Koçyiğit A., Yusufoğlu H., Bozkurt E., 1999. Evidence from the Gediz Graben for Episodic Two-Stage Extension in Western Turkey. *Journal of the Geological Society, London*, 156: 605-616.

Konuk T., 1977. Bornova Filişinin Yaşı Hakkında. *Ege Üniversitesi Fen Fakültesi Dergisi*, Seri B, 1(1): 65-74.

Küçükayman A., Genç S., Gök L., Kar H., Ateş M., 1987. Bozüyük-Tavşanlı-Kütahya Arasının Jeolojisi. *MTA Raporu,* No: 8356.

Le Pichon X., Chamot-Rooke C., Lallemant S., Noomen R., Veis G., 1995. Geodetic Determination of the Kinematics of Central Greece with Respect to Europe: Implications for Eastern Mediterranean Tectonics. *Journal of Geophysical Research,* 100: 12675-12690.

Lebküchner R.F., 1959. Seyitömer-Kütahya Neojen Sahasında Jeoloji ve Linyit Yatakları ile İlgili Olarak Yapılan Etütler Hakkında Rapor. *M.T.A. Raporu,* No: 2985.

Lebküchner R.F., 1967. Linyit Bulunması Muhtemel Ayvalı (Kütahya) Sahasında Yapılan Jeolojik ve Madencilikle İlgili Etütlerin Neticesi Hakkında Rapor. *M.T.A. Raporu,* No: 2984.

Lillesand T. M., Kiefer R. W., 1994. Remote Sensing and Image Interpretation. *3rd ed., John Wiley & Sons*, 750.

Lippard S.J., Shelton A.W., Gass I.G., 1986. The Ophiolites of Northern Oman. *The Geological Society,* London, Memoir 11: 178.

Lisenbee A., 1971. The Orhaneli Ultramafic-gabbro Thrust Sheet and Its Surroundings. In: Geology and history of Turkey (Editor: Campbell, A.S.), *Petroleum Exploration Society of Libya*, Tripoli, 349-360.

McKenzie D. P., 1972. Active Tectonics of the Mediterranean Region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 55: 217-254.

Nebert K., 1960. Tavşanlı Batı ve Kuzeyindeki Linyit İhtiva Eden Neojen Sahasının Mukayeseli Stragtigrafisi ve Tektoniği. *M.T.A. Dergisi,* 54: 7-35.

Nebert K., 1962. Serpantin Kitleleri Arasına Sıkışmış Bir Neojen Bloğuna Misal Olmak Üzere Alabarda (Tavşanlı) Linyit Bölgesi. *M.T.A. Dergisi,* 58: 31-37.

Norman T., Arpat E., 1962. Simav Paftasının Kuzey ve Kuzeybatı Kısımlarının Jeolojik Revizyonu. *M.T.A. Raporu*, No: 3394.

Okay A.I., 1980c. Sodic Amphiboles as Oxygin Fugacity Indicators in Metamorphism. *Journal of Geology*, 88: 225-233.

Okay A.I., 1981. Kuzeybatı Anadolu'daki Ofiyolitlerin Jeolojisi ve Mavişist Metamorfizması (Tavşanlı-Kütahya). *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 24: 85-95.

Okay A.I., 1984a. Kuzeybatı Anadolu'da Yer Alan Metamorfik Kuşaklar. *Ketin Sempozyumu*, *Türkiye Jeoloji Kurumu,* Ankara, 83-92.

Okay A.I., 1984b. Distribution and Characteristics of the Northwest Turkish Blueschists, In: The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean (Editors: Dixon JE, Robertson AHF). *Geological Society of London Special Publication*, 17: 455-466.

Okay A.I., 1985. Kuzeybatı Anadolu'da Yer Alan Metamorfik Kuşaklar. *Ketin Sempozyumu Kitabı'nda, Türkiye Jeoloji Kurumu Yayını*, 83-92.

Okay A.I., 1986. High Pressure/Low Temperature Metamorphic Rocks of Turkey, In: Blueschists and Eclogites (Editors B.W. Evans and E.H. Brown). *Geological Society of America Memoir*, 164: 333-348.

Okay A.I., 1989. Alpine-Himalayan Blueschists. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 17: 55-87.

Okay A.I., 2002. Jadeite-Chloritoid-Glaucophane-Lawsonite Schists from Northwest Turkey: Unusually High P/T Ratios in Continental Crust. *Journal of Metamorphic Geology*, 20: 757-768.

Okay A.I., 2007. Tavşanlı Zonu-Torosların Dalma-Batmaya Uğramış Kuzey Kenarı. *Menderes Masifi Kolokyumu, T.M.M.O.B., Jeoloji Mühendisleri Odası, İzmir,* 34-38.

Okay A.I., Kelley S., 1994. Jadeite and Chloritoid Schists from Northwest Turkey: Tectonic Setting, Petrology and Geochronology. *Journal of Metamorphic Geology*, 12: 455-466.

Okay A.I., Satır M., Maluski H., Siyako M., Monie P., Metzger R., Akyüz S., 1996. Paleo- and Neo-Tethyan Events in Northwestern Turkey: Geologic and Geochronologic Constraints, In: Tectonics of Asia (Editors: Yin, A., Harrison, M.). *Cambridge University Press,* Cambridge, UK, 420-441.

Okay A.I., Harris N.B.W., Kelley S.P., 1998. Blueschist Exhumation Along a Tethyan Suture in Northwest Turkey. *Tectonophysics,* 285: 275-299.

Okrusch M., Bröcker M., 1990. Eclogites Associated with High-Grade Blueschists in the Cyclades Archipelago, Greece. *A review. European Journal of Mineralogy*, 2: 451-478.

Oral M.B., Reilinger R.E., Toksoz M.N., Kong R.W., Barka A.A., Kınık I., Lenk O., 1995. Global Positioning System Offers Evidence of Plate Motions in Eastern Mediterranean. *EOS Transac*, 76: 9-11.

