ANKARA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

CİHANBEYLİ-YENİCEOBA (KONYA KUZEYİ) CİVARINDAKİ MİYO-PLİYOSEN BİRİMLERİNİN SEDİMANTOLOJİSİ

Bilge GÖKSU

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

ANKARA
2015

Her hakkı saklıdır

ETİK

Ankara Üniversitesi Fen bilimleri Enstitüsü tez yazım kurallarına uygun olarak hazırladığım bu tez içindeki bütün bilgilerin doğru ve tam olduğunu, bilgilerin üretilmesi aşamasında bilimsel etiğe uygun davrandığımı, yaralandığım bütün kaynakları atıf yaparak belirttiğimi beyan ederim.

12 /10/ 2015

Bilge GÖKSU

ÖZET

Yüksek Lisans Tezi

CİHANBEYLİ-YENİCEOBA (KONYA KUZEYİ) CİVARINDAKİ MİYO-PLİYOSEN BİRİMLERİNİN SEDİMANTOLOJİSİ

Bilge GÖKSU

Ankara Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Erdoğan TEKİN

Tuz Gölü havzası; Orta Anadolu'da, doğrultuları KB-GD gidişli normal fay sistemleriyle sınırlanmış tektonik kontrollü bir çöküntü alanıdır. Özellikle Tersiyer döneminde havza denizel ve karasal (akarsu-gölsel) yoğun kırıntılı-karbonat-evaporit birimlerin depolanması ile temsil edilmektedir. Tuz Gölü'nün batısında yer alan Yeniceoba-Kuşça-İnsuyu çevresindeki Cihanbeyli formasyonu ve İnsuyu formasyonu'nun sedimanter istif içerisindeki kırıntılı-karbonat-volkaniklastik birimlerin yanal ve düşey fasiyes özelliklerine bağlı, depolanma süreçleri, mineralojisi, petrografisi, mikro dokusal özellikleri, eser element ve izotop jeokimyası çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmalar çökelme sisteminin aydınlatılmasına ve bölgenin paleocoğrafik gelişiminin anlaşılmasına yardımcı olmuştur. Cihanbeyli ve İnsuyu formasyonu palinolojik verilere göre Üst Miyosen-?Alt Pliyosen yaşlı olduğu bulunmuştur. Bu çalışmada Üst Miyosen-?Alt Pliyosen yaşlı Cihanbeyli formasyonu dört üyeye ayrılmıştır. Bunlar; Alt Karasal Kırıntılılar (Tmck1), Kuşça üyesi (Tmckü), Üst Karasal Kırıntılılar (Tmck2) ve Gölsel Karbonatlar (Tmcg) 'dir. Cihanbeyli formasyonuna ait Kuşça üyesine ait alınan örneklerde; XRD, mikro doku (SEM) çalışmaları neticesinde paligorskit ve illit türü kil mineralleri belirlenmiştir. İnsuyu formasyonu küçük ve büyük ölçekli boşluklu ve kovuklu, bitki egemen rizolitik kireçtaşları, kaliş ve kırıntılı çamurtaşı birimlerinden oluşmaktadır. Bölgedeki Miyo-Pliyosen birimlerinin kökeninin açıklığa kavuşturulabilmesi için ise ^{13}C, ^{18}O, $^{87/86}Sr$ izotop çalışmaları yapılmış ve elde edilen diğer jeokimyasal verilerle birlikte değerlendirilmiştir. Sonuç olarak çalışma alanındaki birimlerin; farklı paleo iklimsel koşulların, dönemsel karasal volkanizma ile tektonizmanın etkili olduğu farklı litolojilere sahip depolanma sistemlerinin etkin olarak geliştiği göl kompleksinde çökeldiği belirlenmiştir. Tez kapsamında yapılan tüm çalışmalar neticesinde Miyosen-Pliyosen zaman aralığında gelişen havzanın olası havza evrimi blok diyagramlarla modellenmiştir.

Ekim 2015, 188 sayfa

Anahtar Kelimeler: Sedimantoloji**,** Miyo-Pliyosen, Cihanbeyli, Yeniceoba (Konya),

ABSTRACT

Master Thesis

THE SEDIMENTOLOGY OF MIO-PLIOCENE UNITS AT SURROUNDINGS OF CİHANBEYLİ-YENİCEOBA (NORTH OF KONYA)

Bilge GÖKSU

Ankara University
Graduate School of Natural and Applied Sciences
Department of Geological Engineeing

Supervisor: Prof. Dr. Erdoğan TEKİN

Salt Lake Basin is a tectonically controlled subsidence area located in Central Anatolia which is bordered with NW-SE extending normal fault systems. Clastic, carbonate and evaporitic sediments are the major sediments which were deposited in terrestrial, lacustrine and marine environments, respectively. These sediments filled the basin during the Tertiary, owing to active noetectonic proceses. Accumulation phases, mineralogy, petrography, micro textural characteristics, trace elements, palynological and isotope geochemical studies have been conducted considering the lateral and vertical facies characteristics of detritals carbonate volcaniclastic units in the Upper Miocene-?Lower Pliocene Cihanbeyli formation and İnsuyu formation sedimentary units which is located west of the Salt Lake. These study attemps to clarify its origin and understand paleogeographic evolution of the area. In this study, The Cihanbeyli formation have been divided into four members as follows: Lower terrestrial clastics (Tmck1), Kuşça (Tmckü),Upper terrestrial clastics (Tmck2) and lacustrine carbonates (Tmcg). In samples belong to Kuşça member of Cihanbeyli formation, palygorskite and illite-type fibre minerals are found using XRD, microtextural (SEM) analyses. Insuyu formation is conpose of plant dominant rizholithic limestone chracterizing by various kind of porozities, calcrete, detritals mudstone. Using the heavy mineral composition of silisiclastic samples of the Cihanbeyli formation, its source rock composition have been determined as ophiolithic and volcanic. To decipher the origin of Mio-Pliocene units in the studied area ^{13}C, ^{18}O, $^{87/86}Sr$ isotope studies have been made and evaluated with other geochemical data. Ultimately, it's identified that different studied units were deposited under varyying paleoclimatic conditions in which periodic terrestrial volcanic activies and tectonism played an important role.

October 2015, 188 pages

Key Words: Sedimentology, Mio-Pliocene, Cihanbeyli-Yeniceoba (Konya)

ÖNSÖZ ve TEŞEKKÜR

“Cihanbeyli-Yeniceoba (Konya Kuzeyi) Civarındaki Miyo-Pliyosen Birimlerinin Sedimantolojisi isimli bu yüksek lisans tez çalışması, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında 2012-2015 arasında Prof. Dr. Erdoğan TEKİN danışmanlığında gerçekleştirilmiştir.

Tez çalışmalarım boyunca ve tezin her aşamasında büyük katkıları olan, kaynaklarını, bilgi ve tecrübelerini benimle paylaşan, değerli eleştiri ve fikirleri ile beni yönlendiren, maddi ve manevi desteğini esirgemeyen Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı öğretim üyelerinden tez danışmanım Sayın Prof. Dr. Erdoğan TEKİN’e ve kıymetli hocam Sayın Prof. Dr. Baki Erdoğan VAROL (Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı)’a içten ve sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Bu tez çalışması, yürütücülüğünü Prof. Dr. Erdoğan TEKİN’ in yaptığı TÜBİTAK-ÇAYDAG tarafından desteklenen 113 Y 090 nolu ve “ Cihanbeyli-Kulu (Konya Kuzeyi) Neojen Havzası Birimlerinin Stratigrafisi, Sedimantolojisi ve Havza evrimi ” isimli 1001 araştırma projesi kapsamında gerçekleştirilmiştir. Bu projeyi destekleyen ve bursiyer olarak yer aldığım TÜBİTAK’a teşekkürlerimi sunarım. Ayrıca bu projenin yürültümesinde emeği geçen saygıdeğer hocalarım Prof. Dr. Şevken Şen (Paris Doğa Tarihi Müzesi), Prof. Dr. Funda Akgün (Dokuz Eylül Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı), Yrd. Doç. Dr. İbrahim GÜNDOĞAN (Dokuz Eylül Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı), Doç. Dr. Yeşim BÜYÜKMERİÇ (Bülent Ecevit Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı), Dr. Erdal HERECE (M.T.A) ve Dr. Koray SÖZERİ (MTA)’ye, Prof. Dr. Muhittin GÖRMÜŞ (Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı)’e

Çalışmalarım boyunca her fırsatta deneyimlerinden faydalandığım ve sedimanter petrografi yorumlasında her türlü desteğini esirgemeyen Sayın Araş. Gör. Dr. Elif AKISKA’ya ve jeokimya verilerinin yorumlanmasında katkı ve yardımlarından dolayı Sayın Dr. Sinan AKISKA’ya,

Ofis çalışmasında ve labaratuvar çalışmalarında yardımlarını ve desteklerini gördüğüm, Deniz SONGUR'a, Aykut YÜKSEL'e, Melike YALÇIN'a

En önemlisi sonsuz sabırları, güvenleri, maddi ve manevi destekleri ile her zaman yanımda olan ve beni her zaman destekleyen canım annem, babam ve kardeşlerime teşekkür etmeyi bir borç bilirim.

Bilge GÖKSU
Ankara, Ekim 2015

İÇİNDEKİLER

TEZ ONAY SAYFASI
ETİK…… i
ÖZET……..... ii
ABSTRACT……. iii
ÖNSÖZ ve TEŞEKKÜR……. iv
SİMGELER DİZİNİ ve KISALTMALAR……..... ix
ŞEKİLLER DİZİNİ……..... x
ÇİZELGELER DİZİNİ……. xxii
1.GİRİŞ……... 1
1.1 Çalışma Amacı ve Kapsamı ……... 1
1.2 Çalışma Alanının Konumu……... 2
1.3 Materyal ve Yöntem…….. 3
1.3.1 Saha çalışmaları…….. 4
1.3.2 Laboratuvar çalışmaları……..... 4
1.3.2.1 Polarizan ve taramalı elektron mikroskobu (sem) çalışmaları……... 4
1.3.2.2 XRD çalışmaları…….. 5
1.3.2.3 Jeokimya çalışmaları……... 5
1.3.2.4 Duraylı izotop çalışmaları…….. 5
1.3.3 Büro çalışmaları…… 6
1.4 Önceki Çalışmalar……. 7
2. BÖLGESEL JEOLOJİ……... 16
3. STRATİGRAFİ……... 17
3.1 Temel Birimler (Paleozoyik- Mesozoyik)…… 21
3.1.1 Orta anadolu ofiyolit karmaşığı (Üst Kretase) (O.A.O.K)……. 21
3.2 Örtü Birimleri……..... 22
3.2.1 Kartal formasyonu (En Üst Kretase-Alt Paleosen) (Kpk)……..... 22
3.2.2 Çaldağ formasyonu (Üst Paleosen) (Tpeç)……... 24
3.2. Çayraz formasyonu (Orta Eosen) (Teç)…….. 25
3.2.4 Gökdağ formasyonu (Geç Oligosen-?Erken Miyosen)(Tomg)…….. 27
3.2.5 Cihanbeyli formasyonu (Üst Miyosen-Alt Pliyosen) (Tmc)…….. 30
3.2.5.1 Alt karasal kırıntılılar üyesi (satin-spar jipsli) (Tmck1)……..... 30
3.2.5.2 Kuşça üyesi (Tmckü)…….. 32
3.2.5.3 Üst karasal kırıntılılar (Tmck2)……. 33
3.2.5.4 Gölsel karbonatlar üyesi (Tmcg)……..... 34
3.2.6 İnsuyu formasyonu (Üst Miyosen–Alt Pliyosen) (Tmpi)……..... 35
3.2.7 Tuz gölü formasyonu (Pleyistosen) (Qpt)……. 36
3.2.8 Kuvarterner alüvyon (Qal)…… 37
4.TEKTONİK……..... 39
5. SEDİMANTOLOJİ……. 44
5.1 Ölçülü Stratigrafik Kesit Çalışmaları (Ö.S.K)……... 45
5.1.1 Cihanbeyli formasyonu…….. 45
5.1.1.1 Alt karasal kırıntılılar üyesi (Tmck1)……..... 45
5.1.1.1.1 Alt karasal kırıntılılar (Tmck1) üyesine ait ağır mineral analizi ve değerlendirilmesi……..... 50

5.1.1.2 Kuşça üyesi…….. 53
5.1.1.2.1 Kuşça celilboğazı doğu yamacı (Ö.S.K 1)…… 55
5.1.1.2.2 Kuşça celilboğazı batı yamacı (Ö.S.K 2)…….... 61
5.1.1.2.3 Kuşça üyesi (Tmckü)'nin batı ve doğu yamacında gözlenen fasiyesler…….. 68
5.1.1.2.3.1 Zayıf (%5-10) volkanik malzemeli dolomitik kireçtaşı fasiyesi (F_1)……. 68
5.1.1.2.3.2 zayıf (%5-10) volkanik malzeme içeren kumtaşı fasiyesi (F_2)…….. 72
5.1.1.2.3.3 tüf fasiyesi (F_3)……. 76
5.1.1.3 Üst karasal kırıntılılar (Tmck2)……... 77
5.1.1.4 Gölsel karbonatlar……..... 79
5.1.2 İnsuyu Formasyonu (Üst Miyosen-?Alt Pliyosen)……... 81
5.1.2.1 İnsuyu formasyonu'nun İnsuyu vadisi boyunca gözlenen fasiyesleri……..... 88
5.1.2.1.1 Silttaşı-çamurtaşı fasiyesi (a)……... 89
5.1.2.1.2 Rizolitik ve yumrulu kireçtaşı fasiyesi (b)…….. 91
5.1.2.1.3 Bitki kök ve kalıplı, erime boşluklu kireçtaşı fasiyesi (c)……. 94
5.1.2.1.4 Masif yapılı kireçtaşı fasiyesi (d)……. 95
6. PETROGRAFİ…….. 97
6.1 Cihanbeyli Formasyonu Kuşça Üyesi (Tmckü) ile İnsuyu Formasyonunun (Tmpi) Petrografik Özellikleri……... 97
6.1.1 Cihanbeyli formasyonu Kuşça üyesi (Tmckü)'nin petrografik ve sem özellikleri……..... 97
6.1.1.1Tüf fasiyesi…….. 97
6.1.1.2 Zayıf (% 5-10) volkaniklastik malzemeli kumtaşı……... 101
6.1.1.3 Zayıf (% 5-10) volkaniklastik malzemeli dolomitik kireçtaşı……. 103
6.1.2 İnsuyu formasyonu' nun petrografik özellikleri…….. 109
7. MİNERALOJİK XRD ÇALIŞMALARI……. 117
7.1 Kuşça Üyesi (Tmckü)……..... 117
7.1.1 Tüf fasiyesi…… 117
7.1.2 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren (%5-10) kumtaşı fasiyesi…… 118
7.1.3 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren (%5-10) dolomitik kireçtaşı fasiyesi…… 120
8. JEOKİMYA……..... 123
8.1 Jeokimyasal Analiz Sunumları ……..... 123
8.1.1 Esas oksit elementlerinin değerlendirilmesi…….. 127
8.1.2 İz elementlerin değerlendirilmesi……... 128
8.1.3 Nadir toprak elementlerin değerlendirilmesi……..... 130
8.2 Jeoistaiksel Değerlendirmeler…… 132
8.2.1 Analiz Sonuçlarının grafiksel sunumu……... 132
8.2.2 Analiz sonuçlarının jeoistatiksel sunumu…….. 139
8.2.2.1 Çok değişkenli jeoistatiksel analizler……..... 148
8.2.2.1.2 Cluster (kümeleme) analizi……... 148
8.2.2.1.3 Eski iklim ve su kimyası göstergeleri…….. 152
9. İZOTOP ANALİZİ ÇALIŞMALARI……..... 157

9.1 $^{87}Sr/^{86}Sr$ Analizi Çalışmaları…….. 157
9.2 ^{18}O ve $\delta^{13}C$ Duraylı İzotop Değerleri……... 159
9.2.1 ^{18}O Duraylı izotop değerleri…… 159
9.2.2 ^{13}C Duraylı izotop değerleri…… 160
10. SONUÇLAR……..... 163
KAYNAKLAR……..... 170
EKLER ……..... 183
EK 1 Volkaniklastiklerin petrografik-dokusal-ortamsal özellikleri…… 184
EK 2 İnsuyu kireçtaşlarının petrografik-dokusal-ortamsal özellikleri…….. 186
ÖZGEÇMİŞ……. 188

SİMGELER DİZİNİ

//N	Tek Nikol
+N	Çapraz/ Çift Nikol

Kısaltmalar

Fm	Formasyon
GD	Güneydoğu
GGB	Güney-Güneybatı
GGD	Güney-Güneydoğu
KB	Kuzeybatı
M.T. A	Maden Tetkik Arama
O.O.A.K	Orta Anadolu Ofiyolit Karmaşığı
Ö.S.K	Ölçülü Stratigrafik Kesit
T.P.A.O	Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1 Çalışma alanının yer bulduru haritası (UTM Görüntüsü)……..... 3

Şekil 1.2 Çalışma alanında değişik araştırmacılar tarafından birimlere verilen adlandırma yaş ve dokanak ilişkisi karşılaştırma tablosu (Akıl 2008'den değişiklikle hazırlanmıştır)……. 15

Şekil 3.1 Çalışma alanının 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası (Ulu vd. 1994a; Özsayın 2007, Akıl 2008 ve Tekin vd. 2015'den alınmıştır)……. 18

Şekil 3.2 Çalışma alanının 1/25.000 ölçekli jeoloji haritasının açıklamaları (Tekin vd. 2015'den alınmıştır)……. 19

Şekil 3.3 İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti (Özsayın 2007, Akıl 2008 ve Tekin vd. 2015'den alınmıştır)……... 20

Şekil 3.4 Orta Anadolu Ofiyolit Karmaşığı-Çaldağ formasyonu bindirme hattı (Kuşça Köyü kuzey doğusundan kuzeydoğuya doğru bakış Tekin vd.2014'den değişiklikle hazırlanmıştır)……... 21

Şekil 3.5 Orta Anadolu Ofiyolit Karmaşığındaki (O.A.O.K)'ndaki ofiyolitlerin yakın görünümü……..... 22

Şekil 3.6 Kartal Formasyonu' nun arazi görünümü (Acısudere mevkii güneyi)……... 23

Şekil 3.7 Kütükuşağı Köyünde gözlenen yanal ve düşey geçişli Kartal ve Çaldağ formasyonları……..... 25

Şekil 3.8 Ünlünün mandırası deresinde gözlenen Kartal ve Çayraz formasyonları (Kaletepe, güney batıya doğru bakış)……..... 26

Şekil 3.9 Acısuderesinde gözlenen Gökdağ formasyonun üzerine uyumsuz olarak çökelen Cihanbeyli formasyonun birlikte görünümü(kuzeyden kuzey doğuya doğru bakış)…… 28

Şekil 3.10.a Gökdağ formasyonu'nun alt seviyelerindeki karbonat bağlayıcılı ve çoğunlukla gabro, serpantin, rekristalize kireçtaşı, metamorfik kayaç parçaları (gnays, şist) ve nummulitli kireçtaşı içeren çakıltaşları; B'de ise Gökdağ formasyonu' nun üst seviyelerinde bulunan birkaç cm ile dm arasında değişen kalınlığa sahip nodüler yapılı jipsler (Kaletepe kuzeyi)……..... 29
Şekil 3.11 Gökdağ formasyonu–Ofiyolit (O.A.O.K) bindirmesinin görünümü (Ünlünün Mandırası deresi, bakış güneyden kuzeye)……... 29
Şekil 3.12 Cihanbeyli Formasyonu'nun alt karasal kırıntılılarına ait radyolarit, serpantin, kristalize kireçtaşı, çört ve kumtaşı parçalarının oluşturduğu çakıltaşı……..... 31
Şekil 3.13 Cihanbeyli formasyonunun Alt Karasal Kırıntılılar üyesine ait A'da tabakalı çamurtaşının görünümü; B'de ise çamurtaşı içerisindeki satin-sparların görünümü ……..... 31
Şekil 3.14 Cihanbeyli formasyonu Kuşça Üyesi' nin genel arazi görünümü……. 33
Şekil 3.15 Cihanbeyli formasyonu'nun Üst Karasal Kırıntılıların (Tmck2) genel görünümü (Armut Deresi mevkii) (Tekin vd. 2014'den alınmıştır)……..... 33
Şekil 3.16 Üst Karasal kırıntılılara ait çakıltaşlarının görünümü……..... 34
Şekil 3.17 Cihanbeyli formasyonuna ait Gölsel Karbonatlar üyesinin genel görünümü (Kuşça Celilboğazı mevkii bakış KB'ya) (Tmckü: Kuşça üyesi, Tmcg: Gölsel karbonatlar) …… 34
Şekil 3.18 İnsuyu formasyonuna ait kireçtaşlarının görünümü……. 36
Şekil 3.19 Tuz Gölü formasyonunun genel görünümü (Sağlık Köyü güney batısı Hacıefendi Köyü yaylası mevkii), a'da ise Tuz Gölü formasyonu içerisindeki prizmatik diskoidal jipslerin yakından görünümü……..... 37
Şekil 3.20 Acısudere mevkiinde dere içinde gözlemlenen alüvyal çökeller (KD'dan GB'ya doğru bakış)……... 38

Şekil 4.1 Anadolu'da tanımlanmış olan dört ana neotektonik bölge ve bu bölgeleri kontrol eden sistemleri gösteren harita (Bozkurt 2001'den sadeleştirilerek alınmıştır) (KAFS: Kuzey Anadolu Fay Sistemi, KDAFZ: Kuzey Doğu Anadolu Fay Zonu, DAFS: Doğu Anadolu Fay Sistemi, ÖDFS: Ölü Deniz Fay Sistemi)…….. 39
Şekil 4.2 Orta Anadolu ve çevresinin tektonik haritası (Dirik ve Erol 2003, Dirik 2001, Dirik ve Göncüoğlu 1996, Göncüoğlu vd., 1996, Koçyiğit ve Özacar 2003'ten değiştirilerek alınmıştır)……..... 41
Şekil 4.3 İlhan yaylası dolayındaki İnsuyu vadisi ve vadinin her iki tarafında yer alan normal fayların genel görünümleri (bakış KB'ya) (Tekin vd. 2014'den alınmıştır)……..... 43
Şekil 4.4 İlhan yaylası KB' sında, İnsuyu vadisi boyunca uzanan ve yanal devamlılığı olan normal fayın genel görünümü (bakış batıya) (Tekin vd 2014'den alınmıştır)……. 43
Şekil 5.1 Çalışma alanındaki Kuşça üyesi ve İnsuyu formasyonuna ait birimlerin fasiyes haritası……..... 44
Şekil 5.2 Cihanbeyli formasyonun Alt Karasal Kırıntılılar (Tmck1) üyesine ait genelleştirilmiş düşey litofasiyes kesiti …….. 46
Şekil 5.3 Cihanbeyli formasyonu'nun tabanında bulunan faylı kireçtaşı üzerine çökelen ofiyolit çakılları içeren çakıllı-kumlu kireçtaşı…….. 46
Şekil 5.4 Cihanbeyli formasyonu' nun tabanında yer alan masif kireçtaşının (A) ve üst seviyelere doğru ise ofiyolit çakılları içeren çakıllı, kumlu kireçtaşının (B) yakından görünümü……... 47
Şekil 5.5 Cihanbeyli formasyonuna ait çakıltaşı, çakıllı kumtaşı birimlerinin görünümü……..... 47
Şekil 5.6 Cihanbeyli formasyonuna ait kumtaşı, çamurtaşı ve kiltaşı ardalanmasının görünümü (Armut deresi bakış GB'dan KD'ya)……..... 48
Şekil 5.7 Cihanbeyli formasyonuna ait kumtaşı-çamurtaşı ardalanmasının gürünümü (Armut deresi bakış GB'dan KD'ya)……..... 48
Şekil 5.8 Cihanbeyli formasyonuna ait tabakalı çamurtaşlarının görünümü (Armu deresi bakış GB'dan KD'ya)…… 49

Şekil 5.9 Cihanbeyli formasyonuna ait A'da çamurtaşı içinde ara seviyelerde satin sparların, B'de ise Satin sparların burulma ve burkulma yapılarının yakın plan görünümü (Armut deresi)…… 49
Şekil 5.10 Sedimentte tane boyu sınıflaması (Wentworth 1922'den türkçeleştirilmiştir)……..... 50
Şekil 5.11 Cihanbeyli formasyonunun Alt Karasal Kırıntılıların üst seviyelerine ait dere içlerinden alınan örneklerin ince kesitte ağır minerallerin görünümü (a. Dy: Diyopsit; b. Prx: Piroksen, O:Opak; c. Srpt: Serpantin, Prx: Piroksen, d. Hrnb: Hornblend e. Rt: Rutil, Sfen; d. Hrnb: Yeşil hornblend) (//N: Tek Nikol, + N: Çift Nikol)……..... 52
Şekil 5.12 Kuşça Celilboğazının Ö.S.K 1 ve Ö.S.K 2 hattı yer bulduru (UTM görüntüsü)…….. 54
Şekil 5.13 Kuşça Celilboğazının genel arazi görünümü…….. 55
Şekil 5.14 Kuşça Celilboğazı doğu yamacı'nın arazi görünümü……... 56
Şekil 5.15 Celilboğazı doğu yamacının ölçülü stratigrafik kesit çalışması (Tekin vd. 2014'den alınmıştır)……..... 57
Şekil 5.16 Kuşça üyesi'nin doğu yamacı'nın alt seviyelerinde 100-125m'leri arası görülen birimler (38/50183K, 32/42894D)…….. 58
Şekil 5.17 Kuşça üyesi'nin doğu yamacı'nın alt seviyelerinde 125-165 m'leri arası görülen birimler (38/50007 K, 32/40053D)……..... 59
Şekil 5.18 Kuşça üyesi' nin doğu yamacı'nın alt seviyelerinde 165-185 m'leri arası görülen birimler (38/50171 K, 32/42983D)……..... 59
Şekil 5.19 Kuşça üyesi'nin doğu yamacının üst seviyelerinin görünümü (38/50155, 32/43033D)……..... 60
Şekil 5.20 Doğu yamacı'nın en üst seviyesinde bulunan beyaz-krem renkli, silisifiye, sert dokulu masif kireçtaşı……..... 61
Şekil 5.21 Kuşça Celilboğazı batı yamacı'nın arazi görünümü…… 62
Şekil 5.22 Kuşça Celilboğazı batı yamacının ölçülü stratigrafik kesit çalışması (Tekin vd. 2014'den alınmıştır)……..... 63

Şekil 5.23 Kuşça üyesi'nin batı yamacı'nın 100-125 m'leri arası görülen birimler içerisinde zayıf tüf malzemesi içeren kumtaşı ile dolomitik kireçtaşını ardalanması……..... 64
Şekil 5.24 Kuşça üyesi'nin batı yamacı' nın 128.5- 153.5 m' leri arası görülen birimler…… 65
Şekil 5.25 Kuşça üyesi'nin batı yamacı' nın alt seviyelerindeki 153.5-185 m'leri arası görülen birimler……..... 66
Şekil 5.26 Kuşça üyesi'nin batı yamacı'nın üst seviyelerinde görülen birimler……..... 67
Şekil 5.27 Batı yamacı'nın en üst seviyesinde bulunan beyaz-krem renkli, silisli, sert dokulu masif kireçtaşı…… 67
Şekil 5.28 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren (%5-10) kumtaşı (üstte) ve dolomitik kireçtaşının (altta) birlikte görünümü (eklemsi yapılı, soğuma çatlaklı…….. 69
Şekil 5.29 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren (%5-10) dolomitik kireçtaşının içinde kazıma kanal dolgusunun ve dolomitik kireçtaşlarının (eklemsi, soğuma çatlaklı yapısının) yakın plan görünümü……. 69
Şekil 5.30 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren (%5-10) dolomitik kireçtaşı'nın üzerinde gözlenen düzlemsel çapraz tabakalı silisiklastiklerin görünümü……..……..... 70
Şekil 5.31 Kuşça Üyesi' nin doğu ve batı yamaçlarının üst seviyelerinde bulunan zayıf volkaniklastik malzeme içeren dolomitik kireçtaşı'nın içerisindeki dentritik yapılı mangan sıvamaların görünümü……..…..... 70
Şekil 5.32 Doğu yamacı'nın üst seviyelerinde bulunan zayıf (%5-10) volkaniklastik malzemeli dolomitik kireçtaşı içerisindeki bitki kök kalıpları……..... 71
Şekil 5.33 Doğu yamacı'nın üst seviyelerinde bulunan zayıf (%5-10) volkaniklastik malzemeli dolomitik kireçtaşı içerindeki bitki kök kalıpları……..... 71

Şekil 5.34 Zayıf (%5-10) volkaniklastik malzeme dolomitik kireçtaşı' nın üzerinde gözlenen düzlemsel çapraz tabakalı zayıf (%5-10) volkaniklastik malzeme içeren kumtaşı'nın görünümü……..….. 72
Şekil 5.35 Zayıf (%5-10) volkaniklastik malzeme içeren kumtaşları'nın yakından görünümü……..……. 73
Şekil 5.36 Zayıf (%5-10) volkaniklastik malzemeli, karbonat oranı artmış kumtaşı' nın yakından görünümü……. 73
Şekil 5.37.a.b. Zayıf (%5-10) volkaniklastik malzeme içeren kumtaşı içerisindeki çapraz tabakalanmalar……. 74
Şekil 5.38 Zayıf (%5-10) volkaniklastik malzeme içeren kumtaşı içinde mercek kanal dolgular……..... 74
Şekil 5.39 Zayıf (%5-10) volkaniklastik malzeme içeren kumtaşı içindeki büyük kanal dolgusu..…….…… 75
Şekil 5.40 (A,B) Zayıf volkaniklastik malzemeli (%5-10) kumtaşı ve içerisindeki ince tüf seviyeleri……..... 75
Şekil 5.41 (a,b,c) Zayıf (%5-10) volkaniklastik malzemeli kumtaşı (a,b) içerisindeki bol taşınmış fosillerin (Nummulites, gastropod, foraminifer, pelesipod vb.)…… 76
Şekil 5.42 (a,b) Tüfün genel arazi görünümü……... 77
Şekil 5.43 Üst Karasal Kırıntılılara ait A'da kazıma kanal dolgulu çakıltaşı-çamurtaşı' nın görünümü, B'de ise çakıltaşları' nın yakından görünümü (Tekin vd. 2014'den alınmıştır)…… 78
Şekil 5. 44 Üst Karasal Kırıntılılara ait çakıltaşlarının iç yapısının görünümü…... 78
Şekil 5.45 Cihanbeyli formasyonuna ait Gölsel Karbonatlar üyesinin görünümü (Kuşça Celilboğazı mevkii bakış KB'ya)…….. 79
Şekil 5.46 Gölsel Karbonatlar (Tmcg) üyesine ait bitki boşluklu kireçtaşının yakından görünümü……... 80
Şekil 5.47 Cihanbeyli formasyonuna ait Gölsel Karbonatlar ile Alt Karasal kırıntılıların birlikte görünümü (Kuşça Celilboğazı mevki KB'sı)…..... 80
Şekil 5.48 Cihanbeyli formasyonun Gölsel Karbonatların ve Alt Karasal Kırıntılıların üst seviyeleri ait genelleştirilmiş düşey litofasiyes kesiti…….. 81

Şekil 5.49 Cihanbeyli-Sülüklü hattının yer bulduruşu (UTM Görüntüsü)…….. 82
Şekil 5.50 İnsuyu vadi'si boyunca yapılan İnsuyu formasyon 'una ait genelleştirilmiş ölçülü stratigrafik kesiti (Ö.S.K3) (Tekin vd. 2014'de alınmıştır)…… 83
Şekil 5.51 İnsuyu formasyonu kireçtaşlarının kornişli yapıların genel görünümü……... 84
Şekil 5.52 İnsuyu kireçtaşlarının tepelerde yatay tabakalar halindeki görüntüsü……..…… 85
Şekil 5.53 Açık krem-pembe renkli killi- kumlu kireçtaşlarının görünümü…… 86
Şekil 5.54 Killi kireçtaşları ile açık kahve renkli marn ardalanmasının görünümü……... 87
Şekil5.55 İnsuyu formasyonu'nun İnsuyu vadisi boyunca GD-KB yönündeki litofasiyes değişimlerinin şematik korelasyonu (Tekin vd. 2014'den alınmıştır)…….. 88
Şekil 5.56 A,B,C,D fasiyeslerin ayrımı ve rizolitik (R) seviyelerin görünümü…… 89
Şekil 5.57 Kömürlü seviye ile kaliş zonunun birlikte görünümü……..... 90
Şekil 5.58 Kırmızı renkli çamurtaşı içerinde bulunan kalişlerin zonunun görünümü…… 90
Şekil 5.59 Kireçtaşı içerinde bulunan merceksi yapıdaki siyah renkli organik madde içeren çamurtaşı……..... 91
Şekil 5.60 İnsuyu Kireçtaşı içerisindeki rizolitik seviyedeki bitki kök yapıların görünümü…….. 92
Şekil 5.61 Sert dokulu, bol gözenekli, peteksi yapılı (Pt) ve çatlaklar boyunca gelişen karbonat dolgular (D)……..... 92
Şekil 5.62 İnsuyu formasyonuna ait kireçtaşlarının üzerine gelen kırmızı renkli çamurtaşı içerisinde bulunan ağsı yapılı kalişlerin (K) genel görünümü…… 93
Şekil 5.63 İnsuyu kireçtaşlarının üzerine gelen kırmızı renkli çamurtaşı içerinde bulunan yumrulu kalişlerin (K) genel görünümü……..... 93
Şekil 5.64 Killi kireçtaşında bulunan rizolitik seviye içerisindeki bitki sapı-kökü boşluklu yapıları…… 94
Şekil 5.65 Kireçtaşı içerisindeki rizolitik (R) seviyelerin görünümü……. 94

Şekil 5.66 İnsuyu Fm. Kireçtaşlarındaki yaygın olarak görülen mikro ölçekli mağara boşluk-kovuklarının yakın plan görünümü…… 95
Şekil 5.67 Breşik yapılı kireçtaşı' nın görünümü……..... 96
Şekil 5.68 Silisli, sert dokulu kireçtaşı' nın görünümü…… 96
Şekil 6.1 Bileşimi % 90 oranında birincil ve ikincil kuvars olan tüf A'da (//N: Tek Nikol), B 'de ise (+N: Çift Nikol)…….. 98
Şekil 6.2 Bileşimi % 90 oranında birincil ve ikincil kuvars olan tüf A'da (//N: Tek Nikol), B'de ise (+N: Çift Nikol, S: serpantin)……... 98
Şekil 6.3 Bileşimi % 90 oranında birincil ve ikincil kuvars olan tüf (+N: Çift Nikol, p: piroksen)……. 98
Şekil 6.4 Tüfte gözlenen bağlayıcı konumundaki karbonatın/kalsitin (beyaz renkliler), dentritik yapılı mangan (Mn) boyamasının ve killeşmelerin görüntüsü (//N: Tek Nikol)……..... 99
Şekil 6.5 Kuşça üyesi Tüf fasiyesine ait volkan camının ve aradaki zayıf kil (illit) kristallerinin yakın plan SEM görüntüsü ve bunların EDS grafikleri(1-2) (Tekin vd.2015'den alınmıştır)…… 100
Şekil 6.6 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren kumtaşının genel doku görünümü (//N: Tek Nikol)……... 101
Şekil 6.7 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren kumtaşı içerisinde A'da ise kayaç parçalarından polikuvars ve serpantin (s) parçaları, B'de ise nummulites fosil taneleri ve plajiyoklaz (plg) görüntüsü (//N: Tek Nikol)……..…. 102
Şekil 6.8 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren kumtaşı içerisindeki elek dokı serpantin parçası (A'da //N: Tek Nikol, B'de +N: Çift Nikol)…….. 102
Şekil 6.9 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren kumtaşı içerisindeki A'da fosil (f) taneleri, kireçtaşı tanesi, kalsit (cl) serpantin parçaları ve opak (o) minerallerinin (//N: Tek Nikol), B'de ise piroksen mineralinin görüntüsü (+N: Çift Nikol)…….. 102
Şekil 6.10 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren kumtaşı içerisindeki A'da pümis (Pmk) parçaları (+N: Çift Nikol), B'de kumtaşı içerisindeki piroksen ve plajioklaz topluluğu (+N: Çift Nikol)……. 103

Şekil 6.11 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren kumtaşı içerisindeki A'da serpantin (s), kireçtaşı (kçt) parçaları, fosil (bryozoa) tanesi (//N: Tek Nikol) , B'de ise serpantin (s), nummulites (n) fosil taneleri (+N: Çift Nikol)……..... 103
Şekil 6.12 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren dolomitik kireçtaşının genel görünüm (+N: Çift Nikol)…… 104
Şekil 6.13 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren dolomitik kireçtaşının A'da karbonat/kalsit (cl) çimento içerisindeki biyotit parçasını, B'de ise biyotit ve klorit parçasının görünümü (+N: Çift Nikol)…..…….. 104
Şekil 6.14 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren dolomitik kireçtaşı içerisindeki A'da karbonat/kalsit bağlayıcı içerisindeki serpantin (s), nummulites fosilinin B'de ise fosil (f) tanesi ile kireçtaşı parçasının (kçt) kalsit bağlayıcıyla tüf dokusunun birlikte genel görünümü (//N: Tek Nikol)……. 105
Şekil 6.15 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren dolomitik kireçtaşının A'da karbonat çimento içerisinde plajiyoklaz (plg) tanesinin, B'de ise karbonat bağlayıcı içerisinde piroksen, nummulites fosili (n) ve serpantin (s) tanesinin görünümü (+N:Çift Nikol)……..... 105
Şekil 6.16 Kuşça Üyesi zayıf volkaniklastik malzeme içeren dolomitik kireçtaşı fasiyesine ait dolomit (d) kristalleri arasındaki olası bitki kök kalıbı ve/veya tüpsü bakteri yapısı (1) ile diğer kristaller (q: kuvars ve k:kalsit)'in yakın plan SEM görüntüsü ve bunların EDS grafiği (Tekin vd. 2015'den alınmıştır)……..... 106
Şekil 6.17 Kuşça Üyesi zayıf volkaniklastik malzeme içeren dolomitik kçt. fasiyesine ait dolomit (dol.) kristallerinin arasında ve/veya üzerinde sıvama tarzında gelişmiş paligorksit kristallerinin yakın plan SEM görüntüsü ve bunların EDS grafiği (Tekin vd. 2015'den alınmıştır)…….. 107
Şekil 6.18 Kuşça üyesi zayıf volkaniklastik malzeme içeren dolomitik kireçtaşı fasiyesine ait paligorskit kristallerinin yakından görünümü (Tekin vd. 2015'den alınmıştır)……..... 108

Şekil 6.19 Kuşça Üyesi zayıf volkaniklastik malzeme içeren dolomitik kireçtaşı fasiyesine ait öz şekilli dolomitin (d) görüntüsü (Tekin vd. 2015'den alınmıştır)…….. 108
Şekil 6.20 İnsuyu kireçtaşlarına ait A'da yoğun kuruma çatlaklarının, B'de ise kuruma çatlaklarının oluşturduğu intraklast oluşumlarının ince kesit görünümü (+N: Çift Nikol)……..… 109
Şekil 6.21 İnsuyu kireçtaşlarına ait A'da vadoz silti yapısı ve gastropod parçasının, B'de ise menisküs (asimetrik) çimentolanmanın ince kesit görünümü (+N: Çift Nikol)…… 110
Şekil 6.22 İnsuyu kireçtaşlarına ait A'da koyu renkte gözüken kısımlar topraklaşma zonunu, B'de ise erime yüzeyinin ikincil kalsit kristalleri ile dolgusunun görünümü (+N: Çift Nikol)…….. 110
Şekil 6.23 (a,b,c) İnsuyu kireçtaşı içerisindeki gastropod parçalarının ince kesit görünümü (+N: Çift Nikol)……. 111
Şekil 6.24 İnsuyu kireçtaşı içerisindeki ostrakod parçalarının ince kesit görünümü (+N: Çift Nikol)……... 111
Şekil 6.25 İnsuyu kireçtaşı içerisindeki A'da hem bitki köklerinin hemde koyu renkli olanlar (ok) topraklaşma zonunu, B'de ise bitki köklerinin görünümü (+N: Çift Nikol)…….. 112
Şekil 6.26 Kireçtaşı içerisindeki A'da ooid, B'de ise onkoid (ok) tanelerinin görünümü (+N: Çift Nikol)……..... 112
Şekil 6.27 İnsuyu kireçtaşı içerisindeki A'da dışkı pelletin, B'de ise pelloidal yapıların ince kesit görünümü (+N: Çift Nikol)…… 113
Şekil 6.28 İnsuu kireçtaşı içerisindeki A'da biyotit (b) ve B'de kuvars (k) parçalarının görünümü (+N: Çift Nikol)…….…….. 113
Şekil 6.29 Kalişlerin (kalkrit) mikromorfolojik sınıflamaları (Wright 1991)…..... 114
Şekil 6.30 Çiçek yaprağı görünülü uzamış ince kalsit kristallerinden oluşan mikrocodiumlar (+N: Çift Nikol)……..... 115
Şekil 6.31 Alveolar boşluklu doku. Mikritik duvarlı (ok) düzensiz gözeneklerin (b) karmaşık ağ dokusu (+N: Çift Nikol)…….. 115

Şekil 6.32 İnsuyu formasyonuna ait kuvars (k) kristalleri arasındaki olası bitki kök kalıbı boşluklarının yakın plan SEM görüntüsü ve bunların EDS grafiği (Tekin vd. 2015'den alınmıştır)……..... 116
Şekil 7.1 Bileşimi % 90 oranında birincil ve ikincil kuvars olan tüf örneğine (Y13-09-23 Karbonat) ait XRD diyagramı…….. 118
Şekil 7.2 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren kumtaşı örneğine (Y13-09-33) ait XRD diyagramı…… 119
Şekil 7.3 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren kumtaşı örneğine (Y13-09-36) ait XRD diyagramı…… 119
Şekil 7.4 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren (%5-10) dolomitik kireçtaşı örneğine (Y13-09-35c Tüf) ait XRD diyagramı……..... 120
Şekil 7.5 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren (%5-10) dolomitik kireçtaşı örneğine ait (Y13-09-58) XRD diyagramı…….. 121
Şekil 7.6 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren (%5-10) dolomitik kireçtaşına ait örneğin (Y13-09-35c) XRD diyagramı (Tekin vd. 2015'den alınmıştır)……..... 121
Şekil 8.1 Çalışma alanına ait jeokimyasal analizi yapılan kayaçların örnek dağılım haritası……... 125
Şekil 8.2 SiO_2'ye karşın diğer bileşenlere özgü değişim diyagramları……..….. 136
Şekil 8.3 Al_2O_3, Fe_2O_3, K_2O' ye karşın diğer bileşenlere özgü değişim diyagramları……..... 137
Şekil 8.4 Cu,Zn, Sc' ye karşın diğer bileşenlere özgü değişim diyagramları…..…. 138
Şekil 8.5 Korelasyon katsayılarının yüzde dağılımı grafiksel sunumu…… 145
Şekil 8.6 Korelasyon katsayısı kümülatif yüzde dağılımları grafiksel sunumu….. 146
Şekil 8.7 Eser elementlerin benzerlik derecesini gösteren dendogram……..... 149
Şekil 8.8 Esas oksit + nadir toprak elementlerin benzerlik derecesini gösteren dendogram…….. 150
Şekil 8.9 Tüm elementlerin benzerlik derecesini gösteren dendogram…… 151
Şekil 8.10 Kuşça Üyesi dolomitlerin % K_2O-Rb (ppm) grafiği…… 154
Şekil 9.1 $^{87}Sr/^{86}Sr$ izotopunun dünya çapındaki stronsiyum akış şeması (Scholle ve Ulmer-Scholle 2003)……... 157

Şekil 9.2 Kuşça Üyesine ait killi dolomitlerin stronsiyum dağılım diyagramı (Burke vd. 1982)…….. 159
Şekil 9.3 Jeolojik olarak önemli bazı kayaçlardaki $\delta^{18}O$ değerleri (Hoefs 1987)……. 160
Şekil 9.4 Jeolojik olarak önemli bazı kayaçlardaki $\delta^{13}C$ değerleri (Hoefs 1987).. 161
Şekil 10.1 Cihanbeyli-Yeniceoba havzasının ?Orta-Geç Miyosen zaman aralığındaki olası depolanma modeli (ölçeksiz) (Us 2015'den değiştirilmiştir)……..……... 168
Şekil 10.2 Cihanbeyli-Yeniceoba havzasının Geç Miyosen zaman aralığındaki olası depolanma modeli (ölçeksiz) (Us 2015'den değiştirilmiştir)……..…… 168
Şekil 10.3 Cihanbeyli-Yeniceoba havzasının En Geç Miyosen zaman aralığındaki olası depolanma modeli (ölçeksiz) (Us 2015'den değiştirilmiştir)……..…… 169
Şekil 10.4 Cihanbeyli-Yeniceoba havzasının Erken Pliyosen zaman aralığındaki olası depolanma modeli (ölçeksiz) (Us 2015'den değiştirilmiştir)……..…….……. 169

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 1.1 Tuz gölü havzası ve çevresi hakkında yapılan önceki çalışmalar……. 7
Çizelge 5.1 Volkaniklastik kayaçların oluşum sıralarına göre sınıflanması (Cas ve Wright 1987'den değişiklikle)……... 53
Çizelge 8.1 Kayaç örneklerinin tanımlaması ve alındıkları yerler…… 124
Çizelge 8.2 Kuşça üyesi ve İnsuyu formasyonu kayaç örneklerine ait esas oksit (%) değerleri……. 126
Çizelge 8.3 Kayaç örneklerine ait eser element (ppm) verileri…… 129
Çizelge 8.3 Kayaç örneklerine ait nadir toprak elementi (ppm) verileri…….. 131
Çizelge 8.5 Esas oksit elementlerine ait istatiksel değerler……..… 133
Çizelge 8.6 Eser elementlere ait istatiksel değerler…….. 134
Çizelge 8.7 Nadir toprak elementlerine ait istatiksel değerler…….. 135
Çizelge 8.8 Element çiftlerine özgü korelasyon katsayısı değerleri ……... 140
Çizelge 8.9 Korelasyon Katsayısı alt disiplinleri (Saraç 2007)…… 141
Çizelge 8.10 Korelasyon katsayısı nokta sayıları ve yüzde dağılımları…… 144
Çizelge 8.11 Korelasyon katsayısı kümülatif yüzde dağılımları……..... 145
Çizelge 8.12 Pozitif korelasyon katsayısı alt disiplinleri element çiftleri…….. 147
Çizelge 8.13 Düşük negatif korelasyon (r<-0,60) gösteren element çiftleri……... 148
Çizelge 9.1 Dolomit örneklerinin $^{87}Sr/^{86}Sr$ izotop değerleri (Tekin vd. 2015'den alınmıştır)…… 158
Çizelge 9. 2 İnsuyu formasyonunun ($\delta^{18}O$ ve $\delta^{13}C$) izotop analizleri (Tekin vd. 2015'den alınmıştır)…… 161
Çizelge 9.3 Cihanbeyli formasyonunun ($\delta^{18}O$ ve $\delta^{13}C$) izotop analizleri (Tekin vd. 2015'den alınmıştır)…….. 162

1. GİRİŞ

1.1 Çalışma Amacı ve Kapsamı

Jeoloji literatüründe Neojen dönemindeki kırıntılı-karbonat ağırlıklı fasiyeslerin oluşturduğu ve büyük bölümü dağ arası olarak gelişen havzaların sedimantolojisi, jeokimyası ve jeodinamik evrimi üzerine çok sayıda çalışma bulunmaktadır. Özellikle bu alanlardaki birimlerin depolanma süreçleri, yanal ve düşey fasiyes değişimleri, diyajenez özellikleri, çökelme ortamlarının tanımlamaları ve yorumu çeşitli araştırmacılar tarafından fasiyes modelleri kapsamında ele alınmış olup elde edilen veriler havza evrimi, paleoiklim ve ekonomik jeoloji açısından değerlendirilmiştir. Bu tür havzalardaki evaporit–karbonat oluşumları ile silisiklastik-volkaniklastiklerin ilişkileri ve volkanik süreçler en çok araştırılan konular arasındadır (Link ve Osborne 1978, Rust 1979, Cant 1982, Miall 1984, Calvo vd. 1989, İnci 1991, Anadon ve Utrilla 1993, Calvo vd. 1995, Alçiçek 2007 vb.).

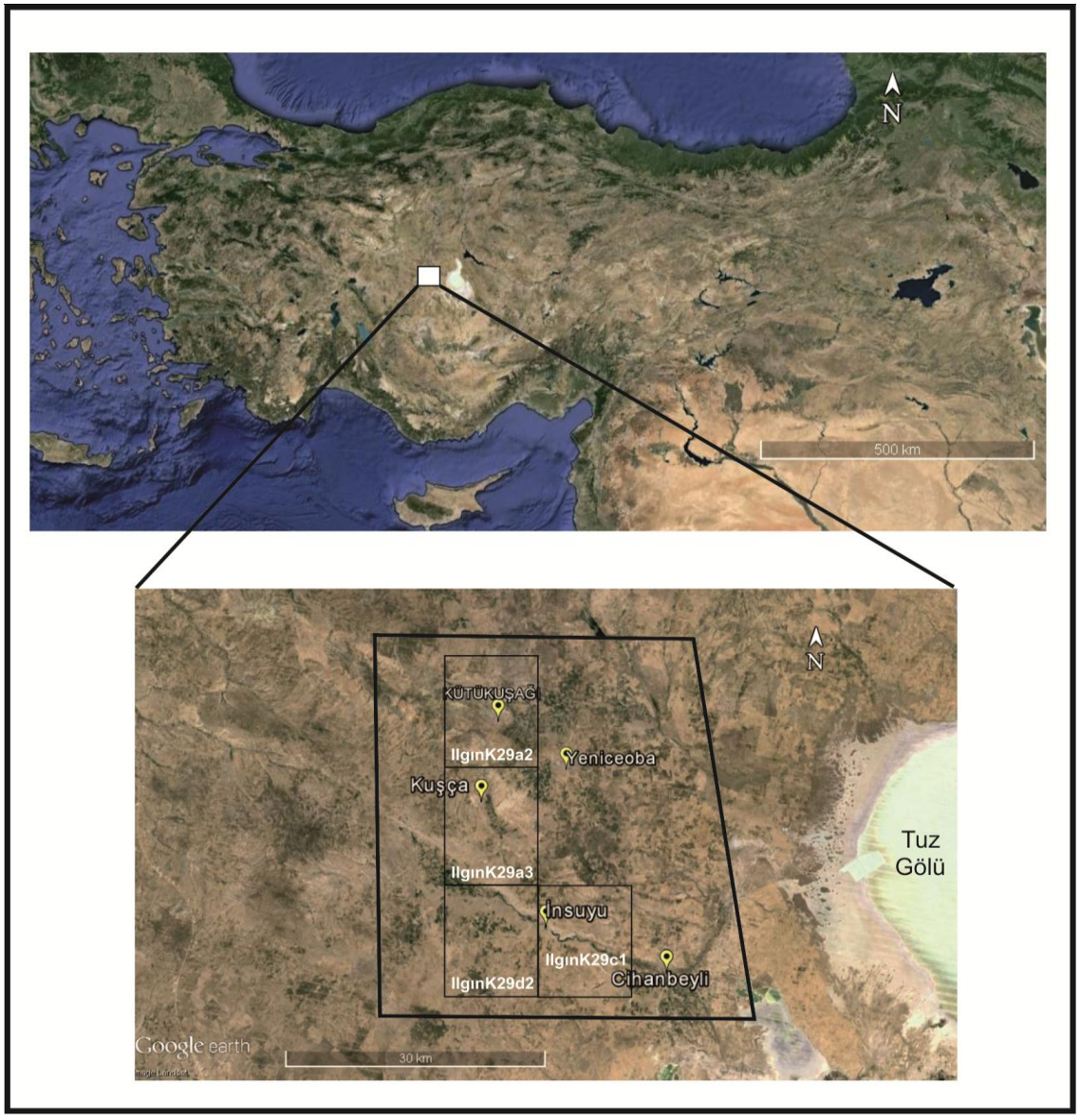
Bu yüksek lisans tez çalışmasının da içinde yer aldığı, Tuz gölü havzası yay önü havza özelliğinde olup (Görür vd. 1998), Orta Anadolu'da, doğrultuları KB-GD gidişli normal ve verev atımlı fay sistemleriyle sınırlanmış tektonik kontrollü bir çöküntü alanıdır. Doğu kenarı Tuz gölü fay zonu, güneybatısı Altınekin fay zonu ve kuzeybatısı ise Cihanbeyli, Yeniceoba ve Ilıca fay zonlarını da içine alan İnönü- Eskişehir Fay Sistemi tarafından denetlenen havza, gelişimini Geç Kretase' den günümüze kadar sürdürmektedir (Çemen vd. 1999, Dirik 2001 ve Göncüoğlu vd. 1996). Bilhassa Tersiyer dönemindeki etkin Neotektonik süreçlere de bağlı olarak havzada, denizel ve karasal özellikli (akarsu-gölsel) oldukça kalın kırıntılı-karbonat ve evaporit çökeller depolanmıştır (Derman 1980, Görür vd. 1998, Derman vd. 2000, Varol ve Kazancı 2000, Gürbüz 2012). Bugüne kadar Tuz Gölü havzasının kuzey, güney ve doğu kesimlerindeki Tersiyer birimleri stratigrafik, sedimantolojik, tektonik özellikleri ve ekonomik potansiyelleri ile ayrıntılı şekilde incelenmiş olmasına rağmen; havzanın

batısındaki Cihanbeyli ile İnsuyu formasyonunun kırıntılı-karbonat ağırlıklı birimleriyle ilgili ayrıntılı bir çalışma henüz ortaya konulmamıştır.

Bu çalışmada, inceleme alanındaki bu kırıntılı ve karbonat ağırlıklı istifin depolanma özellikleri, yanal ve düşey fasiyes değişimleri ile petrografik özelliklerinin belirlenmesi ve diyajenez süreçlerin aydınlatılması hedeflenmiştir. Komşu havzalarla olan korelasyonuda gerçekleştirilmiştir. Ayrıca bu birimlerle dikey ve yanal geçişli Kuşça Üyesi volkaniklastik fasiyeslerinin de ayrıntılı sedimantolojik-petrografik-mineralojik özelliklerinin açığa çıkartılmasına ve bunlar içerisinde gelişmiş olan kil alterasyonları tanımlanmasına çalışılmıştır. Böylece Tuz Gölü havzasının Cihanbeyli-Yeniceoba alt havzasındaki Neojen birimlerinin fasiyes özelliklerine bağlı depolanma dinamikleri çok daha anlaşılır bir hale getirilmeye çalışılmıştır.

1.2 Çalışma Alanının Konumu

Çalışma alanı, Orta Anadolu'da yer alan Tuz Gölü havzasının kuzeybatısında ve 1/25.000 ölçekli Ilgın- K29 a_2-a_3-d_2-c_1 paftaları içerisinde yer almaktadır (Şekil 1.1). İnceleme alanı Ankara-Konya karayolunun Yeniceoba yol ayrımına yaklaşık 25 km mesafededir. Söz konusu çalışma alanı güneyde Cihanbeyli (Konya) ilçesinden başlayarak güneybatısı 'sında İnsuyu Vadisi, batısında Böğrüdelik (Konya), kuzeybatıda Kuşça (Konya), kuzeyinde Yeniceoba (Konya) ovası ve doğuda Tuz Gölü ile çevrilidir. Çalışma alanında yer alan en önemli yerleşim merkezleri Kuşça, Yeniceoba, İnsuyu, Cihanbeyli'dir. Yöre topoğrafyası çok engebeli olmadığından bölgede ulaşım ağı gelişmiştir. Her köyü birbirine ve merkezlere bağlayan stabilize ve asfalt yollar vardır. Bölge halkının başlıca geçim kaynakları tarım ve hayvancılık olup, en çok buğday ve arpa üretilmektedir.



Şekil 1.1 Çalışma alanının yer bulduru haritası (UTM Görüntüsü)

1.3 Materyal ve Yöntem

Cihanbeyli-Yeniceoba (Konya kuzeyi) Miyo-Pliyosen havzasının jeolojik incelenmesini konu eden tez kapsamında incelemeler; saha, laboratuvar ve büro çalışmaları olmak üzere üç aşamada yürütülmüştür.

1.3.1 Saha çalışmaları

Saha incelemeleri çalışmanın önemli bir bölümünü oluşturmaktadır. Arazi çalışmaları 2013 Eylül, 2014 Mayıs, Haziran ve Eylül ayları ile 2015 Haziran ayında Yeniceoba, Kuşça, İnsuyu, Cihanbeyli ilçelerini kapsayan saha da gerçekleştirilmiştir. Çalışmalar sırasında bölgeye ait olan Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü'nün (MTA) 1/25.000 ölçekli Ilgın $K29a_2$, $K29a_3$, $K29d_2$, $K29c_1$ jeoloji haritaların revizyonu yapılmıştır. Bu çalışmanın ardından, tezin esas konusu olan havza dolgusu birimleri ele alınmış olup, bu birimlerin en iyi gözlendiği yerlerde 3 adet ölçülü stratigrafik kesit yapılmıştır. Bu kesitler yapılırken sistematik olarak örnekler alınmıştır. Bu ölçülü kesitleri temsil eden Neojen (Miyo-Pliyosen) istifine ait fasiyes haritası yapılmıştır. Kesit ölçümleri sırasında kalınlık, litoloji, doku, sedimanter yapı özellikleri kaydedilmiş, petrografik, jeokimyasal ve paleoortam çalışmaları için örnekler alınmıştır.

1.3.2 Laboratuvar çalışmaları

Laboratuvar çalışmalarından petrografik çalışmalar, polarizan ve taramalı elektron mikroskobu (SEM) çalışmaları ile XRD ve jeokimya çalışmaları şeklinde aşağıda sunulmuştur.

1.3.2.1 Polarizan ve Taramalı Elektron Mikroskobu (SEM) çalışmaları

Çalışma alanına ait kireçtaşı, çamurtaşı, tüf katkılı dolomitik kireçtaşı, örneklerinin paleontolojik, bileşimsel, dokusal ve diyajenetik özelliklerinin belirlenmesi ve bunlara dayalı olarak da depolanma ortamı hakkında ayrıntılı bilgiler elde etmek için petrografik çalışmalar gerçekleştirilmiştir. Bunun için sistematik olarak toplanan kireçtaşı, çamurtaşı ve tüf katkılı dolomitik kireçtaşı örneklerinden Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi (AÜFM) Jeoloji Mühendisliği Bölümü İnce Kesit ve Parlatma Laboratuvarı'nda ince kesitler hazırlanmış ve kesitlerin Leica DM/ LSP marka polarizan mikroskopta petrografik tayinleri yapılmıştır. Kesitlerden mineralojik bileşimi ve dokusal özellikleri yansıtmak üzere gerekli sayıda fotoğraf çekilmiş ve bunlar teze

konulmuştur. Ayrıca petrografik tayinlerin yetersiz kaldığı durumlarda özellikle killi birimlerin depolanma ortamı hakkında daha detaylı bilgiler toplamak amacı ile SEM (Taramalı Elektron Mikroskobu)' nda mikrodoku çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmalar Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) Araştırma Dairesi Başkanlığı SEM (Taramalı Elektron Mikroskobu) ünitesinde gerçekleştirilmiştir.

1.3.2.2 XRD çalışmaları

İnceleme alanından alınan çeşitli örneklerin mineralojik bileşimin belirlenmesi amacı ile XRD analizi yapılmıştır. Bu çalışma Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) Araştırma Dairesi Başkanlığı XRD laboratuvarında gerçekleştirilmiştir. XRD analizi için ayrılmış örnekler, kaba ve ince öğütmelerden geçirilmiş, elektrikli havanlarla pudra haline getirilmiştir. Bu çalışmalarda Anonymous (1983) kartları dikkate alınmış, değerlendirmeler de aynı standart ve veriler kullanılarak gerçekleştirilmiştir.

1.3.2.3 Jeokimya çalışmaları

Bu tez çalışması kapsamında havzada bulunan karbonat ve volkanik malzeme içerikli dolomitik kireçtaşı fasiyeslerin sedimantolojik ve petrografik özellikleri belirlenmiştir. Bu örnekler içerisinden seçilen 18 adet örneğin jeokimyasal karakterinin ayrıntılı olarak çıkarılması için Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü ince kesit laboratuvarında bulunan, Fritschvirating Cup Mill Pulverisette-9 marka öğütme makinesinde toz haline getirildikten sonra 250 nolu elekten geçirilmiştir. Bu işlemlerden geçen 18 adet örneğin ICP-XRF analizlerinin ölçümlerinin yapılması için Kanada Acme Lab.'a gönderilmiştir ve gelen sonuçlara göre değerlendirmeler yapılmıştır.

1.3.2.4 Duraylı izotop çalışmaları

Karbonat ve tüf örneklerinin yaşlandırılmasında ve ortamsal verileri elde etmek amacı ile Sr $^{86/87}$ izotop analizi jeokimyasal analizleri, ODTÜ Merkez Laboratuvarı (Ar-Ge

Eğitim ve Ölçme Merkezi, Radyojenik İzotop Laboratuvarı)'nda Köksal ve Göncüoğlu 2008 ve Tekin vd. 2010'de detayları ve koşulları verilen metodlardan uyarlanmış olan TLM-ARG-RİL-01 (Sr İzotop Oranı Analizi Deney Talimatı) talimatı uygulanarak yapılmıştır.

Kimyasal numune hazırlama işlemleri 100 standardında Temiz Laboratuvar koşullarında gerçekleştirilmiştir. Kayaç numunelerinin herbirinden yaklaşık 80 mg tartılarak PFA şişelere aktarılmıştır. Örnekler, 10 mL de-iyonize su içinde bir gün süreyle ısıtıcı tabla üzerinde bekletilerek çözülmüştür. Isıtıcı tabla üzerinde kurutulan örnekler önce 4 mL 6 N HCl içinde bir gün süreyle ısıtıcı tabla üzerinde çözülmüştür. Örnekler daha sonra tekrar ısıtıcı table üzerinde buharlaştırılıp kurutularak 1 mL 2,5 N HCl içine alınmış ve kromatografiye hazır duruma getirilmiştir. Stronsiyum elementi, 2,5 N HCl asitle 2 mL hacimde Bio Rad AG50 W-X12, 100-200 mesh reçine kullanılarak, katyon değişim prosesi ile ayrılmıştır. Stronsiyum, tek Re-filamentleri üzerine Ta-aktivatör ve fosforik asit eklenerek yüklenmiş ve statik modda ölçülmüştür.

1.3.3 Büro çalışmaları

Yapılan saha gözlemleri ve laboratuvar çalışmalarından elde edilen verilerin değerlendirilmesi ve yorumlanması büro çalışmalarıyla gerçekleştirilmiştir. Arazide gözlemlenen formasyon sınırı, tektonik dokanak, doğrultu ve eğim gibi veriler 1/25.000'lik M.T.A haritaları üzerine aktarılmış ve bu haritalarda gerekli düzeltmeler yapılarak gözden geçirilmiştir. Arazi çalışmaları kapsamında, çalışma alanının farklı bölgelerini ve genel stratigrafisini temsil eden ölçülü stratigrafik kesitler için Corel Draw X7 çizim programı kullanılmıştır. Laboratuvar çalışmaları sonucunda elde edilen mikroskop görüntüleri ayrıntılı bir şekilde yorumlanmıştır. Sonuçların ve jeolojik olayların açıklanabilmesi amacıyla grafik, çizelge, şekil ve jeolojik korelasyonlar hazırlanmış ve sonuçta tez yazımı gerçekleştirilmiştir.

1.4 Önceki Çalışmalar

İnceleme alanı ve çevresinde yapılan çalışmaların çoğu Tuzgölü havzasının ve cıvarının morfolojik, stratigrafik ve tektonik yapısını belirlemek ve bölgenin hidrokarbon potansiyelini saptamak için çok sayıda çeşitli çalışmalar yapılmıştır. (Chaput 1936, Lahn 1949, Agalede 1954, Rigo de Righi ve Cortesini 1960, Erol 1969). Değişik araştırmacıların, çalışma konuları ve çalıştıkları bölgeler çizelge 1.1'de verilmiştir. İnceleme alanı ve çevresinde gözlenen birimlere verilen isimler ve yaş ilişkileri ise şekil 1.2'de karşılaştırmalı olarak sunulmuştur.

Çizelge 1.1 Tuz gölü havzası ve çevresi hakkında yapılan önceki çalışmalar

Araştırmacı	**Çalışma Konusu**	**Çalışma Alanı**
Agalede (1954)	Genel Jeoloji	Tuzgölü batısı ve güneybatısı
Akıl (2008)	Tektonik	Tuzgölü batısı
Arıkan (1975)	Genel Jeoloji, petrol	Tuzgölü çevresi
Aydemir ve Ateş (2005-2006 a,b)	Jeofizik, tektonik	Tuzgölü çevresi
Ayyıldız (2002)	Stratigrafi	Tuzgölü çevresi
Beker (2002)	Paleontoloji	Tuzgölü güneyi
Capraru (1977,1991)	Petrol	Tuzgölü
Çemen ve Dirik (1992)	Stratigrafi, tektonik	Tuzgölü kuzeybatısı
Çemen vd.(1995,1999)	Genel Jeoloji, tektonik	Tuzgölü
Dellaloğlu ve Aksu (1984)	Jeoloji, petrol	Kulu, Ş.Koçhisar, Aksaray
Derman (1980,2000)	Genel jeoloji, evaporit	Tuzgölü batısı
Dinçer (1982) Dirik ve Erol (2003)	Jeoloji, petrol Tektonik, jeomorfoloji	Kulu batısı Tuzgölü
Ercan (1986)	Volkanizma	Orta Anadolu
Eren (2003a,b)	Tektonik	Konya çevresi
Erol (1967-1968)	Jeoloji	Bolluk gölü ve çevresi
Erol (1969)	Jeoloji, jeomorfoloji	Tuzgölü
Esat (2011)	Tektonik	Tuzgölü kuzeyi

Çizelge 1.1 Tuz gölü havzası ve çevresi hakkında yapılan önceki çalışmalar (devam)

Göncüoğlu vd. (1992)	Jeoloji	Orta Anadolu
Göncüoğlu vd. (1996)	Jeoloji	Tuzgölü batısı
Görür ve Derman (1978)	Stratigrafi, tektonik	Tuzgölü-Haymana
Görür vd. (1984)	Tektonik evrim	Tuzgölü
Gündoğan ve Helvacı (1996)	Jeoloji, hidrokimya	Bolluk gölü
Gürer ve Aldanmaz (2002)	Stratigrafi, tektonik	Orta Anadolu
Gürbüz (2012)	Sedimantoloji, tektonik	Tuzgölü ve çevresi
Karakaş ve Kadir (1998)	Jeoloji, mineraloji	Konya kuzeyi
Kürçer (2012)	Tektonik	Tuzgölü batısı
Lahn (1949)	Genel jeoloji	Orta Anadolu
Nairn (2010)	Tektonik, stratigrafi	Orta Anadolu
Özkul ve Türkmen (2000)	Stratigrafi	Orta Anadolu
Özmumcu (1974)	Genel jeoloji	Tuzgölü batısı
Özsayın (2007)	Tektonik	Tuzgölü batısı
Özsayın ve Dirik (2007,2011)	Tektonik	Tuzgölü batısı
Philippson (1918)	Genel jeoloji	Orta Anadolu
Rigo de Righi ve Cortesini (1960)	Jeoloji	Orta Anadolu
Sonel ve Sarı (2003)	Petrol	Tuzgölü kuzeyi
Sonel vd.(1995)	Jeoloji, petrol	Tuzgölü çevresi
Tunoğlu vd.(1995)	Paleontoloji	Tuzgölü batısı
Turkish Gulf of Oil Co.(1961)	Genel jeoloji, petrol	Tuzgölü
Ulu vd. (1994a)	Sedimantoloji, tektonik	Cihanbeyli, Karapınar
Umut vd. (1990)	Genel jeoloji	Kadınhanı, Sarayönü, Sülüklü
Us (2015)	Sedimantoloji	Tuzgölü batısı
Uygun (1981)	Evaporit, petrol	Tuzgölü
Uygun vd. (1982)	Genel jeoloji	Tuzgölü
Varol ve Kazancı (2000)	Sedimantoloji	Tuzgölü çevresi
Varol ve Alçiçek (2004)	Sedimantoloji, jeokimya	Tuzgölü çevresi

Erol (1967-1968), Tuz gölü havzasının batısında bulunan Bolluk Gölü etrafında gözlenen traverten konilerinin özellikleri ve oluşum şekilleriyle ilgili bilgi vermiş ve bu konilerin yaklaşık K–G ile KKD–GGB doğrultusunda dizildiklerini gözleyerek, bunun da faylanmayla ilişkili olabileceğini belirtmiştir.

Erol (1969), Tuzgölü havzasının Neojen ve Kuvarterner dönemlerini kapsayan jeolojik ve jeomorfolojik çalışmada havzanın Miyosen–Erken Pliyosen döneminde geniş bir tatlı su gölü ile kaplı olduğunu ve havza gelişiminin sınırlı bir şekilde orta kesimlerinde Kuvaterner'de de devam ettiğini belirtmiştir. Ayrıca havzanın batı ve doğu kısımlarındaki fay aktivitelerine bağlı olarak yüzeyde sodyum sülfat ve tuz getiriminin oluşabileceğini açıklamıştır.

Arıkan (1975), Tuzgölü havzasındaki petrol olanakları ile ilgili çalışmasında Geç Senoniyen–Oligosen aralığında çökelmiş 10.000 metreye varan bir istif bulunduğunu, havzanın Karacadağ yükseliminin doğu kenarı boyunca meydana gelen bir tektonizmayla Haymana Havzası'ndan Orta Eosen sonrasında ayrıldığını ve Miyosen döneminde bölgede flüviyal ve gölsel bir çökelimin olduğunu ifade etmiştir.

Uygun vd. (1981), Miyo-Pliyosen yaşlı çökel istifini Mezgit grubu adı altında değerlendirmişlerdir.

Görür vd. (1984), Orta Anadolu'da bölgesel ölçekte yaptıkları çalışmada, Haymana ve Tuz gölü havzalarının, Sakarya Kıtası ve Kırşehir Bloğu' nun aktif kenarlarında, birbirlerinden bağımsız olarak oluşmuş, eş yaşlı, yay önü havzalar olduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca Tuz gölü Havzası'nın, Orta Eosen sonunda kırmızı kayaçlar ve evaporitlerden oluşan bir molas havzasına dönüştüğünü söylemişlerdir. Buna ek olarak yazarlar, Anadolu ve çevresi için plaka tektoniği kuramı içerisinde Tuz gölü Havzası'nı ilk olarak tartışmışlardır.

Ercan (1986) Orta Anadolu'daki tüm Senozoyik volkanizmasını çalışmış, bunlardan inceleme alanında bulunan Tuz Gölü havzasının güneyinde yer alan Konya ve Karaman

volkaniklerinin Miyo–Pliyosen yaşlı olduğunu ve kalkalkalen karakterde kabuksal kökenli bir volkanizma olduğunu belirtmiştir.

Umut vd. (1990), Tuz gölü' nün batısında yaptıkları çalışmada; Geç Miyosen–Pliyosen yaş aralığında Kırmızıbayır Tepe, İnsuyu ve Derviş olmak üzere üç formasyon tanımlamış ve bu birimlerin çökelme ortamlarını açıklamıştır.

Çemen ve Dirik (1992), Tuz gölü havzası'nın kuzey doğu bölgesinin stratigrafisi ve yapısal jeolojisinden bahsederek bölgedeki Maestrihtiyen öncesi temel kayaçlar üzerinde gelişmiş, genişlemeli bir havza olabileceğini öne sürmüşlerdir.

Ulu vd. (1994a), Havzasının batı ve güney kesimlerinde yer alan Cihanbeyli ve Karapınar yörelerinde yaptıkları çalışmada bölgede Geç Senozoyik döneminde havzanın çökmesine bağlı olarak, alüvyonlardan gölsel ortama geçiş olduğunu ve bu seviyeyi uyumsuzlukla örten, akarsu, alüvyal yelpaze ve göl çevresi evaporitik düzlüklerini temsil eden tortulların alttaki geçiş tortulları üzerine uyumsuz olarak geldiklerini tespit etmişlerdir.

Gündoğan ve Helvacı (1996), Bolluk Gölü ve çevresinde yaptıkları çalışmalarında bölgedeki mevcut traverten konilerinden bazılarının günümüzde aktif olarak sülfatlı su çıkartmakta olduğunu ve bunların Bolluk Gölü'nün SO_4'çe zenginleşmesini sağladığını belirtmişlerdir.

Göncüoğlu vd. (1996), Tuz gölü havzası'nın batısında yer alan çalışmalarında havzanın örtü birimlerinden olan ve Oligosen-Pliyosen yaş aralığını temsil eden Gökdağ ve Cihanbeyli formayonlarını ilk kez tanımlamışlardır. Ayrıca havzada Ilıca, Mermerdağ (Yeniceoba) ve İnsuyu (Cihanbeyli) olmak üzere üç önemli fay zonu tespit etmişlerdir.
Çemen vd. (1999), Tuz gölü havzası'nın batısında yapılan çalışmada havzanın Geç Kretase'de tektonik denetimli bir havza olarak geliştiğini belirtmişlerdir. Havzayı kontrol eden fayların saf normal ya da bir miktar doğrultu atım bileşenine sahip normal faylar olabileceğini ve bölgedeki Geç Eosen sıkışmasından sonra neotektonik dönemde

Tuz gölü Fayı'nın reaktive olarak havzayı günümüze uzanan süreçte kontrol ettiğini belirtmişlerdir. Ayrıca daha önce yapılan çalışmalardan Göncüoğlu vd. (1996)'da tanımlanan Yeniceoba ve Cihanbeyli fay zonları olarak adlandırmışlardır.

