



T.C.

**BATMAN ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**GÜNEYDOĞU ANADOLU OTOKTONU
(MARDİN-MAZIDAĞI) APSİYEN-ALT
KAMPANİYEN YAŞLI KARABABA
FORMASYONUNUN LİTOLOJİK,
MİNERALOJİK VE JEOKİMYASAL
ÖZELLİKLERİNİN İNCELENMESİ**

Mesude YILDIRIM

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

**Ağustos-2019
BATMAN
Her Hakkı Saklıdır**

**GÜNEYDOĞU ANADOLU OTOKTONU (MARDİN-MAZIDAĞI)
APSIYEN-ALT KAMPANIYEN YAŞLI KARABABA FORMASYONUNUN
LİTOLOJİK, MİNERALOGİK VE JEOKİMYASAL
ÖZELLİKLERİNİN İNCELENMESİ**

Mesude YILDIRIM

**YÜKSEK LİSANS TEZİ
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı**

TEZ KABUL VE ONAYI

Mesude YILDIRIM tarafından hazırlanan “Güneydoğu Anadolu Otoktonu (Mardin-Mazıdağı) Apsiyen-Alt Kampaniyen yaşlı Karababa Formasyonunun Litolojik, Mineralojik ve Jeokimyasal özelliklerinin İncelenmesi” adlı tez çalışması 21/08/2019 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oy birliği ile Batman Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı’nda YÜKSEK LİSANS tezi olarak kabul edilmiştir.

Jüri Üyeleri

Başkan

Prof.Dr. Bahattin ÇETİNDAG

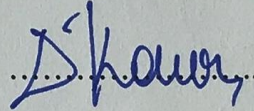
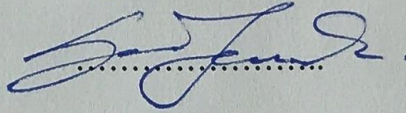
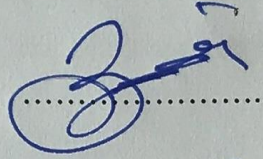
Danışman

Doç.Dr.Sema TETİKER

Üye

Dr.Öğr.Üyesi Derya KOCA

İmza



Yukarıdaki sonucu onaylarım.



Prof. Dr. Şahnaz TİĞREK
FBE Müdürü

TEZ BİLDİRİMİ

Bu tezdeki bütün bilgilerin etik davranış ve akademik kurallar çerçevesinde elde edildiğini ve tez yazım kurallarına uygun olarak hazırlanan bu çalışmada bana ait olmayan her türlü ifade ve bilginin kaynağına eksiksiz atıf yapıldığını bildiririm.

DECLARATION PAGE

I hereby declare that all information in this document has been obtained and presented in accordance with academic rules and ethical conduct. I also declare that, as required by these rules and conduct, I have fully cited and referenced all material and results that are not original to this work.

İmza
Mesude YILDIRIM

Tarih:21.08.2019

ÖZET

YÜKSEK LİSANS TEZİ

GÜNEYDOĞU ANADOLU OTOKTONU (MARDİN-MAZIDAĞI) APSİYEN-ALT KAMPANİYEN YAŞLI KARABABA FORMASYONUNUN LİTOLOJİK, MİNERALOJİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİNİN İNCELENMESİ

Mesude YILDIRIM

**BATMAN ÜNİVERSİTESİ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

Danışman: Doç. Dr. Sema TETİKER

2019, 124 Sayfa

Jüri

Prof.Dr. Bahattin ÇETİNDAG

Doç. Dr. Sema TETİKER

Dr.Öğr.Üyesi Derya KOCA

İnceleme alanı Arap Plakası'nın kuzeyini temsil eden Güneydoğu Anadolu Otoktonu (GDAO) olarak tanımlanan alanda yer alan Mardin-Mazıdağı yöresinde Üst Kretase yaşlı sedimanter kayalarla temsil edilen Karababa Formasyonu'dur. Birimin üç farklı litolojiye sahip üyeleri ayırt edilmiştir. Lokasyon I olarak tanımlanmış alan Karataş köyünde incelenmiş olup, elipsoyidal çört yumruları ve bol fosil kavkıları içeren gri bej renkli çok ince taneli, ayrılmış karbonatlı fosforit seviyeleri ile temsil edilmektedir. Lokasyon II olarak seçilen Ekinciler köyü kesitinde yer yer dolomitik seviyeler içeren bej renkli kireçtaşı, konkoyidal kırıklı killi kireçtaşları ve marn ardalanmasından oluşmaktadır. Lokasyon III olarak belirlenen üçüncü alan Evciler Köyü kesitinde ise sarımsı-bej renkli çört yumruları içeren kireçtaşı ve gri-bej renkli yapraklanmalı ayrılmış görünümde killi kireçtaşı ardalanması ile temsil edilmektedir.

Birimi temsil eden kayalarda yapılan petrografik incelemelerden optik mikroskop incelemelerine (OM) göre sedimanter (çört) ve kimyasal kökenli olarak tanımlanan karbonat kayaları (fosfopelmikrit, pelmikrit, mikrit, biyomikrit, mikrospatit, biyomikrospatit) farklı tane boyu, mineralojik bileşim ve dokusal ilişkiler göstermektedir. Karababa Formasyonu'nda ortokemi mikritik ve sparatik çimento, allokemleri kavkı, pellet, kemik parçaları (balık dişleri), silt boyutunda kuvars, feldispat, serizit, mika (muskovit) ve ender tali mineraller (apatit) oluşturmaktadır. Bu kayalarda az miktarlarda kuvars, feldispat (plajiyoklaz), bulunmaktadır. Pelletler 50-200 µm arasında değişen boyutlara sahip, küresel ve elipsoyidal şekilde olup, izotrop görünüm sergilemektedir. Kemik parçaları levhamsı bir görünüm sunmakla birlikte renksiz olarak gözlenmektedir. Çört türü kayalar bütünüyle mikrokristalin silis minerallerinden oluşmaktadır. Bu kayalarda özşekilli kalsit mineralleri ve silis dolgulu bıçak şekilli 500-2000 µm arasında değişen boyutlara sahip balık dişleri (fish teeth) de saptanmıştır. Taramalı Elektron Mikroskop İncelemelerine (SEM) göre apatit mineralleri küresel ve elipsoyidal şekiller sunmakta olup, boyutları 100-200 µm arasında değişmektedir. Taneler oldukça gevşek ince taneli fosfat çimento malzemesi tarafından doldurulmuştur. Apatit mineralleri EDS spektrum sonuçlarında ağırlıkça yaklaşık 80 % CaO ve 20 % P₂O₅ oranları saptanmıştır. Bu kayalarda apatitleşmiş kalın levhamsı kemik parçaları, gözeneklerde yapraksı smektit, kalın yapraklar biçiminde C-V, kalın (lata) şekilli ve/veya 1-2 µm uzunlukta ışınal ağsı kümeler şeklinde paragonit/sepiyolit lifleri de gözlenmiştir.

X-ışınları Difraksiyon (XRD) yöntemi ile saptanan fosfatlı (fosforit, karbonatlı fosforit, silisli fosforit), silisli (çört), ve karbonat (fosfatlı kireçtaşı, kireçtaşı, silisli kireçtaşı, killi kireçtaşı, dolomit, marn) kayaçlarını oluşturan minerallerin genel ortalama değerlerine göre bollukları; kalsit, fillosilikat, apatit, kuvars, opal-CT, feldispat ve dolomit şeklinde sıralanmaktadır. Birimde fillosilikat/kil türü mineraller smektit, paragonit, illit, kaolinit, klorit, sepiyolit ve karışık tabakalı I-V ve C-V saptanmıştır.

Karababa Formasyonu kilt minerallerinde yapılan jeokimyasal analiz sonuçlarında toplam eser element derişimi 1000 kat zenginleşme gösterirken, 10 kat fakirleşme gözlenmektedir. Minerallerin toplam eser element değerleri ortalama 1578 ppm olarak saptanmıştır. Ortalama derişimlere göre; geçiş metalleri (Cu, Zn); W (granitoid elementleri); As (karışık davranışlı); Be (halojen); Rb, Ba, Sr ve Ga (kalıcılığı düşük elementler); Ta, Nb ve Zr (kalıcılığı yüksek elementler) pozitif anomali göstermektedir. Co, Sc, Pb, Bi, Mo, Sb, Ag, Cs, Tl, Ta, ve Hf elementleri ise negatif anomali gözlenmiştir. Kil minerallerinde kondrit değerleri ile karşılaştırıldığında; köken kayaca, mineral ve elementlere göre zenginleşme ve fakirleşme olmakla birlikte, örneklerde gözlenen desenler ve Kuzey Amerikan Şeylleri'nden (NASC) ayrılmaktadır. Fillosilikat/kil mineralleri kondrit bileşimine göre belirgin bir şekilde ayrımlaşma sergilemekte ve minerallerinin ortalama iz element derişimi U, Ta, Nb ve Ti elementleri dışında diğer örneklerde NASC'ten daha düşük derişim sergilemektedir. İz elementlerin toplam derişimleri kondrite normalize edilmiş desenlerinde, uranyum (U) için 254.17, Ta için 62.96, Nb için 105.83 ve Ti için 42.24 (ppm) derişimleri belirlenmiş olup, NASC'e göre daha yüksek konsantrasyonlar elde edilmiştir. İz element desenlerinde U, Ta, Nd ve Ti elementleri için pozitif; K, Sr, P ve Eu için negatif anomali gözlenmektedir. Fillosilikat/kil minerallerinde toplam Nadir Toprak Element (REE) içerikleri 138.05-223.81 ppm arasında olup, ortalama 171.61 ppm değerindedir. Kil minerallerinin LREE'in bollukları, HREE'e göre bir azalma göstermektedir. Fillosilikat/kil minerallerinde La-Lu konsantrasyonu için 60-5 kat zenginleşme, Eu elementi NASC ve diğer tüm kil minerallerinde kısmen negatif anomaliye sahiptir.

Karababa Formasyonu apatit minerallerinin eser element konsantrasyonları 2391-2411 ppm arasında değişmekte olup, Cu, V, Zn (Geçiş metalleri); W (granitoid); As (karışık davranışlı); Be (halojen); Ba, Sr ve Ga (kalıcılığı düşük element); Zr, Y ve U (kalıcılığı yüksek element) elementleri pozitif anomali sergilemektedir. Ayrıca Co, Sc, Pb, Bi, Mo, Sb, Cs, Tl, Ta, Th ve Hf elementleri negatif anomali göstermektedir. Apatit minerallerinin kondrit normalize toplam derişimleri (ppm) sırasıyla uranyum için 6950.00, Sr için 208.33, P için 664.98 ve Y için 33.66 ppm olarak NASC den daha yüksek miktarlara sahiptir. Apatit mineralleri Ba, U, Ta, La, Sr, P, Sm ve Y elementleri için pozitif; Th, K, Nb, Ce, Nd, Hf ve için negatif anomaliye sahiptir. REE içerikleri NASC'ten düşük olmakla birlikte, kondrite göre artış sergilemektedir. Apatit minerallerinin toplam REE derişimleri 230.16-232.78 ppm arasında olup, ortalama 231.47 ppm değerindedir. Apatit minerallerinin Hafif Nadir Toprak Elementleri (LREE) derişimleri, Ağır Nadir Toprak Elementlerine (HREE) göre azalma eğilimi göstermektedir. La-Lu derişimi 8-69 kat zenginleşme sunarken, Ce ve Eu elementleri negatif anomali göstermektedir.

Optik Mikroskop, Taramalı Elektron Mikroskop, X-ışını Difraksiyonu ve jeokimyasal incelemelere göre; Karababa Formasyonu farklı üyelerinde gözlenen apatit türü fosfat ve paligorskit/sepiyolit türü kil mineral oluşumları denizel ortamda kimyasal kökenli çökelimler olup, OM ve SEM incelemeleri paligorskit ve sepiyolit minerallerinin kayaç gözeneklerinde otijenik olarak geliştiğini göstermektedir. Karışık tabakalı minerallerin oluşumlarının ise neoformasyon ve/veya transformasyon süreçleriyle oluştuğu, matrikste rastlanılan smektit mineralleri ise otijenik bileşenleri temsil etmektedir.

Elde edilen veriler ışığında Kretase yaşlı Karababa Formasyonu litolojik üyelerinde gözlenen yanal ve düşey yöndeki tüm kayaç ve fillosilikat/kil mineralojisindeki farklılıklar basenin jeolojik zamanlarda Kretase dönemindeki tektonik hareketlere bağlı deniz tabanındaki beslenmeden kaynaklanan çökelimlerin ve mineral oluşum süreçlerinin gerçekleştiği, sepiyolit/paligorskit ve fosfat oluşumlarının yaygın olarak koloidal ve çözünmüş bileşenler ve nispeten koyu renkli ferromagnezyum detritik mineralleri ile birlikte havzaya taşınan malzemenin, inceleme alanını çevreleyen Güneydoğu Anadolu Ofiyolit Kuşağı arasında yakın bir ilişki olduğu biçiminde değerlendirilmiştir.

Anahtar Kelimeler: Arap Plakası, fosfat, jeokimya, paligorskit, sepiyolit, SEM, XRD

ABSTRACT

MS THESIS

INVESTIGATION OF LITHOLOGICAL, MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF APSIYEN-LOWER CAMPANIAN AGED THE KARABABA FORMATION FROM SOUTHEASTERN ANATOLIA AUTOCHTHONOUS (MARDİN-MAZIDAĞI)

Mesude YILDIRIM

**THE GRADUATE SCHOOL OF NATURAL AND APPLIED SCIENCE OF
BATMAN UNIVERSITY
THE DEGREE OF MASTER OF SCIENCE IN GEOLOGY ENGINEERING**

Advisor: Assoc.Prof.Dr. Sema TETİKER

2019, 124 Pages

Jury

**Prof.Dr. Bahattin ÇETİNDAG
Assoc.Prof. Dr. Sema TETİKER
Dr. Faculty Member Derya KOCA**

The study area is the Karababa Formation represented by Upper Cretaceous old sedimentary rocks in the Mardin-Mazıdağı region, which is defined as the Southeastern Anatolian Autochthonous (GDAO), which represents the north of the Arabian Plate. The members of the unit with three different lithologies were distinguished. The area identified as Location “I” was investigated in Karataş village and represented by gray-beige very fine grained, decomposed carbonated phosphorite levels containing ellipsoidal chert nodules and abundant fossil shells. It is composed of including partly dolomitic levels beige colored limestone, conchoidal fractured clayey limestones and marl intercalations in the section of Ekinciler village chosen as Location “II”. The third area identified as Location “III” is represented by the alternation of limestone with yellowish-beige chert nodules and gray-beige foliated clayey limestone intercalations in the Evciler Village section.

According to the optical microscopy (OM) of petrographic investigations in rocks representing the unit, carbonate rocks (phosphopelmicrite, pelmicrite, micrite, biomicrite, microsparite, biomicrosparite), which are defined as sedimentary (chert) and chemical origin, show different grain size, mineralogical composition and textural relations. In Karababa formation, is composed of orthochemia micritic and sparitic cement, allokems shells, pellets, bone fragments (fish teeth), silt sized quartz, feldspar, sericite, mica (muscovite) and rare secondary minerals (apatite). Small amounts of quartz, feldspar (plagioclase) are present in these rocks. The pellets are spherical and ellipsoidal shape in size ranging between 50-200 µm and have an isotropic appearance. The bone fragments have a plaque appearance but are colorless. The chert type rocks consist entirely of microcrystalline silica minerals. In these rocks, euhedral calcite minerals and silica-filled knife-shaped fish teeth with sizes ranging between 500-2000 µm were also detected. According to Scanning Electron Microscopy (SEM), apatite minerals offer spherical and ellipsoidal shapes and their size varies between 100-200 µm. The grains were filled by a relatively loose fine-grained phosphate cement material. Results of in the EDS spectrum apatite minerals were determined approximately 80 % CaO and 20 % P₂O₅. In these rocks were observed apatitized thick plaque-shaped bone fragments, leafy smectite in the pores, C-V in the form of thick leaves, leaves (lath) shaped and / or of 1-2 µm length paragonite / sepiolite fibers in the form of radial reticulated clusters.

X-ray diffraction (XRD) method determined by phosphorus (phosphorite, carbonated phosphorite, siliceous phosphorite), siliceous (chert) and carbonate (phosphate limestone, limestone, siliceous limestone, clayey limestone, dolomite, marl) according to the general average value of the minerals

forming rocks abundances; calcite, phyllosilicate, apatite, quartz, opal-CT, feldspar and dolomite. Phyllosilicate / clay type minerals smectite, paragonite, illite, kaolinite, chlorite, sepiolite and mixed layered I-V and C-V were detected in the unit.

In the results of geochemical analysis of clay minerals of Karababa Formation, total trace element concentration is 1000 times enrichment and 10 times depletion. The total trace element values of the minerals were determined as 1578 ppm. According to the average concentrations; transition metals (Cu, Zn); W (granitoid elements); As (Miscellaneous); Be (halogen); Rb, Ba, Sr and Ga (Low Field Strength Elements); Ta, Nb and Zr (High Field Strength Elements) show positive anomaly. Co, Sc, Pb, Bi, Mo, Sb, Ag, Cs, Tl, Ta, and Hf elements were negative anomalies. When compared with chondrite values in clay minerals; Although the origin is enrichment and depletion according to rocks, minerals and elements, the patterns observed in the samples and are different from the North American Shales (NASC). Phyllosilicate / clay minerals exhibit a distinct separation with respect to chondrite composition and the average trace element concentration of minerals is lower than NASC in other samples except U, Ta, Nb and Ti elements. Total concentrations of trace elements in chondrite normalized patterns, for uranium (U) 254.17, for Ta 62.96, for Nb 105.83 and for Ti 42.24 (ppm) concentrations were determined, higher concentrations were obtained than NASC. Trace element patterns were positive for U, Ta, Nd and Ti elements; Negative anomaly is observed for K, Sr, P and Eu. Total Rare Earth Element (REE) contents of phyllosilicate / clay minerals are between 138.05-223.81 ppm and average value is 171.61 ppm. LREE abundance of clay minerals shows a decrease compared to HREE. 60-5 times enrichment for La-Lu concentration in phyllosilicate / clay minerals, Eu element has a partially negative anomaly in NASC and all other clay minerals.

Trace element concentrations of apatite minerals of Karababa Formation vary between 2391-2411 ppm, Cu, V, Zn (Transition metals); W (granitoid); As (Miscellaneous); Be (halogen); Ba, Sr and Ga (Low Field Strength Elements); Zr, Y and U (High Field Strength Elements) elements show positive anomaly. In addition, Co, Sc, Pb, Bi, Mo, Sb, Cs, Tl, Ta, Th and Hf elements show negative anomalies. The normalized total concentrations of chondrite (ppm) of apatite minerals are higher than NASC as 6950.00 for uranium, 208.33 for Sr, 664.98 for P and 33.66 ppm for Y. Apatite minerals are positive for Ba, U, Ta, La, Sr, P, Sm and Y elements; has negative anomalies for the Th, K, Nb, Ce, Nd and Hf elements. Although REE contents are lower than NASC, that show an increase compared to chondrite. Total REE concentrations of apatite minerals are between 230.16-232.78 ppm and average value is 231.47 ppm. Light Rare Earth Elements (LREE) concentrations of apatite minerals tend to decrease compared to Heavy Rare Earth Elements (HREE). While the concentration of La-Lu is 8-69 times enrichment, Ce and Eu elements show negative anomalies.

Optical Microscope, Scanning Electron Microscope, X-ray Diffraction and geochemical studies; Apatite type phosphate and paligorskit / sepiolite type clay mineral formations observed in different members of Karababa Formation are chemical deposits in marine environment and OM and SEM investigations show that paligorskite and sepiolite minerals develop autogenic in rock pores. The formation of mixed layered minerals is formed by neoformation and / or transformation processes, while smectite minerals in the matrix represent autogenic components. According to the data obtained, all the rock and phyllosilicate / clay mineralogical differences observed in the lithological members of the Cretaceous Karababa Formation were observed to occur due to the tectonic movements of the basin due to the tectonic movements during the Cretaceous period and mineral formation processes. Sepiolite / palygorskite and phosphate formations have been evaluated as a close relationship between the Southeast Anatolian Ophiolite Belt surrounding the study area of the material carried together with colloidal, dissolved components and relatively dark ferromagnetic magnesium detrital minerals.

Keywords: Arabian Plate, phosphate, geochemistry, palygorskite, sepiolite, SEM, XRD

ÖNSÖZ

“Güneydoğu Anadolu Otoktonu (Mardin-Mazıdağı) Apsiyen-Alt Kampaniyen yaşlı Karababa Formasyonunun Litolojik, Mineralojik ve Jeokimyasal özelliklerinin İncelenmesi” konulu tez çalışması Batman Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitü’sünde 2014-2019 yılları arasında yürütülen Yüksek Lisans eğrenimi kapsamında hazırlanmıştır. Araştırmanın tüm aşamalarında bilimsel ve çalışmanın tüm analizlerinde maddi katkılarından dolayı danışman hocam Sayın Doç. Dr. Sema TETİKER’e teşekkür ederim.

Çalışmalarım sırasında maddi ve manevi desteğini hiçbir zaman esirgemeyen aileme sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Mesude YILDIRIM
BATMAN-2019

İÇİNDEKİLER

ÖZET	v
ABSTRACT.....	vii
ÖNSÖZ	ix
İÇİNDEKİLER	x
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ	xii
ŞEKİLLER DİZİNİ	xiv
ÇİZELGELER DİZİNİ	xx
1. GİRİŞ	1
1.1 İnceleme Alanının Yeri ve Konumu	1
1.2 Bölgesel Jeoloji.....	1
1.3 Önceki Çalışmalar	3
1.4 Amaç ve Kapsam	13
2. STRATİGRAFİ VE LİTOLOJİ.....	15
2.1. Mardin Grubu	16
2.1.1 Areban Formasyonu.....	18
2.1.1.1 Dağılımı ve topoğrafya görünümü.....	18
2.1.1.2 Ölçülü kesit, yeri ve kalınlık.....	18
2.1.1.3 Kayaç türü, yanal değişim ve alt/üst sınırlar.....	20
2.1.1.4 Fosil topluluğu ve yaş	20
2.1.1.5 Deneştirme ve yorum.....	20
2.1.2 Sabunsuyu Formasyonu	21
2.1.2.1 Dağılımı ve topoğrafya görünümü.....	21
2.1.2.2 Ölçülü kesit, yeri ve kalınlık.....	21
2.1.2.3 Kayaç türü, yanal değişim ve alt/üst sınırlar.....	22
2.1.2.4 Fosil topluluğu ve yaş	23
2.1.2.5 Deneştirme ve yorum.....	23
2.1.3 Derdere Formasyonu.....	23
2.1.3.1 Dağılımı ve topoğrafya görünümü.....	23
2.1.3.2 Ölçülü kesit, yeri ve kalınlık.....	23
2.1.3.3 Kayaç türü, yanal değişim ve alt/üst sınırlar.....	24
2.1.3.4 Fosil topluluğu ve yaş	25
2.1.3.5 Deneştirme ve yorum.....	25
2.1.4 Karababa Formasyonu	26
2.1.4.1 Dağılımı ve topoğrafya görünümü.....	26
2.1.4.2 Ölçülü kesit, yeri ve kalınlık.....	28
2.1.4.3 Kayaç türü, yanal değişim ve alt/üst sınırlar.....	40
2.1.4.4 Fosil topluluğu ve yaş	41
2.1.4.5 Deneştirme ve yorum.....	42

3. MATERYAL VE YÖNTEM.....	44
3.1 Örneklem, İnceleme ve Çözümleme Yöntemleri	44
3.1.1 Optik Mikroskop İncelemeleri	44
3.1.2 X-ışınları Çözümlemeleri	45
3.1.3 Kimyasal Analiz (ICP, ICP-MS).....	49
3.1.4 Taramalı Elektron Mikroskop İncelemeleri (SEM-EDX).....	49
4. PETROGRAFİ.....	50
4.1. İnce-Kesit Petrografisi	50
4.2. Taramalı Elektron Mikroskop İncelemeleri.....	67
5. X-IŞINI DİFRAKSİYON İNCELEMELERİ	75
6. MİNERALLERİN DİKEY DAĞILIMI	88
7.JEOKİMYA	93
7.1. Kıl Mineralleri	93
7.2.Apatit Mineralleri	98
8. KÖKEN VE OLUŞUM	102
8.1.Fosfat oluşumları ve sınıflandırılması	102
8.1.1.Sedimanter fosfat yatakları	103
8.1.2. Fosil fosfat yatakları	107
8.1.3.Guano yatakları.....	108
9. SONUÇLAR	111
10. KAYNAKLAR	113
ÖZGEÇMİŞ	124