Öcal N., 1959. 20 Şubat 1956 Eskişehir Zelzelesi'nin Makro ve Mikrosismik Etüdü. *İ.T.Ü., Sismoloji Enstitüsü Yayımı.*

Öcal N., 1968. Türkiyenin Sismisitesi ve Zelzele Coğrafyası. *1850-1960 Yılları İçin Zelzele Kataloğu Kandilli Rasathanesi Yayınları,* No:8, İstanbul.

Önen A.P., Hall R., 2000. Sub-ophiolite Metamorphic Rocks from NW Anatolia, Turkey. *Journal of Metamorphic Geology*, 18: 483-495.

Över S., Ünlügenç U.C., Özden S., 2001. Hatay Bölgesinde Etkin Gerilme Durumları. *Yerbilimleri,* 23: 1-14.

Özburan M., 2009. Kütahya ve Çevresinin Neotektonik Özellikleri. Doktora Tezi, *Kocaeli Üniversitesi 2005/14 nolu BAP*, Kocaeli.

Özburan M., Gürer Ö.F., 2009. Kütahya ve Çevresinin Neotektonik Özellikleri. *ATAG 13 Çalıştayı Bildiri Özleri Kitabı*, 40.

Özcan A., Göncüoğlu M.C., Turan N., Uysal S., Şentürk K., Işık A., 1988. Late Paleozoic Evolution of the Kütahya-Bolkardağ Belt. *Middle East Technical University, Journal of Pure and Applied Sciences,* 21: 211-220.

Özcan A., Göncüoğlu C., Turhan N., 1989. Kütahya-Çifteler-Bayat-İhsaniye Yöresinin Temel Jeolojisi. *M.T.A. Raporu,* No: 8974.

Özcan A., Göncüoğlu C., Turhan N., Şentürk K., Uysal Ş., Işık A., 1990. Konya-Kadınhanı-Ilgın Dolayının Temel Jeolojisi. *M.T.A. Raporu,* No: 9535.

Özcan N., 1986. Seyitömer (Kütahya) Linyitlerinin Palinolojik Özellikleri. Yüksek Lisans Tezi, *Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü*, İzmir, 78.

Özden S., 1998. Sivas Havzası Kuzey Kenarında (Sakardağ) İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağının Tektonostratigrafisi ve Tektonik Deformasyon Biçimi. Unpub, Thesis, *Cumhuriyet Üniversitesi*, Sivas, 226.

Özgül N., 1976. Torosların Bazı Temel Jeolojisi Özellikleri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni,* 19: 65-78.

Özkoçak O., 1969. Etude Geologique du Massif Ultrabasique d'Orhaneli et da sa Proche Bordure (Bursa-Turquie). Ph.D. Thesis, *Universite de Paris-Sud*, 181.

Öztunalı Ö., 1973. Uludağ ve Eğrigöz Masiflerinin Petrolojisi ve Jeokronolojisi. *İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Monografileri, Tabiî İlimler*, 23: 115.

Patrick B.E., Evans B.E., 1989. Metamorphic Evolution of the Seward Peninsula Blueschist Terane. *J. Petrol*., 30: 531-555.

Pegoraro O., 1972. Application de la Microtectonique a une Etude de Neotectonique sur le Golfe Maliaque (Gece centrale): These de 3 cycle. *Montpellier*.

Pınar N., Lahn E., 1952. Türkiye Depremleri İzahlı Kataloğu. *T.C. Bayındırlık Bak.Yapı ve İmar İş. Reis. Y.,* Seri 6, (36).

Plassard J., et Kogoj B., 1968. Catalogue des Seismes Recents a Liban.Ann.Memoires de I'Observ. *de Xsara*, Tome IV, Cahier 1.

Price N.J., 1966. Fault and Joint Development in Brittle and Semi-brittle Rock. *New York, Pergamon Press*, 176.

Sesören A., 1999. Uzaktan Algılamada Temel Kavramlar. *Mart Matbaacılık Sanatları Ltd.* S*ti*., İstanbul, 128s.

Seyitoğlu G., Scott B., 1991. Late Cenozoic Crustal Extension and Basin Formation in West Turkey. *Geology Magazine*, 128: 155–166.

Seyitoğlu G., Scott B., 1992. The age of the Buyuk Menderes Graben (Western Turkey) and Its Tectonic Implications. *Geology Magazine*, 129: 239–242.

Sherlock S., Kelley S.P., Inger S., Haris N., Okay A.I., 1999. ^{40}Ar-^{39}Ar and Rb-Sr Geochronology of High-Pressure Metamorphism and Exhumation History of the Tavşanlı Zone, NW Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 137: 46-58.

Şaroğlu F., Emre Ö., Boray A., 1987. Türkiye'nin Aktif Fayları ve Depremsellikleri. *Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü,* Rapor No: 8174: 394, Ankara (yayımlanmamış).

Şaroğlu F., Emre Ö., Kuşçu İ., 1992. Türkiye Diri Fay Haritası (1/1.000.000). *Maden Tetkik ve Araştırma Enstitüsü,* Ankara.

Şener M., Gevrek A.I., 1986. Simav-Emet-Tavşanlı Yörelerinin Hidrotermal Alterasyon Zonları. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi,* 28: 43-49.

Şengör A.M.C., 1980. Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları. *Türkiye Jeoloji Kurumu Konferanslar Serisi,* 2: 40, Ankara.

Şengör A.M.C., 1982. Ege'nin Neotektonik Evrimini Yöneten Etkenler. *Batı Anadolu'nun Genç Tektonigi ve Volkanizması Paneli* (Editor: Erol, O.), *Türkiye Jeoloji Kurumu, 36. Bilimsel Teknik Kurultayı*, Panel Özel Sayısı, 59-71.