Beker (2002), Tuz Gölü havzası'nın güneyinde yer alan Karapınar Havzasındaki İnsuyu Kireçtaşlarından aldığı örneklerde çoğunlukla "*Candona, Ilyocypris* ve *Heterocypris*" cinslerine ait ostrakodlar tespit etti. Belirlenen ostrakod faunasına göre İnsuyu Kireçtaşlarının Pliyosen –Erken Pleyistosen yaşında olduğunun ve Ostrakodların ortam belirleyici özelliklerine göre İnsuyu Kireçtaşının tatlı su ortamında çökeldiğini belirtmiştir.

Dirik ve Erol (2003), Tuz gölü ve çevresinin tektonomorfolojik evrimi üzerine yaptıkları bu çalışmalarında, gelişimi Geç Kretase' de bir graben olarak başlayan Tuz gölü Havzası'nın ilk kez Eosen'de sıkıştığını belirtmişlerdir. Geç Miyosen–Erken Pliyosen'de batıya doğru hareket etmeye başlayan Anadolu Levhası' nın daha önceden çalışmış olan fayları tekrar harekete geçirdiğini ve bu nedenle fay kontrollü iç havzaların oluştuğunu belirtmişlerdir.

Eren (2003a,b), Konya Havzası'nın batısında yaptığı incelemelerde, havzayı batıdan sınırlayan fayların Miyo–Pliyosen yaşlı gölsel kireçtaşlarını ve Kuvaterner çökellerini kestiğini belirtmiştir. Bu fayların çoğunlukla normal faylar, bir kısmının ise sağ yönlü doğrultu atım bileşenine sahip normal faylar olduğunu ifade etmiştir.

Koçyiğit ve Özacar (2003), Çalışma alanında yaptıkları incelemelerde Afyon-Akşehir Grabeni'nin Orta Anadolu'yu Isparta Büklümü'nden ayıran aktif bir çöküntü alanı olduğunu, grabeni sınırlayan fayların verev atımlı normal faylardan oluştuğunu ve genişlemenin KD–GB doğrultusunda gerçekleştiğini ortaya koymuşlardır.

Koçyiğit (2005), Batı ve Orta Anadolu'yu kapsayan çalışmasında Cihanbeyli fay zonunun 60 km uzunlukta ve 2-4 km genişlikte bir graben olduğunu belirtmiştir.

Aydemir ve Ateş (2005, 2006a,b), Tuz gölü ve çevresinde aldıkları sismik kesitlerde Sülüklü-Cihanbeyli-Gölören anomalisi olarak tanımladıkları gömülü bir magmatik kütlenin var olduğu ileri sürmüşlerdir. Bu magmatik kütlenin, Kretase döneminde aktif olan bir normal fay düzlemini kullanarak bir dayk şeklinde yüzeye kadar yerleştiğini belirtmişlerdir.

Özsayın (2007), Orta Anadolu'nun önemli fay sistemlerinden, İnönü-Eskişehir Fay Sistemi'nin Yeniceoba- Cihanbeyli bölümünde yapmış olduğu çalışmada, bölgede yayılım gösteren kayaçları Neojen öncesi temel ve Neojen ve sonrası örtü birimleri olmak üzere iki ana grupta ayırmıştır. Neojen birimlerini ayrıntılı olarak incelemiş ve sınırlı yayılıma sahip Cihanbeyli Formasyonu'nun Kuşça üyesini ilk kez bu çalışma kapsamında tanımlamıştır. Kuşça Üyesi olarak olarak isimlendirilen bu istifin farklı olduğu, Gökdağ Formasyonu dahil tüm temel birimleri açısal uyumsuzlukla örttüğünü belirtmiştir. İnönü-Eskişehir Fay sisteminin güney doğusundaki uzantısını oluşturan Cihanbeyli ve Yeniceoba fay zonlarını, neotektonik dönemde meydana gelen deformasyonları tespit etmek için kırıklar halinde incelemiş ve fay düzlemleri üzerinden alınan kayma verileri kinematik analizler sonucunda değerlendirmiştir. Cihanbeyli fay zonunun tek evreli, Yeniceoba fay zonunun iki evreli bir deformasyon geçirdiğini belirtmiştir. Ayrıca her iki fay zonu üzerinde tespit edilen ve güncel çökelleri kesen kinematik analiz sonuçlarına göre günümüzde bu bölgenin KKD-GGB doğrultusunda açıldığını tespit etmiş ve bu iki fay zonunun günümüzde de etkinliğini sürdürmekte olduğunu ifade etmiştir.

Akıl (2008), Tuz gölü havzasının kuzeybatı kesiminde yer alan çalışmasında İnönü-Eskişehir Fay Sistemi'nin kuzeybatı uzantısını oluşturan Yeniceoba fay zonu bulunmaktadır. Bu Yeniceoba fay zonunun, Yeniceoba ovasının güney kenarından başlayarak kuzeybatıya doğru Günyüzü kasabasına kadar devam ettiğini, bu zonun, KB-GD doğrultulu genelde kuzeye eğimli faylardan oluştuğunu ve hem temel hem de örtü birimlerini kestiğini belirtmiştir. Yeniceoba fay zonu üzerinde meydana gelen deformasyonları tespit etmek için segmentler halinde incelemiştir. Yeniceoba fay zonundan alınan fay-kayma verilerinin kinematik analizleri sonucunda fay zonunun üç evreli bir deformasyon geçirdiğini ortaya koymuştur. Yeniceoba fay zonunun, ilk

deformasyon evresinde, Orta-Geç Miyosen döneminde KKB–GGD doğrultulu sıkışmaya bağlı olarak sağ yanal karakterde olduğunu da ortaya koymuştur. Fay zonunun birinci sıkışma evresinin ardından çalışma alanında Alt-Orta Pliyosen döneminde kısa süreli KKD-GGB doğrultulu ikinci bir sıkışma evresi belirlenmiştir. Yeniceoba fay zonunun son deformasyon evresini temsil eden Geç Pliyosen' de ise KD-GB açılmaya bağlı olarak normal fay karakterli olarak çalıştığını tespit etmiştir.

Kürçer (2012), tarafından gerçekleştirilen doktora tez çalışması kapsamında Tuz Gölü Fay Zonu'nun oluşum yaşının belirlenmesi ve bölge için neotektonik dönem başlangıç yaşının sorgulanması amacıyla Şereflikoçhisar ve çevresinde yürütülen haritalama calışmasında, Pliyosen yaşlı Cihanbeyli formasyonu ve bununla yanal ve düşey geçişli Peçenek formasyonunun kendisinden yaşlı tüm birimler üzerinde açısal uyumsuzlukla örttüğünü belirtmiştir. Yaklaşık 200 km uzunluğunda olan Tuz Gölü Fay Zonu'nun neotektonik dönemdeki aktif fayların ortalama deprem tekrarlanma periyodları, deprem büyüklüğü, segment uzunlukları, atım miktarı ve kayma hızı gibi özelliklerini açıklamıştır. Bu çalışmaların yanısıra paleosismolojik hendek çalışmaları için ilk kez üç boyutlu sanal fotoğraflama yöntemini kullanmıştır. Yöntem ilk defa bu çalışmada, Tuz Gölü Fay Zonu üzerinde yürütülen tüm paleosismolojik hendek çalışmalarında uygulamıştır.

Gürbüz (2012), tarafından gerçekleştirilen doktora tez çalışmasında Tuz gölü havzasının Neojen öncesi stratigrafisine yönelik birçok çalışmanın bulunmasına nazaran son 40 yıl içerisinde Neojen ve Kuvarterner yaşlı tortul birimlerine yönelik herhangi bir detaylı çalışma yapılmadığını ifade etmiştir. Bu çalışma kapsamında Tuz gölü havzası' nın Pliyo-Kuvarterner dönemine ait sedimantolojik ve jeomorfolojik evriminin aydınlanması ve bu dönemdeki bölgenin tektonizmasıyla ilişkili bölgenin jeolojik evrimin ortaya konmasını amaçlamıştır.

Us (2015) , Çalışma alanı Tuz gölü'nün batısında yer alan Cihanbeyli ve Yeniceoba basenlerindeki temel stratigrafinin belirlenmesi ve önem teşkil eden evaporitli serinin istiflenme özellikleri, yanal düşey değişimleri ve petrografik özelliklerini açıklamıştır.

Havzanın depolanma süreçlerinden bahsetmiş ve komşu havzalarla olan korelasyonu açıklamaya çalışmıştır.



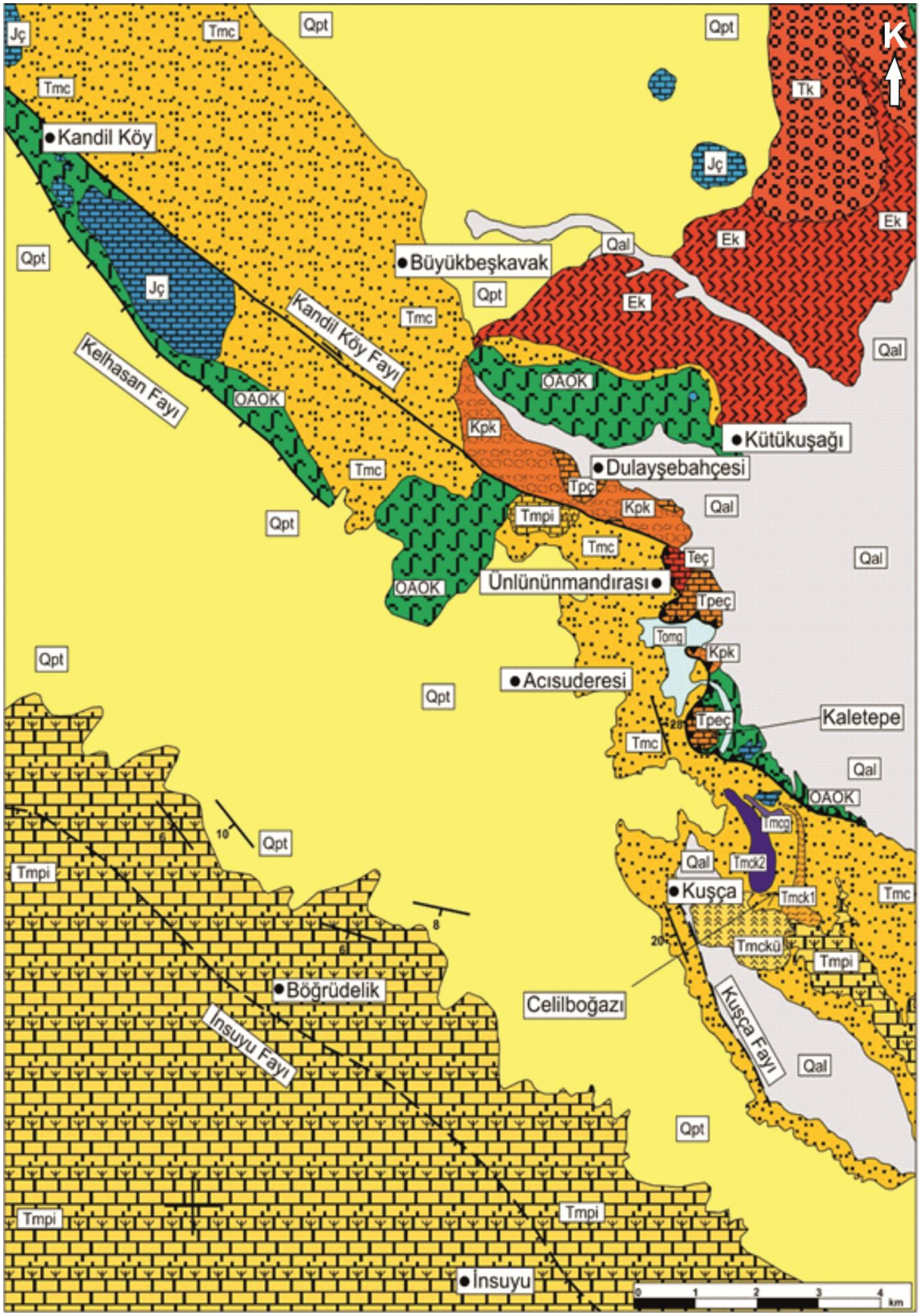
Şekil 1.2 Çalışma alanında değişik araştırmacılar tarafından birimlere verilen adlandırma yaş ve dokanak ilişkisi karşılaştırma tablosu (Akıl 2008'den değişiklikle hazırlanmıştır)

2. BÖLGESEL JEOLOJİ

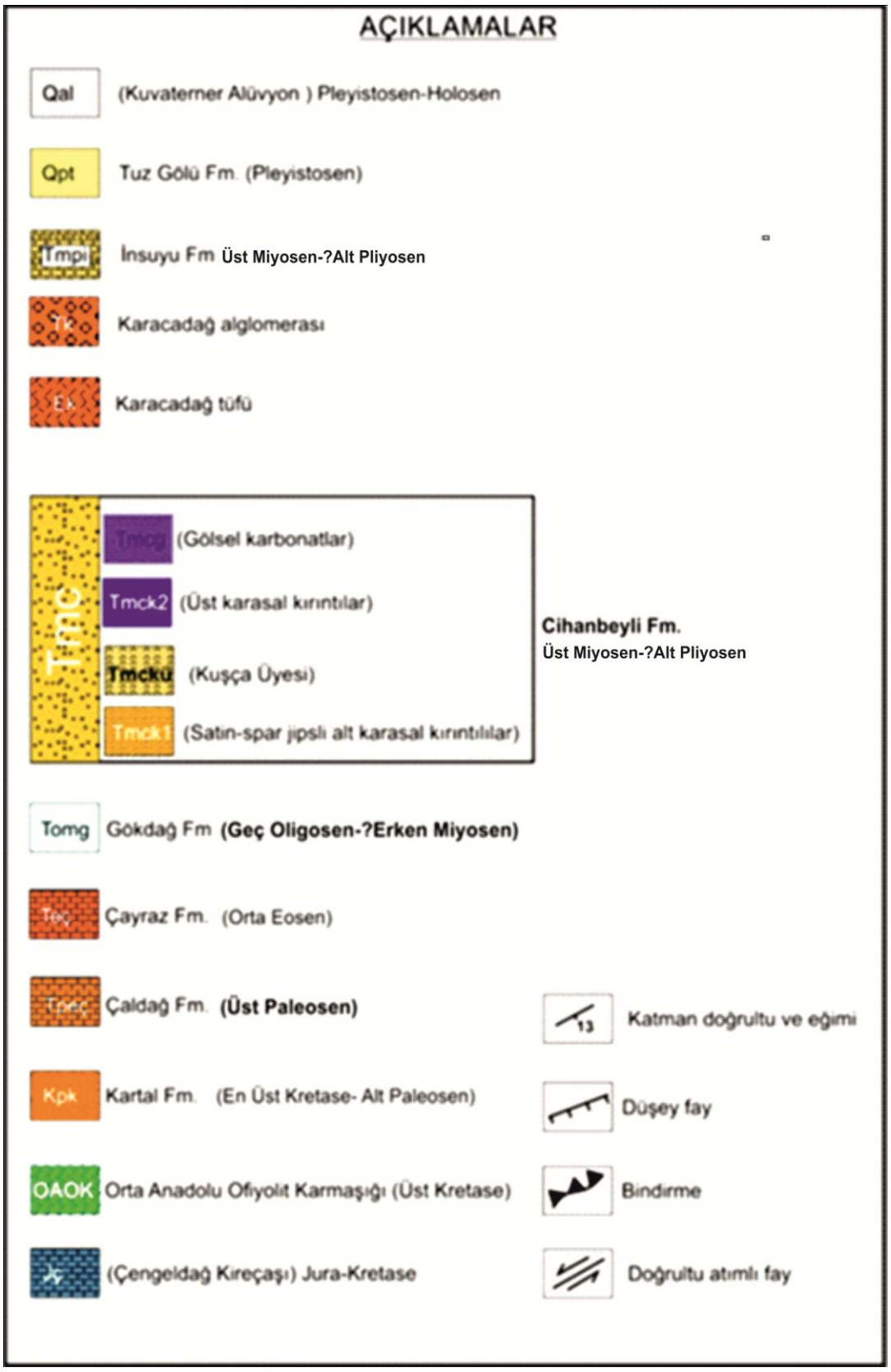
Çalışma sahasının da içinde yer aldığı Tuz Gölü havzası, yay önü özelliğinde (Görür vd. 1998) olup; Orta Anadolu'da, doğrultuları KB-GD gidişli güneye eğimli normal fay sistemleri ile sınırlandırılmış tektonik kontrollü bir çöküntü alanıdır. Doğu kenarı Tuzgölü fay zonu, güneybatısı Altınekin fay zonu ve Kuzeybatısı ise Cihanbeyli, Yeniceoba ve Ilıca fay zonlarını da içine alan İnönü–Eskişehir fay sistemi tarafından denetlenen havza gelişimini Geç Kretase 'den günümüze kadar sürdürmüştür. Havzada oldukça kalın, kırıntılı- karbonat ve evaporit çökelleri depolanmıştır (Derman 1980, Göncüoğlu vd. 1996, Görür 1998, Çemen vd. 1999, Derman vd. 2000, Varol vd. 2000, Gürbüz 2012). Orta Anadolu Ofiyolit Karmaşığı üzerine farklı fay sistemlerince denetlenerek gelişimine devam eden havza Eosen sonuna kadar denizel özelliğini korumuştur. Sonraki süreçte flüvyal-alüvyal yelpaze ve ara ara gölsel karakter kazanan bu havza, farklı dönemlerde silisiklastik, volkaniklastik, karbonat ve evaporitik özellikte oldukça grift bir çökel sistemini depolamıştır. Bunlardan özellikle Üst Miyosen-?Alt Pliyosen yaşlı Cihanbeyli formasyonu içerisindeki silisiklastikler, karbonatlar ve volkaniklastiklerin oluşumunu ve Üst Miyosen-?Alt Pliyosen yaşlı İnsuyu formasyonu kalın yatay tabakalı, beyaz renkli, bol erime boşluklu, merceksi yapılı, formasyon içi çakıllı ve yer yerde silisifiye gölsel kireçtaşları bu çalışmanın konusunu kapsamaktadır. MTA, TPAO çalışmalarından oluşan bilgilerin yanı sıra bölgede yapılmış değişik çalışmalar (Özsayın 2007, Akıl 2008, Gürbüz 2012, Kürçer 2012) incelenerek bölgenin 1/25.000'lik jeoloji haritası tekrardan gözden geçirilmiştir.

3. STRATİGRAFİ

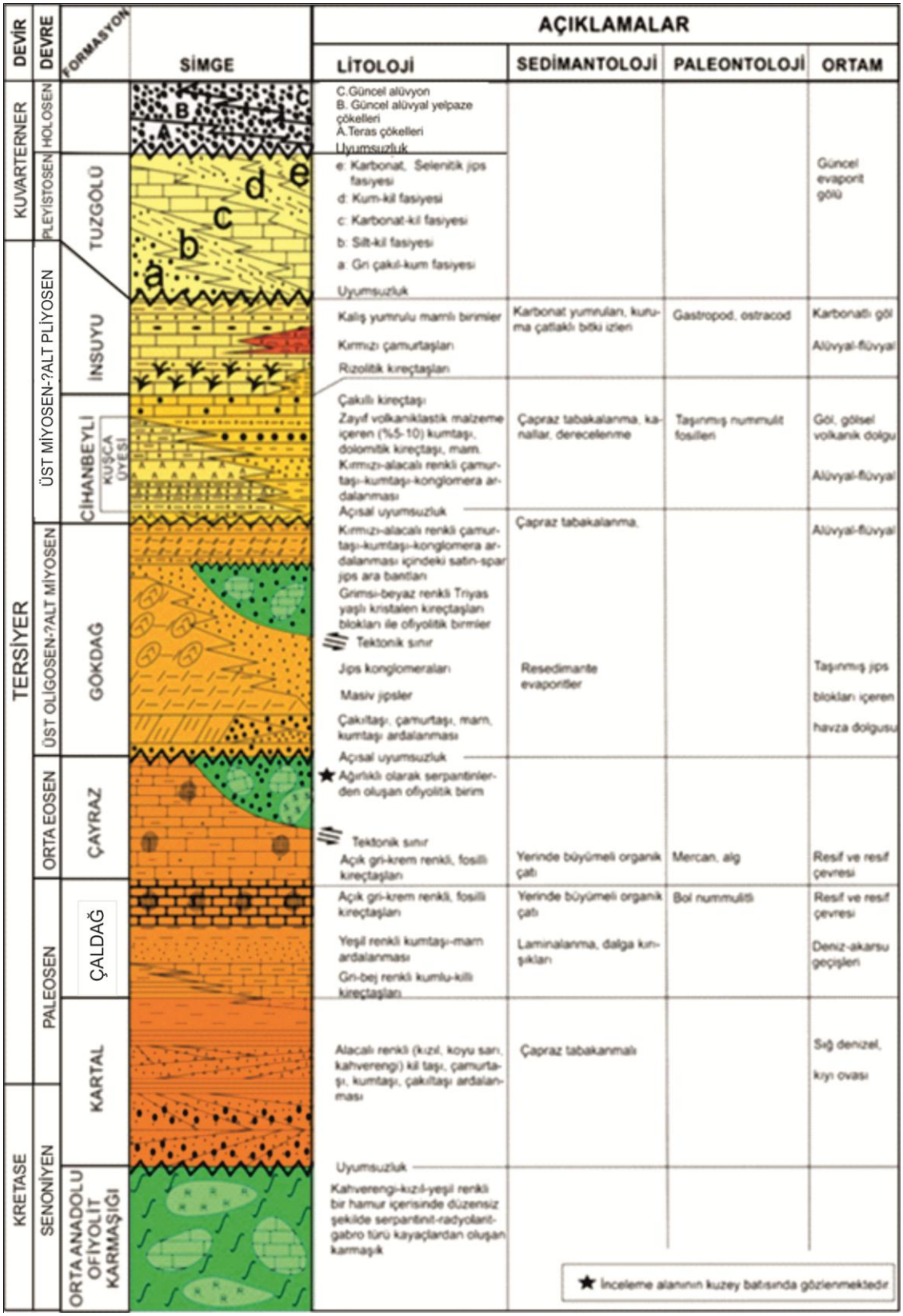
Tuz Gölü havzasında Geç Senoniyen-Kuvaterner yaşlı kalınlığı 10.000 m'yi bulan oldukça kalın tortul bir istiften bahsetmek mümkündür (Arıkan 1975). Bölgede yapılan pek çok çalışmada tektonik kontrollü bu kalın sedimanter istif Mesozoyik yaşlı temel ve Senozoyik yaşlı örtü kayalar olmak üzere başlıca iki ana grup altında toplanmıştır. Kütahya-Bolkar Metamorfikleri (daha çok çalışma alanının kuzey batısında gözlenmektedir), Orta Anadolu Ofiyolit Karmaşığı (OAOK) ve Kartal formasyonu bölgedeki Mesozoyik yaşlı temeli teşkil ederken, Çaldağ formasyonu, Çayraz formasyonu, Gökdağ formasyonu, Cihanbeyli formasyonu, İnsuyu formasyonu ve Tuz Gölü formasyonu bölgedeki Senozoyik örtü birimlerini teşkil etmektedir (Şekil 3.1-3.2). Tüm bu birimlerin stratigrafik dokanak ilişkileri, petrografik karakterleri ve sedimantolojik özellikleri Özsayın 2007 ve Akıl 2008 çalışmalarındaki bölgenin genel stratigrafik kolon kesiti revize edilerek şekil 3.3'de sunulmuştur.



Şekil 3.1 Çalışma alanının 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası (Ulu vd. 1994a, Özsayın 2007, Akıl 2008 ve Tekin vd. 2015'den alınmıştır)



Şekil 3.2 Çalışma alanının 1/25.000 ölçekli jeoloji haritasının açıklamaları (Şekil 3.1) (Tekin vd. 2015'den alınmıştır)

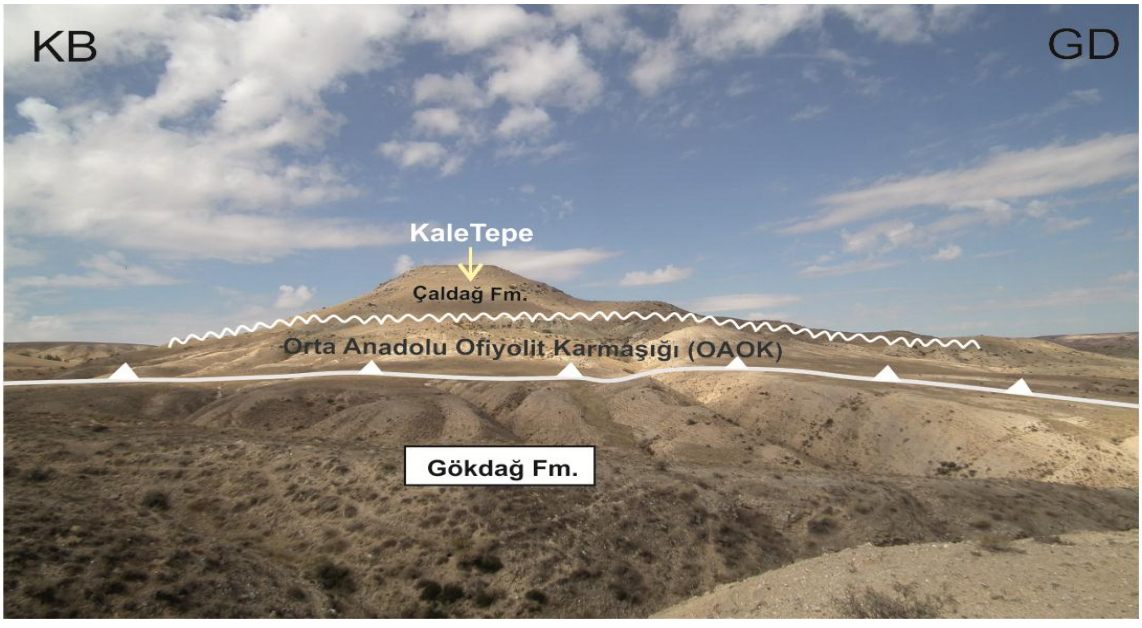


Şekil 3.3 İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti (Özsayın 2007, Akıl 2008 ve Tekin vd., 2015'den alınmıştır)

3.1 Temel Birimler (Paleozoyik-Mesozoyik)

3.1.1 Orta anadolu ofiyolit karmaşığı (Üst Kretase) (O.A.O.K)

İnceleme alanının KB'sında gözlenen O.A.O.K bölgedeki en yaşlı birimlerden oluşmaktadır. Bu karmaşık içerisinde kızılımsı-yeşil renkli, bir hamur içerinde düzensiz serpantin, radyolarit, gabro ve Karbonifer, Permiyen, Triyas ve Kretase yaşlı kireçtaşı bloklarından meydana gelmektedir. İzmir-Ankara-Erzincan kenet zonu üzerindeki okyanusun kapanması sırasında Torid-Anatolid platformu üzerine itilen yığışım prizması ürünleri ve pasif kıta kenarındaki platformdan koparılarak karmaşığa katılmış Kütahya-Bolkardağı Metamorfiklerinden oluşmaktadır (Göncüoğlu vd. 1996). Çalışma alanı içinde bulunan Ofiyolit karmaşığı, Kuşça köyü 'nün kuzeyindeki Kaletepe ve Zaferiye köyü çevresinde mostra vermektedir. Bu Karmaşık, Eosen sonlarında Çaldağ formasyonuyla uyumsuz olarak yer alırken, Miyosen dönemi sonunda ise bölgedeki sıkışma ürünü olarak Gökdağ formasyonunun üzerine tektonik dokanakla bindirdiği gözlenmiştir (Şekil 3.4-3.5).



Şekil 3.4 Orta Anadolu Ofiyolit Karmaşığı-Çaldağ Formasyonu bindirme hattı (Kuşça Köyü kuzey doğusundan kuzeydoğuya doğru bakış Tekin vd. 2014'den değişiklikle hazırlanmıştır)



Şekil 3.5 Orta Anadolu Ofiyolit Karmaşığındaki (O.A.O.K)'ndaki ofiyolitlerin yakın görünümü

3.2 Örtü Birimleri

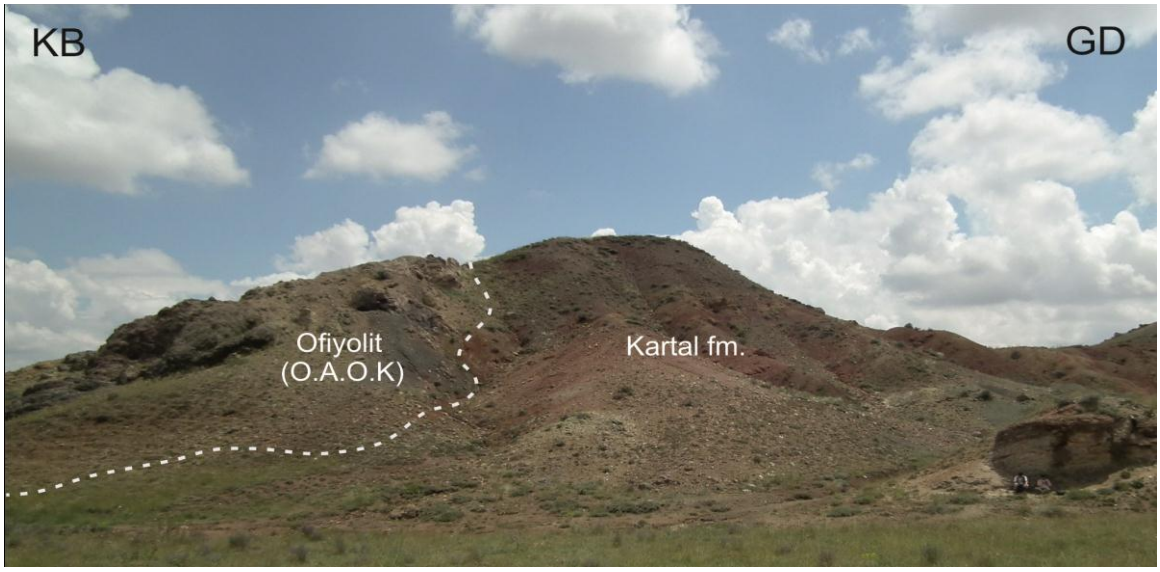
3.2.1 Kartal formasyonu (En Üst Kretase-Alt Paleosen) (Kpk)

İnceleme alanında oldukça küçük bir alanı (Yeniceoba kuzeybatı'sında Celil yaylası) kaplayan bu birim, ilk kez Righi ve Cortesini (1959) tarafından "Red Beds" olarak adlandırılmıştır. Kartal Formasyonu adını ilk kez Anonim 1969 kullanmıştır. Daha sonraki yıllarda yer bilimcilerin büyük bir çoğunluğu yaptıkları çalışmada aynı ismi kullanmışlardır: Anonim 1961, Akarsu 1971, Ünalan vd. 1976, Görür ve Derman 1978, Dellaloğlu ve Aksu 1984, Uygun vd. 1982, Görür vd. 1984, Duru ve Gökçen 1985, Göncüoğlu vd. 1996, Çemen vd. 1999, Dirik ve Erol 2003).

Kartal Formasyonu sahada koyu bordo-kızıl renkte olup ara ara koyu bordo içerisinde yeşil renkli kiltaşı, çamurtaşı, kumtaşı, çakıltaşı ardalanmasından oluşmaktadır. Bu kırıntılılar çapraz tabakalı, merceksel geometrili, polijenik elemanlı, yarı yuvarlak çakıllı, çakılları genellikle ofiyolitli melanj ile gabro, serpantinit, andezit, çört, bazalt gibi kötü boylanmalı çakıltaşlarından oluşmaktadır. Kumtaşları ve silttaşları, çakıltaşı

seviyelerinin mikro özelliklerini yansıtmaktadır. Genel olarak renk tonu farkı (kahve-mor) ile diğer birimlerden kolaylıkla ayrılabilmektedir.

Litolojik özellikleri ile alüvyon yelpazesi çökellerini temsil eden birimin Geç Kretase' de açılan havzanın kenar faylarının denetiminde geliştiği düşünülmektedir (Çemen vd. 1999). Kırıntılı malzemenin tane bileşenleri ise bu ortama kaynaklık eden kayaçların Orta Anadolu Kristalen Karmaşığına ait metamorfikler, granodiyoritler ve ofiyolitler olduğuna işaret etmektedir. İstifin bu kesiminin yaşı, üzerine transgresif olarak gelen birimin Maestrihtiyen yaşlı olmasından (Dellaloğlu ve Aksu 1984, Atabey vd. 1987, Dellaloğlu 1997) dolayı Maestrihtiyen veya Geç Kretase içinde daha yaşlıdır (Uçar 2008). Kaletepe çevresinde gözlenen Kartal Formasyonu stratigrafik açıdan Orta Anadolu Ofiyolitli Karmaşığı üzerinde uyumsuz olarak yer almaktadır (Şekil 3.6).



Şekil 3.6 Kartal formasyonu' nun arazi görünümü (Acısudere mevkii güneyi)

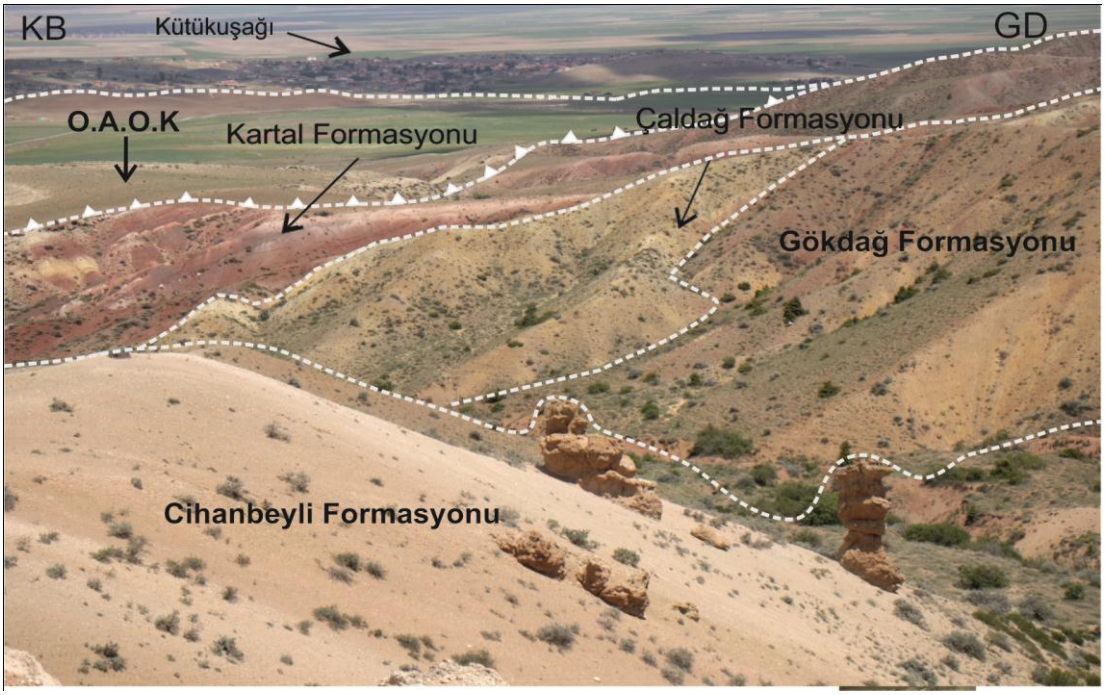
Kartal formasyonu, Göncüoğlu vd. (1996) ve Sirel (1975) çalışmalarına göre yaşlandırılmıştır. Birime Geç Kretase–Erken Paleosen yaş aralığının verilmesinde planktik foraminifer içeriği (Globotruncana sp.), (Göncüoğlu vd. 1996) ile bentik foraminifer bulguları (Sirel 1975) öncülük etmiştir. Yapılan saha çalışması kapsamında alınan örnekler, Prof. Dr. Muhittin Görmüş tarafından değerlendirilerek elde edilen

birimin yaşı Geç Maestrihtiyen (En Üst Kretase)-En Erken Daniyen (Alt Paleosen) olarak belirlenmiştir. Bu yaşları temsil eden organizma grupları (Elazigina sp., Dictichoplax biseralis ve mercan-alg türleri) bulunmuştur.

3.2.2 Çaldağ formasyonu (Üst Paleosen) (Tpeç)

Çaldağ Formasyonu, birçok araştırmacı tarafından aynı adla kullanılmıştır: Righi ve Cortesini 1959, Yüksel 1970, Akarsu 1971, Sirel 1975, Ünalan 1976, Dinçer 1977, Derman 1978, Göncüoğlu vd. 1976, Çemen vd. 1999, Dirik ve Erol 2003, Özsayın 2007, Özsayın ve Dirik 2007, Akıl 2008, Nairn 2010, Gürbüz 2012, Kürçer 2012.

Sığ denizel ve akarsu geçişli ortamda oluşan Çaldağ formasyonun alt seviyeleri, gri-bej renkli kumlu, killi kireçtaşları ile başlayıp üste doğru yeşil renkli kumtaşı–marn ardalanması olarak laminalı yapıda gözlenmektedir. Birimin üst seviyelerinde ise açık gri renkli, bol nummulit fosilli kireçtaşları gözlenmektedir. Yeniceoba'nın GB'sında ve B'sında çok küçük yüzlekler halinde izlenen birim, Kartal Formasyonu ile yatay ve düşey geçişlidir (Çemen vd. 1999, Dirik ve Erol 2003) (Şekil 3.7). Aynı dokanak Kaletepe'nin KB'sında da (inceleme alanı dışında) izlenmektedir. Kütükuşağı köyünde gözlenen birim Kartal Formasyonu' nun üzerine uyumlu olarak gelmektedir. Çaldağ Formasyonu'ndaki killi–kumlu kireçtaşı birimlerinde Chiasmolithusbidens, Fasciculithus tympaniformis, Fasciculithus involutus, Ellipsolithus macellus, Ellipsolithus distichus, Discoaster multiradiatus, Discoaster aster, Discoaster mohleri, Neochiastozygus perfectus, Sphenolithus anarrhopus, Neochiastozygus sp., Zygodiscus herlynii, Zygrhablithus herlynii, Coccolithus sp. Nannoplanktonlarını tayin ederek birimin sığ denizel özelliğine sahip olduğunu buna göre birimin yaşı Geç Paleosen olarak vemiştir (Göncüoğlu vd. 1996).



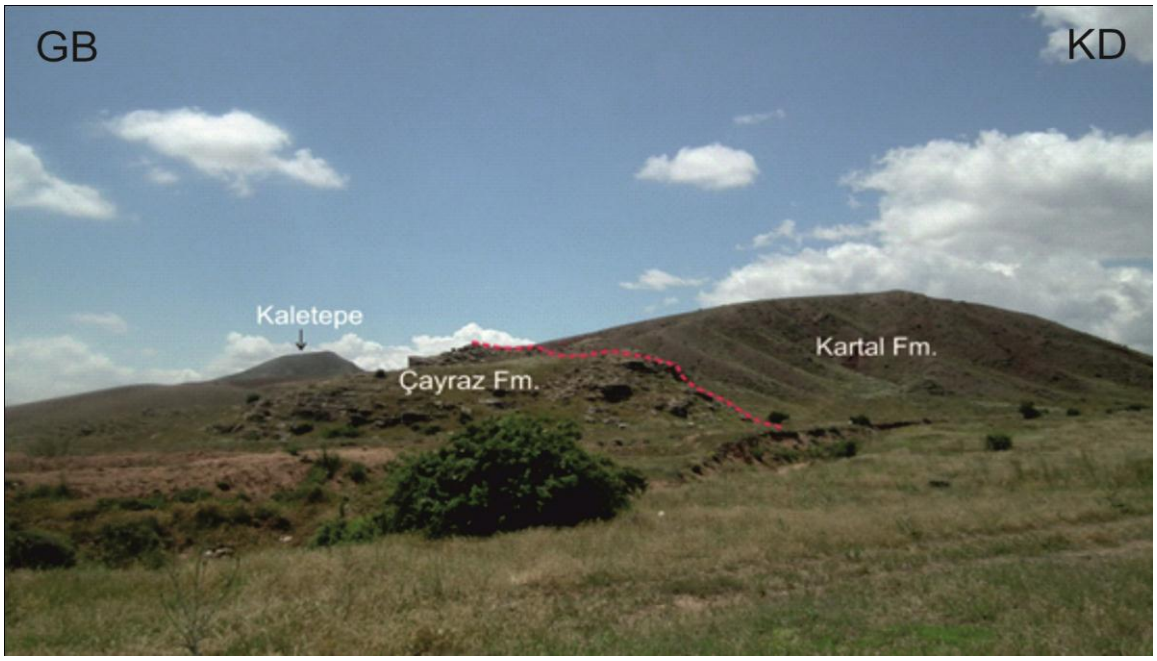
Şekil 3.7 Kütükuşağı Köyünde gözlenen yanal ve düşey geçişli Kartal ve Çaldağ Formasyonları

Yapılan proje ve bu tez çalışmasında ise, iri bentiklerden *Nummulites burdigalensis, N. partschi, N. millecaput, N. preafabiani, N. praeaturicus* gibi nummulites türlerinin yanı sıra *Asterigerina rotula, Smoutina, ?Kathina* sp. gibi rotaliid cins ve türleri de saptanmıştır. Tüm bu verilerden elden edilen bilgilerle Prof.Dr. Muhittin Görmüş tarafından yaşlandırılan formasyonun yaşı Tanesiyen (Geç Paleosen)' dir.

3.2.3 Çayraz formasyonu (Orta Eosen) (Teç)

Tuz Gölü havzasının kuzey batısında ve Haymana Havza'sının güney doğusunda geniş yayılım gösteren birim yapılan ilk çalışmalarda Eskipolatlı Formasyonunun bir üyesi olarak adlandırılmıştır (Rigo de Righi ve Cortesini 1960, Yüksel 1970, Akarsu 1971, Sirel 1975, Göncüoğlu vd. 1996, Çemen vd. 1999, Dirik ve Erol 2003, Özsayın 2007, Özsayın ve Dirik 2007, Akıl 2008). Çayraz Formasyonu, açık gri-krem renkli, kumlu, killi, bol nummulit ve alveolin fosilli kireçtaşından oluşur. Birimin içindeki kireçtaşlarında *Nummulite*s spp., *Assilina* cf. *Granulosa*, Alveolinidae, *Orbitolites* spp., *Orbitolites* cf. *complanatus, Discocyclina* spp., *Amphistegina* sp.,

Sphaerogypsina spp., *Operculina* spp., *Asterigerina rotulus*, Discorbidae, Rotalidae, Gypsinidae, Textularidae, Miliolidae bentik foraminiferlerine rastlanılmıştır. Bu fosillere dayanılarak birimin yaşı Lütesiyen olarak kabul edilmiş olup, birim resifal ortamda çökelmiştir (Göncüoğlu vd. 1996).



Şekil 3.8 Ünlünün mandırası deresinde gözlenen Kartal ve Çayraz Formasyonları (Kaletepe, güney batıya doğru bakış)

Orta Eosen sonu ile Oligosen başındaki birinci ofiyolit diliminin yerleşimi ile aşındırılan birim, Ünlünün Mandırası, Köseyurdu ve Dulayşe bahçeleri mevkiinde çok küçük mostralar halinde gözlemlenirken, Acısuderesinde ise bu birimin fosillerini içeren parçalarına da rastlanmaktadır (Şekil 3.8). Görür vd. (1984) Çayraz formasyonu' ndan aldığı fosillerde Lütesiyen (Orta Eosen) yaşlı iri nummulit türlerine rastlamıştır.

3.2.4 Gökdağ formasyonu (Geç Oligosen-?Erken Miyosen) (Tomg)

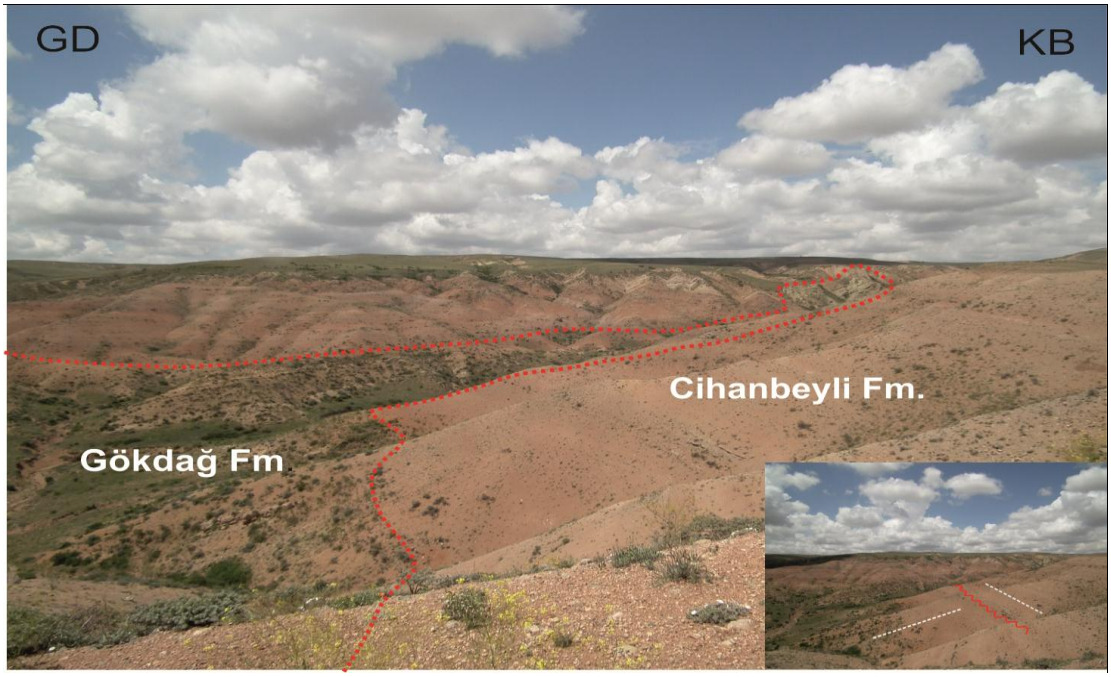
Çalışma alanında Kaletepe, Acısu deresi ve Ünlünün Mandırası mevkiinde gözlemlenen ve tamamı karasal istiften oluşan bu birim ilk kez Agalede (1954) tarafından Oligosen filişi olarak tanımlanmıştır. Daha sonraki çalışmalarda Miyo-Pliyosen yaşlı Gökdağ Formasyonu (Özmumcu 1974) veya Miyosen-Pliyosen yaşlı Cihanbeyli Formasyonunun içinde Gökdağ üyesi (Dinçer 1982) olarak tanımlanan ve haritalanan bu birim Uygun vd. (1982) tarafından Oligosen yaşlı Kuşça Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Göncüoğlu vd. (1996) ise birimin tipik yüzeylenmeleri Gökdağ civarında olduğu ve ilk olarak bu adla adlandırıldığı için birimin Gökdağ Formasyonu olarak adlamasını uygun görmüşlerdir. Çemen vd. (1999) ve Dirik ve Erol (2003) aynı stratigrafik konum ve litolojik özellikteki kırıntılar için aynı adı kullanmışlardır.

Gökdağ Formasyonu Kaletepe, Acısuderesi ve Kütükuşağı Köyü Ünlünün Mandırası çevresinde gözlenmektedir. Ünlünün Mandırası mevkiinde Gökdağ formasyonu ile üzerine uyumsuzlukla çökelen Cihanbeyli formasyonun sınırları gözlenmiştir (Şekil 3.9). Bu alanlardan yapılan ölçülü stratigrafik kesitlerde birimin Kartal Formasyonun üzerine uyumsuzlukla çökelen değişik fasiyeslerdeki evaporit istiflerinden oluştuğu görülmektedir. Bölgenin kuzeyinde, Kuşça ve Kütükuşağı köylerinin arasında da yaklaşık KB–GD doğrultulu bir yayılım sergilemektedir.

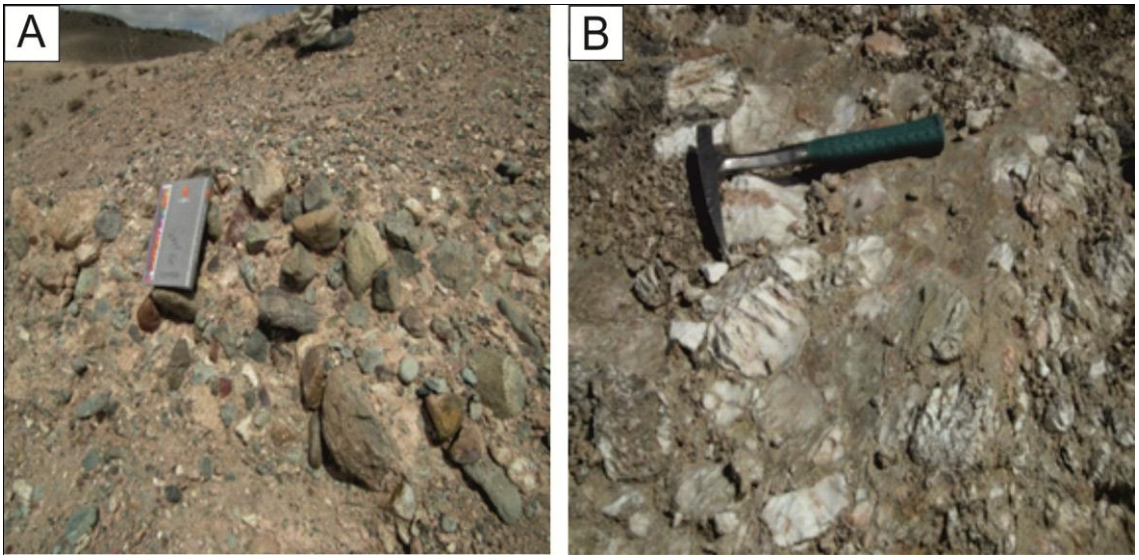
Formasyonun alt seviyeleri çakıltaşı-kumtaşı-şeyl-kiltaşı ardalanmasından oluşmaktadır. Üste doğru çakıltaşı-çamurtaşı ardalanmasıyla devam eden birimin üst seviyelerinde jipsler gözlenmektedir. Çakıltaşları köşeli-yarı köşeli özellikte olup büyük oranda serpantinit, radyolarit, gabro, rekristalize kireçtaşı, metamorfik kayaç parçaları ve nummulitli kireçtaşı parçaları içermekte olup bağlayıcı ise karbonattan oluşmaktadır (Şekil 3.10 A). Bu çakıltaşlarında, tanelerin birbirleriyle teması çok azdır. Kumtaşları yeşil-gri renkte olup, orta-kalın tabakalı olarak gözlenmektedir. Üst seviyelerde kırmızı-gri renkli çakıltaşı- çamurtaşı ardalanması bulunmaktadır. Bu seviyedeki çakıltaşları alt seviyedekilerle aynı özellikleri göstermektedir ve tane boyları daha küçüktür. İstifin üst kısmına doğru çakıltaşı tabakalarının kalınlıkları azalırken çamurtaşı tabakalarının

kalınlıkları artmaktadır. En üst kısımlarda ise kalınlığı birkaç cm ile dm arasında değişen nodüler yapılı bir jips seviyesi gözlenmektedir (Şekil 3.10.b). Bu jipsler, özellikle Formasyonun Orta Anadolu Ofiyolitli Karmaşığı ile tektonik dokanak şeklinde görüldüğü alanlarda belirgin olarak göze çarpmaktadır (Şekil 3.11). Bu karmaşık Oligo-Miyosen sonlarında bölgedeki sıkışmalı tektonik rejimin etkisiyle ikinci kez faylanarak Gökdağ Formasyonu üzerine bindirir (Özsayın 2007).

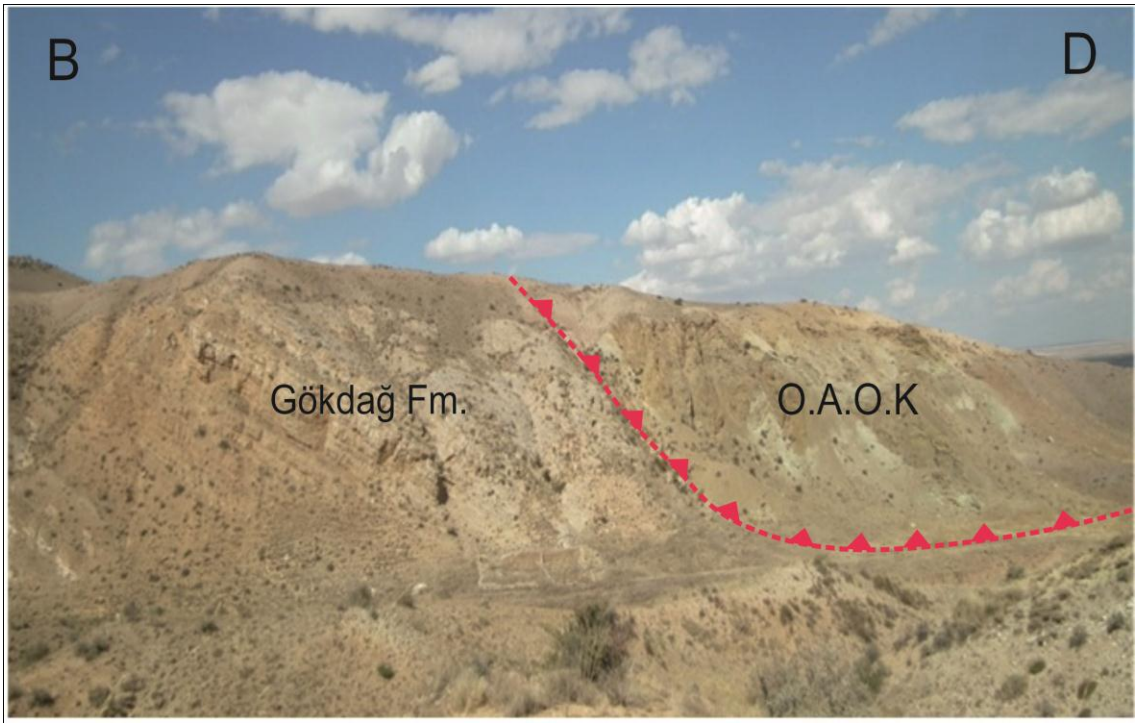
Fosil içeriğine göre birimin yaşı Agalede (1954) ve Uygun vd. (1982) Oligosen olarak belirlemişlerdir. Umut vd. (1990) ise üst seviyelerinde tespit ettikleri *Hipparion* sp. fosiline göre birimin yaşını Geç Miyosen olarak kabul etmişlerdir. Çakıltaşlarında bulunan Nummulitli kireçtaşı çakılları ise Lütesiyen sonrası bir uyumsuzluğun olduğuna işaret eder. Yapılan bu çalışmada formasyonun yaşı, Gökdağ Formasyonu'nun içerisinde yer alan kiltaşlarında bulunan Dokuz Eylül Üniversitesi'den Prof.Dr. Funda Akgün' ün yapmış olduğu spor-polen analizlerine göre Şattiyen (Geç Oligosen)-Alt Akitaniyen (?Erken Miyosen) yaşı verilmiştir.



Şekil 3.9 Ünlünün mandırasında gözlenen Gökdağ formasyonun üzerine uyumsuz olarak çökelen Cihanbeyli formasyonun birlikte görünümü (kuzeyden kuzeydoğuya doğru bakış)



Şekil 3.10.a Gökdağ formasyonu'nun alt seviyelerindeki karbonat bağlayıcılı ve çoğunlukla gabro, serpantin, rekristalize kireçtaşı, metamorfik kayaç parçaları (gnays, şist) ve nummulitli kireçtaşı içeren çakıltaşları; b'de Gökdağ formasyonu' nun üst seviyelerinde bulunan birkaç cm ile dm arasında değişen kalınlığa sahip nodüler yapılı jipsler (Kaletepe kuzeyi)



Şekil 3.11 Gökdağ formasyonu–Ofiyolit (O.A.O.K) bindirmesinin yakın plan görünümü (Ünlünün Mandırası deresi, bakış güneyden kuzeye)

3.2.5 Cihanbeyli formasyonu (Üst Miyosen-Alt Pliyosen) (Tmc)

Cihanbeyli formasyonu; karasal kırıntılı ve karbonat çökellerini temsil eden bu formasyon adını ilk kez Akarsu (1971), sonraki çalışmacılar ise Görür 1981, Görür vd. 1984, Dellaloğlu ve Aksu 1984, Ulu vd. 1994, Göncüoğlu vd. 1996, Gündoğan ve Helvacı 1996, Çemen vd. 1999, Dirik ve Erol 2003, Özsayın 2007, Özsayın ve Dirik 2007, Akıl 2008, Uçar 2008 ismini kullanmışlardır.

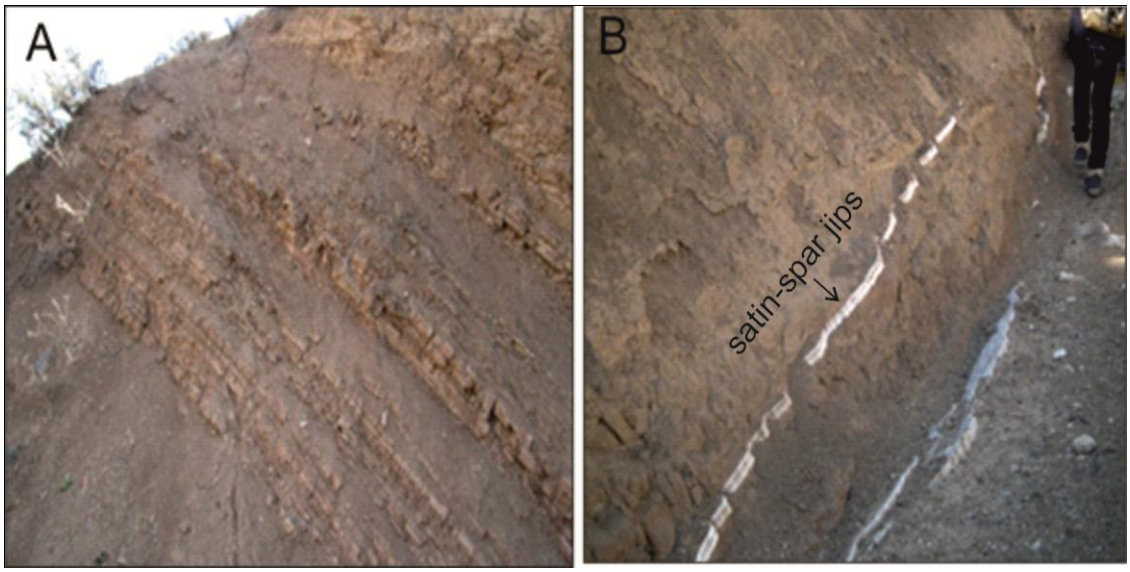
Neojen birimleri içerisinde Cihanbeyli formasyonu çalışma alanı içinde Kuşça Köyü doğusu ve kuzeydoğusunda gözlemlenmiş ve Kuşça üyesi olarak ayrılmıştır. Kuşça üyesi ilk olarak Özsayın 2007 tarafından adlandırılmıştır. Cihanbeyli formasyonu; tabanda flüvyal çökeller ve üste doğru ise gölsel çökeller içeren karasal bir istiften oluşmaktadır. Bu formasyonun tabanı Ünlünün Mandırası dere içerisinde, fay çeltiklerinin bulunduğu krem-açık kahve renkli kireçtaşı üzerine ofiyolit çakılları içeren çakıllı, kumlu kireçtaşı ile başlamaktadır ve çalışma alanı içerisinde özellikle Kuşça mevkiinde gözlemlenen Cihanbeyli formasyonu sırası ile alttan üste doğru alttan; alt karasal kırıntılılar üyesi (satin-spar jipsli) (Tmck1), Kuşça üyesi (Tmckü), Gölsel Karbonatlar üyesi (Tmcg), Üst karasal kırıntılılar (Tmck2) üyesi olarak 4 adet üyeye ayrılarak tanımlanmıştır. Bu tanımlamayı Tübitak projesi kapsamında ilk kez Tekin vd. 2014 tarafından tanımlanmıştır.

3.2.5.1 Alt karasal kırıntılılar üyesi (satin-spar jipsli) (Tmck1)

Cihanbeyli formasyonu içerisinde en altta yer alan ve alt karasal kırıntılılar; kırmızı-koyu kahve renkli, genellikle çakıltaşı, çakıllı kumtaşı, kumtaşı ve çamurtaşı ardalanmasından oluşmaktadır (Şekil 3.12). Çamurtaşı içerisinde ara seviyelerde kalınlığı 3-30 cm arasında değişen beyaz renkli, lifsi yapılı, burulma–burkulma yapılı, yanal ve düşey yönde büyüme gösteren satin-spar dokulu jips fasiyesleri bulunmaktadır (Şekil 3.13).



Şekil 3.12 Cihanbeyli formasyonu'nun alt karasal kırıntılılarına ait radyolarit, serpantin, kristalize kireçtaşı, çört ve kumtaşı parçalarının oluşturduğu çakıltaşı



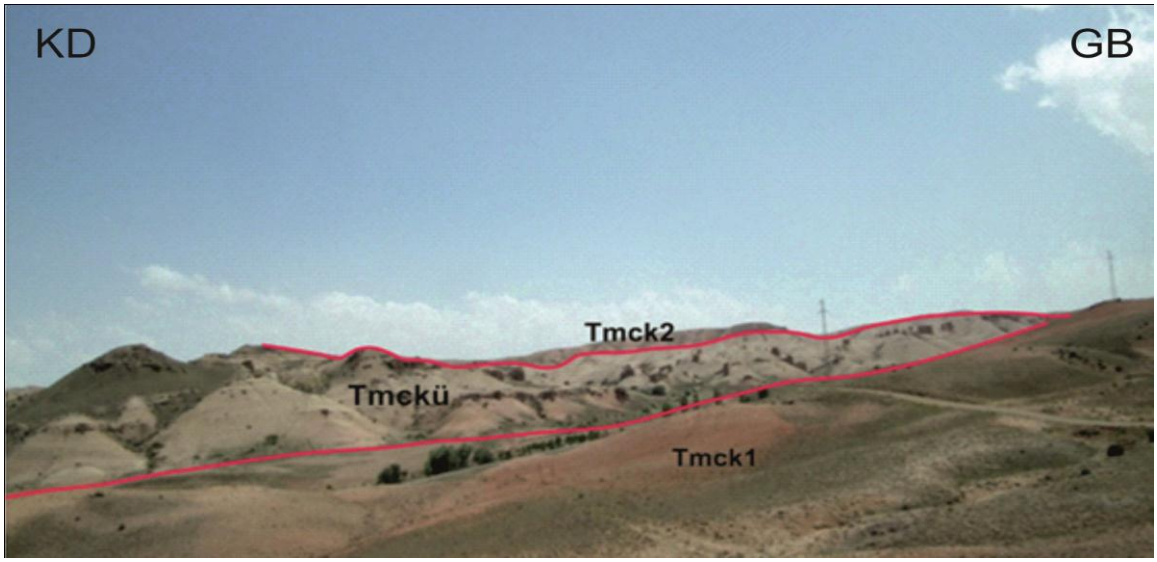
Şekil 3.13 Cihanbeyli formasyonunun Alt Karasal Kırıntılılar üyesine ait A'da tabakalı çamurtaşının görünümü; B'de ise çamurtaşı içerisindeki satin-sparların görünümü

3.2.5.2 Kuşça üyesi (Tmckü)

Çalışma alanı içerisinde sadece Kuşça Köyü kuzeydoğusunda gözlenen sınırlı yayılımlı peribacası morfolojisi sunan karasal çökeller, Cihanbeyli formasyonu' nun Kuşça üyesi olarak adlandırılmıştır. Bu üye önceki çalışmalarda, gerek fiziksel özellikleri gerekse konumu itibariyle Gökdağ formasyonu içine dâhil edilmiştir (Göncüoğlu vd. 1996). Ancak arazi gözlemlerinde bu birime ait litolojilere (özellikle tüflü seviyeler) ve morfolojik verilere (peribacası morfolojisi) başka bir alanda rastlanmaması, ayrıntılı sınır ilişkilerinde bu birimin Gökdağ formasyonu' nun açısal uyumsuzlukla örtmesi ve geçirdiği deformasyonun Gökdağ formasyonu'ndan farklı olması bu ayrımı gerektirmiştir (Özsayın 2007).

Çalışma alanı içerisindeki Kuşça üyesi, Kuşça köyü' nün güneydoğusu'nda (Yeniceoba güneybatısı) gözlenen Cihanbeyli formasyonu içerisinde yer alan peribacası görünümü sunan Kuşça üyesi (Tmckü) olarak ayrılmıştır (Şekil 3.14). Bu üye havza'nın güneybatı' sında çok kalın ve tipik mostralar verdiği gözlenmiştir ve bu birimler havzanın KD'sundan GB'sına doğru yanal olarak sınırlı yayılım sergilemiştir. Bu havza birimlerine göre üç farklı fasiyese ayrılmıştır. Bu fasiyesler ağırlıklı olarak göl ortamında oluşmuş tüf, zayıf (%5-10) volkaniklastik malzeme içeren eklemsi yapılı, soğuma çatlaklı dolomitik kireçtaşı, zayıf (%5-10) volkaniklastik malzeme içeren kumtaşı fasiyesinden oluşmaktadır.

Flüvyal sistemin mevsimlere göre getirdiği malzemelerin çokluğuna göre kazıma kanal dolguları bulunmaktadır. Zayıf (%5-10) volkaniklastik içerindeki kumtaşlarında bol miktarda taşınmış fosil (nummulites, pelesipod, gastropod) bulunmaktadır. Kumtaşı içindeki taneler; köşeli-yarı köşeli, yuvarlak-yarı yuvarlak, orta derecede boylanmalı, gabro, serpantinit, radyolarit ofiyolit kökenlidir. Bu çalışmada Kuşça üyesine ait birimlerin özellikleri litofasiyes ve fasiyes birlikleri kapsamında detaylandırılarak sedimantoloji bölümde detaylı olarak anlatılmıştır.



Şekil 3.14 Cihanbeyli Formasyonu Kuşça Üyesi' nin genel arazi görünümü

3.2.5.3 Üst karasal kırıntılılar (Tmck2)

Çalışma alanı içerisinde Cihanbeyli formasyonun Kuşça üyesi (Tmckü) üzerinde bulunan bu birim (Şekil 3.15) kırmızı-pembe renkli karasal alüvyal-flüvyal karakterli, yer yer küçük ölçekli çapraz tabakalar içeren, normal ve ters derecelenmeli kırıntılı (çakıllı-kumlu) birimlerden oluşmaktadır (Şekil 3.16).



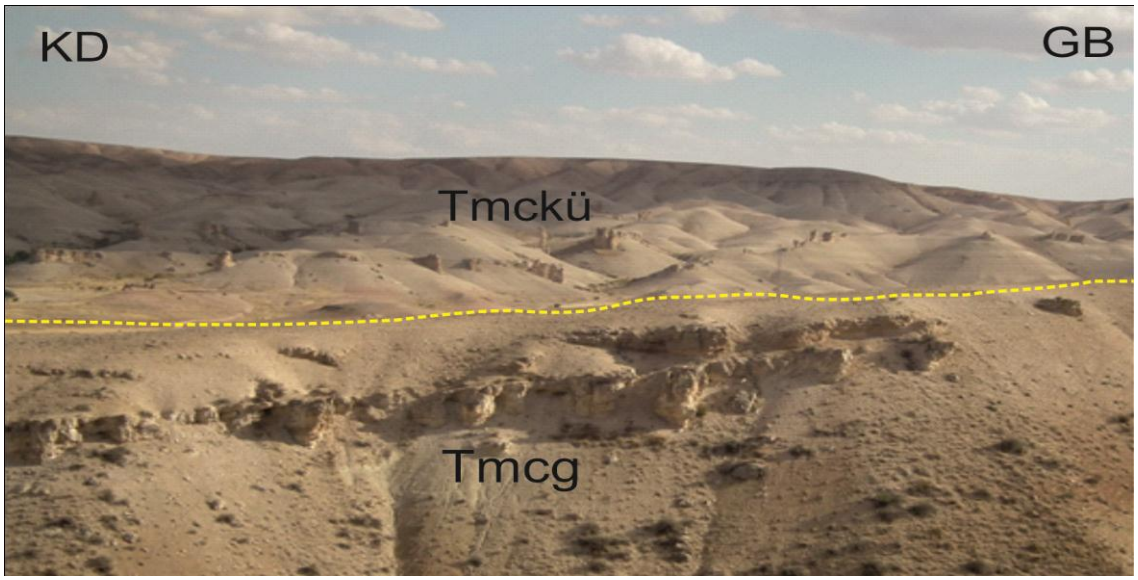
Şekil 3.15 Cihanbeyli formasyonu'nun Üst Karasal Kırıntılıların (Tmck2) genel görünümü (Armut Deresi mevkii) (Tekin vd. 2014'den alınmıştır)



Şekil 3.16 Üst Karasal kırıntılılara ait çakıltaşlarının görünümü

3.2.5.4 Gölsel karbonatlar üyesi (Tmcg)

Çalışma alanı içerisinde bulunan bu birim; krem-kahve renkli, kalın tabakalı, bitki kök boşluklu ve kalıplı, erime boşluklu, silisli sert dokulu gölsel kireçtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 3.17).



Şekil 3.17 Cihanbeyli formasyonuna ait Gölsel Karbonatlar üyesinin genel görünümü (Kuşça Celilboğazı mevkii bakış KB'ya) (Tmckü: Kuşça üyesi, Tmcg: Gölsel karbonatlar)

3.2.6 İnsuyu formasyonu (Üst Miyosen–?Alt Pliyosen) (Tmpi)

Gölsel ve akarsu ortamlarında depolanmış kireçtaşı, killi kireçtaşı, marn, çakıltaşı, kumtaşı ve kiltaşından oluşan formasyon, Konya havzasının tabanı ile havza kenarlarında yayılım göstermektedir. Formasyon, çalışma alanının güney batısında oldukça geniş yayılıma sahiptir. Birçok araştırmacı tarafından yapılan çalışmalarda; Akarsu 1971, çalışmasında "Cihanbeyli Formasyonu" olarak isim vermiştir. Uygun vd. 1982, kireçtaşını göz önüne alarak Cihanbeyli yakınındaki İnsuyu deresinin ismini vererek "İnsuyu Kireçtaşı" olarak adlandırmışlardır. Ulu vd. 1994, birimin tek başına kireçtaşı içermediği marn, tüf, tüfit, çakıltaşı ve kumtaşını da değerlendirerek birime "İnsuyu formasyonu" adını vermişlerdir.

İnsuyu formasyonu, Orta Anadolu bölgesinde, özellikle de Tuz Gölü ve batısında geniş bir yayılıma sahip olduğu için, farklı alt bölgelerde farklı litofasiyes özellikleri sunmaktadır. Bununla birlikte, formasyon genel olarak karbonat çimentolu çakıltaşı-çamurtaşı-kumtaşı-kiltaşı-silttaşı ardalanmasından ibaret iken, orta seviyelerde volkanik konglomera-çamurtaşı-tüf-tüfit, üst seviyelerde ise kalın yatay tabakalı, beyaz renkli, bol erime boşluklu, merceksi yapılı, Formasyon içi çakıllı ve yer yerde silisifiye gölsel kireçtaşlarından oluşmaktadır (Dirik ve Erol 2003, Özsayın 2007, Akıl 2008).

Çalışma alanı içerisinde bulunan bu formasyonun, İnsuyu vadisi boyunca tipik mostralar verdiği gözlenmiştir (Şekil 3.18). Birim alttan kırmızı-pembe renkli karasal kırıntılarla başlayıp, üste doğru ise yataya yakın eğimli, kalın tabakalı, sert dokulu, bol erime boşluklu, bitki kök izli (rizolitik), organik maddece zengin killi kireçtaşlarından ve kaliş zonlarından oluşmaktadır. Bu çalışmada İnsuyu formasyonu litofasiyes ve fasiyes birlikleri kapsamında dört farklı fasiyese ayrılarak sedimantoloji bölümünde detaylı olarak verilmiştir.



Şekil 3.18 İnsuyu formasyonuna ait kireçtaşlarının görünümü

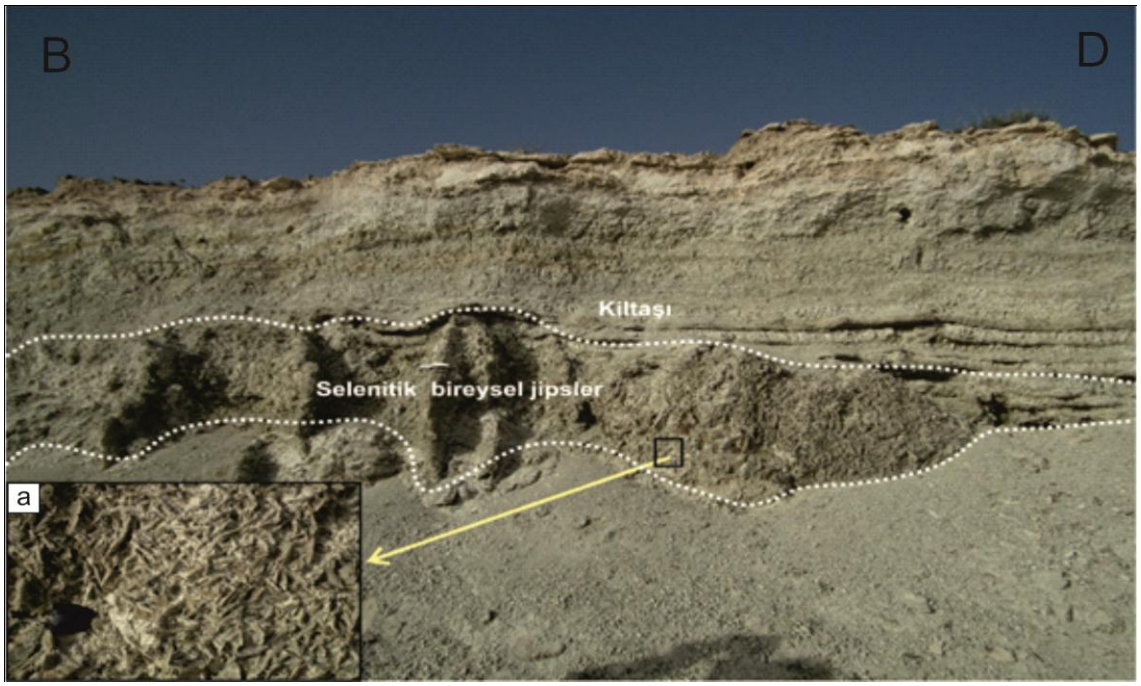
İnsuyu formasyonundan organik maddece zengin killi kireçtaşı seviyelerinden spor-polen analizi için örnekler alınmıştır. Bu örnekler Dokuz Eylül Üniversitesi'nden Prof. Dr. Funda AKGÜN tarafından yaşlandırılan bu formasyon spor-polen analizi sonucu, Messiniyen (En Geç Miyosen)-Zankliyen (?Erken Pliyosen) yaşı verilmiştir.