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

Å:	Angstrom
BM:	Bağlayıcı malzeme
Bt:	Biyotit
Cal:	Kalsit
Chl:	Klorit
C-S:	Klorit-Smektit
Cu:	Bakır
C-V:	Klorit-vermikülit
Dol:	Dolomit
EG:	Etilen glikol
Fs:	Fosil kavrısı
Fsp:	Feldispat
Gth:	Götit
g:	Gram
Hem:	Hematit
HREE:	Ağır Nadir Toprak Elementleri
ICP-MS:	Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometer
I:	İllit
I-C:	İllit-Klorit
K:	Kaolinit
Kp:	Kayaç parçacığı
KF:	Kil fraksiyonu
LFSE:	Kalıcılığı düşük elementler
LREE:	Hafif Nadir Toprak Elementleri
LOI:	Ateşte kayıp
Md:	milidarcy
Ms:	Muskovit
NASC:	Kuzey Amerikan Şeylleri
OY:	Oktahedral yük
OM:	Optik mikroskopi
Om:	Opak mineral
Pg:	Paligorskit

Ps: Fillosilikat
Pl: Plajiyoklaz
Prx: Piroksen
REE: Nadir toprak elementleri
S: Smektit
SEM: Taramalı elektron mikroskop incelemeleri
SW: Adım genişliği
TK: Tümkayaç
TC: Tetrahedral yk
TOT/S: Toplam Sülfür
TOT/C:Toplam Karbon
TOK: Toplam oktahedral katyon
Qz: Kuvars
V:Vermikülit
XRD: X-ışını kırınımı
Zrn: Zirkon
 $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$: Toplam demir
 λ : Dalga boyu
 μg : Mikrogram

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1	a) Bölgesel tektonik kapsamında Türkiye'nin coğrafik konumu, b) Güney Anadolu'nun Tektonik Birlikleri (Göncüoğlu ve diğ., 1997) ve inceleme alanının basitleştirilmiş stratigrafisi.	2
Şekil 2.1	Mardin Grubu'nun genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Aksu 1980'den değiştirilerek)	17
Şekil 2.2	Mardin-Mazıdağı çevresinin 1/100:000 ölçekli N44 paftasının jeolojik haritası (MTA, 2002)	19
Şekil 2.3	Mardin-Mazıdağı yöresinde Karababa Formasyonunun ölçülü kesitleri	29
Şekil 2.4	Karababa Formasyonu gri bej renkli, ayrıışmış karbonatlı fosforit seviyeleri (Karataş köyü güneybatısı)	30
Şekil 2.5	Karababa Formasyonu beyaz çört yumrulu fosforitler (Karataş Köyü güneybatısı)	30
Şekil 2.6	Karababa Formasyonu bej renkli fosfatlı kireçtaşlarının genel görünümü (Karataş köyü güneybatısı)	31
Şekil 2.7	Karababa Formasyonu çört arakatkılı karbonatlı fosforit seviyeleri (Karataş köyü güneybatısı)	31
Şekil 2.8	Karababa Formasyonu tabanda ayrıışmış gri renkli fosforit ve üstte bej renkli sert fosfatlı kireçtaşı tabakaları (Karataş Köyü)	32
Şekil 2.9	Karababa Formasyonu, gri-bej renkli çört yumrulu fosfatlı marn seviyeleri (Karataş Köyü güneyi)	33
Şekil 2.10	Karababa Formasyonu krem bej renkli çört nodülleri içeren kireçtaşı (Karataş köyü güneyi)	33
Şekil 2.11	Karababa Formasyonu krem-kırmızı-gri renkli küresel iri boyutlu çört nodülleri (Karataş köyü güneyi)	34
Şekil 2.12	Karababa Formasyonu bej renkli kireçtaşı seviyeleri (Ekinciler Köyü)	35
Şekil 2.13	Karababa Formasyonu killi kireçtaşı seviyelerinin yakın görünümü (Ekinciler Köyü)	35
Şekil 2.14	Karababa Formasyonu bej renkli marnların görünümü	36

	(Ekinciler köyü)	
Şekil 2.15	Karataş Formasyonu killi kireçtaşı seviyeleri (Ekinciler Köyü)	36
Şekil 2.16	Karababa Formasyonu dolomit seviyeleri (Ekinciler Köyü)	37
Şekil 2.17	Karababa Formasyonu killi kireçtaşı ve marn arakatkılarının genel görünümü (Ekinciler Köyü)	37
Şekil 2.18	Karababa Formasyonu krem renkli sert kireçtaşı seviyeleri (Evciler Köyü)	38
Şekil 2.19	Karababa Formasyonu gri-bej renkli yapraklanmalı killi kireçtaşı seviyeleri (Evciler Köyü)	39
Şekil 2.20	Karababa Formasyonu marn ve kireçtaşı seviyelerinin genel görünümü (Evciler Köyü)	40
Şekil 3.1	BTU Jeoloji Laboratuvarın'da uygulanan kil ayırma iş akış şeması	48
Şekil 4.1	Karababa Formasyonu fosfopelmikrit örneğinde pelletik apatit mineralleri ve kemik parçalarına ait optik mikrofotograflar, a) çift nikol (CN), b) tek nikol (TN)	61
Şekil 4.2	Karababa Formasyonu fosfopelmikrit örneğinde pelletik izotrop görünümlü apatit minerallerine ait optik mikrofotograflar, a) çift nikol (CN), b) tek nikol (TN)	61
Şekil 4.3	Karababa Formasyonu fosfopelmikrit örneğinde pelletik apatit minerallerine ait optik mikrofotograflar, a) çift nikol (CN), b) tek nikol (TN)	62
Şekil 4.4	Karababa Formasyonu fosfopelmikrit örneğinde izotrop görünümlü pelletik apatit mineralleri ve kayaç parçalarına ait optik mikrofotograflar, a) CN, b) TN	62
Şekil 4.5	Karababa Formasyonu mikritik çimentolu fosfopelmikrit örneğinin optik mikrofoğrafi, a) CN, b) TN (Kp=Kayaç parçası)	62
Şekil 4.6	Karababa Formasyonu fosfopelmikrit örneğinde pelletik apatit mineralleri ve levhamsı kemik parçalarına ait optik mikrofotograf a) CN, b) TN	63
Şekil 4.7	Karababa Formasyonu fosfopelmikrit örneğinde izotrop apatit mineralleri ve levhamsı kemik parçalarına (ok ile gösterilen)	63

	ait optik mikrofotograf, a) CN, b) TN (Ap=Apatit)	
Şekil 4.8	Karababa Formasyonu biyomikrit örneğinde mikritik dokuya ait optik mikrofotograf, a) CN, b) TN	64
Şekil 4.9	Karababa Formasyonu biyomikrosparit örneğinde mikrosparitik doku içerisinde kavkı parçalarına ait optik mikrofotograf, a) CN, b) TN	64
Şekil 4.10	Karababa Formasyonu biyomikrosparitte fosil kavkılarına ait optik mikrofotograf, a) CN, b) TN	65
Şekil 4.11	Karababa Formasyonu biyomikrosparit örneğinde <i>milliloides</i> fosil kavkılarına ait optik mikrofotograf, a) CN, b) TN	65
Şekil 4.12	Karababa Formasyonu çört örneğinde özşekilli kalsit minerallerine ait optik mikrofotograf, a) CN, b) TN	65
Şekil 4.13	Karababa Formasyonu çört örneğinde silis dolgulu balık dişlerine ait optik mikrofotograf, a) CN, b) TN	66
Şekil 4.14	Karababa Formasyonu fosfopelmikrit örneğinin SEM mikrofotograf, a) elipsoyidal apatit mineralleri ve karbonat/mikrokristal apatitik çimento, b) Özşekilli apatit mineralleri (Ap=Apatit, 1=EDS spektrum noktası)	67
Şekil 4.15	Apatit minerallerinde 1 nolu alanda EDS spektrum sonucu.	68
Şekil 4.16	Karababa Formasyonu fosfopelmikrit örneğinin SEM mikrofotograf, a) elipsoidal apatit mineralleri ve çevreleyen karbonat/mikrokristal apatitik çimento, b) Özşekilli apatit mineralleri (Ap=Apatit).	68
Şekil 4.17	Karababa Formasyonu fosfopelmikrit örneğinin SEM mikrofotograf, a) dolomit mineralleri, b) matrikste yapraksı smektit mineralleri (Ap=Apatit, S=Smektit, 2=EDS spektrum noktası)	69
Şekil 4.18	Apatit minerallerinde 2 nolu alanda EDS spektrum sonucu.	69
Şekil 4.19	Karababa Formasyonu biyomikrosparit örneğinin SEM mikrofotograf, a) dolomit mineralleri, b) matrikste yapraksı smektit mineralleri, c) levhamsı kemik parçaları, d) ışınal paragonit oluşumları (Pg=Paligorskit, Fs=Fosil, S=Smektit).	71

Şekil 4.20	Karababa Formasyonu marn örneğinin SEM mikrofotografı, a) dolomit mineralleri, b) matrikste ağsı paligorskit kümeleri, c) yapraksı I-V minerali, d) ışınal paligorskit kümeleri (Dol=Dolomit, Pg= Paligorskit, I-V=İllit-vermikülit).	72
Şekil 4.21	Karababa Formasyonu marn örneğinde dolomit mineraline ait 3 nolu alanda EDS spektrum sonucu	72
Şekil 4.22	Karababa Formasyonu marn örneğinde paligorskit mineraline ait 4 nolu alanda EDS spektrum sonucu	73
Şekil 4.23	Karababa Formasyonu marn örneğinin SEM mikrofotografı, a) kalsit mineralleri, b) matrikste lifsel paligorskit, c) kalın paligorskit yumakları, d) ışınal paligorskit lifleri (Dol=Dolomit, Pg=Paligorskit, I-V=İllit-vermikülit)	73
Şekil 4.24	Karababa Formasyonu marn örneğinin SEM mikrofotografı, a) matrikste lifsel paligorskit yumakları, d) kalın yapraklar biçiminde C-V mineralleri (Pg=Paligorskit, C-V= Klorit-vermikülit)	74
Şekil 4.25	Karababa Formasyonu marn örneğinde karışık tabakalı C-V mineraline ait 5 nolu alanda EDS spektrum sonucu	74
Şekil 5.1	Karababa Formasyonu fosforit kayacında apatit minerallerine ait XRD-TK difraktogramı	77
Şekil 5.2	Karababa Formasyonu fosfatlı kireçtaşı kayacında apatit ve kalsit minerallerine ait XRD-TK difraktogramı	78
Şekil 5.3	Karababa Formasyonu çört kayacında kuvars minerallerine ait XRD-TK difraktogramı	78
Şekil 5.4	Karababa Formasyonu killi kireçtaşı kayacında smektit ve kaolinit minerallerine ait XRD-KF difraktogramı	81
Şekil 5.5	Karababa Formasyonu killi kireçtaşı kayacında smektit ve illit minerallerine ait XRD-KF difraktogramı	82
Şekil 5.6	Karababa Formasyonu marn kayacında kalsit ve kil minerallerine ait XRD-TK difraktogramı	86
Şekil 5.7.	Karababa formasyonu marn kayaçlarında paligorskit ve eşlikçi minerallere ait XRD-KF difraktogramı	86

Şekil 5.8.	Karababa formasyonu marn kayaçlarında paligorskit minerallere ait XRD-KF difraktogramı ve NEWMOD desenlerinin farklı bölgelerde saptanmış türleri ile karşılaştırılması	87
Şekil 6.1	Karababa Formasyonu Lokasyon I kesitine ait tümkayaç bileşimine ait minerallerin dikey dağılımları	89
Şekil 6.2.	Karababa Formasyonu B üyesine ait tümkayaç ve fillosilikat bileşimine ait minerallerin dikey dağılımları.	90
Şekil 6.3.	Karababa Formasyonu C üyesine ait tümkayaç ve fillosilikat bileşimine ait minerallerin dikey dağılımları	92
Şekil 7.1.	Fillosilikat/kil minerallerinde eser elementlerin içeriklerine göre dağılımı (M=Karışık davranışlı elementler, H=Halojen, PM=Değerli metaller, LFSE=Kalıcılığı düşük elementler, HFSE=Kalıcılığı yüksek elementler)	96
Şekil 7.2.	Fillosilikat/kil minerallerinin kondrit-normalize iz element desenleri (Kondrit: Sun ve Mcdonough, 1989; NASC için Nb ve Y: Condie, 1993; diğer elementler: Gromet ve diğ., 1984)	97
Şekil 7.3.	Fillosilikat/kil minerallerinin kondrit-normalize REE bollukları (NASC: Ho ve Tm elementleri Haskin ve diğ., 1968, diğer elementler Gromet ve diğ., 1984; Kondrit: Sun ve Mcdonough, 1989)	97
Şekil 7.4.	Apatit minerallerinde eser elementlerin içeriklerine göre dağılımı (M=Karışık davranışlı elementler, H=Halojen, PM=Değerli metaller, LFSE=Kalıcılığı düşük elementler, HFSE=Kalıcılığı yüksek elementler)	101
Şekil 7.5.	Apatit minerallerinin kondrit-normalize iz element desenleri (Kondrit: Sun ve Mcdonough, 1989; NASC için Nb ve Y: Condie, 1993; diğer elementler: Gromet ve diğ., 1984)	101
Şekil 7.6.	Apatit minerallerinin kondrit-normalize REE bollukları (NASC: Ho ve Tm elementleri Haskin ve diğ., 1968; diğer elementler Gromet ve diğ., 1984; Kondrit: Sun ve Mcdonough, 1989)	102

Şekil 8.1. Fosforit ve diğer çökel tipleri ve hidrokarbonlar arasındaki litolojiler ve ilişkili alanları gösteren şematik kıta platformunun dikey kesiti (Sheldon, 1963; Hein ve diğ., 2004’den değiştirilerek).



ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 3.1	GDAO Kretase yaşlı Karababa Formasyonu kayaç örneklerinde gerçekleştirilen laboratuvar yöntemlerinin üyelere göre dağılımı	44
Çizelge 3.2	XRD çekimlerinde kullanılan aletsel koşullar	46
Çizelge 3.3	Dolomit referans alınarak saptanmış ortalama mineral şiddet faktörleri (Yalçın ve Bozkaya, 2002)	47
Çizelge 3.4	Kaolinit-EG referans alınarak saptanmış ortalama kil minerali şiddet faktörleri (Yalçın ve Bozkaya, 2002)	47
Çizelge 4.1	Karababa Formasyonu kayaç örneklerinin optik mikroskopi inceleme sonuçları (Mardin-Mazıdağı)	50
Çizelge 5.1	Mardin-Mazıdağı yöresi Karababa Formasyonu'ndan alınan kayaçların XRD-TK ve KF sonuçları (%) (Karataş Köyü)	76
Çizelge 5.2	Karababa Formasyonu Karataş Köyü kayaç oluşturan minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%)	76
Çizelge 5.3	Karababa Formasyonu Karataş Köyü kil fraksiyonunu oluşturan minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%)	77
Çizelge 5.4	Mardin-Mazıdağı yöresi Karababa Formasyonu'ndan alınan kayaçların XRD-TK ve KF sonuçları (%) (Ekinciler Köyü)	80
Çizelge 5.5	Karababa Formasyonu'nda kayaç oluşturan minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%) (Ekinciler Köyü)	80
Çizelge 5.6	Karababa Formasyonu'nda fillosilikat minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%) (Ekinciler Köyü)	81
Çizelge 5.7	Mardin-Mazıdağı yöresi Karababa Formasyonu'ndan alınan kayaçların XRD-TK ve KF sonuçları (%) (Evciler Köyü)	83
Çizelge 5.8	Karababa Formasyonu'nda kayaç oluşturan minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%) (Evciler Köyü)	85
Çizelge 5.9	Karababa Formasyonu'nda fillosilikat minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%) (Evciler Köyü)	85
Çizelge 7.1	Karababa Formasyonu fillosilikat (smektit) minerallerinin	93

ana element kimyasal bileşimi (%) ve yapısal formülleri
(ideal muskovit-dışı)

Çizelge 7.2	Karababa Formasyonu smektit minerallerinin iz element kimyasal bileşimleri (ppm)	94
Çizelge 7.3	Karababa Formasyonu apatit minerallerinin ana element kimyasal bileşimi (%)	98
Çizelge 7.4	Karababa Formasyonu apatit minerallerinin iz element kimyasal bileşimleri (ppm)	98



1. GİRİŞ

1.1 İnceleme Alanının Yeri ve Konumu

Arabistan levhası'nın kuzeyinde Güneydoğu (GD) Anadolu coğrafik kuşağı olarak bilinen alan, Türkiye'nin orojenik çatısını oluşturan Alpin tektono-stratigrafik birliklerden birisidir. Güneydoğu Anadolu Kuşağı olarak tanımlanan platform başlıca Bitlis-Pütürge Kristalin Karmaşığı ve Güneydoğu Anadolu Otoktonu (GDAO) kayaçlarını kapsamaktadır (Şekil 1.1; Göncüoğlu ve diğ., 1997).

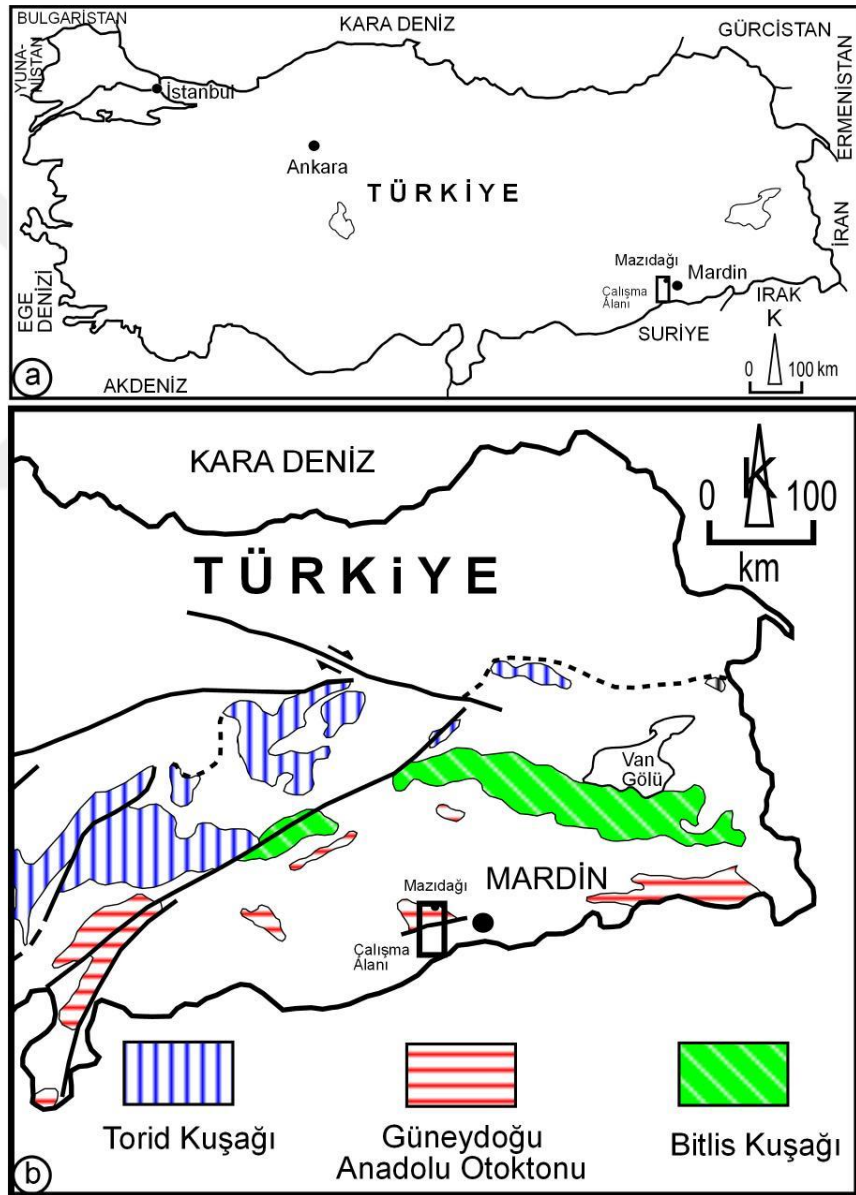
GDAO birimleri Arabistan levhasının kuzey ucunu temsil eden Prekambriyen yaşlı bir Kadomiyen temel ve bunu örten Paleozoyik-Tersiyer yaş aralığına sahip sedimanter kayaçlardan oluşmaktadır. Tez konusunu oluşturan GDAO kayaçlarının Üst Kretase yaşlı kesimi ise batıdan doğuya doğru tipik olarak Amanoslar, Gaziantep, Şanlıurfa, Adıyaman, Mardin, Siirt, Nusaybin-Cizre, Şırnak ve Hakkari bölgelerinde yüzeylenmektedir.

Sunulan tez çalışması Mardin ili kuzeybatısında yer alan Mazıdağı ilçesinde gerçekleştirilmiştir. Bu alan 1:100.000 ölçekli N-44 paftasında bulunan Prekambriyen-Kuvaterner yaş aralığındaki farklı birimleri kapsamaktadır.

1.2 Bölgesel Jeoloji

İnceleme alanı GD Anadolu Bölgesinde yer almakta olup, Arabistan levhasının kuzey kesimini temsil etmektedir (Şekil 1.1a). İnceleme alanında GDAO kayaçlarını kapsayan Arabistan levhasının kuzeyinde Bitlis zonu, GD Anadolu Ofiyolitli Kuşağı; batısında ise Toros Kuşağı'na ait kayaçlar bulunmaktadır (Şekil 1.1b). Bitlis zonu ve batıdaki uzantısı Pütürge Metamorfikleri başlıca gnays, amfibolit ve mikaşistlerden oluşmaktadır. Paleozoyik stratigrafisi GDAO ile özdeş olduğu belirtilen Bitlis zonunun Neotetisin kapanması sırasında Arabistan levhasının deformasyona uğramış ve metamorfizma geçirmiş bölümü olduğu öne sürülmektedir (Göncüoğlu ve Turhan, 1985). GD Anadolu suture zonu boyunca uzanan ve çok sayıda tektonik dilimlerden oluşan GD Anadolu Ofiyolitli Kuşağı Neotetis güney kolunun dalması sırasında yığılmış okyanusal birimler ile dalma-batma prizması kayaçlarından oluşmaktadır. Yılmaz (1993) tarafından ayrıtılan tektonik kuşaklar (güneyden kuzeye doğru; Arap Platformu, Ekay Zonu ve Nap Bölgesi) açısından ele alındığında; GDAO otoktonu Arap Platformu içerisinde, GD Anadolu Ofiyolitli Kuşağı ve Bitlis-Pütürge Metamorfikleri ise Nap Bölgesi kayaçları içerisinde yer almaktadır.

GDAO otokton istifinin temelini Orta Kambriyen öncesi yaşlı felsik-ortaç bileşimli volkanojenik kayaçlar ile bunların üzerindeki karasal (akarsu-delta) kırıntılılar oluşturmaktadır. İstif rift çökeliyle başlayan kalın bir Ordovisiyen kırıntılıları ile sürmekte, bunu Üst Silüriyen ve daha genç birimler uyumsuzlukla örtmektedir. GDAO birimlerinin yerel değişiklikler sunması paleocoğrafik konumla ilişkili olup, Ordovisiyen'in üzerinde GD Anadolu bölgesinin orta kesimlerinde gel-git düzü çökelleri ve regresif istifler gelişirken, doğu kesimlerde Devoniyen-Karbonifer sığ deniz çökelleri yer almaktadır (Perinçek ve diğ., 1991).



Şekil 1.1. a) Bölgesel tektonik kapsamında Türkiye'nin coğrafik konumu, b) Güney Anadolu'nun Tektonik Birlikleri (Göncüoğlu ve diğ., 1997) ve inceleme alanının basitleştirilmiş stratigrafisi.

1.3 Önceki Çalışmalar

Bölgede yapılan önceki çalışmalar incelendiğinde; bunların büyük çoğunluğunun inceleme alanında yıllardır süren petrol araştırmaları sonucunda elde edilen veriler kapsamında derlendiği bu çalışmaların ise daha çok genel jeolojik ve stratigrafik, paleontolojik ve yapısal jeoloji nitelikli çalışmalar olduğu belirlenmiştir. Bölgede Üst Kretase yaşlı birimlerde ayrıntılı mineralojik, petrografik ve jeokimyasal çalışmaların çok az olduğu gözlenmiştir.

İnceleme alanı olarak seçilen Mardin-Mazıdağı yöresi ve çevresini kapsayan bölgede birçok araştırmacı farklı çalışmalar gerçekleştirmiştir. Bölgede 1934'lü yıllardan itibaren yapılan çalışmalar kronolojik olarak aşağıda özetlenmiştir:

Moses (1934); Mardin ili Derik ilçesinde Paleozoyik birimleri araştıran çalışmasında Kretase yaşlı karbonatların altında uyumsuz olarak yüzeyleyen kumtaşı, konglomera, kireçtaşı ve damar kayaçlarından oluşan istif Telbesmi Serisi olarak adlandırmıştır.