Şengör A.M.C., 1987. Tectonics of the Tethysides: Orogenic Collage Development in a Collisional Setting. *Annual Review Earth Planetary Science,* 15: 213-244.

Şengüler İ., 1999. Seyitömer (Kütahya) Yöresi Petrollü Şeyllerinin Ekonomik Kullanım Olanaklarının Araştırılması. Doktora Tezi, *Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü,* Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Ankara, 190.

Şentürk K., Karaköse C., 1979. Orta Sakarya Dolaylarının Temel Jeolojisi. *MTA Raporu,* No: 6642 (yayımlanmamış), Ankara.

Tabban A., 1980. Kentlerin Jeolojisi ve Deprem Durumu. *İmar ve İskan Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü Yayınları.*

Tolluoğlu Ü., Erkan Y., Sümer Ö., Boyacı M., Yavaş F., 1997. Pre-Mesozoic Metamorphic Evolution of the Afyon Metasedimantary group. *Geological Bulletin of Turkey,* 40(1): 1-14.

Tokay F., Altunel E., 2005. Eskişehir Fay Zonu'nun İnönü-Dodurga Çevresinde Neotektonik Aktivitesi. *M.T.A. Dergisi,* 130: 1-15.

Tokay M., Doyuran V., 1979. Gediz ve Dolaylarının Sismotektonik Özellikleri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, C. *2Z,* 200-210, Ağustos 1979.

Uz B., 1973. Les Formations Metamorphiques et Granitiques du Massif Ancien d'Akdağ et Leur Couverture Volcano-Sedimentaire. Doktora tezi, *Nancy Üniversitesi,* Fransa.

Uz B., 1978. Sındırgı-Akhisar Bölgesi Ofiyolit Birliğinin Petrografik, Petrojenetik ve Jeokimyasal İncelenmesi. Doçentlik Tezi, *İstanbul Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü,* 821, İstanbul.

Vıcıl M., 1982. Gümüşköy (Kütahya) Aktepe Pb-Zn-Sb-Ag Cevherleşmesi. Doktora Tezi, *Ege Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi,* İzmir, 258.

Wallace R. E., 1958. Geometry of Shearing Stres and Relation to Faulting. *Journal Geology*, 59: 118.

Warren C.J., Parrish R.A., Waters D.J., Searle M.P., 2005. Dating the Geologic History of Oman's Semail Ophiolite: Insights from U-Pb Geochronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150: 403–422.

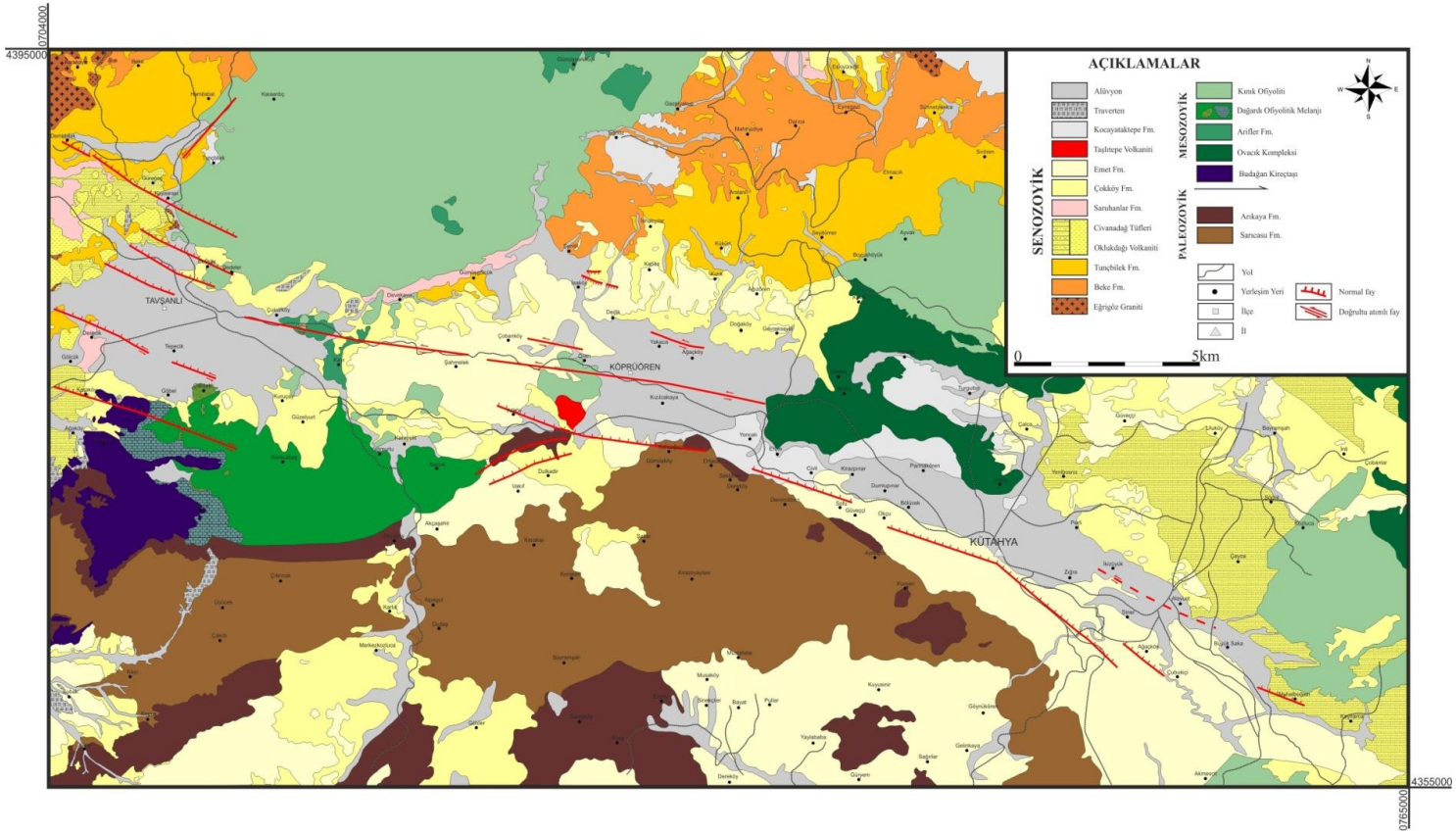
Yavuz N., 1999. Palynostratigraphy and Coal Petrography of the Seyitömer Basin (Kütahya) Coals. Phd Thesis, *Middle East Tecnical University,* Ankara, 190.