3.2.7 Tuz gölü formasyonu (Pleyistosen) (Qpt)

Tuz Gölü formasyonu Ulu vd. (1994) tarafından ilk kez adlandırılmıştır. Önceki çalışmacılar tarafından yapılan çalışmalarda (Görür vd. 1984, Okay 1985, Dellaloğlu 1991, Göncüoğlu vd.1992) bu birim Cihanbeyli Formasyonu içinde tanımlanırken, bazı çalışmacılar ise alüvyon olarak değerlendirmişlerdir. Tuzgölü Formasyonu Ulu vd. (1994) göre 80 metre civarında kalınlığa sahiptir.

Tuz Gölü' nün eski çökellerini içeren bu formasyona daha çok inceleme alanının doğu, güney doğusundaki Sağlık, Acıkuyu ve Damlakuyu köyleri civarında rastlanılmaktadır. Bu formasyonun Tuzgölü ve çevresinde yakın düzlüklerde bulunduğu ve İnsuyu formasyonunun üzerine uyumsuz olarak çökeldiği gözlenmektedir (Şekil 3.19). Bu birimin litolojisi alt seviyelerde gri renkli çakıl-kum ardalanması ile başlamaktadır. Bu

seviyenin üzerine yatay tabakalı kil-silt ardalanması gelmektedir. Orta seviyelerde ise beyaz renkli karbonat-kil egemen olup, üzerine kum-kil fasiyesi gelmektedir. Birimin en üst seviyeleri ise beyaz-açık krem renkli, kalın tabakalı, karbonatlar içerisinde şevron yapılı ve selenitik karakterli prizmatik diskoidal jipsleri içermektedir.



Şekil 3.19 Tuz Gölü formasyonunun genel görünümü (Sağlık Köyü güney batısı Hacıefendi Köyü yaylası mevkii), a'da ise Tuz Gölü Formasyonu içerisindeki prizmatik diskoidal jipslerin yakın plan görünümü

3.2.8 Kuvarterner alüvyon (Qal)

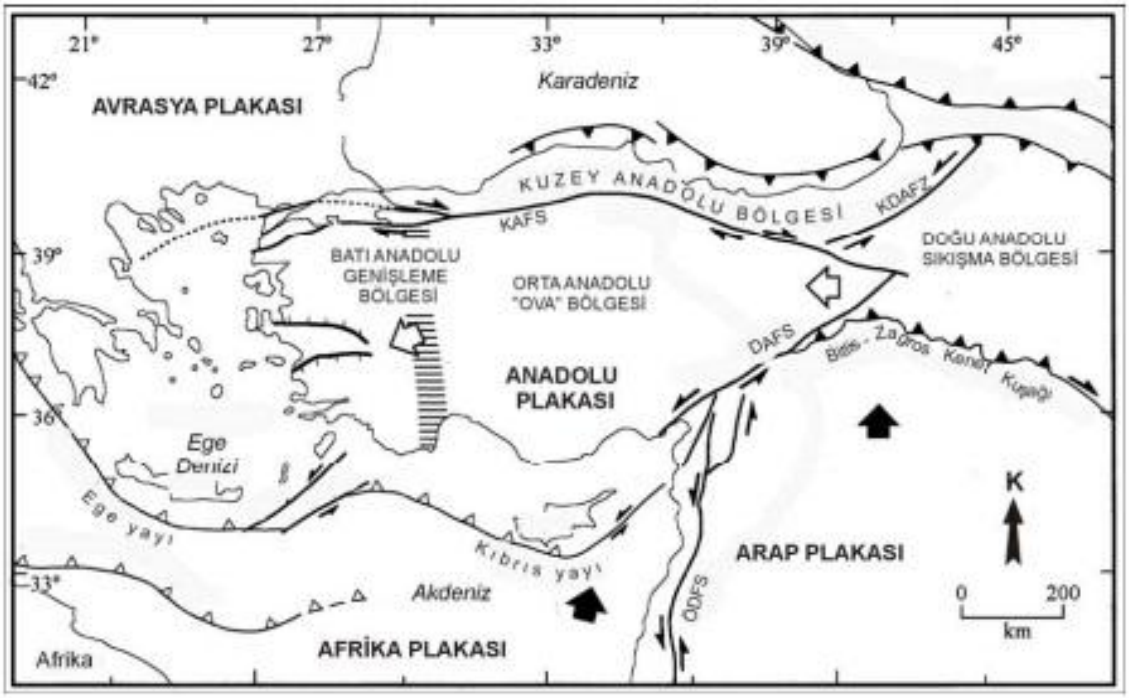
Çalışma alanının Yeniceoba, Ünlünün Mandırası, Acısuderesinde ve İnsuyu Vadi'sinde bulunan ova ve vadi üzerinde Holosen'e kadar inen Kuvarterner oluşukları olarak oluşan alüvyonlar, diğer birimlerin ayrışma, aşınma ve taşınması sonucu oluşmuş; serbest çakıl, kum ve killerin oluşturduğu çok kalın olmayan alüvyal çökeller bulunmaktadır (Şekil 3.20).



Şekil 3.20 Acısudere mevkiinde dere içinde gözlemlenen alüvyal çökeller (KD'dan GB'ya doğru bakış)

4.TEKTONİK

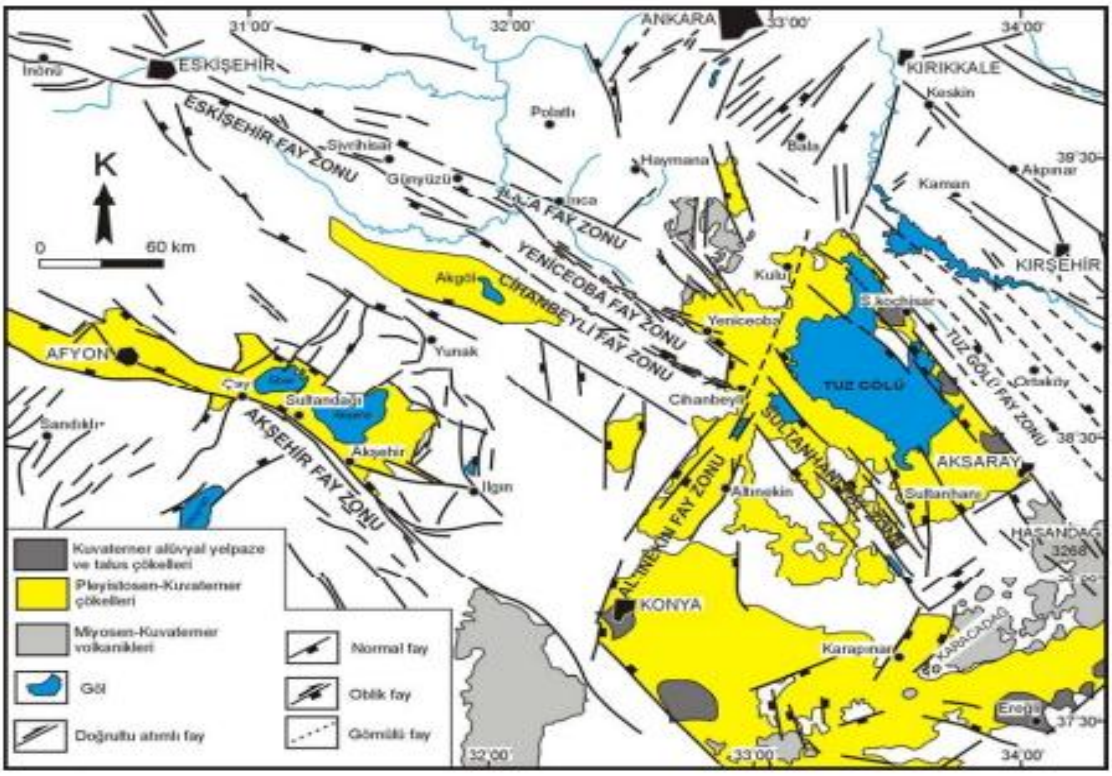
Çalışma bölgesinin içinde yer aldığı Orta Anadolu ve komşu alanların Neotektonik dönemde şekillenmesi, sağ yanal Kuzey Anadolu Fay Sistemi, sol yanal Doğu Anadolu ve Ölüdeniz fay sistemleri ile aktif Ege-Kıbrıs dalma-batma zonu olmak üzere dört ana neotektonik yapı tarafından sağlanmaktadır. Bu ana yapılarla birlikte Anadolu'yu daha küçük bloklara ayıran ikincil sistemler de bulunmaktadır. Bunlar sol yanal Orta Anadolu Fay Sistemi, sağ yanal Tuzgölü Fay zonu, verev karakterli İnönü-Eskişehir Fay Sistemi ve Akşehir Fay zonudur (Dirik ve Göncüoğlu 1996, Koçyiğit ve Bayhan1998, Dirik 2001, Dirik ve Erol 2003, Koçyiğit 2003, Koçyiğit ve Özacar 2003, Koçyiğit, 2005). Bu ana yapılarla beraber, Doğu Anadolu sıkışma bölgesi, Kuzey Anadolu bölgesi, Orta Anadolu "Ova" bölgesi ve Batı Anadolu açılma bölgesi olmak üzere dört ana neotektonik bölge bulunmaktadır (Şengör vd. 1985) (Şekil 4.1).



Şekil 4.5 Anadolu'da tanımlanmış olan dört ana neotektonik bölge ve bu bölgeleri kontrol eden sistemleri gösteren harita (Bozkurt 2001'den sadeleştirilerek alınmıştır) (KAFS: Kuzey Anadolu Fay Sistemi, KDAFZ: Kuzey Doğu Anadolu Fay Zonu, DAFS: Doğu Anadolu Fay Sistemi, ÖDFS: Ölü Deniz Fay Sistemi).

Tuz Gölü'nün doğusunda, genellikle doğrultu atımlı fayların bulunduğu sıkışmalı-genişlemeli bir tektonik rejim hakimdir. Tuz Gölü'nün doğusunda bulunan Tuz Gölü Fay Zonu kuzeyinde yer alan Tuz Gölü kuzey ucundan Niğde'nin güneyine kadar uzanan alan içerisinde diğer bir değişle Altıntekin Fay Zonu ile Bor-Niğde Fay Zonu muhtemelen de Ecemiş Fay Zonu'na kadar uzanan yaklaşık 200-220 km uzunluğunda, 2-25 km genişliğinde, Üst Eosen'den itibaren aktif olmaya başlamış ve aktivitesini günümüze kadar sürdürmüş KB-GD gidişli, birbirine paralel, oblik-yanal atımlı, ters atım ve normal atım bileşenli sintetik faylar ile bunlar arasında gelişmiş antitetik faylardan oluşan aktif burulma fay zonu bulunmaktadır (Özsayın 2007).

Tuz Gölü'nün batısındaki Konya-Eskişehir bölgesi Dirik ve Erol (2003)'e göre, batı-güneybatı Anadolu'daki genişlemeli tektonik rejimin bir devamıdır. Bu bölge içindeki en önemli yapı İnönü-Eskişehir Fay Sistemi'dir. Eskişehir fay zonu; İnönü-Eskişehir Fay Sistemi'nin batıdaki kısmıdır ve batıda Uludağ'dan başlayarak yaklaşık BKB–DGD doğrultusunda doğuda Kaymaz'a (Eskişehir) kadar ulaşmaktadır. Bu zon, Ege-Batı Anadolu bloğunu, kuzeydoğuda Orta Anadolu bloğundan ayırmakta olup, genel karakteri sağ yönlü doğrultu atımlıdır ve bir miktar normal bileşene de sahiptir (Özsayın 2007). İlk kez Şaroğlu vd. (1987) tarafından tanımlanan bu kısım, kendi içinde İnönü-Dodurga, Eskişehir ve Kaymaz alt zonlarına ayrılmaktadır. Sivrihisar'a kadar bir dizi bölümler halinde bulunan bu sistem, Sivrihisar'dan sonra güneydoğuya dönerek üç fay zonuna ayrılmaktadır. Bunlar sırasıyla Ilıca, Yeniceoba ve Cihanbeyli fay zonlarıdır (Koçyiğit 1991, 2005, Çemen vd. 1999, Dirik ve Erol 2003, Dirik vd. 2005) (Şekil 4.2). Bu fay zonları Cihanbeyli'nin güneydoğusunda Dirik ve Erol (2003) tarafından tanımlanan Altınekin fay zonuyla kesişir.

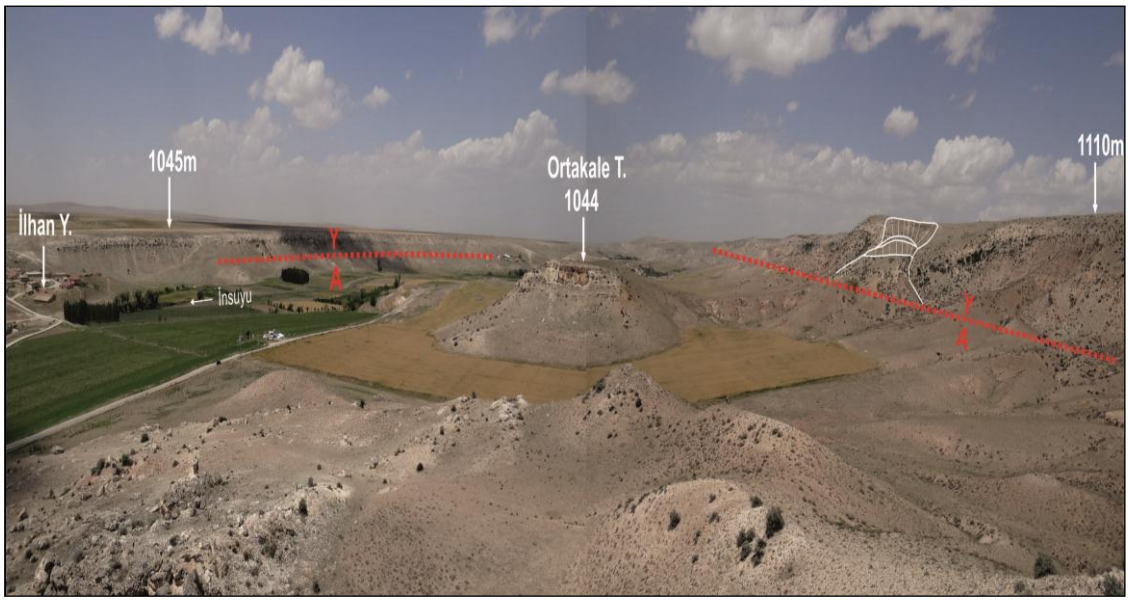


Şekil 4.6 Orta Anadolu ve çevresinin tektonik haritası (Dirik ve Erol 2003, Dirik 2001, Dirik ve Göncüoğlu 1996, Göncüoğlu vd., 1996, Koçyiğit ve Özacar 2003'ten değiştirilerek alınmıştır).

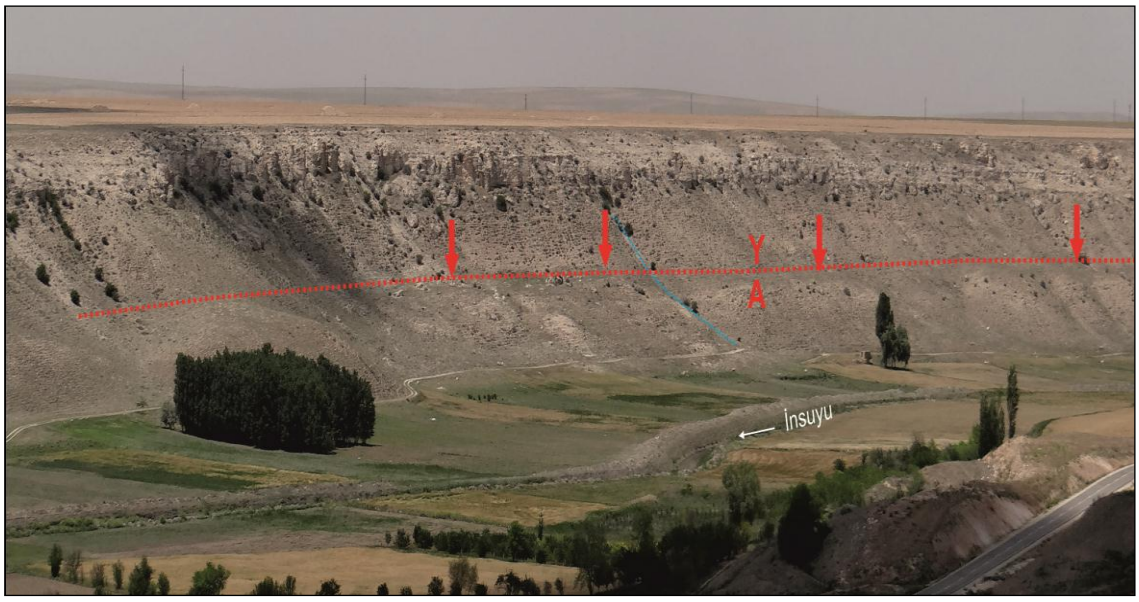
Ilıca fay zonu sistemin bu bölümünün en kuzeyinde kalan kısımdır. İlk olarak Koçyiğit (1991) tarafından tanımlanmış olan bu zon, Haymana (Ankara) güneybatısından başlayarak Yeniceoba Ovası'nın kuzey kenarına kadar KB–GD doğrultusunda uzanmaktadır. Yeniceoba fay zonu, Çemen vd. (1999) tarafından tanımlanmış olan Yeniceoba Ovası'nın güney kenarından başlayarak kuzeybatıya doğru Günyüzü kasabasına kadar devam etmektedir (Şekil 4.2). Sağ yanal bileşene sahip olan normal faylarla temsil edilmektedir. Bu hat boyunca çizgisel uzanımlı vadiler, fay sarplıkları, çizgisel bitki anomalisi vb. morfolojik unsurlarla karşılaşmak mümkündür. Ayrıca birçok lokasyonda temele ait birimlerle genç birimlerin fay boyunca yan yana gelmesi de önemli bir göstergedir (Özsayın 2007).

Cihanbeyli fay zonu sistemin en güney koldur. Doğrultusu Ilıca ve Yeniceoba fay zonlarına yaklaşık paraleldir. Doğuda Cihanbeyli'den başlayarak yaklaşık $K50^0B$ doğrultusunda, batıda Sülüklü'ye kadar devam eden bu zon, Sülüklü'nün batısında iki kola ayrılmaktadır. Kollardan biri kırılmaya uğrayıp, K250B doğrultusunda ilerleyerek Yeniceoba fay zonu ile birleşmektedir (Şekil 4.2). Diğer kol ise Sivrihisar'ın güneyine kadar devam etmektedir. Güneydoğuda bu zon Cihanbeyli ilçesinden geçerek Tersakan Gölü'nün batısından Sultanhanı fay zonuna doğru devam etmektedir. Ancak Cihanbeyli ile Tersakan Gölü arasında kalan kesimin son derece düz olan morfolojisi nedeniyle izlenememektedir (Özsayın 2007).

Çalışma alanı içerisinde yer alan İnsuyu fay zonu, Cihanbeyli'nin kuzeybatısında, Yeniköy'den başlayan ve Böğrüdelik üzerinden kuzeybatıya uzanan fay İnsuyu fayı (Umut vd. 1990), Cihanbeyli Fay Zonu (Özsayın vd. 2013) olarak tanımlanmıştır. Oluşum yaşı, uzanımı ve ayrıntıları yeterli ayrıntıda bilinmeyen bu fayın proje kapsamında İlhan Yaylası dolayındaki bölümünde gözlem yapılmıştır. Bu alanda fay, KB-GD uzanımlı İnsuyu Vadisinin her iki tarafında yüzeylenen İnsuyu kireçtaşlarını etkilemektedir. Bu bölgede İnsuyu Vadisi yaklaşık 1250 m genişliğindedir, vadinin KD' da gelişmiş bir heyelan ve GB' da ise yanal devamlılığı olan normal faylanma gözlenmektedir (Şekil 4.3). Yine İnsuyu Vadisi'nin GB' sındaki İlhan Yaylasının 750m. daha KB' sında, İnsuyu kireçtaşından normal faylanma ile ayrılmış ve yanal devamlılığı olan bir faylanma izlenmektedir (Şekil 4.4).



Şekil 4.7 İlhan Yaylası dolayındaki İnsuyu vadisi ve vadinin her iki tarafında yer alan normal fayların genel görünümleri (bakış KB'ya) (Tekin vd. 2014'den alınmıştır)

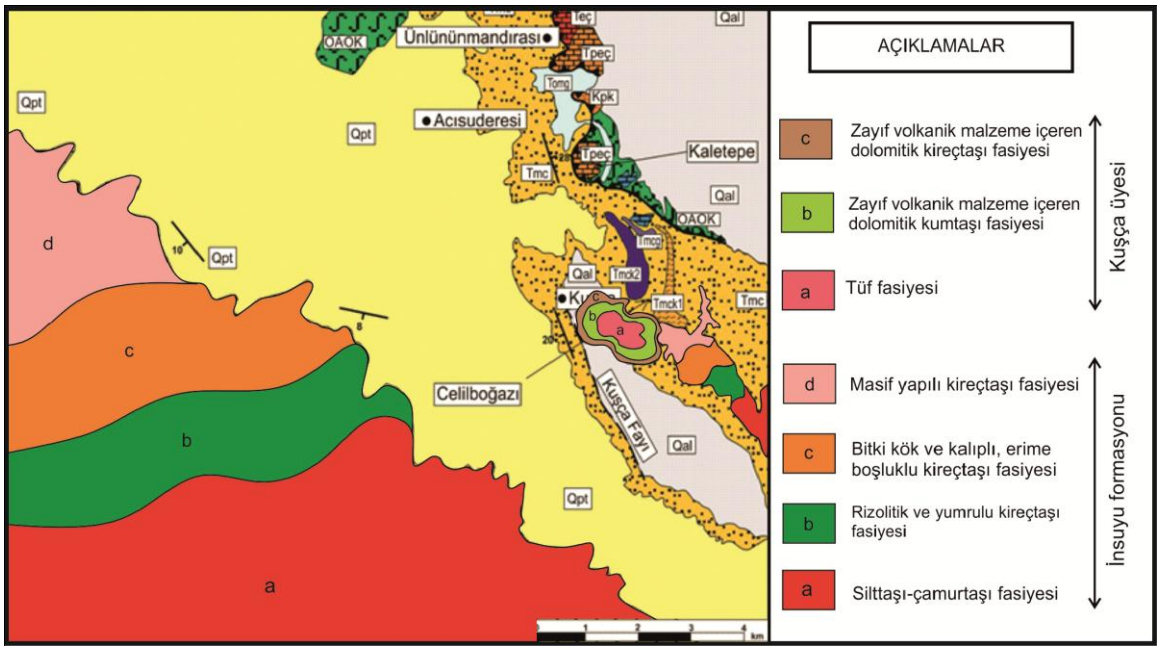


Şekil 4.8 İlhan Yaylası KB' sında, İnsuyu Vadisi boyunca uzanan ve yanal devamlılığı olan normal fayın genel görünümü (bakış batıya) (Tekin vd. 2014'den alınmıştır)

5. SEDİMANTOLOJİ

Tuz Gölü havza'sının batısında yer alan Cihanbeyli, İnsuyu, Kuşça ve Yeniceoba çevresi'nde yüzeylenen ve yaş konağı tartışmalı olan Cihanbeyli formasyonu, günümüze kadar süregelen çökelme sisteminin bir parçasıdır. Bu bölümde Cihanbeyli Neojen havzasına ait birimlerin sedimantolojik özellikleri anlatılacaktır.

Mesozoyik temel birimlerin üzerinde yer alan Gökdağ formasyonu üzerine uyumsuz ilişkili olarak çökelen Üst Miyosen-?Alt Pliyosen yaşlı Cihanbeyli formasyonu'nun sedimantolojisi, içerdiği birimlerin litoloji gruplarına göre ele alınmıştır. Bu tez çalışması kapsamında Cihanbeyli formasyonu ilk kez Tekin vd. 2014 tarafından dört farklı üyeye ayrılmıştır. Bunlar sırasıyla; Alt karasal kırıntılılar (Tmck1), Kuşça (Tmckü), Üst Karasal Kırıntılılar (Tmck2), Gölsel Karbonatlar (Tmcg) üyesinden oluşmaktadır. İnsuyu vadisi boyunca oluşan Üst Miyosen-?Alt Pliyosen yaşlı İnsuyu Formasyonuna (Tmpi) ait fasiyes birliklerinin sedimantolojisi açıklanmıştır ve Neojen istifine ait fasiyes haritası hazırlanmıştır (Şekil 5.1).



Şekil 5.12 Çalışma alanındaki Kuşça Üyesi ve İnsuyu Formasyonuna ait birimlerin fasiyes haritası

Arazide bu birimlerin düşey yönde birbirleri ile olan ilişkileri, yanal yöndeki devamlılıkları ile makroskobik olarak renk, yapı ve doku özellikleri belirlenmiştir. Ayrıca, bu litoloji topluluklarının en iyi temsil edildiği lokasyonlardan ölçülü stratigrafik kesitler (Ö.S.K 1-3) yapılmıştır. Bu kesitlerden sistematik olarak derlenen numunelerden silisiklastik, karbonat ve volkanik birimler polarizan mikroskopta incelenmiştir. Yukarıda belirtilen bu fasiyeslerin, arazi gözlemlerine ve ince kesit determinasyonlarına dayanılarak ortaya çıkan tüm özellikleri bu birimlerin sedimantolojik açıklanmasında kullanılmıştır.

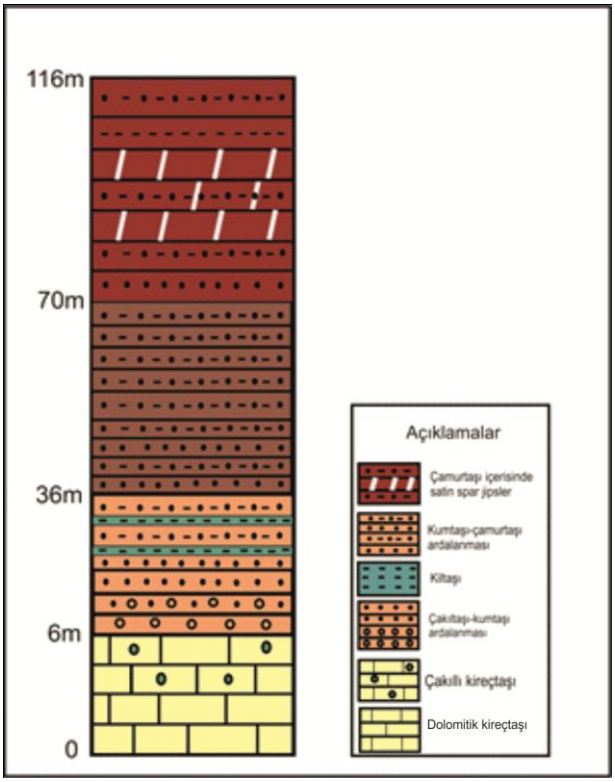
5.1 Ölçülü Stratigrafik Kesit Çalışmaları (Ö.S.K)

Çalışmanın ana konusunu oluşturan Üst Miyosen-?Alt Pliyosen yaşlı Cihanbeyli formasyonu içerisinde yer alan Alt Karasal Kırıntılılar (Ö.S.K 1) (Şekil 5.2) , Kuşça (Ö.S.K 1-2) (Şekil 5.13), Üst Karasal Kırıntılılar (Tmck2), Gölsel Karbonatlar (Tmcg) üyeleri ile Üst Miyosen-?Alt Pliyosen yaşlı İnsuyu formasyonu'nunda (Ö.S.K 1) gerçekleştirilen incelemelerde 3 adet ölçülü stratigrafik kesit ve 1 adet düşey litofasiyes kesit çalışması gerçekleştirilmiştir. Kuşça üyesinde yapılan çalışmada Kuşça Celilboğazı doğu ve batı yamacı şeklinde ikiye ayrılarak incelenmiştir. Kuşça ve İnsuyu bölgelerinde bulunan farklı fasiyes determinasyonları, havza içi korelasyonu ve ortam yorumlamasında büyük katkı sağlamıştır.

5.1.1 Cihanbeyli formasyonu

5.1.1.1 Alt Karasal Kırıntılılar üyesi (Tmck1)

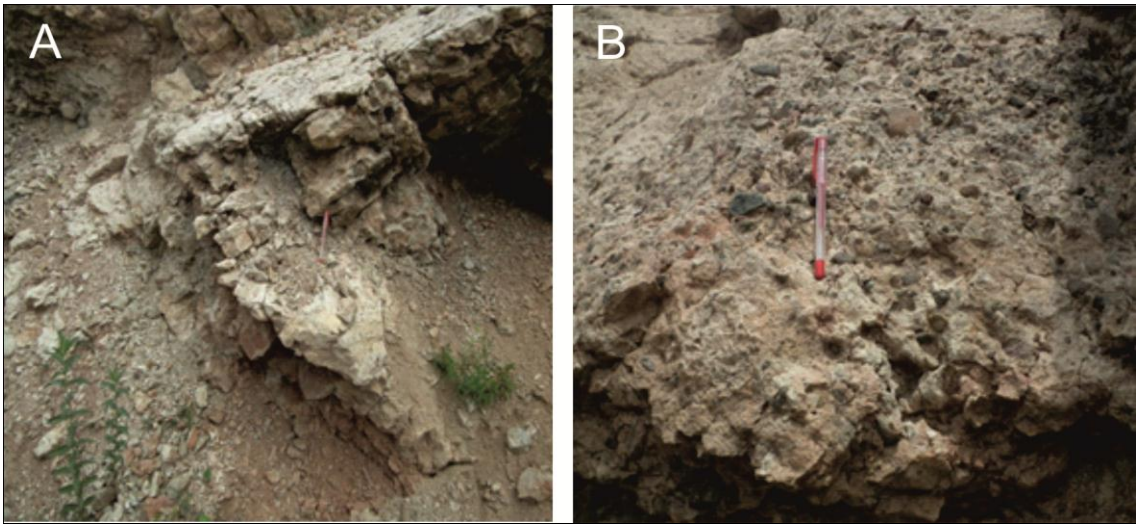
Cihanbeyli formasyonu' nun en alt seviyesinde yer alan Alt Karasal Kırıntılılar fasiyesi, tabanda krem renkli, masif, orta tabakalı dolomitik kireçtaşı bulunmaktadır. Dolomitik kireçtaşının üzerine kaynak alanın yükselmesinden dolayı ofiyolit çakılları içeren orta-ince çakıllı, kumlu kireçtaşı gelmektedir (Şekil 5.3-5.4).



Şekil 5.13 Cihanbeyli formasyonun Alt Karasal Kırıntılılar (Tmck1) üyesine ait genelleştirilmiş düşey litofasiyes kesiti



Şekil 5.14 Cihanbeyli formasyonu'nun tabanında bulunan faylı kireçtaşı üzerine çökelen ofiyolit çakılları içeren çakıllı-kumlu kireçtaşı



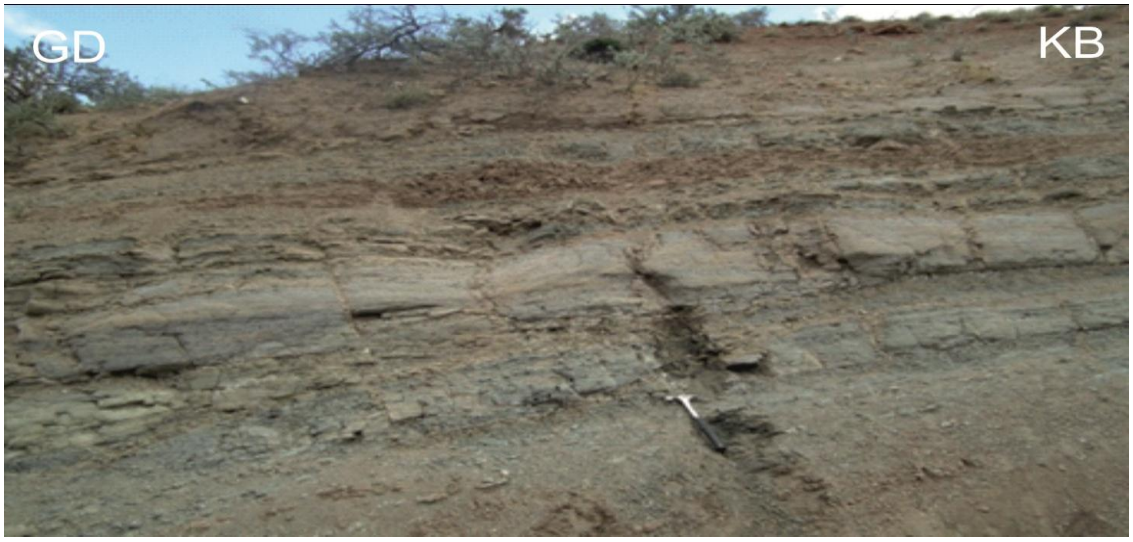
Şekil 5.15 Cihanbeyli formasyonu' nun tabanında yer alan masif kireçtaşının (A) ve üst seviyelere doğru ise ofiyolit çakılları içeren çakıllı, kumlu kireçtaşının (B) yakından görünümü

Cihanbeyli formasyonun tabandan üst seviyelere doğru ilerledikçe karasal flüvyal ortamda oluşan açık kahve renkli çakıltaşı, çakıllı kumtaşı birimleri görülmektedir (Şekil 5.5).



Şekil 5.16 Cihanbeyli formasyonuna ait çakıltaşı, çakıllı kumtaşı birimlerinin görünümü

Bu birimlerin üzerine yeşil renkli kiltaşı, koyu kahve renkli çamurtaşı ve açık kahve renkli kumtaşı ardalanması gelmektedir (Şekil 5.6).



Şekil 5.17 Cihanbeyli formasyonuna ait kumtaşı, çamurtaşı ve kiltaşı ardalanmasının görünümü (Armut deresi bakış GB'dan KD'ya)

Bu seviyenin üzerine açık kahve renkli kumtaşı ile koyu kahve–kırmızı renkli çamurtaşı ardalanması gelmektedir (Şekil 5.7).



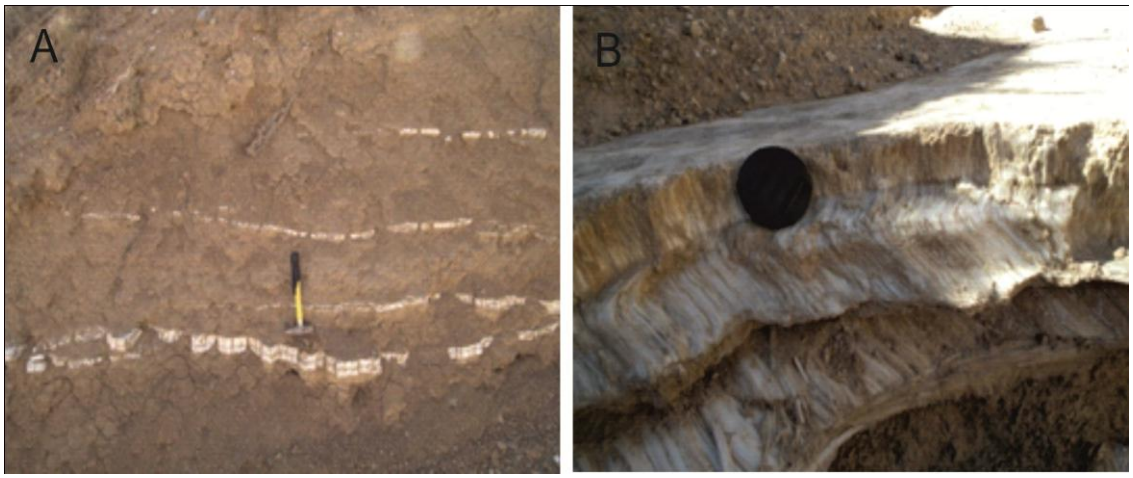
Şekil 5.18 Cihanbeyli formasyonuna ait kumtaşı-çamurtaşı ardalanmasının gürünümü (Armut deresi bakış GB'dan KD'ya)

İstifin üst seviyelerine doğru ilerledikçe taşkın düzlüğünde oluşan çapraz tabakalı çamurtaşları görülmektedir (Şekil 5.8)



Şekil 5.19 Cihanbeyli formasyonuna ait tabakalı çamurtaşlarının görünümü (Armut deresi bakış GB'dan KD'ya)

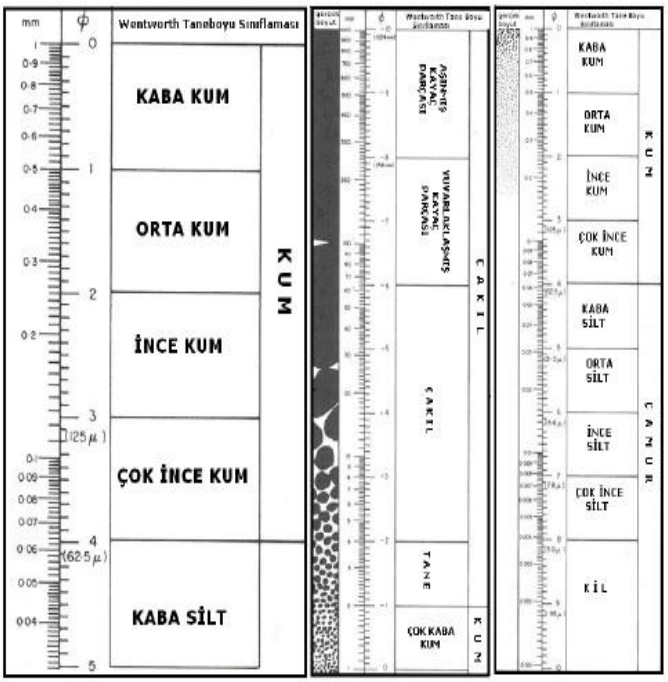
Bu çamurtaşları içerisinde ara seviyelerde kalınlığı 3-30 cm arasında değişen beyaz renkli, lifsi yapılı, burulma–burkulma yapılı, yanal ve düşey yönde büyüme gösteren satin- spar dokulu jips fasiyesleri bulunmaktadır Şekil (5.9).



Şekil 5.20 Cihanbeyli formasyonuna ait A'da çamurtaşı içinde ara seviyelerde satin sparların, B'de ise Satin sparların burulma ve burkulma yapılarının yakın plan görünümü (Armut deresi)

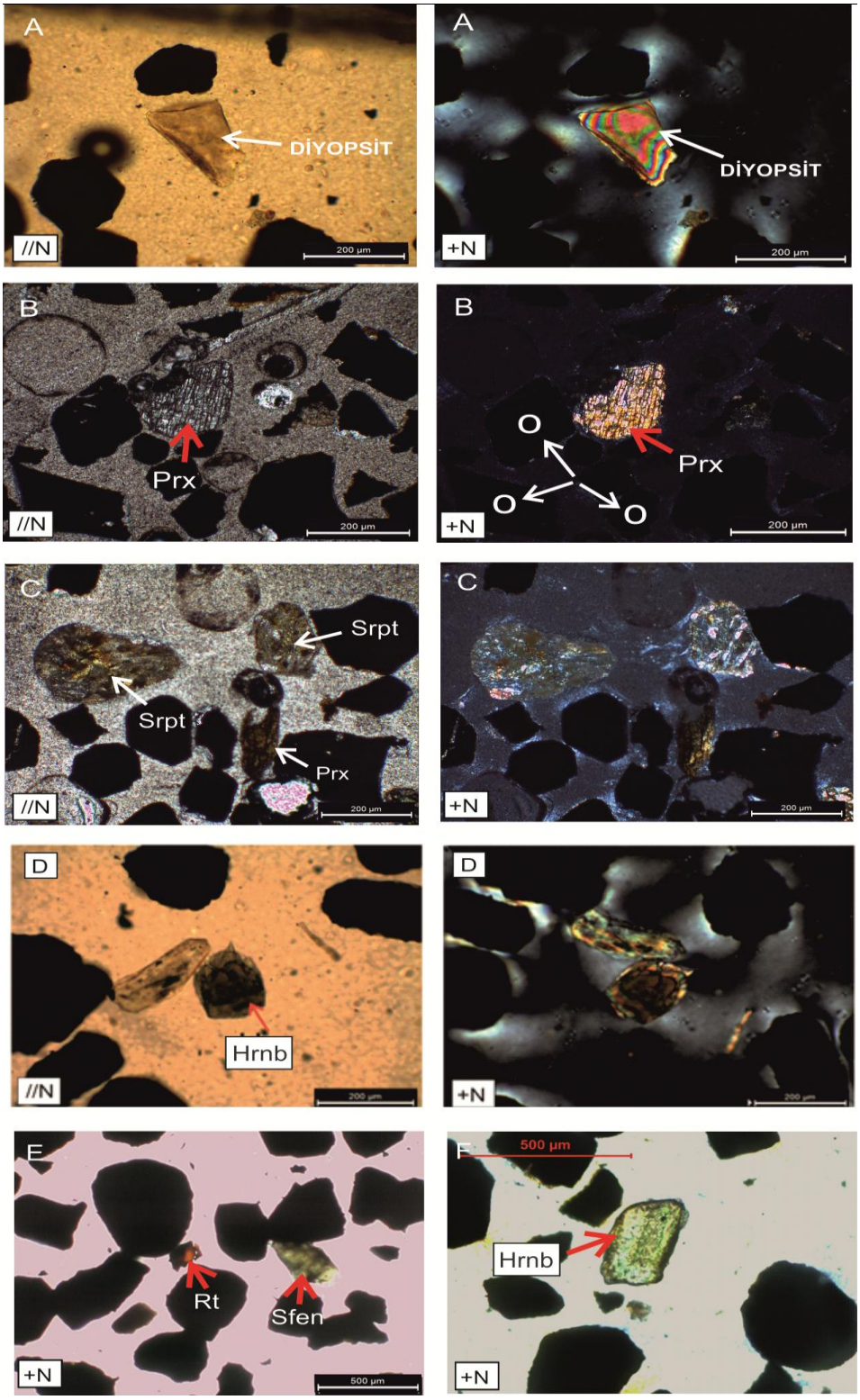
5.1.1.1.1 Alt Karasal Kırıntılılar (Tmck1) üyesine ait ağır mineral analizi ve değerlendirilmesi

Cihanbeyli formasyonun alt karasal kırıntılılarının üst seviyelerine ait dere içinden alınan silisiklastik örneklerde depolanma süreçlerine yönelik tane boyu ve dokusal analizler ile kaynak kaya çalışmaları için ağır mineral çalışması yapılmıştır. Alınan bu silisiklastik örneklerde ilk olarak kumların tane boyu dağılımlarını ve ağır minerallerin tane boyutuna bağlı olarak yığışımları belirleyebilmek için elek analizi uygulanmıştır. Farklı elek üstünde kalan kumların tane boyları 0,17-0,35 mm arasında olup Wenthworth 1922'e göre orta boylanmış ince kum (2-3 Φ), orta kum (1,5-2,0 Φ) boyunda bulunmaktadır (Şekil 5.10). Bu ağır minerallerin kaynak alanlarını beliryebilmek için ince kesitler yaptırılmıştır. Ağır mineral fraksiyonlarından yaptırılan ince kesitlerinde tanımlanan minerallerin başlıcaları piroksen, hornblend, rutil, yeşil hornblend, olivin, sfen (titan), diyopsit ile opak mineraller oluşturmaktadır (Şekil 5.11). Opak minerallerin ayrıntılı tanımlamaları cevher mikroskobu ve raman spektroskopisinde yapılamamıştır. Ancak mikroskobik gözlemlere göre Fe içeriğinin yüksek olduğu gözlenmektedir ve çoğunlukla manyetit ve ilmenit olma olasılığı yüksektir.



Şekil 5.21 Sedimentte tane boyu sınıflaması (Wentworth 1922'den Türkçeleştirilmiştir)

Tane boyu dağılımının orta ve ince kum gibi yakın ve dar bir aralıkta seyretmesi, yamukluk ve tepelenme gibi faktörlerin fazla değişmediğinin göstergesidir. Akarsu rejimleri ve kısmende kaynak kaya koşulların etkileşimi tane boyu dağılımını kontrol eden önemli etkenlerdir. Buna göre inceleme bölgesinde gözlenen ağır minerallerin kaynağı, esas olarak Cihanbeyli formasyonu'nun derelerine sürekli olarak aşınıp taşınarak gelen sedimentler ofiyolitik ve volkanik kayaçlar ile yine bu bölgede bu tip kayaçlardan kaynaklanan Mesozoik-Tersiyer yaşlı sedimentler olarak yorumlanmaktadır.



Şekil 5.22 Cihanbeyli formasyonunun Alt Karasal Kırıntılıların üst seviyelerine ait dere içlerinden alınan örneklerin ince kesitte ağır minerallerin görünümü

(a. Dy: Diyopsit; b. Prx: Piroksen, O:Opak; c. Srpt: Serpantin, Prx: Piroksen, d. Hrnb: Hornblend e. Rt: Rutil, Sfen; d. Hrnb: Yeşil hornblend) (//N: Tek Nikol, + N: Çift Nikol)

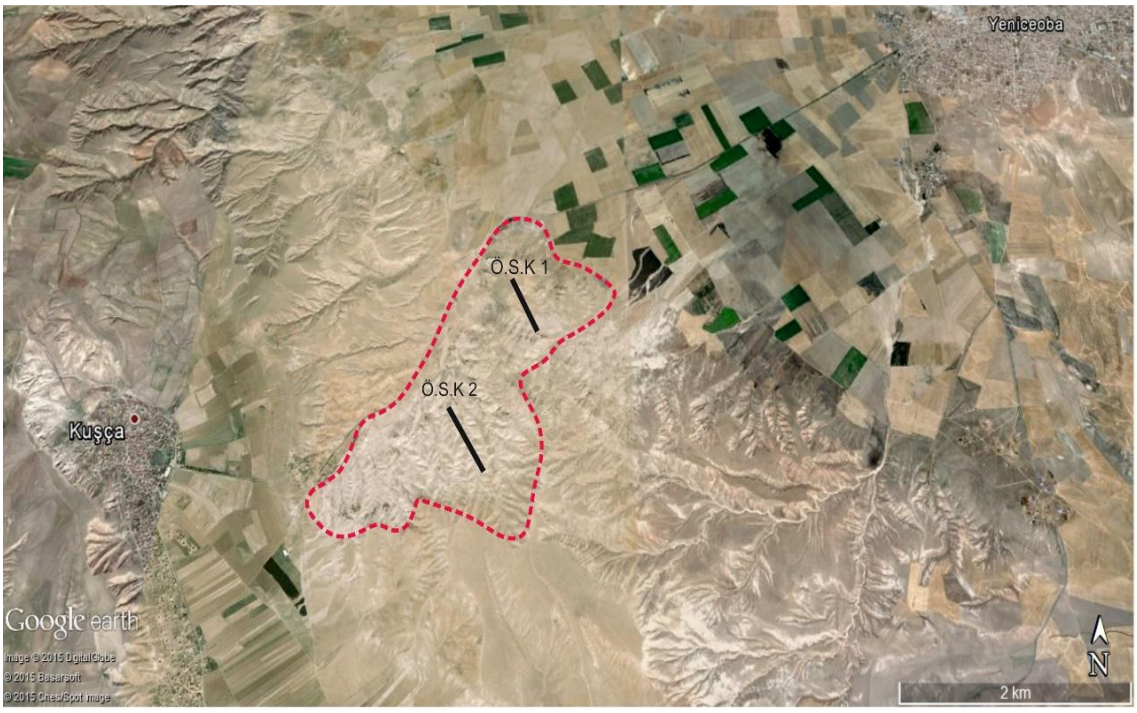
5.1.1.2 Kuşça üyesi

Volkaniklastikler, herhangi bir çökelim ortamında oluşmuş, volkanik ve volkanik olmayan kırıntılılar ile karışmış, volkanik bileşenlerden yapılı kırıntılı kayaları temsil etmektedir (Fisher 1966, Fisher ve Schmincke 1984). Tüm volkaniklastik kayaların (Cas ve Wright 1987)'e ait kökensel sınıflaması çizelge 5.1'de sunulmuştur. Bu sınıflamaya göre akma çökelleri, döküntü çökelleri ve taban akıntı çökelleri birincil volkaniklastik oluşumlar olarak; laharlar (çamur akmaları-mud flow), moloz akması çökelleri (debris flow), çamur akıntısı çökelleri ve flüvyal kırıntılı çökeller ise ikincil yüzey oluşumları olarak kabul edilmektedir.

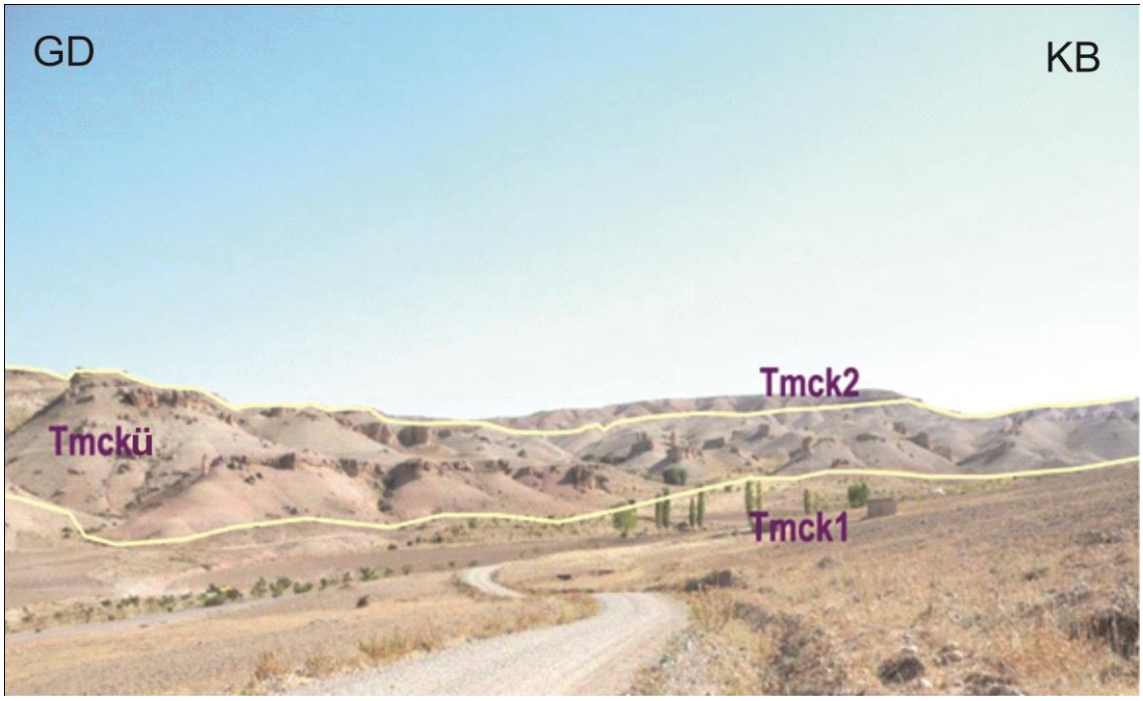
Çizelge 5.2 Volkaniklastik kayaçların oluşum sıralarına göre sınıflanması (Cas ve Wright 1987'den değişiklikle)

VOLKANİKLASTİK KAYAÇLAR			
BİRİNCİL VOLKANİKLASTİK OLUŞUMLAR			İKİNCİL YÜZEY OLUŞUMLARI
PİROKLASTİK ÇÖKELLER		OTOKLASTİK	EPİKLASTİK
Akma (flow)	• Blok ve kül akma çökelleri (block and ash flow deposit) • Curuf akma çökelleri (scoria flow deposit) • Pümis akma çökelleri veya ignimbiritler (pumice flow deposit or ignimbrite) İgnimbiritler ignimbrit breşi İgnimbrit akıntısı İgnimbrit kül döküntüsü	Otobreş (Autobreccia) Hyaloklastitler (Hyaloclastites)	Lahar Molozakmaları (debris flow) Çamur akmaları (mud flow) Türbiditler Volkanik ve volkanik olmayan kırıntılar içeren denizel, gölsel ve flüvyal volkanik Konglomera, breş, kumtaşı, silttaşı
Döküntü (fall)	• Pümis döküntü çökelleri (pumice fall deposit) • Curuf döküntü çökelleri (scoria fall deposit) • Kül döküntü çökelleri (ash fall deposit)		
Akıntı	• Taban Akıntı Çökelleri (Base surge deposit) • Taban türbulans çökelleri (Ground surge deposit) • Kül bulutu türbulans çökelleri (Ash-cloud surge deposit)		

Çalışma alanı içerisindeki Kuşça üyesi, Kuşça Köyü' nün güneydoğu'sunda (Yeniceoba güneybatısı) gözlenen sınırlı yayılımlı, peribacası görünümü sunan Cihanbeyli formasyonu içinde Kuşça üyesi (Tmckü) olarak ayrılmıştır. Kuşça üyesi'nin UTM görüntüsü Şekil 5.12'de verilmiştir. Bu birim ağırlıklı olarak göl ortamında oluşmuş tüf, zayıf (%5-10) volkaniklastik malzeme içeren dolomitik kireçtaşı, zayıf (%5-10) volkaniklastik malzeme içeren kumtaşı, flüvyal karakterli silisiklastiklerden oluşmuştur. Birim havza'nın güneydoğusunda çok kalın ve tipik mostralar vermekte olup, yanal olarak havzanın kuzeybatısı boyunca devam ederek sınırlı yayılım sergilemiştir (Şekil 5.13).



Şekil 5.12 Kuşça Celilboğazının Ö.S.K 1 ve Ö.S.K 2 hattı yer bulduru (UTM görüntüsü)



Şekil 5.13 Kuşça Celilboğazının genel arazi görünümü

5.1.1.2.1 Kuşça Celilboğazı doğu yamacı (Ö.S.K 1)

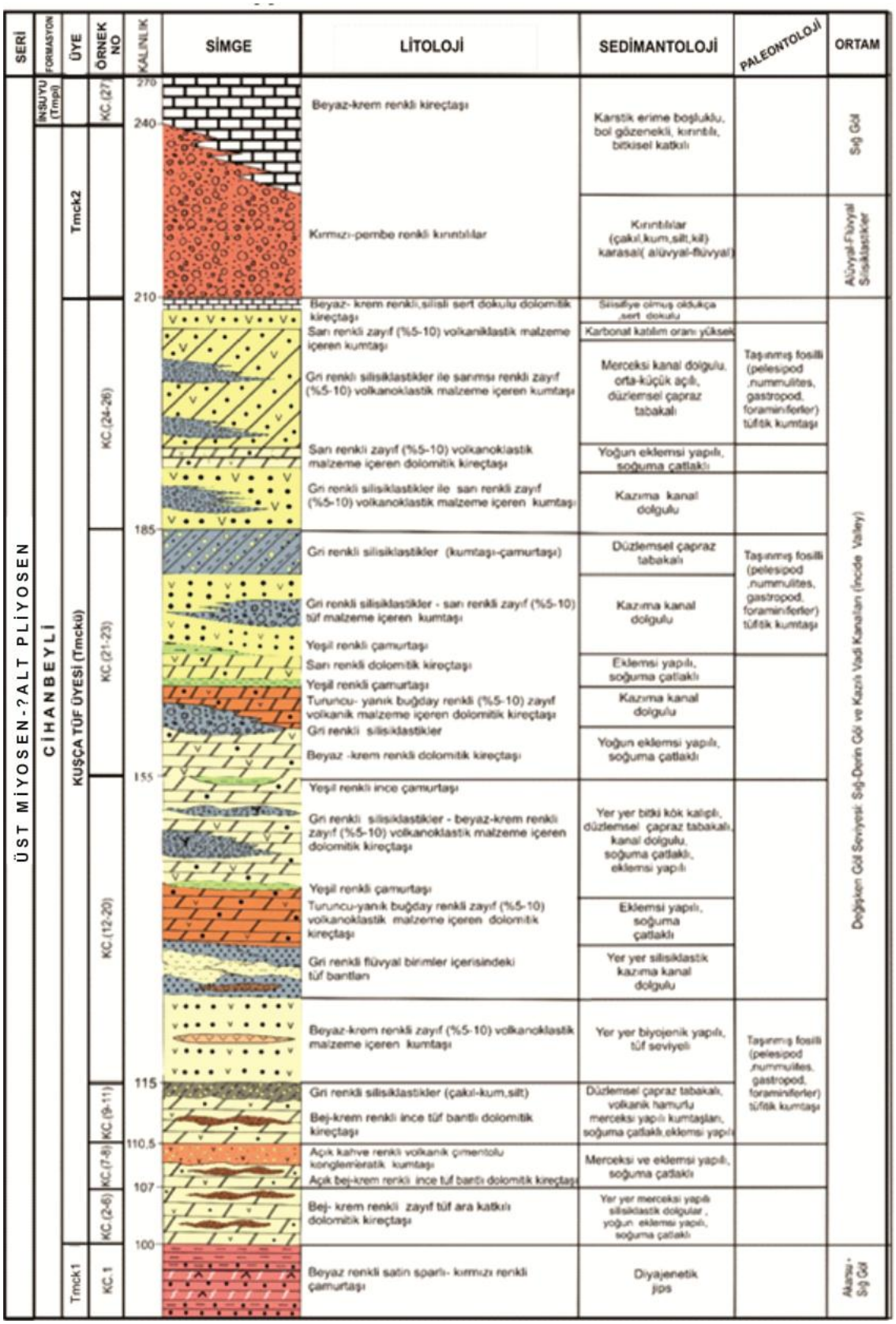
Çalışma alanında yapılan toplam 270 m kalınlığa sahip Kuşça Celilboğazı doğu yamacı ölçülü stratigrafik kesitinin (Şekil 5.14) (Ö.S.K 1) tabanında yaklaşık 100 m kalınlığa sahip Üst Miyosen-?Alt Pliyosen yaşlı Cihanbeyli formasyonun üyesi olan Alt Karasal Kırıntılılar üyesi bulunmaktadır (Şekil 5.15). Alt Karasal Kırıntılılar (Tmck1) üyesi kırmızı renkli çamurtaşları içerisinde beyaz renkli, lifsi ve burulma burkulma yapılı diyajenetik kökenli satin spar jipsleri içermektedir. Bu formasyon akarsu-sığ göl ortamında oluşmuştur.



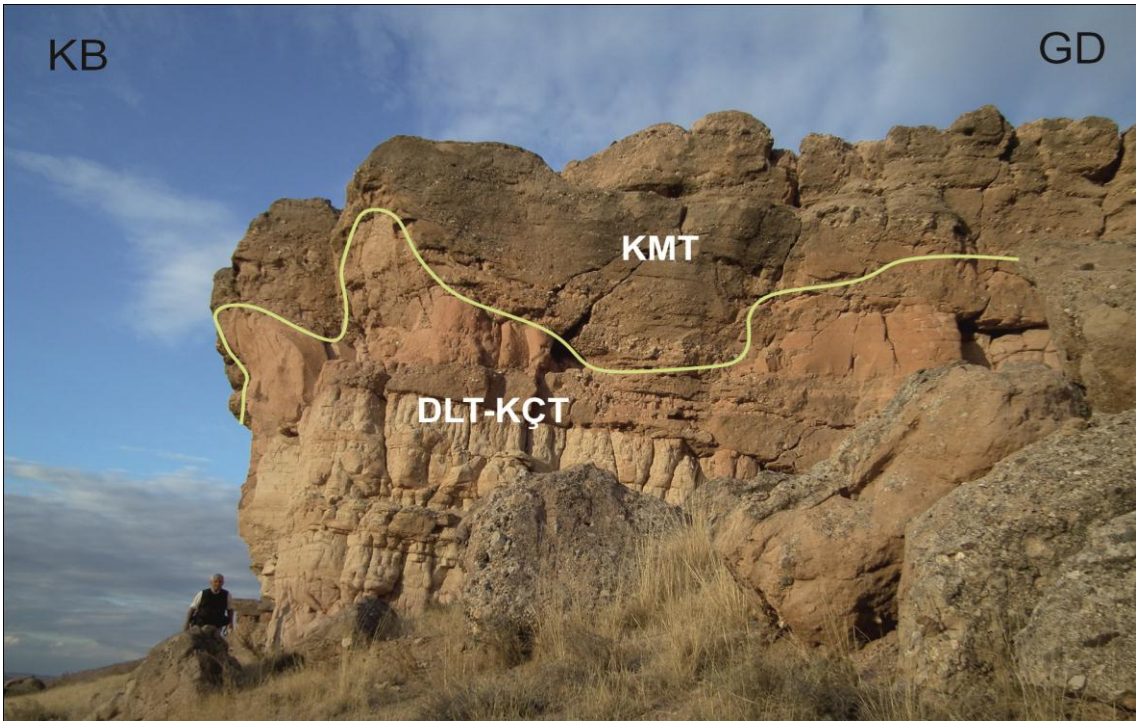
Şekil 5.14 Kuşça Celilboğazı doğu yamacı'nın arazi görünümü

Cihanbeyli formasyon'un içinde yer alan; değişken göl seviyeli, sığ-derin göl ve kazılı vadi kanallarından oluşan Kuşça üyesi gelmektedir. Kuşça üye'sinin doğu yamacında yapılan ölçülü stratigrafik kesitin (Ö.S.K 1) 100-125 m kalınlıkları arasındaki alt seviyesi; bej-krem renkli, yaklaşık 9 m kalınlığına sahip, yoğun eklemsi yapılı, soğuma çatlaklı, yer yer merceksi yapılı silisiklastik dolgular içeren zayıf (% 5-10) tüf ara katkılı dolomitik kireçtaşı ile başlamaktadır (Şekil 5.16).

Bu seviyenin üzerine açık kahve renkli, düzlemsel çapraz tabakalı, merceksi yapılı volkanik çimentolu konglomeratik kumtaşı gelmekte olup ve üzerine 10 m kalınlığında beyaz krem renkli, yer yer biyojenik tapılı, tüf seviyeli zayıf (%5-10) volkaniklastik malzeme içeren tüfitik kumtaşı gelmektedir. Bu kumtaşları flüvyal sistemin getirmiş olduğu taşınmış fosil (pelesipod, nummulites, gastropod, foraminifer) içermektedirler.

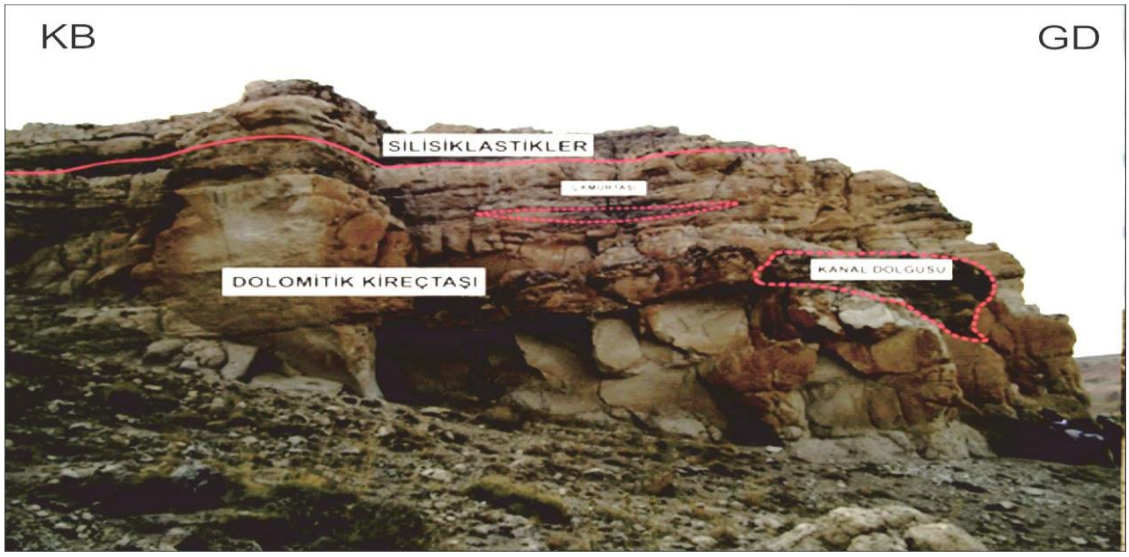


Şekil 5.15 Celilboğazı doğu yamacının ölçülü stratigrafik kesit çalışması (Tekin vd. 2014'den alınmıştır)



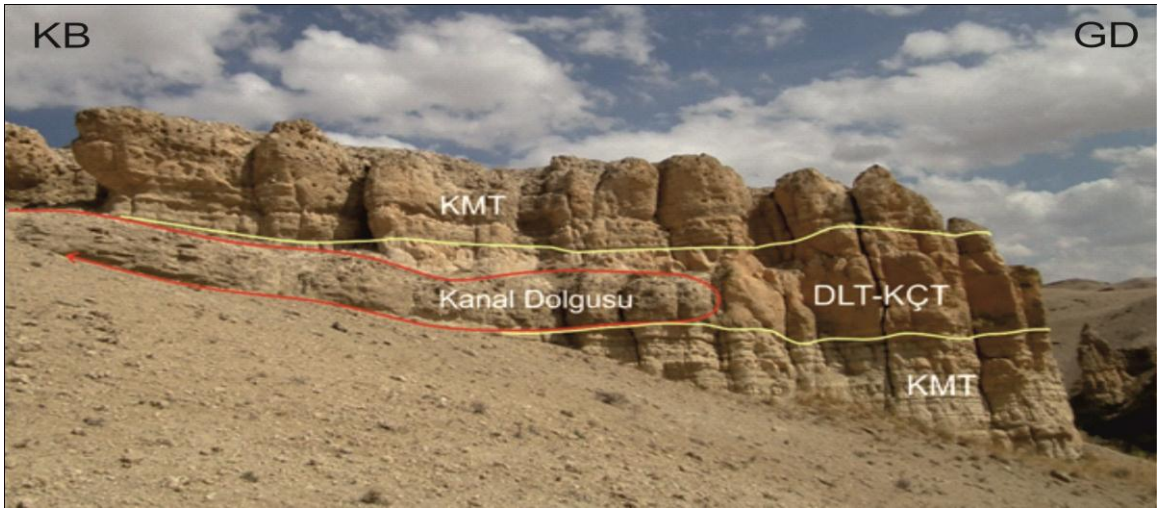
Şekil 5.16 Kuşça üyesi'nin doğu yamacı'nın alt seviyelerinde 100-125m'leri arası görülen birimler (38/50183K, 32/42894D)

Kuşça tüf tabakasının orta kesimlerinde bulunan 125-165 m'leri arası kalınlığın alt seviyesinde gri renkli flüvyal birimler içerisinde krem renkli tüfit bantları bulunmakta olup yer yer silisiklastik kazıma kanal dolguları içermektedir. Üzerine turuncu–yanık buğday renkli, eklemsi yapılı, soğuma çatlaklı zayıf (%5-10) volkaniklastik malzeme içeren dolomitik kireçtaşı gelmektedir ve yeşil renkli çamurtaşı seviyesi gelmektedir. Bu seviyenin üzerine gelen 165 m'ye kadar olan kısımda beyaz-krem-sarı-turuncu renkli, yoğun eklemsi yapılı, yer yer bitki kök kalıplı, soğuma çatlaklı, zayıf (%5-10) volkaniklastik malzeme içeren dolomitik kireçtaşlarının ara seviyelerinde yoğun şekilde yeşil renkli çamurtaşı seviyeleri ve yer yer düzlemsel çapraz tabakalı flüvyal sistemin getirdiği kazıma kanal dolguları içermektedir (Şekil 5.17).



Şekil 5.17 Kuşça Üyesi'nin doğu yamacı'nın alt seviyelerinde 125-165 m'leri arası görülen birimler (38/50007 K, 32/40053D)

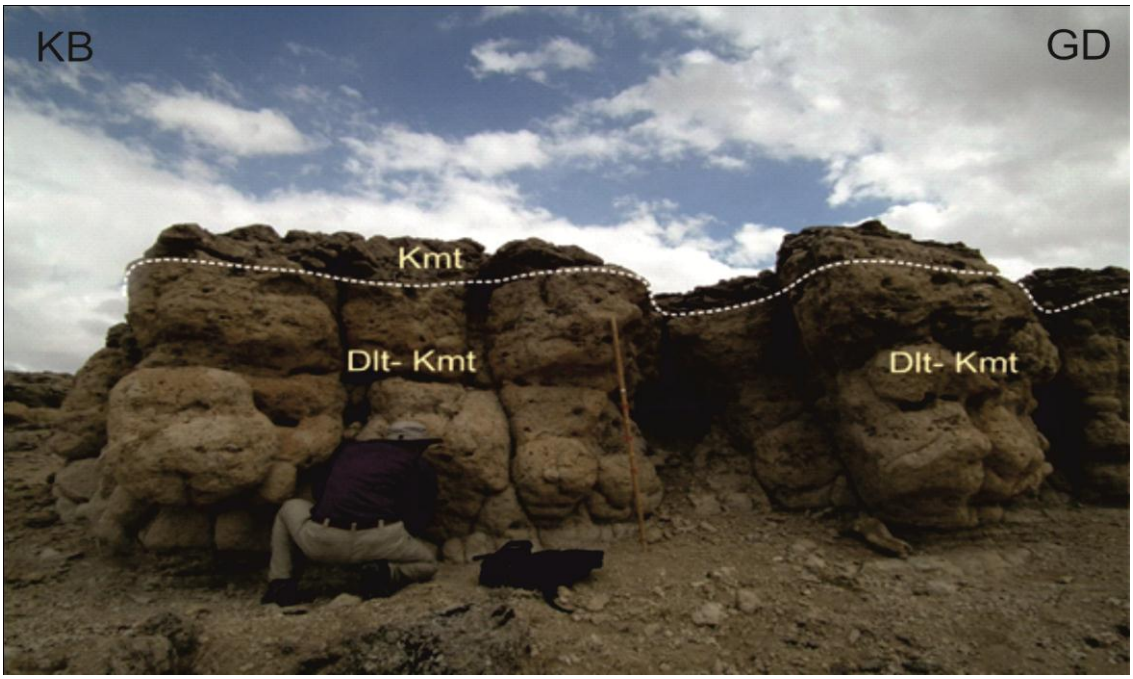
Ö.S.K' nın 165-185 m'leri arası sarı renkli, ince-orta boylu (ofiyolitik kökenli ve az oranda metamorfik kökenli kayaçlardan türemiş) çakıllardan oluşan ve gri renkli silisiklastikli kazıma kanal dolgusu içeren zayıf (%5-10) volkanik malzemeli tüfitik kumtaşı ile başlar ve üzerine gri renkli, düzlemsel çapraz tabakalı, taşınmış fosilli (pelesipod, nummulites, gastropod, foraminifer) silisiklastikler (kumtaşı-çamurtaşı) gelmektedir (Şekil 5.18).



Şekil 5.18 Kuşça Üyesi' nin doğu yamacı'nın alt seviyelerinde 165-185 m 'leri arası görülen birimler (38/50171 K, 32/42983D)

185-210 m'leri arası sarı renkli, kazıma kanal dolgulu, zayıf (%5-10) volkanik malzemeli tüfitik kumtaşları egemen olmakta olup 1 m kalınlığında sarı renkli, yoğun eklemsi yapılı, soğuma çatlaklı zayıf (%5- 10) volkanik malzemeli dolomitik kireçtaşı içermektedir (Şekil 5.19).

Bu metreler arasındaki üst seviyelere doğru göl seviyesinin yükselmesinden dolayı karbonat katılım oranının arttığı görülmektedir. Bu tüfitik kumtaşları merceksi kanal dolguları, orta- küçük açılı, düzlemsel çapraz tabakalı ve taşınmış fosiller (pelesipod, nummulites, gastropod, foraminiferler) içermektedir ve bu seviyelerin üzerine beyaz-krem renkli, silisifiye olmuş, sert dokulu masif kireçtaşı gelmektedir (Şekil 5.20).



Şekil 5.19 Kuşça üyesi'nin doğu yamacının üst seviyelerinin görünümü (38/50155, 32/43033D)



Şekil 5.20 Doğu yamacı'nın en üst seviyesinde bulunan beyaz-krem renkli, silisifiye, sert dokulu masif kireçtaşı

Kuşça üyesi içerisinde yer alan yukarıda anlatılan bu birimlerin üzerine alüvyal- flüvyal karaktere sahip olan kırmızı- pembe renkli, Üst Karasal Kırıntılılar (Tmck2) (çakıl, kum, silt, kil) gelmektedir. Karasal kırıntılılarla yanal geçişli olarak çökelen sığ göl ortamında oluşmuş beyaz-krem renkli, karstik erime boşluklu, bol gözenekli kırıntılı, rizolitik yapılı, organik maddeli İnsuyu Formasyon'una ait kireçtaşları ile ölçülü stratigrafik kesit son bulmaktadır.