Rigo de Righi ve Cortesini (1964); Arap Platformu'nun ayrıntılı stratigrafik tanımlaması ilk kez bu araştırmacılar tarafından yapılmıştır. Yazarlar, Arap Platformu için aşağıdaki gibi bir istif sıralamışlardır: Prekambriyen istif felsik porfirit ve klastik kayaçlardan oluşmakta ve polijenik konglomera, kaba kumtaşı ve kırmızı renkli tabakalı birimlerle devam etmektedir. Bu istif silisli kireçtaşı ve dolomit arakatkıları içeren kumtaşı, silttaşı ve şeyllerden oluşan Kambriyen yaşlı kalın bir istifle uyumsuz olarak örtülmektedir. Bu birimi uyumlu olarak şeyl, silttaşı ve kumtaşlarından oluşan Ordovisiyen yaşlı Bedinan Formasyonu üzerlemektedir. Bedinan Formasyonu 900 m kalınlığa sahip siltli-kumlu arakatkılı şeyl ve yersel bitümlü siyah şeyllerden oluşan Üst Ordovisiyen-Devoniyen Handof Formasyonu ile örtülmektedir. Karbonifer sırasında bölge bazı tektonik hareketlere uğramış olup, regresyonla ilişkili bir uyumsuzluk meydana gelmiştir. Üst Paleozoyik istif litoral ve sığ denizel sedimanlarla temsil edilmektedir.

Ketin (1966); Güneydoğu Anadolu'nun Kambriyen oluşumları ve bunların İran Kambriyen ile karşılaştırılmasına ilişkin olarak Derik (Mardin), Pembeğli-Tut (Adıyaman) ve Amanos dağlarında Hassa'nın yakın bölgesindeki Kambriyen yüzlekleri incelenmiş ve karşılaştırılmıştır. Derik bölgesinde İnfra-Kambriyen yaşlı andezitik-

spilitik lav, t f ve aglomeralar ile bunlarla arakatkılı kumtaşı ve şeyller (Telbismi Formasyonu); buna karşın Pembeğli-Tut bölgesinde şeyl-silttaşı ve kumtaşı ardallanması (Meryemuşağı formasyonu) ile temsil olunur. Alt Kambriyen başlıca konglomera-kumtaşı ardalanmasından oluşmakta (Derik: Sadan Formasyonu, Pembeğli-Tut: Kaplandere Formasyonu) gelmektedir. Bu birimi uyumlu olarak Alt Kambriyen yaşlı dolomit (Dolomit Formasyonu) ve Orta Kambriyen yaşlı kireçtaşı, marn, şeyl, silttaşı ve kumtaşı litolojilerinden oluşan litolojiler (Derik: Sosink/Koruk Formasyonu, Pembeğli-Tut: Yerlikaş Formasyonu) izlemektedir. Amanos dağlarında ise benzer birimler sırasıyla  amlıpınar,  ardakyayla- alaktepe, Dolomit ve Tiyek Formasyonu olarak tanımlanmıştır. Yazar Güneydoğu Anadolu'daki Kambriyen yüzlekleri ile Doğu İran Kambriyen arasında büyük benzerlikler olduğunu belirtmiştir.

Beer (1966); Etüt edilen alan Mardin-Derik-Mazıdağı bloğunda bulunan yaklaşık 700 km² lik çevreyi içine alır. Yaşlı Paleozoik kayaçlara ait klastik kayaçlardan meydana gelmiş bir taban üzerinde uyumsuz olarak Kretase dönemine ait karbonatik sedimanlar oturmaktadır. Karababa  nitesine ait Turoniyen kalkerler içinde iki fosfat horizonu bulunmaktadır. Sedimanların kalınlık ve fasiyeslerinin etütleri, sedimantasyon ile sinsedimanter strüktürleri arasında belirli ilişkilerin bulunduğuna işaret eder. Turoniyen döneminde sinsedimanter hareketlerin de büyük bir ihtimalle, sonunda Mardin antiklinalinin meydana gelmesi ile nihayet bulan h disenin öncüsü olduğu anlaşılmaktadır.

Beer (1967); Güneydoğu Türkiye'nin fosfat imk nlarını etüt ederken,  st Kretase'ye ait Karababa  nitesi içinde üç fasiyes menziline ayırt edilebileceği tespit edilmiştir. Toros jeosenklinalinin fliş fasiyesine güneye doğru bu Jeosenklinalin  n ukuru bitişmektedir. Bu  n ukur içinde, kalker ve   rt çökeltileri ihtiva eden bir i  fasiyes menzili ve fosfat ile glokonit ihtivalı karışık bir dış fasiyes menzili saptanmış. Kuzey Arabistan bloku içindeki eşik zonlarında, ekonomik bakımdan yararlı fosfat zuhurları çökelmiş bulunduğu belirtilmiştir.

Berker (1969); bu çalışmada Türkiye'de ilk fosfat araştırmalarının 1909 yılında başladığı, günümüze kadar devam ettiği belirtilmektedir. Yapılan araştırmalarda Güney Doğu Anadolu Bölgesi, Hatay ve Hakk ri arasında uzanan 800 km alandaki bulunurluğu ortaya çıkarılmıştır. Bunun dışında, bazı bölgelerde fosfat zuhurları tespit

edilmiş ise de bunların, yapılan ön çalışmalar neticesinde, gerek tenor ve gerekse rezerv bakımından ekonomik değere sahip olmadıkları anlaşılmıştır. Özellikle 1961 yılından sonra Türkiye'de yapılan fosfat prospeksiyon ve etüt çalışmaları sonucunda en önemli fosfat yataklarının Güneydoğu Anadolu ve Hatay bölgelerinde toplandığı; bu bölgelerin dışında 40'ı geçen fosfat zuhurlarının mevcut olduğu tespit edilmiştir. Ancak yukarıda da belirtildiği gibi, bu zuhurların tenörlerinin genellikle düşük (ortalama 1-3 %) olduğu ve kalınlıklarının ise nadiren 10 cm kalınlığı geçmemesi nedeniyle ekonomik olmayacakları belirtilmiştir.

Ön AL (1973); zenginleştirmek üzere yapılan ve kalkerli yuzdörp fosfatı bastırmayı hedefleyen flotasyon deneylerinde, tane boyutu, kollektör cinsi, pH değeri, pülpte katı oranı ve pülp ısısının etkileri incelenmiş, optimum koşullarda, 29.75% P₂O₅ tenörlü ve 84.6% randımanlı fosfat konsantresi elde edildiği, ayrıca, pülp pH değerini 4.8 yapacak miktarda fosforik asit kullanılması halinde, fosfat minerallerinin çok iyi bastırıldığı saptanmıştır.

Arda ve dig., (1976); Mazıdağı'nın, Karataş bölgesindeki fosfat cevherlerine ait kimyasal analiz ve yarı kantitatif optik spektrografik analiz neticeleri bu çalışmada bir değerlendirmeye tabi tutularak, U, P₂O₅ ve U, F elementleri arasında jeokimyasal ilişkiler bulunmuş ve bu ilişkilerin bütün Mazıdağı fosfat cevherlerine tatbiki suretiyle bölgede 7419.5 ton U₃O₈ ve 2.722.207 ton F rezervi olduğu tespit edilmiştir. Mineralojik yönden Mazıdağı cevherlerindeki fosfat minerallerini oluşturan dahlit ve kollofan gibi minerallerin strüktürlerinde ortaya çıktığı saptanan U, F gibi elementlerin yanı sıra V, Yb, Y ve diğer tali elementlerin de mevcut olduğu anlaşılmıştır. Yarı kantitatif sonuçlar halinde bulunan bu son grup elementlerin kantitatif analizleri yapıldığı takdirde, U ve F da yapıldığı gibi rezervlerinin hesaplanabileceği ve bu rezervlerin de Mazıdağı fosfatlarının yan ürünlerinin değerlendirilmesi işlemini ekonomik bakımdan daha da cazip yapacağı görüşünü ortaya konmuştur. Mineralojik açıdan Mazıdağı'ndaki dahlit ve kollofan gibi minerallerde U, V, F, Y ve Yb elementlerinin yanı sıra bir miktar da kükürt bulunduğu ileri sürülmüş ve bu durumun mineralojik ayıklama çalışmalarıyla doğrulanması gerektiği anlaşılmıştır. Mazıdağı fosfat cevherlerindeki uranyumun ekonomik olarak kazanılabilmesiyle ilgili geniş kapsamlı bir literatür çalışması yapıldığı, derlenen bilgilerden dünyanın çeşitli yerlerinde benzer tip fosfat cevherlerinde mevcut tali miktarlardaki uranyumun

kazanılabilmesi için çok sayıda köklü çalışmaların yapıldığı ve çeşitli metotların geliştirildiği ortaya çıkarıldığı belirtilmiştir. Çalışmada açıklanan bu metotlardan bir veya birkaçının birleştirilmesi suretiyle gerek uranyum ve gerekse de F, V, Y gibi tali elementlerin ekonomik şekilde kazanılabilmesi için laboratuvar çapında çalışmaların yapılması gerektiği ileri sürülmüştür.

Erkmen (1978); Güneydoğu Anadolu Bölgesi Bedinan Formasyonunun biyofasiyes ve paleocoğrafyası ile ilgili incelemesinde, bölgenin Silüriyen-Devoniyen'de yaklaşık 35-40° enlemleri arasında yer alan Kuzeybatı Cezayir'e karşılık gelen geçiş kuşağı ile 40°-60° arasında yer alan Brezilya-Libya Kuşağı sınırında yaklaşık 40° enlemine denk gelen biyofasiyes kuşağında yer aldığını öne sürmüştür.

Çoban (1987); Üst Kretase yaşlı neritik kireçtaşları arasında gözlenen Derik-Mazıdağı fosfatları, deniz seviyesinin şelf üzerinde yükseldiği süreçlerde şekillenmiş olup, sakin su koşullarını yansıtan bu periyotlarda pelajik foraminiferli ve diyatome kalker çamuru çökeldiği, yapısal hareketlere bağlı deniz seviyesi değişimleri veya bu alanlarda iklim sıcaklaşması, deniz suyunun ısınması ve şelfin genişlemesi gibi bir dizi olay, çözülmüş fosfatça zengin serin okyanus sularının yükselerek fosfat oluşumu için uygun ortamsal şartların hazırlanmasında etkili olduğu, kalker ve silis kabuk oluşumuyla belirginleşen fosfatlı karst yüzeyleri, en düşük su seviyesi ve atmosfere yükselim fazlarını işaretler, bu evrelerde yalnızca fosfatlı seviyelerin erozyonuyla, rezidüel yataklar meydana geldiği şeklinde açıklanmıştır. İncelenen örneklerde pelloid, intraklast (ooid) ve çimento şeklindeki çeşitli fosfat tipleri, fosfatlaşmanın en aşağı birkaç fazda olduğunu, bunlar arasında elektron mikroskopisi yardımıyla ayrılabilen türlerin olduğu, aşağıda verilen 5 grup içerisinde toplandığı, bunların 1- İri Jel tipli amorf fosfat, 2- Mikro yumrulu izotropik fosfat, 3- Hekzagonal plakalar ve prizmatik mikro- kristalli fosfat, 4- Diyatome kabuklarını dolduran öhedral kristalli çimentolayıcı fosfat, 5- Yarı kristalli fosfat (olasılıkla kristal ve amorf fosfat arasındaki geçiş fazı), bu türler arasında mikrokristalin fosfat büyük bölümüyle florapatit ile temsil edildiği, amorf kısımlarda ve özellikle de ornatıla diyatome kalker çamurunda kollofan belirginleştiği, glokonitin ise daha az miktarda olduğu saptanmıştır.

Varol (1989); Üst Kretase karbonat istifi içerisinde yataklanan Mazıdağı fosfatlarının büyük bölümü, yükselen derin deniz sularının şelf zonuna fosfat sağladığı

devirlerde depolandığı; bu periyotta çökelen zoofitoplankton'ca (diyatome) zengin organik çamur, fosfatın esas kaynağını oluşturduğu belirtilmiştir. Balık kemiği, dişi ve benzer diğer iskeletsel parçalar da yer yer bu üretime katıldığı belirtilmiştir. Birincil fosfat depolarının bir kısmı oluşumlarından sonra denizaltı akıntıları ile taşınmışlar ve yeniden depolandığı, bazılarının deniz tabanı yükselmesi sonucunda karstlaşmaya uğrayarak, fosfat kabuk oluşumuna yol açtığı, bu karmaşık olaylar sonucunda türeyen çeşitli özellikli fosfat taneler arasında pelloidler bol miktarda olduğu, bunlar içerisinde farklı kaynaktan türemeyi dört tipe ayırmıştır: Yerinde çökelimle, fosfatlaşmış intraklast ve biyoklastların aşınmasıyla ve balık kemiklerinin fosfor-mikritleşmesine uğraması sonucunda meydana gelenler; pelloid tanelerin mikro iç yapılarının farklı olduğu, elektron mikroskop yardımıyla; (a) amorf; (b) mikroyumru; (c) yarı kristalli; (d) mikrokristalli; (e) çimentolayıcı tipte beş değişik oluşum tipine ayrıldığını saptamıştır.

Perinçek ve diğ. (1991); Güneydoğu Anadolu'daki otokton sedimanter kayaların stratigrafisi ile ilgili bölgesel ölçekli çalışmalarında Arabistan levhasının kuzey kenarını temsil eden inceleme alanının en yaşlı biriminin volkanik, volkanoklastik kayaçlar, şeyl ve kumtaşlarından oluşan Prekambriyen yaşlı Telbesmi Formasyonu olduğunu kaydetmiştir. Bu birim, tabanda karasal ve geçiş tipindeki klastikler, ortada sığ şelf tipi karbonatlar ve üstte ardalı sığ denizel şeyl ve kumtaşlarından oluşan Kambriyen yaşlı Derik Grubu tarafından uyumsuz olarak örtülür. Derik Grubu doğu ve batı alanlarında kıyı yakını-sığ denizel çökellerden meydana gelen Ordovisiyen yaşlı Habur Grubu'na geçiş göstermekte iken, geri kalan alanlarda Erken Ordovisiyen'de çökeltme boşluğu ve erozyonal süreç meydana gelmiştir. Habur Grubu doğu ve batı alanlarında kıyı yakını ve sığ denizel ortamı yansıtan Üst Devoniyen-Alt Karbonifer yaşlı Zap Grubu tarafından, orta kesimlerde ise Üst Silüriyen-Orta Devoniyen yaşlı Diyarbakır Grubu tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir. İnceleme alanının doğusunda Paleozoyik ve Mesozoyik birimleri arasında devamlılık ve uyumluluk izlenirken, diğer alanlarda bazı istiflerin eksikliği söz konusudur. Mesozoyik istifin tabanını orta bölümlerde kırmızı renkli çökellerle temsil edilmekte, bu seviyenin altında ve üstünde killi karbonat istifleri (Alt Triyas – Çığlı Grubu) yer almaktadır. Bu birim, orta ve güney alanlarda gel-git bölgesi karbonat ve evaporitlerle temsil edilen Orta Triyas-Alt Kretase yaşlı Cudi Grubu tarafından üzerlenir.

Yazgan ve Chessex (1991); Arap Platformunun kuzeye doğru artan biçimde deformasyona uğradığını ve kıvrımlandığını belirtmiştir. Yazarlar, Rigo de Righi ve Cortesini (1964) tarafından belirlenen istifi özetlemiştir.

Yılmaz ve diğ. (1991); Güneydoğu Anadolu'nun batı kesimlerinin jeolojik evrimini konu alan bölgesel jeolojik çalışmada, Arap platformunun başlıca Üst Kretase ve Miyosen nap yerleşimlerine bağlı olarak iki ana deformasyondan etkilendiğini belirtmiştir. Birinci fazda ofiyolit napları, beraberindeki tektonik birliklerle birlikte Arap platformu üzerine yerleşmişlerdir. Bu deformasyon fazı GD Anadolu'da kıta-kıta çarpışmasına neden olmamış, okyanusal ortam Arap platformunun kuzey devamında varlığını korumaya devam etmiştir. Okyanus tabanı bütünüyle Geç Eosen başlarında tüketilmiş ve kalıntı deniz ortamları kaba detritiklerle doldurulmuştur. Daha sonra, kuzeyde yer alan ofiyolitik ve metamorfik naplar ile güneydeki Arap platformu arasındaki yaklaşma iki bölge arasında yer alan birimlerin sıkıştırılıp dilimlenmesine neden olmuştur. Alt Miyosen döneminde ise naplar ve bunun güney cephesini oluşturan ekay zonu bir bütün halinde güneye doğru ilerleyerek Arap platformu üzerine bindirmişlerdir.

Yılmaz (1993); Arap Platformunun erken Paleozoyik'den itibaren Pan-Afrikan orojenik olayları süresinde duraylı kalan bir kraton üzerinde küçük kesiklilikle çökelen otokton ve paraotokton sedimanter istifle temsil edildiğini açıklamıştır. Prekambriyen-Üst Kretase yaşlı birimlerin yer aldığı Paleozoyik-Mezozoyik kesimi Alt Otokton İstif olarak adlandırılmıştır. Alt Paleozoyik istifi büyük ölçüde sıg-denizel klastik sedimanlardan oluşmaktadır. Devoniyen'den Kretase'ye doğru klastik çökellerin yerini neritik karbonat kayaçlar almaktadır. Kireçtaşı-dolomit aralanmasından oluşan Permiyen sınırlı bir yayılıma sahiptir. Triyas yaşlı birimler klastik kayaçlardan (Arılık Formasyonu) ve karbonat kayaçlarına (Uludere Formasyonu) yatay değişimler sunmaktadır.

Bozdoğan ve Ertuğ (1997); Arabistan levhası ve kuzey uzantısı olan Güneydoğu Anadolu'nun Paleozoyik boyunca Gondwana'nın bir parçası olarak güney yarımkürede konumlandığını belirtmişlerdir. Arabistan levhasının kuzey kenarı Kaledoniyen ve Hersiniyen orojenezlerinden etkilenmiştir. Yazarlara göre; GD Anadolu Alt Kambriyen'de duraylı bir platform iken, Orta Kambriyen'deki denizel

transgresyonlar tüm bölgeyi örtmüştür. Mardin-Kahta yükselimi Ordovisiyen'deki sedimantasyonla kontrol edilmekte olup, Ordovisiyen transgresyonu yükselimin çevresini kaplamıştır. Alt Silüriyen yaşlı birimler oldukça sınırlıdır. Orta Silüriyen'de başlayan denizel transgresyon Orta Devoniyen'e kadar sürmüştür. Üst Devoniyen-Alt Karbonifer'de deniz seviyesindeki dünya çapındaki artış GD Anadolu'da denizel bir transgresyona neden olmuştur. Üst Karbonifer-Permiyen döneminde bölgede yükselim nedeniyle çökelim gerçekleşmemiş iken, Üst Permiyen'de denizel transgresyon egemen olmuştur.

Yılmaz ve Duran (1997); Güneydoğu Anadolu'da 1929 yılından 1997 yılına kadar adlanmış olan otokton ve allohton litostratigrafik birimlerle ilgili olarak bir stratigrafi sözlüğü (Lexicon) hazırlamıştır.

Günay (1998), bölgenin stratigrafisine yönelik derleme çalışması gerçekleştirmiştir. Bu projedeki formasyon adlamaları ve tanımlamaları için başlıca bu derleme çalışmalarından yararlanılmıştır.

Sonel ve diğ. (2002); Bu çalışma Güneydoğu Anadolu Bölgesinde, Adıyaman iline bağlı Kahta ilçesinin 20 km doğusunda gerçekleştirilmiştir. Tokaris sahasındaki kuyulara ait log data petrofiziksel özellikleri belirlenmek üzere Elan Plus programında değerlendirilmiştir. Elan Plus programıyla kuyu log dataları yorumlanarak rezervuar seviyeleri belirlenmeye çalışılmıştır. Sonuçta rezervuar zonunun efektif porozitesi, toplam porozitesi, kil hacmi, formasyon suyu doygunluğu, hareketli ve kalıcı petrol miktarları bulunmuştur. Bölgede rezervuar kayalar, Karaboğaz formasyonu ve Mardin Grubu'na ait Sabunsuyu, Derdere ve Karababa formasyonlarının karbonatları olduğu belirtilmiştir. İnceleme alanındaki kuyularda üretim Mardin Grubu'nun çatlaklı dolomit ve kireçtaşlarından sağlandığı, bölgede rezervuar kalitesini ve üretimi etkileyen en önemli parametre geçirgenlik olduğu anlatılmıştır. Tokaris sahasında Karaboğaz formasyonu 5-6% poroziteli çörtlü kireçtaşlarından oluştuğu ve üretken olmadığı, Karababa-C üyesinin girişten itibaren ilk 10-13 metresinin ortalama porozitesinin 5.2-8.4% olan kireçtaşlarından oluştuğu, permeabilitesi düşük olup 0.01 md olduğu, kuyularda bu zonda üretim ancak asitleme ile mümkün olabileceği, Karababa-C'nin alt kesimi kesif kireçtaşlarından oluştuğu, Karababa-B üyesi kesif kireçtaşlarından, Karababa-A üyesi ise killi kireçtaşlarından oluştuğu, Derdere formasyonunun girişten itibaren

kireçtaşlarından oluşan ilk 15-28 metresinin ortalama porozitesi 1.4-5.0% olduğu, Alt seviyelere doğru yer yer 10% poroziteyi bulan değerlerde görülmesine rağmen üretim ancak asitleme ile yapılır. Kireçtaşının altındaki yüksek permeabiliteli dolomitler ise 5.1-9.0% arası ortalama poroziteye sahip olmasına rağmen N-9 kuyusunda dolomitlerin bol çatlaklı olması nedeniyle porozite 16% olarak saptandığı, petrol sahasında asıl üretimin yapıldığı seviyenin Derdere formasyonu dolomitleri olduğu belirtilmiştir.

İmamoğlu ve diğ. (2009), çalışmada Mardin-Derik (Güneydoğu Türkiye) antiklinali kuzey kanadında yükseltilmiş Batı Kasrik üyesinin (Coniacian-Santonian) kalınlığı jeokimyası ve mineralojisi incelenmiş ve Türkiye'de fosfatın çıkarıldığı tek alan olduğu belirtilmiştir. Sediman dokular yanı sıra mineralojik ve jeokimyasal sonuçlar değerlendirilmiş ve fosforlar sedimanların yoğun ve çok erken diyajenezi sırasında oksik dip sularının hareketleri ile detritik katkının olmadığı koşullarda gerçekleştiği, toplam redoks duyarlı iz metallerin konsantrasyonu çok düşüktür ($< 600 \mu\text{g/g}$); ek olarak yapısal CO_2 ve $\text{F} / \text{P}_2\text{O}_5$ alışılmadık derecede yüksek (sırasıyla ağırlıkça 5 % ve 0.14 %) olduğu, NTE dağılımı "deniz suyu" seviyesini gösterdiği, negatif Ce anomalisi (0.20 ± 0.02) ve HREE zenginleştiği ($\text{LuN} / \text{LaN} = 1,50 \pm 0.12$), ancak toplam konsantrasyonun çok düşük olduğu saptanmıştır. Mazıdağı Fosforitlerinde yüksek P zenginliği önceki çalışmalarda yüzeysel alterasyon olarak bilindiği ancak bunun bu çalışmada desteklenmediği, çökeltme sonrası alterasyon sonrası olayları desteklemeyen verilerin özellikle ayrılmış CFA fraksiyonlarında yüksek Sr/P ve Ca/P , $\text{F} / \text{P}_2\text{O}_5$, yüksek $(\text{La/Nd})_{\text{N}}$ ve $(\text{La/Sm})_{\text{N}}$, yapısal CO_2 oranlarının bu görüşü desteklediği, daha büyük olasılıkla, yüksek P zenginleşen kayaların (P_2O_5 içeriği 34 %) oksijenli ortamda etkili olan sedimanter ve erken diyajenetik süreçlerle ve çevresindeki detritik getirim olmayan sedimantasyon alanlarının tektonik yükselmesine bağlı olarak oluştuğu şeklinde açıklanmıştır.

Ghienne ve diğ. (2010); Ortadoğu'daki Kambriyen-Ordovisiyen çökeltme serileri hakkında yapmış oldukları çalışmada, Türkiye'nin güney ve güneydoğusunda gözlenen Kambriyen-Ordovisiyen aralığındaki dört ana seri transgresif olaylar ve platform türü çökellerden oluşmaktadır. Türkiye'nin güneyinde Alt Paleozoyik çökeller dört evrede oluşmuşlardır; sırasıyla volkanik kökenli kırmızı renkli tabakalı sedimentler ve fluviyal çökellerle ilişkili kratonik platform rejim; duraylı denizel platform çökelleri ve denizel buzul çökelleridir. 2000 m kalınlığındaki bu seriler Alt Paleozoyik

dönemindeki Arabistan levhası ile birbirine benzerlik sunan Gondwana kıtasının kuzeyinde yer alan çökellere karşılık gelmektedir.