Yılmaz Y., Genc S.C., Gurer O.F., Bozcu M., Yılmaz K., Karacık Z., Altunkaynak S., Elmas A., 2000. When Did the Western Anatolian Grabens Begin to Develop? In: Bozkurt E., Winchester J.A., Piper J.D.A. (Eds.), Tectonics and Magmatism in Turkey and The Surrounding Area. *Geological Society Special Publication 173, Geological Society, London*, 353–384.

Yiğitgüden H.Y., 1984. Batı Anadolu-Türkiye Kütahya Civarındaki Gümüş Maden Yatağı. Doktora Tezi, *Railand Westfalen Teknik Yüksek Okulu, Maden ve Metalurji Fakültesi,* Aachen, 192.

Yükünç M., 2007. Hisarcık (Kütahya) Çevresindeki Neojen Birimlerinin Stratigrafisi, Mineraloji-Petrografisi ve Jeokimyası. Yüksek Lisans Tezi, *Dokuz Eylül Üniversitesi,* İzmir.

EKLER



EK-1. Çalışma alanının sadeleştirilmiş jeoloji haritası (MTA Raporu ve Özburan (2009)'dan değiştirilmiştir).

ÇİZELGELER

Sayfa

Çizelge 6.1. Çalışma sahasında yüzeylenen fay topluluklarının ölçüldüğü istasyonların koordinatları, ölçülen jeolojik birimlerin yaşları ve litolojileri……...…...**108**

Çizelge 6.2. Çalışma alanında, transpresiyonel tektonik rejimi (doğrultu atımlı sıkışma rejimi) temsil eden fay topluluklarının; Carey (1979)'in sayısal analiz yöntemi ile değerlendirilmesi sonucu hesaplanan asal gerilme eksenlerinin [(σ_1), (σ_2), (σ_3)] durumları, R oranı, Ölçü sayısı (N), fay ölçüm istasyonları……**110**

Çizelge 6.3. Çalışma alanında, açılma rejimi (normal faylanma) extensional tektonik rejimi temsil eden fay topluluklarının; Carey (1979)'in sayısal analiz yöntemi ile değerlendirilmesi sonucu hesaplanan asal gerilme eksenlerinin [(σ_1), (σ_2), (σ_3)] durumları, R oranı, Ölçü sayısı (N), fay ölçüm istasyonları……**114**

Çizelge 6.4. Çalışma alanında, transpresiyonel tektonik rejimi (doğrultu atımlı sıkışma rejimi) temsil eden fay topluluklarının; Carey (1979)'in sayısal analiz yöntemi ile değerlendirilmesi sonucu hesaplanan asal gerilme eksenlerinin [(σ_1), (σ_2), (σ_3)] durumları, R oranı, Ölçü sayısı (N), fay ölçüm istasyonları……...**116**

Çizelge 6.5. Çalışma alanında, açılma rejimi (normal faylanma) extensional tektonik rejimi temsil eden fay topluluklarının; Carey (1979)'in sayısal analiz yöntemi ile değerlendirilmesi sonucu hesaplanan asal gerilme eksenlerinin [(σ_1), (σ_2), (σ_3)] durumları, R oranı, Ölçü sayısı (N), fay ölçüm istasyonları……**120**

Çizelge 7.1. Kütahya ili ve yakın çevresinde meydana gelmiş veya Kütahya ilinde hissedilmiş tarihsel depremler……**126**

Çizelge 7.2. 1900 - 2012 yılları arasında Kütahya ili ve yakın çevresinde meydana gelmiş 4.0 ile 7.0 büyüklüğündeki depremler .....……..**127**

Çizelge 8.1. ALOS uydusu genel özellikleri……..……....**137**

Çizelge 8.2. ALOS ve PALSAR/ALOS'un teknik özellikleri……..…….**138**

ŞEKİLLER

Sayfa

Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası……**2**
Şekil 1.2. Çalışma alanındaki ulaşım ağı haritası……...**3**
Şekil 1.3. İnceleme alanının 1/25.000 ölçekli Türkiye Pafta İndeksi'ndeki konumu……...**3**
Şekil 1.4. İnceleme alanının morfolojik özellikleri……**4**
Şekil 4.1. Çalışma alanının sadeleştirilmiş jeoloji haritası……...…**15**
Şekil 4.2. Türkiye'deki ana ve alt tektonik birliklerin dağılımı ..……**16**
Şekil 4.3. Karaağaç köyünde gözlenen Sarıcasu Formasyonuna ait şistler ve bu şistleri uyumlu bir şekilde üzerleyen Arıkaya Formasyonuna ait rekristalize kireçtaşlarına ait dokanak görünümü……**18**
Şekil 4.4. İnceleme alanında yüzlek veren Sarıcasu Formasyonuna ait şistlerin haritadaki dağılımı……**19**
Şekil 4.5. Ortaca köyünün kuzeyindeki taş ocağındaki Arıkaya Formasyonu içerisinde gözlenen bindirme fayının genel görünümü……**21**
Şekil 4.6. İnceleme alanında yüzlek veren Arıkaya Formasyonuna ait kristalize kireçtaşlarının haritadaki dağılımı……**22**
Şekil 4.7. İnceleme alanında yüzlek veren Budağan Kireçtaşına ait kristalize kireçtaşlarının haritadaki dağılımı……**25**
Şekil 4.8. Enne Barajı'nda gözlenen Ovacık Kompleksi içerisindeki metaofiyolitlere ait bir görünüm……**...26**
Şekil 4.9. İnceleme alanında yüzlek veren Ovacık Kompleksine ait ofiyolitik melanjların haritadaki dağılımı……**27**
Şekil 4.10. Çukurköy mevkiinde bulunan Arifler Formasyonu'na ait serpantinitlerden genel bir görünüm……**28**
Şekil 4.11. İnceleme alanında yüzlek veren Arifler Formasyonu'na ait serpantinlerin haritadaki dağılımı……**29**
Şekil 4.12. Kayı köyünün kuzeyindeki Dağardı Ofiyolitik Melanjına ait altere olmuş breşik kayalardan genel bir görünüm……**31**