5.1.1.2.2 Kuşça Celilboğazı batı yamacı (Ö.S.K 2)

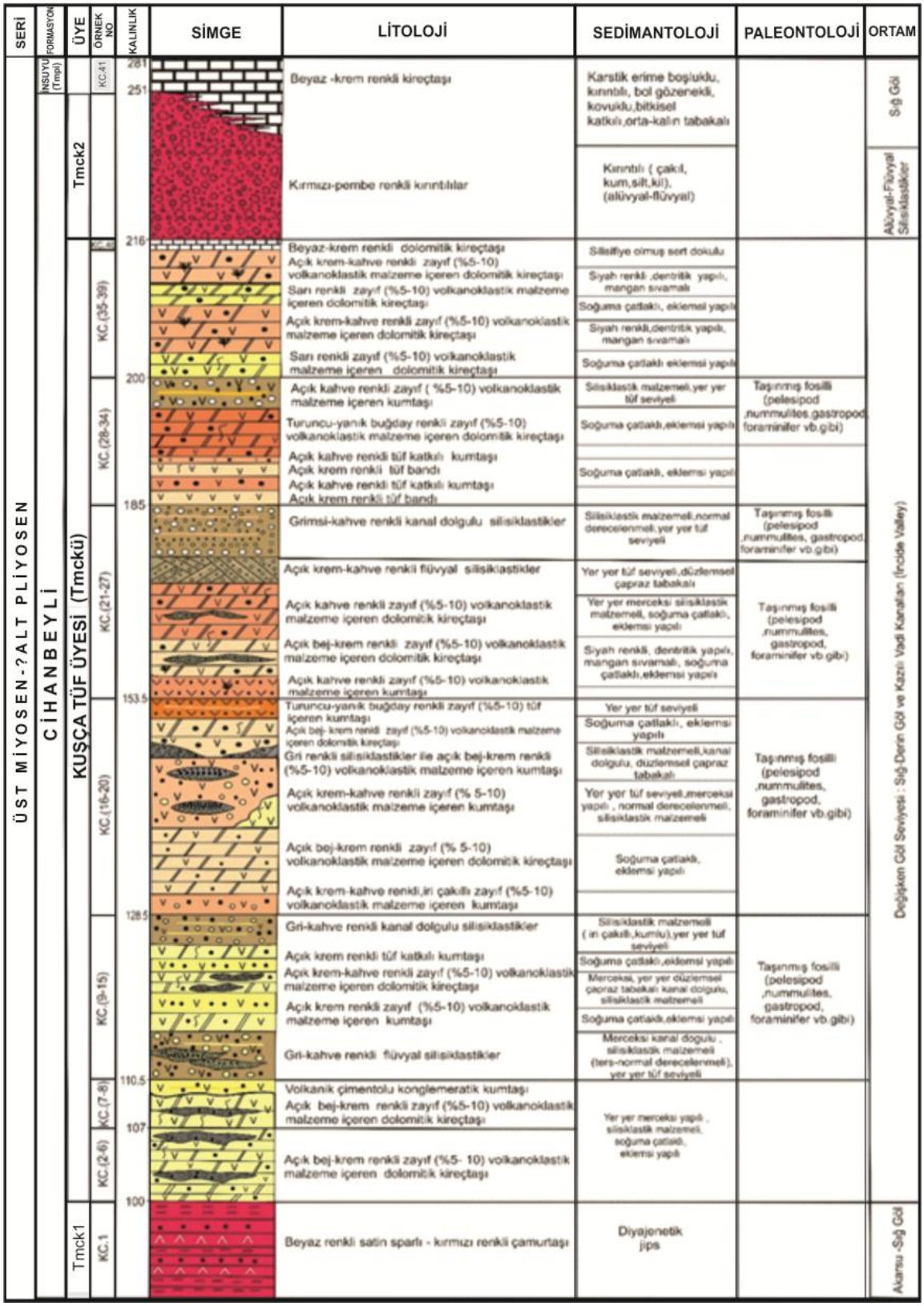
Çalışma alanının Kuşça Celilboğazı batı yamacında (Şekil 5.21) yapılan toplam 281 m kalınlığa sahip olan ölçülü stratigrafik kesitin (Ö.S.K 2) (Şekil 5.22) içerisinde doğu yamacında olduğu gibi, Kuşça tüf üyesi' nin altında yaklaşık 100 m kalınlığa sahip Miyosen yaşlı Cihanbeyli formasyonu Tmck1 üyesi bulunmaktadır. Cihanbeyli Formasyonu kırmızı renkli çamurtaşları içerisinde beyaz renkli, lifsi ve burulma burkulma yapılı diyajenetik kökenli satin spar jipsler içermektedir. İncelenen birim akarsu- sığ göl ortamında oluşmuştur.



Şekil 5.21 Kuşça Celilboğazı batı yamacı'nın arazi görünümü

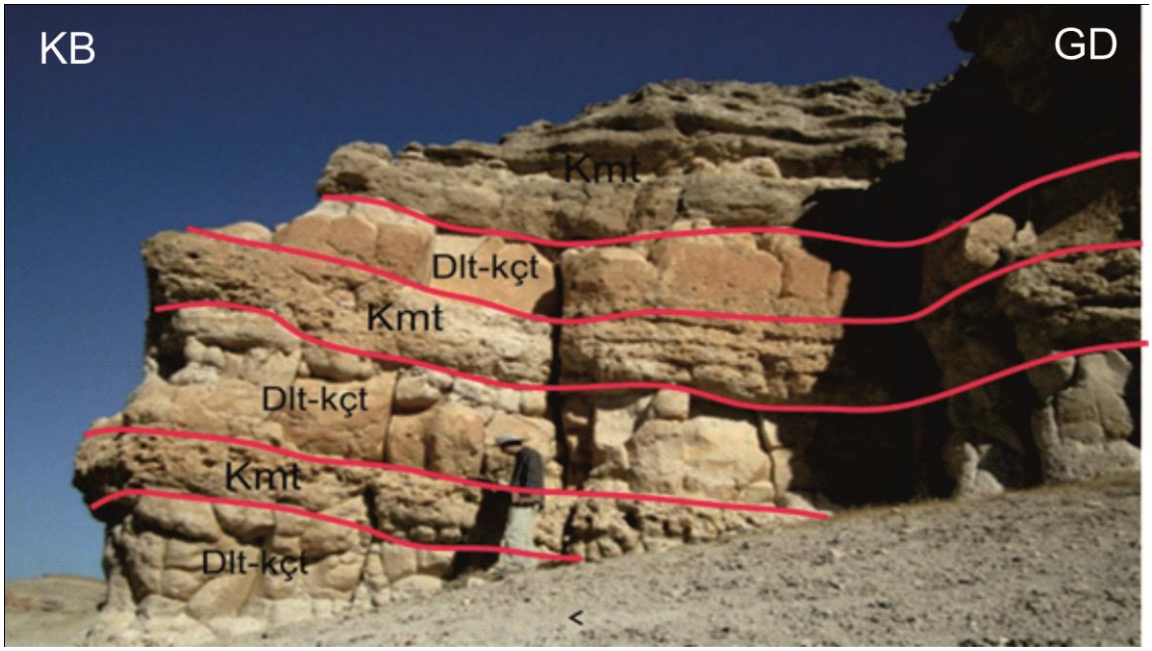
Cihanbeyli formasyon' un içinde yer alan Üst Miyosen-?Alt Pliyosen yaşlı değişken göl seviyeli, sığ-derin göl ve kazılı vadi kanallarından oluşan Kuşça üyesi doğu yamacında da olduğu gibi batı yamacında da devam ettiği görülmektedir.

Kuşça tüf üye'sinin batı yamacında yapılan ölçülü stratigrafik kesitin (Ö.S.K 2) alt seviyelerinde olan 100- 110 metreler arasındaki birimlerin en alt seviyesi; bej-krem renkli, yaklaşık 9 m kalınlığa sahip, yoğun eklemsi yapılı, soğuma çatlaklı, yer yer merceksi yapılı silisiklastik dolgular içeren zayıf tüf ara katkılı dolomitik kireçtaşı ile başlar ve bu seviyenin üzerine sarı-açık kahve renkli, volkanik çimentolu konglomeratik kumtaşı gelmektedir.



Şekil 5.22 Kuşça Celilboğazı batı yamacının ölçülü stratigrafik kesit çalışması (Tekin vd. 2014'den alınmıştır)

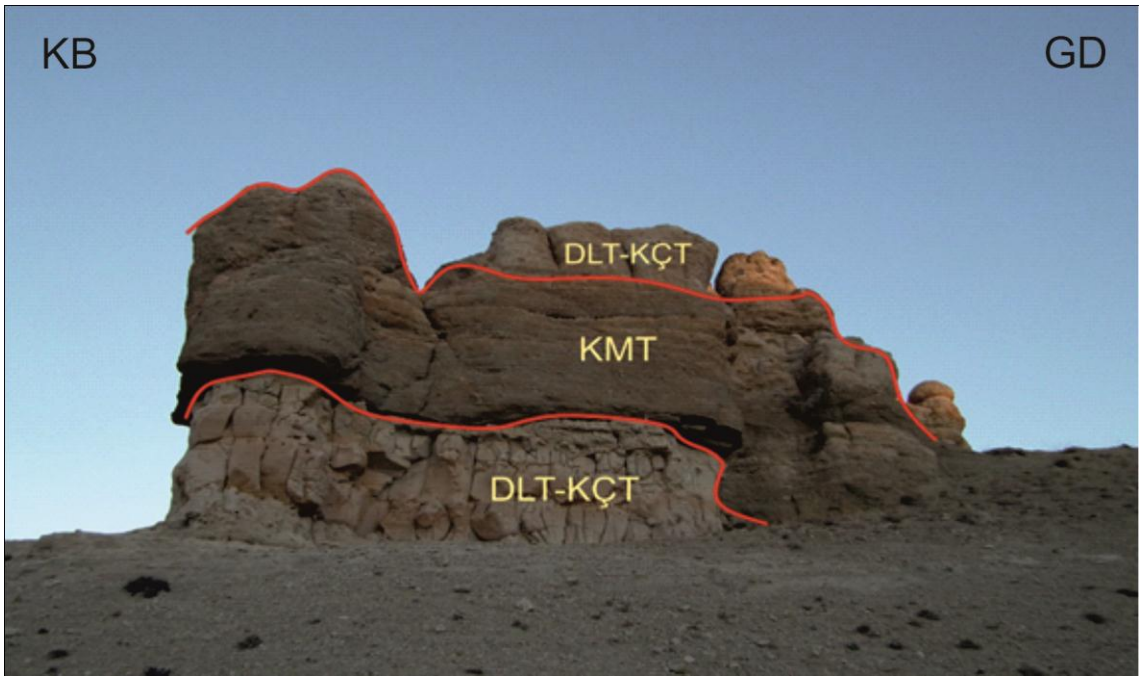
110.5- 128.5m arasında flüvyal sistemin getirmiş olduğu gri-kahve renkli, merceksi kanal dolgulu, yer yer tüf seviyeli, normal ve ters derecelenmeli, taşınmış fosiller (pelesipod, nummulites, gastropod, foraminifer) içeren silisiklastikler yoğun şekilde bulunmakta olup Şekil 5.23'de görülmektedir. Bu metrelerin ara seviyelerinde ardalanmalı olarak açık krem renkli, soğuma çatlaklı, yoğun eklemsi yapılı zayıf (%5-10) volkaniklastik malzeme içeren tüfitik kumtaşı ve açık krem-kahve renkli, merceksi yapılı, yer yer düzlemsel çapraz tabakalı kanal dolgusu ve silisiklastik malzemeli zayıf (%5-10) volkaniklastik malzeme içeren dolomitik kireçtaşı bulunmaktadır.



Şekil 5.23 Kuşça üyesi'nin batı yamacı'nın 100-125 m'leri arası görülen birimler içerisinde zayıf tüf malzemesi içeren kumtaşı ile dolomitik kireçtaşının ardalanması

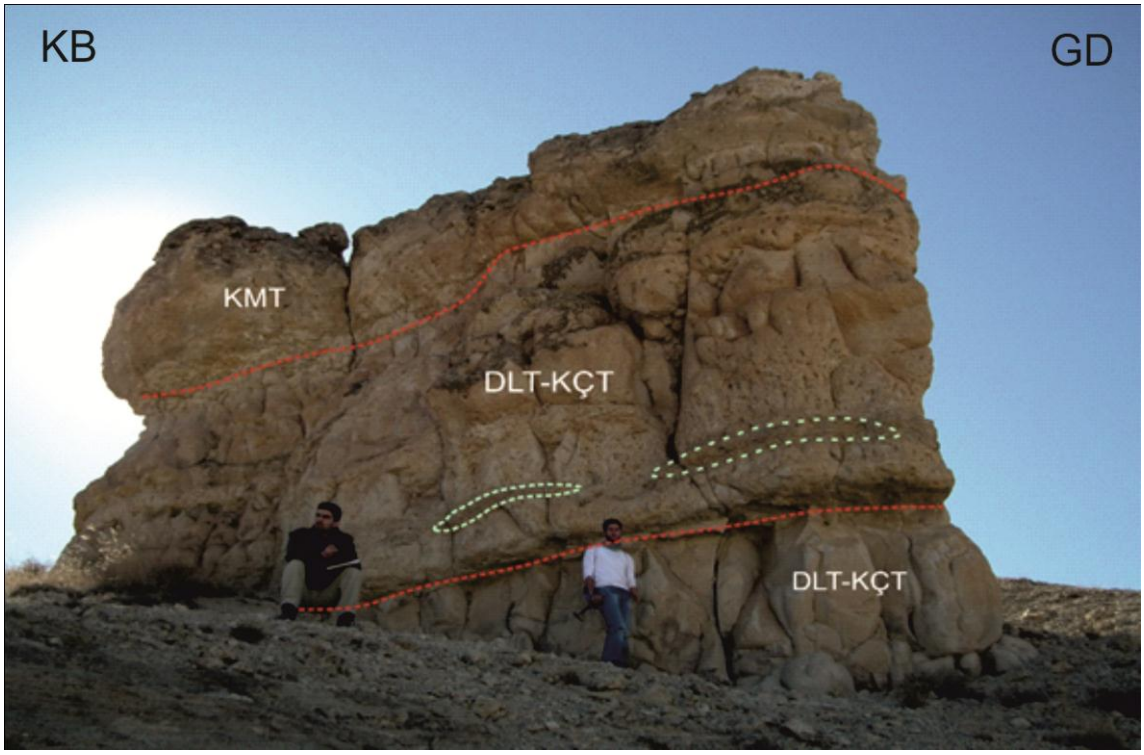
Kuşça Celilboğazı doğu yamacı' nın orta kesimlerinde bulunan 128.5- 153.5 m'leri arasında açık krem-kahve renkli, iri çakıllı, taşınmış fosiller (pelesipod, nummulites, gastropod, foraminiferler) içeren volkaniklastik malzemeli kumtaşı ile başlamaktadır ve üzerine açık bej-krem renkli, soğuma çatlaklı, yoğun eklemsi yapılı zayıf (%5-10) volkaniklastik malzeme içeren dolomitik kireçtaşı gelmektedir. Bu seviyenin üzerine açık krem- kahve renkli, merceksi yapılı, normal derecelenmeli siliklastikler içeren, yer yer tüf seviyeli, taşınmış fosilli (pelesipod, nummulites, gastropod, foraminifer) kumtaşı

gelmektedir. Üzerine açık-bej krem renkli kazıma kanal dolgulu, soğuma çatlaklı, eklemsi yapılı zayıf (%5-10) volkaniklastik malzeme içeren dolomitik kireçtaşı gelmektedir ve turuncu-yanık buğday renkli, yer yer tüf seviyeli, taşınmış fosilli (pelesipod, nummulites, gastropod, foraminifer) zayıf (%5-10) volkaniklastik malzeme içeren kumtaşı gelmektedir (Şekil 5.24).



Şekil 5.24 Kuşça üyesi'nin batı yamacı'nın 128.5- 153.5 m' leri arası görülen birimler

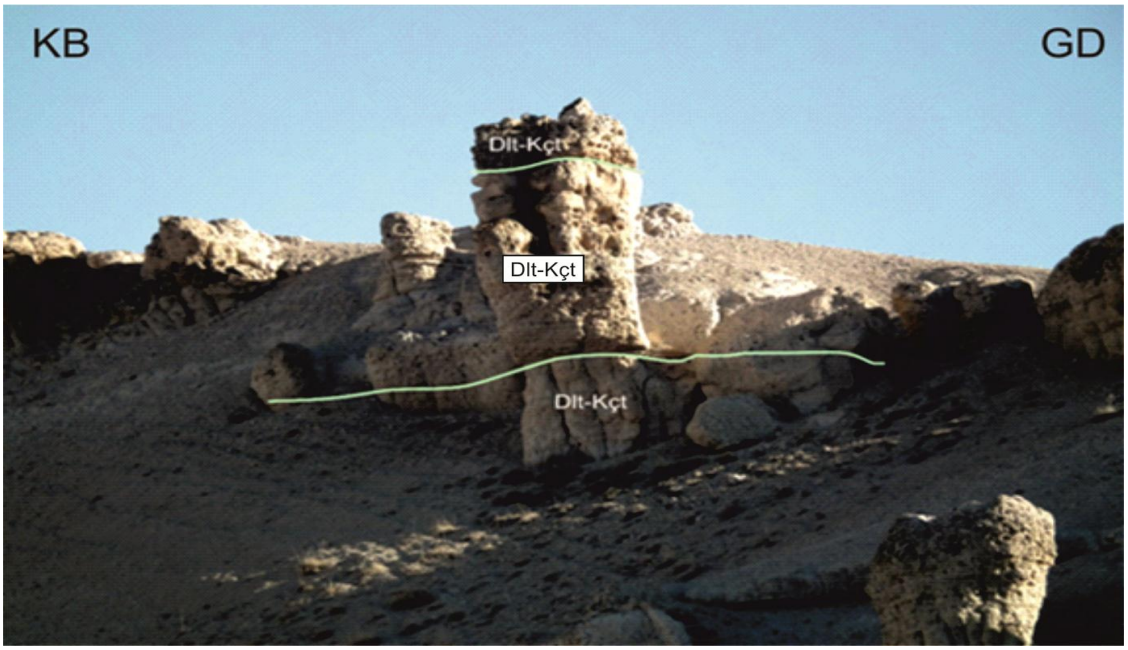
153.5-185 m'leri arasında açık kahve renkli zayıf (%5-10) volkaniklastik malzeme içeren kumtaşı ile başlar ve üzerine açık bej-krem renkli siyah renkli, dentritik yapılı mangan sıvamaları içeren, yer yer merceksi yapılı silisiklastik malzemeli, soğuma çatlaklı, eklemsi yapılı, taşınmış fosilli (pelesipod, nummulites, gastropod, foraminifer) zayıf (%5-10) volkaniklastik malzeme içeren dolomitik kireçtaşı gelmektedir. Bu seviye' nin üzerine açık krem- kahve renkli, düzlemsel çapraz tabakalı, yer yer tüf seviyeli, bol taşınmış fosilli (pelesipod, nummulites, gastropod, foraminiferler) , normal derecelenmeli flüvyal karakterli silisiklastikler gelmektedir. Doğu ve batı yamacında bu seviyelerde silisiklastik malzemenin yoğun şekilde geldiği ve her iki yamaçta da bu seviyelerde mangan sıvamaların olduğu olduğu gözlenmektedir (Şekil 5.25).



Şekil 5.25 Kuşça üyesi'nin batı yamacı' nın alt seviyelerindeki 153.5-185 m'leri arası görülen birimler

Kuşça Celilboğazı batı yamacının üst kesimlerinde bulunan 185-216 m'leri arası açık krem renkli, soğuma çatlaklı, eklemsi yapılı zayıf (%5-10) volkaniklastik malzeme içeren dolomitik kireçtaşı ile açık kahve renkli zayıf (%5-10) volkaniklastik malzeme içeren kumtaşı ile ardalanmalı olarak başlamaktadır. Bu seviyelerin üzerine turuncu yanık buğday renkli, soğuma çatlaklı, eklemsi yapılı, zayıf (%5-10) volkaniklastik malzeme içeren dolomitik kireçtaşı gelmektedir.

Bu seviyenin üzerine üzerine açık kahve renkli, yer yer tüf seviyeli, silisiklastik malzemeli ve taşınmış fosilli (pelesipod, nummulites, gastropod, foraminifer) zayıf (%5-10) volkaniklastik malzeme içeren kumtaşı gelmektedir. Batı yamacı' nın 200-216 m' lik kısmında ise sarı-açık krem-kahve renkli, ince çakıllı, siyah renkli, dentritik yapılı mangan sıvamaları içeren, karbonat katılım oranı artmış zayıf (%5-10) volkaniklastik malzeme içeren dolomitik kireçtaşından oluşur (Şekil 5.26).



Şekil 5.26 Kuşça üyesi'nin batı yamacı' nın üst seviyelerinde görülen birimler

Bu birim içerinde karbonat katılımının artması göl seviyesinin yükseldiğini göstermektedir ve bu metreler arasında taşınmış fosil içermediği görülmektedir. Bu seviyelerin üzerine beyaz-krem renkli, silisifiye olmuş, sert dokulu masif kireçtaşı gelmektedir (Şekil 5.27).



Şekil 5.27 Batı yamacı'nın en üst seviyesinde bulunan beyaz-krem renkli, silisli, sert dokulu masif kireçtaşı

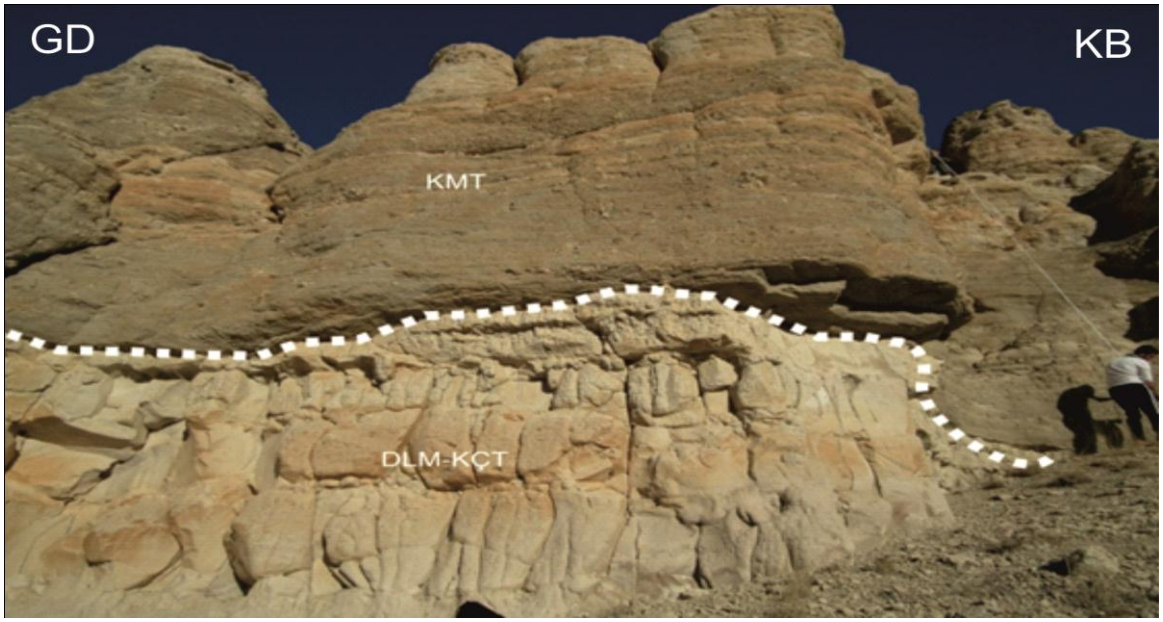
Kuşça üyesi içerisinde yer alan yukarıda anlatılan bu birimlerin üzerine gelen alüvyal-flüvyal karaktere sahip olan doğu yamacında da olduğu gibi batı yamacında da aynı kırmızı- pembe renkli üst karasal kırıntılılar (Tmck2) (çakıl, kum, silt, kil) gelmektedir. Karasal kırıntılılarla yanal geçişli olarak çökelen sığ göl ortamında oluşmuş beyaz-krem renkli, karstik erime boşluklu, bol gözenekli kırıntılı, rizolitik yapılı, organik maddeli İnsuyu formasyon' una ait kireçtaşları ile ölçülü stratigrafik kesit son bulmaktadır.

5.1.1.2.3 Kuşça üyesi (Tmckü)' nin batı ve doğu yamacında gözlenen fasiyesler

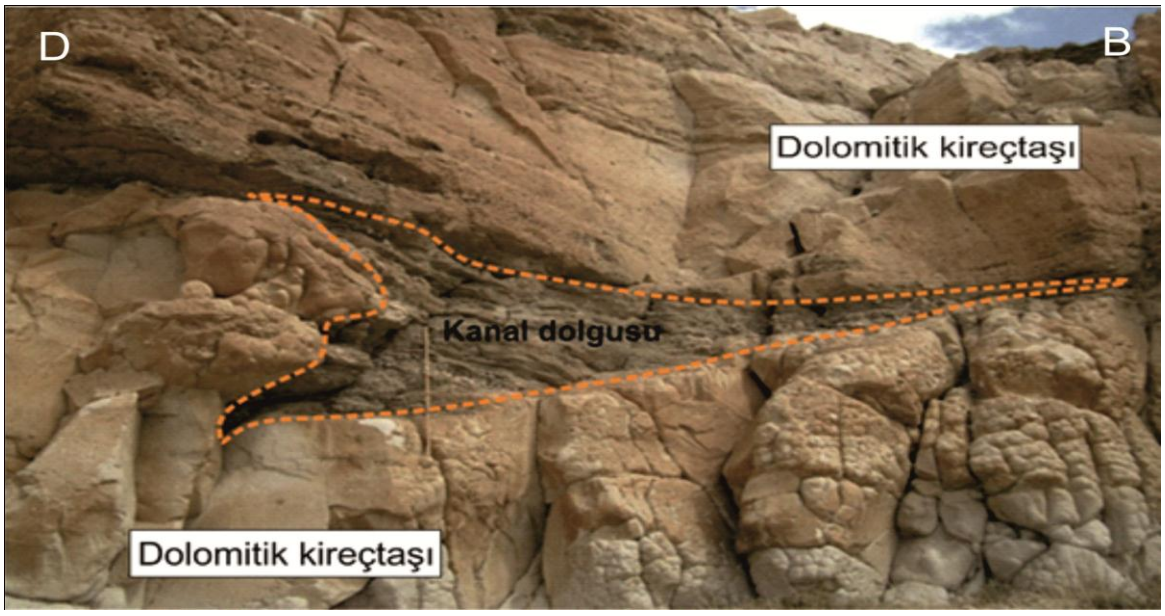
Bu Kuşça üyesinde üç farklı fasiyes ayrımı gerçekleştirilmiştir. Bu fasiyesler zayıf (% 5-10) volkaniklastik malzeme içeren dolomitik kireçtaşı (F_1), tüf (F_2), zayıf (% 5-10) volkaniklastik malzeme içeren tüfitik kumtaşı (F_3) oluşur.

5.1.1.2.3.1 Zayıf (%5-10) volkanik malzemeli dolomitik kireçtaşı fasiyesi (F_1)

Kuşça CelilBoğazı'nın doğu ve batı yamaçlarında yapılan ölçülü stratigrafik kesit çalışmalarında, havzanın alt seviyelerinden üst seviyelerine doğru yapılan gözlemlerde; bej-krem–turuncu- yanık buğday renkli, yoğun eklemsi yapılı, soğuma çatlaklı, mangan sıvamalı (özellikle üst kesimlerde hakim), yer yer çamurtaşı seviyeli, bitki kök kalıplı, merceksi yapılı silisiklastik dolgular içeren ve göl ortamının değişken seviyesinden etkilenen bu fasiyes bu üye içerisinde değişik kalınlıklarda bulunmaktadır (Şekil 5.28-5.33). Kuşça üyesi boyunca genel olarak Kumtaşı (F_1) fasiyesiyle Dolomitik kireçtaşı (F_2) fasiyesi ardalanmalı olarak bulunmaktadır.



Şekil 5.28 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren (%5-10) kumtaşı (üstte) ve dolomitik kireçtaşının (altta) birlikte görünümü (eklemsi yapılı, soğuma çatlaklı)



Şekil 5.29 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren (%5-10) dolomitik kireçtaşının içinde kazıma kanal dolgusunun ve dolomitik kireçtaşlarının (eklemsi, soğuma çatlaklı yapısının) yakın plan görünümü

Kanal dolguları ince-orta-iri taneli çakıllardan oluşmaktadır. Çakıllar üst yelpaze kanal dolgu çökellerini temsil eder (Kano 1991).



Şekil 5.30 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren (%5-10) dolomitik kireçtaşı'nın üzerinde gözlenen düzlemsel çapraz tabakalı silisiklastiklerin görünümü



Şekil 5.31 Kuşça üyesi' nin doğu ve batı yamaçlarının üst seviyelerinde bulunan zayıf volkaniklastik malzeme içeren dolomitik kireçtaşı'nın içerisindeki dentritik yapılı mangan sıvamaların görünümü



Şekil 5.32 Doğu yamacı'nın üst seviyelerinde bulunan zayıf (%5-10) volkaniklastik malzemeli dolomitik kireçtaşı içerisindeki bitki kök kalıpları

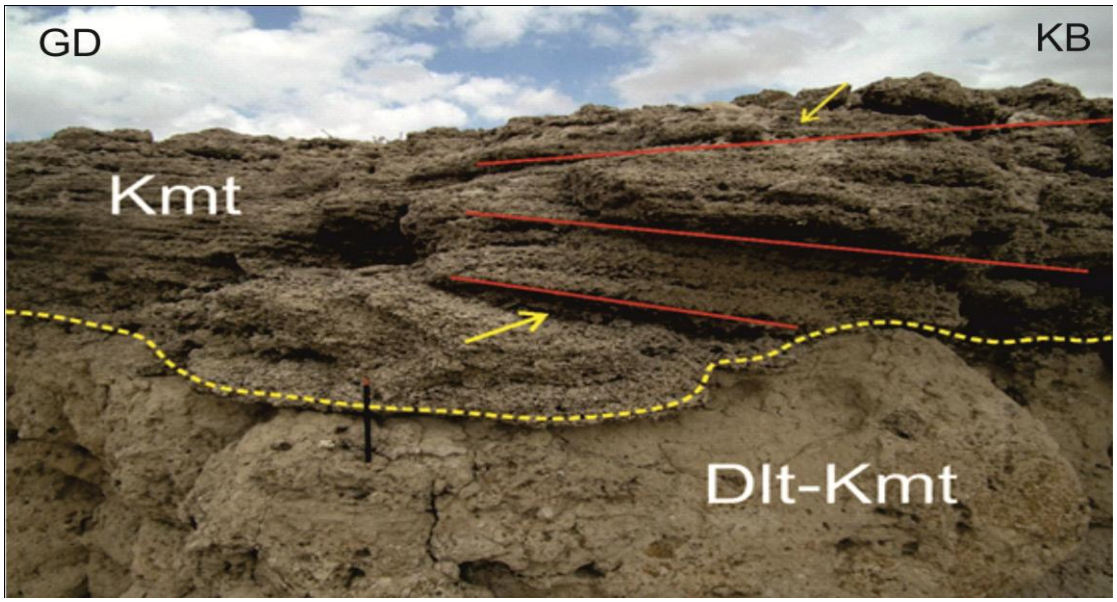


Şekil 5.33 Doğu yamacı'nın üst seviyelerinde bulunan zayıf (%5-10) volkaniklastik malzemeli dolomitik kireçtaşı içerindeki bitki kök kalıpları

Bu tip fasiyeslerde görülen bitki kalıntıları göl seviyesinin düştüğünü göstermektedir (Lowe 1982).

5.1.1.2.3.2 Zayıf (%5-10) volkanik malzeme içeren kumtaşı fasiyesi (F_2)

Bu fasiyes açık kahve-gri-koyu gri renkli, içerisinde makroskobik ölçekte çakıllar içermekte olup orta-ince tanelidir. Bu çakılların çoğu ofiyolitik kökenli (serpantin, olivin), az oranda metamorfik kökenli (kuvars, biyotit, feldispat) tanelerinden oluşmaktadır. İçerisinde yer yer tüf seviyeleri, normal ve ters derecelenmeli, küçük-orta açılı düzlemsel çapraz tabakalı merceksi kanal dolguları bulunmaktadır. Bu tüfitik kumtaşları içerinde taşınmış fosiller (pelesipod, nummulites, gastropod, foraminifer) bulunmaktadır (Şekil 5.34-5.41a,b,c). Kumtaşı fasiyesi içinde yukarıda bahsedilen özellikler flüvyal çökellerde ortaktır (Walker ve Cant 1984).



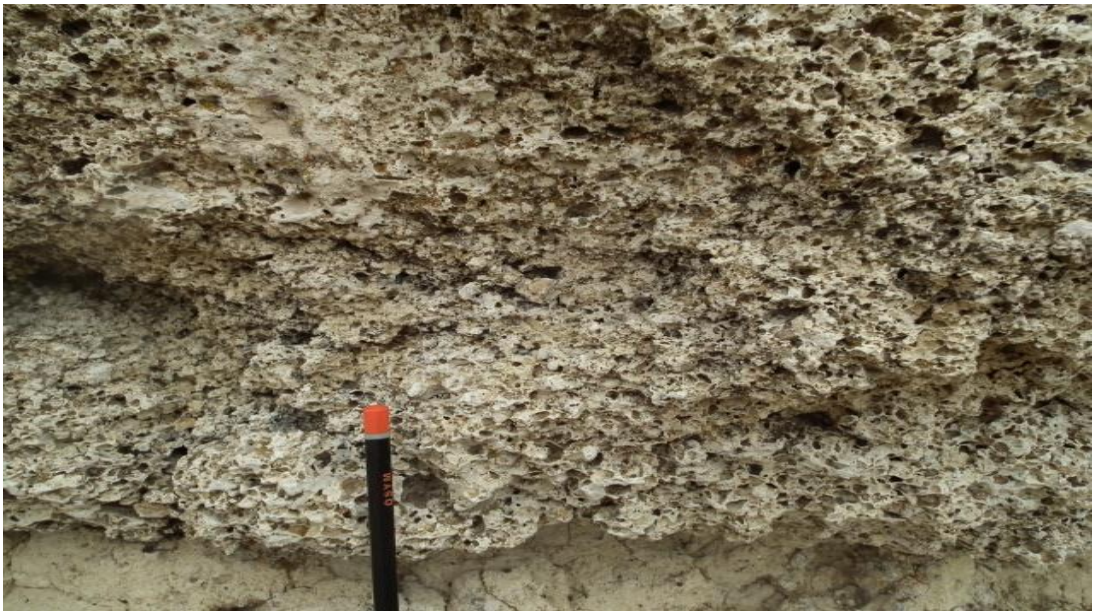
Şekil 5.34 Zayıf (%5 -10) volkaniklastik malzeme dolomitik kireçtaşı' nın üzerinde gözlenen düzlemsel çapraz tabakalı zayıf (%5-10) volkaniklastik malzeme içeren kumtaşı' nın görünümü

Kalın çapraz tabakalı tüfitik kumtaşı tabakaları ikincil yüzey oluşumlarından kanal dolgulu yığın akmalarıyla ilişkilidir ve bu kumtaşı tabakaları volkaniklastikçe egemen

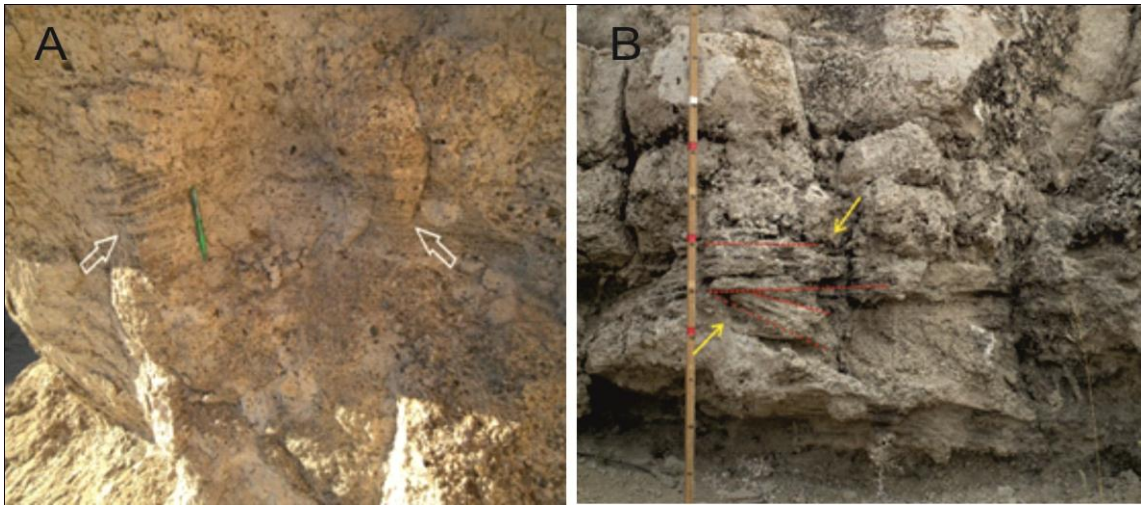
alüvyal sistem tarafından beslenen dalga egemen delta fasiyesiyle oluşabilir (Dimarco ve Lowe 1989).



Şekil 5.35 Zayıf (%5 -10) volkaniklastik malzeme içeren kumtaşları' nın yakından görünümü

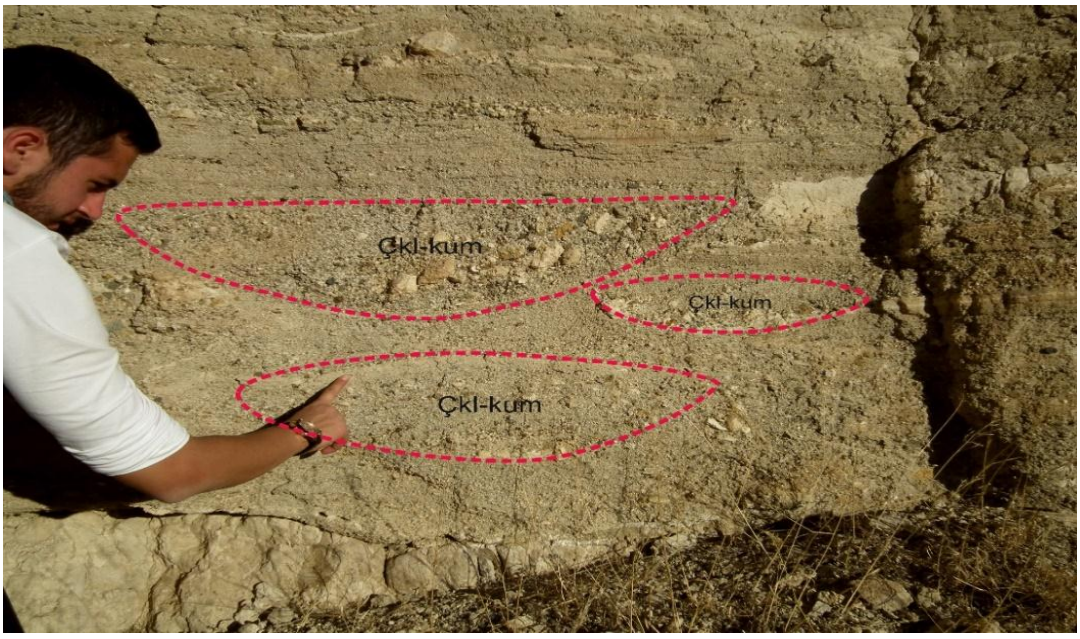


Şekil 5.36 Zayıf (%5-10) volkaniklastik malzemeli, karbonat oranı artmış kumtaşı'nın yakından görünümü



Şekil 5.37.a.b. Zayıf (% 5-10) volkaniklastik malzeme içeren kumtaşı içerisindeki çapraz tabakalanmalar

Bazı kumtaşı tabakaları tamamen dalgalı veya çaraz tabakalı olabilir ve fırtına çökelleri veya türbiditlerin ayrılmasıyla çapraz tabakalı olabilir (Prave ve Duke 1990).

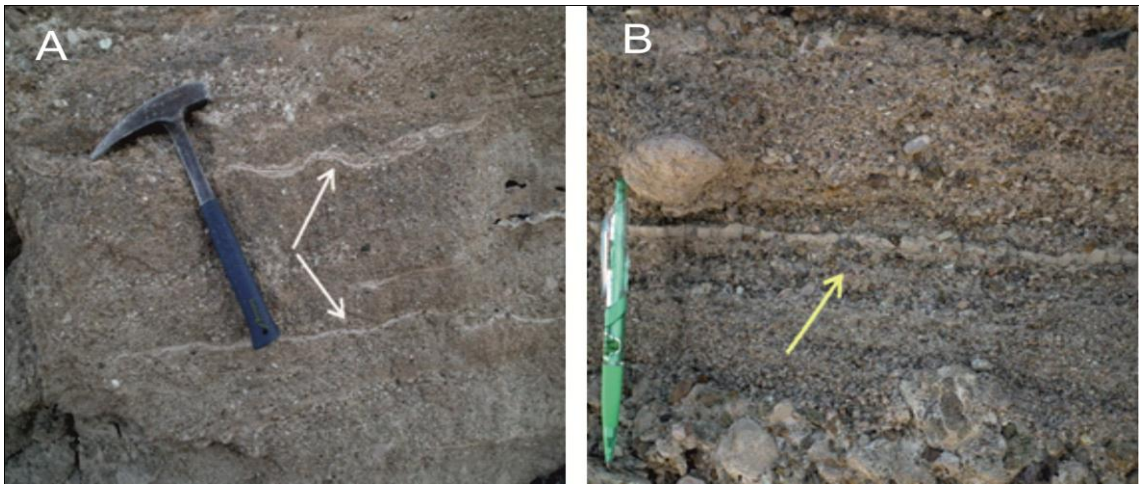


Şekil 5.38 Zayıf (%5-10) volkaniklastik malzeme içeren kumtaşı içinde merceksi kanal dolgular

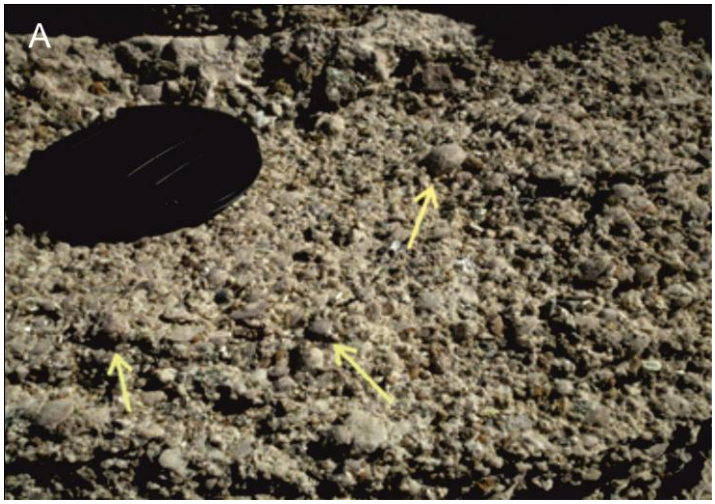
Orta ve çok iri taneli kumtaşları örgülü akarsuların üst yelpaze çökellerini, orta ve küçük taneli kumtaşları ise alt yelpaze çökellerini temsil etmektedir (Kano 1991).



Şekil 5.39 Zayıf (%5-10) volkaniklastik malzeme içeren kumtaşı içindeki büyük kanal dolgusu



Şekil 5.40.a.b. Zayıf volkaniklastik malzemeli (%5-10) kumtaşı ve içerisindeki ince tüf seviyeleri

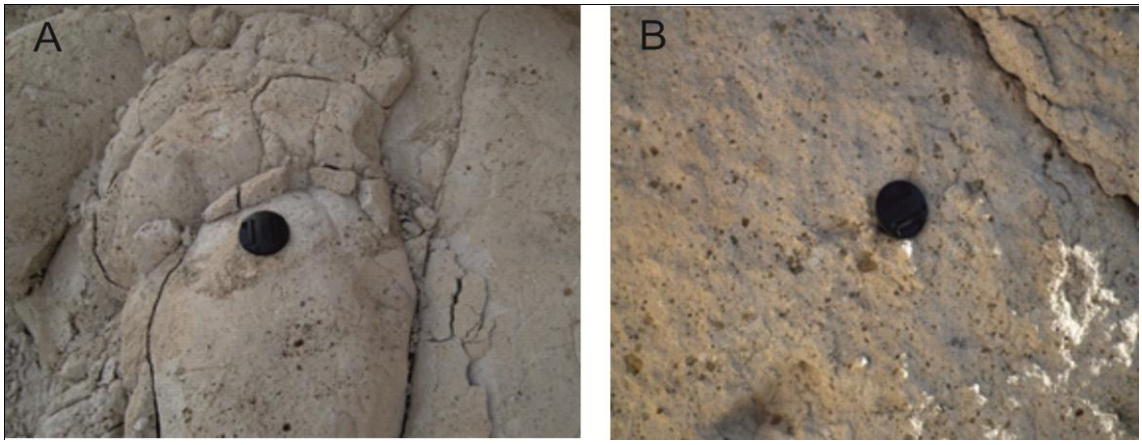




Şekil 5.41.a.b.c. Zayıf (%5-10) volkaniklastik malzemeli kumtaşı (a,b) içerisindeki bol taşınmış fosillerin (Nummulites, gastropod, foraminifer, pelesipod vb.)

5.1.1.2.3.3 Tüf fasiyesi (F_3)

Tüf fasiyesi sarı-bej-krem renkli, çok az (% 5) oranda ofiyolitik kökenli çakıllar, kül döküntüleri içeren som yapılı fasiyestir (Şekil 5.42). Tüf fasiyesi özellikle doğu ve batı yamacında yapılan gözlemler sonucunda zayıf volkaniklastik malzeme içeren kumtaşı (F_2) fasiyesiyle yer yer ara seviyeler halinde birlikte gözlenmektedir. Bu fasiyes, gaz boşlukları bakımından yoksundur, bu da su altı kül akmaların tipik özelliğini göstermektedir (Fiske ve Matsuda 1964, Fisher 1984,Yamada 1984).

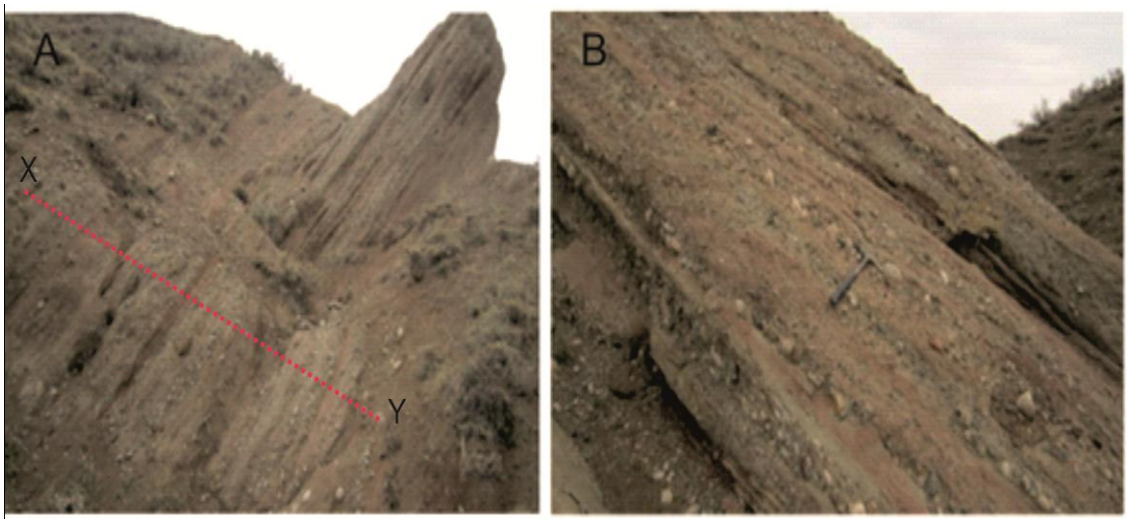


Şekil 5.42.a.b. Tüfün genel arazi görünümü

Volkaniklastik çökellerin egemen olduğu bu sistem, etraftaki volkanlardan gelen malzemelerin alüvyal sistemler aracılığıyla göle taşınmasıyla oluşmuştur (Smith 1987).

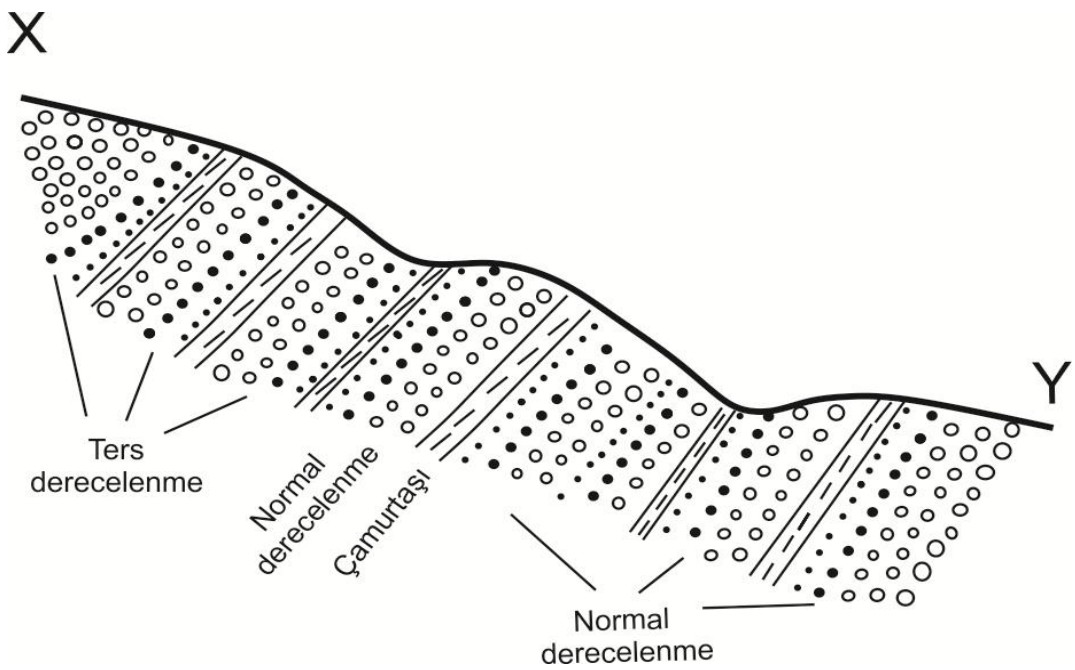
5.1.1.3 Üst Karasal Kırıntılılar (Tmck2)

Cihanbeyli formasyonunun üst seviyesini oluşturan bu birim karasal alüvyal-flüvyal karakterli kırmızı renkli kırıntılı birimlerden oluşmaktadır. Bu birime ait kırıntılıların özellikleri iri, orta, ince boyda çakıl-kum-silt taneleri içermektedir. Bu birim kalın tabakalı, normal ve ters derecelenmeye sahip, yer yer küçük ölçekli çapraz tabakalar içeren çakılları çok az temel kaya parçalarından ve esas olarakta sedimanter kaya parçalarından oluşmaktadır. Çakıl boyları 2 mm ile 6 cm arasında olup, çakılları yuvarlaklaşmış–az köşelidir. (Şekil 5.43).



Şekil 5.43 Üst Karasal Kırıntılılara ait: a. kazıma kanal dolgulu çakıltaşı-çamurtaşı'nın görünümü, b. çakıltaşları' nın yakından görünümü (Tekin vd. 2014'den alınmıştır)

Üst Karasal Kırıntılılara ait çakıltaşlarının (Şekil 5.43a)'da içyapısını daha iyi görebilmek amacıyla X-Y hattı boyunca enine kesit alınmıştır (Şekil 5.44).



Şekil 5. 44 Üst Karasal Kırıntılılara ait çakıltaşlarının iç yapısının görünümü

Normal derecelenme akarsu kenarlarında görülür ve depolanmayı kontrol eden enerjinin zaman içerisinde zayıflaması söz konusudur. Ters derecelenme ise kütle akmalarının ürünüdürler. Mıall 1977,1987a'ya göre çakıllar; yüksek enerjili örgülü akarsunun uzunlamasına bar çökelleri olarak ifade edilmektedir.

5.1.1.4 Gölsel Karbonatlar

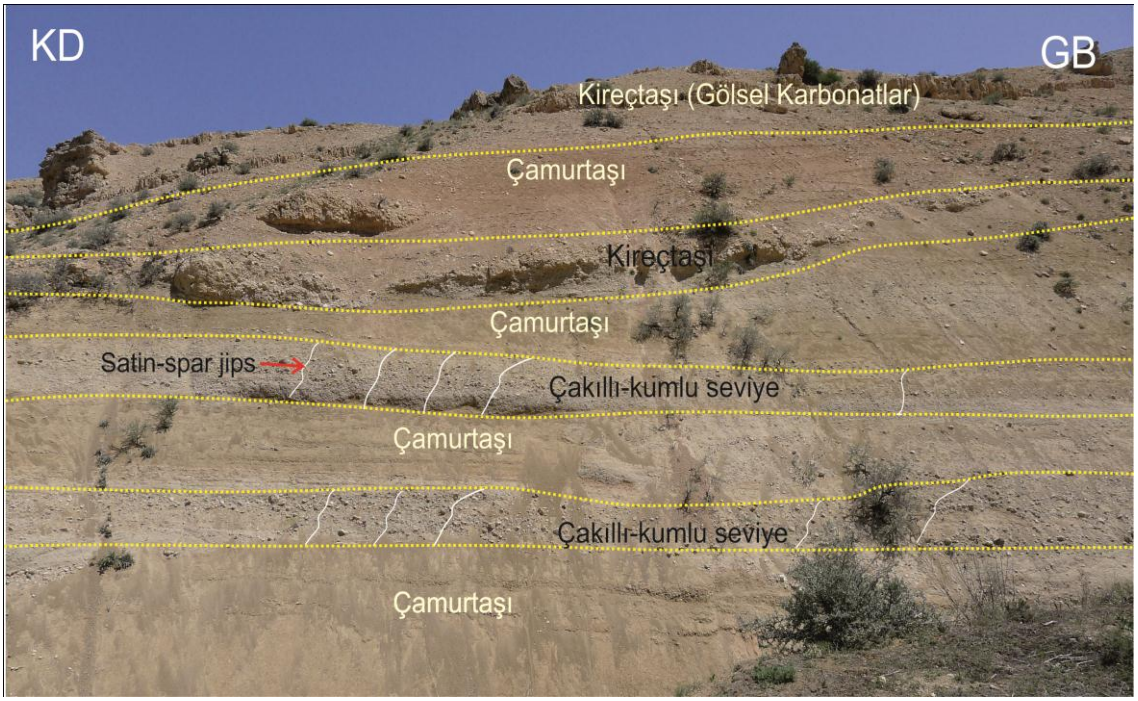
Çalışma alanı içerisinde bulunan Cihanbeyli formasyonu' nun en üst seviyelerini oluşturan bu gölsel karbonatlar üyesi, krem-açık kahve renkli, kalın tabakalı, erime boşluklu, bitki kök boşluklu, silisli sert dokulu gölsel kireçtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 5.45-5.46). Kuşça üyesi üzerine uyumlu olarak çökelmektedir ve alt seviyesinde ise alt karasal kırıntılılar (Tmck1) bulunmaktadır. Cihanbeyli formasyonuna ait Gölsel Karbonatlar ve Alt Karasal Kırıntılılar üyesinin birlikte bulunduğu havzaya ait düşey litofasiyes kesiti hazırlanmıştır (Şekil 5.48-5.49).



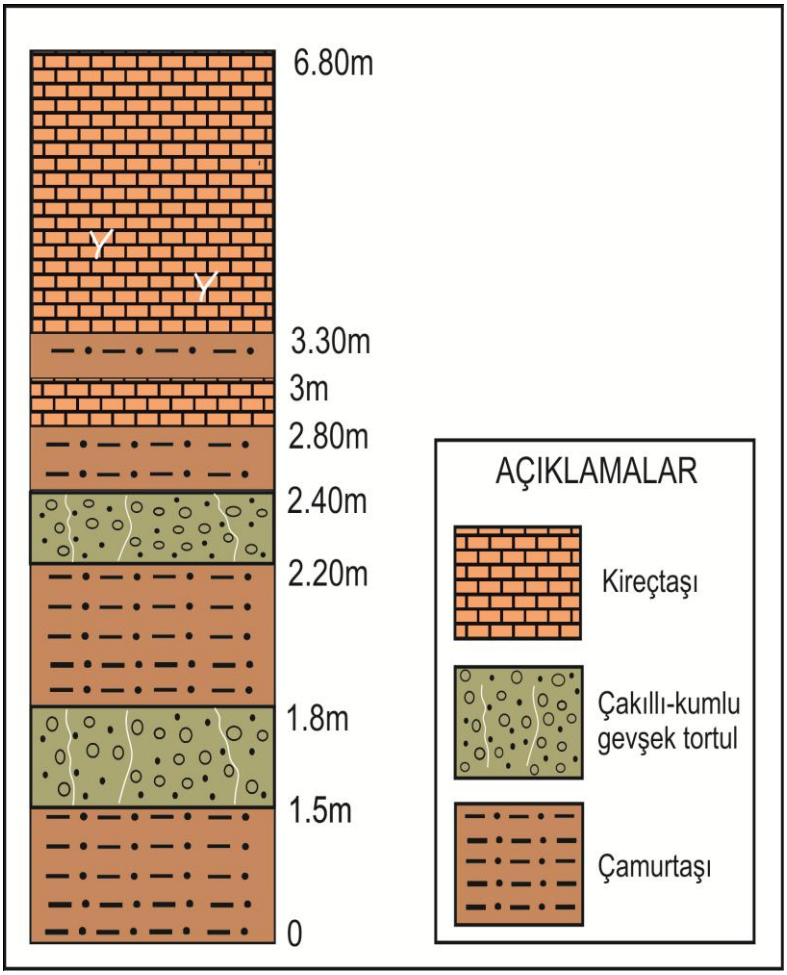
Şekil 5.45 Cihanbeyli formasyonuna ait Gölsel Karbonatlar üyesinin görünümü (Kuşça Celilboğazı mevkii bakış KB'ya)



Şekil 5.46 Gölsel Karbonatlar (Tmcg) üyesine ait bitki boşluklu kireçtaşının yakından görünümü



Şekil 5.47 Cihanbeyli formasyonuna ait Gölsel Karbonatlar ile Alt Karasal kırıntılıların birlikte görünümü (Kuşça Celilboğazı mevki KB'sı)



Şekil 5.48 Cihanbeyli formasyonun Gölsel Karbonatların ve Alt Karasal Kırıntılıların üst seviyeleri ait genelleştirilmiş düşey litofasiyes kesiti

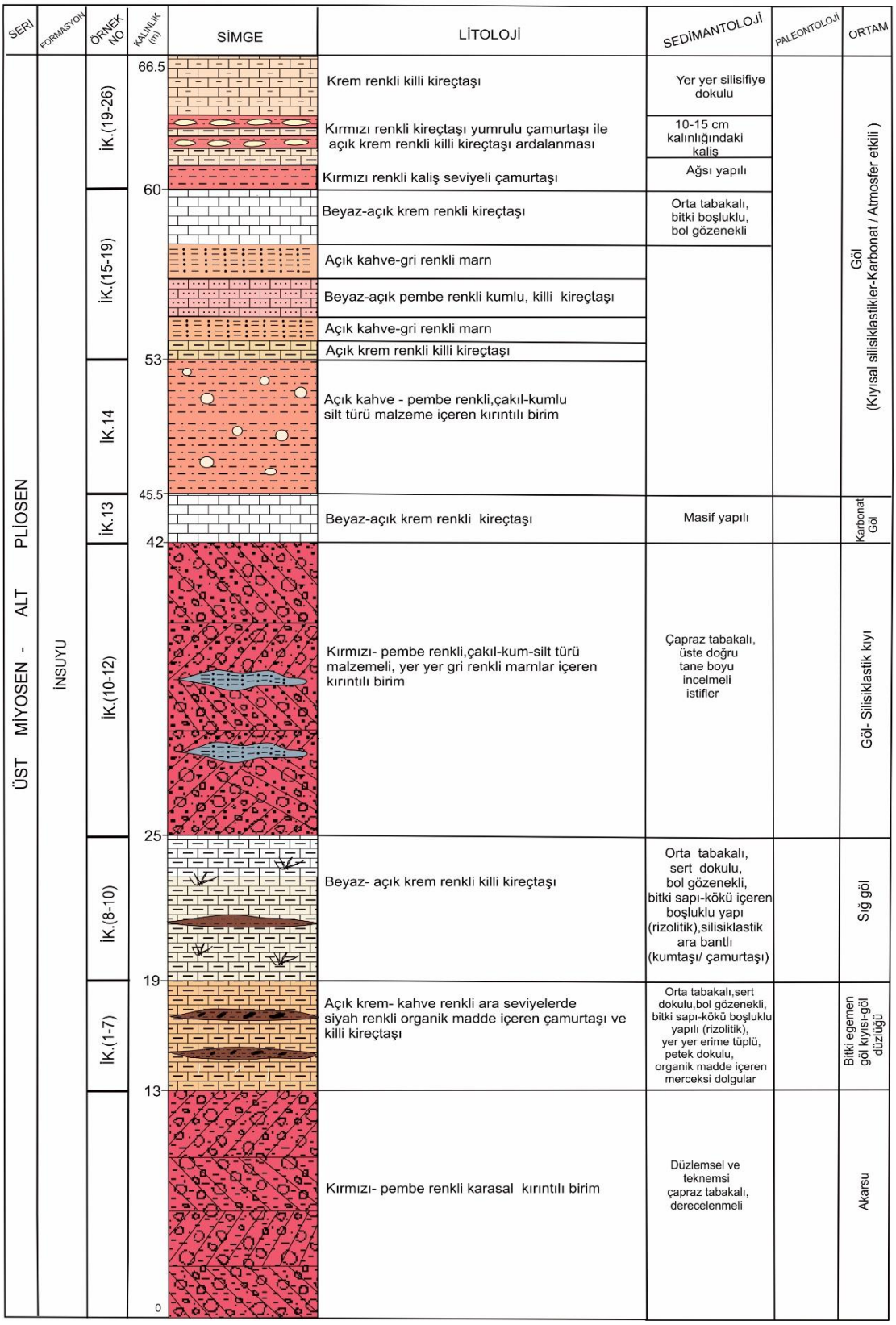
5.1.2 İnsuyu Formasyonu (Üst Miyosen-?Alt Pliyosen)

Çalışma alanı içinde bulunan Cihanbeyli formasyonu' nun üzerine uyumlu olarak çökelen toplam 66,5 m kalınlığına sahip olan İnsuyu formasyonu; Cihanbeyli ilçesi ile Böğrüdelik beldesi arasında yer alan İnsuyu deresi'nin her iki yamacı boyunca tipik mostralar veren gölsel karakterli karbonatlı ve kırıntılı birimlerden oluşmaktadır. İnceleme alanında geniş yayılımlara sahip olan birim çoğunlukla kireçtaşı, killi kireçtaşı, kumlu-killi kireçtaşı ve marndan oluşmaktadır.



Şekil 5.49 Cihanbeyli-Sülüklü hattının yer bulduruşu (UTM Görüntüsü)

İnsuyu vadisi boyunca İlhanlar yaylasından başlayarak Böğrüdelik beldesinde (Şekil 5.49) son bulan ölçülü stratigrafik kesit (Ö.S.K3) çalışması yapılmıştır (Şekil 5.50). İnsuyu kireçtaşları aşınmaya karşı diğer birimlere (marn-çamurtaşı)'a göre daha dayanımlı olduğu gözlenmektedir. Bu nedenle tepe ve sırtlarda, aşınım yüzeylerinde yatay tabakalar halinde, yamaçlarda ise tabaka başları çıkıntı oluşturan kornişli yapıları ile kolaylıkla seçilebilmektedir (Şekil 5.51).



Şekil 5.50 İnsuyu Vadi'si boyunca yapılan İnsuyu Formasyon 'una ait genelleştirilmiş ölçülü stratigrafik kesiti (Ö.S.K3) (Tekin vd. 2014'den alınmıştır)



Şekil 5.51 İnsuyu formasyonu kireçtaşlarının kornişli yapıların genel görünümü

İnsuyu vadisi boyunca yapılan gözlemlerde kireçtaşlarının önemli özelliğinden biri karstlaşmaya çok yatkın, ayrıca kovuklu, gözenekli ve boşluklu bir yapıya sahip olduğu gözlenmektedir. Törk vd. 2012'ye göre obruk ve benzeri karstik yer şekillerinin oluşmasında belirleyici ve etkili olmaktadır. Karstlaşmayı ve obrukların bu birimlerde gelişmesini sağlayan diğer önemli etmen ise marn ve evaporitlerin zamanla su tarafından çözülerek yıkanması, ortamdan uzaklaştırılarak boşlukların ve mağara sistemlerin oluşmasını göstermektedir. İnsuyu kireçtaşlarının diğer önemli özelliği ise; çok yoğun bitki sapı veya bitki kökü boşluklu, erime yüzeyli ve erime boşluklu olmasıdır. Benzer özellikler, yer yer marn ve killi karbonatlarda da gözlenmektedir. Bitki kökü izleri ve boşlukları bu birimlerin sığ ve su derinliğinin az olduğu ortamlarda çökeldiğinin göstergeleridir.

İnsuyu vadisi'nin İlhanlar yaylası' nın GD'dan başlayarak yapılan ölçülü stratigrafik kesit (Ö.S.K3) çalışması boyunca; tabanda kırmızı-pembe renkli, düzlemsel ve teknemsi çapraz tabakalı, derecelenmeli, akarsu karakterli karasal kırıntılı birim ile başlamaktadır. Bu kırıntılı birim çakıl, kum, silt, kil içermektedir. Çakıllar orta-kötü boylanmalıdır ve mikritik kireçtaşından türemiştir. Çakıllar düzensiz saçılmış durumdadır. Bu birimin kırmızı renkli olması, çökelmenin tamamen karasal ve yarı kurak-kurak iklim koşullarında geliştiğinin göstergesidir.



Şekil 5.52 İnsuyu kireçtaşlarının tepelerde yatay tabakalar halindeki görüntüsü

Karasal kırıntılı birimin üzerine gelen açık krem-kahve renkli, yatay düzlemli, orta tabakalı, sert dokulu, bol gözenekli, bitki sapı–kökü boşluklu (rizolitik) yapılı, yer yer erime tüplü, petek dokulu, ara seviyelerde siyah renkli organik madde içeren merceksi dolgulu, bitki egemen göl kıyısı- göl düzlüğü karakterli çamurtaşı ve killi kireçtaşından oluşmaktadır. Üst seviyelerinde ise beyaz-açık krem renkli, yatay düzlemli, orta tabakalı, sert dokulu, bol gözenekli, bitki sapı-kökü içeren boşluklu yapılı, silisiklastik ara bantlı (kumtaşı-çamurtaşı), sığ göl ortamında oluşan killi kireçtaşı çökelmiştir (Şekil 5.52).

İnsuyu vadisi'nin kuzey batısında bulunan Pınarbaşı Köyü'nde yapılan incelemelerde yanal olarak devam eden tabanda göl-silisiklastik kıyı ortamında oluşmuş kırmızı-pembe renkli, çakıl-kum-silt türü malzemeli, çapraz tabakalı, üste doğru tane boyu incelmeli, yer yer gri renkli gevşek tutturulmuş marnlar içeren, kömür seviyeli kırıntılı birimler ile başlamaktadır. Üzerine göl ortamında oluşan beyaz-açık krem renkli, masif yapılı kireçtaşı çökelmiş olup açık kahve–pembe renkli, çakıl-kumlu-silt türü malzeme içeren kırıntılı birim gelmektedir. Bu birimin üzerine açık krem-pembe renkli killi, kumlu kireçtaşı ile açık kahve–gri renkli marn ardalanması gelmektedir (Şekil 5.53). Üzerine ise beyaz–açık krem renkli, yatay düzlemli, orta tabakalı, bitki boşluklu, bol gözenekli göl ortamında oluşan kireçtaşı gelmektedir (Şekil 5.54).



Şekil 5.53 Açık krem-pembe renkli killi- kumlu kireçtaşlarının görünümü



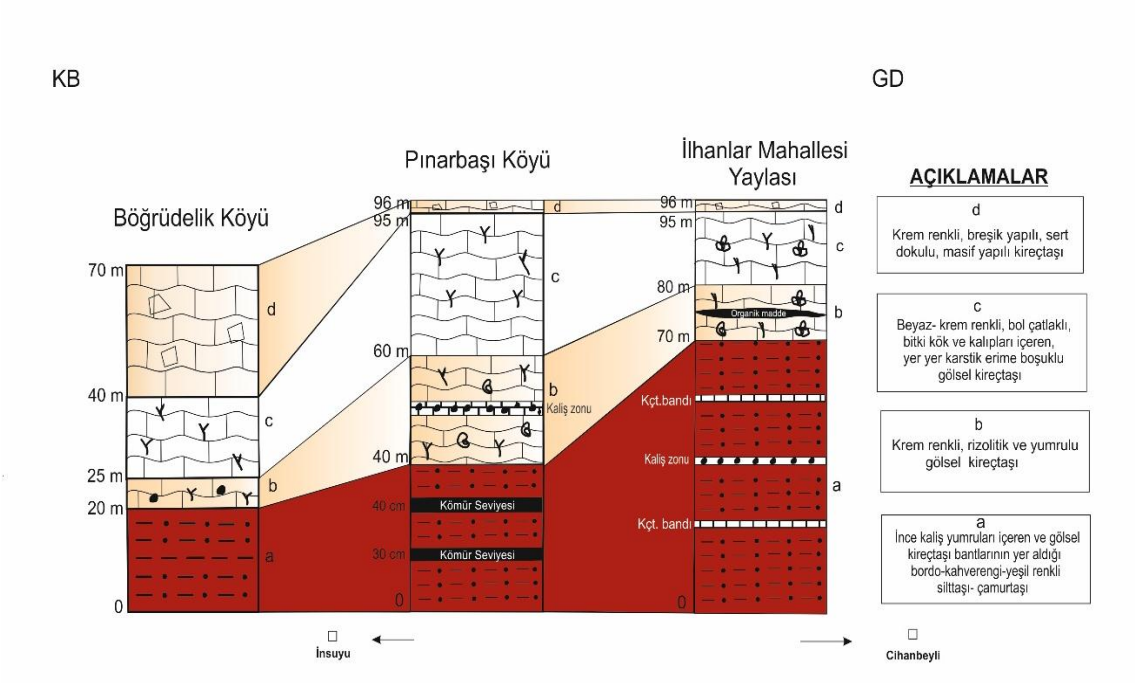
Şekil 5.54 Killi kireçtaşları ile açık kahve renkli marn ardalanmasının görünümü

Genellikle marnlarla ve killi karbonatlarla ardalanmalı olarak ara seviyeler, bazen de ara tabakalar halinde gözlenen kireçtaşları, çoğu yer de 1-5 m kalınlığındadır. Kireçtaşı seviyeleri, çoğu yerde killi karbonatlar ve marnlar içinde yanal yönde merceklenerek sonlanan geometriye sahiptir.

İnsuyu vadi' sinin kuzey batısı boyunca ilerledikçe kırmızı renkli çamurtaşı içerisinde ağsı yapılı kaliş seviyeleri gözlenmektedir. Üzerine açık krem renkli killi kireçtaşı ile kırmızı renkli, 10-15 cm kalınlığında kaliş yumruları içeren çamurtaşı ile ardalanması bulunmaktadır. Bu kireçtaşlarında kuruma çatlakları ve parçalanmaya bağlı olarak breşleşme ve kaliş seviyeleri gözlenmektedir. En üst seviyede ise krem renkli, yer yer silisifiye dokulu, killi kireçtaşı ile son bulmaktadır.

5.1.2.1 İnsuyu formasyonu'nun insuyu vadisi boyunca gözlenen fasiyesleri

İnsuyu Vadisi boyunca yapılan ölçülü stratigrafik kesit (Ö.S.K) sonucunda İnsuyu formasyonu içerisinde 4 adet farklı litofasiyes ayrımı gerçekleştirilmiştir. Bunlar sırası ile silttaşı-çamurtaşı fasiyesi (a), rizolitik ve yumrulu kireçtaşı fasiyesi (b), bitki kök kalıplı- erime boşluklu kireçtaşı fasiyesi (c), masif yapılı kireçtaşı fasiyesi (d)' dir (Şekil 5.55-5.56).