Tetiker ve diğ. (2012); Çalışmalarında İnceleme alanı; Mardin'in Derik ve Kızıltepe ilçeleri arasında yüzeyleyen Arap Levhası veya Platformu'nun kuzey uzantısını oluşturan Güneydoğu Anadolu Otoktonu (GDAO) Prekambriyen-Paleozoyik yaşlı sedimanter istifini kapsamakta olduğunu belirtmişlerdir. Bölgedeki istifte; Prekambriyen yaşlı Telbesmi Formasyonu bazalt, andezit ve volkanik kumtaşları; Zabuk Formasyonu kırmızı ve çapraz tabakalı silisli kumtaşları, Koruk Formasyonu pembe-beyaz dolomitler, Sosink Formasyonu yeşil renkli şeyl-silttaşı-kumtaşı ardalı, Bedinan Formasyonu kumlu dolomit ve kireçtaşı ile silttaşı arakatkılı şeyller (alt kesim) ve kumtaşları (üst kesim); Halevikdere Formasyonunun ise kırmızı renkli Fe yumrulu kireçtaşı, dolomit, şeyl ve silttaşı arakatkılı kumtaşları ile temsil edilmekte olduğunu belirtmişlerdir. Kayaç oluşturan mineraller bolluk sırasına göre; Telbesmi Formasyonu'nda feldispat, piroksen, kuvars, fillosilikat ve olivin; Zabuk Formasyonunda kuvars, moganit ve kalsit; Koruk Formasyonunda dolomit, kuvars, kalsit, feldispat ve fillosilikat (illit, klorit); Sosink Formasyonu'nda kuvars, fillosilikat (illit, klorit, I-S, smektit), Feldispat, kalsit, moganit ve dolomit; Bedinan Formasyonu'nda fillosilikat (kaolinit, illit, klorit, I-S, C-V, smektit), kuvars, feldispat, kalsit, dolomit ve moganit; Halevikdere Formasyonu'nda kuvars, feldispat, kalsit, dolomit, fillosilikat (kaolinit, illit, I-S) ve götit biçiminde sıralanmakta olduğunu saptamışlardır. Zabuk Formasyonu kumtaşlarında özşekilli ve iri taneli kuvars ve feldispat mineralleri arasında kısa çubuksu ve yer yer ışınal moganitlerin bulunduğunu belirtmişlerdir. İnce levhamsı illitler; kenarlarından itibaren lifsi/ipliksi görünümlü karışık tabakalı illit-smektit minerallerine geçiş gösterdiğini belirtmişlerdir. Koruk Formasyonu dolomitlerinde rombohedral morfolojiye sahip dolomit kristallerinde yer yer çözünme izleri görülmekte ve amorf silis (opal) topçukları, ince-uzun filament biçimli illitler, iğnemsili-ışınal kloritlerin eşlik ettiğini belirtmişlerdir. Sosink Formasyonu silisiklastiklerinde illitler çoğunlukla birbirine paralel, yer yer ışınal dizilimli, iri ve ince levhalar, şamozit türü kloritlerin ise kalın levhalar oluşturduğunu saptamışlardır. Bedinan ve Halevikdere Formasyonları silttaşlarında kaolinitler tipik kitap biçiminde paralel veya akordiyon biçiminde istiflenmiş yapraklardan oluşmakta olduğu belirtmişlerdir. Mardin-Derik-Kızıltepe istifini; Toros Kuşağı'nın otokton ve GDAO'nun diğer birlikleri (Amanoslar ve Diyarbakır-Hazro) ile denestirildiğinde;

eşdeğer birimlerin mineral parajenezleri ve dağılımları ile KI değerleri büyük ölçüde uyuşmakta, ancak kısmen de olsa farklılıklar sunduğunu saptamışlardır. Bu durum diyajenez / metamorfizma derecesindeki farklılıklardan ziyade, yanal yöndeki paleocoğrafik konum ve ilişkili provenans değişimlerinden kaynaklanmış gözükmektedir. Ayrıca, inorganik verilere göre; bölgedeki Paleozoyik yaşlı kayalar petrol sistemi açısından olgunlaşma özelliği taşımamakta olduğunu belirtmişlerdir.

Mülayim ve diğ., (2016); Güneydoğu Anadolu'nun frontal kemerinin Türkiye'deki katlamalı itme kayışı, birkaç tane küçük ile orta büyüklükte Kretase Mardin Grubu'nun karbonat rezervuarlarından petrol sahası içerdiği, bu alanların çoğu dar, asimetrik antiklinal boyunca bulunduğu, Türkiye'nin güneydoğusundaki Adıyaman'daki Çemberlitaş petrol sahası bölgedeki en önemli petrol sahalarından olan Mardin'in Üst Kretase Derdere ve Karababa formasyonlarından üretildiği, Karababa mikroorganizmaları, çökelme ortamları ve dizi stratigrafisi ile ilgili ayrıntılı bir çalışma yapıldığı, petrol sahasındaki Derdere (Cenemeniyen-Turoniyen ortası) oluşumlarının araştırıldığı çalışmada, Karababa formasyonunda sekiz adet mikrofasiyes 1) yumuşakça-ekinoid değnek taşı / paket taşıdır, 2) dolomitik planktonik foraminiferler; Derdere formasyonu içindeki mikrofasiitler, 5) kireç çamurtaşı, 6) biyoklastiktir wackestone / packstone, 7) orta iri kristalli dolomit ve 8) ince kristalli dolomit gibi tanımlanmıştır. Bu mikrofasiyesler Derdere formasyonu, lagünde raf tortulaşma ortamlarına, Karababa formasyonu ise derinlere bırakıldığı, Geç Turoniyen ve Erken Campaniyen döneminde rezervuar aralığının iki üçüncü dereceden dizi sınırı oluşturduğu, bölgedeki sedimantasyonu kontrol eden yerel, bölgesel ve küresel faktörleri ayırt etmek için diğer bölgelerdekilerle karşılaştırıldığında Çemberlitaş petrol sahası alanının çökelme serilerinin, transgresif ve yüksek enerjili sistem izlerini içerdiği saptanmıştır.

Yukarıda sıralanan çalışmalar büyük ölçüde genel jeolojik, sedimantolojik ve bir kısmı petrol jeolojisi amaçlı olup, çoğunlukla fosfat oluşumlarının jeolojisi ve sedimantolojisine yönelik çalışmalardır. Mardin-Mazıdağı yöresinde fosfat içeren kayaların ayrıntılı litolojik, mineralojik (tüm kayaç ve kil mineral bileşimi), petrografik ve jeokimyasal sonuçları içeren çalışmalar yaygın olarak bulunmamaktadır.

1.4 Amaç ve Kapsam

Dünya üzerinde fosfat oluşumları ve cevher minerali olarak işletilmesi büyük önem taşımaktadır. Dünya fosfat üretimi 2011 yıllarında 176 milyon ton olarak belirlenmiştir. Bu üretim 80 % oranında sedimanter fosfat çökellerinden karşılanmakta ve en önemli sahalar Morocco ve batı Sahara olup, bu alanlarda yılda yaklaşık 50 milyon ton üretim gerçekleşmektedir (Simandl ve diğ., 2012). Dünya üzerinde birçok kullanma alanına sahip olan fosfat cevheri gübre (90%) ve kimya (10%) sanayilerinde yoğun kullanıma sahiptir. Fosfatın gübre sanayinde kullanımı 60% süperfosfat, 10% fosforik asit ve 10 % komple/gübre olarak kullanımını içermektedir. Ayrıca fosfat içeren kayalarda endüstriyel cevher minerali olarak kullanılması ve bu minerallerde zenginleşen REE, V, U, F, Ag, Cd, Cr, Mo, As, Se, Sr, Te, Zn ve diğer elementler (U, Th, Cd, Tl, Se ve Hg) ile yakından ilişkilidir.

Ana fosfat yataklarının tipik deniz koşulları altında oluşmadığı bilinmektedir. Bu yatakların oluşumu için elverişli paleokanografik, paleocoğrafik, paleoklimatik ve diğer faktörlerin birlikte gerçekleşmesini gerektirir. Çoğunlukla, besleyici açıdan zengin bir suyun, sık bir deniz ortamına akması ve ardından üretken biyota gelişimi söz konusu olduğunda gelişmektedir (Orris ve Chernoff, 2004). Denizel sedimanter kayalarda fosfat oluşumlarının özelliklerinin belirlenmesi ile bir istifin çökeltme ortam şartlarının yanı sıra, provenans özelliklerinin anlaşılmasında önemli veriler sağlayabilmektedir. Ayrıca fosfat oluşumları ve çökeltme ortamında birlikte çökelebilecek farklı kökenli birincil ve ikincil cevher mineral oluşumlarının bulunması da havza evriminin yorumlanmasının yanı sıra endüstriyel hammadde açısından da önemli olmaktadır.

Bu tez çalışması ile GDAO kayalarının Mardin-Mazıdağı yöresinde Kretase yaşlı kesimini temsil eden fosfat içeren kayaç seviyelerinin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal olarak ayrıntılı incelenmesi amaçlanmaktadır. Elde edilen detaylı veri sonuçları bu bölgede bulunan kayaçlar için ek mineralojik ve jeokimyasal verilerin sağlanmasının yanı sıra, Türkiye Jeolojisi'nde önemli bir jeolojik alanın detaylı olarak incelenmesi açısından önemlidir.

Bu çalışmada, Mardin Grubu'na ait Üst Kretase yaşlı Karababa Formasyonunun en tipik olarak gözlendiği Mardin-Mazıdağı ve çevresinde tanımlanan fosfat-çört içeren sedimanter kayaçların incelenmesi sonucu aşağıda sıralanan inceleme ve bulgulara erişilmesi planlanmaktadır:

-İstifin düşey yöndeki dokusal-mineralojik değişimlerinin ve/veya zonlarının ortaya konulması,

-İstifin Toros Kuşığı ve özellikle GDAO birlikleri ile mineralojik-petrografik ve mineral bileşimi açısından deneştirilmesi ile olası eşdeğer seviyelerin belirlenerek KB Gondwana'nın Kretase evrimine ek kanıtlar elde edilmesi,

-Endüstriyel hammadde kaynaklarının ortaya çıkarılması.



2. STRATİGRAFİ VE LİTOLOJİ

Bölgede yüzeyleyen kayaçların stratigrafik dağılımı incelendiğinde; Alt Paleozoyik yaşlı birimler alttan üste doğru Derik Grubu (Kambriyen ve Kambriyen-öncesi) ve Habur Grubu (Ordovisiyen) olarak tanımlanmıştır (Perinçek, 1978). Derik Grubu'na ait en yaşlı birim Prekambriyen yaşlı volkanojenik litolojilerden oluşan Telbesmi Formasyonu (Moses, 1934) veya Derik volkanikleridir (Kellogg, 1960). Birim kırmızı renkli kumtaşı, şeyl, tuf, aglomera ve konglomera düzeylerini kapsar (Yılmaz ve Duran, 1997). Bu birimi sırasıyla Kambriyen yaşlı kırmızı renkli, çapraz tabakalı kumtaşlarından oluşan (Taylor, 1955), Sadan Formasyonu (Ketin, 1964), stratigrafik olarak devamında dolomit, kireçtaşı ve yumrulu kireçtaşlarından oluşan Orta Kambriyen yaşlı Koruk Formasyonu (Ketin, 1964) ve metasedimanter Sosink (Taylor, 1955) formasyonları izlemektedir. Habur Grubu'na ait Alt-Üst Ordovisiyen yaşlı birimler ise sırasıyla Bedinan (Cobb, 1957c) ve Halevikdere (Monod ve diğ., 2003) formasyonu olarak tanımlanmıştır. Mesozoyik yaşlı (Çığlı Grubu ve Mardin Grubu) sedimanter birimler ise bölgede örtü kayaçları oluşturmaktadır.

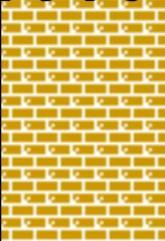
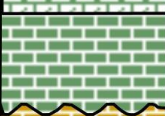
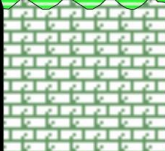
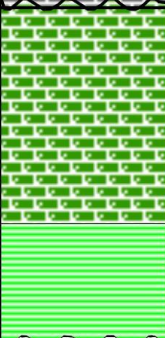
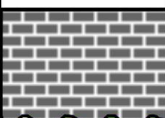
Bu birimlerin üstüne uyumsuz olarak Kretase yaşlı Mardin Grubu gelir (Schmidt, 1953). Mardin Grubu tabanda Alt Kretase yaşlı Areban Formasyonu ile başlamaktadır (Schmidt, 1961). Areban Formasyonu kumtaşı kıltaşı ve konglomeralardan oluşur. Birim Absiyen-Albiyen yaş aralığında kabul edilmektedir (Beer, 1966). Bu formasyonu uyumlu/uyumsuz geçişle Kretase yaşlı Sabunsuyu (Wilson ve Krummenacher, 1959) ve uyumsuz geçişle Üst Kretase yaşlı Derdere formasyonları (Handfield ve diğ., 1959) izler. Sabunsuyu Formasyonu kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşlarından oluşmakta olup Albiyen-Senomaniyen yaş aralığında kabul edilmiştir (Tanyol ve diğ., 1997). Derdere Formasyonu kireçtaşı ve dolomitlerden oluşur. Senomaniyen yaşlıdır (Tanyol ve diğ., 1997). Grubun en üst seviyesi uyumsuzlukla gelen Üst Kretase yaşlı Karababa Formasyonu'ndan oluşmaktadır (Gossage, 1956).

Karababa Formasyonu dolomitik kireçtaşı ve çörtlü kireçtaşlarından oluşmaktadır. Birim için Geç Koniyasiyen-Erken Kampaniyen yaşlı kabul edilmiştir (Çoruh ve diğ., 1997; Tanyol ve diğ., 1997). Karababa formasyonu fosfat içeriği ve stratigrafik durumuna göre gayri resmi üç üyeye ayrılır (Tuna 1973; Sungurlu, 1973,1974a, b; Aksu, 1980; Pasin ve diğ., 1988, 1991a, b; Yılmaz ve Duran, 1997). Formasyonun tabanındaki koyu renkli organik maddeli, fosfat içeren kılavuz seviye niteliğine sahip planktik foraminiferli dolomitik kireçtaşları Karababa Formasyonu A

üyesi olarak tanımlanmıştır (Yılmaz ve Duran, 1997). Karababa formasyonunun tabanındaki dolomitik kireçtaşlarının üzerine gelen daha az organik madde içeren, koyu renkli, yaygın silisleşme, çört nodül ve arabantları içeren bol fosil kavkıları içeren kireçtaşı seviyeleri ise Karababa formasyonunun B üyesi olarak tanımlanmıştır (Yılmaz ve Duran, 1997). Karababa Formasyonu üst kesiminde makro kavkı içeren sığ denizel kireçtaşları ise Karababa Formasyonu C üyesi olarak tanımlanmıştır (Yılmaz ve Duran, 1997). Mardin Grubu üzerine uyumsuz olarak Adıyaman Grubu'na (Gossage, 1956) ait fosfat ve glokonit içeren kireçtaşı, silisli kireçtaşı ve çörtle temsil edilen Karaboğaz formasyonu; kireçtaşı, şeyl, silttaşı ve marndan oluşan Ortabağ Formasyonu; killi kireçtaşı ve plaklet kireçtaşından oluşan Sayındere ve Beloka formasyonu ile temsil edilmektedir. Grup Kampaniyen yaşlı olarak kabul edilmiştir (Şengündüz ve Aras, 1986; Uygur ve Aydemir, 1988; Çoruh, 1991; Güven ve diğ., 1991a, b). Derin deniz ve sığ denizel bank/resifal ortamı temsil eden killi ve çörtlü kireçtaşlarından oluşmaktadır (Şengündüz ve Aras, 1986; Wagner ve Tuna, 1988; Uğur ve Aydemir, 1988; Duran, 1991; Güven ve diğ., 1991a). Midyat Grubu ise Adıyaman ve Mardin Grubu kayaları üzerinde uyumsuz olarak yer almaktadır. Midyat Grubu Eosen-Oligosen yaşlı kabul edilmektedir (Duran ve diğ., 1988, 1989). Midyat Grubu Gercüş, Hoya ve Gaziantep formasyonları olarak ayırtlanmıştır (Yılmaz ve Duran, 1997). Konglomera, kumtaşı, kiltası ve marnlardan oluşan Gercüş Formasyonu, Adıyaman ve Mardin Grubu kayaları üzerinde uyumsuz olarak yer alır. Gercüş Formasyonu üzerinde uyumlu ve geçişli olan Hoya Formasyonu kireçtaşı ve dolomitlerden oluşur. Birim kireçtaşlarından oluşan Gaziantep Formasyonu ile geçişlidir.

2.1. Mardin Grubu

Mardin ili çevresinde yüzeyleyen kalın kireçtaşı için “Mardin top limestone” şeklinde kullanılmıştır (Schmidt, 1935). Tuna (1973) ve Sungurlu (1973) tarafından Aptiyen-Turoniyen yaşlı karbonatlar için Mardin Grubu tanımlaması yapılmıştır. Grup dört farklı formasyon ile temsil edilmektedir. Alttan üste doğru Areban, Sabunsuyu, Derdere ve Karababa formasyonlarından oluşmaktadır. İnceleme alanındaki Kretase dönemine ait birimlerin Mardin-Derik yöresindeki stratigrafik dağılımları Şekil 2.1 de verilmiştir.

KRETASE						SİSTEM	
JURA							
ÜST	APTİYEN-ALBİYEN	ALBİYEN-SENOMANİYEN	SENOMANİYEN	KONİYASİYEN-ALT SANTONİYEN	KAMPA-NİYEN	SERİ	
CUDİ	M A R D İ N					ADİ-YAMAN	GRUP
LATDAĞI	AREBAN	SABUNSUYU	DERDERE	KARABABA	KARA-BOGAZ	FORMASYON	
				A B C		ÜYE	
	273	166	183	231		KALINLIK (m)	
							
	Sarı renkli, kalın tabakalı, kırmızı renkli marn arakatlı kumtaşı	Beyaz, ince-orta-kalın tabakalı, yer yer çok kalın tabakalı, marn arakatlı dolomit ve kireçtaşı	Beyaz, orta-kalın tabakalı, yer yer çok kalın tabakalı marn arakatlı kireçtaşı	Bej renkli, orta-kalın tabakalı, yer yer çok kalın tabakalı dolomit	Beyaz, ince-orta-kalın tabakalı, fosfatlı kireçtaşı	Beyaz-bej, ince-orta-kalın tabakalı, yer yer killi ve çört yumruları içeren kireçtaşı	Beyaz, orta-kalın tabakalı, fosil kavkılı kireçtaşı
	Yeşilimsi boz renkli killi kireçtaşı	Gri-beyaz ince tabakalı, kireçtaşı					

ÖLÇEKSİZ

Şekil 2.1.Mardin Grubu'nun genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Aksu 1980'den değiştirilerek)

2.1.1 Areban Formasyonu

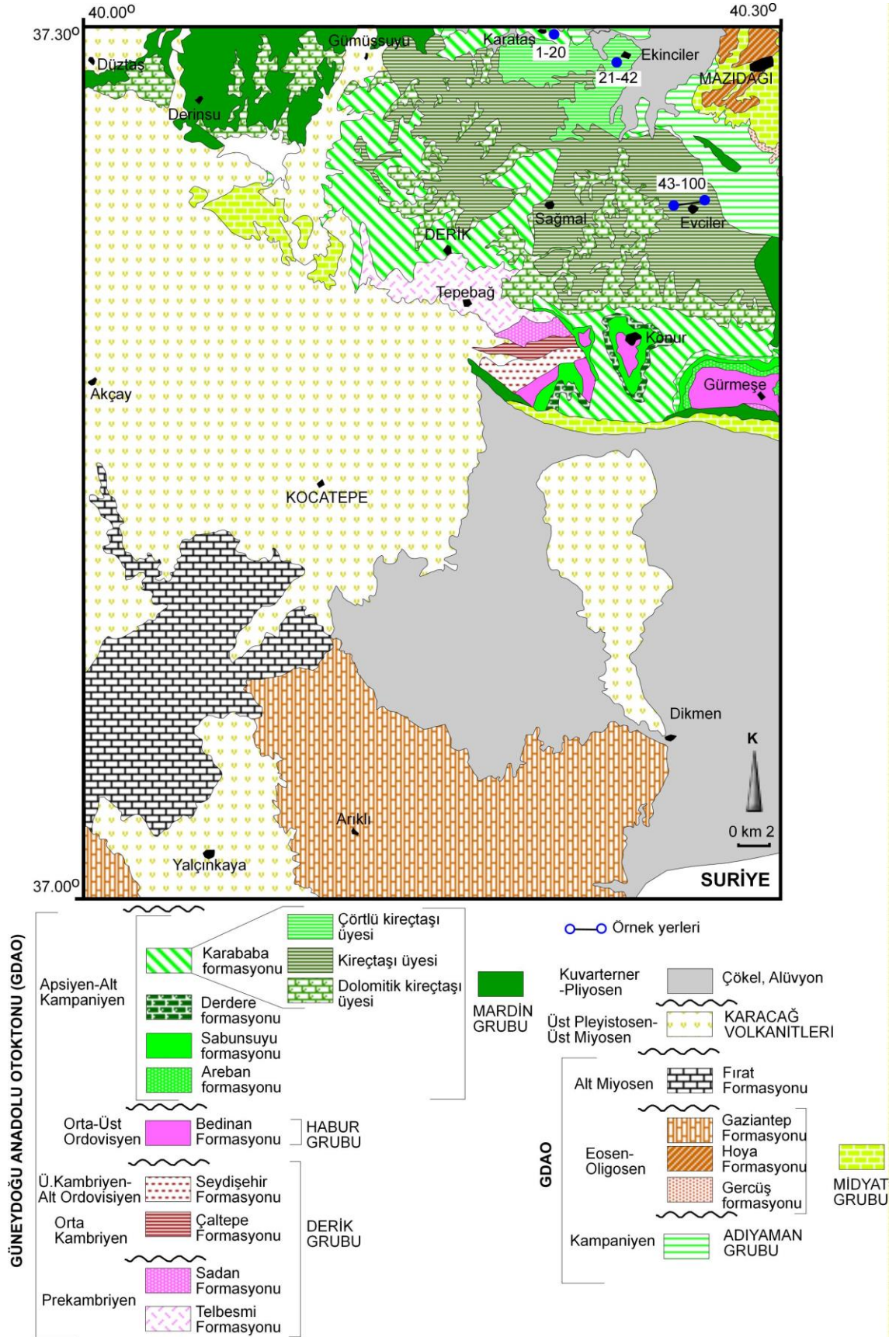
2.1.1.1 Dağılımı ve topoğrafya görünümü

Birim tip yeri Mardin ili Derik ilçesinin 16 m güneydoğusunda Areban köyünün kuzeydoğusunda yüzeylemektedir. Yumuşak bir topografya sergileyen birim Derik Grubu'na ait kayaçları uyumsuz olarak örtmektedir.

2.1.1.2 Ölçülü kesit, yeri ve kalınlık

Birimin batıdan doğuya doğru kalınlıkları şu şekildedir: Amanos dağları yöresinde ortalama 12-100 m (Günay, 1984, 1990; Yılmaz, 1984; Dellaloğlu ve Pasin, 1984); Kahramanmaraş ili ile Andırın ilçesinin güneydoğusunda, Balık dağının yakın kuzeydoğusundaki Beşikdöldül Tepe'de 12 metre (Bryant, 1960); Türkoğlu ilçesinin batısında 35-60 m (Günay, 1990; Demirkol, 1988); Kilis ili Musabeyli nahiyesinin güneyindeki Sabunsuyu deresinde 30-51 m (Wilson, 1959; Wilson ve Kurummenacher, 1959; Tuna, 1973; Perinçek, 1979f; Görür ve diğ., 1981); Diyarbakır ili Hazro ilçesinin yakın batısında 26-108 m (Aksu, 1980; Amoco, 1985); Mardin ili Derik-Bedinan dolaylarında 100-273 m (Önem, 1968; Soytürk ve Erdoğan, 1974; Aksu, 1980) Derik-Mazıdağ ilçeleri dolayındaki Kızıltepe'de 50 m (Amoco, 1985); Siirt Pervari dolaylarında 70-100 m (ortalama 80 m) (Açıkbaş ve diğ., 1981); Güney Amanoslar Keldağ yöresinde 20-30 m; Pervari ilçesi Demirtepe köyü civarında, Mehmet Yusuf dağında 14 m, Cudi Dağının Kuzey yamacında, Hizil çayı batısında 37 m, Şırnak ili Uludere ve Beytüşşebap ilçeleri dolaylarında 10-40 m (Perinçek, 1980 ve 1990) olarak saptanmıştır.

Areban Formasyonu Güneydoğu Anadolu'daki birçok araştırma kuyusunda da kesilmiştir. Birimin kalınlığı ve yayılımı düzensizlikler gösterir. Gaziantep sahasındaki kuyularda kalınlığı 3-50 m arasında değişmektedir (Çelikdemir ve Dülger, 1990). Adıyaman Diyarbakır hattında kalınlık ortalama 15 m, Gaziantep ve Şanlıurfa illeri civarındaki kuyularda 10-40 m iken Ceylanpınar 1 kuyusunda 166 metreyi bulmaktadır (Çelikdemir ve Dülger, 1990; Araç ve Yılmaz, 1991).