Şekil 4.13. İnceleme alanında yüzlek veren Dağardı Ofiyolitik Melanjı'na ait serpantinlerin ve kireçtaşlarının haritadaki dağılımı……**32**
Şekil 4.14. Aliköy'ün yaklaşık 1km doğusunda bulunan Kınık ofiyolitine ait yeşil renkli serpantinitlerden bir görünüm……**34**
Şekil 4.15. Kütahya-Tavşanlı karayolu üzerinde gözlenen Kınık Ofiyolitine ait büyük kireçtaşı blokları içeren serpantinitlerden genel görünüm……**35**
Şekil 4.16. İnceleme alanında yüzlek veren Kınık Ofiyolitine ait serpantinlerin haritadaki dağılımı……**36**
Şekil 4.17. İnceleme alanında yüzlek veren Eğrigöz Graniti'nin haritadaki dağılımı.....**38**
Şekil 4.18. Harmancık-Tavşanlı Yolu üzerindeki Beke Formasyonuna ait volkanik kumtaşları ile Oklukdağı Volkanitine ait tüfler arasındaki uyumsuz dokanağın görünümü……..**40**
Şekil 4.19. İnceleme alanında yüzlek veren Beke Formasyonu'na ait konglomera-kumtaşı ardalanmasının haritadaki dağılımı……**41**
Şekil 4.20. Harmancık-Tavşanlı Yolu üzerindeki Tunçbilek Formasyonuna ait kumtaşlarından bir görünüm……**43**
Şekil 4.21. Harmancık-Tavşanlı Yolu üzerindeki Tunçbilek Formasyonuna ait kumtaşları içerisinde gelişmiş mineralizasyona ait bir görünüm……**44**
Şekil 4.22. İnceleme alanında yüzlek veren Tunçbilek Formasyonu'na ait kumtaşlarının haritadaki dağılımı……**45**
Şekil 4.23. İnceleme alanında yüzlek veren Civanadağ Tüfleri'nin haritadaki dağılımı……...…..**47**
Şekil 4.24. Harmancık-Tavşanlı Yolu üzerindeki Oklukdağı Volkanitine ait türlerden genel bir görünüm……**48**
Şekil 4.25. İnceleme alanında yüzlek veren Oklukdağı Volkaniti'nin haritadaki dağılımı……...…..**49**
Şekil 4.26. Derecik Köyü'nde Saruhanlar Formasyonuna ait kumtaşlarına ait genel bir görünüm……..……**50**
Şekil 4.27. İnceleme alanında yüzlek veren Saruhanlar Formasyonu'na ait kumtaşlarının haritadaki dağılımı……**51**
Şekil 4.28. Şahmelek mevkiinde bulun volkanik kökenli ince taneli çakıl taşı ve kumtaşından oluşan Çokköy Formasyonu'na ait genel bir görünüm……...**52**

Şekil 4.29. İsaköy'deki kömür işletmesinde yer alan Çokköy Formasyonuna ait kömür ara katkılı çok ince taneli killi kumtaşı içerisindeki normal fayların görünümü……..**53**
Şekil 4.30. İnceleme alanında yüzlek veren Çokköy Formasyonu'na ait volkanik kumtaşlarının haritadaki dağılımı…….**54**
Şekil 4.31. Organize sanayi sitesi içerisinde bulunan Emet Formasyonu'na ait gölsel kireçtaşı marn ardalanması içerisinde gözlenen ondülasyonun görünümü...……...**55**
Şekil 4.32. Kütahya-Afyon Karayolu'ndan Kütahya'ya 3 km uzaklıkta bulunan Emet Formasyonu'na ait gölsel kireçtaşlarından genel bir görünüm……...**56**
Şekil 4.33. Kayacın ince kesit görünümünden genel görünüm……**57**
Şekil 4.34. İnceleme alanında yüzlek veren Emet Formasyonu'na ait kireçtaşlarının haritadaki dağılımı……**58**
Şekil 4.35. Emet Formasyonu'na ait kireçtaşları içerisinden tayin edilen *Cepaea sp.* **(A)** ve *Oxychilus (Oxychilus) cellarium* (O.F. Müller) **(B)** kavkıların görünümü……..**59**
Şekil 4.36. İnceleme alanında yüzlek veren Taşlıtepe Volkaniti'nin haritadaki dağılımı……...…..**61**
Şekil 4.37. Aliköy'ün 3km ileriside bulunan dış yüzeyi altere, ortaç bileşimli Taşlıtepe volkanitinden bir görünüm……**62**
Şekil 4.38. Kayacın ince kesit görünümünden genel görünüm……**63**
Şekil 4.39. Kayacın ince kesit görünümünde incelenen plajiyoklas zonlanması….**63**
Şekil 4.40. İnceleme alanında yüzlek veren Kocayataktepe Formasyonu'na ait genç birimlerin haritadaki dağılımı……...**64**
Şekil 4.41. İnceleme alanında yüzlek veren alüvyon ve travertenlerin haritadaki dağılımı……...…..**65**
Şekil 5.1. Orta ve Batı Anadolu'nun neotektonik bölgeleri……**67**
Şekil 5.2. Türkiye ve yakın çevresindeki önemli aktif tektonik yapılar ve çalışma alanının konumu……...**68**
Şekil 5.3. Batı Anadolu ve Yunanistan çevresindeki depremlerin odak mekanizması çözümleri……..……**69**
Şekil 5.4. Batı Anadolu'nun neotektonik evrimi……..**70**
Şekil 5.5. Batı Anadolu'nun ana yapısal elemanları……**71**