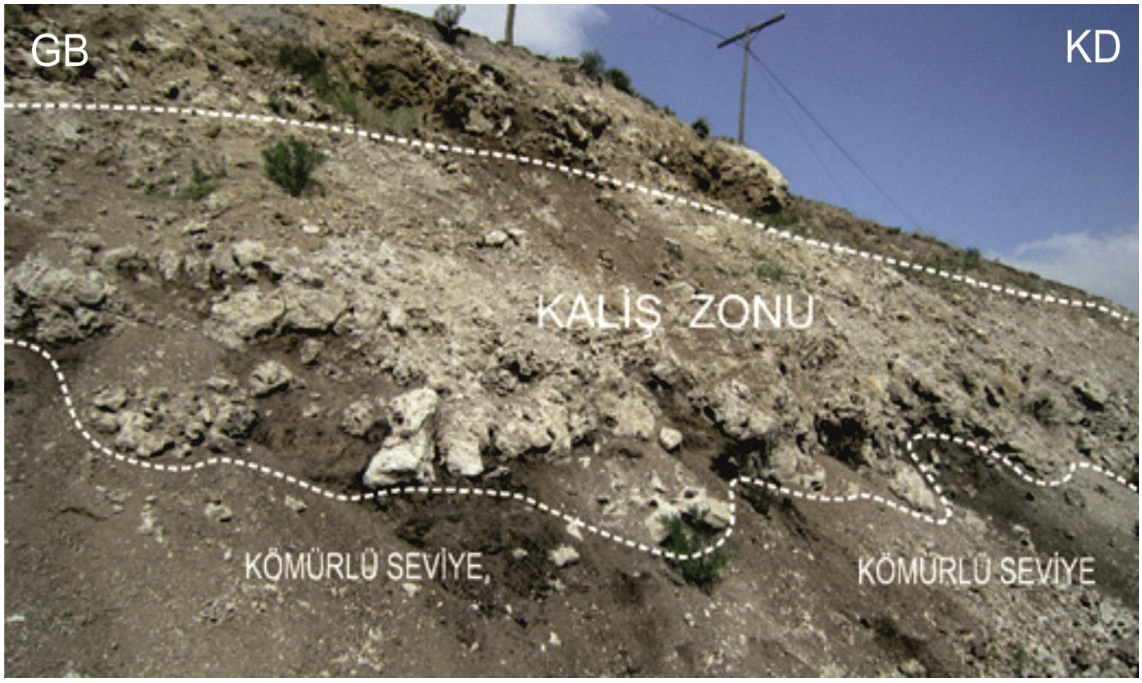
Şekil 5.55 İnsuyu formasyonu'nun İnsuyu vadisi boyunca GD-KB yönündeki litofasiyes değişimlerinin şematik korelasyonu (Tekin vd. 2014'den alınmıştır)



Şekil 5.56.a.b.c.d. fasiyeslerin ayrımı ve rizolitik (R) seviyelerin görünümü

5.1.2.1.1 Silttaşı- çamurtaşı fasiyesi (a)

Bu fasiyes İlhanlar yaylası, Pınarbaşı ve Böğrüdelik köylerinde gözlenmektedir. Fasiyesin kalınlığı GD'dan KB'ya doğru gittikçe fasiyesin kalınlığı azalmaktadır. Litolojisi bordo-kahverengi-yeşil renkli, ince kaliş yumruları içeren ve gölsel kireçtaşı bantlarının yer aldığı ayrıca Pınarbaşı köyü' nde bu fasiyes içerisinde kömürlü seviyelerinde olduğu silttaşı- çamurtaşından oluşmaktadır (Şekil 5.57-5.58).



Şekil 5.57 Kömürlü seviye ile kaliş zonunun birlikte görünümü



Şekil 5.58 Kırmızı renkli çamurtaşı içerinde bulunan kalişlerin zonunun görünümü

5.1.2.1.2 Rizolitik ve yumrulu kireçtaşı fasiyesi (b)

Bu fasiyes İlhanlar yaylasında 10 m kalınlıktayken Pınarbaşı köyüne doğru kalınlık seviyesi artarak 20 m'ye ulaşmış ve Böğrüdelik köyünde ise kalınlığı 5 m'ye azalmıştır. Litolojisi açık krem-kahve renkli, orta tabakalı, sert dokulu, erime tüplü, petek dokulu, rizolitik (bitki sapı-kökü boşluklu) yapılıdır. Özellikle İnsuyu Vadisi'nin GD'da gözlemlenen ara seviyelerde siyah renkli organik maddeli çamurtaşı ve İnsuyu Vadisi'nin orta kesiminde kaliş zonu içeren yumrulu gölsel kireçtaşından oluşmaktadır (Şekil 5.59-5.63). İnsuyu formasyonundan organik maddece zengin killi kireçtaşı seviyelerinden spor-polen analizi için örnekler alınmıştır. Bu örnekler Dokuz Eylül Üniversitesi'nden Prof.Dr. Funda Akgün tarafından yapılan spor-polen analizi sonucu yaşlandırılan bu formasyon, Messiniyen (En Geç Miyosen)-Zankliyen (?Erken Pliyosen) olarak bulunmuştur.

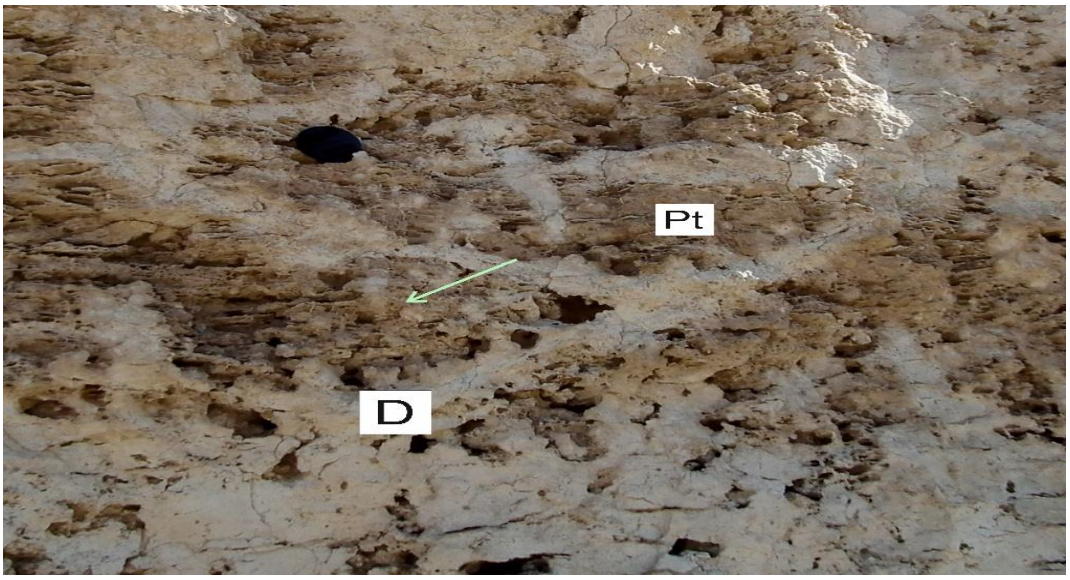


Şekil 5.59 Kireçtaşı içerinde bulunan merceksi yapıdaki siyah renkli organik madde içeren çamurtaşı

Bu fasiyes, sığ ve kısmen durgun göl çökelim ortamını karakterize eder (Dunagan ve Turner 2004). Bu çökeller göl tabanındaki oksijensiz koşullar altında organik maddenin bozuşması ile oluşurlar (Bohacs vd. 2000, Ramos vd. 2001, Dunagan ve Turner 2004).



Şekil 5.60 İnsuyu Kireçtaşı içerisindeki rizolitik seviyedeki bitki kök yapıların görünümü



Şekil 5.61 Sert dokulu, bol gözenekli, peteksi yapılı (Pt) ve çatlaklar boyunca gelişen karbonat dolgular (D)

Kalişler; kurak ve yarı kurak iklimlerde, vadoz zonda (karasal ortamda), gevşek çökeller, tortul kayaçlar veya topraklar içinde veya üzerinde oluşan, hakim olarak ikincil kalsiyum karbonat çökelimlerini ifade etmektedir (Goudie 1972, Wright ve Tucker 1991, Demicco 1994, Goudie 1996).



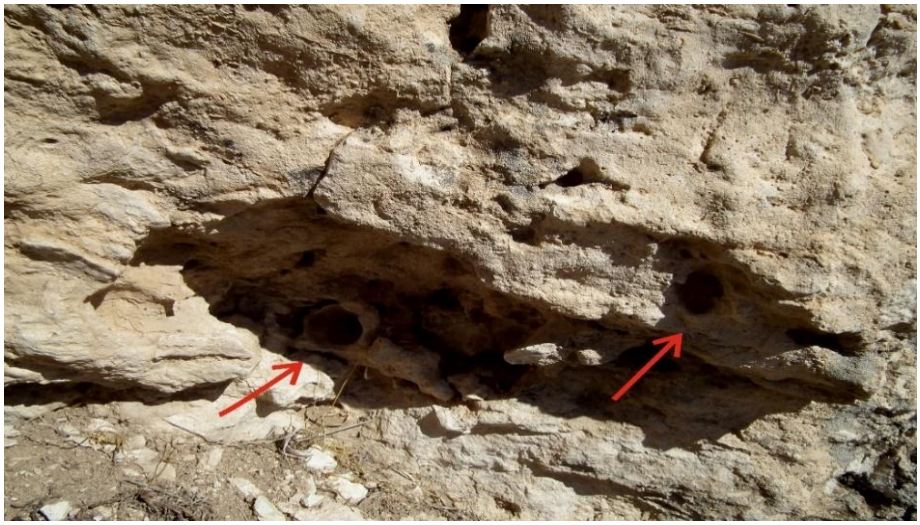
Şekil 5.62 İnsuyu formasyonuna ait kireçtaşlarının üzerine gelen kırmızı renkli çamurtaşı içerisinde bulunan ağsı yapılı kalişlerin (K) genel görünümü



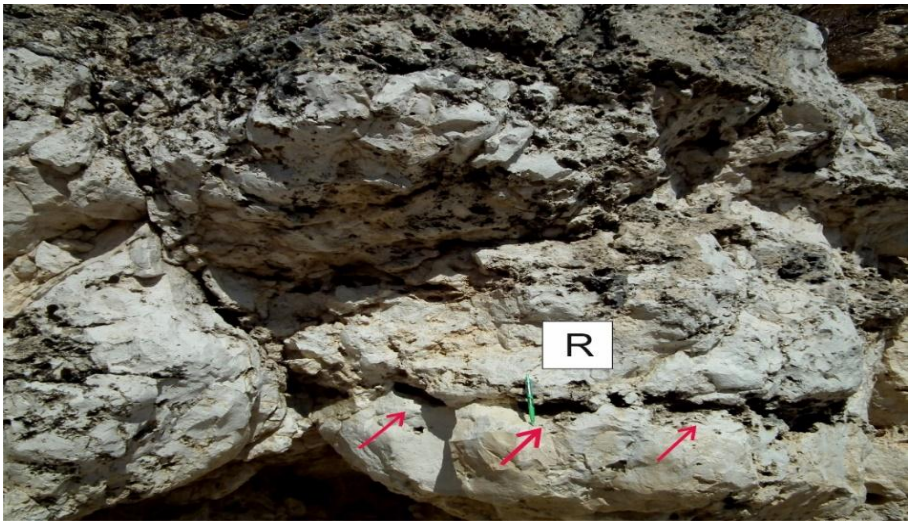
Şekil 5.63 İnsuyu kireçtaşlarının üzerine gelen kırmızı renkli çamurtaşı içerinde bulunan yumrulu kalişlerin (K) genel görünümü

5.1.2.1.3 Bitki kök ve kalıplı, erime boşluklu kireçtaşı fasiyesi (c)

Bu fasiyes İnsuyu Vadisi'nin orta kesimlerinde kalınlık seviyesinde artış gözlenmektedir. Litolojisi beyaz-krem renkli, yataya yakın düzlemli, orta tabakalı bol çatlaklı, bitki kök ve kalıpları içeren yer yer karstik erime boşluklu gölsel kireçtaşından oluşmaktadır (Şekil 5.64-5.66).



Şekil 5.64 Killi kireçtaşında bulunan rizolitik seviye içerisindeki bitki sapı-kökü boşluklu yapıları



Şekil 5.65 Kireçtaşı içerisindeki rizolitik (R) seviyelerin görünümü



Şekil 5.66 İnsuyu fm. kireçtaşlarındaki yaygın olarak görülen mikro ölçekli mağara boşluk-kovuklarının yakın plan görünümü

5.1.2.1.4 Masif yapılı kireçtaşı fasiyesi (d)

Bu fasiyes, İnsuyu formasyonu' nun en üst seviyesinde olan fasiyestir. İnsuyu vadisi boyunca devam eden bu fasiyesin kalınlığı kuzeybatıya doğru arttığı gözlenmektedir. Litolojisi krem renkli, breşik yapılı, sert dokulu, masif yapılı karbonatlı gölsel kireçtaşından oluşmaktadır (Şekil 5.67-5.68).



Şekil 5.67 Breşik yapılı kireçtaşı' nın görünümü



Şekil 5.68 Silisli, sert dokulu kireçtaşı' nın görünümü

6. PETROGRAFİ

6.1 Cihanbeyli Formasyonu Kuşça Üyesi (Tmckü) ile İnsuyu Formasyonunun (Tmpi) Petrografik Özellikleri

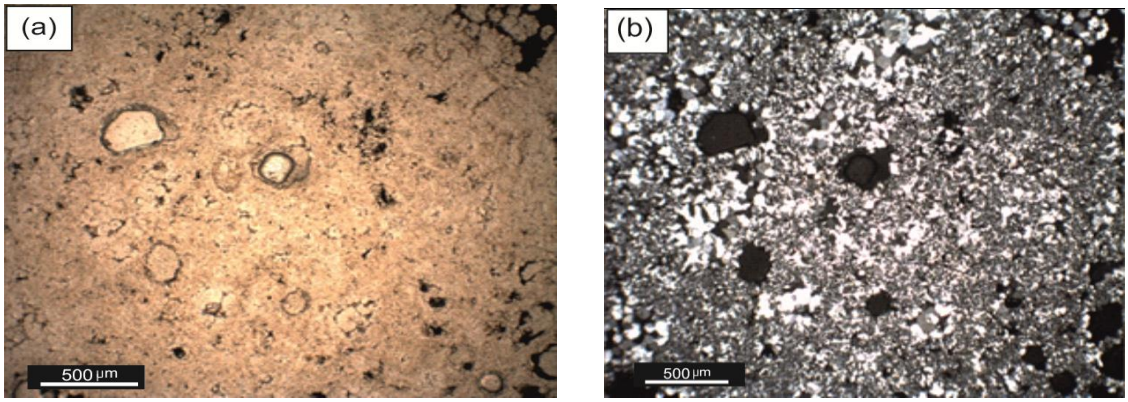
Sahada yapılan çalışmalarda Cihanbeyli ve İnsuyu Formasyonlarına ait birimlerin daha iyi anlaşılabilmesini sağlayan yöntemlerden biri petrografik olarak incelenmesidir. Cihanbeyli ve İnsuyu Formasyonlarının petrografik ve SEM özelliklerinin incelenmesi için toplamda 84 adet örnek toplanmıştır. Bu formasyonlara ait toplanan örnekler polarizan ile incelenmiş ve bu örneklerden bazılarının mikrodokusal özellikleri aydınlatılmaya çalışılmıştır.

6.1.1 Cihanbeyli formasyonu Kuşça üyesi (tmckü)'nin petrografik ve sem özellikleri

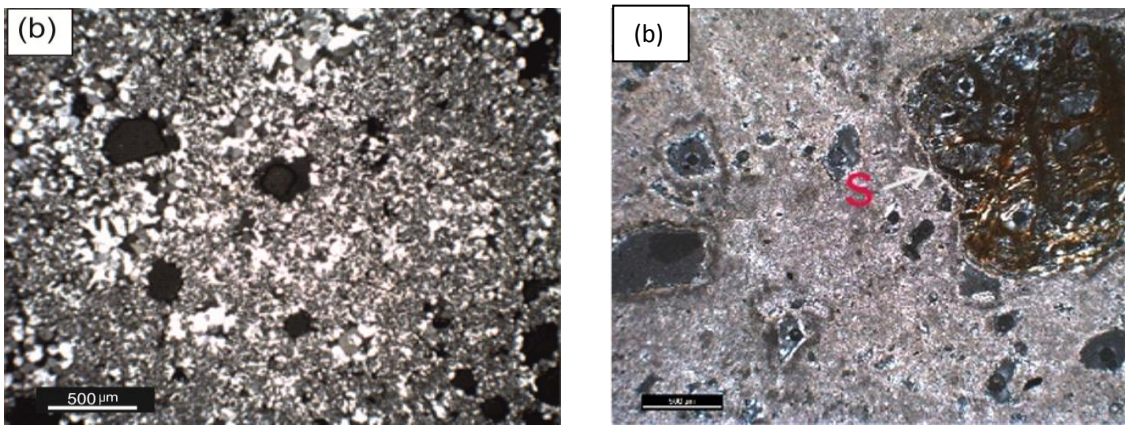
Kuşça üyesi (Tmckü)' nin birimleri, saha gözlemlerine ve petrografik özelliklerine bağlı olarak tüf, zayıf (%5-10) volkaniklastik malzeme içeren kumtaşı ve zayıf (%5-10) volkaniklastik malzeme içeren dolomitik kireçtaşı olmak üzere üç farklı fasiyese ayrılarak bu birimlerin özellikleri aşağıda verilmiştir.

6.1.1.1Tüf fasiyesi

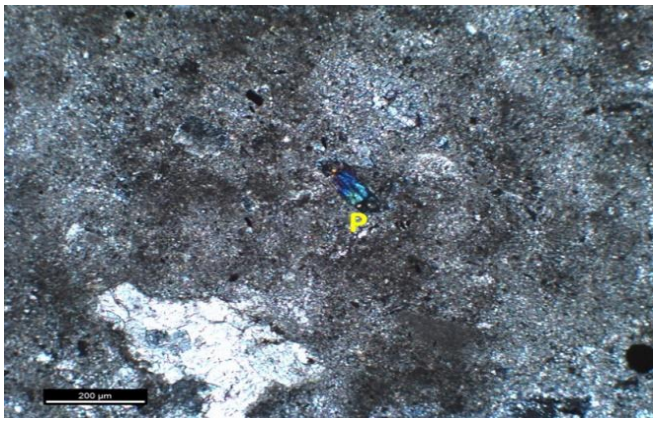
Petrografik olarak bileşiminde yüksek oranda kuvars minerali (≥% 90) , pümis parçaları ve az oranda da (%5) ofiyolitik kökenli peridoditik kayaç parçaları bulunmaktadır. Bağlayıcı olarak ise genellikle karbonat/ dolomit ve volkan camı yaygın olarak bulunurken bazılarında ise bunlara ek olarak killeşme, dentritik yapılı mangan boyamaları ve vesiküler boşluklar gözlenmektedir. Burada gözlenen kuvars mineralleri birincil ve ikincil olmak üzere iki farklı tipte gelişmiştir (Şekil 6.1-6.4).



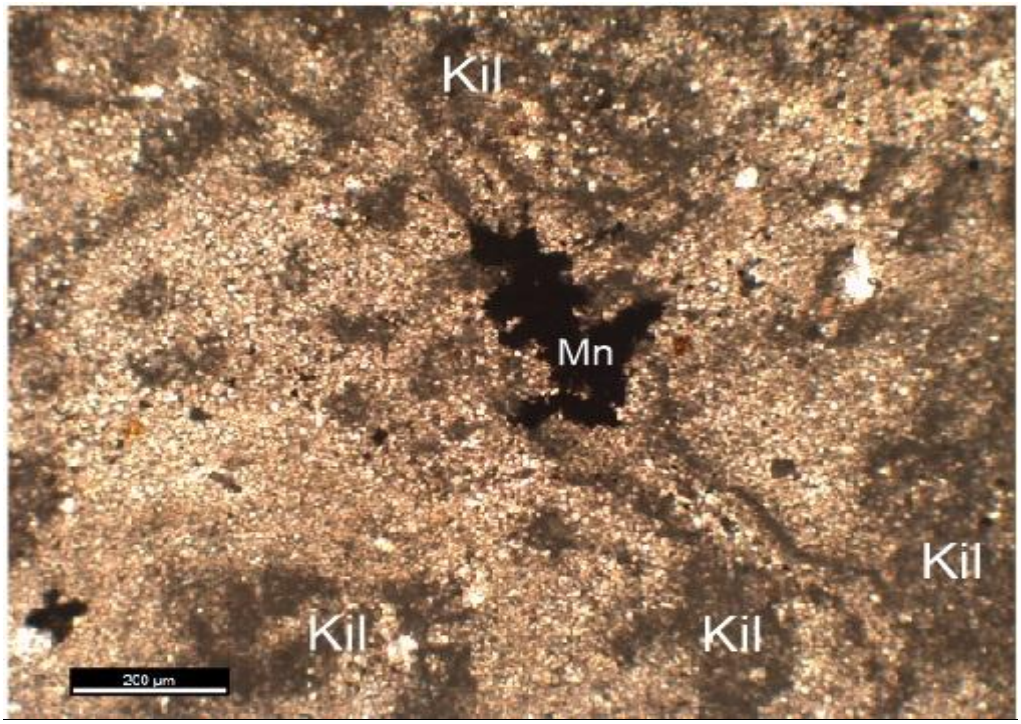
Şekil 6.5 Bileşimi % 90 oranında birincil ve ikincil kuvars olan tüf a. (//N: Tek Nikol), b. (+N: Çift Nikol)



Şekil 6.6 Bileşimi % 90 oranında birincil ve ikincil kuvars olan tüf a. (//N: Tek Nikol), b. (+N: Çift Nikol, S: serpantin)

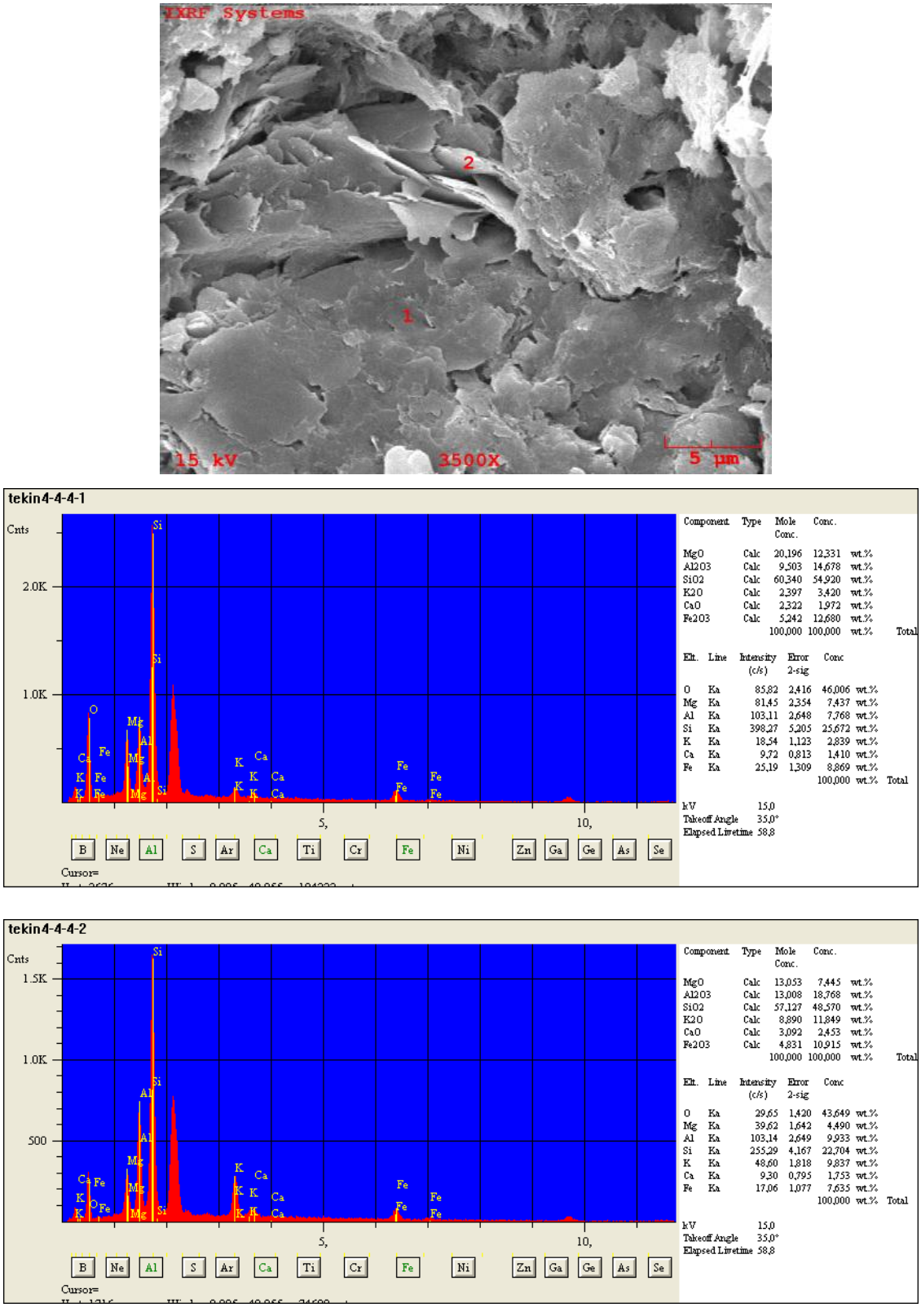


Şekil 6.7 Bileşimi % 90 oranında birincil ve ikincil kuvars olan tüf (+N: Çift Nikol, p: piroksen)



Şekil 6.8 Tüfte gözlenen bağlayıcı konumundaki karbonatın/kalsitin (beyaz renkliler), dentritik yapılı mangan (Mn) boyamasının ve killeşmelerin görüntüsü (//N: Tek Nikol)

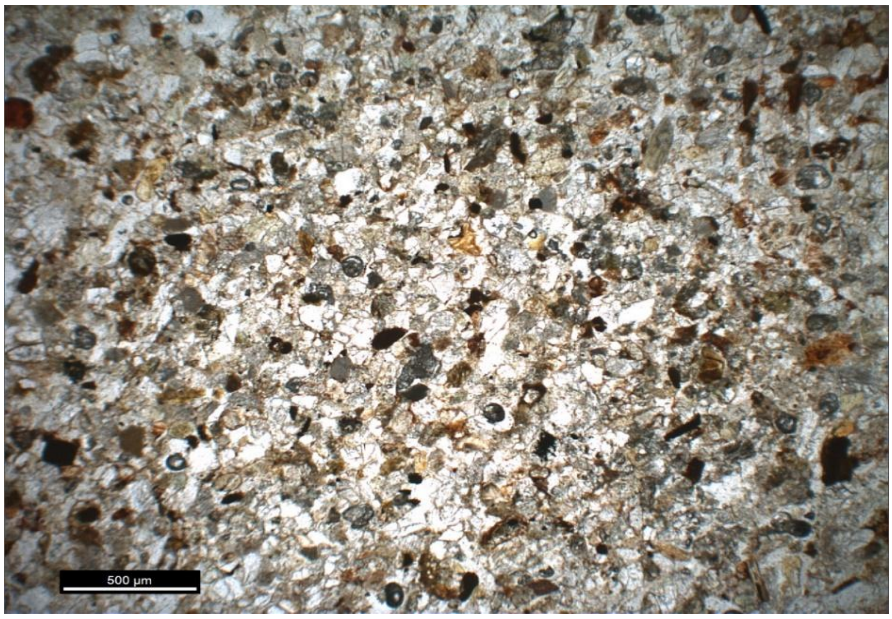
Bu fasiyeste gerçekleştirilen mikro dokuya yönelik SEM çalışmalarında tüf örneklerine ait volkan camlarının arasında illit (2) türü zayıf killeşmelerin olduğu gözlenmekte olup, EDS analizlerinden elde edilen sonuçlarda bu minerallerin illit minerallerine benzer element içeriklerini işaret ettiği belirlenmiştir (Şekil 6.5). Bu birim içerisinde illit minerallerinin bulunması ortamdaki iklimsel ve mevsimsel değişimleri göstermektedir (Karakaş vd. 2007).



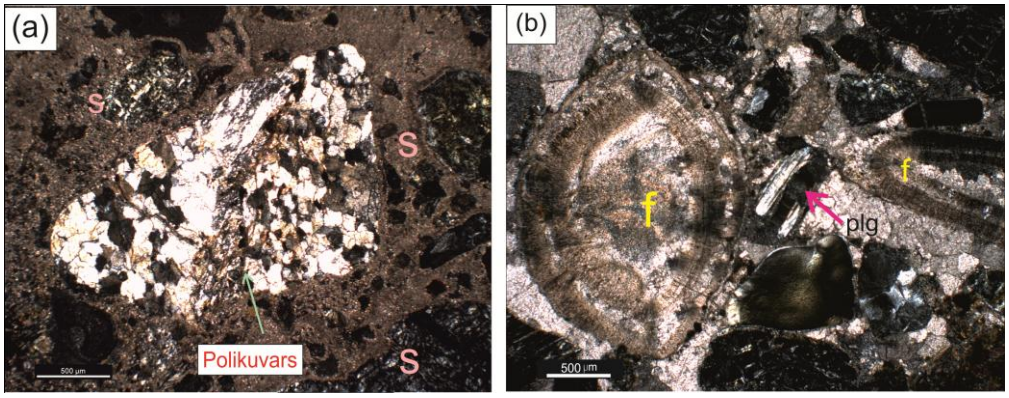
Şekil 6.5 Kuşça Üyesi Tüf fasiyesine ait volkan camının ve aradaki zayıf kil (illit) kristallerinin yakın plan SEM görüntüsü ve bunların EDS grafikleri(1-2) (Tekin vd. 2015'den alınmıştır)

6.1.1.2 Zayıf (% 5-10) volkaniklastik malzemeli kumtaşı

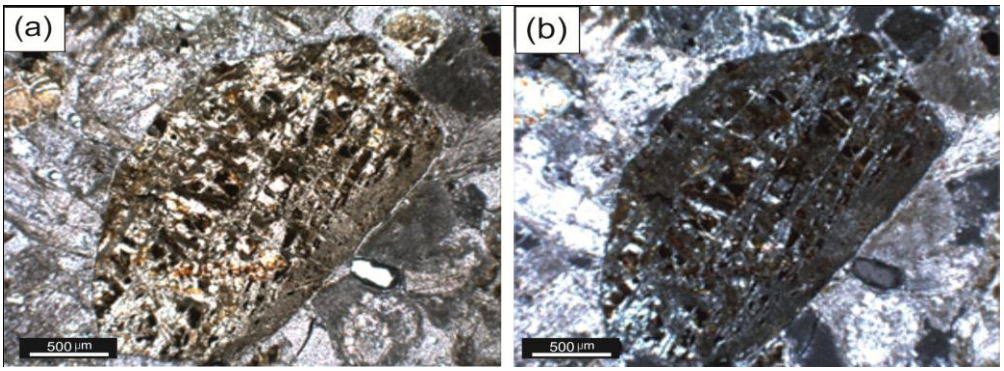
Bu kaya grubu genellikle orta-ince taneli olup bileşimi açısından litik arenit veya kuvars arenit olarak isimlendirilebilir. Arenitik kumtaşlarının petrografik olarak bileşiminde tüf parçaları, kuvars, biyotit, feldispat, piroksen, kireçtaşı parçaları, peridotit kaya parçaları (serpantin-olivin), az oranda pümis parçaları, nummulit, gastropod, pelesipod, foraminifer fosilleri gözlenmiştir (Şekil 6.6- 6.11). Bağlayıcı olarak karbonat / dolomit, volkan camı, kül, demir, killeşmeler ve opaklaşmalar gözlenmektedir. Bunlarda mikro dokuya yönelik gerçekleştirilen SEM-EDS çalışmalarında ise; feldispatça zengin kumtaşı örneklerinde ise illit türü killeşmelerin yaygın olarak izlendiği gözlenmiştir.



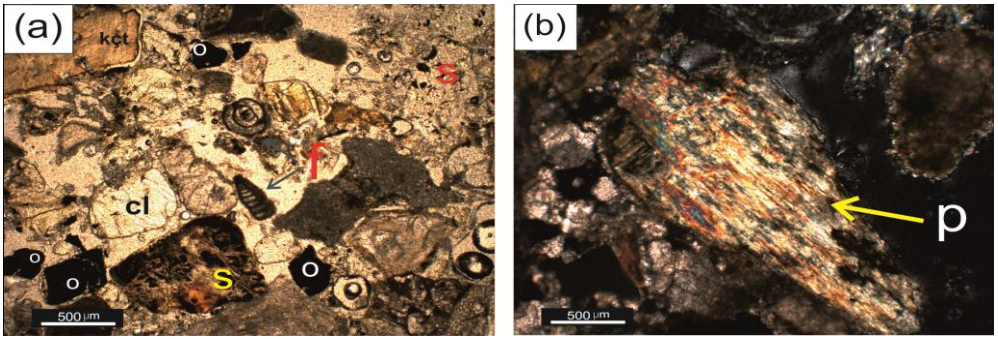
Şekil 6.6 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren kumtaşının genel doku görünümü (//N: Tek Nikol)



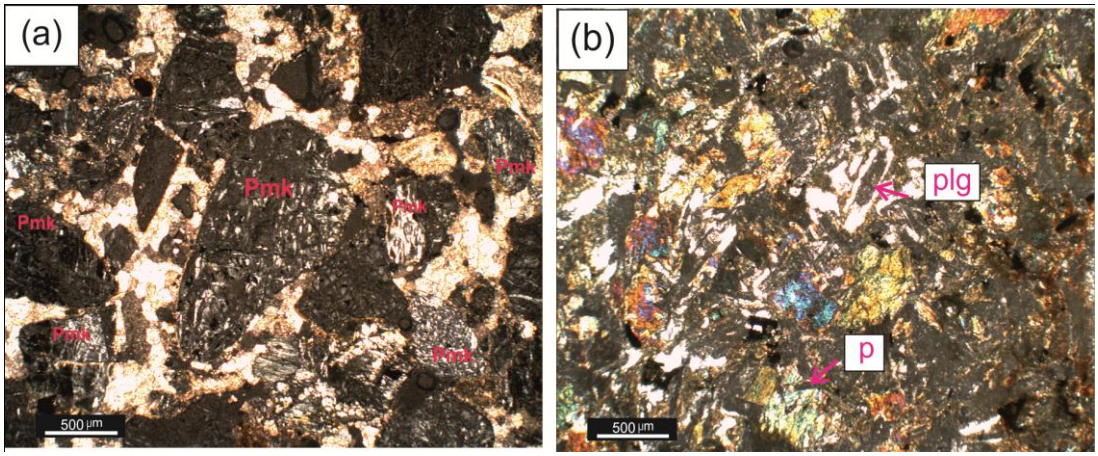
Şekil 6.7 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren kumtaşı içerisinde a. kayaç parçalarından polikuvars ve serpantin (s) parçaları, b. nummulites fosil taneleri ve plajiyoklaz (plg) görüntüsü (//N: Tek Nikol)



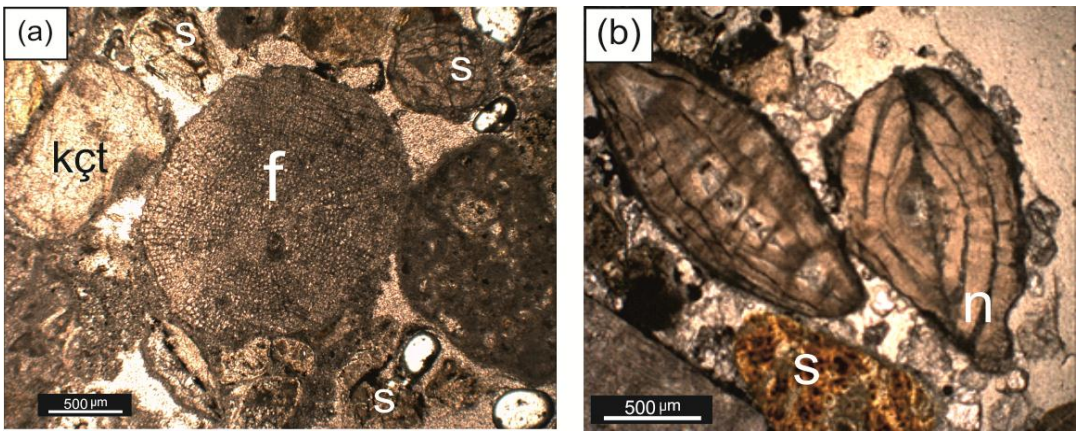
Şekil 6.8 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren kumtaşı içerisindeki elek dokulu serpantin parçası (A'da //N: Tek Nikol, B'de +N: Çift Nikol)



Şekil 6.9 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren kumtaşı içerisindeki a. fosil (f) taneleri, kireçtaşı tanesi, kalsit (cl) serpantin parçaları (s) ve opak (o) minerallerinin (//N: Tek Nikol), b. piroksen mineralinin görüntüsü (+N: Çift Nikol)



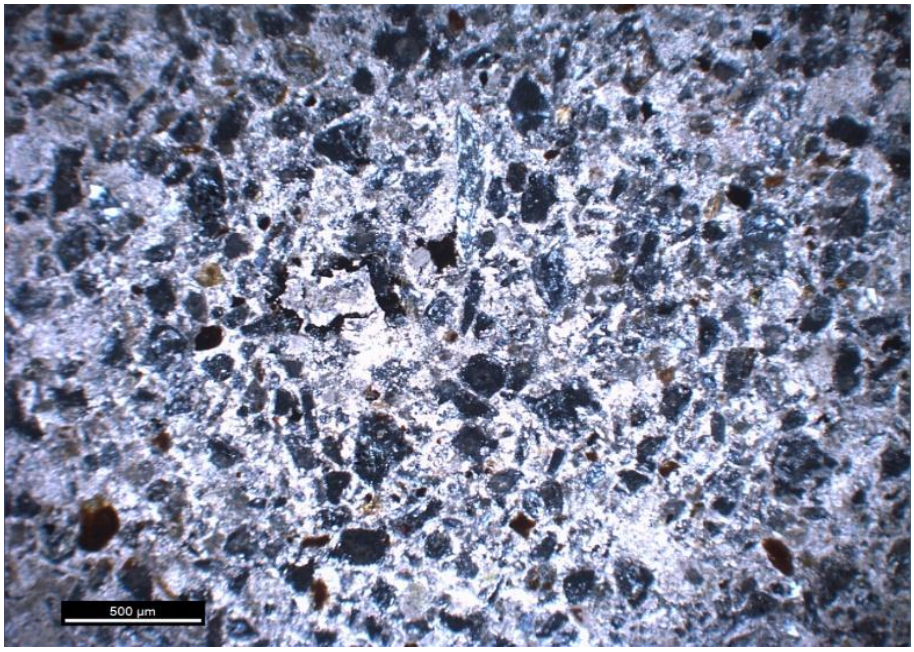
Şekil 6.10 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren kumtaşı içerisindeki a. pümis (Pmk) parçaları (+N: Çift Nikol), b. kumtaşı içerisindeki piroksen ve plajioklaz topluluğu (+N: Çift Nikol)



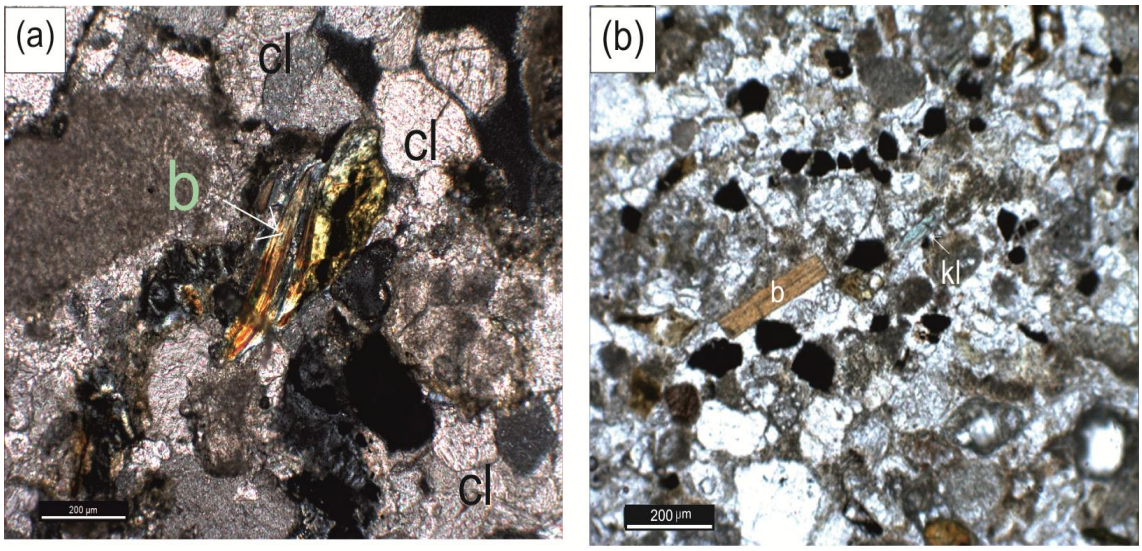
Şekil 6.11 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren kumtaşı içerisindeki a. serpantin (s), kireçtaşı (kçt) parçaları, fosil (bryozoa) tanesi (//N: Tek Nikol) , b. serpantin (s), nummulites (n) fosil taneleri (+N: Çift Nikol)

6.1.1.3 Zayıf (% 5-10) volkaniklastik malzemeli dolomitik kireçtaşı

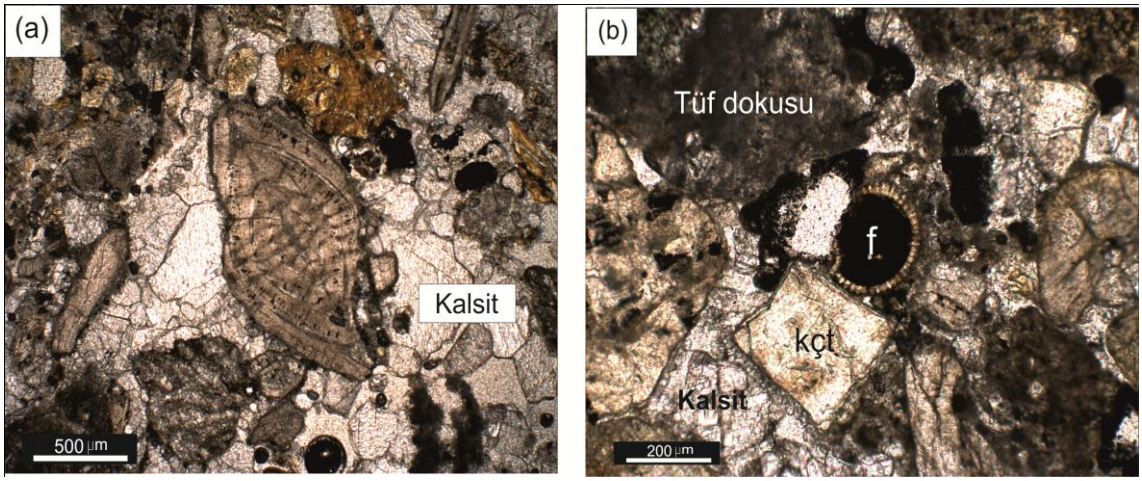
Petrografik olarak bileşiminde kuvars, piroksen, biyotit, klorit , kalsit, kireçtaşı ve tüf parçaları, az oranda pümis parçaları ve nummulites, gastropod, pelesipod, foraminifer fosilleri gözlenmektedir. Bağlayıcı olarak kalsit (veya dolomit), demir, dentritik yapılı mangan boyaması, az oranda volkan camı ve opaklaşmalar bulunmaktadır (Şekil 6.12-6.15). Bu fasiyes birimi dokusal olarak zayıf volkaniklastik malzeme içeren kumtaşına benzemektedir.



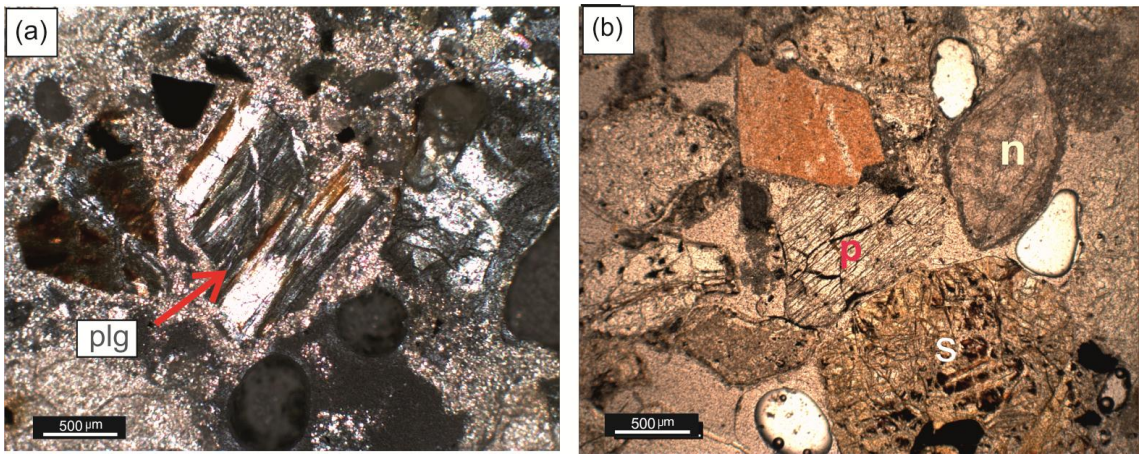
Şekil 6.12 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren dolomitik kireçtaşının genel görünüm (+N: Çift Nikol)



Şekil 6.13 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren dolomitik kireçtaşının a. karbonat/kalsit (cl) çimento içerisindeki biyotit parçasını, b. biyotit(b) ve klorit (kl) parçasının görünümü (+N: Çift Nikol)



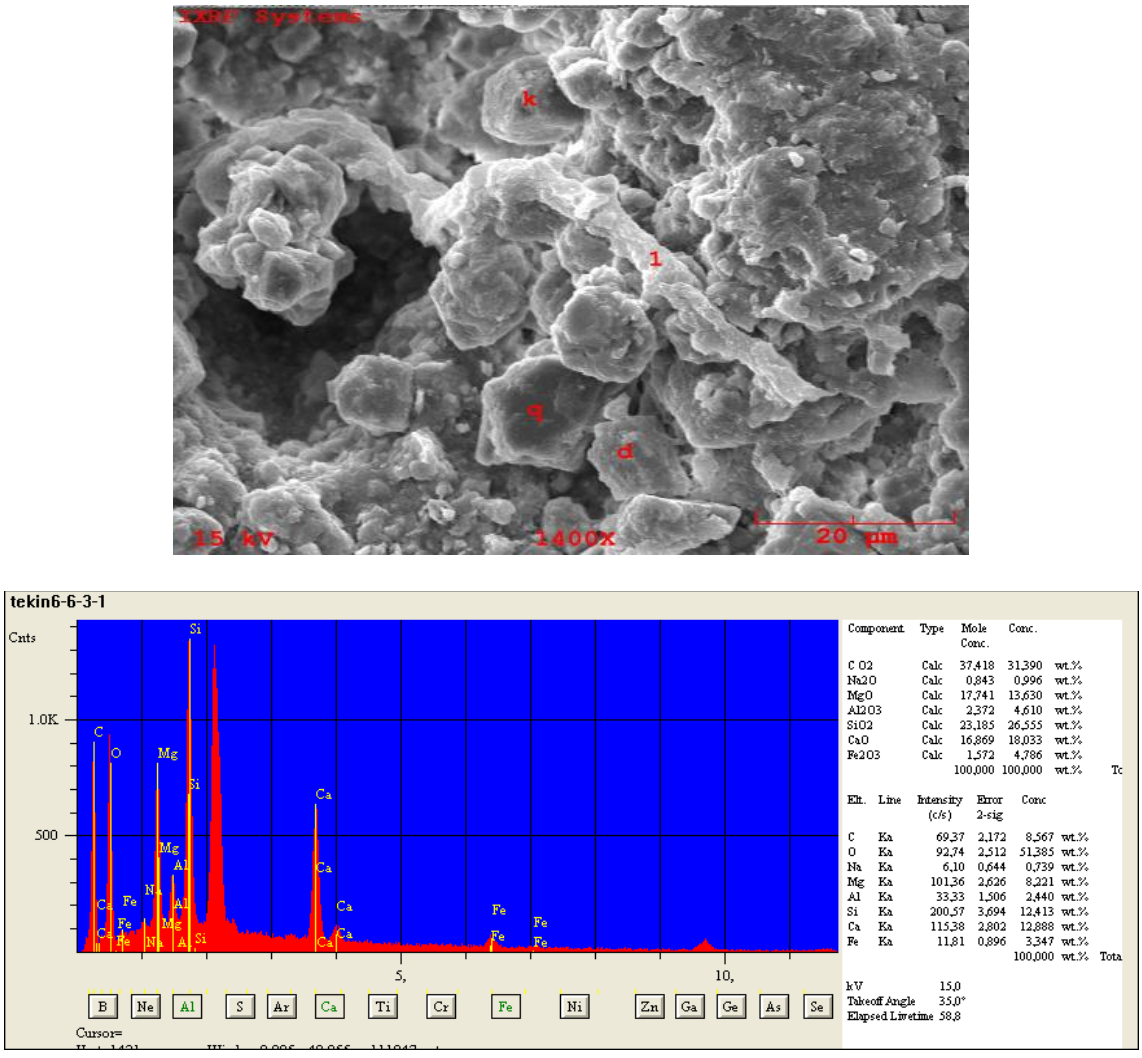
Şekil 6.14 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren dolomitik kireçtaşı içerisindeki a. karbonat/kalsit bağlayıcı içerisindeki serpantin (s), nummulites fosilinin, b. ise fosil (f) tanesi ile kireçtaşı parçasının (kçt) kalsit bağlayıcıyla tüf dokusunun birlikte genel görünümü (//N: Tek Nikol)



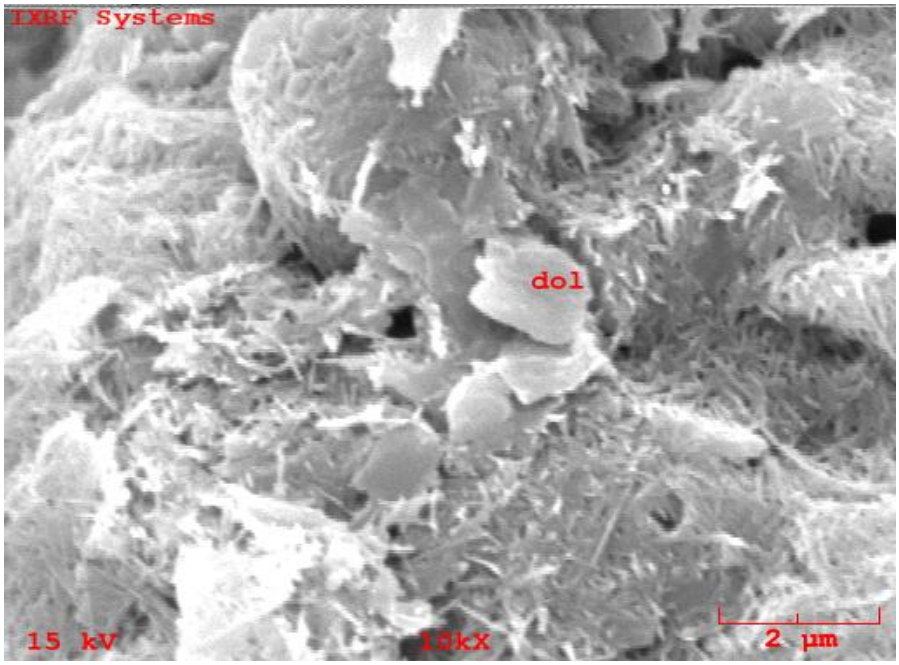
Şekil 6.15 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren dolomitik kireçtaşının a. karbonat çimento içerisinde plajiyoklaz (plg) tanesinin, b. ise karbonat bağlayıcı içerisinde piroksen, nummulites fosili (n) ve serpantin (s) tanesinin görünümü (+N:Çift Nikol)

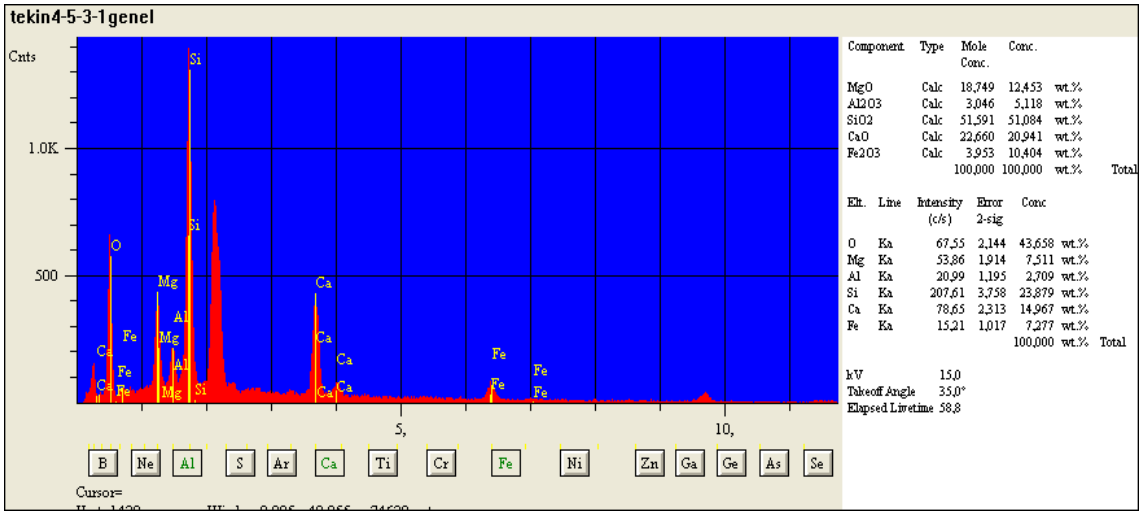
Bu fasiyeste mikro dokuya yönelik gerçekleştirilen SEM çalışmalarında ise; zayıf volkaniklastik malzemeli dolomitik kireçtaşı örneklerinde lifsi şekilli paligorskit mineralleri ile olası bitki kök, kalıbı ve/veya tüpsü bakteri yapısı gözlenmiş olup, EDS analizlerinden elde edilen sonuçlarda bu minerallerin paligorskit ve dolomit minerallerine benzer element içeriklerini işaret ettiği belirlenmiştir (Şekil 6.16-6.19).

SEM fotoğraflarında dolomit mineralinin üzerinde ve çevresinde paligorskitin lif ve lif demetlerinin duruşu açık bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 6.17-6.18). Paligorskit oluşumlarının büyük bir bölümü kurak ve yarı kurak iklim kuşaklarında tuzlu ve alkalin göl ortamlarında geliştiği bilinmektedir (Weaver ve Shedlock 1989, Karakaş vd. 2007). Bu alanlarda pH'ın 7'den büyük olması, ortam veya yakın alanda Si ve Mg sağlayacak kaynakların bulunması aranan unsurlardan birkaçıdır (Caillere ve Renin 1949, Milton ve Eugster 1959, Isphording 1973, Starkey ve Blackmon 1979, Singer ve Galan 1984, Velde 1985, Weaver ve Beck 1977).

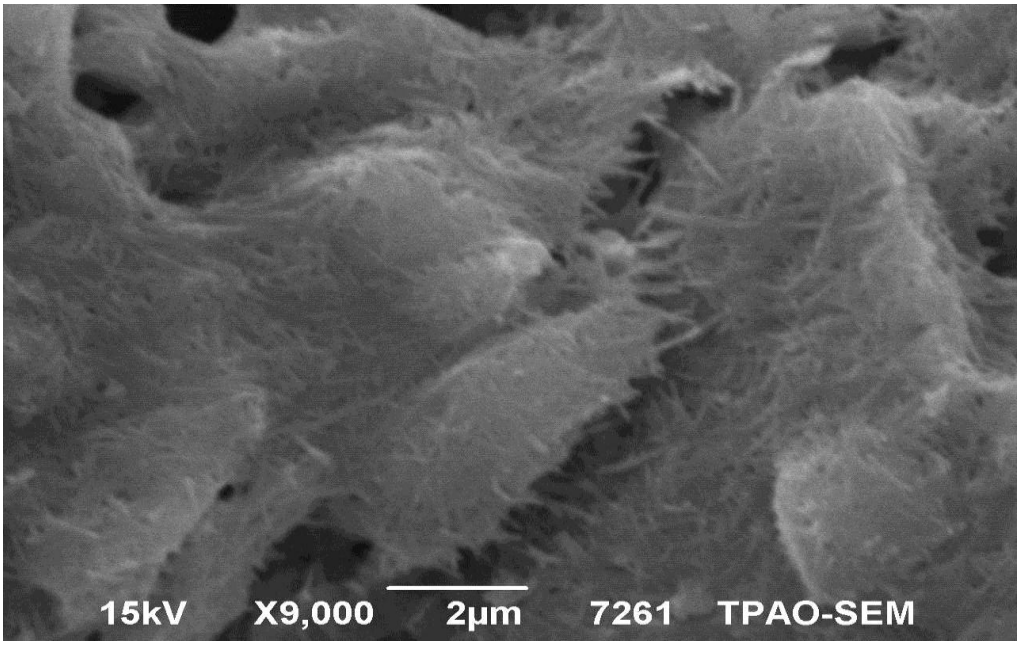


Şekil 6.16 Kuşça Üyesi zayıf volkaniklastik malzeme içeren dolomitik kireçtaşı fasiyesine ait dolomit (d) kristalleri arasındaki olası bitki kök kalıbı ve/veya tüpsü bakteri yapısı (1) ile diğer kristaller (q: kuvars ve k:kalsit)'in yakın plan SEM görüntüsü ve bunların EDS grafiği (Tekin vd. 2015'den alınmıştır)

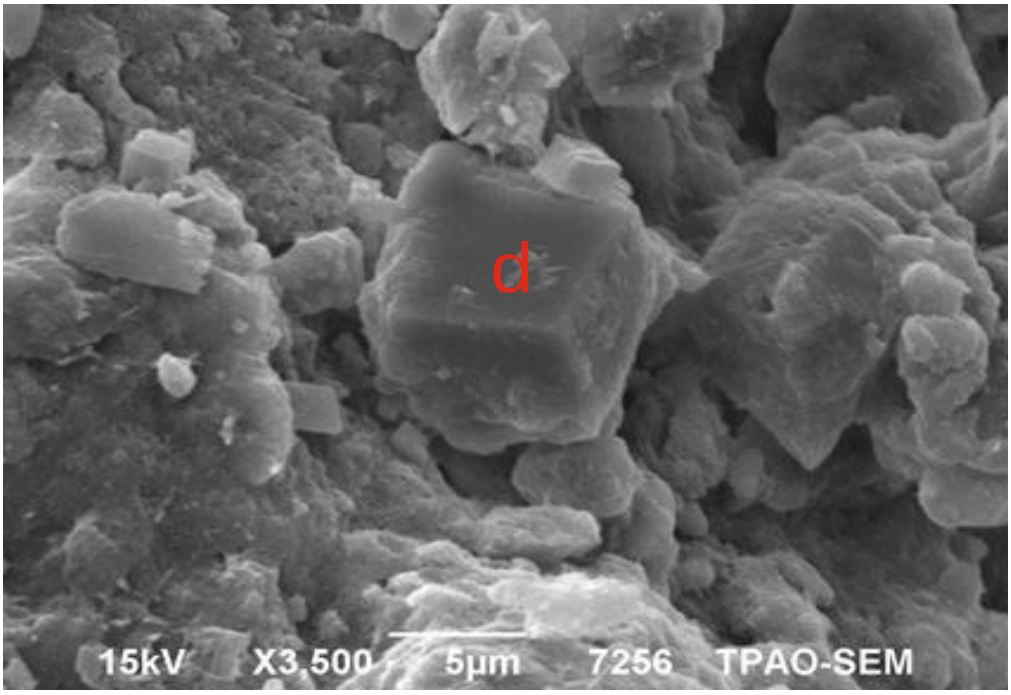




Şekil 6.17 Kuşça Üyesi zayıf volkaniklastik malzeme içeren dolomitik kçt. fasiyesine ait dolomit (dol.) kristallerinin arasında ve/veya üzerinde sıvama tarzında gelişmiş paligorksit kristallerinin yakın plan SEM görüntüsü ve bunların EDS grafiği (Tekin vd. 2015'den alınmıştır)



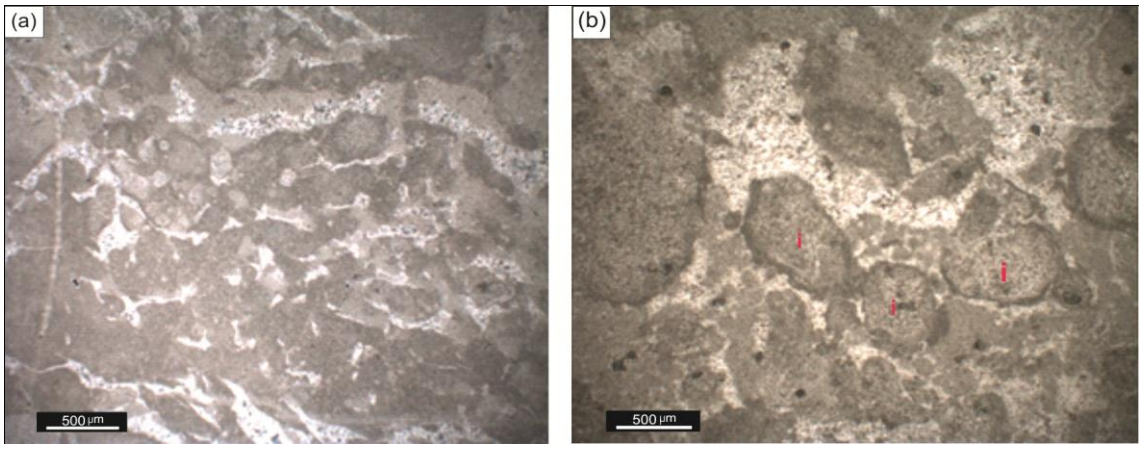
Şekil 6.18 Kuşça Üyesi zayıf volkaniklastik malzeme içeren dolomitik kireçtaşı fasiyesine ait paligorskit kristallerinin yakından görünümü (Tekin vd. 2015'den alınmıştır)



Şekil 6.19 Kuşça Üyesi zayıf volkaniklastik malzeme içeren dolomitik kireçtaşı fasiyesine ait öz şekilli dolomitin (d) görüntüsü (Tekin vd. 2015'den alınmıştır)

6.1.2 İnsuyu formasyonu' nun petrografik özellikleri

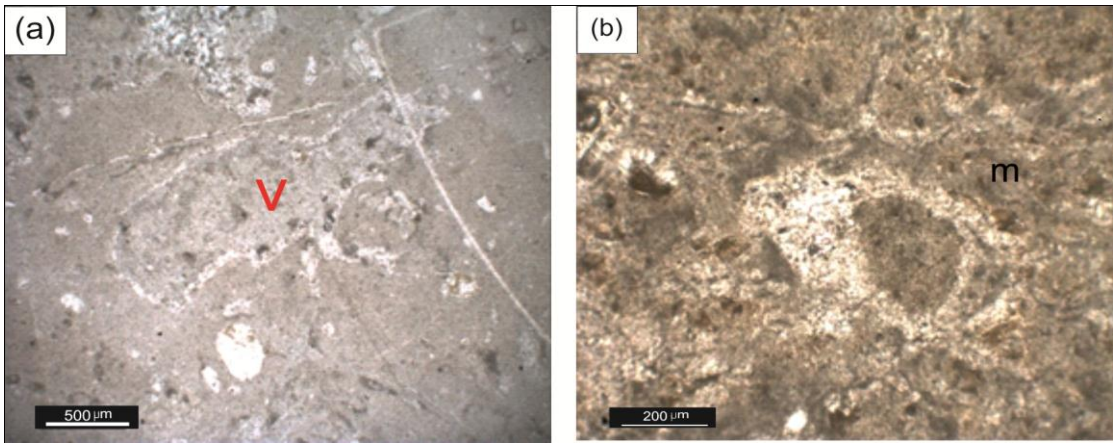
İnsuyu formasyon' un birimleri, saha gözlemlerine ve petrografik özelliklerine bağlı olarak dört farklı (a, b, c, d) fasiyese ayrılmıştır. İnsuyu kireçtaşlarının b, c, d fasiyeslerinden alınan örneklerinin petrografik tanımlamalarında gözlenen özellikler; genel olarak mikritik-mikrosparitik dokulu kireçtaşı Folk 1962'ye göre, yer yer yoğun kuruma çatlaklı, menisküs çimentolu, vadoz siltli, dışkı pelletli, pelleoidal yapılı, intraklastlı kuruma çatlaklı, erime yüzeyli, dentritik yapılı mangan izli, ooidal ve onkoidal yapılı, gastropod, ostrakod fosilli, zayıf topraklaşma zonlu ve yabancı kayaç parçalarının olduğu gözlenmektedir. Erime yüzeyleri ve kuruma çatlakları yer yer ikincil iri kalsit kristalleri ile doldurulmuştur. Bazı örnekler rizolitik karakter göstermekte olup, bitki kök-dal parçaları ve/veya izleri içermektedir (Şekil 6.20-6.28). B fasiyesine ait kalişli seviyelerden alınan örneklerin bazılarında ise kalişin karakterini göstren mikrocodium ve alveolar gibi özel yapılar bulunmaktadır (Şekil 6.30-6.31).



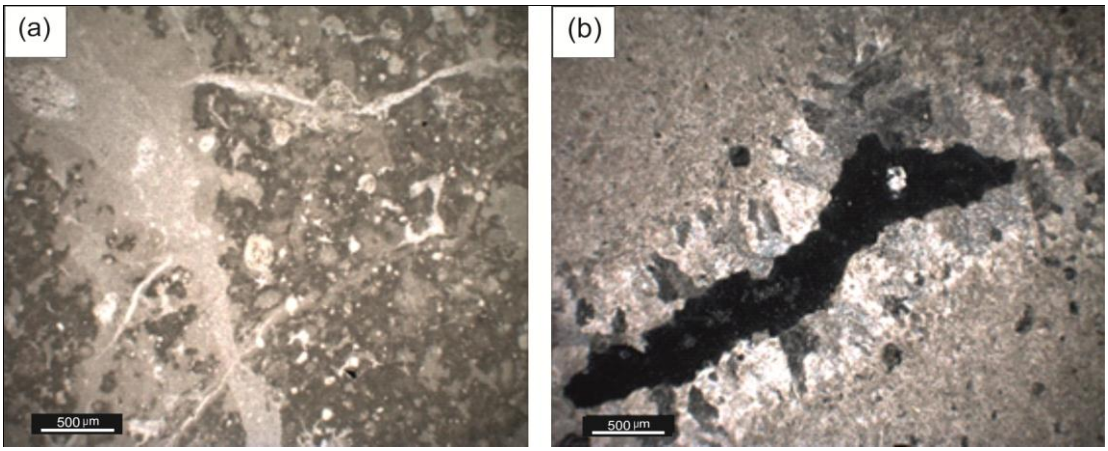
Şekil 6.20 İnsuyu kireçtaşlarına ait a. yoğun kuruma çatlaklarının, b. ise kuruma çatlaklarının oluşturduğu intraklast oluşumlarının ince kesit görünümü (+N: Çift Nikol)

Kuruma çatlakları ve topraklaşma zonları gölün sığ kesiminde oluştuğunu gösterir. Menisküs (asimetrik) çimentonun ve vadoz silti varlığı ise tatlı ve sığ göl ortamını destekler (Siesser 1973, Strong vd. 1992, Karakaş ve Kadir 1998, Flügel 2004) (Şekil 6.20.a-6.22.a).

Yağışlı dönemlerde CO_2 bakımından zengin yağmur suları kaya içerisinde aşağıya doğru hareket ederken karbonatları parçalayıp çözünmelerine neden olmakta ve karbonatça zenginleşen yağmur suları artan buharlaşma ile kristalleşerek tanelerin etrafında sparikalsit çimento oluşturmaktadır. Bu tür çimento gelişimi menisküs tipi (asimetrik) çimento olarak belirtilmektedir (Siesser 1973, Strong vd. 1992, Karakaş ve Kadir 1998) (Şekil 6.21.b). Ayrıca, Siesser (1973) menisküs tipi çimento gelişimini gölsel ortamlardaki yağışlı dönemleri içeren yarı kurak iklim koşullarına bağlamıştır.

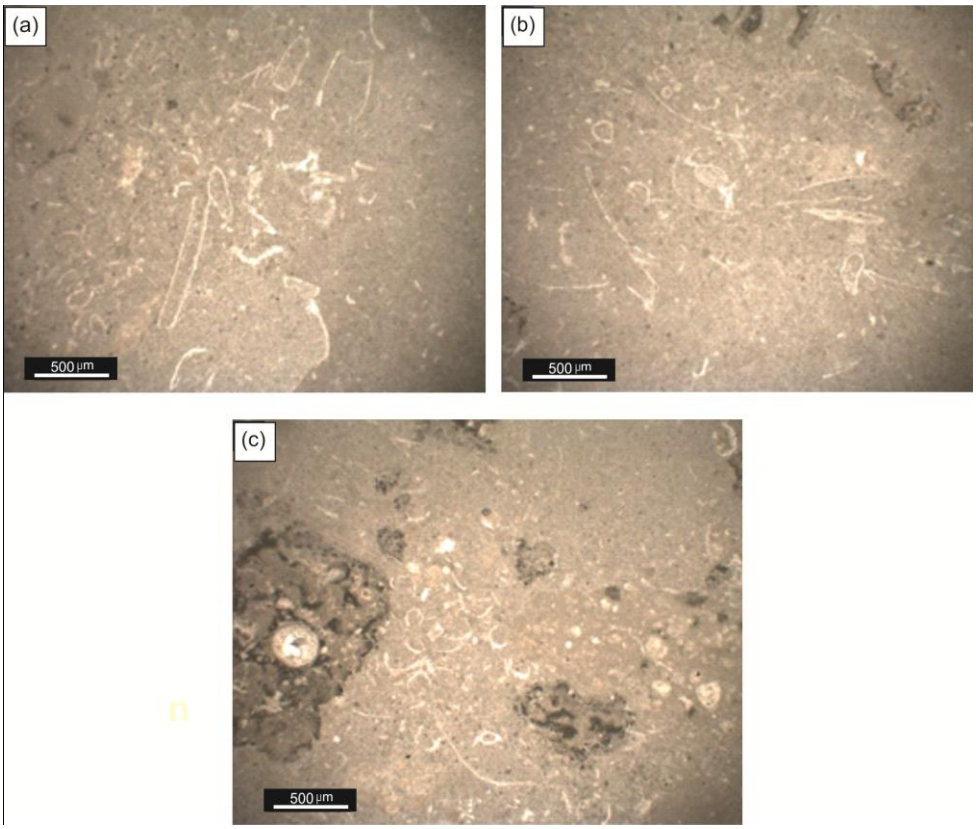


Şekil 6.21 İnsuyu kireçtaşlarına ait A'da vadoz silti yapısı ve gastropod parçasının, B'de ise menisküs (asimetrik) çimentolanma nın ince kesit görünümü (+N: Çift Nikol)

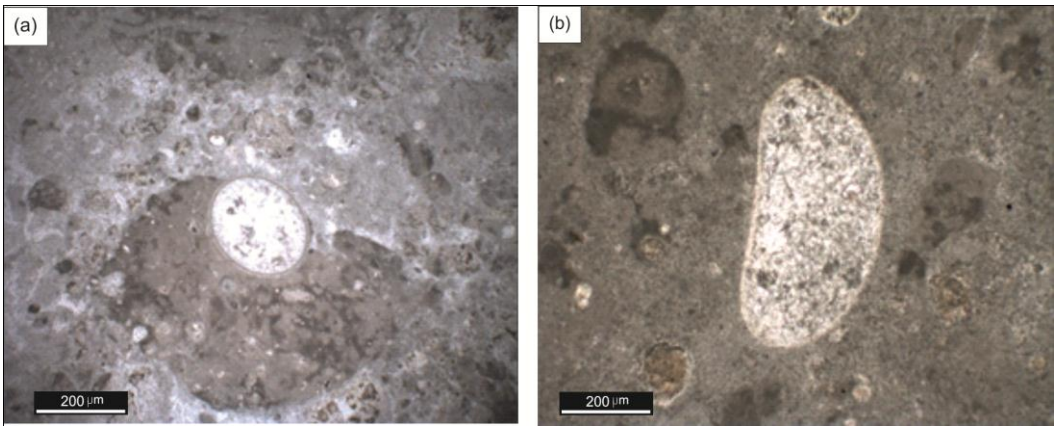


Şekil 6.22 İnsuyu kireçtaşlarına ait A'da koyu renkte gözüken kısımlar topraklaşma zonunu, B'de ise erime yüzeyinin ikincil kalsit kristalleri ile dolgusunun görünümü (+N:Çift Nikol)

Bol ostrakod ve gastropod içeriği tatlı su koşullarının sürekliliğini destekler (Beraldi-Campesi vd. 2006) (Şekil 6.23.a.b.c- 6.24).