Şekil 2.2. Mardin-Mazıdağı çevresinin 1/100:000 ölçekli N44 paftasının jeolojik haritası (MTA, 2002)

2.1.1.3 Kayaç türü, yanal değişim ve alt/üst sınırlar

Neostratotipinde (Areban-Haremi ÖSK'da), 273 m kalınlıkta ölçülen Areban Formasyonu'nda taban kısmında bazen şarabi renkli olabilen kumtaşları arasında alacalı, yeşilimsi boz ve açık mavi renkli marn katkıları bulunur. İnce-orta-iri kuvars taneli, yer yer yarı yuvarlak kuvars çakıllı, kötü boylanmalı, gevşek, dağılan, çapraz tabakalı, som görünüşlü kumtaşı içinde üst seviyelere doğru açık mavi nadiren de şarabi renkli marn katkıları, genellikle yanal yönde devamsız olarak gözlenir. Topografyada çıkıntı yapan kalın tabakalı kumtaşı seviyeleri arasındaki örtülü alan muhtemelen marn seviyeleridir. Birimin tavan kesimlerinde kahvemsî, koyu sarı renkli olan kumtaşı çok ince taneli, silis çimentolu, sert, opak mineraller içerdiği belirtilmiştir. Koyu sarı renk hematitlerin limonitleşmesi sonucu oluşmuş olup, kalın tabakalar paralel ve çarpaz laminalı olduğu saptanmıştır (Yılmaz ve Duran, 1997).

Neostratotipinde üzerinde yer alan Sabunsuyu Formasyonu ile uyumlu ve geçişli bir dokanağa sahiptir. Areban Formasyonu, diğer alanlarda da üstte Sabunsuyu Formasyonu ile uyumlu ve geçişlidir.

2.1.1.4 Fosil topluluğu ve yaş

Daha önce yapılan birçok çalışmada stratigrafik konumundan dolayı formasyona Aptiyen-Albiyen yaşı verilmiştir (Sinanoğlu ve Erkmen, 1980; Erenler, 1989).

2.1.1.5 Deneştirme ve yorum

Areban Formasyonu mostra verdiği alanlarda, değişik litolojilerden oluşan bir birimdir. Güneydoğu Anadolu genelinde, kahverengimsi sarı renkli, kuvars taneli, kireç çimentolu, demir konsantrasyonlu, oldukça sert, dağılgan orta kalın tabakalı, çapraz tabakalı kumtaşı ve bunun içinde ara katkı halinde bulunan sarı, kahve renkli, kesif, sert, az kumlu ince tabakalı fosilsiz kireçtaşlarından oluşur (Perinçek, 1981). Amanoslarda açık sarı, yeşilimsi sarı, kahverengimsi tuğla kırmızısı renklerin iç içe geliştiği, bazı kesimlerde karbonatlı, ince taneli kumtaşı, midye kabuğu kırık yüzeyli, sert, sıkı, orta kalın tabakalı, kumlu kireçtaşı ve üste doğru ince taneli kireçtaşlarından oluşmaktadır (Yılmaz, 1984; Günay ve Sarıdaş, 1984). Kahramanmaraş ili Türkoğlu ilçesi-Hodu sazlığı-Çullu köyü ile belirlenen alan içinde, Areban Formasyonu'nun en ayırtman özelliği rengidir (Günay ve Sarıdaş, 1984; Demirkol, 1988). Kahvemsî, esmer, gri, renk, yumuşak topografya, içinde bulunan demir ve boksit konsantrasyonu ile bazalt, birimin arazide uzaktan bile diğer birimlerden kolayca ayırtlanmasını sağlamaktadır. Kahve

renkli, yer yer çakıl ve kum boyutunda kırıntılı elemanlardan oluşan karbonat çimentolu kumtaşları ile başlayan Areban Formasyonu kahve, sarımsı renkli dolomit ve dolomitik kireçtaşı şeklinde devam etmektedir. Üst düzeylerde ise, demir konsantrasyonu yüksek bazaltik tüflere geçilmekte ve istif koyu gri renkli dolomit seviyeleri ile sona ermektedir. Kilis ili Musabeyli nahiyesinin güneyindeki Sabunsuyu deresinde, zeytin yeşili, siyah yeşil, koyu mor renkli, anhidritli, kireçsiz şeyl ve koyu kırmızı renkli, demirli kumtaşlarından ibarettir (Tuna, 1973). Diyarbakır ili, Hazro yükseliminde istif açıklıkla gözlenememesine karşın litolojiler ayırt edilebilmektedir (Perinçek, 1979f; Aksu, 1980). Formasyon boz renkli, sıkı, sert, kuvarslı, glokonili kireçtaşı, sarı renkli glokonili ve demiroksitli, kuvars kumtaşı, yeşilimsi, sarımsı boz renkli kiltası ardalanması ile son bulur. Mardin ili Derik ilçesi dolaylarında, tabanda bordo renkli ve orta büyüklükte çakıllı bir konglomera bandıyla başlayan Areban Formasyonu, üste doğru açık sarı ve yine bordo renkli konglomeratik kumtaşları halinde devam eder. İstifin üst seviyeleri kalın, fakat iyi tabakalanmalı, sarı renkli çok sert dolomitler ve dolomitik kireçtaşlarından ibarettir (Soytürk ve Erdoğan, 1974; Önem, 1968). Şırnak ve Hakkari illeri arasında kalan alanda, gri, siyah renkli, iyi boylamalı, kırılğan, ufalanır, yer yer toprağımsı, iyi orta poroziteli, kötü boylanmalı, sert- çok sert, küt köşeli keskin köşeli kırıklı, hidrokarbonlu, ince- orta tabakalı dolomit ve siyah gri renkli, ince kristalin, sert, küt keskin kireçtaşları siltaşı ve şeyl içinde ara tabakalar halindedir.

2.1.2 Sabunsuyu Formasyonu

2.1.2.1 Dağılımı ve topoğrafya görünümü

Formasyon Kilis ilinin Sabunsuyu deresi boyunca yüzeylemektedir. Mardin Grubu'nun ikinci formasyonudur.

2.1.2.2 Ölçülü kesit, yeri ve kalınlık

Lektostratotipinde 213 m kalınlıkta ölçülen Sabunsuyu Formasyonu'nun diğer kalınlıkları batıdan doğuya doğru şu şekildedir: Antakya ili Yayladağ ilçesinin kuzeybatısındaki Keldağ yöresinde 230 m (Dellaloğlu ve Pasin, 1984); Kilis ilçesi Sabunsuyu deresinde 213-370 m (Keskin ve diğ., 1974; Görür ve diğ., 1981); Adıyaman ili Besni ilçesi Çekirge dağlarındaki İnışdere'de 44 m (Saltık ve Saka, 1971a); Sakartepe'de 40 m, Kaplandere'de Derdere Formasyonu'nun alt tarafı ile birlikte 39 m (Gossage, 1959); Adıyaman ve civarında 40-120 m (Günay, 1990); Diyarbakır ili Çüngüş ilçesinin Korudağ antiklinalinde 305-400 m (Pasin ve diğ., 1982; Tuna, 1973;

Sungurlu 1974a; Handfield ve diğ., 1959; Perinçek, 1979f); Zeynelan-Derdere köyleri arasında 400 m (Sungurlu 1974a); Hazro ilçesi dolaylarında 106-156 m (Pasin ve diğ., 1982; Yılmaz, 1982); Siirt ili Pervari ilçesi dolayında 250-300 m, ortalama 260 m (Açıkbaş ve diğ., 1981); Pervari ilçesi Demirtepe köyü civarındaki Mehmet Yusuf dağında 437 m (Perinçek, 1980); Mardin ili Derik ilçesinin güneydoğusundaki Areban köyünde 161-166 m (Aksu, 1980; Pasin ve diğ., 1982); Derik Mazıdağı, Beloka-Amrut köyleri civarında, 150 m (Güven ve diğ., 1988) kalınlıklar ölçülmüştür.

Sabunsuyu Formasyonu Güneydoğu Anadolu bölgesinde açılan birçok kuyuda kesilmiştir. Kalınlığı ise 40-410 m arasında değişmektedir (Çelikdemir ve Dülger, 1990; Duran ve diğ., 1996). Birimin en ince olduğu kesimler, Adıyaman Çermik arasında kalan alandır. Bu hattın güney ve doğusuna gidildikçe kalınlık artar. Adıyaman ili dolay ile kuzey ve güneybatısındaki kuyularda 50-100 m, Şırnak ili doğusundaki kuyularda 0-150 m ile en ince kalınlıklar gösterir. Gaziantep ili doğusunda yer alan kuyularda ise, 400-425 m ile maksimum kalınlığa ulaşır. Güneydoğu Anadolu'nun diğer kesimlerinde açılan kuyularda da 200-300 m arasında değişen kalınlıklara sahiptir.

2.1.2.3 Kayaç türü, yanal değişim ve alt/üst sınırlar

Kilis ili batısındaki Sabunsuyu vadisinde, Sabunsuyu Formasyonu'nun Areban Formasyonu ile olan alt dokanağı uyumludur. Üzerine gelen Derdere Formasyonu ile olan dokanağı ise, uyumlu olarak gösterilmiştir.

Diyarbakır ili Çüngüş ilçesinin Derdere köyü yakınındaki Korudağ mevkiinde, altta Dadaş formasyonu ile olan dokanağı uyumsuz, üstte Derdere Formasyonu ile olan dokanağı uyumludur (Tuna, 1973; Pasin ve diğ., 1982). Hazro ilçesi Şehşap köyü güneyinde, sabunsuyu Formasyonu Uludere Formasyonu üzerinde uyumsuz olarak yer almaktadır. Mardin ili Derik Bedinan köyü civarında, birimin Areban Formasyonu ile olan alt dokanağı konkordandır (Aksu, 1980). Üstündeki Derdere Formasyonu ile olan dokanağı ise, paralel diskondanslı kabul edilmektedir. Bedinan ve Areban köyler, kuzey tarafları ile Şip deresinde, Areban Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelir. Derik dolayında doğrudan doğruya Telbesmi Formasyonu'nu, Değirmenli (Susik) köyü yakınında da Bedinan Formasyonu'nu transgresif diskordans olarak örtmektedir. Siirt ili Pervari ilçesi Demirtepe köyü civarında alttaki Areban Formasyonu ile dokanağı uyumludur. (Pasin ve diğ., 1982). Üst dokanağı ise, arazi gözlemleri ile ayrılmamakta ve Derdere ile geçişli gibi görülmektedir.

2.1.2.4 Fosil topluluğu ve yaş

Stratigrafik olarak birimin yaşı Albiyen-Senomaniyen olarak belirlenmiştir (Erenler, 1989).

2.1.2.5 Deneştirme ve yorum

Sabunsuyu Formasyonu, mostra verdiği alanlarda dolomit, dolomitik kireçtaşları ve kireçtaşları ile temsil edilmektedir (Keskin, 1968; Tuna, 1973; Sungurlu, 1974a, 1974b; Perinçek, 1979f; Aksu, 1980; Güven ve diğ., 1988). Kireçtaşları açık-koyu gri, boz, sarımsı boz, beyazımsı bej, bej nadiren alacalı renkli, kriptokristalen, ince-orta-kalın tabakalı, çok köşeli-keskin-midye kabuğumu kırılma yüzeyli, sert-çok sert, gevrek, yer yer dağılğan, düzensiz ince kalsit çatlaklı, zayıf çatlak poroziteli, mikritik, yer yer killi, siltli, ince kumlu, formasyon içi dolomit çakıllı, demiroksit birikimli ve çörtlüdür. Dolomitik kireçtaşları aç boz renkli, ince-orta tabakalı, kriptokristalen, çok sert, köşeli ve keşif; dolomitler ise, beyaz, kirli beyaz, boz, sarımsı boz, gri kahve renkli, ince-orta-kalın tabakalı yer yer som, gevrek, sıkı, sert-çok sert, çok ince-ince-orta kristalli, zayıf erime poroziteli, düzensiz ince kalsit çatlaklı ve yer yer çört yumruludur. Amanoslar ve Diyarbakır ili Cüngüş ilçesi Derdere köyü yakınındaki Korudağ ile Mardin ili Derik ilçesi dolayında, Sabunsuyu Formasyonu'nun taban seviyelerinde yeşilimsi sarı renkli, siltli, kumlu, som görünümlü marınlar ile açık yeşil, yeşil, ten renkli kireçsiz, iyi yarılmalı şeyler kireçtaşları ile ardalanmalı olarak bulunmaktadır (Tuna, 1973; Aksu, 1980; Pasin ve diğ., 1982; Günay, 1984).

2.1.3 Derdere Formasyonu

2.1.3.1 Dağılımı ve topoğrafya görünümü

Birimin tip kesiti Diyarbakır ili Cüngüş ilçesi Derdere köyü Korukdağı antiklinali dolaylarında gözlenmektedir.

2.1.3.2 Ölçülü kesit, yeri ve kalınlık

Birim Holostrotatipinde Handfield ve diğ., (1959) tarafından Korudağ kesitinde 73 m kalınlıkta saptanmıştır. Derdere Formasyonu'nun kalınlıkları batıdan doğuya doğru şu şekildedir: Amanoslarda, Antakta ili Yayladağ ilçesinin kuzeybatısındaki Keldağ yöresinde Karababa Formasyonu ile birlikte 150-352 m (Dellaloğlu ve Pasin, 1984); Kilis ili Musabeyli nahiyesinin güneyindeki Sabunsuyu deresinde 255-305 m

(Keskin ve diğ., 1974; Görür ve diğ., 1981; Pasin ve diğ., 1982); Adıyaman ili Gölbaşı ilçesi civarındaki Kale tepede 100 m (Erdoğan, 1975); Besni ilçesi Çekirge dağları ve İnşidere dolaylarında 118-152 m (Saltık ve Saka, 1971a; Perinçek, 1981; Pasin ve diğ., 1982); Tut ilçesinin batısında 71 m (Güven ve diğ., 1988); Tut ilçesinin batısındaki Kaplandere'de Sabunsuyu Formasyonu ile birlikte 44 m (Gossage, 1959); Penbeğli-Tut sahasında 43-52 m (Gelfond ve diğ., 1959); Sarıkaya'da 160 m (Pasin ve diğ., 1982); Adıyaman ilinin güneyindeki Karababa dağı dolaylarında 138-150 m (Saltık ve Saka, 1971b; Pasin ve diğ., 1982; Güven ve diğ., 1988); Diyarbakır ili Çermik-Çüngüş dolaylarında 15-40 m (Perinçek, 1979f); Çüngüş ilçesi Derdere köyü yakınındaki Korudağ'da 104 m (Sungurlu, 1974a); Hazro yükselim alanında 12-68 m (Keskin, 1968; Yılmaz, 1982; Pasin ve diğ., 1982); Mardin ili civarında ortalama 150 m (Güven ve diğ., 1988); Mardin ili Derik ilçesin Harami mahallesi ve Areban köyü civarında 182-186 (Aksu, 1980; Pasin ve diğ., 1982); Pervari ilçesi dolaylarında 100-150 m, ortalama 130 m (Açıkbaş ve diğ., 1981); Pervari ilçesi Demirtepe köyü civarındaki Mehmet Yusuf dağında 67 m, Pervari ilçesinin güneydoğusundaki Körkandil dağı dolayında 117 m (Perinçek, 1980); Şırnak ili Cudi dağının güney yamacında, Hizil çayının batısında 161 m (Perinçek, 1980; Pasin ve diğ., 1982); Uludere ilçesinin doğu-güneydoğusundaki Uzungeçit köyü dolayında 160 m (Kozak ve diğ., 1977; Pasin ve diğ., 1982).

Derdere Formasyonu, Güneydoğu Anadolu bölgesinde açılmış olan birçok kuyuda da kesilmiştir. Birim Şırnak ve Hakkari illeri arasındaki alan hariç sürekli bir gelişim gösterir. Kalınlığı 50-250 m arasında değişir (Çelikdemir ve Dülger, 1990). Adıyaman-Diyarbakır hattında genellikle daha az kalınlıkta olup (100-150m), Gaziantep iline doğru maksimum kalınlığa ulaşır (200-275m). Güneydoğu Anadolu bölgesinin orta kesimlerinde yer alan kuyularda ise kalınlığı 100-200 m arasında belirlenmiştir.

2.1.3.3 Kayaç türü, yanal değişim ve alt/üst sınırlar

Birim gri-bej renkli, sert, ince kalsit damarları içeren ince-orta-kalın tabakalı, kavkı parçalı, zayıf-orta poroziteli, hidrokarbon ve sülfür kokulu, çört nodüllü kireçtaşı ve dolomitlerden oluşmaktadır (Erdoğan, 1975; Perinçek, 1979f, 1980, 1989; Aksu, 1980; Yılmaz, 1982; Pasin ve diğ., 1982; Perinçek, 1990; Güven ve diğ., 1988).

Kilis ili Musabeyli nahiyesinin güneyindeki Sabunsuyu vadisinde, Mardin ili Derik ilçesi dolaylarında Derdere Formasyonu'nun Sabunsuyu Formasyonu ile olan alt dokanağı uyumsuzdur (Aksu, 1980; Pasin ve diğ., 1982). Diyarbakır ili Korudağ-Çermik-Çüngüş dolayları ile Hazro antiklinali güney kanadında, Mardin ili Mazıdağ

ilçesi civarında ise, Sabunsuyu Formasyonu ile uyumlu geçişlidir (Keskin, 1968; Perinçek, 1979; Aksu, 1980; Yılmaz, 1982). Adıyaman ili Gölbaşı ilçesi Penbeğli-Tut-Sarıkaya'nın yakın civarlarında, Derdere Formasyonu Derik Grubun'nun Sosink Formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelmektedir (Erdoğan, 1975; Pasin ve diğ., 1982; Güven ve diğ., 1988). Şırnak ili Ballıkaya civarı ile Uludere ilçesi Uzungeçit köyü yakın doğusunda, Areban Formasyonu üzerinde uyumlu bir dokanakla yer almaktadır (Perinçek, 1980, 1989 ve 1990; Pasin ve diğ., 1982). Sabunsuyu vadisinde, Adıyaman ili Gölbaşı ilçesi civarında, Besni ilçesi Göksü vadisinin kuzey yamaçlarında, Penbeğli-Tut arasında, Sarıkaya mevkiinde, Karababa dağında, Diyarbakır ili Korudağ-Çermik-Çüngüş dolaylarında, Şırnak ili Cudi dağı kuzeyinde, Ballıkaya mevkiinde, Uludere ilçesi Uzungeçit köyü doğusunda ve Beytüşşebap ilçesi batısında Sayındere Formasyonu; Siirt ili Perveri ilçesi Dermitepe köyü civarında Mehmet Yusuf dağında, Körkandil yükseliminde, Şırnak ili Cudi dağı, Ortabağ ilçesi güneyinde Beloka, Kıradağ ve Germav formasyonları ile Midyat Grubu birimleri Derdere Formasyonu üzerine doğrudan gelmekte ve aradaki ilişki açısal diskordansla açıklanmaktadır (Erdoğan, 1975; Perinçek, 1979f, 1980, 1989, 1990; Aksu, 1980; Pasin ve diğ., 1982; Güven ve diğ., 1988). Diyarbakır ili Hazro antiklinalinin güney kanadı ile Mardin ili Mazıdağ ilçesi dolayında Derdere Formasyonu'nun Karababa Formasyonu ile olan üst dokanağında herhangi bir uyumsuzluk yoktur (Aksu, 1980; Yılmaz 1982).

2.1.3.4 Fosil topluluğu ve yaş

Birimin yaşı Senomaniyen (Köylüoğlu, 1981; Erenler, 1989; Ertuğ, 1991) olarak belirlenmiştir.

2.1.3.5 Deneştirme ve yorum

Derdere Formasyonu, mostra verdiği alanlarda grimsi bej, bej, gri, siyahımsı gri, sarımsı gri, beyaz, kirli beyaz, krem, boz renkli, sert-çok sert, dayanıklı, sıkı, gevrek ince kalsit çalkaklı, ince-orta-kalın-çok kalın-çok kalın tabakalı –som, fosilli, mollusk kavkı parçalı, zayıf-orta poroziteli-kesif, hidrokarbon ve sülfür kokulu, köşeli kırıklı, stilolitli, yer yer killi, kumlu ve çört nodüllü kireçtaşı-dolomitik kireçtaşı ile bej, grimsi bej, gri, bejimsi boz, beyaz, esmer kahve renkli, sert-çok sert, sıkı, köşeli kırıklı orta-kalın-çok kalın ve iyi tabakalanmalı –som, ince-orta-iri kristalli, şeker dokulu, düzensiz kalsit çatlaklı, zayıf-düşük – orta poroziteli, hidrokarbon ve sülfür dokulu, düzensiz kalsit çatlaklı, zayıf-orta poroziteli, hidrokarbon ve sülfür kokulu, yer yer çört yumrulu

dolomitlerden oluşan oluşmaktadır ((Erdoğan, 1975; Perinçek, 1979f, 1980, 1989 ve 1990; Aksu 1980; Yılmaz, 1982; Pasin ve diğ., 1982 Güven ve diğ.,1988). Sabunsuyu vadisi ile Derik-Bedinan yöresindeki mostralarda, Derdere Formasyonu'nun taban seviyelerinde 5-15 m kalınlıkta yeşilimsi sarı renkli marnlardan oluşan bir seviye yer almaktadır. (Aksu, 1980; Pasin ve diğ., 1982). Diyarbakır ili Korudağ-Çermik-Çüngüş dolaylarında, Perinçek (1979f) tarafından Derdere Formasyonu altta “dolomit üyesi” ve üstte “kireçtaşı üyesi” olmak üzere ikiye ayrılmıştır. “Dolomit üyesi”; koyu gri renkli, ince kristalli, sert kalın tabakalı veya somdur. “Kireçtaşı üyesi” ise beyaz renkli, ince dokulu, sert ve somdu. Üst seviyelerde çört nodülleri içermektedir. Şırnak ili Cudi dağı antiklinali kuzey kanadında, Uludere ilçesi dolayında, Beytüşşebap ilçesi güneyinde, Mehmet Yusuf dağı, Sivridağ ve Eksik dağ dolayındaki mostralarda da, birim Perinçek (1980, 1990) tarafından gayri resmi olarak iki üyeye ayrılmış, alttaki dolomit-kireçtaşı yapıllı seviyeye “Derdere-1 üyesi” ,üstteki sadece kireçtaşlarından oluşan seviyeye de “Derdere-2 üyesi” olarak tanımlanmıştır. “Derdere -1 üyesi ise, yumrulu, sıkmalı-açmalı, tabakalı kireçtaşı ile temsil edilir. “Derdere-1 üyesi” nin çürüme rengi gri, “Derdere-2 üyesi” nin ise beyazımsı gridir. Böylece bu iki üye kolaylıkla ayrılabilir.

2.1.4 Karababa Formasyonu

2.1.4.1 Dağılımı ve topoğrafya görünümü

Birim ilk kez Stager (1955) tarafından Adıyaman ilinin 32 km güneyinde yer alan Karababa dağının güneyinde tanımlanmıştır. Üst Kretase yaşlı formasyon üç üyeye ayrılmıştır (Tuna, 1973); Karababa A üyesi: bol fosilli fosfatlı ve glokonitli kireçtaşı; Karababa B üyesi: bol fosilli çört yumrulu killi kireçtaşı; Karababa C üyesi: makro kavkılı çört yumrulu killi kireçtaşı.

Karababa Formasyonu; Amanos dağları yöresinde, Antakya ili Yayladağı ilçesinin kuzeybatısındaki Keldağ'da, Kırıkhan ilçesinin doğusundaki Balık gölünde, Kilis ili Musabeyli nahiyesinin güneyindeki Sabunsuyu vadisinde, Adıyaman ili Gölbaşı-Gerger arasındaki sahada, Gölbaşı ilçesinin doğusundaki Sayındere vadisinde, Besni ilçesi kuzeyinde, Penbeğli-Tut arasındaki Karaçukur ve Sarıkaya mevkilerinde, Küçük Pervari-İnişdere arasında, Penbeğli antiklinali güney kanadında, Tut ilçesinin batısındaki Göksu vadisinin kuzey ve güney yamaçlarında, İnişdere güneyi-Çedirge dağı kuzey yamacı arasında, İnişdere'de Kaplandere vadisinde, Adıyaman ilinin güneyindeki Karababa dağı ve kuzeyinde, Adıyaman ilinin doğusundaki Kahta çayı

antiklinalinde, Şanlıurfa ili Bozova fayı ve kuzeyinde, Diyarbakır ili Çüngüş ilçesinin Derdere köyü yakınındaki Korudağ dolaylarında, Çermik ve Hazro ilçeleri dolaylarında, Mardin ili Derik ilçesinin güneydoğusundaki Areban köyü Harami mahallesi civarında, Derik-Mazıdağı yolunda, Siirt ili Kambosdağ'da, Erüh ve Pervari ilçeleri dolayları ile Şırnak ili Uludere ilçesi civarında mostralar vermektedir.