Şekil 5.6. a-Kıbrıs-Anadolu ve Yunanistan'ın sabit Afrika levhasına göre hareketleri, b-jeoloji kesiti……**72**
Şekil 5.7. Kütahya Fayı'na KD'dan GB'ya genel bakış……..…**73**
Şekil 5.8. Kütahya Fayı'nın fay aynasının en iyi gözlendiği yer, kent merkezi batı girişinde Evliya Çelebi Mahallesi Futbol sahasının hemen arkasında yer alan fay Alt Pliyosen yaşlı kumtaşı-tüf ardalanmasından oluşan seriyi kesmektedir……....**74**
Şekil 5.9. Evliya Çelebi Mahallesi mevkiinde bulunan Kütahya Fay Zonu'na ait ana fay düzleminden bir görünüm……..**75**
Şekil 5.10. Kütahya Fayı'nın taban bloğuna güneyden bir bakış…….....**76**
Şekil 5.11. Evliya Çelebi Mahallesi yakınlarında bulunan fay önü çökellerinden birikinti konilerine ait genel bir görünüm……**77**
Şekil 5.12. Tektonik bakımdan aktif olan bölgelerde faylanmaya bağlı oluşan üçgen yüzeyler……...….**77**
Şekil 5.13. Evliya Çelebi Mahallesi'nde yer alan Kütahya Fayı'na ait fay düzlemi üzerinde gözlenen normal faylanma sonucu gelişmiş fay çizgileri **(a)** ve sol yönlü doğrultu atımlı faylanma sonucu gelişmiş fay çizgilerinin **(b)** görünümü..……**78**
Şekil 5.14. Kütahya Fayı'nın 1/100.000 ölçekli haritadaki yayılımı……...**79**
Şekil 5.15. Evliye Çelebi Mahallesinde yer alan fay düzleminden tarihlendirme yapmak için alınan örnek yerin görünümü……...**80**
Şekil 5.16. (a) Evliye Çelebi Mahallesinde yer alan fay düzleminden tarihlendirme yapmak için alınan örnek yerin görünümü ve **(b)** örnek alınan yerin kesit görünümü……..**81**
Şekil 5.17. Harmancık-Tavşanlı Yolu üzerindeki Beke Formasyonuna ait volkanik kumtaşları ile Oklukdağı Volkanitine ait tüfler arasındaki uyumsuz dokanağın görünümü……...…**83**
Şekil 5.18. Kayaarası mevkii güneyindeki Tunçbilek Formasyonuna ait kireçtaşı-kumtaşı-çakıltaşı ardalanması Kuvaterner yaşlı birimler tarafından uyumsuz olarak örtülmüştür……...**83**
Şekil 5.19. Ortaca köyünün kuzeyindeki taş ocağında yer alan Permiyen yaşlı rekristalize kireçtaşlarında sıkışma sonucu oluşmuş kıvrımlanmdan bir görünüm……**84**
Şekil 5.20. Arıkaya Formayonu'nun kristalize kireçtaşlarında gelişmiş devrik kıvrımın kesit görünümü……..**84**

Şekil 5.21. Organize sanayi sitesi içerisinde bulunan Emet Formasyonuna ait gölsel kireçtaşı marn ardalanması içerisinde gözlenen ondülasyonun görünümü……..**85**
Şekil 5.22. Emet Formasyonu'na ait kireçtaşlarında gözlenen ondülasyonun kesit görünümü……..**85**
Şekil 5.23. Emet Formasyonu'na ait karbonat-marn ardalanması içerisinde gelişmiş yayvan bir antiklinal ve normal fayların görünümü……**86**
Şekil 5.24. Tavşanlı-Kütahya karayolu üzerindeki Çokköy Formasyonunu etkileyen sıkışma ve açılma rejimi sonucu oluşmuş kıvrım, ters fay, doğrultu atımlı fay ve normal fayların görünümü……**87**
Şekil 5.25. Tavşanlı-Kütahya Yolu üzerinde Çokköy Formasyonu içerisinde gelişmiş doğrultu atımlı fayın görünümü…….……**88**
Şekil 5.26. Tavşanlı-Kütahya Yolu üzerinde Çokköy Formasyonu içerisinde karşılıklı gelişmiş doğrultu atımlı fayların görünümü……..**88**
Şekil 5.27. Çoban köyün 2 km uzağında yer alan Çokköy Formasyonu içerisindeki 70 cm lik yer değişiminin gözlendiği faydan yakın bir görünüm…….**89**
Şekil 5.28. Organize sanayi sitesi içerisinde bulunan Emet Formasyonu içerisinde gözlenen yaklaşık 2 m atıma sahip fayın görünümü……**89**
Şekil 5.29. Kütahya-Tavşanlı karayolu üzerindeki Çokköy Formasyonuna ait andezitik tüfler içerisinde gelişmiş normal fayların görünümü……**90**
Şekil 5.30. Çokköy Formasyonuna ait andezitik tüfler içerisinde gelişmiş normal fayların kesit görünümü……**91**
Şekil 5.31. İsaköy'deki kömür işletmesinde yer alan Çokköy Formasyonuna ait kömür ara katkılı çok ince taneli killi kumtaşı içerisindeki normal fayların görünümü……..**91**
Şekil 5.32. İsaköy'deki kömür işletmesinde yer alan normal fayların kesit görünümü……..**92**
Şekil 5.33. Kütahya-Tavşanlı karayolu üzerindeki Emet Formasyonu'na ait karbonat-marn ardalanması içerisinde gelişmiş normal fayların görünümü…..…..**92**
Şekil 5.34. Kütahya-Tavşanlı karayolu üzerindeki Emet Formasyonu'na ait karbonat-marn ardalanması içerisinde gelişmiş normal fayların görünümü..……..**93**
Şekil 5.35. Kütahya-Tavşanlı karayolu üzerindeki Emet Formasyonu'na ait karbonat-marn ardalanması içerisinde gelişmiş normal fayların kesit görünümü…**94**