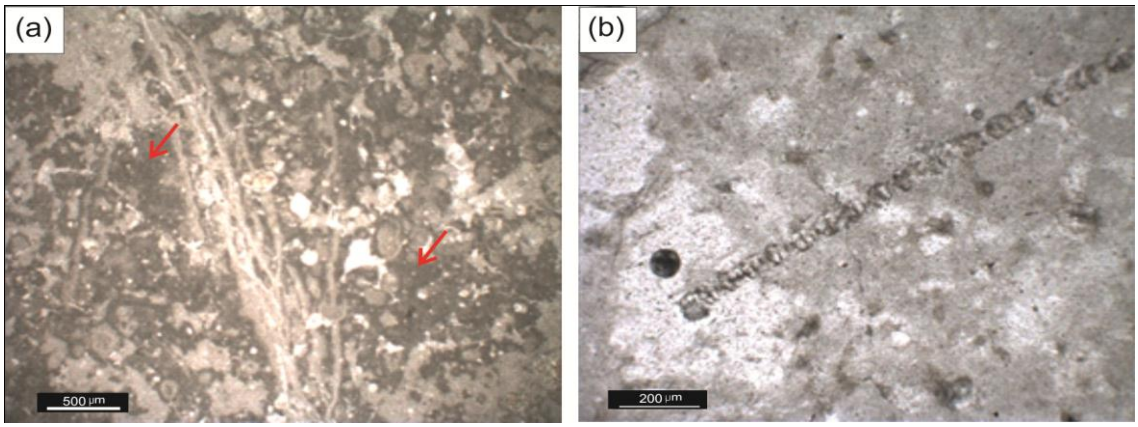


Şekil 6.23.a.b.c İnsuyu kireçtaşı içerisindeki gastropod parçalarının ince kesit görünümü (+N: Çift Nikol)

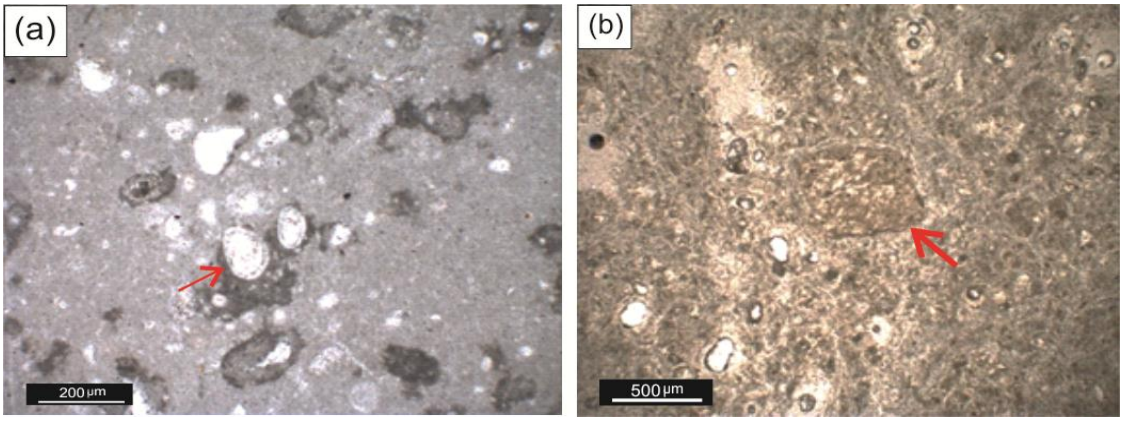


Şekil 6.24 İnsuyu kireçtaşı içerisindeki ostrakod parçalarının ince kesit görünümü (+N: Çift Nikol)

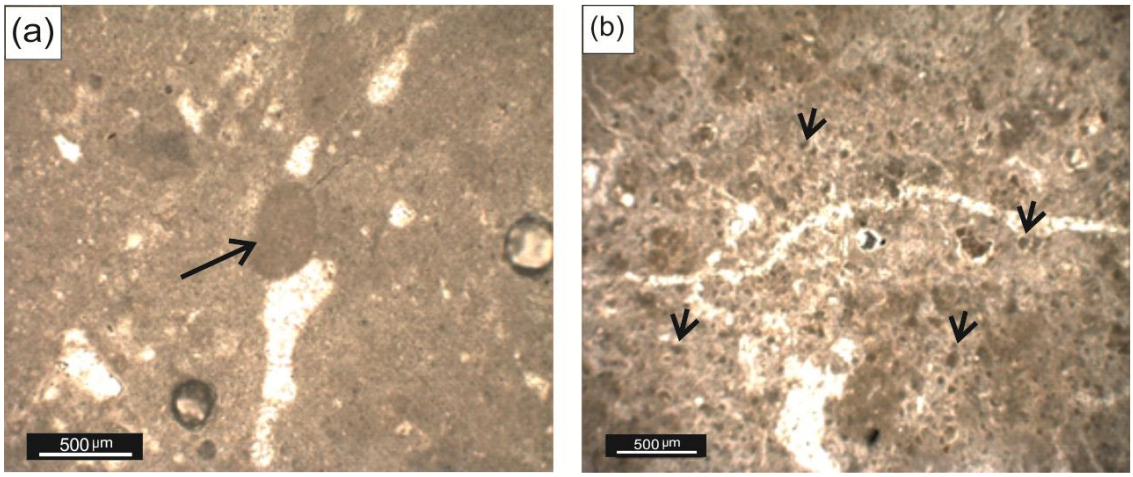
Kuruma çatlakları ve kök izleri su derinliğinin sınırlı kaldığını işaretler. Ayrıca bunlar depolanmanın kesildiği kurak dönemlerde yeraltı suyunun buharlaşmasının bir ürünüdürler (Karakaş ve Kadir 1998) (Şekil 6.25). Kök kenarlarındaki kalsifikayonun tamamlanması, pelloidal ve giysili taneler ile temsil edilen rizolitik kireçtaşlarının oluşmasına neden olur. Tatlı su ve karbonatça doygun ortamsal koşulların uzun bir süre egemen olduğu göl kıyısını karakterize eder. Sparitik doku ile birlikte yer yer algsi onkoidal yapılar su hareketliliğini gösterir (Calvet ve Julia 1983). Bu onkoidal yapılar, su hareketliliğini gösteren gölün yüksek enerjili ortamını işaret eder (Şekil 6.26).



Şekil 6.25 İnsuyu kireçtaşı içerisindeki A'da hem bitki köklerinin hemde koyu renkli olanlar (ok) topraklaşma zonunu, B'de ise bitki köklerinin görünümü (+N: Çift Nikol)

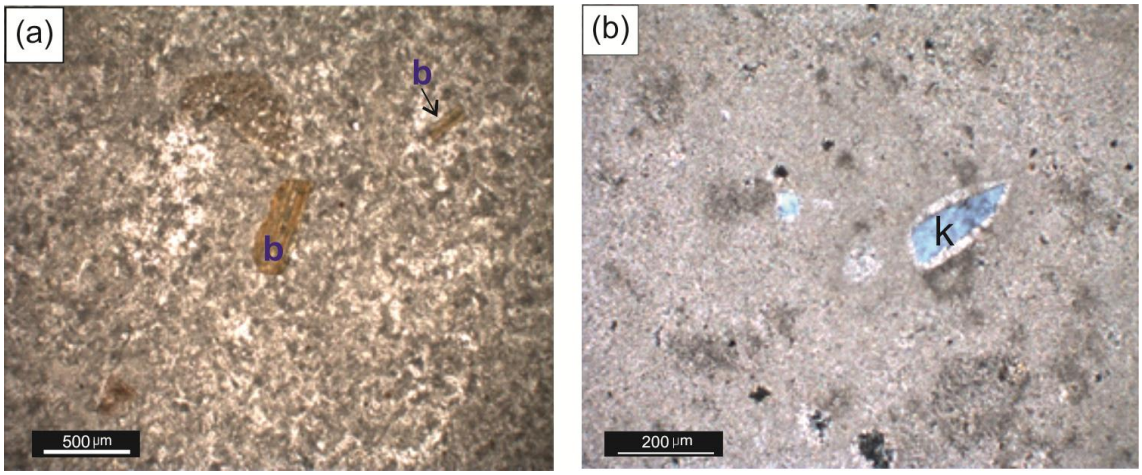


Şekil 6.26 Kireçtaşı içerisindeki A'da ooid, B'de ise onkoid (ok) tanelerinin görünümü (+N: Çift Nikol)



Şekil 6.27 İnsuyu kireçtaşı içerisindeki A'da dışkı pelletin, B'de ise pelloidal yapıların ince kesit görünümü (+N: Çift Nikol)

Dışkı pelletleri yuvarlak-oval şekilli ve çamurla beslenen organizmaların oluşturduğu ince tanelerdir (Flügel 2004). Bu tanelerin varlığı sedimantasyon oranının düşük olduğu ılık sığ göl ortamlarını işaret eder (Flügel 2004) (Şekil 6.27).

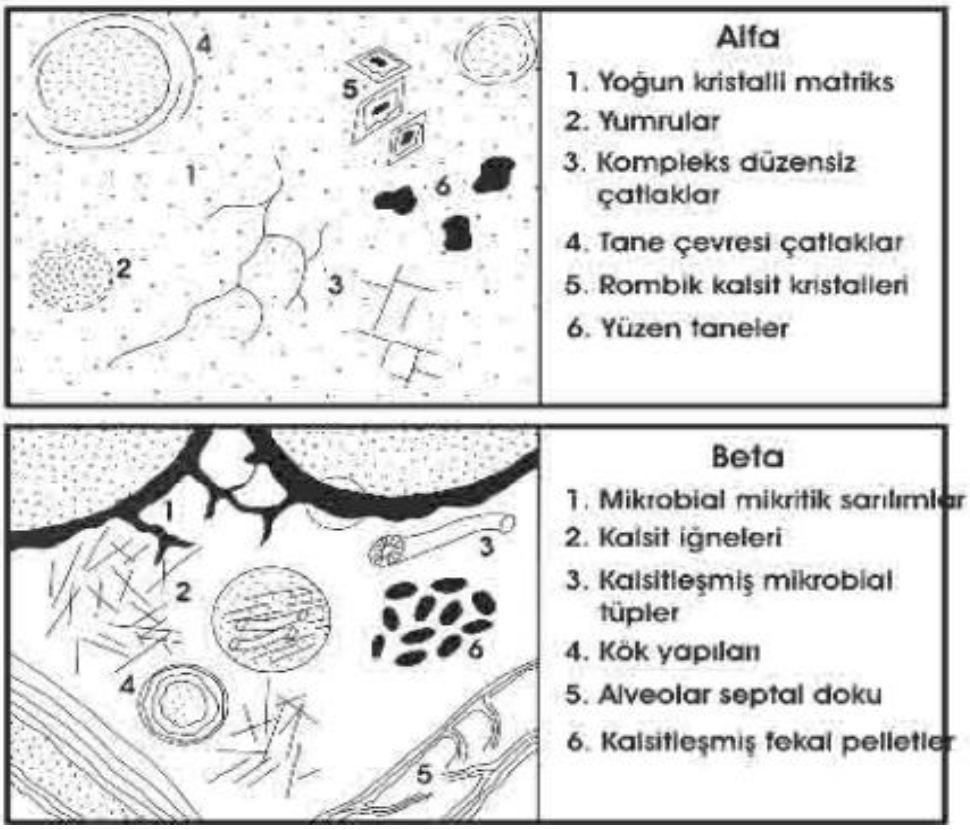


Şekil 6.28 İnsuu kireçtaşı içerisindeki A'da biyotit (b) ve B'de kuvars (k) parçalarının görünümü (+N: Çift Nikol)

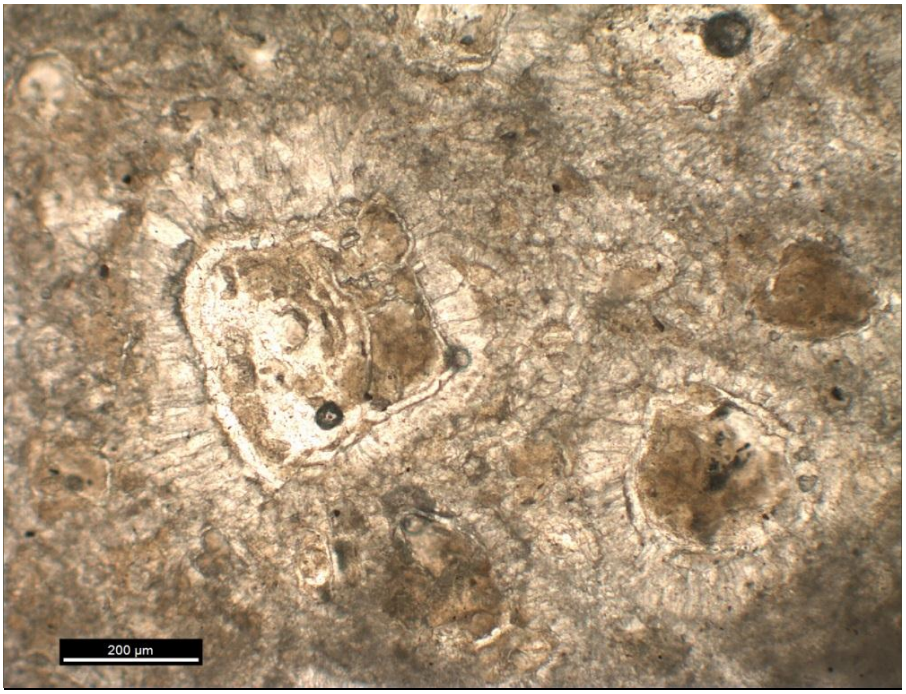
Krem renkli, rizolitik ve yumrulu gölsel kireçtaşı (b fasiyesi) içerisindeki çamurtaşları ileardalanmalı olarak bulunmakta olan kaliş seviyeleri; kurak ve yarı kurak iklimdeki ikincil $CaCO_3$ çökelimleridir ve karasal ortamı karakterize eder (Eren 2007). Wright

(1991)'a göre, kalişlerin mikromorfolojik sınıflamasına göre alfa ve beta kalkritler olarak ikiye ayrılır (Şekil 6.29).

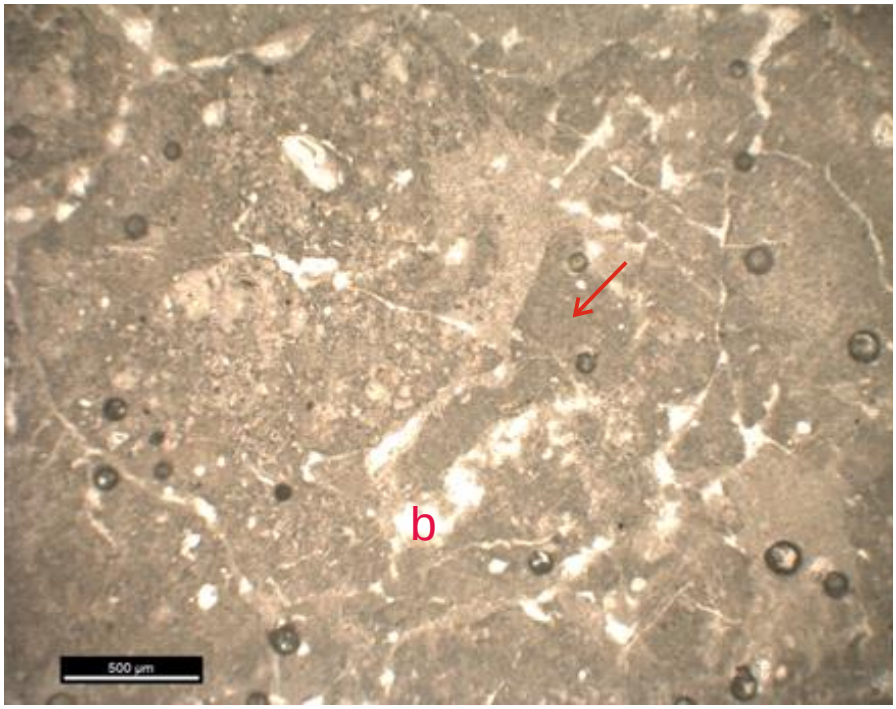
Alfa kalkritler biyolojik aktivite içermezler ve yoğun olarak rombik karakterli mikrit (<4m) ve mikrosparit (5-15m) matriksten oluşmaktadır (Tucker ve Wright 1990, Tucker 1991). Beta kalkritler ise özellikle mantarlar tarafından oluşturulan yüksek biyolojik aktivite izlerini gösterir (Tucker ve Wright 1990). Alfa ve beta kaliş yapıları karbonat mantar veya diğer toprak mikroorganizma birlikteliği içinde çökertilir (Tucker 1991). İnceleme alanı içerisinde kaliş seviyelerinden alınan örneklerin petrografik incelemelerde beta kalkrit olarak temsil eden mikrocodium ve alveolar yapıları gözlenerek kaliş ortamlarında oluştuğu tayin edilmiştir (Şekil 6.30-6.31).



Şekil 6.29 Kalişlerin (kalkrit) mikromorfolojik sınıflamaları (Wright 1991)

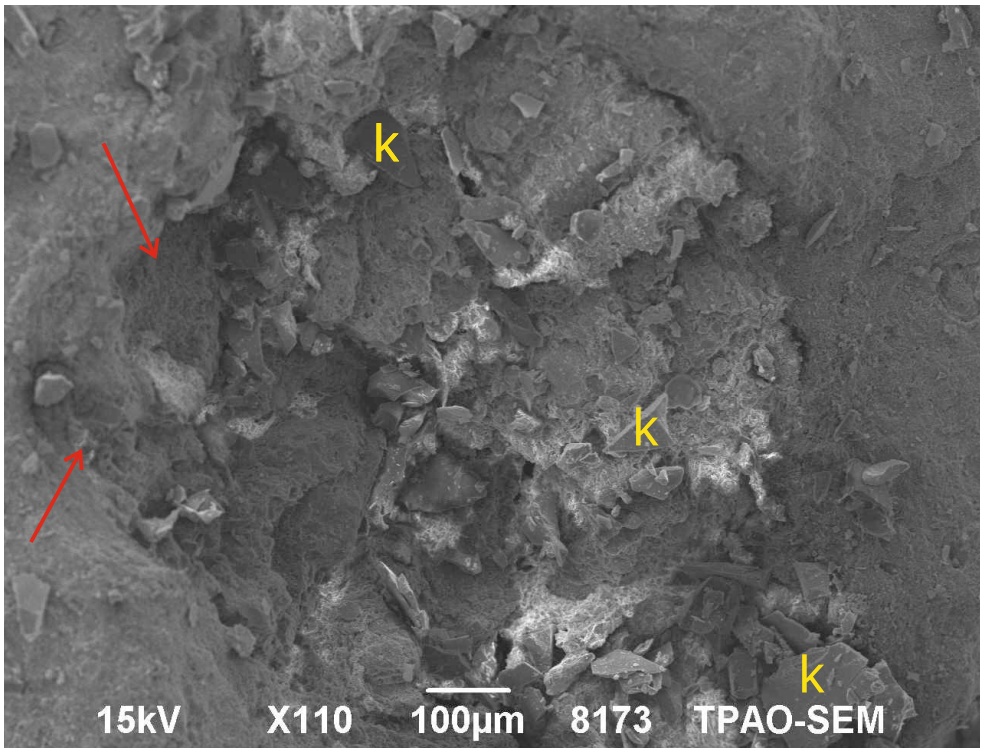


Şekil 6.30 Çiçek yaprağı görünülü uzamış ince kalsit kristallerinden oluşan mikrocodiumlar (+N: Çift Nikol)



Şekil 6.31 Alveolar boşluklu doku. Mikritik duvarlı (ok) düzensiz gözeneklerin (b) karmaşık ağ dokusu (+N: Çift Nikol)

İnsuyu kireçtaşlarının mikro dokusuna yönelik gerçekleştirilen SEM çalışmalarında, kireçtaşı örneklerinde kuvars (k) kristalleri arasında bitki kök kalıbının boşluklu (ok) yapılar gözlenmekte olup, EDS analizinden elde edilen sonuçlarda bu minerale benzer element içeriklerini işaret ettiği belirlenmiştir (Şekil 6.32).



Şekil 6.32 İnsuyu formasyonuna ait kuvars (k) kristalleri arasındaki olası bitki kök kalıbı boşluklarının yakın plan SEM görüntüsü ve bunların EDS grafiği (Tekin vd. 2015'den alınmıştır)

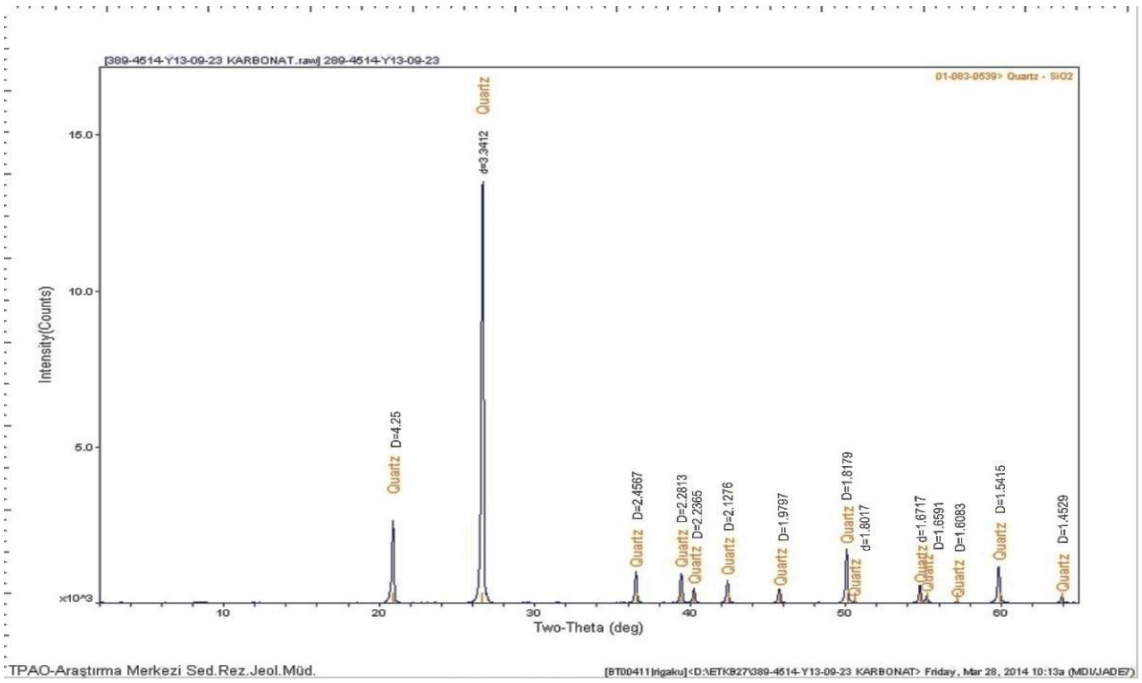
7. MİNERALOJİK XRD ÇALIŞMALARI

7.1 Kuşça Üyesi (Tmckü)

Cihanbeyli Kuşça üyesine ait sedimanter, volkaniklastik kayalardan alınan örneklerin mineralojik bileşimlerinin belirlenmesi amacı ile X ışınları difraktometresi (XRD) ile çekimleri yapılmıştır. Bu üye için toplanan örneklerden tüm kaya ve kil fraksiyonu analizi yapılmıştır ve tanımlanan üç farklı fasiyes (tüf, zayıf volkanik malzeme içeren kumtaşı ve zayıf volkanik malzeme içeren dolomitik kireçtaşı)'e ait mineralojik çalışmalar aşağıda açıklanmıştır.

7.1.1 Tüf fasiyesi

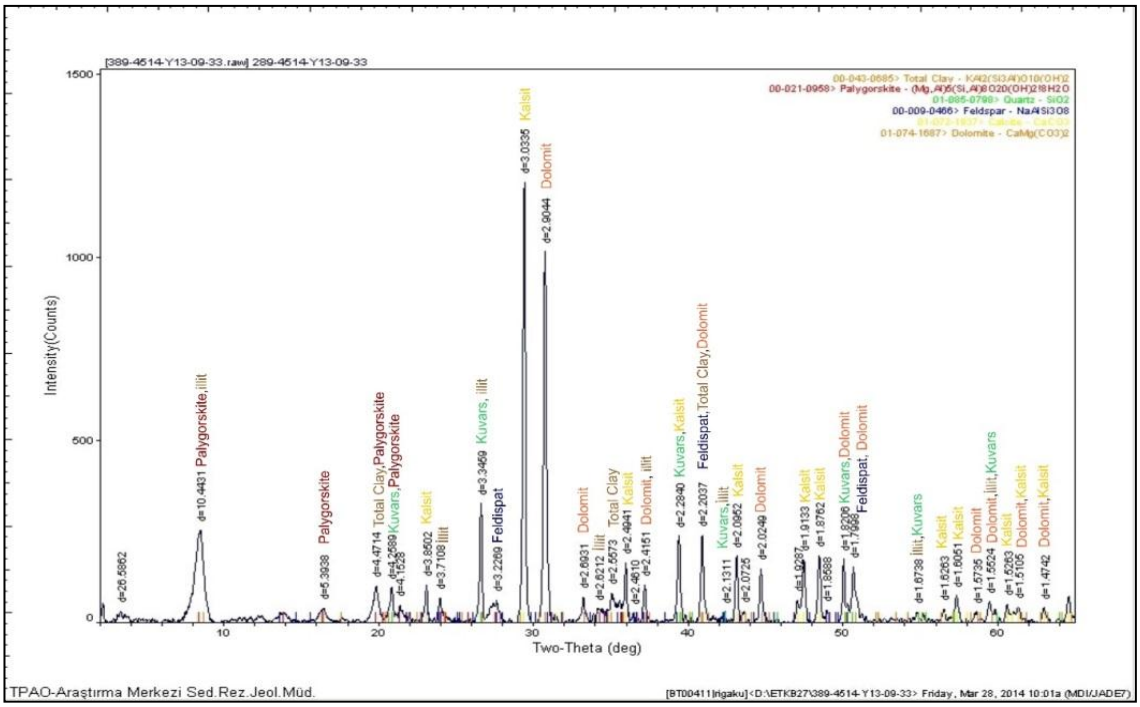
Bu tüf fasiyesinin tüm kaya analizi sonucunda, kaya yapıcı (≥% 90) kuvars minerali ve az oranda da (%5) ofiyolitik kökenli peridoditik kayaç parçalardan meydana geldiği belirlenmiştir. Bunlardan kuvars mineralinin en yüksek pikleri 3,34 A^{O}'daki (101), 4,25 A^{O}'daki (100), 1,817 A^{O}'daki (112), 1,54 A^{O}'daki yansımaları ile tayin edilmiştir. Burada gözlenen kuvars mineralleri birincil ve ikincil olmak üzere iki farklı tipte gelişmiştir. XRD analiz sonuçlarında da örneklerdeki yüksek SiO_2 oranı ile orantılı yüksek kuvars içeriği görülmektedir (Şekil 7.1).



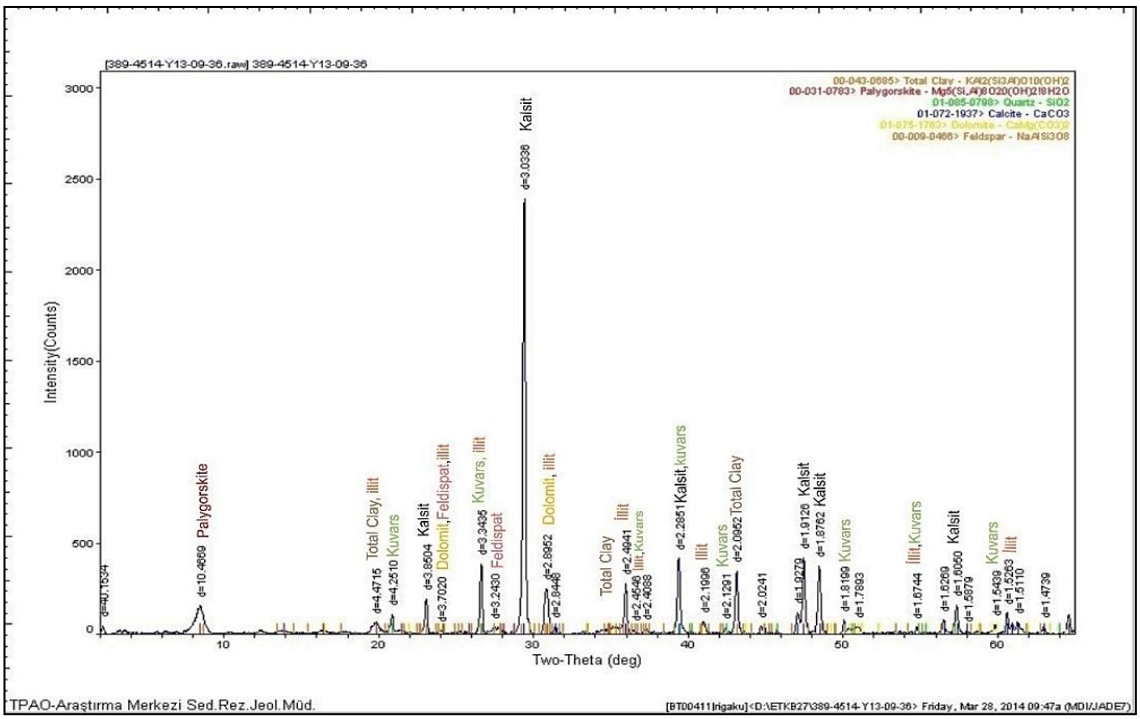
Şekil 7.7 Bileşimi % 90 oranında birincil ve ikincil kuvars olan tüf örneğine (Y13-09-23 Karbonat) ait XRD diyagramı

7.1.2 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren (%5-10) kumtaşı fasiyesi

Bu litofasiyesi oluşturan zayıf volkaniklastik malzeme içeren (%5-10) kumtaşı fasiyesi örneklerinin tüm kaya analizi sonucunda, kaya yapıcı minerallerden kuvars, kalsit, dolomit, feldispat belirlenmiştir. Aynı örneklerin kil analizi sonucunda ise paligorskit, illit mineralleri tayin edilmiştir. Bunlardan kalsit mineralleri 3,03 A^{O}'daki (100), 3,85 A^{O}'daki (10) , 2,28 A^{O}' daki (17) yansıma pikleri ile; dolomit mineralleri 2,90 A^{O}' daki (100) , 2,20 A^{O}'daki (22), 1,82 A^{O}'daki (16) yansıma pikleri ile; feldispat mineralleri 2,20 A^{O}' daki (4), 1,79 A^{O}'daki (8) yansıma pikleri ile; kuvars mineralleri 3,34 A^{O}'daki (100) , 2,28 A^{O}' daki (6), 4,25 A^{O}'daki(14) yansıma pikleri ile; paligorskit mineralleri 10,44 A^{O}'daki (100), 4,47 A^{O}'daki (20) , 4,25 A^{O}'daki (20) yansıma pikleri ile; illit mineralleri 4,47 A^{O}'daki (67), 3,70 A^{O}'daki (48), 3,34 A^{O}' daki (64), 2,49 A^{O}'daki (11) yansıma pikleri tayin edilmiştir (Şekil 7.2-7.3).



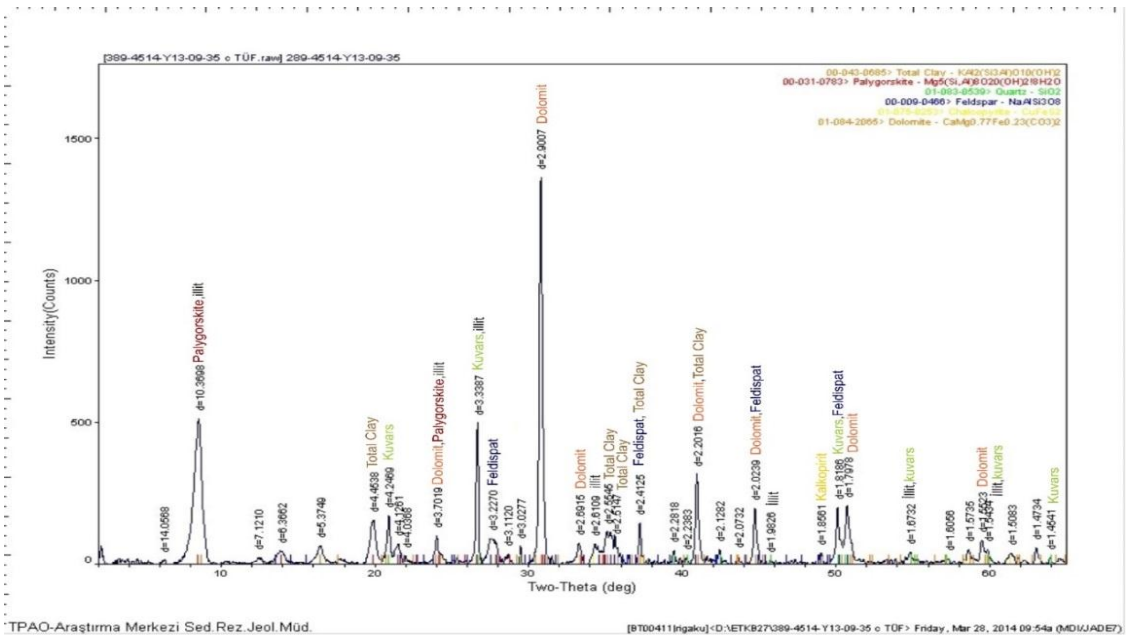
Şekil 7.8 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren kumtaşı örneğine (Y13-09-33) ait XRD diyagramı



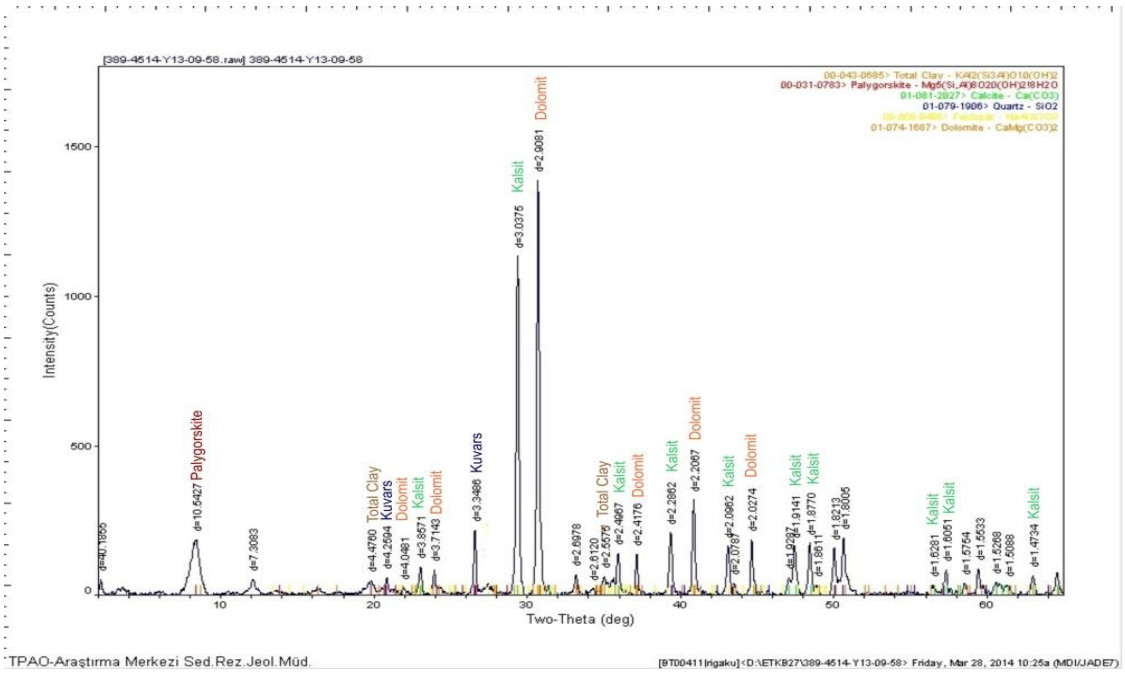
Şekil 7.9 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren kumtaşı örneğine (Y13-09-36) ait XRD diyagramı

7.1.3 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren (%5-10) dolomitik kireçtaşı fasiyesi

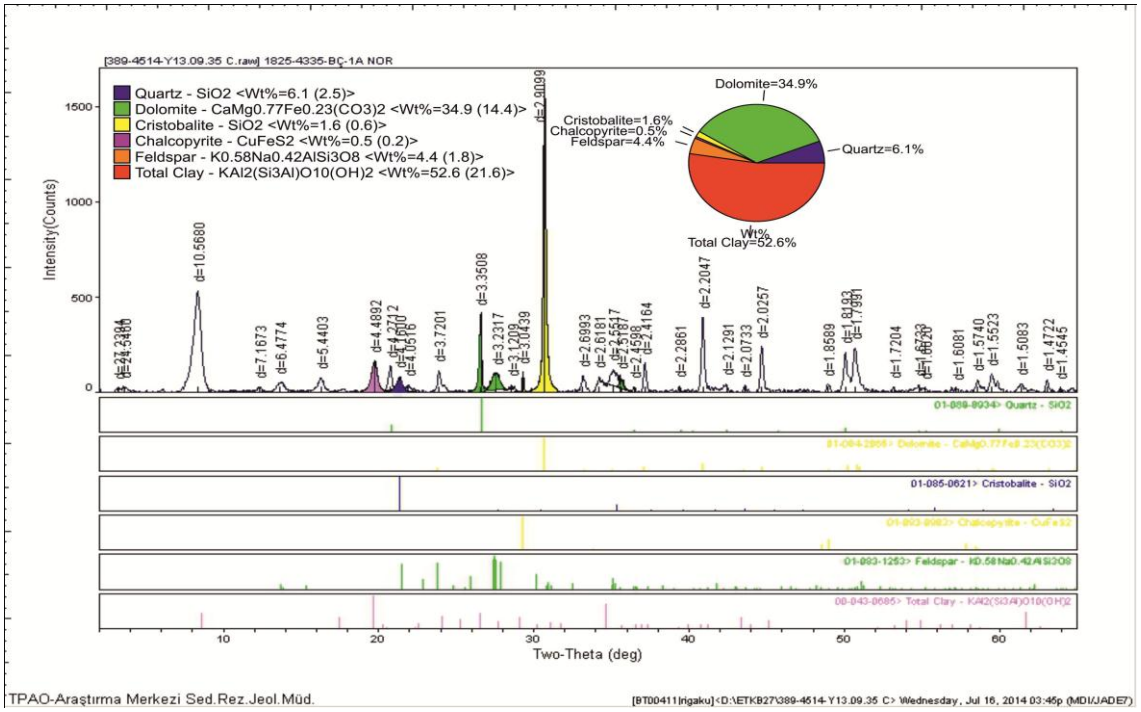
Bu litofasiyesi oluşturan zayıf volkaniklastik malzeme içeren (%5-10) dolomitik kireçtaşı örneklerinin tüm kaya analizi sonucunda, kaya yapıcı minerallerden kuvars, dolomit, kalsit, feldispat, çok az oranda kalkopirit belirlenmiştir. Aynı kil analizi sonucunda paligorskit ve illit mineralleri gözlenmiştir. Bunlardan dolomit mineralleri 2.90 A^{O}'daki (100) , 2.20 $A^{O'}$daki (22), 2.02 A^{O}'daki (13), 2.41 $A^{O'}$daki (11) yansıma pikleri ile; kalsit mineralleri 3.03 A^{O}'daki (100) ,2.28 A^{O}'daki (17) ,2.49 A^{O} (14), 3.85 A^{O}'daki (10) yansıma pikleri ile; kuvars mineralleri 3.34 A^{O}'daki (100) , 4.25 A^{O}'daki (14), 1.81 A^{O}'daki (11) yansıma pikleri ile, feldispat mineralleri 3.22 $A^{O'}$ daki, 1.82 $A^{O'}$ daki yansıma pikleri ile, kalkopirit 1.85 $A^{O'}$daki yansıma pikleri ile; paligorskit mineralleri 10.54 $A^{O'}$ daki (100), 3.70 $A^{O'}$daki (16), 4.26 $A^{O'}$daki (20) yansıma pikleri ile; illit mineralleri 2.61 $A^{O'}$ daki (100), 3.34 $A^{O'}$daki (64), 3.70 $A^{O'}$daki (48) yansıma pikleri tayin edilmiştir. Bunlar dokusal olarak kumtaşlarına benzemekle beraber bu örneklerde yapılan XRD sonuçlarında da kalsit ve dolomit pikleri oldukça belirgindir (Şekil 7.4-7.6).



Şekil 7.10 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren (%5-10) dolomitik kireçtaşı örneğine (Y13-09-35c Tüf) ait XRD diyagramı



Şekil 7.11 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren (%5-10) dolomitik kireçtaşı örneğine ait (Y13-09-58) XRD diyagramı



Şekil 7.12 Zayıf volkaniklastik malzeme içeren (%5-10) dolomitik kireçtaşına ait örneğin (Y13-09-35c) XRD diyagramı (Tekin vd. 2015'den alınmıştır)

Tüm XRD çalışmaları sonucunda inceleme alanı içerisindeki zayıf volkaniklastik malzeme içeren dolomitik kireçtaşı ve kumtaşı birimlerinin mineral bileşimi açısından birbirleri ile bir benzerlik sunarlar. Tüf birimi ise diğer iki birimden farklı olarak > %90 kuvars mineralinden oluşmaktadır. Dolomitik kireçtaşı biriminde dolomit mineralinin varlığı ortamda zaman zaman kurak ve yarı kurak ilkim koşullarının egemen olduğunu işaret eder. Ortamın kuraklaşması sonucu dolomit mineral oluşumu gerçekleşmiş olmalıdır (Karakaş vd. 2007).

Bu birimler içinde paligorskit ve illit kil minerallerinin bulunması ortamdaki iklimsel ve mevsimsel değişimler ile kontrol edildiğini göstermektedir. Bu alan içerisinde egemen kil mineralinin paligorskit olması, bu mineralin oluşumunun karbonatlarla bağlantılı olarak kalsitleşme ortamında oluştuğunu gösterir (Karakaş vd. 2007). Paligorskit oluşumu için sepiyolite nazaran Si ve Mg oranlarının düşük, Al oranının yüksek olduğu daha düşük derecede alkalen ortamlar olması gerektiği bilinmektedir (Verrecchia ve Le Gustomer, 1996). Paligorskit mineralleri (in-situ) yerinde oluşurken, Özellikle yağışlı mevsimlerde detritik kökeni işaretleyen illit minerali göl alanına getirilmiştir.

8. JEOKİMYA

Bu bölümde, bir havzanın gelişimini ortaya koyabilmek için gerekli olan bazı parametrelerin (eski iklim ve su kimyası göstergeleri, tuzluluk göstergeleri, kırıntılı malzeme gelimi göstergeleri, indirgen koşul göstergeleri ve organik üretkenlik göstergeleri) çeşitli kaynaklardan derlenen kayaçların ana oksit, iz element ve nadir toprak elementi değerlerine göre analizleri yapılmıştır. Bu analizlerden elde edilen verilerle, jeoistatiksel yöntemler kullanarak; havzadaki kireçtaşı ve zayıf volkaniklastik malzemeli dolomitik kireçtaşı oluşumlarının kökenlerine ve oluşum şekillerine açıklık getirilmiştir. Çalışmada kullanılan yöntemler, element jeokimyası ve izotop jeokimyası çalışmaları şeklinde ele alınarak iki ayrı bölümde incelenmiştir.

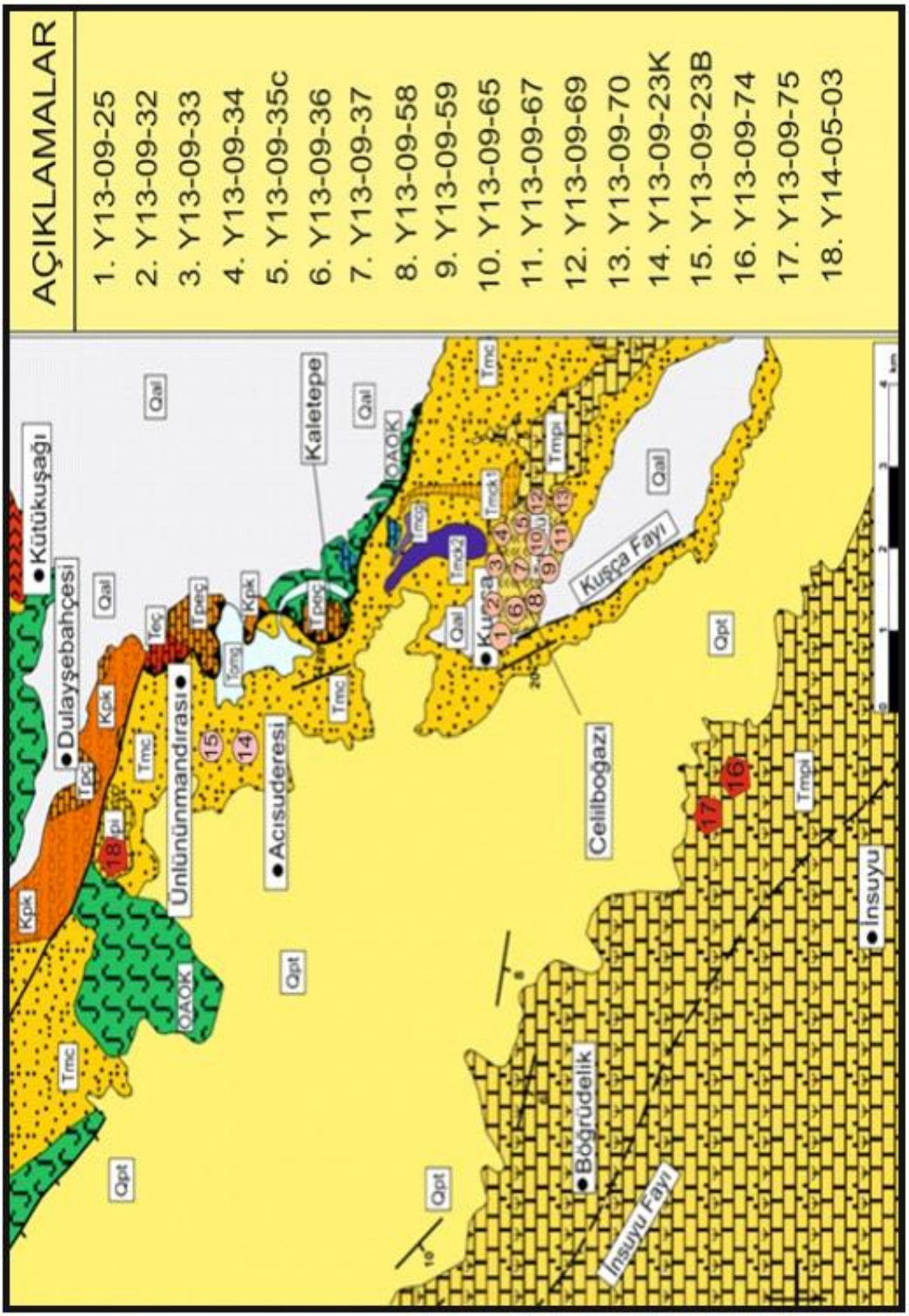
8.1 Jeokimyasal Analiz Sunumları

Bu tez çalışması kapsamında yapılan jeokimyasal çalışmaların amacı, çalışma alanında bulunan karbonatlı-killi-altere olmamış (sert) ve altere olmuş (yumuşak) volkaniklastik kayaç örneklerinin jeokimyasal ortamlarını ayrıntılı olarak belirlemektir. Aynı zamanda bu kayaçların hangi tür aktivitelerden etkilendiğini (Örneğin volkanik aktivitenin ürünü gelişen konvektif hidrotermal eriyikler, yan kayacın zemin suyu-yüzey suyu ile etkileşimi vb. gibi) açıklayabilmektir.

Çalışmaya konu olan başta Kuşça üyesi volkaniklastik fasiyeslerin (15 adet) ve İnsuyu kireçtaşı (3 adet) üyesine ait, jeokimyasal analizleri yapılmak üzere seçilen toplamda 18 adet kayaç örneğinin, ayrıntılı litolojik tanımlamaları ve örneklerin alındıkları yerler çizelge 8.1’ de belirtilmiştir. Şekil 8.1’ de ise bu kayaç örneklerinin çalışma alanındaki dağılımlarını gösteren harita sunulmuştur. Jeokimyasal analizlerle belirlenen oksitler (esas oksitler) %’de olarak çizelge 8.2’de, eser elementler çizelge 8.3’de ve nadir toprak elementleri çizelge 8.4’de ppm olarak verilmiştir.

Çizelge 8.4 Kayaç örneklerinin tanımlaması ve alındıkları yerler

Analizi Yapılan Örnek No	Formasyon Adı	Makroskobik Tanımlaması	Alındığı Yer
Y13-09-23B	Cihanbeyli Fm. Kuşça Üyesi	Tüf	Acısu deresinin güney yamacı
Y13-09-23K	Cihanbeyli Fm. Kuşça Üyesi	Tüf	Acısu deresinin güney yamacı
Y13-09-25	Cihanbeyli Fm. Kuşça Üyesi	Dolomitik kireçtaşı	Kuşça Celilboğazı mevkii
Y13-09-32	Cihanbeyli Fm. Kuşça Üyesi	Tüfitik Kumtaşı	Kuşça Celilboğazı mevkii
Y13-09-33	Cihanbeyli Fm. Kuşça Üyesi	Tüfitik Kumtaşı	Kuşça Celilboğazı mevkii
Y13-09-34	Cihanbeyli Fm. Kuşça Üyesi	Tüfitik Kumtaşı	Kuşça Celilboğazı mevkii
Y13-09-35c	Cihanbeyli Fm. Kuşça Üyesi	Tüfitik Kumtaşı	Kuşça Celilboğazı mevkii
Y13-09-36	Cihanbeyli Fm. Kuşça Üyesi	Tüfitik Kumtaşı	Kuşça Celilboğazı mevkii
Y13-09-37	Cihanbeyli Fm. Kuşça Üyesi	Tüfitik Kumtaşı	Kuşça Celilboğazı mevkii
Y13-09-58	Cihanbeyli Fm. Kuşça Üyesi	Tüfitik Kumtaşı	Kuşça Celilboğazı mevkii
Y13-09-59	Cihanbeyli Fm. Kuşça Üyesi	Killi Dolomit	Kuşça Celilboğazı mevkii
Y13-09-65	Cihanbeyli Fm. Kuşça Üyesi	Killi Dolomit	Kuşça Celilboğazı mevkii
Y13-09-67	Cihanbeyli Fm. Kuşça Üyesi	Killi Dolomit	Kuşça Celilboğazı mevkii
Y13-09-69	Cihanbeyli Fm. Kuşça Üyesi	Killi Dolomit	Kuşça Celilboğazı mevkii
Y13-09-70	Cihanbeyli Fm. Kuşça Üyesi	Killi Dolomit	Kuşça Celilboğazı mevkii
Y13-09-74	İnsuyu	Killi Rizolitik Kireçtaşı	İnsuyu F. ait İlhanlar Yaylası
Y13-09-75	İnsuyu	Killi Rizolitik Kireçtaşı	İnsuyu F. ait İlhanlar Yaylası
Y14-05-03	İnsuyu	Killi-silisifiye (çörtlü) Kireçtaşı	Kütükuşağı Köyü Dulayşe bahçeleri mevkii



Şekil 8.11 Çalışma alanına ait jeokimyasal analizi yapılan kayaçların örnek dağılım haritası

Çizelge 8.5 Kuşça üyesi ve İnsuyu formasyonu kayaç örneklerine ait esas oksit (%) değerleri

Analizi Yapılan Örnek No	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	Cr_2O_3	AK	TOPLAM
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Y13-09-23 Bazalt	98,19	0,13	0,12	0,14	0,14	0,02	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	<0,002	0,90	99,65
Y13-09-23 Tüf	97,86	0,18	0,13	0,24	0,29	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,00	1,20	99,89
Y13-09-25	0,72	0,07	0,34	20,49	30,55	0,03	<0,01	<0,01	0,02	0,09	0,00	47,30	99,65
Y13-09-32	27,86	3,54	4,14	12,54	17,65	0,35	0,31	0,21	0,02	0,06	0,13	32,80	99,78
Y13-09-33	28,87	3,81	4,14	10,36	20,35	0,08	0,34	0,22	0,04	0,05	0,12	31,30	99,81
Y13-09-34	26,19	4,11	4,31	13,23	16,15	1,12	0,44	0,30	0,02	0,04	0,18	33,70	99,95
Y13-09-35c	35,23	5,45	5,18	12,03	12,61	0,19	0,54	0,32	0,02	0,05	0,11	28,10	99,94
Y13-09-36	25,23	4,32	3,76	5,59	26,38	0,59	0,54	0,28	0,02	0,10	0,11	32,90	99,94
Y13-09-37	25,90	4,32	4,05	8,73	23,09	0,27	0,49	0,28	0,03	0,07	0,12	32,50	99,96
Y13-09-58	21,81	1,99	4,03	12,52	24,67	0,08	0,17	0,12	0,01	0,07	0,24	33,90	99,77
Y13-09-59	21,74	2,13	3,47	14,19	22,58	0,10	0,30	0,17	0,02	0,04	0,22	34,70	99,75
Y13-09-65	31,10	1,97	3,15	13,61	17,21	0,03	0,18	0,14	0,02	0,04	0,18	32,00	99,76
Y13-09-67	18,43	2,00	3,25	17,17	21,09	0,10	0,26	0,12	0,01	0,04	0,12	37,20	99,96
Y13-09-69	17,22	2,44	3,64	15,68	22,31	0,14	0,33	0,15	0,02	0,07	0,17	37,50	99,94
Y13-09-70	19,35	2,14	4,53	15,19	21,01	0,05	0,22	0,12	<0,01	0,05	0,25	36,60	99,74
Y13-09-74	3,45	1,14	0,43	0,82	51,5	0,02	0,06	0,05	0,02	0,01	0,002	42.4	99.96
Y13-09-75	14,91	3,9	1,45	16,43	22,43	0,15	0,57	0,19	0,04	0,03	0,008	39.4	99.72
Y14-05-03	51,61	1,81	4,82	10,42	8,18	0,02	0,15	0,1	0,01	0,07	0,153	22.3	99.83

8.1.1 Esas oksit elementlerinin değerlendirilmesi

Kayaç örneklerinin jeokimyasal analizleri sonucunda elde edilen esas oksit verileri çizelge 8.2'de incelendiğinde, SiO_2 içeriğinin % 0,72 ile % 35,23 arasında geniş bir alanda değiştiği gözlenmektedir. Diğer yandan özellikle Özellikle Y13-09-23B (tüf) örneğinde %98, Y13-09-23K (tüf) örneğinde %97.86 ve Y14-05-03 örneğinde %51.61 örneklerinde SiO_2 içeriğinin yüksek değerlerde olduğu izlenmektedir. Bu da örnek tanımlamamızı doğrulamaktadır. Al_2O_3 değerleri % 0.07 ile % 5.45 arasında arasında değiştiği izlenmektedir. Aynı zamanda Al_2O_3 değerleri Y13-09-32 örneğinde %3.54, Y13-09-33 örneğinde %3.81, Y13-09-34 örneğinde %4.11, Y13-09-35c örneğinde %5.45, Y13-09-36 örneğinde %4.36, Y13-09-37 örneğinde %4.32, Y13-09-58 örneğinde %1.99, Y13-09-59 örneğinde %2.13, Y13-09-65 örneğinde %1.97, Y13-09-67 örneğinde %2.00, Y13-09-69 örneğinde %2.44, Y13-09-70 örneğinde %2.14, Y13-09-75 örneğinde %3.9, Y14-05-03 örneğinde %1.81'dir. Bu örneklerde SiO_2 ve Al_2O_3 değerlerinin bu oranlarda ve birbirleriyle uyum halinde olması ortamdaki killeşmeden kaynaklanmış olabileceğini belirtmektedir.

Esas oksit elementlerinden Na_2O değerleri % 0.02 ile %1.12 arasında değiştiği izlenmektedir. MgO değerleri ise % 0.14 ile % 20.49 'e kadar geniş bir aralıkta değiştiği izlenmektedir. Özellikle Y13-09-25, 32, 33 34, 35c, 58, 59, 65, 67, 69, 70, 75, 03 örneklerinde MgO değerlerinin yüksek olduğu görülmektedir. Örneklerin K_2O değerleri ise %0.06- %0.57 arasında değişmektedir. Y13-09-23B, Y13-09-23K, Y13-09-25 örneklerinde dedeksiyon limitinin çok çok altında olduğu tespit edilmiştir. MgO ve Na_2O değerlerinin K_2O' ya göre nispeten yüksek değerde olması, hidrotermal çözeltilerin kaynak kayacının kısmen nötr-bazik karakterli bir volkanik kayaç olduğuna işaret etmektedir (Emelyanov and Shimnus 1986). CaO değerleri ise killi dolomit örneklerinde % 16.15 ile % 30.55 arasında değiştiği; killi rizolitik kireçtaşı örneklerinde ise %8.18 ile %51.5 arasında değiştiği gözlenmektedir. Bu örnekler içerisinde CaO değeri en yüksek olan Y13-09-74 (kireçtaşı) örneğinde % 51.5 değerinde olması örnek tanımlamamızı doğrulamaktadır.

MnO değerleri ise Y13-09-23B, Y13-09-23K tüf örneklerinde dedeksiyon limitinin çok çok altındadır. Diğer örneklerde ise killi dolomitlerde % 0.05 ile % 0.10 arasında; killi rizolitik kireçtaşı örneklerinde ise % 0.01-% 0.07 arasında değiştiği gözlenmektedir. TiO_2 değerleri Y13-09-23B, Y13-09-23K, Y13-09-25 örnekleri dışında değerler %0.05 ile % 0.32 arasında değişmektedir. P_2O_5 değerleri ise Y13-09-25 ile Y13-09-75 örnekleri dışında % 0.01 ile %0.04 arasında değiştiği gözlenmiştir. Fe_2O_3 değerleri ise killi dolomit örneklerinde % 0.43 ile % 4.82 arasında; killi rizolitik kireçtaşı örneklerinde ise % 0.34 ile % 5.18 arasında değiştiği gözlenmektedir. Bu değerler çalışma bölgesinde hidrotermal etkilerin olduğunu göstermektedir Cr_2O_3 değeri ise Y13-09-23B dışında % 0.002 ile % 0.153 arasında; killi rizolitik kireçtaşı örneklerinde ise % 0.11 ile %0.25 arasında değiştiği gözlenmektedir.

8.1.2 İz elementlerin değerlendirilmesi

Kayaç örneklerinin jeokimyasal analizleri sonucunda tüm eser element verileri arasında yüksek değer veren elementler (V, Co, Ni, Cu, Zn, As, Rb, Sr, Zr, Ag, Ba) çizelge 8.3' te verilmiştir. Ba' un 22 ppm'den 257 ppm'e kadar değiştiği, özellikle Y13-09-36'da 217 ppm, Y13-09-37'de 257 ppm ve Y13-09-59 örneğinde ise 132 ppm gibi çok yüksek içeriklerde bulunduğu gözlenmektedir. As' nin, 1.20 ppm ile 5.30 ppm arasında; V'un 3 ppm ile 42 ppm arasında değiştiği gözlenmektedir. Ba, Ni, Zr metalik elementlerin bu yüksek içeriklere sahip olması, bunların yanında Cu, Pb, Co, Zn, Zr, Ag metalik elementlerin çizelge 8.3 'te görüldüğü gibi bir arada olması ve çoğu örnekte birbirleriyle hemen hemen uyum göstermesi de çalışma bölgesinde volkanojenik bir faaliyetin ve hidrotermal etkilerin olduğunu göstermektedir (Emelyanov ve Shimnus 1986, Tekin ve Varol 1993, Tekin vd. 1994).

Çizelge 8.6 Kayaç örneklerine ait eser element (ppm) verileri

Analizi Yapılan Örnek No	V	Co	Ni	Cu	Zn	As	Rb	Sr	Zr	Ag	Ba
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Y13-09-23B	4,00	140,50	<20	3,24	1,40	2,30	<0,1	7,00	<5	9,00	<5
Y13-09-23K	3,00	72,30	24,00	3,97	2,20	1,90	<0,1	9,00	<5	35,00	<5
Y13-09-25	4,00	4,30	21,00	6,38	5,50	4,00	0,20	591,00	<5	5,00	22,00
Y13-09-32	24,00	37,40	674,00	12,79	23,50	1,60	7,90	332,00	34,00	33,00	39,00
Y13-09-33	23,00	37,40	634,00	16,02	29,40	1,30	9,60	298,00	33,00	32,00	42,00
Y13-09-34	35,00	31,20	726,00	18,24	24,80	3,00	6,60	579,00	48,00	41,00	93,00
Y13-09-35c	27,00	33,60	647,00	21,50	35,60	2,10	10,60	395,00	47,00	37,00	86,00
Y13-09-36	42,00	23,80	514,00	15,30	24,20	4,90	8,40	295,00	41,00	28,00	217,00
Y13-09-37	38,00	27,50	468,00	22,07	25,10	4,10	7,20	296,00	42,00	14,00	257,00
Y13-09-58	39,00	35,70	767,00	10,37	18,10	5,30	3,40	298,00	24,00	17,00	88,00
Y13-09-59	32,00	21,50	539,00	8,38	15,90	3,60	3,50	571,00	28,00	10,00	132,00
Y13-09-65	14,00	27,40	665,00	8,33	16,00	1,20	4,20	468,00	28,00	21,00	39,00
Y13-09-67	21,00	32,00	581,00	7,19	16,00	2,30	4,10	470,00	19,00	21,00	24,00
Y13-09-69	24,00	39,40	772,00	13,04	23,50	1,60	5,50	1321,00	25,00	24,00	40,00
Y13-09-70	24,00	43,80	872,00	11,83	23,40	2,00	4,60	642,00	19,00	26,00	32,00

Bu metalik elementlerin dışında çalışma alanındaki Y13-09-23B (7ppm) ile Y13-09-23K (9 ppm) tüf örneklerinde Sr içeriklerinin düşük değerlerdedir. Killi dolomit örneklerinde ise 296 ppm ile 1321 ppm (ortalama 504 ppm) arasında yüksek oranlarda değişmesi göl ortamındaki Sr içerikleri oldukça dikkat çekicidir. Özellikle Y13-09-69 örneğinde Sr değeri 1321 ppm'dir. Wanas 2002'ye göre 387 – 610 ppm (ortalama=508 ppm) Sr içeriğinin denizel – hipersalin dolomitlerin Sr içeriğine yakın olduğunu; 64 – 140 ppm (ortalama=108 ppm) Sr içeriğinin eski denizel ile denizel – meteorik su karışım dolomitlerinin içeriğine ulaştığını belirtmiştir. Düşük Sr konsantrasyonları (<300 ppm) deniz suyundan bir orijini onaylamaktadır (Wanas 2002). Kuvaterner öncesi kireçtaşlarının Sr içeriğinin yaklaşık ortalamasının 320 ppm civarında olduğunu belirtilmiştir (Rao 1989). Cihanbeyli formasyonu dolomit örneklerindeki Sr oranları sırasıyla 296 ppm – 1321 ppm (ortalama= 438) (Çizelge 8.3) olması bu dolomitlerin denizel-hipersalin orijinli olduğunu işaret etmesinden ziyade bunların saha çalışmaları gözlemleri ve stratigrafik konumları gereği sonucu hipersalin gölsel kökenli olduğunu söyleyebiliriz.

8.1.3 Nadir toprak elementlerin değerlendirilmesi

Atom numarası 57 olan Lantan ile atom numarası 71 olan Lütesyum arasında yer alan (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) Lantanidler grubunda bulunan 15 adet element, nadir toprak elementleri olarak isimlendirilirler. Bu grupla kimyasal benzeşimleri bulunan, atom numarası 21 olan Sc (skandiyum) ile atom numarası 39 olan Y (yitriyum) elementleri de nadir toprak elementleri ile benzer olan iyonik çapları ve küçük atomik çapları nedeniyle, bu grup içine dahil edilmişlerdir. Yapılan analizler sonucunda, dedeksiyon limitinin üzerine çıkan ancak dört adet nadir toprak elementi (La, Y, Ce, Sc) belirlenebilmiştir (Çizelge 8.4).

Çizelge 8.7 Kayaç örneklerine ait nadir toprak elementi (ppm) verileri

Örnek Numaraları	**La** **ppm**	**Ce** ppm	**Y** **ppm**	**Sc** **ppm**
Y13-09-23B	<0,5	<0,1	<3	1.00
Y13-09-23K	<0,5	0.10	<3	<1
Y13-09-25	<0,5	0.30	<3	<1
Y13-09-32	4.80	8.60	6.00	8.00
Y13-09-33	5.80	10.10	6.00	8.00
Y13-09-34	5.30	8.80	7.00	9.00
Y13-09-35c	7.60	13.10	9.00	11.00
Y13-09-36	6.00	10.70	7.00	9.00
Y13-09-37	5.60	10.10	8.00	9.00
Y13-09-58	3.90	5.50	4.00	5.00
Y13-09-59	3.00	5.20	5.00	5.00
Y13-09-65	3.90	6.80	4.00	5.00
Y13-09-67	2.70	4.50	4.00	6.00
Y13-09-69	4.10	5.80	5.00	7.00
Y13-09-70	3.00	5.00	4.00	7.00

Çalışma alanında nadir toprak elementlerinin gözlenmesi, bu elementlerin özellikle bölgenin kuzeydoğu' sunda Kaletepe civarındaki ofiyolitik kayaçlarda çok fazla bulunan nadir toprak elementlerinin yüzey sularıyla taşınarak bölgedeki zayıf volkaniklastik malzemeli karbonatların içerisinde yerleşmiş olabileceğini göstermektedir.

8.2 Jeoistaiksel Değerlendirmeleri

8.2.1 Analiz Sonuçlarının grafiksel sunumu

Yapılan mineralojik ve petrografik çalışmalar sonucunda 18 adet kayaç örneğinde analizlerle, toplam 11 adet esas oksit, 11 adet eser element ve 4 nadir toprak elementi belirlenmiştir. Bu elementlere özgü tüm kimyasal veriler değişim diyagramlarına dökülerek, element çiftleri arasındaki dağılım ve gidişlerin gözlemlenmesi yapılmıştır. Daha sonra dağılım ve özelliklerinin daha anlaşılır hale gelebilmesi için, bir istatistik programı olan SPSS 20.0 (Statistical Package fort the Social Sciences) kullanılarak tüm element çiftlerine özgü korelasyon katsayıları (r) belirlenmiştir. Yine bu program yardımıyla elementlere ait minumum, maksimum değerler, standart sapma, ortalama değerler, varyans, çarpıklık, ve basıklık değerleri gibi istatiksel değerler elde edilmiştir (Çizelge 8.5- 8.7).

Esas oksit, eser elementler ve nadir toprak elementleri arasındaki istatiksel dağılımın sağlanabilmesi amacıyla tüm kimyasal veriler diyagramlara dökülmüş ve element çifti dağılımlarının sağlanılması gerçekleştirilmiştir. Bu nedenle kimyasal analizler sonucu elde edilen tüm elementler için, her bir element çifti kombinasyonunu kapsayan 378 adet değişim yapılmasındaki amaç, elemenler arasındaki değişimlerin dağılım ve gidişlerinin gözlemlenerek kimyasal analiz sonuçları hakkında yoruma gitmeye çalışmak ve bunların sonucunda jeoistatiksel yöntemlere ortam hazırlamaktır. Hazırlanan diyagramların nicel dökümünde, genellikle nokta dağılımlarında izlenmiş olan uyumlu ilişkiler, jeoistatik bölümüne giriş yapılmasındaki en önemli öğeyi oluşturmaktadır. Analiz sonuçlarına göre oluşturulan bu değişim diyagramları incelenmiş, bazı element çiftleri arasındaki dağılım ve gidişlerde benzer durumların ön plana çıktığı görülmüştür. Bu çalışmadaki tüm grafikler içinden dağılım–uyumlu ilişleri göz önünde tutularak ve ilerideki köken yorumlarına yardımcı olabilmesi amacıyla serbest biçimde seçilmiş 14 adet değişim diyagramları şekillerde sunulmuştur.

Çizelge 8.5 Esas Oksit elementlerine ait istatiksel değerler

	Minimum	Maksimum	Toplam	Aritmetik Ortalama	Std. Sapma	Varyans	Çarpıklık	Basıklık
SiO2	0,72	98,19	565,67	23,10	26,68	712,32	1,86	3,19
Al2O3	0,12	5,18	45,45	2,53	1,59	2,53	0,02	-0,84
Fe2O3	0,12	5,18	54,94	3,05	1,73	2,98	-0,85	-0,81
MgO	0,14	20,49	199,38	11,07	5,93	35,12	-0,76	-0,14
CaO	0,14	30,55	358,19	19,89	11,38	129,47	0,71	3,06
Na2O	0,02	1,12	3,36	0,19	0,28	0,07	2,70	7,95
K2O	0,06	0,57	4,90	0,33	0,18	0,03	0,09	-1,12
TiO2	0,05	0,32	2,77	0,18	0,10	0,009	0,07	-0,94
P2O5	0,01	0,04	0,34	0,02	0,00	0,03	1,06	1,08
MnO	0,01	0,10	0,88	0,06	0,01	0,001	0,06	-0,38
Cr2O3	0,00	0,25	2,11	0,12	0,08	0,01	-0,15	-1,01

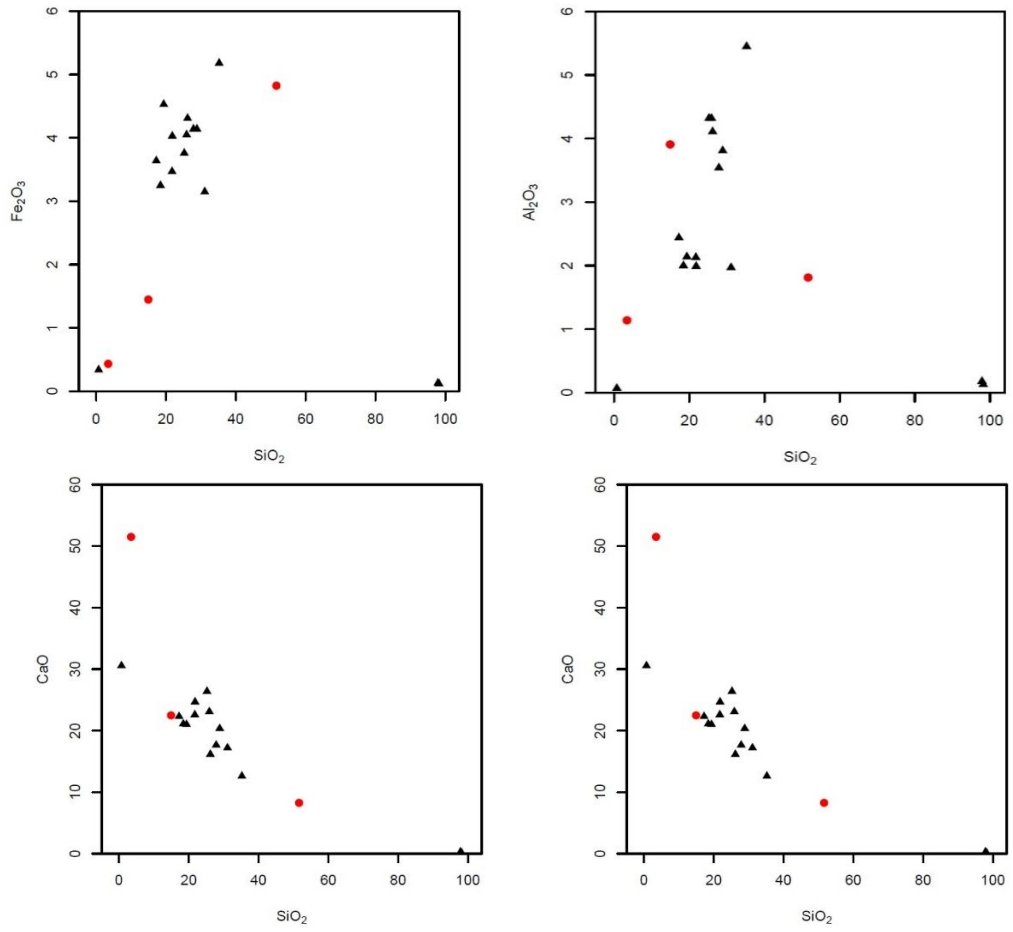
Çizelge 8.6 Eser elementlere ait istatiksel değerler

	Minimum	Maksimum	Toplam	Aritmetik Ortalama	Std.Sapma	Varyans	Çarpıklık	Basıklık
V	3,00	42,00	354,00	23,57	12,78	163,40	-0,38	-0,80
Co	4,30	140,50	607,80	40,52	31,13	968,77	2,64	8,28
Ni	21,00	872,00	7904,00	564,57	282,27	79680,92	-1,11	0,05
Cu	3,24	22,07	178,65	11,91	5,88	34,60	0,31	-0,78
Zn	1,40	35,60	284,60	18,97	9,79	96,01	-0,53	-0,19
As	1,20	5,30	43,95	2,75	1,32	1,75	0,72	-0,73
Rb	0,20	10,60	75,80	5,83	3,35	11,25	-0,08	-0,85
Sr	7,00	1321,00	6572,00	438,13	310,17	96207,7	1,47	4,31
Zr	19,00	48,00	388,00	32,33	14,49	210,12	-0,21	-0,89
Ag	5,00	41,00	353,00	23,53	10,98	120,69	-0,14	-1,03
Ba	22,00	257,00	1111,00	85,46	75,17	5651,07	1,53	1,72

Çizelge 8.7 Nadir toprak elementlerine ait istatiksel değerleri

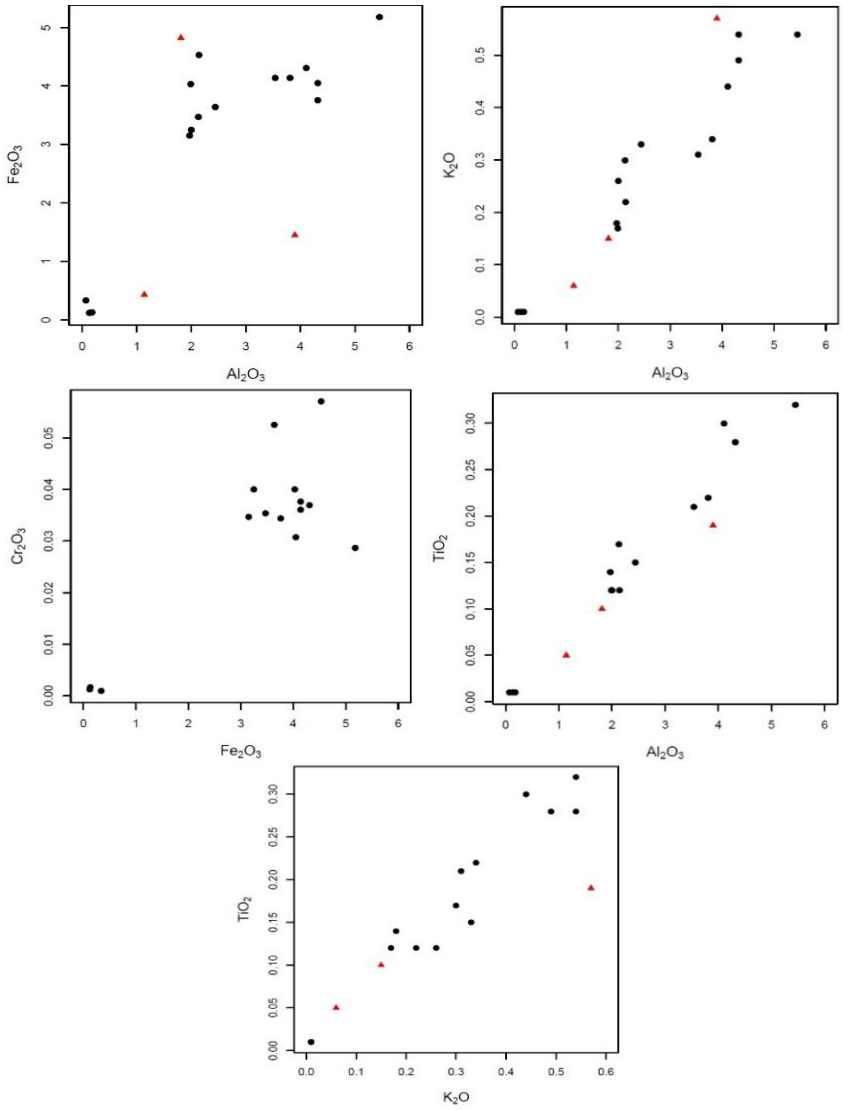
	Minimum	Maksimum	Toplam	Aritmetik Ortalama	Std, Sapma	Varyans	Çarpıklık	Basıklık
La	2,70	6	55,7	4,64	2,15	4,64	-0,23	-0,59
Ce	0,1	13,1	94,6	6,76	4,02	16,15	-0,22	-0,70
Y	4	9	69	5,75	1,90	3,6	0,61	-0,63
Sc	1	11	90	6,92	3,16	9,98	-0,54	-0,59

Değişim (Harker) diyagramlarında kayaçların %SiO_2 değerlerine karşı esas oksit element yüzdeleri ile eser element ve eser elementlerden olan Co değerleri konulmak suretiyle farklı kayaç grupları için gösterdikleri çizgisellikler açıkça gözlenebilmekte ve yorumlanabilmektedir (Şekil 8.2). SiO_2'nin Fe_2O_3 ile nokta dağılımlarının gidişleri artan uyumlu, Al_2O_3 ile ise iki örnek dışında artan yönde bir dağılım sergilemektedir. SiO_2' nin CaO ile olan diyagram ilişkisi azalan bir ilişki göstermektedir. SiO_2 'nin Co eser elementi ile olan değişim diyagramı nokta dağılımlarının bir arada olması uyumlu bir ilişkinin olduğunu ve ortamda her ikisininde aynı oranda arttığını ve azaldığını işaret etmektedir. SiO_2'nin Al_2O_3 ile eksilen ilişki göstermesi ortamda kil mineralleşmelerinin olduğunu gösterebilir.