Karababa Formasyonu, Güneydoğu Anadolu bölgesinde mostra verdiği alanlarda ve açılan kuyularda, altta üste doğru "Karababa Formasyonu A üyesi", "Karababa Formasyonu B üyesi" ve "Karababa formasyonu C üyesi" şeklinde gayri resmi olarak üç üyeye ayrılmıştır. (Tuna, 1973; Sungurlu, 1973, 1974a, 1974b; Aksu, 1980; Pasin ve diğ., 1982; Güven ve diğ., 1988, 1991a, 1991b). "Karababa formasyonu A üyesi" koyu bej, kahve, koyu gri, siyahımsı gri renkli, silt boyu ekinit, mollusk kavkı parçalı, sferoidal fosil ve planktik foramlı, killi, organik maddeli, kesif, ince kalsit çatlaklı, som, kriptomikro kristalen, fosfatlı, glokonili, yer yer siyah renkli marn dönüşümlü kireçtaşlarından oluşmaktadır. "Karababa formasyonu B üyesi" içerdiği % 35-40 oranındaki nodüler, mercekli ve ara bantlar şeklindeki çörtleriyle en belirgin üye olup gri, kahvems gri, koyu bej, kahve renkli, kesif, ince kalsit ve silis çatlaklı, kısmen silisifiye, ince-orta-kalın ve düzensiz tabakalanmalı-som, sert, sıkı, makro ve mikro fosilli, kriptomikro kristalen, bol çört yumrulu, mercekli ve ara bantlı, yer yer killi ve breşik görünümlü kireçtaşları ile temsil edilmektedir. Formasyonun en üst üyesini oluşturan "Karababa Formasyonu C üyesi" nin litolojisi ise, bej, grimsi bej, açık krem, açık gri, boz, kirli beyaz, beyaz renkli, sert, sıkı, zayıf-düşük çatlak, erime ve tane içi poroziteli-kesif, kuvars kumlu, orta-kalın-çok kalın tabakalı-som, ince kalsit çatlaklı, makro kavklı (rudist, gastropod, ekinit, mercan), mikritik, yer yer çört yumrulu kireçtaşlarıdır. Karababa Formasyonu, Hazro antiklinalinin güney kanadında koyu gri, siyah renkli, orta-kalın tabakalı, ince-orta, yer yer iri kristalli dolomitlerden ibarettir (Yılmaz, 1982).

Bu tez çalışmasının konusu Mardin Grubu'na ait Kretase yaşlı Karababa Formasyonu olup, inceleme alanı Mardin-Mazıdağı yöresinde 1:100.000 ölçekli N44 paftasında kalan alanları kapsamaktadır (Bak. Şekil 2.2). Birimin farklı litolojiye sahip üyeleri bu bölgede Mardin-Mazıdağı ve Mardin-Derik yöresinde yüzlekler vermektedir. Genellikle topoğrafik olarak bu alanlarda fazla yüksek olmayan aşınmış alanları temsil etmektedir.

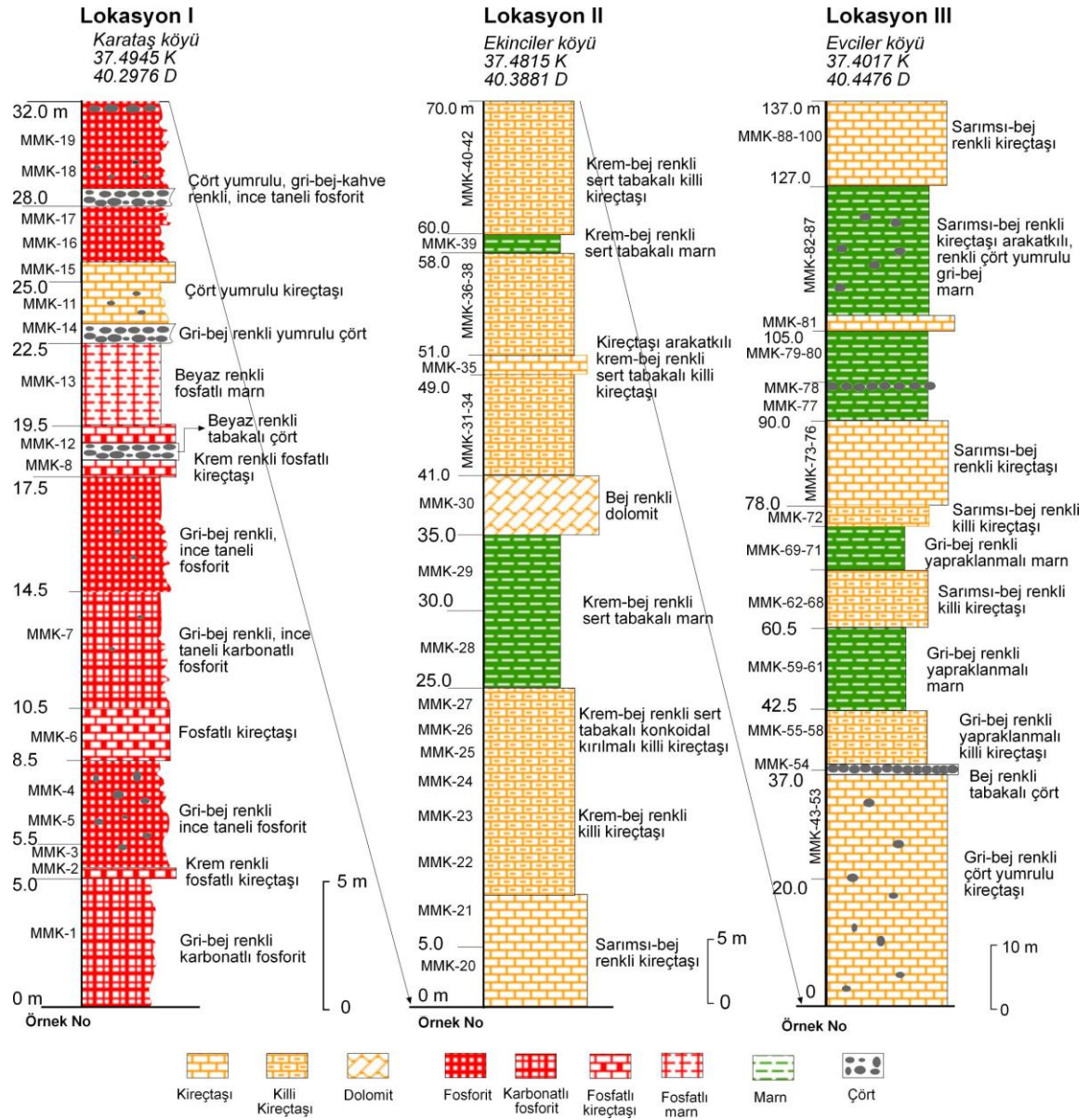
2.1.4.2 Ölçülü kesit, yeri ve kalınlık

Çalışma alanında Karababa formasyonunu temsil eden 3 farklı lokasyondan toplam 100 adet örnek alınmış olup, bu alanlara ait ölçülü kesitler Şekil 2.3 de sunulmuştur.

Mardin ili Mazıdağı ilçesinde yapılan çalışmada farklı litolojik üyeleri temsil eden üç farklı alanda incelenmiştir. Bu alanlar Karataş Köyü (Lokasyon I) başlangıç: K 37°49'45", D 40°29'76" ve bitiş: K 37°49'42", D 40°32'94"; Ekinciler Köyü (Lokasyon II) K 37°48'15", D 40°38'81") ve Evciler Köyü (Lokasyon III) K 37°40'17", D 40°44'76" koordinatlarında ölçülü kesitler ile örnekleme yapılmış olup, birimin toplam kalınlığı yaklaşık 238 m olarak ölçülmüştür.

Birim Lokasyon I olarak tanımlanmış fosfatlı kesimi temsil eden Karataş köyünde örneklenmiştir. İnceleme alanında birim tabanda kalınlığı 5 metre olan, gri bej renkli çok ince taneli, ayrıışmış, karbonatlı fosforit türü kayaçlar ile başlamaktadır (Şekil 2.4). Bu seviyeler oldukça sert yapıda 2-8 cm çapında beyaz elipsoyidal şekilli çört yumruları ve bol fosil kavkılarını içermektedir (Şekil 2.5). Fosforit olarak tanımlanan örnekler pekişmemiş kumtaşlarına benzerliği ile dikkat çekmektedir.

Bu seviyenin üzerine kalınlığı yaklaşık 1 metre fosfat içeren kireçtaşları gelmektedir (Şekil 2.6). Fosfatlı kireçtaşları üzerine kalınlığı 3 metre olan ve çörtlü arakatkıları içeren gri renkli ince taneli fosforitler gelmektedir (Şekil 2.7). Üst seviyelerde bej renkli, kalınlığı yaklaşık 2 metre fosfat içeren kireçtaşları geldiği saptanmıştır. Bu alanda çört seviyelerinin kalınlıkları 20-30 cm arasında değişmektedir. Kireçtaşlarının tabanında gri bej renkli kalınlığı 4 metre, yer yer ayrıışmış fosforitler bulunmaktadır. Bu seviyenin üzerinde ise beyaz-bej renkli sert fosfatlı karbonat seviyeleri dikkat çekmektedir (Şekil 2.8).



Şekil 2.3. Mardin-Mazıdağı yöresinde Karababa Formasyonu'nun ölçülü kesitleri



Şekil 2.4. Karababa Formasyonu gri bej renkli, ayrılmış karbonatlı fosforit seviyeleri (Karataş köyü güneybatısı)



Şekil 2.5. Karababa Formasyonu beyaz çört yumrulu fosforitler (Karataş Köyü güneybatısı)



Şekil 2.6. Karababa Formasyonu bej renkli fosfatlı kireçtaşlarının genel görünümü (Karataş köyü güneybatısı)



Şekil 2.7. Karababa Formasyonu çört arakatlı karbonatlı fosforit seviyeleri (Karataş köyü güneybatısı)



Şekil 2.8. Karababa Formasyonu tabanda ayrılmış gri renkli fosforit ve üstte bej renkli sert fosfatlı kireçtaşı tabakaları (Karataş Köyü)

İnceleme alanının Karataş köyünün güneyinde saptanan seviyelerinde, oldukça yumuşak, açık bej renkli fosfatlı marnlar içerisinde aratabakalar biçiminde bütünüyle silişleşmiş küresel çört yumru/nodül ve iri topçukları içeren litolojiler bulunmaktadır (Şekil 2.9).

Kireçtaşı tabakaları içinde gözlenen çört nodülleri beyaz mat görünümde olup, çapları 2-5 cm arasında değişen küresel şekiller sunmaktadır (Şekil 2.10). Fosfatlı marn seviyeleri içerisinde 20-70 cm çapında iri boyutlu çörtlü nodüller içeren seviyeler dikkat çekmektedir (Şekil 2.11).

Çörtler krem-kırmızı-gri renklere çökeltme izleri taşıyan konsantrik bir yapı sunmaktadır. Bu seviyelerin en üst kısımlarında ise krem-bej renkli ara ara çört nodülleri içeren kireçtaşları yer almaktadır.



Şekil 2.9. Karababa Formasyonu, gri-bej renkli çört yumrulu fosfatlı marn seviyeleri (Karataş Köyü güneyi)



Şekil 2.10. Karababa Formasyonu krem bej renkli çört nodülleri içeren kireçtaşı (Karataş köyü güneyi)



Şekil 2.11. Karababa Formasyonu krem-kırmızı-gri renkli küresel iri boyutlu çört nodülleri (Karataş köyü güneyi)

İkinci ölçülü kesit alanı Lokasyon II olarak seçilen Ekinciler köyü yakınından alınmıştır. Kesitin tabanında bej renkli kalınlığı 10 metre olan kireçtaşı seviyesi bulunmaktadır (Şekil 2.12).

Kireçtaşlarının üzerine 15 metre kalınlıkta konkoyidal kırıklı bej renkli killi kireçtaşlarının geldiği saptanmıştır (Şeki 2.13).

Bu seviyelerin üstünde krem- bej renkli sert marn tabakaları gelmektedir (Şekil 2.14).

Marn birimin üzerine kalınlığı 5 metre, bej renkli killi kireçtaşı birimi gelmektedir (Şekil 2.15).

Bu lokasyonda ayrıca krem renkli plakett şeklinli dolomitik seviyeler de saptanmıştır (Şekil 2.16).

Dolomitik seviyelerin daha üst kısmında yaklaşık 29 metre kalınlıkta beyaz renkli sert killi kireçtaşı görülmektedir. Bu seviyeler sırasıyla marn arakatıkları içeren bej renkli sert killi kireçtaşı ve kireçtaşı araldanması takip etmektedir (Şekil 2.17).



Şekil 2.12. Karababa Formasyonu bej renkli kireçtaşı seviyeleri (Ekinciler Köyü)



Şekil 2.13. Karababa Formasyonu killi kireçtaşı seviyelerinin yakın görünümü (Ekinciler Köyü)



Şekil 2.14. Karababa Formasyonu bej renkli marnların görünümü (Ekinciler köyü)



Şekil 2.15. Karataş Formasyonu killi kireçtaşı seviyeleri (Ekinciler Köyü)



Şekil 2.16. Karababa Formasyonu dolomit seviyeleri (Ekinciler Köyü)



Şekil 2.17. Karababa Formasyonu killi kireçtaşı ve marn arakatkılarının genel görünümü (Ekinciler Köyü)

Lokasyon III olarak belirlenen üçüncü alan Evciler Köyü kesitinde incelenmiş olup, kesit alanında tanımlanan litolojiler aşağıda verilmiştir:

Karababa Formasyonu'na ait bu kesit alanında tabanda sarımsı-bej renkli kalınlığı yaklaşık 10 metre olan çört yumruları içeren sert kireçtaşı seviyeleri ile başlamaktadır (Şekil 2.18).

Kireçtaşlarının üzerine kalınlığı 20 metre olan gri-bej renkte yapraklanmalı, ayrılmış görünümde killi kireçtaşları gelmektedir (Şekil 2.19).



Şekil 2.18. Karababa Formasyonu krem renkli sert kireçtaşı seviyeleri (Evciler Köyü)



Şekil 2.19. Karababa Formasyonu gri-bej renkli yapraklanmalı killi kireçtaşı seviyeleri (Evciler Köyü)

Kireçtaşlarının üzerine 20 metre kalınlıkta gri bej renkli yapraklanmalı marn seviyesi gelmektedir. Marnların üzerine 10 metre kalınlıkta krem renkli killi kireçtaşı takip etmektedir. Bu seviyelerin üzerine değişen kalınlıklara sahip, marnlarla geçiş sunan sert kireçtaşı aratabakalarının geldiği saptanmıştır. Marn tabakalarının içerisinde yer yer çört yumruları da gözlenmektedir.

Çört yumruları bu alanda kahve renkli ve benekli olarak izlenmektedir. Marn seviyeleri aynı zamanda bol fosil kavrıkları da içerdiği saptanmıştır. Bu alanda en üst kısımlarında ise sırasıyla kalınlığı 7 metre olan bej renkli killi kireçtaşı, 2 metre kalınlıkta marn ve en üst seviyede de 10 metre kalınlıkta sarımsı gri-bej renkli kireçtaşları bulunmaktadır (Şekil 2.20).



Şekil 2.20. Karababa Formasyonu marn ve kireçtaşı seviyelerinin genel görünümü (Evciler Köyü)

2.1.4.3 Kayaç türü, yanal değişim ve alt/üst sınırlar

Karababa Formasyonu genel olarak; tabanda gri renkli, kalın ve iyi tabakalanmalı, 21 m kalınlığındaki dolomitik kireçtaşı ile başlar. Üste doğru 28 m kalınlığındaki bej renkli, orta ve iyi tabakalanmalı, çörtlü kireçtaşları ile devam etmektedir. İstif en üstte 57.50 m kalınlığındaki bej renkli, ince-orta ve iyi tabakalı kireçtaşları ile son bulur. Karababa Formasyonu Güneydoğu Anadolu genelinde, altta Derdere Formasyonu, üstte Karaboğaz Formasyonu ile uyumsuzdur (Tuna, 1973; Aksu, 1980; Pasin ve diğ., 1982; Güven ve diğ., 1988). Stratotipinde ve eski çalışmaların birçoğunda altta Derdere ve üstte Karaboğaz Formasyonları ile olan dokanakları uyumlu olarak gösterilmiştir.

Diyarbakır ili Çüngüş ilçesinin Derdere köyü yakınındaki Korudağ mevkiinde, Bryant (1960 a)'ya göre Karababa Formasyonu, üstte Karaboğaz Formasyonu ile uyumlu ve konkordandır. Adıyaman ili Küçük Pervari-İnişdere arasında Derik Grubu birimleri üzerinde diskordan olarak yer almaktadır (Sungurlu, 1973). Adıyaman ilinin

batısındaki İnişdere’de Sayındere Formasyonu; Diyarbakır ili Hazro yapısındaki Şehşap köyünün güneyinde Antak Formasyonu üzerinde diskordans olarak bulunmaktadır (Kellogg, 1960a; Yılmaz, 1982; Pasin ve diğ., 1982; Güven ve diğ., 1988). Şehşap köyünün güneyinde Derdere Formasyonu ile olan alt dokanak uyumlu olarak belirtilmiştir (Yılmaz, 1982; Pasin ve diğ., 1982).

Bu tez çalışmasında birim genel olarak 3 farklı üye ile temsil edilen litolojilere karşılık gelen alanlarda incelenmiştir. Tabanda 32 m kalınlıkta fosforit ve çört kireçtaşı tabakaları ile başlamaktadır. Bu seviyelerin üstünde ikinci lokasyonu temsil eden marn ve killi kireçtaşı aratabakalı birimlerin kalınlığı 70 m olarak saptanmıştır. Formasyonun diğer litolojik üyesini temsil eden kayalar ise çört yumru ve tabakaları içeren 37 m kalınlıktaki marn ve kireçtaşı aralanmasından oluşmaktadır.

Birimin alt sınırı Mardin Grubu Senomaniyen yaşlı dolomit ve kireçtaşlarından oluşan Derdere Formasyonu ile uyumsuz, üst sınırı ise Adıyaman Grubu’na ait Karaboğaz Formasyonu kireçtaşları ile uyumlu olarak gözlenmektedir.

2.1.4.4 Fosil topluluğu ve yaş

Formasyon bölge genelinde foraminifer (batıda planktik, doğuda bentik egemen), kalsisfer, alg, makro kavkılar, nannoplankton ve dinoflagellatlardan oluşan fosil topluluğuna sahiptir (Çoruh ve diğ., 1997). Sadece A üyesinde gözlenen planktik foraminiferler, doğuda gözlenen bentik foraminiferler dışında, stratigrafik yayılımları kat düzeyinde yaş verisi sunmamaktadır.

Karababa-A üyesinde global planktik foraminifer zonlarından *Dicarinella concavata* zonuna karşılık geldiği bildirilmiştir. Kuyu ve yüzeyden alınan örneklerde *Channingia senonica*, *Channingia* sp. ve *Lithosphaeridium siphoniphorum* dinoflagellatlar yardımıyla DI-6 dinoflagellat biyozonu tanımlanmıştır (Çoruh ve diğ., 1997).

Karababa-B üyesinde *Bolivina* spp., Ataxophragmiidae, Gavelinellidae, Lagenidae ve Nodosariidae taksonları; foraminiferlerden *Globigerinelloides* spp., *Globotruncana* spp., *Hedbergella* spp., Heterohelicidae; kalsisferlerden bazı türler, ekinid ve ostrakod kavkıları ve sünger spikülleri saptanmıştır (Çoruh ve diğ., 1997).

Karababa-C üyesinde bentik foraminiferlerden Ataxophragmiidae, Discorbidae, Gavellinellidae, Lagenidae, Miliolidae, Nodosariidae ve Rotaliidae taksonları; planktik foraminiferlerden *Archaeoglobigerina* sp., *Globotruncana bulloides*, *linneaina*, *G.* spp., *Hedbergella* spp., türleri, kalsisfer türleri, Dasycladaceae familyasına ait yeşil algler,

ekind, gastropod, lamellibrans, mollusk ve ostrakod kavkılarına ait makrofosiller saptanmıştır (Çoruh ve diğ., 1997).

Sabusuyu (XIII. bölge), Çiftlik, İnşidere ve Karababa ÖSK alanlarında kuyularda saptanan fosiller yardımıyla Karababa-A üyesi için Üst Konyasiyen-erken Sanoniyen yaşı çökelme yaşı olarak belirlenmiş, B ve C üyesi için ise yorumsal verilere dayanılarak Santoniyen-?erken Kampaniyen yaşı aralığında çökeldiği belirtilmiştir (Çoruh ve diğ., 1997). Birim için yapılan paleontolojik verilere göre çökelme yaşı Üst Konyasiyen-(?) Alt Kampaniyen olarak belirlenmiştir (Erenler, 1989; Çoruh, 1981 ve 1991).

2.1.4.5 Deneştirme ve yorum

Güneydoğu Anadolu bölgesinde petrol yönünden ana hedefi temsil eden birim, inceleme alanının batı ve doğu alanlarında farklı fasiyes koşullarında çökelmiştir. Batı alanında özellikle yer altında alınan jeofiziksel metodlar GR-BHC veya GR-NEUTRON logları yardımıyla, alttan üste doğru A, B ve C üyelerine kolaylıkla ayrıldığı görülmektedir. Doğudaki alanlarda ise daha sık fasiyesteki oluşumları nedeniyle üyelere ayrılmaktadır. Dolayısıyla bölge genelinde birimin üyelerinin korelasyonu güç olabilmektedir. Ayrıca formasyonun XI. ve X. Bölgeleri arasındaki korelasyonda bazı üyelerin çökelmediği söz konusu olsa da birimin çökellerinin varlığı kabul edilmiştir (Çoruh ve diğ., 1997).

Lektostratotipinde 106.50 m kalınlıkta ölçülen Karababa Formasyonu'nun diğer kalınlıkları batıdan doğuya şu şekildedir: Amanos dağlarında, Antakya ili Yayladağı ilçesinin kuzeybatısındaki Keldağ yöresinde Derdere Formasyonu ile birlikte 150-352 m (Dellaloğlu ve Pasin, 1984); Kilis ili Musabeyli nahiyesinin güneyindeki Sabunsuyu vadisinde 75-105 m (Tuna, 1973; Keskin ve diğ., 1973; Görür ve diğ., 1981; Pasin ve diğ., 1982); Adıyaman ili Gölbaşı ilçesinin doğusundaki Sayındere vadisinde 190 m (Güven ve diğ., 1988); Besni ilçesinin kuzeyinde, Penbeğli-Tut arasındaki Karaçukur'da 55 m, Sarıkaya'da 5 m (Pasin ve diğ., 1982); Tut ilçesinin batısındaki Kaplandere vadisinde 5 m (Gossage, 1959); Tut ilçesinin batısında, Göksu vadisinin kuzey yamacında 24 m (Güven ve diğ., 1988); Penbeğli-Tut dolayında 30 m (Bryant, 1960b); Penbeğli antiklinalinin güney kanadında 216 m (Blakslee ve diğ., 1960); İnşidere'de 47-135 m (Gossage, 1959; Saltık ve Saka, 1971a; Tuna, 1973; Perinçek, 1981; Pasin ve diğ., 1982; Güven ve diğ., 1988); Adıyaman ilinin güneyindeki Karababa dağı dolaylarında 103-135 m (Krummenarcher ve Periam, 1958; Bryant, 1960b; Saltık ve

Saka, 1971b; Güven ve diğ., 1988); Diyarbakır ili Çüngüş ilçesinin Derdere köyü yakınındaki Korudağ dolaylarında 10-114 m (Handfield ve diğ., 1959; Bryant, 1960b; Mobil, 1961; Sungurlu, 197a; Pasin ve diğ., 1982); Hazro yükselim alanında 130-216 (Ketin, 1964; Keskin, 1968; Pasin ve diğ., 1982; Yılmaz, 1982); Mardin ili Derik ilçesinin güneydoğusundaki Areban köyü ve Harami mahallesi yakınlarında 180 m (Aksu, 1980; Pasin ve diğ., 1982) olarak belirlenmiştir.

Karababa Formasyonu, Güneydoğu Anadolu’da açılmış olan çok sayıdaki kuyuda kesilmiştir. Karababa Formasyonu “A üyesi” yaygın olarak Gaziantep, Adıyaman, Şanlıurfa illeri ile Diyarbakır ili güney alanlarında bulunmaktadır (Çelikdemir ve Dülger, 1990; Duran ve Sayılı, 1994). Kalınlığı 0-40 m arasında değişen üye, en kalın olarak görüldüğü yerler Karadağ-1 kuyusunun bulunduğu alan ile Adıyaman-Siverek arasındaki alandır. Üyenin kalınlığı kuzeydoğuya doğru, Siverek, Ağaçhan ve Ozan Sungurlu kuyularına ve kuzeye doğru incelmektedir. Karababa Formasyonu “B üyesi” 0-60 m arasında değişen kalınlığa sahip olup, Karadağ-1 kuyusunun bulunduğu alan ile Adıyaman-Siverek ve Şanlıurfa üçgeni arasında yer almaktadır. Karababa Formasyonu “C üyesi” ise, genelde “Karababa Formasyonu B üyesi”nin yayılım alanı içinde yer almakla birlikte kalınlığı da 0-60 m arasında değişmektedir. En kalın olarak seviyeleri Bakacak-1 kuyusunda saptanmıştır. Genelde kalınlıklar açısından kuzey alanlara doğru bir incelmeye, güney alanlara doğru da bir kalınlaşma gösterir. “B üyesi” gibi “C üyesi” de kuzeye doğru incelmektedir. Karababa Formasyonu ile bu birimin Diyarbakır-Mardin hattının doğusunda eşleniği olan “Sanlı Formasyonu”, Güneydoğu Anadolu bölgesi genelinde 0-80 m arasında değişen kalınlıklar sunmaktadır (Çelikdemir ve Dülger, 1990).