Şekil 5.36. Deve Kayası mevkiinde yer alan andezitik tüflerden oluşmuş Çokköy formasyonu içerisinde oluşmuş küçük atımlı faylanmalar……...**95**
Şekil 5.37. Andezitik tüflerden oluşmuş Çokköy Formasyonu içerisinde oluşmuş küçük atımlı faylanmaların kesit görünümü……..……...**95**
Şekil 5.38. Deve Kayası mevkiinde yer alan andezitik tüflerden oluşmuş Çokköy Formasyonu içerisinde oluşmuş küçük atımlı faylanmalar…….….**96**
Şekil 5.39. Andezitik tüflerden oluşmuş Çokköy Formasyonu içerisinde oluşmuş küçük atımlı faylanmaların kesit görünümü…….....**96**
Şekil 5.40. Çobanköy'ün kuzeyinde yer alan andezitik tüflerden ve volkanik kum taşlarından oluşmuş Çokköy Formasyonu içerisinde oluşmuş doğrultu atımlı faylar…….**97**
Şekil 5.41. Andezitik tüflerden ve volkanik kum taşlarından oluşmuş Çokköy Formasyonu içerisinde oluşmuş doğrultu atımlı fayların kesit görünümü……..**97**
Şekil 5.42. Tavşanlı-Kütahya Yolu üzerinde Çokköy Formasyonu içerisinde gelişmiş doğrultu atımlı fayın görünümü……...……..**98**
Şekil 5.43. Tavşanlı-Kütahya Yolu üzerinde Çokköy Formasyonu içerisinde karşılıklı gelişmiş doğrultu atımlı fayların görünümü……..**98**
Şekil 5.44. Tavşanlı-Kütahya Yolu üzerinde Çokköy Formasyonu içerisinde gelişmiş doğrultu atımlı fayın görünümü……**99**
Şekil 5.45. Tavşanlı-Kütahya Yolu üzerinde Çokköy Formasyonu içerisinde gelişmiş doğrultu atımlı fayın görünümü……**99**
Şekil 5.46. Kayaarası mevkiindeki Tunçbilek Formasyonuna ait kumtaşları içerisindeki yaklaşık 5m atıma sahip faydan bir görünüm…….....**101**
Şekil 5.47. Kumtaşları içerisindeki yaklaşık 5 m atıma sahip K45B doğrultulu fayın kesit görünümü……...**101**
Şekil 5.48. (a) Tavşanlı-Kütahya yolu üzerinde, Şahmelek civarında, Alt Pliyosen yaşlı Çokköy Formasyonu içerisinde gelişen kıvrımlı, ters faylı ve sonraki evrede normal faylarla kesilen istifin kesiti ve **(b)** fotoğrafı……**102**
Şekil 6.1. Bir faya ait blok diyagram üzerinde öngörülen kayma vektörü (τ) ile ölçülen kayma vektörü (δ) arasındaki açı……**...107**
Şekil 6.2. Çalışma sahasında yüzeylenen fay topluluklarının ölçüldüğü istasyonların dağılımı..……**109**

Ş**ekil 6.3.** Çizelge 6.2.'de verilen doğrultu atımlı sıkışma rejimine ait lokasyonlarda gerçekleştirilen kinematik analiz sonuçlarının eşit açılı alt yarımküre (Wulf) üzerinde (öngörülen kayma vektörü (τ) ile hesaplanan kayma vektörü (s) arasındaki sapma açısının dağılımı histogramlarda verilmiştir) görülmektedir…….**111**

Şekil 6.4. Evliya Çelebi Mahallesi'nde yer alan 20 nolu istasyondaki Kütahya Fayı'na ait fay düzlemi üzerinde gözlenen normal faylanma sonucu gelişmiş fay çizgileri **(a)** ve sol yönlü doğrultu atımlı faylanma sonucu gelişmiş fay çizgilerinin **(b)** görünümü…….**....112**

Şekil 6.5. 20. istasyonda yer alan Kütahya Fayı'nın Evliya Çelebi Mahallesi'ndeki yüzleğinde bir fay aynası üzerinde son deformasyondan bir önceki deformasyona ait sol yönlü doğrultu atımlı kayma çizgilerinin yakından görünümü……**112**

Şekil 6.6. Tunçbilek mevkiinde 8. istasyondaki terk edilmiş taş ocağında gözlenen faylanmanın etkisiyle yanık yüzeyli kireçtaşları üzerinde gelişmiş büyük fay düzlemine ait fay çizgilerinden bir görünüm……..**113**

Şekil 6.7. Kütahya mevkiinde 25. istasyondaki Emet Formasyonu'na ait kireçtaşlarında gözlenen faylanmanın etkisiyle gelişmiş fay çizgilerinden bir görünüm……..**113**