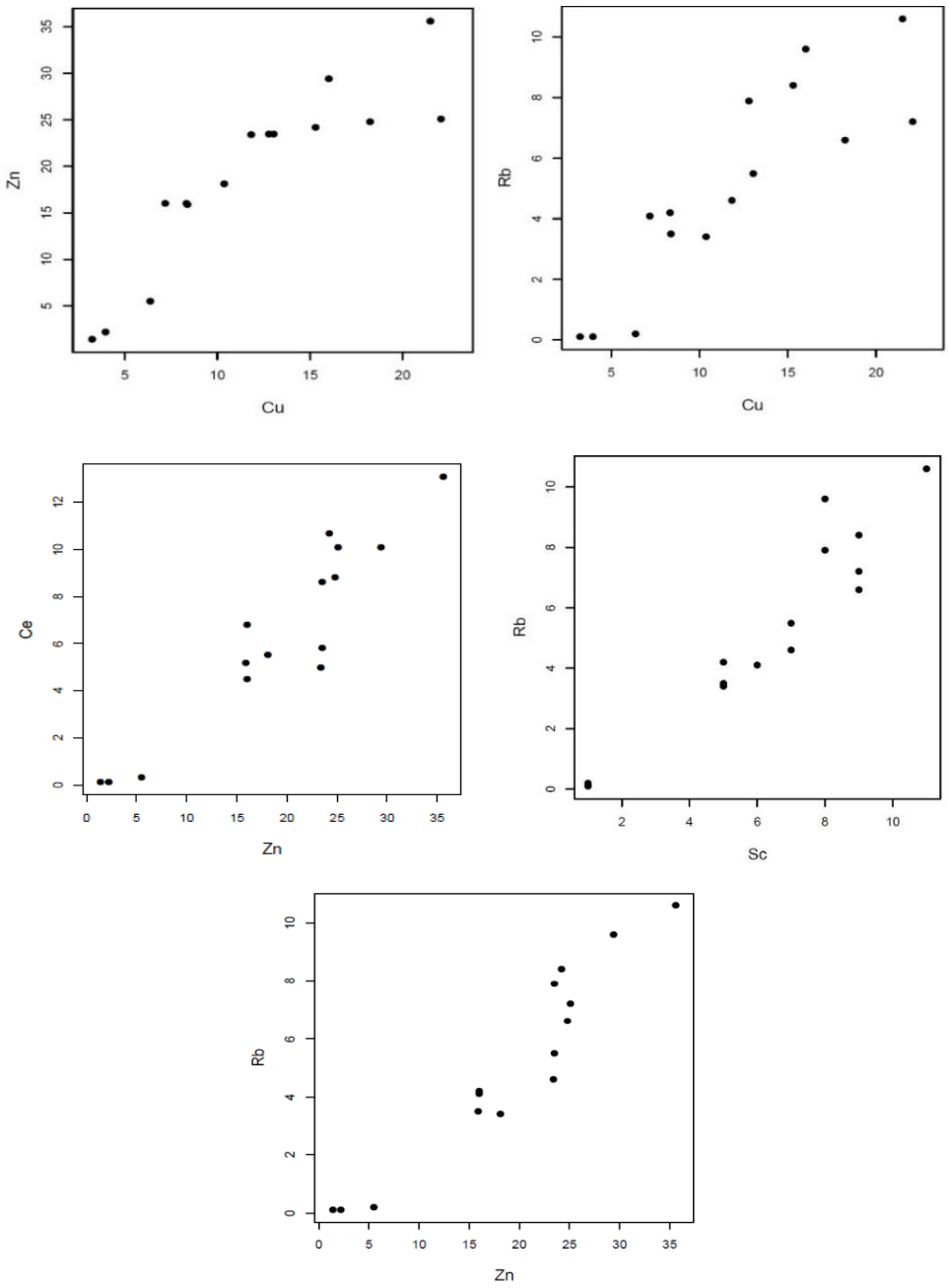
Şekil 8.2 SiO_2'ye karşın diğer bileşenlere özgü değişim diyagramları

Al_2O_3' ün Fe_2O_3, K_2O ve TiO_2 esas oksit elementlerine karşı değişim diyagramlarında nokta dağılımları çizgisel gidişli artan uyumlu ilişkileri açık bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 8.3). Bu da ortamda kil mineralleşmeleri ve/veya dolgularıyla beraber hidrotermal alterasyın zonlarının (hematitleşme,limonitleşme, manganlaşma vb. gibi) olabileceğini düşündürmektedir. Al_2O_3 ile Fe_2O_3 arasında artan bir ilişki gözlenmektedir. Killi dolomitlerdeki Fe ve Al bolluğu terrijen kirlenmelerden kaynaklanmıştır (Lu ve Meyers 1998). Al_2O_3 ve TiO_2 grafiğinde uyumlu bir şeklide artan pozitif ilişki söz konusudur. K_2O ile TiO_2 artan pozitif uyumlu ilişkilidir. Fe_2O_3 ile Cr_2O_3'ün arasında da uyumlu pozitif bir ilişki gözlenmektedir.



Şekil 8.12 Al_2O_3, Fe_2O_3, K_2O' ye karşın diğer bileşenlere özgü değişim diyagramları

Nadir toprak elementlerinden Ce, La, Sc,Y kendi içerisinde birbirleriyle artan pozitif ilşki sergilemktedir (Şekil 8.4). Ce, La,Sc,Y nadir toprakların hepsi Rb,Cu,Zn,Zr eser elementler uyumlu yüksek pozitif ilişki sergilemektedir. Bunların bazıları aşağıda verilmiştir. Bu ser elementlerde kendi içerinde pozitif uyumlu ilşkileri söz konusudur.



Şekil 8.13 Cu,Zn, Sc' ye karşın diğer bileşenlere özgü değişim diyagramları

8.2.2 Analiz sonuçlarının jeosistatiksel sunumu

Çalışmalar kapsamında yapılan analizlerin sonuçları hakkında, daha etkin karar verebilmek için, sayısal verilerin toplanması, düzenlenmesi, sunumu, incelenmesi ve yorumlanması gibi işlemlerinin tamamı, istatistik çalışmalarını oluşturmaktadır (Tüysüz ve Yaylalı 2005). Element dağılımlarının iyi anlaşılabilmesi için çok sayıda jeokimya verisinin kullanılması gereklidir. Ancak birçok element için yapılan çeşitli analiz sonuçlarının değerlendirmesini daha anlaşılır kılmak için çeşitli jeoistatiksel yöntemlerden yararlanılmaktadır. Grafiksel sunumda doğrudan göze hitap eden dağılımlar, jeoistatiksel sunumda matematiksel biçimde ifade edilmektedir. Bunu yapmanın amacı, hataları en aza indirmek ve grafiksel dağılım diyagramının ötesinde daha kolay gözlenebilecek istatiksel değerler kazanarak daha özgün sonuçlara ulaşmaktır (Ünlü ve Stendal 1989).

İki değişken arasındaki ilişkinin büyüklüğünü, yönünü ve önemini ortaya koyabilmek için Pearson korelasyon katsayısı "r" hesaplanır. r'nin değerleri +1 ile -1 arasında değişir. Yani iki değişken arasında mükemmel bir ilişki varsa veya ikiside aynı oranda değişiyorsa r= +1 ve ikisi arasında mükemmel ilişki var, ancak ancak birisinin bir birim artışına karşılık diğeri bir birim azalmakta ise r= -1 'dir. r=0 ise iki değişken arasında herhangi bir ilişki yoktur şeklinde yorumlanmaktadır. Jeoistatiksel bir araştırma yapmak için örnek sayısı azda olsa, 18 adet kayaç örneğine ait korelasyon katsayısı kombinasyonları, SPSS 20.0 (Statistical Package fort the Social Sciences) istatistik programı kullanılarak belirlenmiştir (Çizelge 8.8). Yapılan çeşitli araştırmalarda korelasyon katsayısı değerlerinin alt disiplinlere ayrılarak elementler arasındaki ilişkilerin daha anlaşılır şekilde ortaya konulduğu görülmüş ve çalışmamıza uygun olarak bu alt disiplinler oluşturulmuştur (Çizelge 8.9). Tüm korelasyon katsayı değerleri (r) kendi içlerinde istatistik olarak gruplanmış ve her topluluk kendi içinde pozitif ve negatif ilişkileri göz önüne alınarak birlikteliklerin oluşturulması sağlanmıştır. Değişim (Harker) diyagramlarıyla daha önce açıklanmaya çalışılan ilişkiler, korelasyon analizleri yöntemiyle tüm esas element oksitlerinin, eser elementlerinin ve nadir toprak elementlerinin birbirleriyle olan ilişkililiğine taşınabilmektedir.

Çizelge 8.8 Element çiftlerine özgü korelasyon katsayısı değerleri

	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	MnO	Cr2O3	Sc	V	Co	Ni	Cu	Zn	As	Rb	Sr	Y	Zr	Ag	Ba	Sc	La	Ce
Ce	-0.24	0.82	0.74	0.16	0.01	0.5	0.7	0.87	0.26	0.44	0.49	0.97	0.82	-0.06	0.77	0.93	0.96	0.38	0.98	0.36	0.98	0.97	0.69	0.67	0.97	0.99	1
La	-0.26	0.81	0.76	0.19	0.01	0.5	0.69	0.86	0.23	0.44	0.54	0.97	0.85	-0.06	0.81	0.93	0.97	0.39	0.97	0.41	0.98	0.97	0.7	0.65	0.97	1	
Sc	-0.26	0.78	0.78	0.23	-0.01	0.53	0.68	0.84	0.14	0.41	0.58	1	0.86	0	0.85	0.94	0.98	0.38	0.96	0.48	0.98	0.96	0.72	0.63	1		
Ba	-0.21	0.57	0.44	-0.02	0.16	0.46	0.59	0.66	0.21	0.52	0.33	0.63	0.81	-0.14	0.38	0.7	0.56	0.7	0.57	0.16	0.72	0.71	0.21	1			
Ag	0.17	0.44	0.44	-0.01	-0.35	0.51	0.32	0.49	-0.17	0.05	0.31	0.72	0.54	0.28	0.65	0.7	0.73	0.22	0.72	0.33	0.67	0.69	1				
Zr	-0.26	0.8	0.75	0.2	0.01	0.63	0.7	0.88	0.22	0.41	0.57	0.96	0.88	-0.08	0.79	0.93	0.93	0.43	0.93	0.41	0.98	1					
Y	-0.27	0.81	0.77	0.21	0.02	0.53	0.71	0.88	0.2	0.43	0.56	0.98	0.88	-0.07	0.8	0.94	0.96	0.42	0.95	0.44	1						
Sr	-0.44	0.13	0.36	0.6	0.15	0.17	0.18	0.21	-0.07	0.42	0.52	0.48	0.44	-0.09	0.66	0.45	0.54	0.24	0.38	1							
Rb	-0.24	0.81	0.74	0.17	0	0.46	0.68	0.84	0.27	0.43	0.45	0.96	0.77	-0.04	0.76	0.91	0.96	0.29	1								
As	-0.1	0.08	0.15	0.1	0.05	0.31	0.11	0.2	-0.14	0.5	0.29	0.38	0.71	0.13	0.34	0.49	0.38	1									
Zn	-0.29	0.73	0.77	0.29	0.01	0.43	0.62	0.78	0.14	0.44	0.59	0.98	0.83	-0.02	0.87	0.94	1										
Cu	-0.2	0.72	0.66	0.18	-0.04	0.53	0.61	0.79	0.19	0.44	0.44	0.94	0.82	0.03	0.73	1											
Ni	-0.35	0.51	0.76	0.42	0.04	0.34	0.43	0.58	-0.09	0.36	0.83	0.85	0.8	-0.01	1												
Co	0.78	-0.31	-0.27	-0.49	-0.64	-0.09	-0.33	-0.29	-0.22	-0.48	-0.15	0	-0.03	1													
V	-0.29	0.61	0.68	0.2	0.09	0.54	0.58	0.71	0.03	0.51	0.67	0.86	1														
Sc	-0.26	0.78	0.78	0.23	-0.01	0.53	0.68	0.84	0.14	0.41	0.58	1															
Cr2O3	-0.29	0.31	0.81	0.43	-0.02	0.2	0.26	0.41	-0.26	0.39	1																
MnO	-0.53	0.37	0.53	0.51	0.26	0.22	0.36	0.39	0.09	1																	
P2O5	-0.31	0.49	0	0.12	0.25	0.15	0.52	0.44	1																		
TiO2	-0.33	0.98	0.74	0.22	0.05	0.65	0.93	1																			
K2O	-0.36	0.95	0.6	0.29	0.08	0.55	1																				
Na2O	-0.15	0.56	0.35	0.06	0	1																					
CaO	-0.83	0.07	-0.08	0.17	1																						
MgO	-0.65	0.22	0.39	1																							
Fe2O3	-0.29	0.71	1																								
Al2O3	-0.34	1																									
SiO2	1																										

r > +0,90	Pozitif Yüksek Korelasyon
+0,60 < r < +0,90	Pozitif Orta korelasyon
r < -0,90	Negatif Yüksek Korelasyon
-0,60 > r > -0,90	Negatif Orta korelasyon

Çizelge 8.9 Korelasyon Katsayısı alt disiplinleri (Saraç 2007)

Korelasyon Katsayısı Alt Disiplinleri	Pozitif Korelasyon	Negatif Korelasyon
Yüksek Korelasyon	r>+0,90	r<-0,90
Orta Korelasyon	+0,60<r<+0,90	-0,60>r>-0,90
Düşük Korelasyon	r<+0,60	r>-0,60

Çizelge 8,9'dan da takip edilebileceği, **SiO_2** esas oksit elementinin sadece Co eser elementi ile pozitif orta ilişki, CaO ve MgO ile orta negatif ilişki, bunların dışındaki tüm esas oksit, eser element ve nadir torak elementleriyle düşük negatif ilişki göstermektedir.

Al_2O_3 esas oksit elementi, TiO_2ve K_2O ile çok yüksek pozitif ilişki, Fe_2O_3,Sc, V, Cu, Zn, Rb, Y, Zr, Sc, La, Ce elementleriyle orta pozitif ilişki, Ca ile düşük negatif ilişki, bunların dışındaki esas oksit ve iz elementleriyle düşük pozitif korelasyon sergilemektedir**.**

Fe_2O_3 esas oksit elementi, K_2O,TiO_2,Cr_2O_3, Sc, V, Ni, Cu, Zn, Rb, Y, Zr, Sc, La, Ce ile orta pozitif ilişki, CaO ve Co elementleri ile düşük negatif ilişki sergilerken diğer esas oksit ve iz elementleriyle pozitif düşük korelasyon sergilemektedir.

MgO esas oksit elementi sadece Sr elementi ile orta pozitif ilişkili, Ba, Ag, Co ile düşük negatif ilişkili sergilerken diğer esas oksit ve nadir toprak elementleri ile pozitif düşük korelasyon sergilemektedir.

CaO esas oksit elementi sadece Co elementi ile orta negatif ilişki, Sc, Ag, Cu,Cr2O3 ile düşük negatif ilişki sergilerken diğer esas oksit, eser element ve nadir toprak elementleriyle düşük pozitif ilişki sergilemektedir.

Na_2O esas oksit elementi Zr,TiO_2 elementleriyle orta dereceli pozitif, Co elementi ile düşük negatif ilişkili, bunların dışındaki tüm esas oksit, eser element ve nadir toprak elementleriyle düşük pozitif ilişki sergilemektedir.

K_2O esas oksit elementi, TiO_2 ile yüksek pozitif ilişki, Sc, Zn, Cu, Rb, Y, Zr, La, Ce ile orta pozitif ilişki, Co elementi ile negatif düşük ilişkili, Diğer esas oksit ve iz elementlerle düşük pozitif korelasyon sergilemektedir.

P2O5 esas oksit elementi Ag, Sc, As, Ni, Co,Cr_2O_3 elementleriyle düşük negatif ilişki sergilerken diğer esas oksit, nadir, iz elementlerle pozitif düşük korelasyon sergilemektedir.

MnO esas oksit elementi, Co elementi ile düşük negatif ilişki gösterirken diğer esas oksit, eser ve nadir elementleri ile pozitif düşük korelasyon sergilemektedir.

Cr_2O_3 esas oksit elementi, Ni ve V ile orta pozitif korelasyon gösterirken, diğer esas, eser ve nadir torak elementleri ile pozitif düşük ilişki sergilemektedir.

V eser elementi, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Ag, Sc, La, Ce elementleriyle orta dereceli pozitif ilişki sergilerken As ve Ba elementleri ile pozitif düşük korelasyon sergilemektedir.

Co eser elementi, Ag, As elementi ile düşük pozitif ilişkili, diğer eser ve nadir toprak elementleri ile negatif düşük ilişki sergilemektedir.

Ni eser elementi Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Ag, Sc, La, Ce elementleriyle orta dereceli pozitif ilişki sergilerken Ba ve As ile pozitif düşük ilişki sergilemektedir.

Cu eser elementi Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Ag, Sc, La, Ce elementleri ile çok yüksek pozitif ilişki sergilerken, Ba ve Ag ile orta pozitif ilişkili, Sr ve As ile pozitif düşük korelasyon sergilemektedir.

Zn eser elementi Rb, Y, Zr, Sc, La, Ce ile çok yüksek pozitif ilişkili, Ag ile orta pozitif ilişkili, Ba, Sr, As ile pozitif düşük ilişkilidir.

As sadece Ba ile orta pozitif ilişki sergilerken diğer eser ve nadir toprak elementleriyle düşük pozitif ilişki sergilemektedir.

Rb eser elementi Y, Zr, Sc, La, Ce ile çok yüksek pozitif ilişkili, Ag ile orta pozitif ilişkili, Ba ve Sr ile pozitif düşük ilişki sergilemektedir.

Sr eser elementi La, Ce, Y, Sc, Ba, Ag, Zr elementi ile düşük pozitif ilişki sergilemektedir

Y nadir toprak elementi Ce, La, Sc, Zr elementleri ile çok yüksek pozitif ilişki sergilerken, Ba ve Ag elementleri ile orta pozitif ilişki sergilemektedir.

Zr eser elementi Ce, La, Sc elementleri ile çok yüksek pozitif ilişkili sergilerken, Ba ve Ag ile orta pozitif ilişki sergilemektedir.

Ag eser elementi Ce, La, Sc elementleri ile orta pozitif ilişki sergilerken, Ba ile düşük pozitif ilişki sergilemektedir.

Ba eser elementi Ce, La, Sc elementleri ile orta pozitif ilişki sergilemektedir.

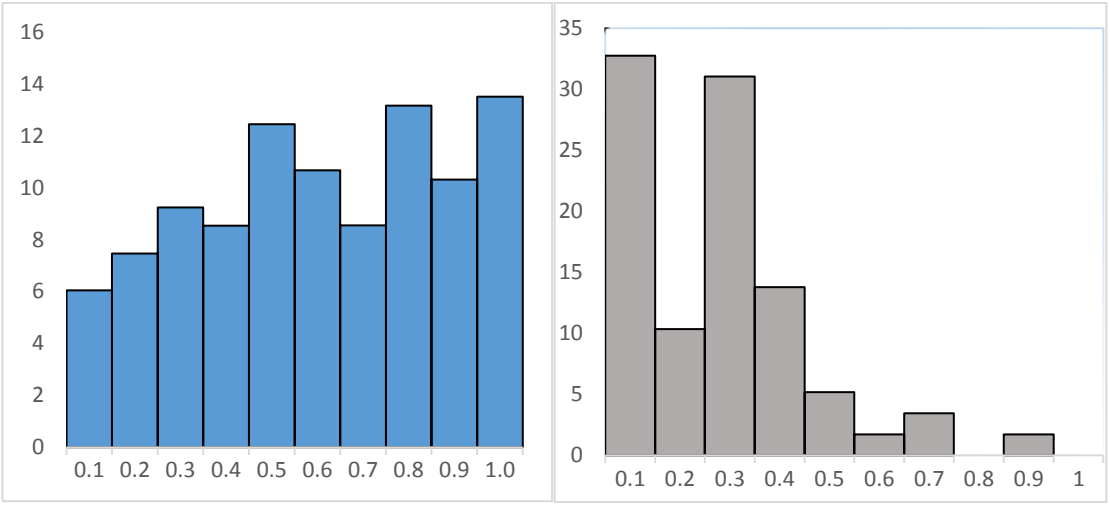
La nadir toprak elementi, Ce ile çok yüksek pozitif korelasyon sergilemektedir.

Sc eser elementi, Cu, Zn, Rb, Y, Zr, La Ce elementleriyle çok yüksek pozitif ilişki, Ba, Ni, Ag, V ile orta dereceli pozitif ilişkili, Sr ve As düşük pozitif korelasyon sergilemektedir.

Öncelikle artan ve eksilen korelasyon katsayısı değerlerinin yüzdeleri bulunarak, Korelasyon katsayısı değerleri kümelenmeye veya gruplanmaya çalışılmıştır (çizelge 8.10). Bu yüzde dağılımların grafiksel sunumu Şekil 8.5.a.b'de korelasyon katsayılarının kümülatif dağılımları çizelge 8.11'de ve grafiksel sunumları da Şekil 8.6.a, b'de verilmiştir. Korelasyon katsayı alt disiplinlerine göre gruplanmış bulunan element çifti kombinasyonları nicel biçimde çizelge 8.12- 8.13'de sunulmuştur.

Çizelge 8.10 Korelasyon katsayısı nokta sayıları ve yüzde dağılımları

Korelasyon Katsayı Değerleri	Korelasyon Katsayı Nokta Sayısı		Korelasyon Katsayı Yüzdeleri	
	(r>0)	(r<0)	(r>0)	(r<0)
0.00-0.10	17	19	6,05	32,76
0.10-0.20	21	6	7,47	10,34
0.20-0.30	26	18	9,25	31,03
0.30-0.40	24	8	8,54	13,79
0.40-0.50	35	3	12,45	5,17
0.50-0.60	30	1	10,68	1,72
0.60-0.70	24	2	8,55	3,45
0.70-0.80	37	0	13,17	0,00
0.80-0.90	29	1	10,32	1,72
0.90-1.00	38	0	13,52	0,00
Toplam	281	58	100	100



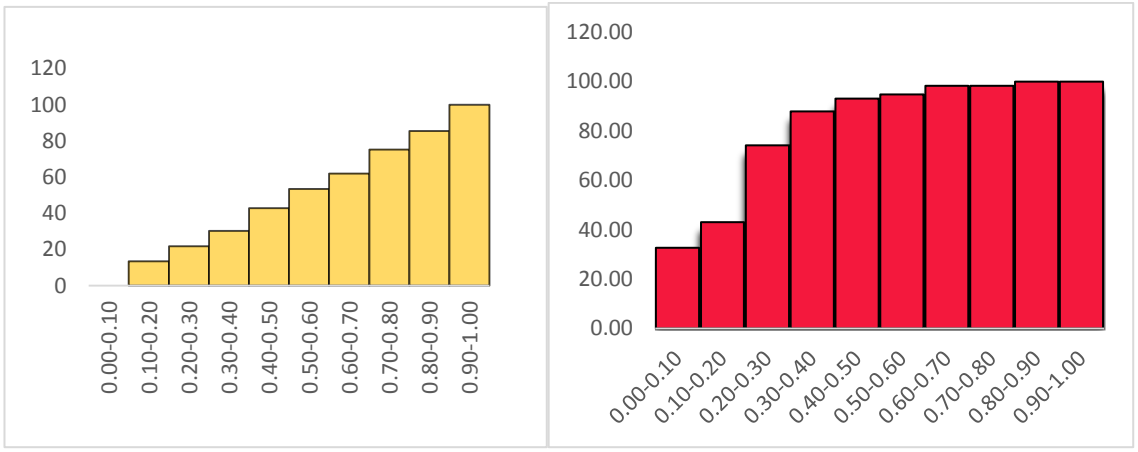
a b

Şekil 8.14 Korelasyon katsayılarının yüzde dağılımı grafiksel sunumu

a. r >0 iken korelasyon katsayısı yüzde dağılımı
b. r<0 iken korelasyon katsayısı yüzde dağılımı

Çizelge 8.11 Korelasyon katsayısı kümülatif yüzde dağılımları

Korelasyon Katsayı Değerleri	**Korelasyon Katsayı Kümülatif Yüzdeleri (%)**	
	(r>0)	(r<0)
0.00-0.10	6,05	32,76
0.10-0.20	13,52	43,10
0.20-0.30	21,77	74,13
0.30-0.40	30,31	87,92
0.40-0.50	42,76	93,09
0.50-0.60	53,44	94,81
0.60-0.70	61,99	98,26
0.70-0.80	75,16	98,26
0.80-0.90	85,48	100,00
0.90-1.00	100,00	100,00



Şekil 8.15 Korelasyon katsayısı kümülatif yüzde dağılımları grafiksel sunumu

a. r >0 iken korelasyon katsayısı yüzde dağılımı
b. r<0 iken korelasyon katsayısı yüzde dağılımı

Çizelge 8.12 Pozitif korelasyon katsayısı alt disiplinleri element çiftleri

Yüksek pozitif (r>+0,90) gösteren element çiftleri

Ce/La	Y/Sr	La/Sc	Y/Rb	La/Cu
Zr/Y	TiO_2/Al_2O_3	Rb/Zn	K_2O/Al_2O_3	Ce/Cu
Sc/Y	La/Zr	Y/Zn	Zn/Cu	TiO_2/K_2O
La/Y	Ce/Zr	Ce/Zn	Y/Cu	Rb/Cu
Ce/Y	La/Sc	Sc/Rb	Sc/Cu	
Sc/Zn	Ce/Sc	Sc/Zr	Cu/Zn	
Ce/Rb	La/Rb	Rb/Sc	Zr/Zn	
Zn/Sn	La/Zn	Zr/Sc	Zr/Cu	

Orta pozitif korelasyon (+0,60<r+0,90) gösteren element çiftleri

Zr/TiO_2	Ni/CrO_3	Y/Ni	Ni/Fe_2O_3	Ba/Zr	Ag/Zr	Ba/Sc
Y/TiO_2	Zn/V	Cu/TiO_2	Rb/Ni	As/V	La/K_2O	Zr/Na_2O
Zr/V	Ce/Al_2O_3	Zr/Ni	Zr/Fe_2O_3	V/TiO_2	V/Fe_2O_3	Zn/K_2O
Y/V	Ce/V Cu/V	Sc/Al_2O_3	Ce/Fe_2O_3	Y/K_2O	Sc/Fe_2O_3	V/Al_2O_3
Ce/TiO_2	La/Al_2O_3	Co/SiO_2	Rb/Fe_2O_3	Fe_2O_3/Al_2O_3	Rb/Fe_2O_3	Cu/K_2O
Zn/Ti	Y/ Al_2O_3	Sc/Fe_2O_3	TiO_2/Fe_2O_3	La/Ag	Ce/Ba	Sr/MgO
La/TiO_2	Rb/ Al_2O_3	Zn/TiO_2	Zn/Al_2O_3	Ba/Ag	Ag/Y	K_2O/Fe_2O_3
Sc/V	Cr_2O_3/Fe_2O_3	Y/Fe_2O_3	Ag/Zn	Ba/Cu	Sr/Ni	
La/V	Ba/V	Zn/Fe_2O_3	Cu/Al_2O_3	Ag/Cu	Cu/Fe_2O_3	
Sc/Ni	La/Ni	Rb/V	Ag/Rb	Ce/K_2O	TiO_2/Na_2O	
Sc/TiO_2	Zr/Al_2O_3	Ce/Ni	Ba/V	Zr/K_2O	La/Ba	
Rb/TiO_2	Y/Ni	La/Fe_2O_3	Sc/Ag	Ce/Ag	Sc/Ba	

Orta negatif korelasyon (-0,60>r>0,90)

Co/CaO
MgO/SiO_2
CaO/SiO_2

Düşük pozitif korelasyon (r<+0,60) gösteren element çiftleri

P_2O_5/Fe_2O_3	As/MgO	As/TiO_2	Ag/CO	MgO/Al_2O_3	Sr/V	V/MnO
Rb/CaO	As/K_2O	Zr/MgO	As/Cr_2O_3	MnO/TiO_2	Cu/Cr_2O_3	P_2O_5/K_2O
Na_2/CaO	P_2O_5/MgO	V/MgO	K_2O/MgO	Cr_2O_3/MnO	Ce/MnO	Ba/MnO
CO/Sc	Sr/Al_2O	Cr_2O_3/Na_2O	Rb/As	La/As	La/MnO	Sr/Cr_2O_3
Sc/CO	As/CO	Ba/Ag	Cr_2O_3/Al_2O_3	La/Sr	Y/Sr	Y/Na_2O
Ce/CaO	Sc/P_2O_5	Ag/Ag	As/Na_2O	Zr/Sr	Ag/Al_2O_3	Cu/Na_2O
Ya/CaO	Zn/ P_2O_5	Y/MgO	Ag/Cr_2O_3	Sc/MnO	Sr/Cu	MnO/Fe_2O_3
Zr/CaO	Sr/CaO	Ba/P_2O_5	Ag/K_2O	Zr/MnO	Rb/Cr_2O_3	Sc/ Na_2O
Zn/CaO	As/Al_2O_3	Sr/TiO_2	Ag/Sr	Cr_2O_3/TiO_2	Ba/Na_2O	V/ Na_2O
Y/CaO	P_2O_5/Na_2O	Ag/As	Ba/Cr_2O_3	Sc/MnO	Rb/Na_2O	La/Cr_2O_3
Cu/CO	Ba/Sr	TiO_2/MgO	As/Ni	Y/As	Sc/Sr	Ag/V
V/P_2O_5	Ce/MgO	Zr/ P_2O_5	Ni/Na_2O	Sr/MnO	Sr/Sc	Sr/Zn
Ni/CaO	Ba/CaO	MnO/Na_2O	Na_2O/Al_2O_3	Nİ/MgO	P_2O_5/Al_2O_3	K_2O/Na_2O
Ag/MnO	Ag/SiO_2	La/ P_2O_5	Mn/K_2O	Cr_2O_3/MgO	As/Cu	Na_2O/Al_2O_3
As/CaO	Rb/MgO	Sc/MgO	Ni/MnO	Zn/Na_2O	Ce/Cr_2O_3	Y/Cr_2O_3
TiO_2/CaO	CaO/MgO	Sc/As	Sr/Fe_2O_3	Ni/K_2O	Ag/TiO_2	Ba/Zn
Na_2O/MgO	Sr/Na_2O	P_2O_5/CaO	Ce/Sr	Zr/As	As/MnO	Ba/Rb
As/Al_2O_3	Cu/MgO	Ce/ P_2O_5	MnO/Al_2O_3	Y/MnO	Ca/Na_2O	Zr/Cr_2O_3
K_2O/CaO	Sr/K_2O	MnO/CaO	Ce/As	Rb/MnO	La/Na_2O	Ba/Al_2O_3
MnO/P_2O_5	Cu/P_2O_5	Cr_2O_3/K_2O	Sr/Rb	P_2O_5/TiO_2	Ni/Al_2O_3	V/K_2O
V/CaO	La/MgO	Rb/ P_2O_5	Sc/As	Zn/MnO	MnO/MgO	Sc/Cr_2O_3
Zn/ P_2O_5	Y/P_2O_5	Ag/CO	As/Sc	Cu/MnO	Ag/Na_2O	Ni/TiO_2
						Ba/K_2O
						Zn/Cr_2O_3

Çizelge 8.13 Düşük negatif korelasyon (r<-0,60) gösteren element çiftleri

Ag/MgO	CaO/Al_2O_3	CO/P_2O_5	CO/Al_2O_3
Sc/CaO	CO/Na_2O_5	Ce/ SiO_2	P_2O_5/ SiO_2
Ni/CO	Ni/P_2O_5	Rb/ SiO_2	CO/K_2O
Zn/CO	Sr/CO	Cr_2O_3/P_2O_5	TiO_2/ SiO_2
Ba/CaO	As/SiO_2	La/SiO_2	Al_2O_3/ SiO_2
Cr_2O_3/CaO	Ba/CO	Sc/ SiO_2	Ag/CaO
Co/V	As/SiO_2	Zr/ SiO_2	Ni/ SiO_2
Rb/CO	Ba/CO	Y/ SiO_2	K_2O/ SiO_2
Cu/CaO	As/P_2O_5	CO/Fe_2O_3	Sr/ SiO_2
Ce/CO	CO/Cr_2O_3	CO/TiO_2	CO/MnO
La/CO	Na_2O/SiO_2	Sn/ SiO_2	CO/MgO
Y/CO	Ag/P_2O_5	V/ SiO_2	MnO/ SiO_2
Sr/P_2O_5	Cu/SiO_2	Cr_2O_3/ SiO_2	
Zr/CO	Ba/SiO_2	Fe_2O_3/ SiO_2	

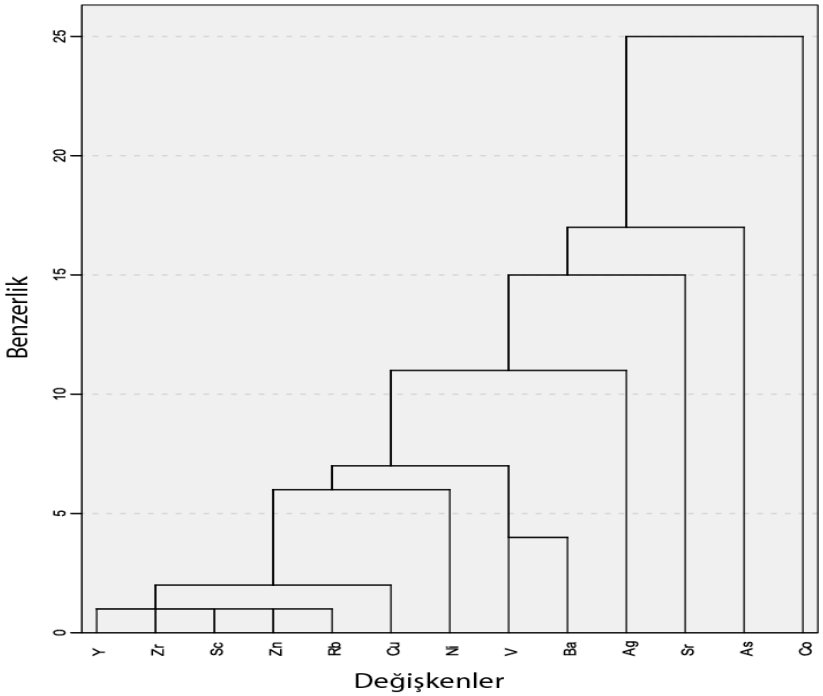
8.2.2.1 Çok değişkenli jeoistatiksel analizler

Çok değişkenli istatiksel yöntemler herhangi bir gözlemsel birimde birden fazla değişkene ait verilerin analizini yapar. Bu yöntemler aynı anda birden fazla değişkenin dikkate alınması ile birçok problemin kolaylıkla çözülmesine olanak sağlar ve jeolojide birçok araştırmanın temelini oluştururlar (Howarth 1983). Bu tez çalışmasında SPSS 20.0 istatistik programı kullanılarak, çok değişkenli istatiksel yöntemlerden jeolojide en fazla kullanılan cluster analizi yöntemi kullanılarak jeokimyasal analiz sonuçlarının daha kolay yorumlanabilmesi amaçlanmıştır.

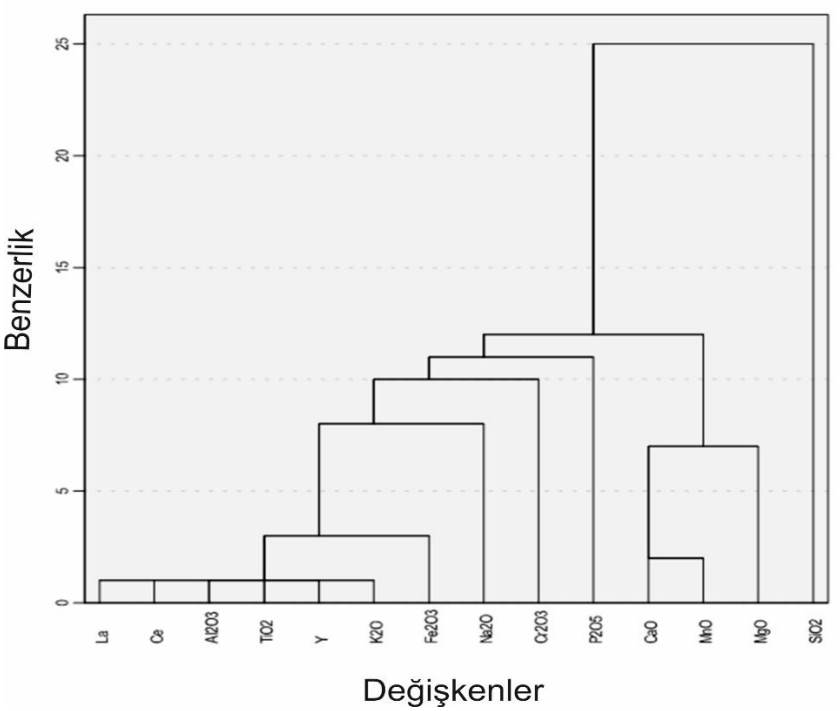
8.2.2.1.2 Cluster (kümeleme) analizi

Kümeleme analizi birimleri ya da değişkenleri birbirinden farklı homojen sınıflara ayırabilme tekniklerinden biridir. Bu sınıflandırma teknikleri genel olarak 4 gruba ayrılırken bunların içinde en yaygın olarak kullanılanı "aşamalı kümeleme" yöntemidir. Bu yöntem, veri matrisindeki değişkenlerin başlangıç aşamasında kaç küme oluşturduğuna ve küme elemanlarının belirlenmesinde başlangıçta hangi kriterin seçileceğine göre a) birleştirici ve b) ayırıcı aşamalı kümeleme yöntemi olarak ikiye ayrılmaktadır. Bunlardan birleştirici aşamalı kümeleme yöntemi yaygın olarak kullanılır

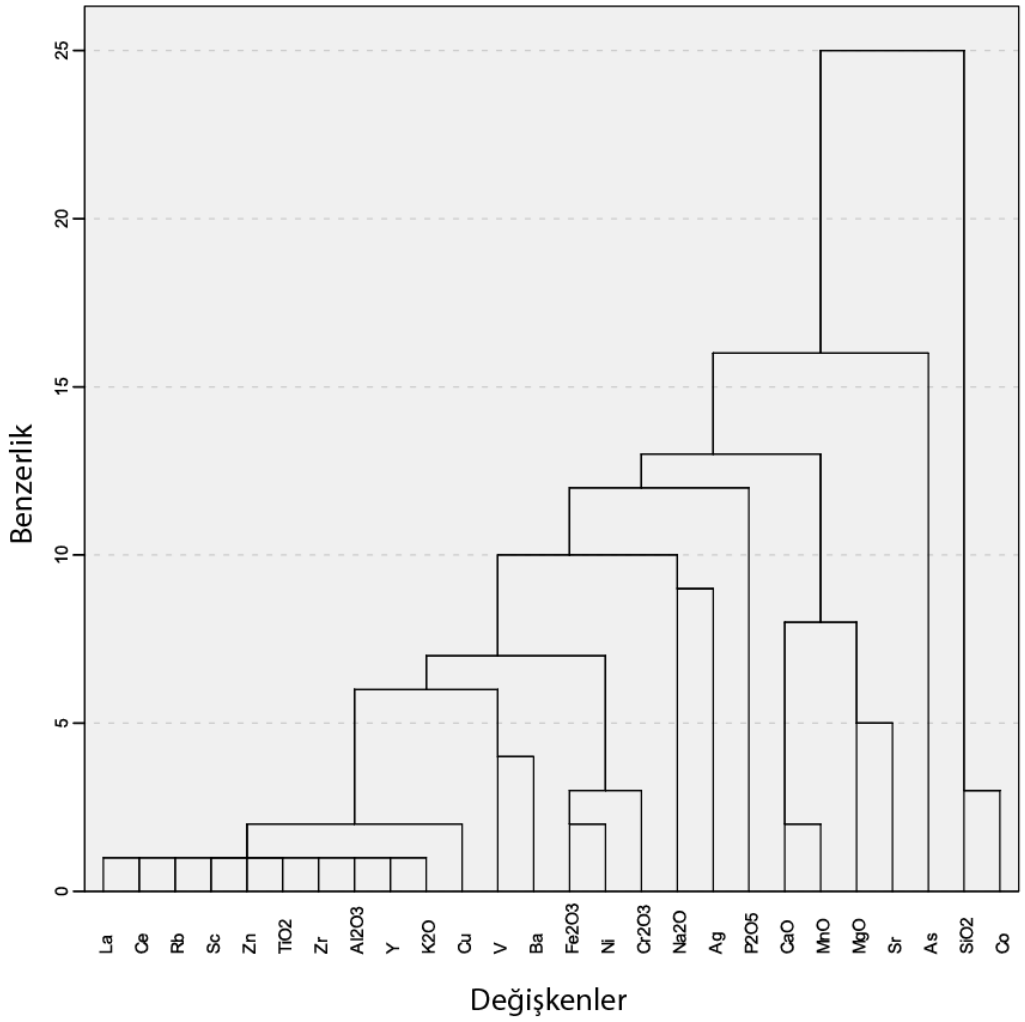
ve değişkenlerin birbirleriyle hangi aşamada ve hangi benzerlik düzeyinde ortak özellikler gösterdiğine bakar. Pratik olarak hesaplamalarda korelasyon analiz sonuçlarından yararlanılmaktadır. Sonuç olarak bu yöntem korelasyon matrisinde en yüksek pozitif korelasyon katsayısına sahip değişkenleri birbiriyle bağlayarak işleme başlar ve azalan korelasyon katsayılarına göre diğer ilişkili değişkenleri işleme katarak kümeleyi tamamlar (Tüysüz ve Yaylalı 2005). Oluşturulan bu kümelemenin yorumlanması ise dendogramlar yardımıyla yapılmaktadır. Bu amaçla, yalnızca eser elementleri ve esas oksit +nadir toprak elementleri içeren dendogramlar hazırlandığı gibi, tüm elemenleri bir arada içeren dendogram da hazırlanarak element beraberliklerinin daha kolay ayırt edilmesi sağlanmıştır (Şekil 8.7, Şekil 8.8 ve Şekil 8.9).



Şekil 8.7 Eser elementlerin benzerlik derecesini gösteren dendogram



Şekil 8.16 Esas oksit + nadir toprak elementlerin benzerlik derecesini gösteren dendogram



Şekil 8.9 Tüm elementlerin benzerlik derecesini gösteren dendogram

Çizelge 8.8'de korelasyon katsayılarının irdelenmesi ana oksit, eser ve nadir toprak elementlerin birbirleriyle pozitif ilişkili büyük bir grup olduğu, buna karşılık birlikte hareket eden element gruplaşmaları kolay anlaşılır bir şekilde korelasyon matrisi dendogramında (Şekil 8.9) görülebilmektedir. Buna göre dendograma bakıldığında benzerlik derecesinin en yüksek olduğu La, Ce, Rb, Sc, Zn, TiO_2, Zr, AL_2O_3,Y, K_2O elementlerinden oluşur ve Cu ve Zn element çiftinin de birbirleriyle korelasyon katsayısı r > +90 (yüksek pozitif) değerlerini gösterir.

Dendogramın kendi içerisinde diğer benzerliği yüksek elementler ise Fe_2O_3, Ni, Cr_2O_3,den oluşur. Bu elementlerde kendi içerisinde +0.60<R<+0.90 orta pozitif korelasyon katsayısı göstermektedir. CaO, MnO ve MgO'un beraber hareket ettiğini ve birbirileriyle düşük pozitif 0.60<r korelasyon katsayısı sergilediğini göstermektedir. SiO_2 sadece Co elementi ile +0.60<R<+0.90 orta pozitif korelasyon katsayısı göstermektedir. SiO_2, MgO ve CaO ile benzerlikleri ters hareket etmektedir. MgO ile 0.60<r<0.90 orta negatif korelasyon katsayıları; CaO ile yüksek negatif korelasyon göstermektedir. MgO ve CaO, Co elementi ile 0.60<r<0.90 negatif orta korelasyon katsayıları sergilemektedir. Yani MgO ve CaO 'ler arttıkça SiO_2 ve Co azalmaktadır.

Cluster analizi çalışması ile birçok element bileşeninden oluşan büyük bir küme içindeki, birbirleri ile birlikte ve karşıt hareket eden elementler somutlaştırılmış, küme daha da daraltılmış ve jeokimyasal açıdan bu bileşenlerin birlikte hareket hareket davranışları istatiksel olarak şekillendirilmiştir.

8.2.2.1.3 Eski iklim ve su kimyası göstergeleri

Bir havzanın eski iklim ve göl suyu kimyası hakkında yorum yapabilmek için genellikle Al_2O_3/K_2O, Na_2O/Al_2O_3, Na_2O/TiO_2 ve Na_2O/K_2O oranları kullanılmaktadır.

Al_2O_3/K_2O Oranı: Bu oran eski iklim hakkında bilgiler sağlamaktadır. Aplin (1993) yağışlı iklimlerde, ılıman ve kurak iklimlere nazaran, akarsuların alüminyumca zenginleştiğini ve sodyum ve potasyumca ise fakirleştiğini belirtmiştir. Buna göre yüksek Al_2O_3/K_2O oranı yüksek çökelme oranını,düşük Al_2O_3/K_2O oranı ise düşük çökelme oranını göstermektedir. Çökelme oranı ve kimyasal ayrışma arttıkça topraklarda kaolinit oluşumuda artar. Bunun tersine çökelme oranı ve kimyasal ayrışma azaldıkça yüksek oranlarda illit oluşumu söz konusudur (Harris 2000).

Yorum: Cihanbeyli formasyonu'nun killi dolomit ve tüfitik kumtaşı örneklerinin Al_2O_3/K_2O oranları çizelge 8.2 esas oksit tablosuna göre; yüksek Al_2O_3/K_2O (7,66)

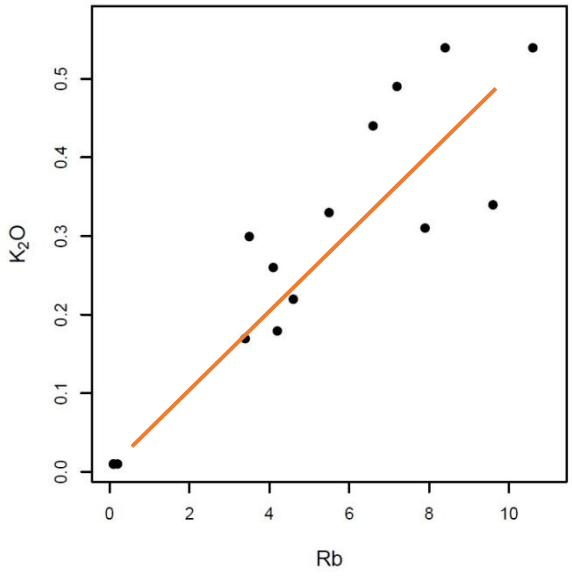
oranı göstermektedir. Bu oran yağışlı iklim koşullarının varlığını ve yüksek çökelme oranını göstermektedir. Özellikle yağışlı mevsimlerde detritik kökeni işaretleyen illit mineralinin inceleme alanına getirildiğini ve XRD piklerinde illit mineralinin görülmesi bunu desteklemektedir.

Tuzluluk göstergesi

Bir havzanın eski göl suyunun tuzluluğu hakkında yorum yapabilmek için Mg/Ca, Sr/Ca ve Rb/K oranları kullanılmaktadır.

Mg/Ca ve Sr/Ca oranları: Kapalı bir gölde havzanın hidrolojik rejimindeki değişimlerin sonucu olarak göl seviyesi arttıkça su kimyası değişmektedir. Su seviyesi (çökelme-D/ evaporasyon-E oranı) düştükçe ,çözünmüş iyonlar belli bir seviyeye kadar yükselir ve ulaştıkları seviyede en az çözünürlükteki mineraller çökelmeye başlar. Bu süreçte ilk çökelen kalsiyum karbonattır ve düşük tuzlulukta çözünmeden kalabilmektedir (Eugster ve Hardie 1978, Alçiçek 2007). Mg ve Sr iz elementlerin kimyası, kapalı havzalardaki göl suyunun buharlaşma konsantrasyonu esnasındaki paleotuzluluğun delilidir. Kalsiyum karbonat çöekelimi çoğunlukla sudaki Mg/Ca ve Sr/Ca oranlarının artmasına neden olur. Bu nedenle bu oranlar tuzluluk ile pozitif korelasyon gösterirler (Eugster ve Kelts 1983).

Rb/K oranı : Campbell ve Williams (1965) Rb /K oranını tatlı suda, tuzlu suda veya denizel sudaki sedimanları ayırtetmek için kullanmıştır. Bu çalışmacılara göre, Rb elementi denizel ortamlarda tatlı su ortamlarına nazaran daha yüksek değere sahiptir. Taylor ve McLennan (1985), Rb oranının okyanus suyunda 0.12 ppm iken , akarsularda bu oranının 0.0013 ppm değerinde olduğunu belirtmişlerdir. Denizel ortamlarda ayrışma ürünleri arttıkça illit içerisindeki K, Rb ile yer değiştirebilir ve dolayısı ile Rb/ K oranı artmış olur. Bu nedenle Rb/K oranı arttıkça ortamın tuzluluğuda artar. Campbell ve Williams (1965)'e göre, Rb/K oranı; tatlı su-acı su ortam koşullarında $< 4.10^{-3}$, denizel ortam koşullarında ise $>6.10^{-3}$ değerindedir.



Şekil 8.10 Kuşça Üyesi dolomitlerin % K_2O-Rb (ppm) grafiği

Yorum: Cihanbeyli formasyonu'nun killli dolomit örneklerinin çizelge 8.2 ve 8.3 esas oksit ve iz element tablosuna göre; Mg/Ca (0,54) düşük ve Sr/Ca (69,32) yüksek olması ortamdaki tuzluluk ve alkalinitenin yüksek olduğunu işaret etmektedir. Ayrıca Rb/K (60,10) oranının yüksek olması ve Şekil 8. 10'te görüldüğü gibi Rb ile K_2O arasında pozitif bir ilişki sergilemesi ortamın tuzluluğunun ve alkalinitenin yüksek olduğunu desteklemektedir. Bu da bunların elementel getirimlerinin bölgede denizel orjinli bir kaynak kayasının olduğunu işaret etmektedir.

Kırıntılı malzeme gelimi göstergeleri

Bir havzaya gelen kırıntılı malzeme miktarını bulmak için SiO_2/Al_2O_3, Al_2O_3/TiO_2 ve CaO/ Al_2O_3 oranlaru kullanılmaktadır.

SiO_2/Al_2O_3 Oranı: Bu oran kuvarsın feldispata göre değişimini ifade ederek ortama kırıntılı malzeme gelimini gösterir (Roy vd. 2006). SiO_2/Al_2O_3 oranının yüksek olması kurak iklimde katılımı işaret etmektedir.

Al_2O_3/TiO_2 Oranı: Alüminyumun, titanyum'a göre göreceli olarak daha fazla olması, kaynak kayanın göreceli etkisini yansıtır (Harris 2000). Boström vd. (1973) çalışmasında, tamamen volkanik kaynaklardan türeyen detritik malzemenin bulunduğu okyanus sırtı yakınlarındaki pelejik sedimanlarda TiO_2 zenginleşmesinden söz etmektedir. Dolayısı ile bu sedimanlarda Al_2O_3/TiO_2 oranı kıta kenarındaki oranlara göre daha düşüktür. Buna bağlı olarak, Al_2O_3/TiO_2 oranı ise, sediman üreten kaynak kayada bir değişiklik olduğunu göstermektedir (Harris 2000, Alçiçek 2007).

CaO/ Al_2O_3 Oranı : Sedimanter bir istifin kşimyasal bileşimi karbonat miktarındaki değişimlere bağlı olan Ca/Al oranı ile kontrol edilmektedir. Bu oranın yüksek olması depeolanma ortamında karbonat üretiminin fazla olduğunu ve dolayısı ile kırıntılı malzeme geliminin az olduğunu göstermektedir (Rachold ve Brumsack 2001).

Yorum: SiO_2/Al_2O_3 (12,42) ve Al_2O_3/TiO_2 (14.05) oranlarının düşük olması kırıntılı kırıntılı malzeme geliminin az olduğunu göstermektedir. CaO/Al_2O_3 (7.87) oranının düşük olması ortamda karbonat üretiminin az olduğunu işaret etmektedir. Bununla beraber Harris (2000) benzer jeolojik ortamlar için Al_2O_3/TiO_2 oranının 16'dan düşük olmasını mağmatik kaynaklı ürünlerin fazlalığı ile ilişkilendirmiştir.Bu durumda Kuşça üyesi havzasını oluşturan killi dolomit örnekleri düşük Al_2O_3/TiO_2 (14.05) oranı ile depolanma ortamında Geç Miyosen' de volkanik kayalardan beslendiğini işaret edebilir.

İndirgen koşul göstergeleri

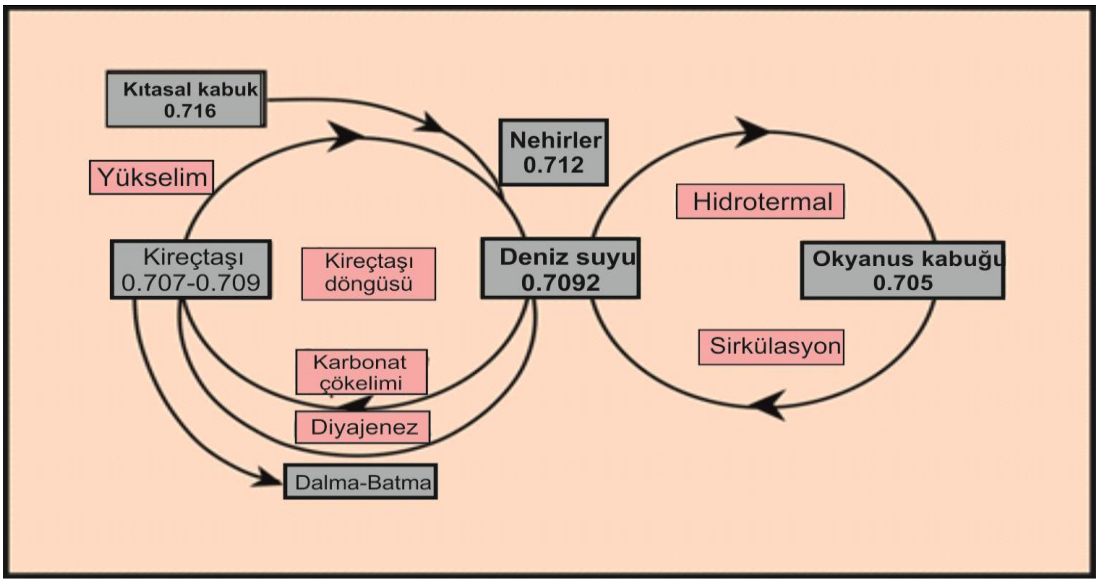
Bir sedimanter istifin depolanması sırasında veya sonrasında ortamdaki paleo-indirgen koşulları indirgenmeye duyarlı iz elementlerin bollukları (Co, Ni , V, Zn, Ag vb) ile açıklanabilmektedir (Scheffer vd. 2006). Bir ortamda Co, Ni , V, Zn, Ag elementler indirgen ortamlardaki sedimanlarda yoğunlaştığından dolayı, Co/Al, Ni/Al, V/Al ve Zn /Al oranlarının yüksek olması depolanma ortamında indirgen koşulların varlığını işaret eder (Tribovillard vd. 2006). Ayrıca sedimanlardaki yüksek Mn içeriği oksik taban suyunu işaret eder (Arthur ve Dean 1991, Rachold ve Brumsack 2001).

Yorum : Cihanbeyli formasyonu'nun killi dolomit ve tüfitik kumtaşı örneklerinde Co/Al (46,05), V/Al (26.81), Zn/Al(21.55) ve Ni/Al (641.55) oranlarının yüksek olması sedimanter istifin çökeliminin indirgen koşullarda oluştuğunu işaret eder.Bu da göl ortamının durgun olduğunu ve kırıntılı malzeme geliminin az olduğunu göstermektedir.

9. İZOTOP ANALİZİ ÇALIŞMALARI

9.1 $^{87}Sr/^{86}Sr$ Analizi Çalışmaları

Karbonat kökenli kayaçlarda ve jeokronolojik çalışmalarda, stronsiyumun radyoaktif bozunma-yarılanma sürecinin değerlendirilmesi yaygın olarak kullanılmaktadır. ^{87}Sr genellikle ^{87}Rb' nin **β** ışınıyla bozunmasından türemiş radyojenik bir izotoptur (Krauskopf ve Bird 1995). Radyoaktif ^{87}Sr kayaların karbonat kısımlarında zengin olmakla birlikte, karbonat olmayan bölümlerinde de bulunmaktadır (Veizer 1985). $^{87}Sr/^{86}Sr$ 'nın karbonatlı kayalarda kullanımı; stronsiyum izotopları denizel sedimanter karbonatların zamanını ve karasal malzeme geliminin kaynağını göstermek için kullanılır (Krauskopf ve Bird 1995). Rb mantodan daha çok kıtasal kabukta bulunur. Bu yüzden kıtasal kabuğa ait hava etkisiyle aşınmış ürünler daha radyojeniktir ve yüksek $^{87}Sr/^{86}Sr$ oranlara sahiptir (Banner 2004). Denizel ortamlarda, stronsiyumun suda kalma süresi okyanus suyuna karışma süresini (1200 yıl)'ı aşmaktadır. Bu nedenle karbonatlardaki $^{87}Sr/^{86}Sr$ dünya çapındaki stronsiyum akış değişimlerini kayıt ederler. Bu akışta günlenme oran değişimi ve deniz tabanı yayılım oranı ile ilişkilidir (Şekil 9.1) (Scholle ve Ulmer-Scholle 2003).



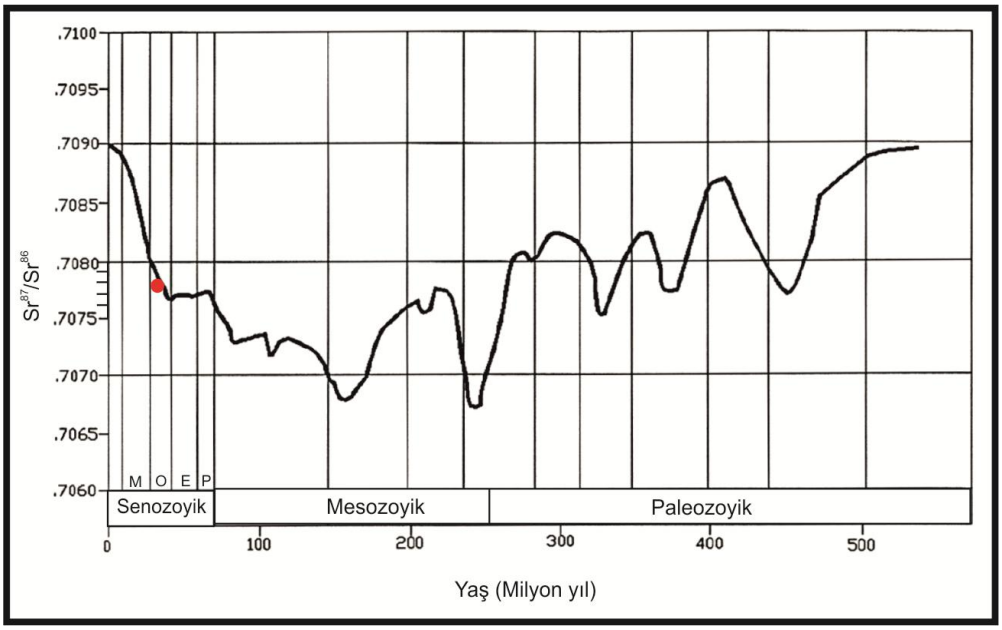
Şekil 9.5 $^{87}Sr/^{86}Sr$ izotopunun dünya çapındaki stronsiyum akış şeması (Scholle ve Ulmer-Scholle 2003)

Okyanuslardaki stronsiyum izotopik bileşimi her yerde aynı olarak görülür ve $^{87}Sr/^{86}Sr$ izotopu=0,7092 olarak ifade edilmektedir. Richter vd. (1992)'ye göre nehir akıntı/akışlarında $^{87}Sr/^{86}Sr$= 0.711, Hidrotermal akışkanlarında $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.7030, diyajenetik akışlarda ise $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.7084 oranlarında bulunmaktadır.

Çizelge 9.4 Dolomit örneklerinin $^{87}Sr/^{86}Sr$ izotop değerleri (Tekin vd. 2015'den alınmıştır)

No	Örnek No	Alındığı Yer	Litoloji	$^{87}Sr/^{86}Sr$
1	Y13-09-59	Kuşça Celilboğazı Yamacı	Killi Dolomit	0.707709
2	Y13-09-65	Kuşça Celilboğazı Yamacı	Killi Dolomit	0.707735
3	Y13-09-67	Kuşça Celilboğazı Yamacı	Killi Dolomit	0.707743
4	Y13-09-69	Kuşça Celilboğazı Yamacı	Killi Dolomit	0.707701
5	Y13-09-70	Kuşça Celilboğazı Yamacı	Killi Dolomit	0.707722

Çizelge 9.1'de verilen $^{87}Sr/^{86}Sr$ izotop değerleri 0,707701 ile 0,707743 arasında değerler elde edilmiştir. Burke vd. (1982) çalışmasındaki Şekil 9.2'deki $^{87}Sr/^{86}Sr$ dağılım diyagramı üzerine yerleştirilmiştir. Burada arazi gözlemleri, palinolojik yaş verileri ve stratigrafik konum dikkate alındığında Tmckü birimleri Üst Miyosen yaşlıdır. $^{87}Sr/^{86}Sr$ değerleri, temele ait yaşlı karbonat kayaçlardan zaman içinde (Üst Miyosen)'de bir baskın yeniden döngülenmenin (re-cycle) olduğunu da işaret etmektedir. Ayrıca örnek hazırlamadaki kilin yeterince dolomitten uzaklaştırılmamasından dolayı yüksek $^{87}Sr/^{86}Sr$ değerlerinin çıkmasına neden olmuş olabilir.

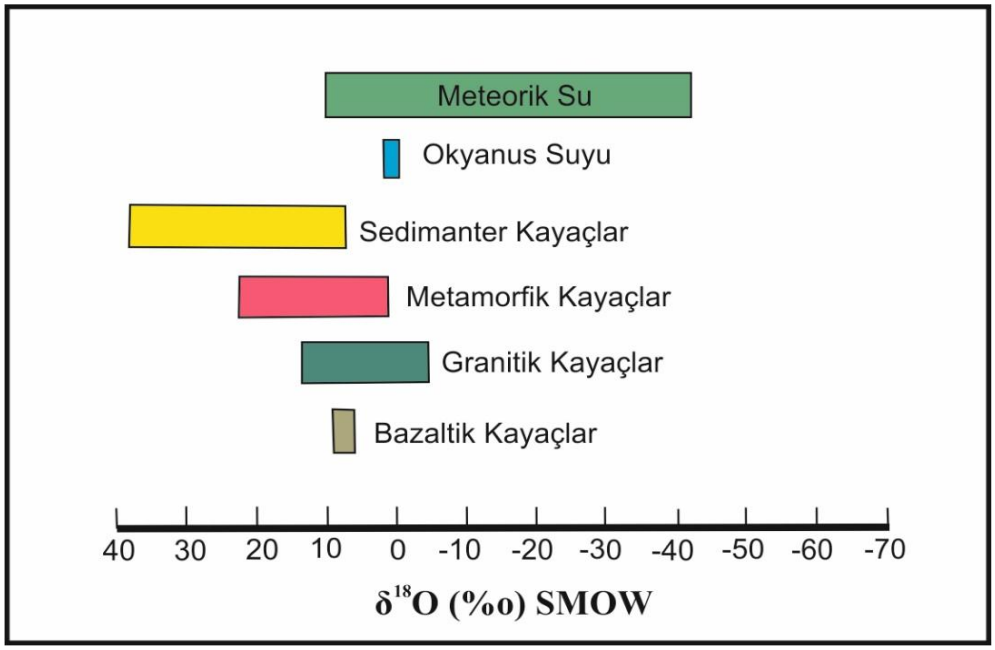


Şekil 9.6 Kuşça Üyesine ait killi dolomitlerin stronsiyum dağılım diyagramı (Burke vd. 1982)

9.2 ^{18}O ve $\delta^{13}C$ Duraylı izotop değerleri

9.2.1 ^{18}O Duraylı izotop değerleri

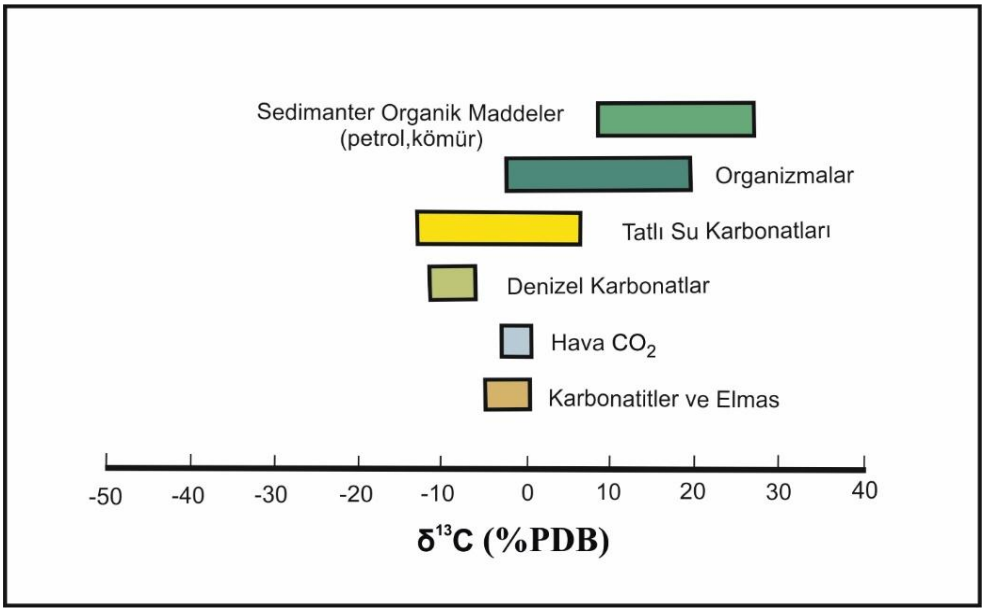
Karbonatlarda ölçülen δ^{18} O değerleri iklimsel yorumlarda kullanılabilmektedir (Sinha vd. 2006). Gölsel karbonatlardaki düşük $\delta^{18}O$ değerleri yağışlı iklim koşullarındaki göl genişleme periyodları ile ilişkili iken; yüksek $\delta^{18}O$ değerleri ise göl daralma periyodları, yüksek tuzluluk ve dolayısı ile kurak iklim koşulları ile ilişkilidir. Yağışlı iklimlerde birincil olarak çökelen kalsit ve çok düşük dolomit içeriği olan kalsitlerde negatif $\delta^{18}O$ değerleri ölçülmektedir. Negatif $\delta^{18}O$ değerleri ortamdaki düşük tuzluluğun ve göle tatlı su girdisinin kanıtıdır. Diğer taraftan yüksek ve pozitif $\delta^{18}O$ değerleri ise yüksek dolomit oluşumu ile ilişkilidir (Sinha vd. 2006). Jeolojik bakımdan önemli bazı malzemelerdeki $\delta^{18}O$ değerleri Şekil 9.3'de olduğu gibi belirlenmiş olup, sedimanter kayaçların en ağır, meteorik suların ise en hafif $\delta^{18}O$ izotopu bileşimine sahiptirler (Hoefs 1987, Gökçe 1993).



Şekil 9.7 Jeolojik olarak önemli bazı kayaçlardaki δ^{18}O değerleri (Hoefs 1987)

9.2.2 ^{13}C Duraylı izotop değerleri

Doğada karbonun ^{12}C ve ^{13}C olmak üzere radyoaktif olmayan iki İzotopu bulunur. ^{12}C, ^{13}C'e nazaran daha fazla bulunduğundan deniz suyundaki karbonun büyük bir kısmını karbon-12 oluşturmaktadır. İzotop jeokimyası incelemelerinde ^{13}C/^{12}C oranı analiz edilmekte ve sonuçlar $\delta\ ^{13}$C değerleri şeklinde ifade edilmektedir. Standart olarak da PDB (Chicago Pee Dee Belemnite) kullanılmaktadır (Gökçe 1993). Jeolojik anlamda önemli bazı malzemelerdeki $\delta\ ^{13}$C değerleri şekil 9.4'te olduğu gibi belirlenmiştir. Standart olarak kullanılan PDB denizel bir malzeme olduğundan, denizel karbonatlar % 0'a çok yakın $\delta\ ^{13}$C değerlerine sahiptirler. Tatlı su karbonatları, denizel karbonatlara göre ^{12}C bakımından daha zengin olup, oldukça değişken ^{13}C değerlerine sahiptirler. Bu durum, bitki solunumu (fotosentez) ve topraktaki bitki artıklarının oksidasyonu ile meydana gelen CO_2'den kaynaklanabilir.



Şekil 9.8 Jeolojik olarak önemli bazı kayaçlardaki $\delta^{13}C$ değerleri (Hoefs 1987)

Çalışma kapsamında, analizler sonucunda elde edilen $\delta^{13}C$ değerleri Çizelge 9.2 ve 9.3' de PDB ile referans edilerek sunulmuştur. Genellikle $\delta^{13}C$ değerleri ortamdaki organik faaliyetleri ifade etmektedir. $\delta^{13}C$'ün (-) değerleri ortamdaki yüksek bakteri etkinliğinin işaretçisidir. Bazik sularda organik faaliyet sonucunda CO_2 açığa çıkar. Bu durumda su asidik karakterli hale gelir ve ^{12}C değerleri yükselirken ^{13}C değerlerinde azalma görülür. Bunların dışında göl sularındaki buharlaşmalar sonucunda ^{12}C değerleri azalırken, ^{13}C değerlerinde artma gözlemlenir(Varol ve Alçiçek 2004).

Çizelge 9.5 İnsuyu Formasyonunun ($\delta^{18}O$ ve $\delta^{13}C$) izotop analizleri (Tekin vd. 2015'den alınmıştır)

No	Örnek Numarası	Formasyon /Üye	Litoloji	$\delta^{13}C$ (‰oPDB)	$\delta^{18}O$ (‰o SMOW)
1	Y13-09-74	İnsuyu	Killi Rizolitik Kireçtaşı	-2.2	-6.8
2	Y13-09-75	İnsuyu	Killi Rizolitik Kireçtaşı	-2.9	-3.8
3	Y14-05-03	İnsuyu	Killi Rizolitik Kireçtaşı	-7.1	-1.6

Çizelge 9.6 Cihanbeyli Formasyonunun ($\delta^{18}O$ ve $\delta^{13}C$) izotop analizleri (Tekin vd. 2015'den alınmıştır)

No	Örnek Numarası	Formasyon/ Üye	Litoloji	$\delta^{13}C$ (‰ PDB)	$\delta^{18}O$ (‰ SMOW)
1	Y13-09-59	Cihanbeyli	Killi Dolomit	-8.0	-3.5
2	Y13-09-65	Cihanbeyli	Killi Dolomit	-6.9	-3.5
3	Y13-09-67	Cihanbeyli	Killi Dolomit	-7.7	-3.8
4	Y13-09-69	Cihanbeyli	Killi Dolomit	-1.1	-3.5
5	Y13-09-70	Cihanbeyli	Killi Dolomit	-0.4	-3.6

Çizelge 9.2 ve 9.3'de Cihanbeyli formasyonu' nun Kuşça üyesine ait killi dolomit örneklerinin $\delta^{13}C$ değerleri $‰_0$ -0,4 ile -8,0 arasında, İnsuyu Formasyonunun killi rizolitik kireçtaşı (b ve c fasiyesi) örneklerinin $\delta^{13}C$ değerleri -2.2 ile -7.1 arasında değişmektedir. Örneklerdeki düşük $\delta^{13}C$ değerleri göl alanında sınırlı havalandırma koşullarının olduğunu göstermektedir ve bu nedenle de CO_2 üretiminin bölgesel biyojenik kaynaklara bağlı olduğunu düşündürmektedir.