3. MATERYAL VE YÖNTEM

3.1 Örneklem, İnceleme ve Çözümleme Yöntemleri

GDAO kayaçları ile temsil eden ve inceleme alanı olarak seçilen Mardin-Mazıdağı çevresindeki Karababa Formasyonu kayaçlarının mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin saptanması amacıyla arazi çalışmasında çoğunluğu ölçülü kesitler boyunca yaklaşık 1 kg ağırlığında toplam 100 adet örnek derlenmiştir.

Sunulan çalışmada Altın Aydınlatmalı Polarizan Mikroskop, X-ışınları difraktometresi ve Plazma -Kütle Spektrometresi (ICP-MS) cihazlarına dayalı incelemeler yapılmıştır. Bunlar sırasıyla ince kesitlerden itibaren optik mikroskopi (OM), taramalı elektron mikroskop incelemeleri (SEM), X-ışınları difraksiyonu (XRD) tümkayaç (TK), kil fraksiyonu (KF) ve jeokimyasal analizleri (ICP-MS) kapsamaktadır. Bunlardan petrografik incelemeler bütünüyle Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde; Kırma-Öğütme-Elme, Kil Ayırma ve XRD analizleri Batman Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Araştırma Laboratuvarları'nda yapılmıştır. Kimyasal analizler ise Acme Laboratuvarları'nda (Kanada) gerçekleştirilmiştir.

Kayaç ve mineral fazları (kil boyu bileşenler) üzerinde yapılan laboratuvar incelemelerin birimlere göre dağılımı Çizelge 3.1'de verilmiştir.

Çizelge 3.1. GDAO Kretase yaşlı Karababa Formasyonu kayaç örneklerinde gerçekleştirilen laboratuvar yöntemlerinin üyelere göre dağılımı

Grup	Formasyon	Üye	Örnek Alımı	Petrografi		XRD		Jeokimya
			Kesit	OM	SEM	TK	KF	
Mardin	Karababa	III	57	36	2	57	13	6
		II	24	23	2	24	10	2
		I	18	11	3	18	2	
	Toplam		100	70	7	100	25	8

3.1.1 Optik Mikroskop İncelemeleri

Bu çalışma için öncelikle ince kesiti yapılabilecek örnekler seçilmiş, seçilen örnekler Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği İnce Kesit Laboratuvarında lam

preparatlar biçiminde hazırlanmıştır. Optik mikroskop incelemeleri NIKON ve LEICA marka trinoküler alttan aydınlatmalı polarizan mikroskobunda yapılmıştır.

İnce-kesit petrografisi ile bileşenler ve dokusal özellikler tanımlanarak kayaçların adlandırılmalarının yanı sıra; bozuşma ve bozunma ürünleri, dolayısıyla minerallerin kökeni ve sedimanter süreçlerin etkisiyle gelişen dokusal ve mineralojik özellikler aydınlatılmaya çalışılmıştır.

3.1.2 X-ışınları Çözümlemeleri

XRD çalışmalarında kullanılan örneklerden sert olanlar önce 3-5 cm'lik parçalar halinde çekiçle kırıldıktan sonra RETSCH marka BB-100 model marka çeneli kırıcıda 5 mm'den küçük taneler halinde ve RETSCH marka RM-200 model tungsten karbid çanaklı öğütücüde kayaçların sertlik durumuna göre ortalama 10-20 dk süreyle öğütülmüştür. Bu şekilde elde edilen toz malzeme plastik (polietilen) poşetler içine konulup etiketlendikten sonra çözümlemeler için hazır duruma getirilmiştir.

XRD çözümlemeleri Rigaku marka Miniflex-II model X-ışınları difrakto-metresinde (Anot = Cu ($\text{CuK}\alpha=1.541871 \text{ \AA}$), Filtre = Ni, Gerilim = 35 kV, Akım = 15 mA, Gonyometre hızı = $2^\circ/\text{dak.}$, Kağıt hızı = $2\text{cm}/\text{dak.}$, Zaman sabiti = 1 sn, Yarıklar = $1^\circ 0.15 \text{ mm}$ $1^\circ 0.30 \text{ mm}$, Kağıt aralığı = $2\theta = 5-35^\circ$) yapılmıştır (Çizelge 3.2).

Sevilerden alınan kayaçlarda tümkayaç ve kil boyu bileşenleri ($< 2 \mu\text{m}$) tanımlanmış (J.C.P.D.S., 1990) ve yarı nicel yüzdeleri de dış standart yöntemi (Brindley, 1980) esas alınarak hesaplanmıştır. Tüm kayaç ve kil fraksiyonu hesaplamalarında Çizelge 3.3 ve 3.4'deki mineral şiddet faktörleri kullanılarak, mineral yüzey desenleri mm cinsinden ölçülmüştür. Bu yöntemde tüm kayaç için dolomit, kil fraksiyonu için glikollü çekimlerden itibaren kaolinit minerali (Yalçın ve Bozkaya, 2002), d-mesafeleri için kuvars iç standart olarak kullanılmıştır. Kil mineralleri (001) bazal yansımalarına göre tanımlanmıştır.

XRD-KF çözümlemeleri için gerekli kil ayırma işlemi genel hatlarıyla kimyasal çözme (kil-dışı fraksiyonun uzaklaştırılması), santrifüjleme – dekantasyon / dinlendirme ve yıkama, süspansiyonlama - sedimantasyon - sifonlama - santrifüjleme ve şişelemeden oluşmaktadır (Şekil 3.1). Karbonat mineralleri içeren örneklerde 10 % HCl, organik maddeli bazı örneklerde 10 % H_2O_2 kullanılarak kil dışı bileşenler atılmıştır. Süspansiyonlama işleminin olmaması veya uzun sürmesi durumlarında çok az miktarda

calgon (sodyum hekzametafosfat) eklenerek, bu süreç hızlandırılmaya çalışılmıştır. Santrifüjleme işlemi ROTINA marka 380 model 5000 devir/dk hıza ve 250 cc kapasiteli plastik kapaklı kodelere sahip santrifüjde yapılmıştır. Ayrılmış her kil çamurundan üzerine sıvama veya kabarıp çatlayanlarda süspansiyon halinde üç adet yönlendirilmiş lam preparat hazırlanmış ve bunlar oda sıcaklığında kurutulmuştur. Kil fraksiyonu difraktogramları normal-N (havada kurutulmuş), glikolleme-EG (60 °C de 16 saat desikatörde etilen glikol buharında bırakma) ve fırınlama-F (490 °C de 4 saat fırında ısıtma) işlemlerinden geçirilerek elde edilmiştir. Çekimlerde gonyometre hızı 1°/dak ve kayıt aralığı $2\theta=2-30^\circ$ (hata miktarı $\pm 0.04^\circ$) olarak ayarlanmıştır.

Çizelge 3.2. XRD çekimlerinde kullanılan aletsel koşullar

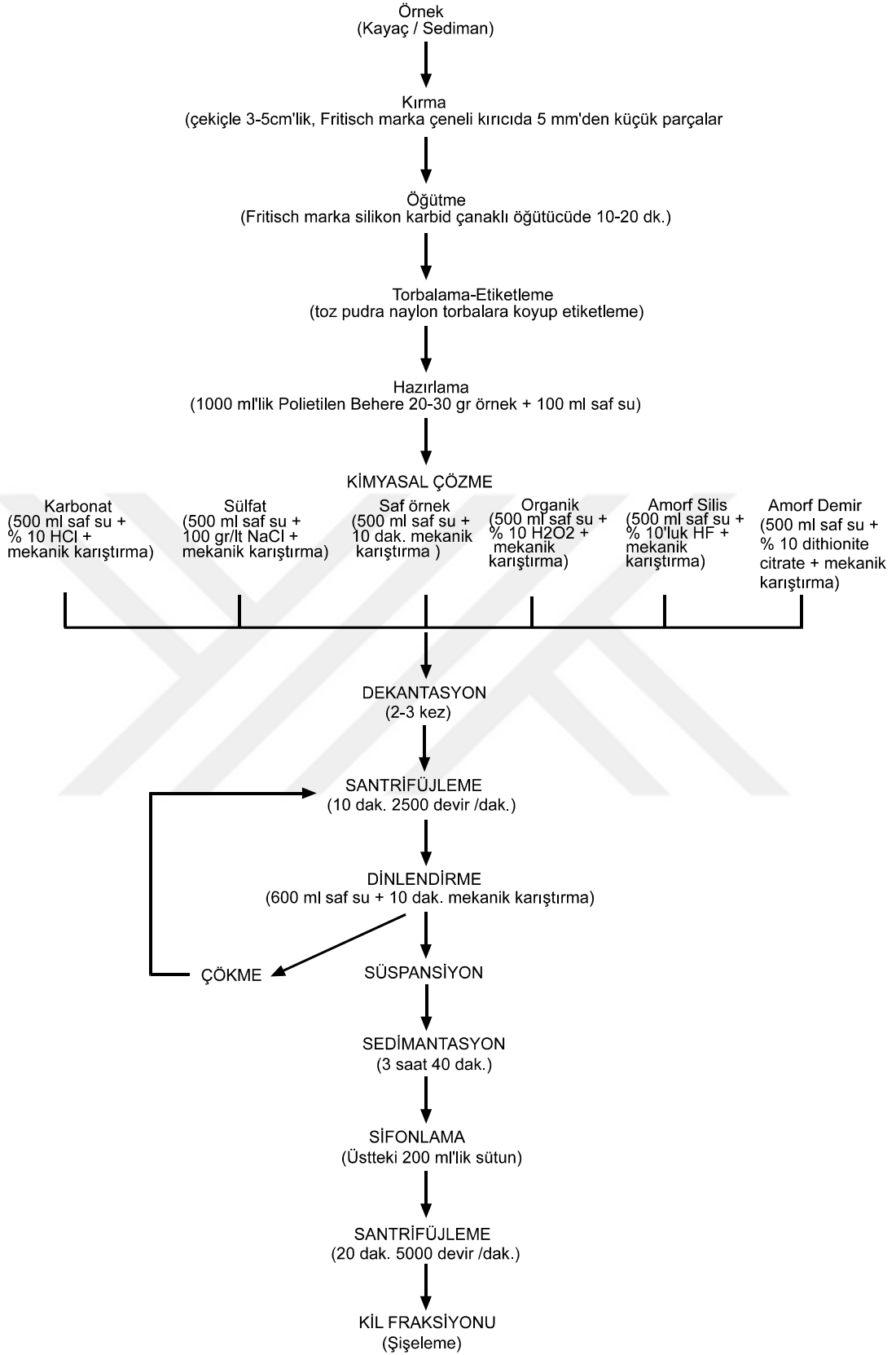
<i>Koşullar</i>	<i>Tüm kayaç</i>	<i>Kil fraksiyonu</i>	<i>Kil fraksiyonu $d_{(060)}$</i>
<i>Dalga boyu (λ)</i>	<i>CuKα=1.541871 Å</i>		
<i>Anot</i>	<i>Cu</i>		
<i>Filtre</i>	<i>Ni</i>		
<i>Gerilim</i>	<i>35 kV</i>		
<i>Akım</i>	<i>15 mA</i>		
<i>Yarıklar</i>	<i>DS=1 ° SS=1 ° RS=0.15 mm RS_M=0.30 mm</i>		<i>DS=4 °, SS=4 °, RS=0.30 mm, RS_M=0.60 mm</i>
<i>Gonyometre / Tarama hızı (SS)</i>	<i>5 °/dak.</i>	<i>2 °/dak.</i>	<i>0.5 °/dak</i>
<i>Adım genişliği (SW)</i>	<i>0.04 °</i>	<i>0.02 °</i>	<i>0.01 °</i>
<i>Kağıt hızı</i>	<i>45 mm/dak.</i>	<i>16 mm/dak.</i>	<i>28 mm/dak.</i>
<i>Zaman sabiti</i>	<i>1 sn.</i>	<i>4 sn.</i>	<i>4 sn.</i>
<i>Kağıt aralığı</i>	<i>2θ = 5-35 °</i>	<i>2θ = 2-30 °</i>	<i>2θ = 59-63 °</i>

Çizelge 3.3. Dolomit referans alınarak saptanmış ortalama mineral şiddet faktörleri (Yalçın ve Bozkaya, 2002)

Mineral	(hkl)	d (Å)	2θ°	Faktör
Karbonat				
Dolomit	(104)	2.886	30.96	1.00
Kalsit	(104)	3.035	29.41	0.86
Silika				
Kuvars	(101)	3.34	26.64	0.89
Feldispat				
Plajiyoklaz	(040)	3.20	27.86	3.23
Amfibol				
Hornblend	(110)	8.51	10.39	3.18
Kil				
Kil (Smektit)	(001)	~15	~6	18.98
Kil (İllit)	(001)	10.0	8.84	22.81
Kil (İllit)	(003)	3.35	26.58	13.18
Kil (Klorit)	(001)	14.3	6.16	9.40
Kil (Klorit)	(002)	7.16	12.36	4.20
Kil (Klorit)	(003)	4.72	18.79	5.63
Kil (Klorit)	(004)	3.52	25.26	4.45
Fe-oksit / hidroksit				
Götit	(011)	4.18	21.24	4.65

Çizelge 3.4. Kaolinit-EG referans alınarak saptanmış ortalama kil minerali şiddet faktörleri (Yalçın ve Bozkaya, 2002)

Mineral	(hkl)	d (Å)	2θ°	Faktör
Kaolinit	(002)	3.57	24.92	1.00
İllit	(001)	10.0	8.84	1.52
İllit	(002)	5.03	17.62	2.80
İllit	(003)	3.35	26.58	1.38
Smektit	(001)	~15	~6	1.57
Smektit	(002)	8.6	10.28	13.05
Smektit	(003)	5.7	15.52	9.39
Smektit	(005)	3.4	26.18	5.57
Klorit	(001)	14.3	6.16	3.41
Klorit	(002)	7.16	12.36	0.65
Klorit	(003)	4.72	18.79	2.01
I-S	(003)	8.2	10.78	6.41
I-S	(005)	5.4	16.40	10.85
I-S	(008)	3.38	26.34	3.21



Şekil 3.1. BTU Jeoloji Laboratuvarın'da uygulanan kil ayırma iş akış şeması

3.1.3 Kimyasal Analiz (ICP, ICP-MS)

Bu incelemede optik mikroskop, XRD-tüm kayaç ve kil fraksiyonu yapılan örneklerde elde edilen veriler bir bütün halinde ayrıntılı olarak değerlendirilmesi sonucu saf/safa yakın kil (smektit) ve apatit minerallerinden olmak üzere toplam 8 adet örnekte kimyasal analiz yaptırılabilmiştir.

Ana element çözümlmelerinde lityum metaborat/tetraborat füzyon ICP, iz/eser ve REE çözümlmelerinde ICP-MS kullanılmıştır. Bunlar; geçiş metalleri (Cr, Ni, Co, Sc, V, Cu, Pb, Zn), granitoid elementleri (Bi, In, Sn, W, Mo), karışık davranışlı elementler (As, Sb), halojen (Be), değerli metal (Ag), kalıcılığı düşük elementler (LFSE: K, Rb, Cs, Ba, Sr, Tl, Ga), kalıcılığı yüksek elementler (HFSE: Ta, Nb, Hf, Zr, Ti, Y, Th, U), nadir toprak elementleri (REE) (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) ile diğer elementi (Ge) kapsamaktadır.

ICP ve ICP-MS yöntemlerinde öncelikle numuneler lityum metaborat/tetraborat füzyonu ile eritilmiştir. Elde edilen boncuk zayıf nitrik asit ile çözeltiye alınmıştır. Bu atak işlemi ile elementler çözeltiye aktarılmıştır. ICP-MS yönteminde iyonizasyon kaynağı olarak argon plazma ve dörtlü kütle spektrometre kullanılmaktadır. Analiz sırasında çözelti Ar gazından geçerek nebulize edilerek (bulutsu hale getirilerek) plazma ortamına gönderilir. Böylece bir plazmayı oluşturacak biçimde gaz ve elementler uyarılmış iyonize atomlara dönüştürülür. Plazmadaki pozitif iyonlar, dörtlü kütle spektrometresine odaklandırılır. Burada katyonlar ayırt edilerek sayılıp miktarları belirlenir.

3.1.4 Taramalı Elektron Mikroskop İncelemeleri (SEM-EDX)

SEM incelemeleri Ankara Maden Tetkik ve Arama Müdürlüğü Mineraloji ve Petrografi Araştırma Laboratuvarları'nda yapılmıştır. Farklı birimleri temsil eden 10 adet örnek üzerinde IXRF-EDS sistemine sahip SEM JEOL marka JSM-6490 LV taramalı elektron mikroskobu ile inceleme yapılmıştır. Aletsel koşullar Zaman Sabiti (TC) = 32.0, kV = 20.0, WD = 22 mm olarak düzenlenmiştir.

4. PETROGRAFI

4.1. İnce-Kesit Petrografisi

Bu birime ait karbonat (fosfopelmikrit, pelmikrit, mikrit, biyomikrit, mikrosparit, biyomikrosparit) olmak üzere toplam 70 örnekte petrografik inceleme yapılmıştır (Çizelge 4.1).

Çizelge 4.1. Karababa Formasyonu kayaç örneklerinin optik mikroskopi inceleme sonuçları (Mardin-Mazıdağı)

Örnek No	Doku	Mineralojik bileşim	BM	Özellikler	Kayaç adı
MMK-1	Mikrit	Ap±Cal	Ps Cal	Çatlak ve/veya damarlarda mikrosparitik ve sparitik çimento, Yuvarlak ve hekzagonal pelletler, levha şekilli kemik parçaları	Fosfopelmikrit
MMK - 2	Mikrit	Cal+Ap± Mu	Ps Cal	Çatlak ve/veya damarlarda mikrosparitik ve sparitik, fillosilikat mikrolaminasyonları, Yuvarlak ve hekzagonal pelletler, levhamsı muskovit, levha şekilli kemik parçaları	Fosfopelmikrit
MMK - 3	Mikrit	Cal+Ap± Mu	Ps Cal	Çatlak ve/veya damarlarda mikrosparitik ve sparitik, fillosilikat mikrolaminasyonları, Yuvarlak ve hekzagonal pelletler, levhamsı muskovit, levha şekilli kemik parçaları	Fosfopelmikrit

MMK - 6	Mikrit	Cal+Ap+ Mu+Qz	Ps Cal	Çatlak ve/veya damarlarda mikrosparitik ve sparitik, kayaç parçaları, Yuvarlak ve hekzagonal pelletler, gözeneklerde kuvars, levha şekilli kemik parçaları	Fosfopelmikrit
MMK - 7	Mikrit	Cal+Ap+ Mu+Qz	Ps Cal	Bol çatlak ve/veya damarlarda mikrosparitik ve sparitik, kayaç parçaları, Yuvarlak ve hekzagonal pelletler, gözeneklerde kuvars, levha şekilli kemik parçaları	Fosfopelmikrit
MMK - 8	Mikrit	Cal+Ap± Mu+Qz	Ps Cal	Çatlak ve/veya damarlarda mikrosparitik ve sparitik, kavkı parçaları, Yuvarlak, hekzagonal ve levhamsı pelletler, levha şekilli kemik parçaları	Fosfopelmikrit
MMK - 9	Sparit	Cal+Qz +Fsp	Ps Cal	Mikrolaminasyonlu, bol çatlak, Gözeneklerde iri kuvars ve feldispat	Sparit
MMK - 11	Mikrit	Cal+Ap+ Mu+Qz	Ps Cal	Mikrolaminasyonlu, Gözeneklerde kuvars	Biyomikrit
MMK - 12	Mikrit	Cal+Qz +Fsp	Ps Cal	Mikrolaminasyonlu, Gözeneklerde kuvars ve feldispat	Mikrit
MMK - 13	Sparit	Cal+Qz +Fsp	Ps Cal	Mikrolaminasyonlu, bol çatlak, levhamsı muskovit, Gözeneklerde iri kuvars ve az feldispat	Sparit

MMK - 14	Mikrit	Cal+Qz +Fsp	Ps Cal	Mikrolaminasyonlu, Gözeneklerde kuvars ve Feldispat	Mikrit
MMK - 20	Mikrit	Cal+Qz +Fsp	Ps Cal	Bol fosil kavkıları, bol küresel gözenekler sparitik dokulu, gözeneklerde kuvars ve kil oluşumları	Biyomikrit
MMK - 21	Mikrospartit	Cal+Qz +Fsp	Ps Cal	Bol fosil kavkıları, gözenekler sparitik dokulu, gözeneklerde kuvars ve kil oluşumları	Biyomikrospartit
MMK - 22	Mikrospartit	Cal+Qz +Fsp	Ps Cal	Çatlak ve/veya damarlarda mikrospartitik ve sparitik, bol fosil kavkısı	Biyomikrospartit
MMK - 23	Mikrospartit	Cal+Qz +Fsp	Ps Cal	Çatlak ve/veya damarlarda mikrospartitik ve sparitik, bol fosil kavkısı	Biyomikrospartit
MMK - 24	Mikrospartit	Cal+Qz +Fsp	Ps Cal	Çatlak ve/veya damarlarda mikrospartitik ve sparitik, bol fosil kavkısı	Biyomikrospartit
MMK - 25	Mikrospartit	Cal±Qz ±Fsp	Ps Cal	Çatlak ve/veya damarlarda mikrospartitik ve sparitik, fillosilikat mikrolaminasyonları	Mikrospartit
MMK - 26	Mikrospartit	Cal+Qz +Fsp	Ps Cal	Çatlak ve/veya damarlarda mikrospartitik ve sparitik, bol fosil kavkısı	Biyomikrospartit
MMK - 27	Mikrospartit	Cal+Qz +Fsp	Ps Cal	Bol fosil kavkıları, gözenekler sparitik dokulu, FeO oluşumları	Biyomikrospartit

MMK - 28	Mikrospartit	Cal+Qz +Fsp	Ps Cal	Çatlak ve/veya damarlarda mikrospartitik ve spartitik, bol fosil kavkısı, muskovit	Biyomikrospartit
MMK - 29	Mikrospartit	Cal+Qz +Fsp	Ps Cal	Çatlak ve/veya damarlarda mikrospartitik ve spartitik, bol fosil kavkısı, muskovit	Biyomikrospartit
MMK - 30	Mikrospartit	Cal+Qz +Fsp	Ps Cal	Bol fosil kavkıları, gözeneklerde kuvars ve Feldispat oluşumları, elips şekilli FeO oluşumları	Biyomikrospartit
MMK - 31	Mikrospartit	Cal+Qz+ Fsp	Ps Cal	Bol fosil kavkıları, Çatlak ve/veya damarlarda mikrospartitik ve spartitik, fillosilikat mikrolaminasyonları, gözeneklerde kuvars ve Feldispat oluşumu	Biyomikrospartit
MMK - 32	Mikrospartit	Cal+Qz+ Fsp	Ps Cal	Bol yuvarlak şekilli fosil kavkıları, opak FeO taneleri, gözeneklerde kuvars ve Feldispat oluşumu	Biyomikrospartit
MMK - 33	Mikrospartit	Cal+Qz +Fsp	Ps Cal	Çatlak ve/veya damarlarda mikrospartitik ve spartitik, bol fosil kavkısı, muskovit	Biyomikrospartit
MMK - 34	Mikrospartit	Cal+Qz+ Fsp	Ps Cal	Bol fosil kavkıları, Çatlak ve/veya damarlarda mikrospartitik ve spartitik, fillosilikat mikrolaminasyonları, gözeneklerde kuvars ve feldispat oluşumu	Biyomikrospartit
MMK - 35	Mikrospartit	Cal+Qz +Fsp	Ps Cal	Çatlak ve/veya damarlarda mikrospartitik ve spartitik, bol fosil kavkısı, muskovit	Biyomikrospartit