Ş**ekil 6.8.** Çizelge 6.3.'de verilen normal faylanma rejimine ait lokasyonlarda gerçekleştirilen kinematik analiz sonuçlarının eşit açılı alt yarımküre (Wulf) üzerinde (öngörülen kayma vektörü (τ) ile hesaplanan kayma vektörü (s) arasındaki sapma açısının dağılımı histogramlarda verilmiştir) görülmektedir……**...114**

Şekil 6.9. Gölcük mevkiinde 1. istasyonda yer alan Çokköy Formasyonu içerisinde gelişmiş faylanma sonucu oluşmuş fay çizgilerinden bir görünüm……**...115**

Ş**ekil 6.10.** Çizelge 6.4.'de verilen doğrultu atımlı sıkışma rejimine ait lokasyonlarda gerçekleştirilen kinematik analiz sonuçlarının eşit açılı alt yarımküre (Wulf) üzerinde (öngörülen kayma vektörü (τ) ile hesaplanan kayma vektörü (s) arasındaki sapma açısının dağılımı histogramlarda verilmiştir) görülmektedir.....**117**

Şekil 6.11. Tavşanlı-Kütahya yolu üzerinde 15. istasyondaki Çokköy Formasyonu'na ait volkanik kökenli kumtaşları içerisinde gelişmiş faylanma sonucu oluşmuş fay çizgilerine ait bir görünüm……**118**

Şekil 6.12. Çoban köy yakınlarında 16. istasyondaki Çokköy Formasyonu'na ait volkanik kökenli kumtaşı içerisindeki doğrultu atımlı faylanmadan bir görünüm…….**118**

Şekil 6.13. Yeniköy üzerindeki 4. İstasyondaki Tunçbilek Formasyonu'na ait kumtaşları içerisinde gelişmiş faylanma sonucu oluşmuş fay çizgilerine ait bir görünüm……..…...**119**

Şekil 6.14. Harmancık-Tavşanlı yolu üzerinde 5. istasyondaki Tunçbilek Formasyonu'na ait kumtaşları içerisinde gelişmiş faylanma sonucu oluşmuş fay çizgilerine ait bir görünüm…….**119**

Ş**ekil 6.15.** Çizelge 6.5.'de verilen normal faylanma rejimine ait lokasyonlarda gerçekleştirilen kinematik analiz sonuçlarının eşit açılı alt yarımküre (Wulf) üzerinde (öngörülen kayma vektörü (τ) ile hesaplanan kayma vektörü (s) arasındaki sapma açısının dağılımı histogramlarda verilmiştir) görülmektedir……...**121**

Şekil 6.16. Evliya Çelebi Mahallesi mevkiinde 20. istasyondaki Çokköy Formasyonu içerisinde gelişmiş Kütahya Fay Zonu'na ait ana fay düzleminin yakından görünümü……**122**

Şekil 6.17. Göbel-Ovacık mevkiinde 2. istasyondaki serpantinitler içerisinde gelişmiş faylanma sonucu oluşmuş fay çizgilerinden bir görünüm……...**122**

Şekil 6.18. Çalışma alanında elde edilen bölgesel gerilme durumlarının toplu olarak gösterimi……..…..**124**

Şekil 7.1. 1900 - 2012 yılları arasında meydana gelmiş 4.0 ile 7.0 büyüklüğündeki depremlerin harita üzerindeki gösterimi…….**128**

Şekil 7.2. Çalışma alanının yakın çevresinde meydana gelen depremlerden ne derecede etkilendiğini gösteren eşşidet haritaları……..……**129**

Şekil 8.1. Elektromanyetik enerji ile yeryüzü özellikleri arasındaki enerji etkileşimi……..…….**131**

Şekil 8.2. Ayna yüzeyi yansıma……...……..**132**

Şekil 8.3. Dağınık yansıma……**132**

Şekil 8.4. Elektromanyetik spektrum ve uzaktan algılamada kullanılan bölgeleri……..**133**

Şekil 8.5. Elektromanyetik spektrumun dalga boyu ve frekans arasındaki ilişkileri ile spektrumun değişik bölümlerinin adlanması……..……...**134**

Şekil 8.6. Elektromanyetik spektrumun mikrodalga boyları….....**135**

Şekil 8.7. Kenar görüşlü RADAR (SLAR)……....**136**

Şekil 8.8. PALSAR sensörünün teknik özellikleri…….**139**

Şekil 8.9. İnceleme alanının da içerisinde bulunduğu ALOS-PALSAR görüntüsü……...….**140**

Şekil 8.10. Doku analizi sonucunda belirlenen bazı özellikler……..**141**
Şekil 8.11. Çalışma alanının, işlenmemiş PALSAR görüntüsü **(A)** ve Frost filtresi uygulanmış görüntüsü **(B)**……..**142**
Şekil 8.12. Çalışma alanına ait Frost filtresi uygulanmış PALSAR görüntüsüne KD **(A)**, KB **(B)** ve K **(C)** yönlü kenar belirleme filtresinin uygulanması sonucu elde edilen görüntüler……**143**
Şekil 8.13. Gürültülerin ortadan kaldırılması (görüntüye Frost filtresi uygulama işlemi) çalışmalarından sonra elde edilen çizgisellikler…….**144**
Şekil 8.14. Kenar belirleme çalışmalarından sonra elde edilen çizgisellikler……...…**144**
Şekil 8.15. Kenar zenginleştirmesi sonucunda belirlenen çizgiselliklerden elde edilen gül diyagramı……...**145**

ÖZGEÇMİŞ

KİŞİSEL BİLGİLER:

Adı Soyadı: Elif FIRATLIGİL

Doğum Yeri: İstanbul

Doğum Tarihi: 11.08.1987

EĞİTİM DURUMU:

Lisans Öğrenimi: Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü (2006-2010)

Yüksek Lisans Öğrenimi: Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü (2010-2012)

Bildiği Yabancı Diller: İngilizce

İLETİŞİM:

e-posta adresi: eliffiratligil@gmail.com