Ayrıca Cihanbeyli formasyonu' nun Kuşça üyesine ait killi dolomit ve İnsuyu formasyonunun killi rizolitik kireçtaşı (b ve c fasiyesi) örneklerinden elde edilen $\delta^{13}C$'ün (-) değerleri, okside olmuş karbonu ifade etmektedir. Bu durumda karbon; bakteri faaliyeti sonucu, sülfat indirgenmesinden ya da metan oksidasyonundan elde edilir. Bu da ortamda tatlı suyun etkisinin olduğunu göstermektedir.

Çizelge 9.2 ve 9.3'de Cihanbeyli formasyonu' nun Kuşça üyesine ait $\delta^{18}O$ değerleri -3.5 ile -3.8 arasında, İnsuyu Formasyonunun (b,c fasiyesleri) $\delta^{18}O$ değerleri -1.6 ile -6.8 arasında değişmektedir. Örneklerdeki düşük $\delta^{18}O$ değerleri yağışlı iklim koşullarındaki göl genişleme periyodları ile ilişkili olmakta olup, ortamdaki düşük tuzluluğun ve göle tatlı su girdisinin kanıtıdır.

10. SONUÇLAR

Cihanbeyli-Yeniceoba (Konya Kuzeyi) havzasındaki Miyo-Pliyosen yaşlı birimler; silisiklastikler, karbonatlar ve volkaniklastik birimlerin depolanması ile temsil edilmektedir. Havzada yapılan ayrıntılı sedimantolojik, petrografik, jeokimyasal ve izotop çalışmaları sonucunda elde edilen bulgular aşağıda verilmiştir.

1) İnceleme alanında gözlemlenen Neojen birimler içerisinde yer alan Üst Oligosen-?Alt Miyosen yaşlı Gökdağ formasyonu üzerine uyumsuz olarak çökelen Üst Miyosen-? Alt Pliyosen yaşlı Cihanbeyli formasyonu (Tmc) gelmektedir. Cihanbeyli formasyonunun üzerine uyumlu olarak çökelen Üst Miyosen-?Alt Pliyosen yaşlı İnsuyu formasyonu gelmektedir. Bu inceleme alanı içerisindeki farklı litolojilerdeki birimlerin özelliklerinin belirlenebilmesi amacı ile bölgenin 1/25.000'lik jeoloji haritası revize edilerek bölgenin genelleştirilmiş kolon kesiti (Özsayın 2007, Akıl 2008, Tekin vd.2014)'den değişiklikle yeniden oluşturulmuştur.

2) Proje kapsamında yürütülen bu tez çalışması Tekin vd. 2014 tarafından Üst Miyosen-?Alt Pliyosen yaşlı Cihanbeyli formasyonu ilk kez dört farklı üyeye ayrılmıştır. Bunlar a) Alt Karasal Kırıntılılar (Tmck1), b) Kuşça (Tmckü), c) Üst Karasal Kırıntılılar (Tmck2) ve d) Gölsel Karbonatlar (Tmcg) üyelerinden oluşmaktadır. Kuşça üyesine ait volkaniklastik malzemelerin kimyasal ve mineralojik özellikleri Karacadağ volkanizmasıyla benzerlik göstermektedir.

3) Üst Miyosen-?Alt Pliyosen yaşlı Cihanbeyli formasyonu içerisinde yer alan üyelerden Alt Karasal Kırıntılılar (Tmck1) üyesine ait 1 adet düşey litofasiyes kesiti, Kuşça üyesine ait Kuşça Köyü Celilboğazı mevkiinde gerçekleştirilen doğu yamacı (Ö.S.K1) ve batı yamacı (Ö.S.K2) olmak üzere 2 adet ölçülü stratigrafik kesit ve Gölsel Karbonatlara (Tmcg) ait 1 adet düşey litofasiyes kesit çalışmaları yapılmıştır. Saha gözlemleri sonucunda havzadaki birimlerin dokanak ilişkileri, depolanma ortamları, yanal ve düşey devamlılıkları tespit edilmiştir. Kuşça üyesi kendi içinde 3

farklı litofasiyese ayrılmıştır. Bunlar; a) Tüf fasiyesi, b) Tüfitik kumtaşı fasiyesi c) Dolomitik kireçtaşı fasiyesinden oluşmaktadır.

4) Kuşça üyesine ait Celilboğazında yapılan 3 farklı litofasiyesine ait örneklerde gerçekleştirilen XRD ve taramalı elektron mikroskobu (SEM) çalışmaları neticesinde; a) Tüf fasiyesinde tüm kaya analizi sonucunda, kaya yapıcı (≥% 90) kuvars minerali ve az oranda da (%5) ofiyolitik kökenli peridoditik kayaç parçalardan meydana geldiği belirlenmiştir. SEM çalışmalarında tüf örneklerine ait volkan camları arasında illit mineralli gözlenmiştir. b) Tüfitik kumtaşı fasiyesinde ise tüm kaya analizi sonucunda, kuvars, kalsit, dolomit, feldispat mineralleri belirlenmiştir. SEM çalışmalarında ise paligorskit, illit mineralleri tayin edilmiştir. c) Dolomitik Kireçtaşı fasiyesinde ise tüm kaya analizi sonucunda, kuvars, dolomit, kalsit, feldispat, çok az oranda kalkopirit belirlenmiştir. SEM çalışmalarında ise paligorskit ve illit mineralleri gözlenmiştir. Mineral çeşitiliği ortamdaki iklimsel ve mevsimsel değişim olduğu belirlenmiştir. Paligorskit oluşumlarının büyük bir bölümü kurak ve yarı kurak iklim kuşaklarında tuzlu ve alkalin göl ortamlarında geliştiğini işaret eder. İllit minerali ise yağışlı mevsimlerde detritik kökeni gösterir. Ayrıca illit minerali volkaniklastikce zengin göl ortamında görülür.

5) Kuşça üyesine ait Miyosen boyunca sınırlı bir havzada yüzlek veren killi dolomit ve tüfitik kumtaşlarından jeokimyasal analizler (XRF) ile elde edilen ana ve iz element verileri kullanarak, bu birimlerin çökelimi esnasında eski iklim ve göl seviyesi değişimleri, göl suyu tuzluluğu, havzaya gelen kırıntılı malzeme miktarı hakkında veriler çıkartılmıştır. Buna göre killi dolomit ve tüfitik kumtaşları havza genelinde kurak ve yarı kurak iklim kuşaklarının arttığı dönemlerde çökelmiştir. Yüksek Mg/Ca, Sr/Ca ve Rb/K oransal değerlerinin yanında dolomit mineralinin olması da killi dolomit çökelim süresince ortamın tuzluluğunun yüksek ve tuzlu su karakterinin egemen olduğunu gösterir.

6) Göl ortamında tespit edilen bu farklı koşulların daha da açıklığa kavuşturulabilmesi açısından, jeokimyasal analiz sonuçlarından çıkan element değerlerinin birbirleriyle uyumluluk ilişkilerinin gözlenebilmesi için yapılan değişim grafikleri, jeoistatiksel

(cluster) çalışmalarla birleştirilmiş ve 1 büyük grup element (La, Ce, Rb, Sc, Zn, TiO_2, Zr, Al_2O_3, Y, K_2O, Cu, Zn) birlikteliği ortaya çıkarılmıştır. Bu element birlikteliğinden de göl ortamının volkanik faaliyete bağlı olarak hidrotermal çözeltilerin etkisinde olduğu, bunun yanı sıra Miyo-Pliyosen gölünün çökel karakterini belirleyen en önemli unsurun iklimsel koşulların ve tektonizmanın etkili olduğu tespit edilmiştir.

7) Kuşça üyesina ait birimlerin Ni, Co, Cr eser elementlerince zengin olmasının kaynağı, silisiklastik dökünülerin ofiyolitik alanlardan beslenerek flüvyal ve gölsel ortamlarda birikerek çökelmesidir. Bu yüzden sedimentler metalik elementçe zengindir.

8) Cihanbeyli formasyonu' nun $\delta^{13}C$ değerleri ‰ -0,4 ile -8,0 arasında, İnsuyu formasyonunun $\delta^{13}C$ değerleri -2.2 ile -7.1 arasında değişmektedir. Örneklerdeki düşük $\delta^{13}C$ değerleri göl alanında sınırlı havalandırma koşullarının olduğunu göstermektedir ve bu nedenle de CO_2 üretiminin bölgesel biyojenik kaynaklara bağlı olduğunu düşündürmektedir. Ayrıca $\delta^{13}C$'ün (-) değerleri, okside olmuş karbonu ifade etmektedir. Bu durumda karbon; bakteri faaliyeti sonucu, sülfat indirgemesinden ya da metan oksidasyonundan elde edilir. Bu da ortamda tatlı suyun etkisinin olduğunu göstermektedir.

9) Cihanbeyli formasyonu' nun $\delta^{18}O$ değerleri -3.5 ile -3.8 arasında, İnsuyu formasyonunun $\delta^{18}O$ değerleri -1.6 ile -6.8 arasında değişmektedir. Örneklerdeki düşük $\delta^{18}O$ değerleri yağışlı iklim koşullarındaki göl genişleme periyodları ile ilişkili olmakta olup, ortamdaki düşük tuzluluğun ve göle tatlı su girdisinin kanıtıdır.

10) İnsuyu formasyonu inceleme alanında ve çevresinde oldukça geniş yayılıma sahip olduğu için, çalışma alanı içinde dört farklı litofasiyes özelliklerine ayrılmıştır. Bu birim içerisinde küçük ve büyük ölçekte karstlaşma oluşumu gözlenmiştir. Bu oluşumlar daha çok formasyon içinde marn ara tabakalı kireçtaşı, killi kireçtaşı birimlerinde gözlenmiştir. Bu birimler gözenekli, kovuklu ve bitki boşluklu (rizolitik) yapıya sahiptir. Bu rizolitik kireçtaşları arasında bulunan organik

seviyeden alınan kiltaşlarının palinolojik örneklerinin determinasyonları ile birimin yaşı Geç Miyosen (Messiniyen)-?Erken Pliyosen (Zankliyen) olarak belirlenmiştir. Beker (2002)'e göre bölgede yapılan çalışmaya bağlı olarak alınan örneklerde çoğunlukla " Candona, Ilyocypris ve Heterocypris" cinslerine ait ostrakodlar tespit etmiştir. Belirlenen ostrakod faunasına göre İnsuyu Kireçtaşlarının Pliyosen-Erken Pleyistosen yaşında olduğu ve Ostrakodların ortam belirleyici özelliklerine göre İnsuyu Kireçtaşının tatlı su ortamında çökeldiğini belirtmiştir.

11) İnsuyu kireçtaşlarında kuruma çatlakları, parçalanmaya bağlı breşleşme ve kalişleşme de gözlenmektedir. Bitki kökü izleri kireçtaşlarının sığ su koşullarında çökeldiğini, kuruma çatlakları ise kurak dönemlerde kireçtaşı çökeliminin kesikliğe uğradığını göstermektedir.

12) Silisiklastik örneklerde depolanma süreçlerine yönelik tane boyu ve kaynak kaya çalışmaları için Alt Karasal Kırıntılılardan (Tmck1) alınan örneklerden ağır mineral analizi yapılmıştır. Sedimanların tane nde kalan kumların tane boyları 0,17-0,35 mm arasında olup Wenthworth'e göre orta boylanmalı, ince kum (2-3 Φ), orta kum (1,5-2,0Φ) boyunda bulunmuştur. Russel-Taylor-Pettijohn (1937)' e göre 0,7 yuvarlanmış üst olgun derecesindedir. Taşınma mesafesinin kaynak alandan uzun mesafe kat ettiğini göstermektedir. Akarsu rejimleri ve kısmende kaynak kaya koşulların etkileşimi tane boyu dağılımını kontrol eden önemli etkendir. Bu ağır minerallerin kaynak alanlarını beliryebilmek için yaptırılan ince kesitlerde tanımlanan minerallerin başlıcaları piroksen, hornblend, rutil, yeşil hornblende, olivin, sfen (titan), diyopsit ile opak mineraller oluşturmaktadır. Buna göre inceleme bölgesinde gözlenen ağır minerallerin kaynağı, esas olarak Cihanbeyli formasyonu'nun derelerine sürekli olarak aşınıp taşınarak gelen sedimentler ofiyolitik ve volkanik kayaçlar ile yine bu bölgede bu tip kayaçlardan kaynaklanan Mesozoik-Tersiyer yaşlı sedimentler olarak yorumlanmıştır.

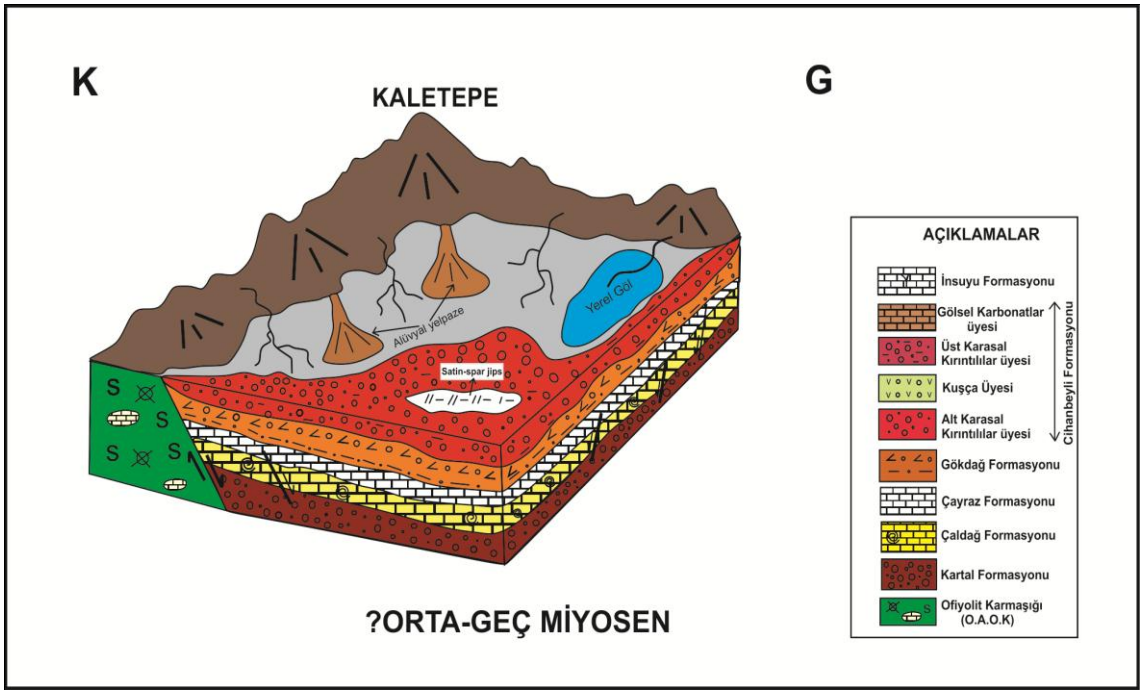
13) Tez kapsamında yapılan tüm çalışmalar göz önünde bulundurularak Miyosen-Pliyosen zaman aralığında gelişen havzanın depolanma modeli aşağıda sunulmuştur (Şekil 10.1).

Erken Miyosen döneminde bölgede Cihanbeyli formasyonuna ait flüvyal-alüvyal karakterli Alt karasal kırıntılılar (Tmck1) çökelmiştir. Bu kırıntılılar içerisinde satin-spar dokulu jipslerin çökelleri gözlenmektedir.

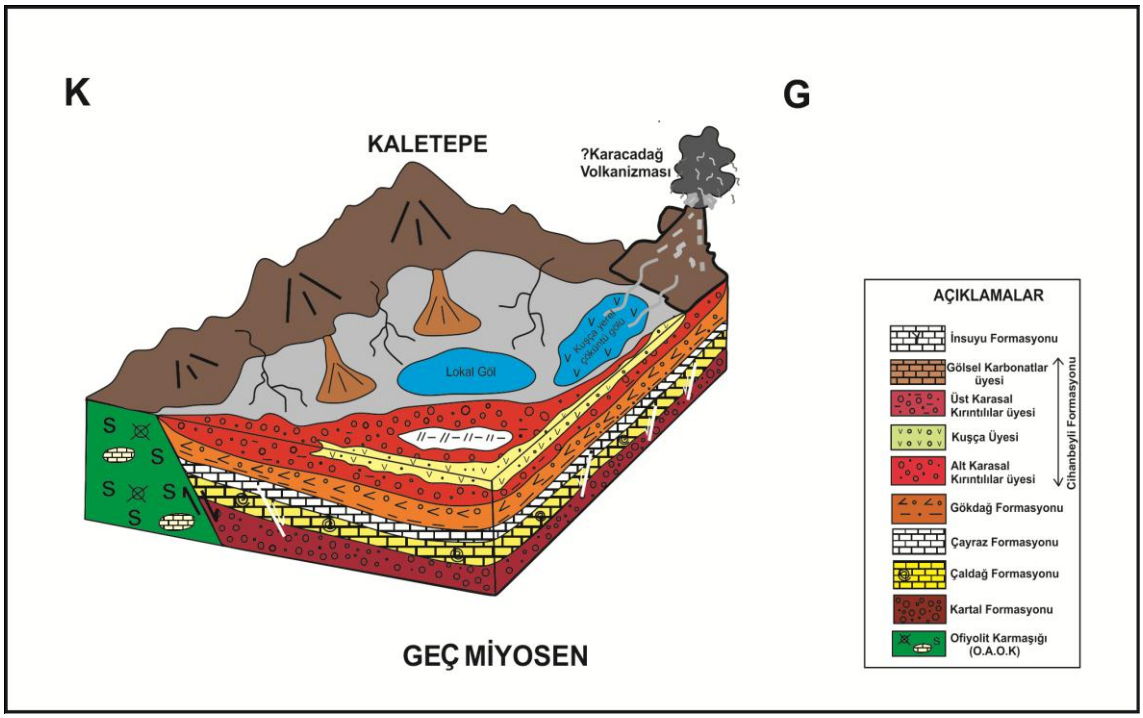
Geç Miyosen döneminde etraftaki patlamalı volkanizma ürünleri göller içerisine girerek Cihanbeyli formasyonuna ait ara tüf katkılı dolomitik kireçtaşlarının (Tmckü) depolanmasını sağlamıştır. Depolanma sırasında göl ortamına akarsular tarafından getirilen bol miktarda taşınmış fosiller ve sedimanlar getirilmiştir.

En Geç Miyosen döneminde ise volkanizma evresinden etkilenmeyen bazı göl ortamlarında bitki kök izleri ve fosilleri içeren kireçtaşları çökelmiştir. Sonraki dönemlerde ise alüvyal-flüvyal karakterli sistemin ürünü olan Üst Karasal Kırıntılılar (Tmck 2) çökelmiş olup çok geniş bir alan kaplamaktadır.

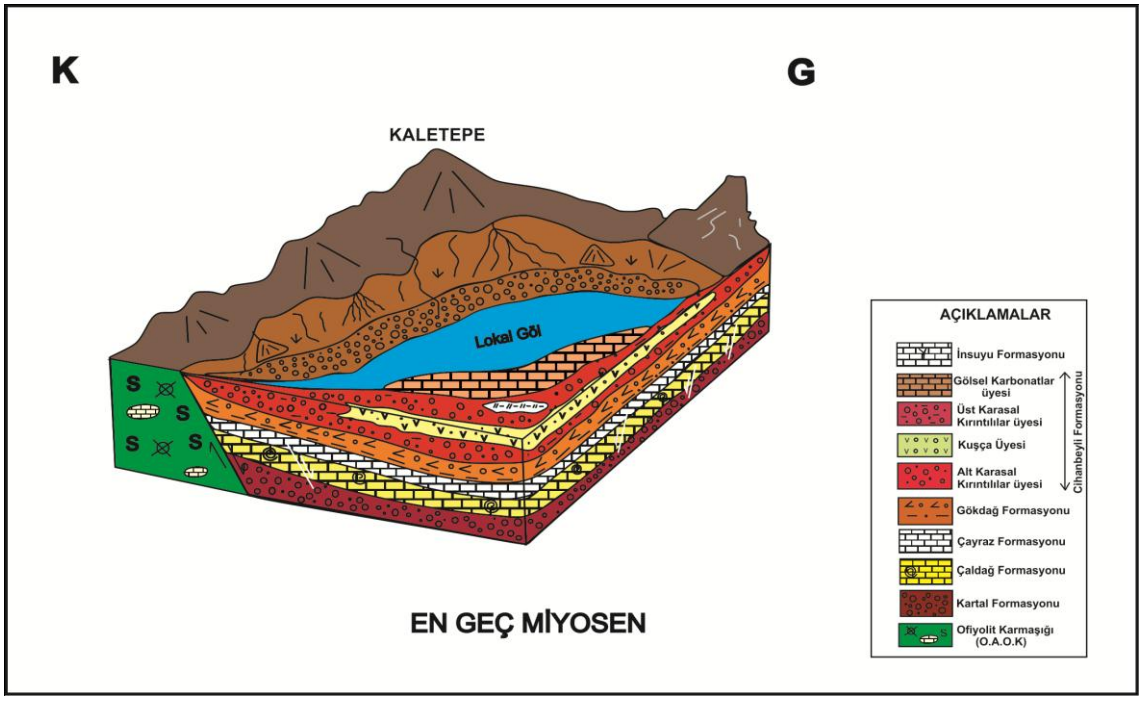
Erken Pliyosen döneminde ise karasal kırıntılı birimin üzerine gelen göl ortamında oluşan İnsuyu formasyonu (Tmpi); sert dokulu, bol gözenekli, bitki sapı–kökü boşluklu (rizolitik) kireçtaşlarından oluşmaktadır. İnsuyu formasyonu çok geniş alanda yayılım sergilemektedir.



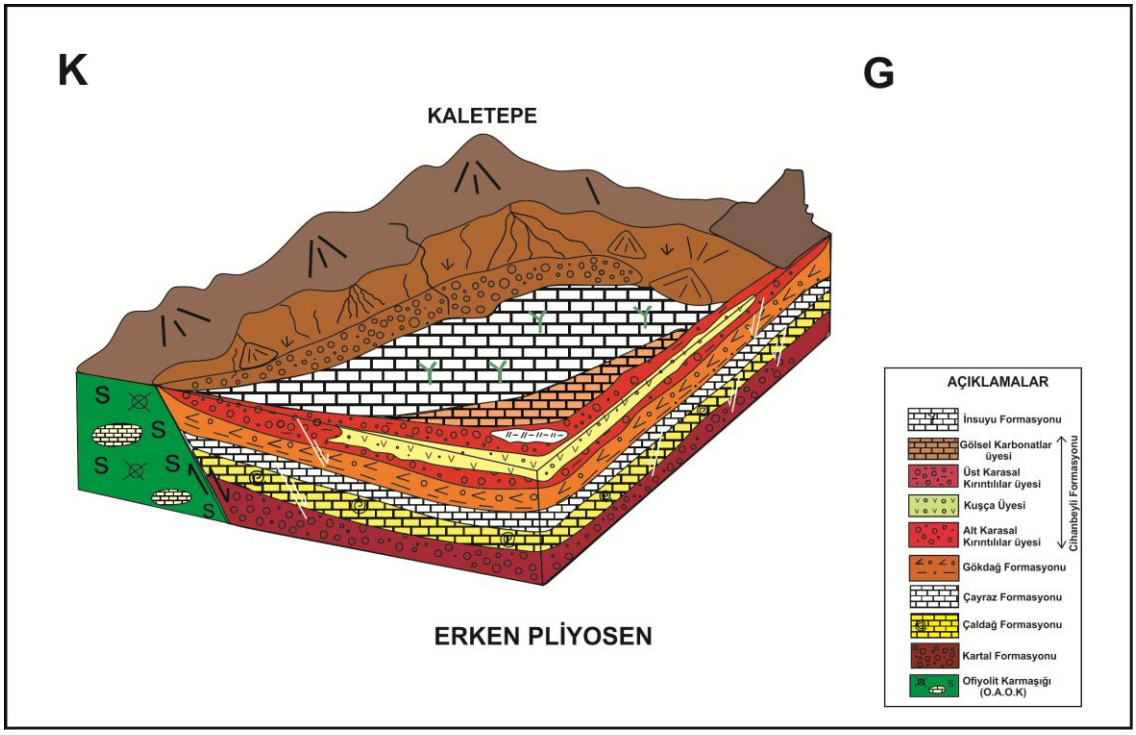
Şekil 10.1 Cihanbeyli-Yeniceoba havzasının ?Orta-Geç Miyosen zaman aralığındaki olası depolanma modeli (ölçeksiz) (Us 2015'den değiştirilmiştir)



Şekil 10.2 Cihanbeyli-Yeniceoba havzasının Geç Miyosen zaman aralığındaki olası depolanma modeli (ölçeksiz) (Us 2015'den değiştirilmiştir)



Şekil 10.3 Cihanbeyli-Yeniceoba havzasının En Geç Miyosen zaman aralığındaki olası depolanma modeli (ölçeksiz) (Us 2015'den değiştirilmiştir)



Şekil 10.4 Cihanbeyli-Yeniceoba havzasının Erken Pliyosen zaman aralığındaki olası depolanma modeli (ölçeksiz) (Us 2015'den değiştirilmiştir)

KAYNAKLAR

Agalede, H. 1954. Tuzgölü'nün batı ve güneybatı kenarlarının jeolojik etüdü. MTA Rapor No:2371, Ankara. (Yayınlanmamış)

Akarsu, İ. 1971. II. Bölge AR/TPO/747 nolu sahanın terk raporu: Petrol İşl. Gn. Md. (Yayınlanmamış).

Akıl, B. 2008. İnönü-Eskişehir Fay Sistemi'nin Günyüzü (Eskişehir)-Yeniceoba (Konya-Türkiye) Arasındaki ölümünün yapısal evrimi. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enst. Doktora tezi,126 s, (yayınlanmamış)

Alçiçek, H. 2007. Denizli havzası (Sarayköy-Buldan Bölgesi, GB Türkiye) Neojen çökellerinin sedimantolojik incelemesi. Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 304 s, Ankara.

Anadon, P. and Utrilla, R. 1993.Sedimentology and isotope geochemistry of lacustrine carbonates of the Oligocene Campins Basin, North-east Spain, v.40, no.4,699-720

Anonim. 1961. Orta Anadolu'da Tuz Gölü baseninin bölgesel Jeolojisive yapılan petrol aramaları. Turkish Gulf Oil Co. Petrol Faaliyeti, 31-33.

Anonymous.1983. Method ANSI/ASTM D 1826."Calorific Value of Gases in Natural Gas Range by Continuous Recording Calorimeter." American Society for Testing and Materials, 1916 Race Stret, Philadelphia, PA19103.

Aplin, A.C. 1993. The composition of authigenic clay minerals in recent sediments: links to the supply of unstable reactants, In: Geocehmistry of clay-pore fluid interactions, Manning D.A.C., Hall, P.L. and Hughes, C.R. (eds), Chapman and Hall, pp. 81-106, London.

Arıkan, Y. 1975. Tuzgölü havzasının jeolojisi ve petrol imkânları. MTA Dergisi, 85, 17-38.

Arthur, M.A. and Dean, W.E. 1991. A holistic geochemical approach to cyclomania: examples from Cretaceous pelagic limestone sequences, In: Cycles and Events in Stratigraphy. Einsele, G., Ricken, W. and Seilacher, A. (eds), Springer, pp. 126-166, Berlin.

Atabey, E., Papak, İ., Tarhan, N., Akarsu, B. ve Taşkıran, A. 1987. Ortaköy (Niğde)-Tuzköy (Nevşehir)-Kesikköprü (Kırşehir) yöresinin jeolojisi. MTA Raporu, Derleme No. 8156 (yayımlanmamış).

Aydemir, A. and Ateş, A. 2005. Preliminary evaluation of Central Anatolian basins in Turkey using the gravity & magnetic data. Journal of Balkan Geophysical Society, 8 (1), 7-19.

Aydemir, A. and Ateş, A. 2006a. Structural interpretation of the Tuz Gölü and Haymana basins, Central Anatolia, Turkey, using seismic, gravity and aeomagnetic data. Earth Planets Space, 58, 951-961.

Aydemir, A. and Ateş, A. 2006b. Interpretation of Sülüklü-Cihanbeyli-Gülören magnetic anomaly, Central Anatolia, Turkey: An İntegration of geophysical data. Physics of the Earth and Planetary Interiors (baskıda).

Ayyıldız, T. 2002. Paleocene volcano-clastic sequence in the Tuz Gölü basin, Central Anatolia, Turkey: An evolution of petroleum reservoir rock properties using logs. Energy Sources, 24 (8), 725-734.

Banner, J. L. 2004. Radiogenic isotopes: Systematics and applications to earth surface processes and chemical stratigraphy, Earth Science Reviews 65, 141–194.

Beker, K. 2002. İnsuyu Kireçtaşları (Karapınar/ Konya) Ostrakod Topluluğu Biyostratigrafik ve Kronostratigrafik İncelenmesi. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, Yüksek Mühendislik Tezi, 93s. (yayınlanmamış).

Beraldi-Campesi, H., Cevallos-Ferriz, S.R.S., Centeno-García, E., Arenas Abad, C. and Fernández, L.P. 2006. Sedimentology and paleoecology of an Eocene-Oligocene alluvial-lacustrine arid system, Southern Mexico. Sedimentary Geology, 191, 227-254.

Bohacs, K.M., Carroll, A.R., Neal, J.E. and Mankiewwicz, P.Z. 2000. Lake-basin type, source potential, and hydrocarbon character: an integrated sequence-stratigraphic-geochemical framework, In: Lake Basins through Space and Time. Gierlowski-Kordecsh, E.H. and Kerry, K.R. (eds), Am. Assoc. Petrol. Geol. Bulletin, 46, pp. 3-33.

Boström, K., Kraemer, T. and Gartner, S. 1973. Provenance and accumulation rates of opaline silica, Al, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni and Co in Pacific pelagic sediments. Chem. Geol., 11, 123-148.

Bozkurt, E. 2001. Neotectonics of Turkey. Geodinamica Acta, 14, 3-30.

Burke, W.H., Denıson, R.E., Hetherıngton, E.A., Koepnıck, R.B., Nelson, H.F. and Otto, J.B. 1982. Variation Of Seawater 87sr/86sr Throughout Phanerozoic Time. Geology 10, 516-519.

Caillere, S. and Renın, S. 1949. Occurrence ofsepiolite in the Lizard serpentines: Nature, v; 163, p. 262.

Calvet, F. and Julia, R. 1983. Pisoids in the caliche profiles of Tarragona (NE Spain), In: Coated Grains. Peryt T.M. (eds), Springer, pp. 456-473, Berlin.

Campbell, F.A. and Williams, G.D. 1965. Chemical composition of shales of Mannville Group Lower Cretaceous of Central Alberta, Canada. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bulletin, 49, 81-87.

Cant, D.J. 1982. Fluvial facies models. In: Sceholle, P.A and Speasring. D.(eds). Sandstone Depositional Environments. APG, Special Publication, 31, 115-13

Calvo, J.P., Zarza, A.M.A. and Garcia, D.C. 1989. Models of miocene marginal lacustrine sedimentation in response to varied depositional regimes and source areas in the Madrid Basin (Central Spain),Chemical Geology, v.70, Issues 1-3,p.199-214

Calvo, J.P., Jones, B.F., Bustillo, M., Fort, R., Zarza, A.M.A and Kendall, C. 1995. Sedimentology and geochemistry of carbonates from lacustrine sequences in the Madrid Basin (Central Spain), v.123.no.1-4, p.173-191.

Capraru, C. 1977. Considerations regarding the oil possibilities of Tuz Gölü Basin. TPAO Raporu (Yayınlanmamış).

Capraru, C. 1991. Hydrocarbon trap types in the structural units of the Tuz Gölü Basin. Ozan Sungurlu Sempozyumu, Proceedings, 156-173.

Cas, R.A.F. and Wright, J. V. 1987. Volcanic successions: modern and ancient, Chapman and Hall, UK.

Çemen, İ. ve Dirik, K., 1992. Tuzgölü havzasının kuzeydoğu kısmının stratigrafisi, yapısal jeolojisi ve jeoloji tarihi. TPAO Rapor No. 3115 (Yayınlanmamış).

Çemen, İ., Göncüoğlu, M.C., Dirik, K. ve Erler, A. 1995. Tuzgölü Havzası Batı Kısmının Temel Jeolojik Sorunları Projesi Gelişme Raporu. TPAO Raporu (Yayınlanmamış)

Çemen, İ., Göncüoğlu, M.C., and Dirik, K., 1999. Structural evolution of the Tuzgölü basin in Central Anatolia. Turkey, Journal of Geology, 107 (6), 693-706.

Dellaloğlu, A. ve Aksu, R., 1984. Kulu-Şereflikoçhisar-Aksaray dolayının jeolojisi ve petrol olanakları. TPAO Rapor no: 2020 (Yayınlanmamış).

Dellaloğlu, A. 1991. Ankara-Temelli-Haymana-Kulu-Kırıkkkale arasındaki alanın jeolojisi ve petrol olanakları (yayınlanmamış).TPAO Rapor No: 2020.

Dellaloğlu, A. 1997. Ankara ili-Tuzgölü arasındaki Neotetis'in kuzey kolunun evrimi (Haymana- Tuzgölü Basenlerinin stratigrafileri ve jeoteknik evrimleri).Çukurova Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Adana, Doktara Tezi,332s.

Derman, A.S. 1980. Tuz Gölü ve kuzeyinin jeolojisi. TPAO Rapor No. 1512 (Yayınlanmamış).

Demıcco, R.V. and Hardıe, L.A. 1994. Sedimentary Structures and Early Diagenetic Features of Shallow Marine Carbonate Deposits. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Atlas Series 1, Society of Sedimentary Geology, Tulsa.

Derman, A. S., Rojay, B., Güney, H., ve Yıldız, M. 2000. Koçhisar-Aksaray fay zonu'nun evrimi hakkında yeni veriler. Haymana-Tuzgölü-Ulukışla basenlerinin uygulamalı çalışması, Aksaray. Bildiri Özleri Kitabı, 1.

DiMarco, M.J and Lowe, D.R., 1989. Shallow-water volcaniclastic deposition in the Early Archean Panorama Formation, Warrawoona Group, eastern Pilbara Block, Western Australia. Sediment.Geol., 64: 43-63.

Dinçer, A., 1982. Kulu Batısının Jeolojisi ve Petrol Olanakları. TPAO Rapor no: 1665 (Yayınlanmamış).

Dirik, K. and Göncüoğlu, M.C., 1996. Neotectonic characteristics of central Anatolia. International Geology Review, 38, 807-817.

Dirik, K., 2001. Neotectonic evolution of the northwestward arched segment of the Central Anatolian Fault Zone, central Anatolia, Turkey. Geodinamica Acta, 14, 147-158.

Dirik, K. and Erol, O. 2003. Tectonomorphologic evolution of Tuzgölü and surrounding area, central Anatolia-Turkey. Turkish Association of Petroleum Geologists Special Publication, 5, 27-46.

Dirik, K., Akıl, B. ve Özsayın, E. 2005. Eskişehir-Sultanhanı Fay Sistemi'nin Sivrihisar-Cihanbeyli Kesimi'nin Özellikleri, Orta Anadolu-Türkiye. Eskişehir Fay Zonu ve İlişkili Sistemlerin Depremselliği Çalıştayı 28-30 Nisan 2005, Eskişehir, Genişletilmiş Bildiri Özleri Kitabı, 9-10.

Dunagan, S.P. and Turner, C.E. 2004. Regional paleohydrologic and paleoclimatic settings of wetland/lacustrine depositional systems in the Morrison Formation (Upper Jurassic), Western Interior, USA. Sedimentary Geology, 167, 269-296.

Duru, M. ve Gökçen, N. 1985. Polatlı (GB Anadolu) güneyi Alt Paleojen'in beş yeni türü kapsayan ostrakod faunası ve stratigrafik yorumu. TJK Bülteni, 28 (2), 147-158.

Emelyanov, E.M. and Shimhus, K.M. 1986. Geochemistry and sedimantology of the Mediterranean Sea. 176p. Paris.

Ercan, T. 1986. Orta Anadolu'daki Senozoyik volkanizması. MTA Dergisi, 107, 119-141.

Eren, Y. 2003a. Yazır fayının (Konya) neo-tektonik özellikleri. Mühendislik Bilimleri Dergisi, (2), 237-244.

Eren, Y. 2003b. Konya bölgesinin depremselliği. Turkish Association of Petroleum Geologists Special Publication, 5, 85-98.

Eren, M. 2007. Genesis of tepees in the Quaternary hardpan calcretes, Mersin, S Turkey. Carbonates and Evaporites 22, 123–134.

Erol, O. 1967-1968. Cihanbeyli güneyinde, Bolluk Gölü çevresindeki traverten konileri. Türk Coğrafya Dergisi, 24/25, 64-87.

Erol, O. 1969. Tuzgölü Havzasının jeolojisi ve jeomorfolojisi. TÜBİTAK Raporu (Yayınlanmamış).

Esat, K. 2011. Ankara çevresinde Orta Anadolu'nun netektoniği ve depremselliği. Doktora tezi (basılmamış). Ankara Üniversitesi, 144 s, Ankara.

Eugster, H. and Hardie, L.A. 1978. Saline lakes, In: Lakes, Chemistry, Geology, Physics. Lerman, A. (eds), Springer, pp. 239-293, New York.

Eugster, H.P. and Kelts, K. 1983. Lacustrine chemical sediments, In: Chemical Sediments and Geomorphology. Goudie, A.S. and Pye K. (eds), Academic Press, pp. 321-368, London.

Fisher, R.V. 1966. Textural comparison of John Day volcanic siltstone with loess and volcanic ash. J. Sed. Petrol. 36, 706-718.

Fisher, R.V. 1984. Submarine volcaniclastic rocks. In: B.P.Kokelaar and M.F. Howells (Editors), Marginal Basin Geology, Geol. Soc. London, pp. 5-27.

Fisher, R.V. and Schmincke H.U. 1984. Pyroclastic Rocks. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 472 p, Germany.

Fiske, R.S. and Matsuda, T.1964. Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan. Am.J. Sci., 262:76-106.

Flügel, E. 2004. Microfacies of carbonate rocks. Springer Berlin Heidelberg, 976 p., New York.

Folk, R.L. 1962. Spectral subdivision of limestone types, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. I, p. 62-84.

Goudie, A. 1972. The chemistry of World calcrete deposits: Journal of Geology ,v.80, p.449-463.

Goudie, J.W. 1996. The effects of stocking on estimated site index in the Morice, Lakes and Vanderhoof timber supply areas in central British Columbia. In Proceedings of Northern Interior Vegetation Management Annual Meeting, January 24-25, 1996, Smithers, B.C., NIVMA.

Gökçe, A. 1993. Hidrotermal Maden Yataklarının köken ve Olusum Kosullarının Arastırlmasında Kararlı 6zotoplar Jeokimyası 6ncelemeleri ve Türkiye'den Örnekleri. Jeoloji Müh. Dergisi, 42, 89-101.

Göncüoğlu, M. C., Erler, A., Toprak, V., Yalınız, K., Olgun, E. ve Rojay, B. 1992. Orta Anadolu Masifi'nin batı bölümünün jeolojisi, Bölüm 2: Orta Kesim. TPAO Rapor No: 3535 (Yayınlanmamış).

Göncüoğlu, M.C., Dirik, K. and Kozlu, H. 1996. Geodynamic settings of alpine terranes in Turkey. Annales Geologique de Pays Hellenique, 37, pp. 123-137.

Görür, N. ve Derman, A.S. 1978. Tuzgölü-Haymana havzasının stratigrafik ve tektonik analizi. TPAO Raporu no: 1514, 60 s. (yayımlanmamış)

Görür, N., Oktay, F.Y., Seymen, İ. and Şengör, A.M.C. 1984. Paleotectonic evolution of the Tuzgölü basin complex, Central Turkey Sedimentary Record of a Neo-Tethyan closure, The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geology Society Special Publication, 17, In J.E. Dixon and A.H.F. Robertson(eds.) Oxford, 467-482

Görür, N., Tüysüz, O. and Şengör. A.M.C. 1998. Tectonic evolution of the Central Anatolia Basins. International Geology Review,40,831-850.

Gündoğan, İ. and Helvacı, C. 1996. Geology, hydrochemistry, mineralogy and economic potential of the Bolluk Lake (Cihanbeyli-Konya) and the adjacent area. Turkish Journal of Earth Sciences, 5, 91-104.

Günen, E. 2011. Sincanlı Afyon Neojen Havzası Birimlerinin Sedimantolojisi. Doktora Tezi, Ankara Üniversitesi, Fen Bil. Enst. 200s.

Gürbüz, A.2012. Tuz Gölü Havzası'nın Plio - Kuvarterner' deki Tektono- Sedimanter Evrimi. Doktora Tezi, Ankara Üniversitesi, Fen Bil. Enst. 130s.

Gürer, Ö. F. and ve Aldanmaz, E. 2002. Origin of the Cretaceous- Tertiary sedimentary basins within the Tauride-Anatolide platform in Turkey. Geological Magazine, 139 (2), 191-197.

Harris, N. B. 2000. Evolution of the Congo rift basin, West Africa: an inorganic geochemical record in lacustrine shales. Basin Research, 12, pp. 425-445.

Hoefs, J. 1987. Stable Isotope Geochemistry (3nd ed). Springer Verlag, 241 p., Munich.Howarth, R.J. 1983. Statistic and data analysis in geochemical prospecting, Elsevier Publ. Co.,437 p., Amsterdam.

Howarth, R.J. 1983. Statistic and data analysis in geochemical prospecting, Elsevier Pulb. Co., 437 p., Amsterdam.

Isphording, W.C. 1973. Discussion of the occurence and origin of sedimentary palygorskite - sepiolite deposits. Clays and Clay Minerals, 21, 391-401.

İnci, U. 1991. Miocene alluvial fan-alkaline playa lignite-trona bearing deposits from an inverted basin in Anatolia: Sedimentology and Tectonic Controls on Deposition, Volume 71, Issues 1-2, April 1991, Pages 73-97.

Kano, K. 1991. Volcaniclastic sedimentation in a shallow-water marginal basin: the Early Miocene Koura Formation, SW Japan. Sedimentary Geology, 74, 309-321.

Karakaş, Z. ve Kadir, S. 1998. Konya kuzeyi Neojen göl basenindeki birimlerin jeolojik ve mineralojik incelenmesi. MTA Dergisi, 120, 121-133.

Karakaş, Z., Karakaş, Ö. ve Varol, B. 2007. Sazak-Biçer (Sivrihisar KD‟su) civarı Neojen (Miyosen-Pliyosen) göl basenindeki kiltaşlarının mineralojik incelenmesi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 50, 2, pp. 57-69.

Koçyiğit, A.1991. Changing stress orientation in progressive intracontinental deformation as indicated by the neotectonics of the Ankara region (NW of Central Anatolia). TPJD Bülteni, 3 (1), 48-55.

Koçyiğit, A. and Bayhan, A. 1998. A new intracontinental transcurrent structure: the Central Anatolian fault zone, Turkey. Tectonophysics, 284, 317-336.

Koçyiğit, A. 2003. General neotectonic characteristics and seismicity of central Anatolia. Turkish Association of Petroleum Geologist Special Publication, 5,1-26.

Koçyiğit, A. and Özacar, A. 2003. Extensional neotectonic regime through the NE edge of the Outer Isparta Angle, SW Turkey: New Field and Seismic Data. Turkish Journal of Earth Sciences, 12, 67-90.

Koçyiğit, A. 2005. The Denizli graben-horst system and the eastern limit of western Anatolian continental extension: basin fill, structure, deformational mode, throw amount and episodic evolutionary history, SW Turkey. Geodinamica Acta, 18 (3-4), 167-208.

Köksal, S. and Göncüoglu, M. C. 2008. Sr and Nd isotopic characteristics of some S, I, and A-type granitoids from Central Anatolia. Turkish Journal of Earth Sciences, v: 17,111-127.

Krauskopf, K.B. and Bird, D.K. 1995. Introduction to geochemistry, 3rd ed. McGraw Hill, Inc., New York, 647 pp.

Kürçer, A. 2012. Tuz Gölü Fay Zonu'nun Neotektonik Özellikleri ve Paleosismolojisi, Orta Anadolu, Türkiye. Doktora Tezi, Ankara Üniversitesi, Fen Bil. Enst.289 s.

Lahn, E. 1949. Orta Anadolu'nun jeolojisi hakkında. TJK Bülteni, 2 (1), 90-107.

Link, M.H. and Obsorne, R.H. 1978. Lacustrine Stromatolites and Associated Sediments of the Pliocene Ridge Route Formation, Ridge Basin, California, Journal of Sedimentary Petrology, Vol. 48(1978) No.1. (March), Pages 143-157.

Lowe, D.R. 1982. Sediment gravity flows. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents, J.Sediment: Petrol., 52: 279-297.

Lu, F. H. and Meyers, W. J. 1998. Massive dolomitization of a Late Miocene carbonate platform: a case of mixed evaporative brines with meteoric water, Nijar, Spain, Sedimentology, 45, 263-277.

Miall, A.D. 1977. A review of the braided-river depositional environment. Earth Science Review, 13, 1-62.

Miall, A.D. 1978a. Lithofacies types and vertical prpfile models of braided river deposits, a summary. In: Fluvial Sedimentology. A.D.Miall (ed.), Mem.,Can. Soc. Petrol. Geol.. 597-604.

Miall, A.D.1984. Variations in fluvial style in the lower Cenozoic synorogenic sediments of the Canadian Arctic Islands, Volume38, Issues 1-4, March1984, Pages 499-523.

Middleton, G.V. and Hampton, M.A. 1973. Sediment gravity flows: mechanics of glow and deposition. In: G.V. Miiddleton and A.H. Bouma (Editors), Turbidites and Deep-water Sedimentation, Short Course, Pasific Section Soc. Econ. Paleontol. Mineral., May 1973,pp.1-38.

Milton, C. and Eugster, H. P. 1959. Mineral assembleges of the Green River Formation. In P.H. Abelson, Ed., Researches in Geochemistry, New York, 1, 118-150.

Nairn, S. 2010. Testing alternative models of continental collision in Central Turkey by a study of the sedimentology, provenance and tectonic setting of Late Cretaceous–Early Cenozoic syn-tectonic sedimentary basins. The University of Edinburgh, PhD Thesis. 395 p.

Okay, A.İ. 1985. Bafa Gölü-Muğla-Uşak arasında Menderes masifi ve allokton birimlerin ilişkisi ve metamorfizması: TPAO Arama Grubu Rap., 2030.

Özkul, M. ve Türkmen, İ. 2000. Aktif tektonik rejimde alüvyal yelpaze ve menderesli nehir çökellerinin gelişimi: Peçenek havzası (Pliyosen), İç Anadolu. Haymana-Tuzgölü- Ulukışla Basenlerinin Uygulamalı Çalışması. Bildiri Özleri, 20, Aksaray.

Özmumcu, Ö. 1974. Tuzgölü Batısının jeolojisi. TPAO Rapor no: 876 (yayınlanmamış).

Özsayın, E. 2007. İnönü-Eskişehir Fay Sisteminin Yeniceoba-Cihanbeyli-(Konya-Türkiye) Arasındaki Bölümünün Neojen-Kuvarterner Yapısal Evrimi. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, Doktora Tezi, 120s. (yayımlanmamış).

Özsayın, E. and Dirik, K. 2007. Quaternary activity of the Cihanbeyli and Yeniceoba Fault Zones: İnönü-Eskişehir Fault System, Central Anatolia. Turkish Journal of Earth Sciences,16, 471-492.

Özsayın, E. and Dirik, K. 2011. The role of oroclinal bending in the structural evollution of the Central Anatolian Plateau: evidence of a regional changeover from shortening to extension. Geologica Carpathica,62 (4), 345-359.

Phıllıppson, A. 1918. Kleinasien. Handbuch der regionalen geologie 5, 2.

Prave, A.R. and Duke, W.L. 1990. Small-scale hummocky cross-stratification in turbidites: a form of antidune stratification in turbidites: a form of antidune stratification? Sedimentology, 37: 531-539.

Rachold, V. and Brumsack, H.J. 2001. Inorganic geochemistry of Albian sediments from the Lower Saxony Basin NW Germany: palaeoenvironmental constraints and orbital cycles. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 174, 121-143.

Ramos, E., Cabrera, L., Hagemann, H.W., Pickel, W. and Zamarreño, I. 2001. Paleogene lacustrine record in Mallorca (NW Mediterranean, Spain): depositional, palaeogeographic and palaeoclimatic implications for the ancient southeastern Iberian margin. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 172, 1-37.

Rao, C.P. 1989. Geochemistry of the Gordon limestone (Ordovician).Mole Creek, Tasmania, Australian Jour. Earth Sci, 36, 65-71.

Rıchter, F.M., Rowley, D.B. and Depaolo, D.J. 1992. Sr İsotope Evolution Of Seawater: The Role Of Tectonics. Earth And Planetary Science Letters 109, 11-23.

Rigo de Righi, M. and Cortesini, A. 1960. Regional studies of the Central Anatolian basins progress report. PDR Turkish GulfOil Co. Rapor No. II /11-12 (Yayınlanmamış).

Roy, P.D., Smykatz-Kloss, and Sinha, R. 2006. Late Holocene geochemical history inferred from Sambhar and Didwana playa sediments, Thar Desert, India: Comparison and synthesis. Quaternary International, 144, 84-98.

Rust, B.R. 1979. Sedimentation in fluvial and lacustrine environments, July 1982,Volume 91-92, Issue 1, pp 59-70.

Saraç, C. 2007. Sözlü Görüsme. Hacettepe Üniversitesi Müh. Fak. Jeoloji Mühendisligi Bölümü.

Scheffler, K., Dieter, B. and Schwark, L. 2006. Analysis of late Paleozoik glacial to post-glacial sedimentary successions in South Africa by geochemical proxies-Response to climate evolution and sedimentary enviroment. Paleogeograghy, Paleoclimatology, Paleoecology, 240,184-203.

Scholle, P.A. and Ulmer-Scholle, D.S. 2003. A color guide to the petrography of carbonate rocks: grains, texture, porosity, diagenesis, AAPG Memoir 77, AAPG Tulsa, 474pp.

Siesser, W.G. 1973. Diagenetically formed ooids and intraclasts in South African calcretes. Sedimentology, 20, 539-551.

Singer, A. and Galan, E. 1984. Palygorskite-Sepiolite: Occurrence, Genesis and Uses. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, 352 s.

Sinha, R., Smykatz-Kloss, W., Stüben, D., Harrison, S.P., Berner, Z. and Kramar, U. 2006. Late Quaternary palaeoclimatic reconstruction from the lacustrine sediments of the Sambhar playa core, Thar Desert margin, India. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 233, 252-270.

Sirel, E. 1975. Polatlı (GB Ankara) güneyinin stratigrafisi. TJK Bülteni, 18 (2), 181-192.

Smith, G.A. 1987. The influence of explosive volcanism on fluvial sedimentation: the Deschutes Formation (Neogene) in central Oregon.J.Sediment.Petrol., 57: 613-629.

Sonel, N., Kulke , H., Sarı, A., Ayyıldız, T., Kadıoğlu, Y., Özkul , M., Yıldız, A., Doğan ,U., Habo, M., Paeghe, W. ve Doğan, M. 1995. Tuz Gölü havzasının jeolojisi ve hidrakarbon potansiyelinin değerlendirilmesi projesi. TPAO 1. Faaliyet Raporu, 27s.

Sonel, N. ve Sarı, A. 2003. Mezgit Formasyonu' nun (Tuz Gölü havzası) diyajenez ve rezervuar jeolojisinin incelenmesi. Gazi Üniversitesi Fen bilimleri Dergisi, 16 (1), 115-125.

Starkey, H.C. ve Blackmon, P.D. 1979. Clay mineralogy of Pleistocene lake Tecopa, Inyo County, California. Geological Survey Professional Paper 1061, 34 s.

Strong, G.E., Gıles, J.R.A. and Wrıght, V.P. 1992. A Holocene calcrete from North Yorkshire, England: implications for interpreting palaeoclimates using calcretes. Sedimentology 39, 333–347.

Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Boray, A., 1987. Türkiye'nin Diri Fayları ve Depremsellikleri. MTA Rapor no:8174, 394 s.

Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. and Sungurlu, O. 1985. Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Palaeotethys. In: Robertson, A.H.F. and Dixon, J.E. (eds) The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Geological Society, London, Special Publications, 17,77-112.

Taylor, S.R. and McLennan, S.M. 1985. The continental crust: Its composition and evolution. Blackwell, 312 p., Malden, Massachusetts.

Tekin, E., Ayan, Z. ve Varol, B. 1994. Sivas- Ulas sölestin olusumlarının (Tersiyer)mikrodokusal özellikleri ve sıvı kapanım çalısmaları. Türkiye Jeo. Bült., 37, 1, 61-76, Ankara.

Tekin, E. ve Varol, B. 1993. Sivas (İç Anadolu) havzasındaki sölestin yataklarının petrografik incelemesi. A. Suat Erk Jeo. Simp. Bildiri., 319-327, Ankara.

Tekin, E., Varol, B., and Ayyıldız, T. 2010. Sedimentology and paleoenvironmental evolution of Messinian evaporites in the İskenderun-Hatay basin complex, Southern Turkey. Sedimentary Geology, 229/4, 282-298.

Tekin, E. 2014. Cihanbeyli-Kulu (Konya Kuzeyi) Neojen Havzası Birimlerinin Stratigrafisi, Sedimantolojisi ve Havza Evrimi. TÜBİTAK Proje No: 113Y090. 1. Gelişme raporu (yayımlanmamış).

Tekin, E. 2015. Cihanbeyli-Kulu (Konya Kuzeyi) Neojen Havzası Birimlerinin Stratigrafisi, Sedimantolojisi ve Havza Evrimi. TÜBİTAK Proje No: 113Y090. 2. Gelişme raporu (yayımlanmamış).

Törk, K., Erduran, B., Özgür, C., Güner, İ.N. ve Yavuz, S., Ateş, Ş., Mutlu, G. ve Özerk, O.C. 2012. Konya Havzasında Karstik Çöküntü Alanlarının Belirlenmesi ve Tehlike Değerlendirilmesi Projesi, MTA, Raporu yayımlanmamış, Ankara.

Tribovillard, N., Algeo, T. J., Lyons, T. and Riboulleau, A. 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update. Chem. Geol., 232, 12-32.

Tucker, M.E. 1991. Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks. Blackwell Science, Oxford.

Tucker, M.E. and Wrıght, V.P. 1990. Carbonate Sedimentology. Blackwell Science, Oxford.

Tunoğlu, C., Temel, A. and Gençoğlu, H. 1995. Pliocene ostracoda association and environmental characteristics of Sivrihisar (Eskişehir)- Central Anatolia; 12nd. Inter. Ostracoda Symp., ostracoda and Biostratigraphy (Ed. Riha, J.) Belkama / Rotterdam, 265-275.

Tüysüz, N. ve Yaylalı, G. 2005. Jeoistatistik Kavramlar ve Bilgisayarlı Uygulamalar.Karadeniz Teknik Üniversitesi Yayını, 382 s., Trabzon

Uçar, L. 2008. Hanobası-Karapınar (KB Aksaray) alanının stratigrafik incelenmesi. Geosound,52,1.

Ulu, Ü., Bulduk, A.K., Ekmekçi, E., Karakaş, M., Ocal, H., Arbas, A., Saçlı, L, Taşkıran, A., Adır, M., Sözeri, Ş. ve Karabıyıkoğlu, M. 1994a. İnlice-Akkise ve Cihanbeyli-Karapınar Alanının Jeolojisi. MTA Rapor no: 9720, 219 s.

Umut, M., Bilgin, Z. ve Güner, E. 1990. Kadınhanı-Sarayönü-Sülüklü(Konya) Dolayının jeolojisi. MTA Rapor no:9030 (Yayınlanmamış).

Us, M.S. 2015. Cihanbeyli-Yeniceoba (Konya Kuzeyi) Civarındaki Oligo-Miyosen Evapoitlerinin Sedimantolojisi. Yüksek Lisans Tezi, Ankara Üniversitesi, Fen Bil. Enst. 98 s.

Uygun, A. 1981. Tuzgölü havzasının jeolojisi, evaporit oluşumları ve hidrokarbon olanakları. TJK İç Anadolu'nun Jeolojisi Sempozyumu, Ankara, 66-71.

Uygun, A., Yaşar M., Erkan, M.C., Baş, H.., Çelik, E., Aygün, M., Bilgiç, T., Kayakıran, S. ve Ayok, F.1982. Tuzgölü Havzası projesi. Cilt 2. MTA Raporu (Yayınlanmamış).

Ünlü, T. ve Stendal, H. 1989. Jeokimya verilerinin çok degiskenli jeoistatsitik analizlerle degerlendirilmesine bir örnek: Divrigi bölgesi demir yatakları, Orta Anadolu. MTA Dergisi, 109, 127-140, Ankara.

Ünalan, G., Yüksel, V., Tekeli, T., Gönenç, O., Seyirt, Z., ve Hüseyin, S., 1976. Haymana Polatlı yöresinin (GB Ankara) Üst Kretase-Alt Tersiyer stratigrafisi ve paleocoğrafik evrimi. TJK Bülteni, 19, 159-176.

Varol, B. ve Alçiçek, H. 2004. Evaporitlerin izotop ve Sıvı Kapanım Çalısmaları ile Ortamsal Yorumları ve Yaslandırılmaları. Evaporitler Tuzlar Semineri, 37- 49.

Varol, B. ve Kazancı, N. 2000. Tuzgölü ve komşu havzalarda rudist resiflerinin jeolojik ve sedimantolojik özellikleri. Tuzgölü-Ulukışla Basenleri Uygulamalı çalışma (Workshop), Aksaray, Bildiri Özleri Kitabı, 21-22.

Veızer, J. 1985. Strontium isotopes in seawater through time. Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences 17, 141-156.

Velde, B. 1985. Clay Minerals. A Physico-chemical explanation of their occurrence. Developments in Sedimantology, 40, Elsevier, Amsterdam, 427 s.

Verrecchia, E. P. and Le Coustumer, M. N. 1996. Clay Minerals. Occurence and genesis of palygorskite and associated clay minerals in a Pleistocene calcrete complex, Sae Boqer, Negev Desert, Israel. Clay Minerals, 31, 183-202.

Wanas, H. A. 2002. Petrography, geochemistry and primary origin of spheroidal dolomite from the Upper Cretaceous/Lower Tertiary Maghra El-Bahari Formation at Gabal Ataqa, Northwest Gulf of Suez, Egypt, Sediment. Geol., 151, 211-224.

Weaver, C.S. and Shedlock, K.M. 1989, Potential subduction, probable intraplate and known crustal earthquake source zones in the Cascadia subduction zone, in Hays, W.W., ed., Proceedings of the Third Nehrp Workshop on earthquake hazards in the Puget Sound/Portland region, March 1989, Portland, Oreg.: U.S. Geological Survey open-file report, in press.

Weaver, C. E. and Beck, K. C. 1977. Miocene of the S. E. United States: A model for chemical sedimentation in a peri-marine environment, Sedimentary Geology, 17, 1-234.

Wrıght, V.P. and Tucker, M.E. 1991.Calcretes. Blackwell Scientific Publications, Oxford.

Yamada, E. 1984. Subaqueous pyroclastic flows: their devolopment and their deposits. In: B.P. Kokelaar and M.F. Howells (Editors). Marginal Basin Geology. Geol.Soc.London.pp.29-35.

Yüksel, S. 1970. Etude geologique de la region d'Haymana (Turquie Centrale),These. Fac. Sci. Unv. Nancy, Fransa (yayımlanmamış).

EKLER

EK 1 Volkaniklastiklerin Petrografik-Dokusal-Ortamsal Özellikleri

EK 2 İnsuyu Kireçtaşlarının Dokusal-Petrografik-Ortamsal Özellikleri

EK 1 Volkaniklastiklerin Petrografik-Dokusal-Ortamsal Özellikleri

ÖRNEK NO	GPS	BAĞLAYICI/HAMUR	TANE BİLEŞENLERİ			OLASI YAŞ	KAYAÇ İSMİ	ORTAM
			VOLKANİK	SEDİMANTER	XRD			
Y13-10-26	K38 50165 D32 42850	Karbonatça zengin, demir boyamalı	Feldispat, kuvars, plajioklaz, pümeks	Pelesipod, Nummulites, Gastropod, Foraminifer	—	Geç Miyosen	Tüfitik Kumtaşı	Gölsel
Y13-10-27	K38 50165 D32 42850	Karbonatça zengin, volkan camı	Feldispat, pümeks	Pelesipod, Nummulites, Gastropod, Foraminifer	—	Geç Miyosen	Tüfitik Kumtaşı	Gölsel
Y13-10-28	K38 50170 D32 42900	Karbonatça zengin, demir oksitleşmeli, kül	Pümeks, feldispat, kuvars	—	—	Geç Miyosen	Dolomitik kireçtaşı	Gölsel
Y13-10-29A	K38 50170 D32 42900	Karbonat, volkan camı, vesiküler boşluklu elek dokulu (olivin)	Olivin, pümeks,	Pelesipod, Nummulites, Gastropod, Foraminifer	—	Geç Miyosen	Vitrik tüf-Litik tüf	Gölsel
Y13-10-29B	K38 50183 D32 42984	Karbonat +cam gaz boşluklu %40 tane	Biyotit, feldispat, pümeks, serpantin	—	—	Geç Miyosen	Dolomitik kireçtaşı	Gölsel
Y13-10-30	K38 50183 D32 42984	Volkan camı (hakim), vesiküler boşluklu	Serpantinleşmiş olivin, piroksen, taze olivin, pümeks, fosil	—	—	Geç Miyosen	Tüfitik kumtaşı	Gölsel
Y13-10-31	K38 50183 D3242984	Karbonatça zengin, demir oksitleşmeli, kalsit	Bazalt, gabro, piroksen, plajioklaz, polikuvars	—	—	Geç Miyosen	Tüfitik kumtaşı	Gölsel
Y13-09-36	K38 50183 D3242984	Karbonat (%70), kül (%10),demir boyamalı	Biyotit	Kalsit	Kalsit, dolomit, feldispat, palygorskit, kuvars	Geç Miyosen	Dolomitik kireçtaşı	Gölsel
Y13-09-37	K38 50183 D3242984	Karbonat, volkan camı, (%70) kül, dentritik yapılı mangan boyamalı	Kuvars, serpantin, biyotit, klorit, piroksen, andezit/bazalt	Kalsit(%80), Pelesipod, Nummulites, Gastropod, Foraminifer	Kalsit, dolomit, kuvars, palygorskit, illit	Geç Miyosen	Tüfitik kumtaşı	Gölsel
Y13-09-38	K38 50183 D3242984	Karbonat(%90), kül (%10), demir boyamalı, vesiküler boşluklu	Klorit, opak mineral, kuvars, biyotit	—	—	Geç Miyosen	Dolomitik kireçtaşı	Gölsel
Y13-09-58	K38 50190 D32 42937	Karbonat, kül, (%30) volkan camı, demir boyamalı	Serpantin, biyotit, klorit, piroksen	Kireçtaşı taneleri, Pelesipod, Nummulites, Gastropod, Foraminifer	Dolomit, kalsit, kuvars, palygorskte, illit	Geç Miyosen	Tüfitik kumtaşı	Gölsel
Y13-09-59	K 3850171 D32 42983	Karbonat(%40),kül, volkan camı(%5-10)	Piroksen	—	Dolomit, kalsit, kuvars, palygorskit, illit	Geç Miyosen	Dolomitik kireçtaşı	Gölsel
Y13-09-60	K 3850171 D32 42983	Karbonat, kül, volkan camı Kenarlara doğru tüf dokusu, iç tarafta kireçtaşı dokusu hakim	Serpantin, glakafon, ribekit, muskovit	Kireçtaşı taneleri, pelesipod, nummulites, gastropod, foraminifer	—	Geç Miyosen	Tüfitik kumtaşı	Gölsel

Y13-09-60a	K 3850171 D32 42983	Karbonat (%90-95), demir ve mangan boyamalı,dentritik yapılı ,vesiküler boşluklu	Kuvars,serpantin	Pelesipod, Nummulites, Gastropod, Foraminifer	—	Geç Miyosen	Dolomitik kireçtaşı	Gölsel
Y13-09-61	K 38 50170 D3243001	Karbonat, kül ve demir boyamalı	Epidat,kuvars,piroksen	—	—	Geç Miyosen	Dolomitik kireçtaşı	Gölsel
Y13-09-62	K 38 50170 D3243001	Karbonat(%40), kül(%60) Vesiküler boşluklu,demir boyamalı	Biyotit,epidot,serpantin riyolit,polikuvars,klorit	Kireçtaşı taneleri,pelesipod, nummulites, gastropod, foraminifer	—	Geç Miyosen	Tüfitik kumtaşı	Gölsel
Y13-09-63	K 38 50170 D 3243001	Karbonat(%60), kül,volkan camı, demir boyamalı iri kristalli	Polikuvars,kuvars,opak mineral,serpantin,çok epidot,klorit,hornblend	Pelesipod, Nummulites, Gastropod, Foraminifer	—	Geç Miyosen	Tüfitik kumtaşı	Gölsel
Y13-09-64	K38 50167 D32 43004	Karbonat(%60), kül,demir boyamalı	Klorit,biyotit,kuvars, opak mineral	Kireçtaşı parçası	—	Geç Miyosen	Dolomitik kireçtaşı	Gölsel
Y13-09-65	K38 50167 D32 43004	Kül, volkan camı, mangan ve demirboyamalı, dentritik yapılı ,vesiküler boşluklu,küçük kristalli	Piroksen,kuvars, feldispat,opak mineral,muskovit pulcukları	—	Dolomit, kuvars, palygarskit, illit, kristobalit	Geç Miyosen	Tüfitik kumtaşı	Gölsel
Y13-09-66	K38 50167 D32 43004	Karbonat(%80),kül,vesiküler boşluklu	Serpantin,klorit, muskovit,opak mineral,kayaçparçaları, mika taneleri	—	—	Geç Miyosen	Dolomitik kireçtaşı	Gölsel
Y13-09-67	K38 50167 D32 43004	Karbonat(%60),kül, kil,volkan camı(%2), tüf dokulu	Piroksen,serpantin parçaları,muskovit,biyotitit pulcukları,kuvars	—	Dolomit, Kuvars, palygarskit, illit	Geç Miyosen	Dolomitik kireçtaşı	Gölsel
Y13-09-68	K38 50155 D32 43033	Karbonat (%60),volkan camı, iri kristalli, demir boyamalı	Serpantin taneleri	—	—	Geç Miyosen	Dolomitik kireçtaşı	Gölsel
Y13-09-69	K38 50155 D32 43033	Karbonat(%60-65) + kül, küçük kristalli, demir boyamalı	Serpantin,klorit, muskovit,epidot,biyotit, opak mineral, ribekit (mor-menekşe)	—	Dolomit, kuvars ,illit	Geç Miyosen	Tüfitik kumtaşı	Gölsel
Y13-09-70	K38 50148 D32 43196	Karbonat (%65)), kül, killeşme, demir ve mangan boyamalı, dentritik yapılı	Klorit,epidot,kuvars, opak mineral	—	Dolomit, kuvars, palygorskit, albit,illit	Geç Miyosen	Dolomitik kireçtaşı	Gölsel
Y13-09-71	K38 50148 D32 43196	Karbonat (%60), kül,vesiküler boşluklu	Serpantin,klorit,biyotit	Kalsit	—	Geç Miyosen	Tüfitik kumtaşı	Gölsel

EK 2 İnsuyu Kireçtaşlarının Dokusal-Petrografik- Ortamsal Özellikleri

ÖRNEK NO	GPS	ÖZEL YAPILAR	KURUMA ÇATLAĞI			PELLET /PELLOİDAL YAPI			İNTRAKLAST			TOPRAKLAŞMA			VADOZ SİLTİ			MENİSKÜS ÇİMENTOLANMA			ERİME YÜZEYİ			FOSİL	BİTKİ PARÇALARI ve KÖK İZİ			DOKU	ORTAM
			+	++	+++	+	++	+++	+	++	+++	+	++	+++	+	++	+++	+	++	+++	+	++	+++		+	++	+++		GÖL
Y13-10-04A	K38.6861 D32.5015 H=856 M			X		X			X										X					ONKOİD OSTRAKOD		X		MİKRİTİK	SIĞ
Y13-10-04B	K38.6861 D32.5015 H=856 M	ALVEOLAR			X		X			X								X					X	ONKOİD			X	MİKRİTİK	SIĞ
Y13-10-06	K38.6861 D32.5015 H=856 M								X																X?			KARBONAT	SIĞ
Y13-10-7A	K38.6861 D32.5015 H=856 M	MİKRODİLİM			X		X		X						X			X						OOİD			X	MİKRİTİK	SIĞ
Y13-10-7B	K38.6861 D32.5015 H=856 M						X				X					X							X	GASTROPOD		X		MİKRİTİK	SIĞ
Y13-10-7C	K38.6861 D32.5015 H=856 M			X			X						X		X			X						GASTROPOD			X	MİKRİTİK	SIĞ
Y13-10-7C-Ç	K38.6861 D32.5015 H=856 M																		X			X?		GASTROPOD				MİKRİTİK	GÖRECELİ DERİN
Y13-10-7D	K38.6861 D32.5015 H=856 M				X					X		X			X				X				X	GASTROPOD				MİKRİTİK	SIĞ
Y13-10-09	K38.4121 D32.4720 H=1004 M	RİZOLİT		X		X																X					X	MİKRİTİK	SIĞ
Y13-10-11	K38.4121 D32.4720 H=1004 M	RİZOLİT		X				X																OOİD ONKOİD			X	MİKRİTİK	SIĞ

Y13-10-13	K38.4121 D32.4720 H=1004 M		X							X													X		X			MİKRİTİK	GÖRECELİ DERİN ??
Y13-10-14	K38.4121 D32.4720 H=1004 M	ALVEOLAR (KALİŞ)	X																				X	ONKOİD OSTRAKOD		X		MİKRİTİK	SIĞ
Y13-10-15	K38.4121 D32.4720 H=1004 M	MİKRODİUM (KALİŞ)																										KALSİT DOLGULU	SIĞ ??
Y13-10-16	K38.4058 D32.5113 H=1035 M				X			x		x?												X		OSTRAKOD				MİKRİTİK	SIĞ
Y13-10-17	K38.4058 D32.5113 H=1035 M			X							x	X			X									OSTRAKOD GASTROPOD	X			MİKRİTİK	SIĞ
Y13-10-18	K38.4058 D32.5113 H=1035 M		X						X						X						X ?			GASTROPOD	X ?			MİKRİTİK	SIĞ
Y13-10-19	K38.4058 D32.5113 H=1035 M				X		X			X														OOİD ONKOİD	X			MİKRİTİK	SIĞ
Y13-10-21	K38.4058 D32.5113 H=1035 M		X																					OOİD GASTROPOD	X			MİKRİTİK	SIĞ
Y13-10-22	K38.4058 D32.5113 H=1035 M			X			X																	GASTROPOD	X?			MİKRİTİK	SIĞ
Y13-10-23	K38.4058 D32.5113 H=1035 M		X			X								X	X							X		OOİD ONKOİD OSTRAKOD		X		MİKRİTİK	SIĞ
Y13-10-24	K38.4058 D32.5113 H=1035 M				X	X?								X	X							X		OOİD OSTRAKOD GASTROPOD		X		MİKRİTİK	SIĞ
Y13-10-25	K38.4058 D32.5113 H=1035 M	RİZOLİT	x					x																OOİD, ONKOİD GASTROPOD	x			MİKRİTİK	SIĞ

ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : Bilge Göksu
Doğum Yeri : Ankara
Doğum Tarihi : 31.01.1987
Medeni Hali : Bekar
Yabancı Dili : İngilizce

Eğitim Durumu (Kurum ve Yıl)

Lise : Batıkent Lisesi (2004)
Lisans : Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü (2006)
Yüksek Lisans : Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı (Şubat 2012-Kasım 2015)

Çalıştığı Kurum/Kurumlar ve Yıl

—

Yayınlar/Bildiriler

Varol, B.E., Tekin, E., Görmüş, M., Herece, İ.E., Sözeri. K., Gündoğan, İ., Us, M.S., İslamoğlu, Y., Akgün, F., Şen Ş. and **Göksu, B**. 2014. Depositional History of the Yeniceoba-Cihanbeyli Tertiary basin-fill deposits. ISEMG2014, The 8th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology 13-17 October 2014 Turkey, Muğla, abstracts&programs, p.148-149.

Sözeri,K., Varol, B.E., Tekin, E., Herece, İ.E, Gündoğan, İ., Büyükmeriç, Y., Akgün, F., Şen, Ş., Görmüş, M. and **Göksu, B**. 2015. Petrographıc, Mıneralogıc and Geochemıcal Propertıes of Yeniceoba-Cihanbeyli Tertıary Basın-Fill Deposits.The 31th IAS Meeting of Sedimentology. 22-25 June 2015, Krakow-Polonya, p.499.