MMK - 36	Mikrosporit	Cal+Qz+Fsp	Ps Cal	Bol fosil kavkıları, Çatlak ve/veya damarlarda mikrosporitik ve sparitik, fillosilikat laminasyonları, gözeneklerde kuvars ve feldispat	Biyomikrosporit
MMK - 37	Mikrosporit	Cal+Qz+Fsp	Ps Cal	Çatlak ve/veya damarlarda mikrosporitik ve sparitik, bol fosil kavkısı, muskovit	Biyomikrosporit
MMK - 38	Mikrosporit	Cal+Qz+Fsp	Ps Cal	Bol fosil kavkıları, Çatlak ve/veya damarlarda mikrosporitik ve sparitik, fillosilikat laminasyonları, opak FeO taneleri, gözeneklerde kuvars ve Feldispat	Biyomikrosporit
MMK - 39	Mikrosporit	Cal+Qz+Fsp	Ps Cal	Çatlak ve/veya damarlarda mikrosporitik ve sparitik, bol fosil kavkısı, muskovit	Biyomikrosporit
MMK - 40	Mikrosporit	Cal+Qz+Ps+Fsp	Ps Cal	Çatlak ve/veya damarlarda mikrosporitik ve sparitik, fillosilikat mikrolaminasyonları, gözeneklerde kuvars ve Feldispat	Biyomikrosporit
MMK - 41	Mikrosporit	Cal+Qz+Fsp	Ps Cal	Çatlak ve/veya damarlarda mikrosporitik ve sparitik, bol fosil kavkısı, muskovit	Biyomikrosporit

MMK - 42	Mikrospartit	Cal+Qz+Fsp	Ps Cal	Bol fosil kavkılar, Çatlak ve/veya damarlarda mikrospartitik ve spartitik, fillosilikat laminasyonları, opak FeO taneleri, gözeneklerde kuvars ve Feldispat oluşumu	Biyomikrospartit
MMK - 43	Mikrit	Cal+Qz+Fsp	Ps Cal	Bol fosil kavkılar, Çatlak ve/veya damarlarda mikrospartitik ve spartitik, gözeneklerde kuvars ve Feldispat oluşumu	Biyomikrit
MMK - 49	Mikrospartit	Cal±Qz±Fsp	Ps Cal	Çatlak ve/veya damarlarda mikrospartitik ve spartitik, fillosilikat mikrolaminasyonları	Mikrospartit
MMK - 51		Qz+Cal	Cal Qz	Bütünyle silisleşmiş, Bıçak şekilli silis dolgulu balık dişleri	Çört
MMK - 52		Qz+Cal	Cal Qz	Bütünyle silisleşmiş, Bıçak şekilli silis dolgulu balık dişleri	Çört
MMK - 54	Mikrit	Cal+Qz+Fsp	Ps Cal	Bol iri taneli fosil kavkılar, Çatlak ve/veya damarlarda mikrospartitik ve spartitik dokulu, gözeneklerde kuvars ve Feldispat oluşumu	Biyomikrit
MMK - 55	Mikrospartit	Cal+Qz+Fsp	Ps Cal	Bol fosil kavkılar, Çatlak ve/veya damarlarda mikrospartitik ve spartitik, gözeneklerde kuvars ve feldispat oluşumu	Biyomikrospartit

MMK - 57	Mikrosporit	Cal+Qz+Fsp	Ps Cal	Bol fosil kavrıkları, Çatlak ve/veya damarlarda mikrosporitik ve sporitik, gözeneklerde kuvars ve feldispat oluşumu	Biyomikrosporit
MMK - 58	Mikrosporit	Cal+Qz+Fsp	Ps Cal	Bol fosil kavrıkları, Çatlak ve/veya damarlarda mikrosporitik ve sporitik, gözeneklerde kuvars feldispat oluşumları	Biyomikrosporit
MMK - 59	Mikrosporit	Cal+Qz+Fsp	Ps Cal	Bol fosil kavrıkları, Çatlak ve/veya damarlarda mikrosporitik ve sporitik, gözeneklerde kuvars ve Feldispat oluşumu	Biyomikrosporit
MMK - 60	Mikrosporit	Cal+Qz+Fsp	Ps Cal	Fosil kavrıkları, Çatlak ve/veya damarlarda mikrosporitik ve sporitik, gözeneklerde kuvars ve feldispat oluşumu	Biyomikrosporit
MMK - 61	Mikrosporit	Cal+Qz+Fsp	Ps Cal	Bol fosil kavrıkları, Çatlak ve/veya damarlarda mikrosporitik ve sporitik, opak FeO taneleri, gözeneklerde kuvars ve feldispat oluşumu	Biyomikrosporit
MMK - 62	Mikrosporit	Cal+Qz+Fsp	Ps Cal	Bol fosil kavrıkları, Çatlak ve/veya damarlarda mikrosporitik ve sporitik, gözeneklerde kuvars ve feldispat oluşumu	Biyomikrosporit

MMK - 63	Mikrosparit	Cal±Qz ±Fsp	Ps Cal	Çatlak ve/veya damarlarda mikrosparitik ve sparitik, fillosilikat mikrolaminasyonları	Mikrosparit
MMK - 64	Mikrosparit	Cal±Qz ±Fsp	Ps Cal	Çatlak ve/veya damarlarda mikrosparitik ve sparitik, fillosilikat mikrolaminasyonları	Mikrosparit
MMK - 65	Mikrosparit	Cal±Qz ±Fsp	Ps Cal	Çatlak ve/veya damarlarda mikrosparitik ve sparitik, fillosilikat mikrolaminasyonları	Mikrosparit
MMK - 66	Mikrit	Cal+Qz+ Fsp	Ps Cal	Bol fosil kavrıkları, Çatlak ve/veya damarlarda mikrosparitik ve sparitik, gözeneklerde kuvars ve feldispat oluşumu	Biyomikrit
MMK - 67	Mikrosparit	Cal±Qz ±Fsp	Ps Cal	Çatlak ve/veya damarlarda mikrosparitik ve sparitik, fillosilikat mikrolaminasyonları	Mikrosparit
MMK - 68	Mikrosparit	Cal±Qz ±Fsp	Ps Cal	Çatlak ve/veya damarlarda mikrosparitik ve sparitik, fillosilikat mikrolaminasyonları	Mikrosparit
MMK - 69	Mikrosparit	Cal±Qz ±Fsp	Ps Cal	Çatlak ve/veya damarlarda mikrosparitik ve sparitik, fillosilikat mikrolaminasyonları	Mikrosparit
MMK - 70	Mikrosparit	Cal±Qz ±Fsp	Ps Cal	Çatlak ve/veya damarlarda mikrosparitik ve sparitik, fillosilikat mikrolaminasyonları	Mikrosparit

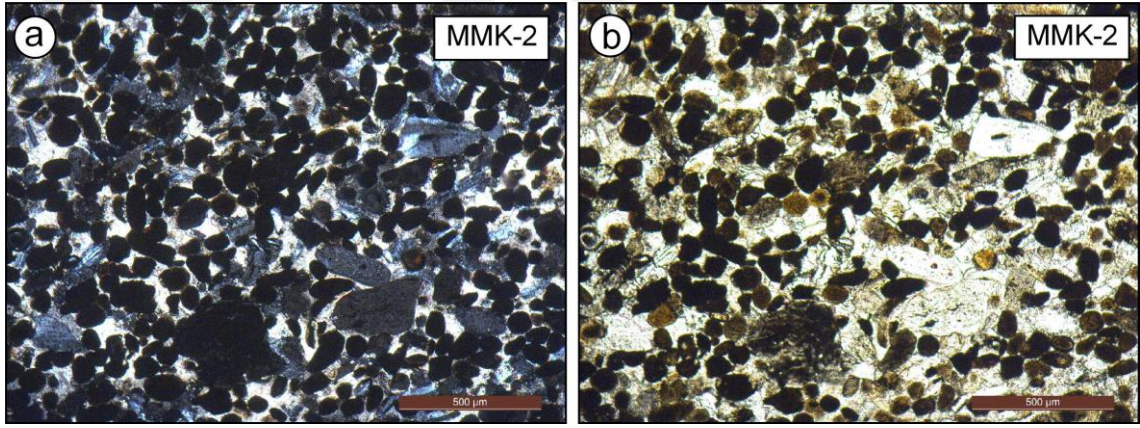
MMK - 72	Mikrit	Cal+Qz+Fsp	Ps Cal	Bol fosil kavkıları, Çatlak ve/veya damarlarda mikrosparitik ve sparitik, gözeneklerde kuvars ve feldispat oluşumu	Biyomikrit
MMK - 73	Mikrit	Cal+Qz+Fsp	Ps Cal	Bol fosil kavkıları, Çatlak ve/veya damarlarda mikrosparitik ve sparitik, gözeneklerde kuvars ve feldispat oluşumu	Biyomikrit
MMK - 74	Mikrosparit	Cal±Qz±Fsp	Ps Cal	Çatlak ve/veya damarlarda mikrosparitik ve sparitik, fillosilikat mikrolaminasyonları	Mikrosparit
MMK - 75	Mikrit	Cal+Qz+Fsp	Ps Cal	Bol fosil kavkıları, Çatlak ve/veya damarlarda mikrosparitik ve sparitik, gözeneklerde kuvars ve feldispat oluşumu	Biyomikrit
MMK - 78	Qz+Cal	Cal Qz	Qz	Bütünüyle silisleşmiş, Rombohedral özşekilli kalsit	Çört
MMK - 88	Mikrosparit	Cal+Qz+Fsp	Ps Cal	Bol fosil kavkıları, Çatlak ve/veya damarlarda mikrosparitik ve sparitik, opak FeO taneleri, gözeneklerde kuvars ve Feldispat oluşumu	Biyomikrosparit
MMK - 90	Mikrosparit	Cal+Qz+Fsp	Ps Cal	Bol fosil kavkıları, Çatlak ve/veya damarlarda mikrosparitik ve sparitik, opak FeO taneleri, gözeneklerde kuvars ve feldispat oluşumu	Biyomikrosparit

MMK - 91	Mikrosporit	Cal+Qz+Fsp	Ps Cal	Bol fosil kavrıkları, Çatlak ve/veya damarlarda mikrosporitik ve sparitik, opak FeO taneleri, gözeneklerde kuvars ve feldispat oluşumu	Biyomikrosporit
MMK - 92	Mikrosporit	Cal+Qz+Fsp	Ps Cal	Bol fosil kavrıkları, Çatlak ve/veya damarlarda mikrosporitik ve sparitik, opak FeO taneleri, gözeneklerde kuvars ve Feldispat oluşumu	Biyomikrosporit
MMK - 93	Mikrosporit	Cal+Qz+Fsp	Ps Cal	Bol fosil kavrıkları, Çatlak ve/veya damarlarda mikrosporitik ve sparitik, opak FeO taneleri, gözeneklerde kuvars ve feldispat oluşumu	Biyomikrosporit
MMK - 94	Mikrosporit	Cal+Qz+Fsp	Ps Cal	Bol fosil kavrıkları, Çatlak ve/veya damarlarda mikrosporitik ve sparitik, opak FeO taneleri, gözeneklerde kuvars ve feldispat oluşumu	Biyomikrosporit
MMK - 95	Mikrosporit	Cal+Qz+Fsp	Ps Cal	Bol fosil kavrıkları, Çatlak ve/veya damarlarda mikrosporitik ve sparitik, opak FeO taneleri, gözeneklerde kuvars ve feldispat oluşumu	Biyomikrosporit

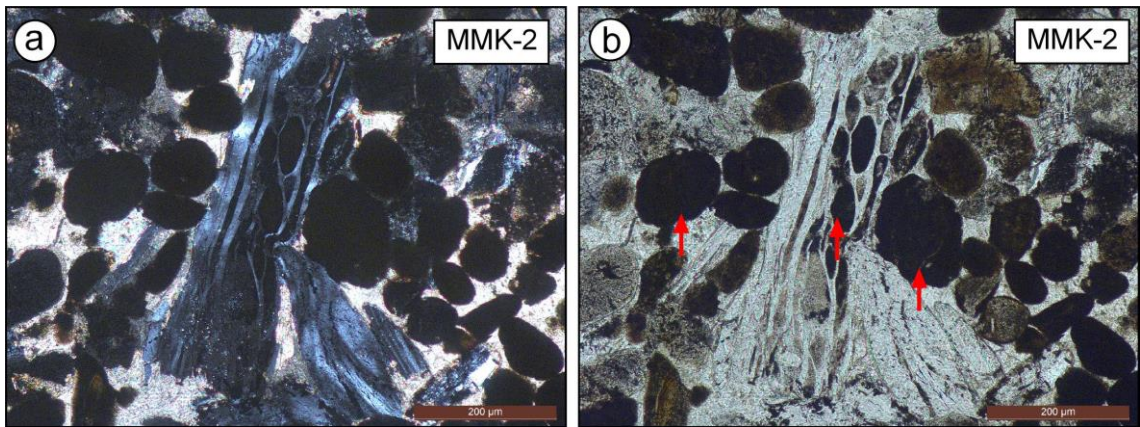
MMK - 96	Mikrospartit	Cal+Qz+Fsp	Ps Cal	Bol fosil kavkıları, Çatlak ve/veya damarlarda mikrospartitik ve spartitik, opak FeO taneleri, gözeneklerde kuvars ve feldispat oluşumu	Biyomikrospartit
MMK - 97	Mikrospartit	Cal+Qz+Fsp	Ps Cal	Bol fosil kavkıları, Çatlak ve/veya damarlarda mikrospartitik ve spartitik, opak FeO taneleri, gözeneklerde kuvars ve feldispat oluşumu	Biyomikrospartit
MMK - 98	Mikrospartit	Cal+Qz+Fsp	Ps Cal	Bol fosil kavkıları, Çatlak ve/veya damarlarda mikrospartitik ve spartitik, opak FeO taneleri, gözeneklerde kuvars ve feldispat oluşumu	Biyomikrospartit
MMK - 99	Mikrospartit	Cal+Qz+Fsp	Ps Cal	Bol fosil kavkıları, Çatlak ve/veya damarlarda mikrospartitik ve spartitik, opak FeO taneleri, gözeneklerde kuvars ve feldispat oluşumu	Biyomikrospartit

Birimi temsil eden kayaç türleri mikritik ve spartitik dokuya sahip kireçtaşlarıdır. Karababa formasyonu’nda ortokemi mikritik ve spartitik çimento, allokemleri kavkı, pellet, kemik parçaları (balık dişleri), silt boyutunda kuvars ve feldispat taneleri oluşturmaktadır. Mikritik dokulu kireçtaşlarında bol miktarda pellet, kemik parçaları ve fosil kavkıları bulunmaktadır (Şekil 4.1). Bu kayaçlar dokusal özellikleri, allokem ve ortokem bileşimleri, mineralojik bileşimleri de dikkate alınarak adlandırılmıştır (Folk, 1962). Özellikle pellet ve kemik parçalarının bileşimini oluşturan apatit minerallerinin (XRD belirlenen) bolluğuna (> 15%) göre bazı kayaçlarda adlandırmada “fosfo” ön eki kullanılmıştır.

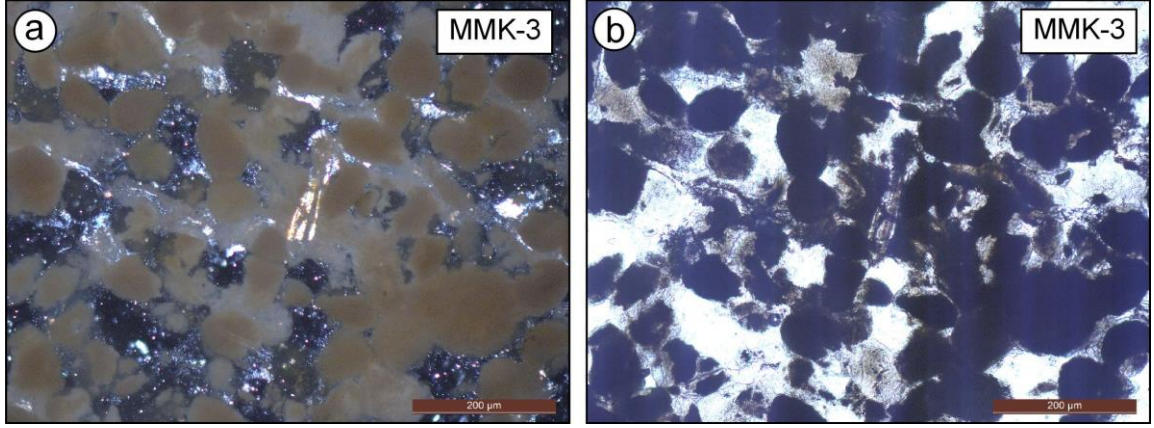
Karababa Formasyonu'nun ilk üyesini temsil eden alanlarda gözlenen kayaçlar mikritik dokulu olup, allokemleri pellet, kemik parçaları (bone fragment) ve kayaç parçaları oluşturmaktadır. Pelletler küresel ve elipsoyidal şekilde olup, izotrop görünüm sergilemektedir (Şekil 4.2). Pelletler 50-200 μm arasında değişen boyutlara sahiptir. Bazı türleri ışığı geçirirken bazı türlerinde polarize ışığı geçirmemektedir (Şekil 4.3). Bu kayaçlarda ayrıca iri kayaç parçalarına da rastlanılmıştır (Şekil 4.4). Allokemler mikritik çimento içerisinde dağılmış durumda gözlenmektedir (Şekil 4.5). Allokemlerden kemik parçaları ise levhamsı bir görünüm sunmakla birlikte renksiz olarak gözlenmektedir (Şekil 4.6). Bu kayaçlarda izotrop görünümlü pelletler ve farklı şekilli kemik (diş?) parçaları tipik olarak ortaya çıkmaktadır (Şekil 4.7). Ortokem, allokem ve mineral bileşimine göre bu kayaçlar fosfopelmikrit olarak adlandırılmıştır.



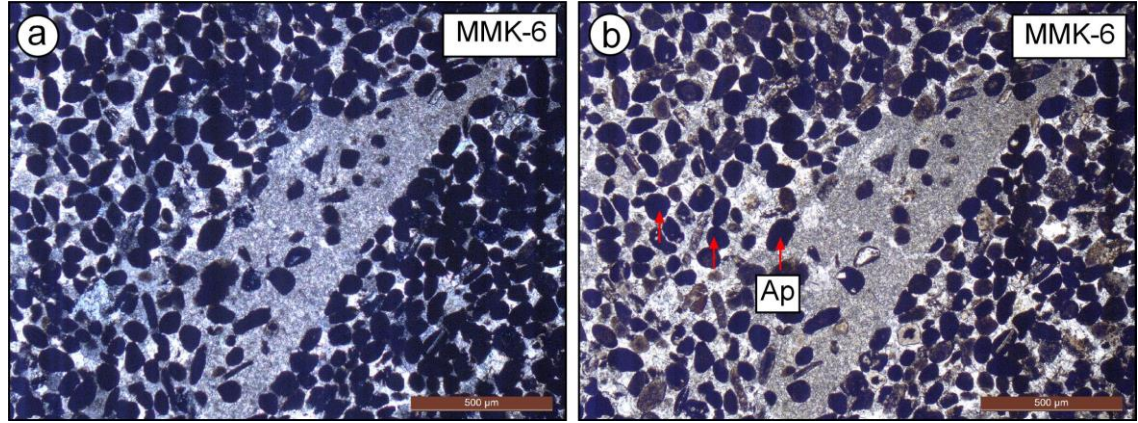
Şekil 4.1. Karababa Formasyonu fosfopelmikrit örneğinde pelletik apatit mineralleri ve kemik parçalarına ait optik mikrofotografılar, a) çift nikol (CN), b) tek nikol (TN)



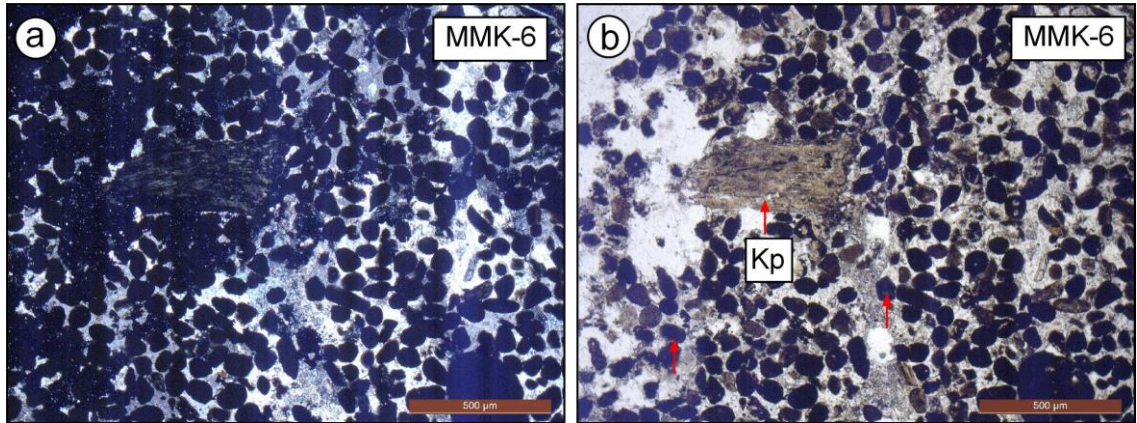
Şekil 4.2. Karababa Formasyonu fosfopelmikrit örneğinde pelletik izotrop görünümlü apatit minerallerine ait optik mikrofotografılar, a) çift nikol (CN), b) tek nikol (TN)



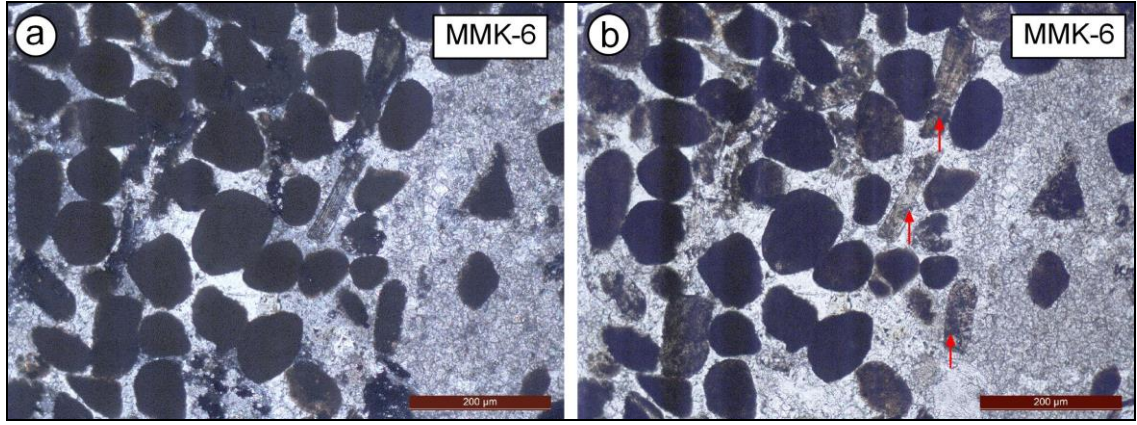
Şekil 4.3. Karababa Formasyonu fosfopelmikrit örneğinde pelletik apatit minerallerine ait optik mikrofotografılar, a) çift nikol (CN), b) tek nikol (TN)



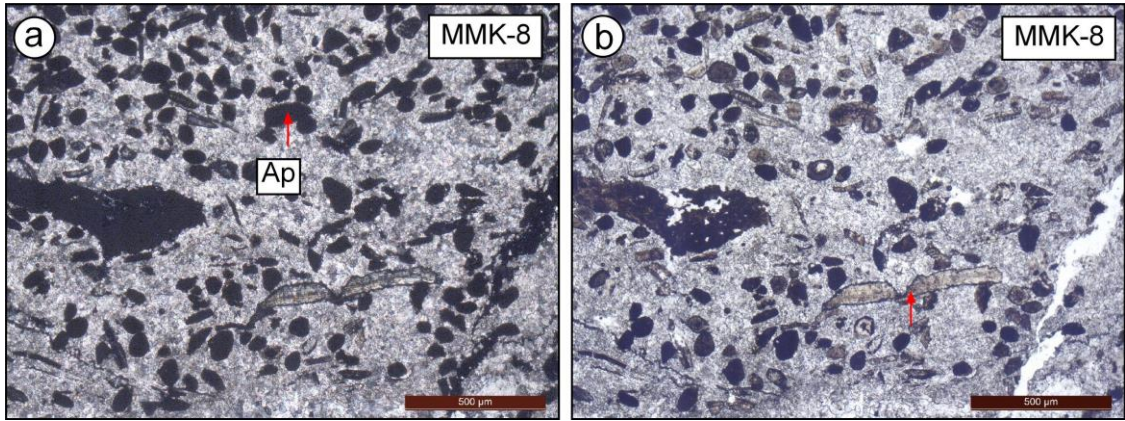
Şekil 4.4. Karababa Formasyonu fosfopelmikrit örneğinde izotrop görünümlü pelletik apatit mineralleri ve kayaç parçalarına ait optik mikrofotografılar, a) CN, b) TN



Şekil 4.5. Karababa Formasyonu mikritik çimentolu fosfopelmikrit örneğinin optik mikrofotografı, a) CN, b) TN (Kp=Kayaç parçası)



Şekil 4.6. Karababa Formasyonu fosfopelmikrit örneğinde pelletik apatit mineralleri ve levhamsı kemik parçalarına ait optik mikrofotograf a) CN, b) TN



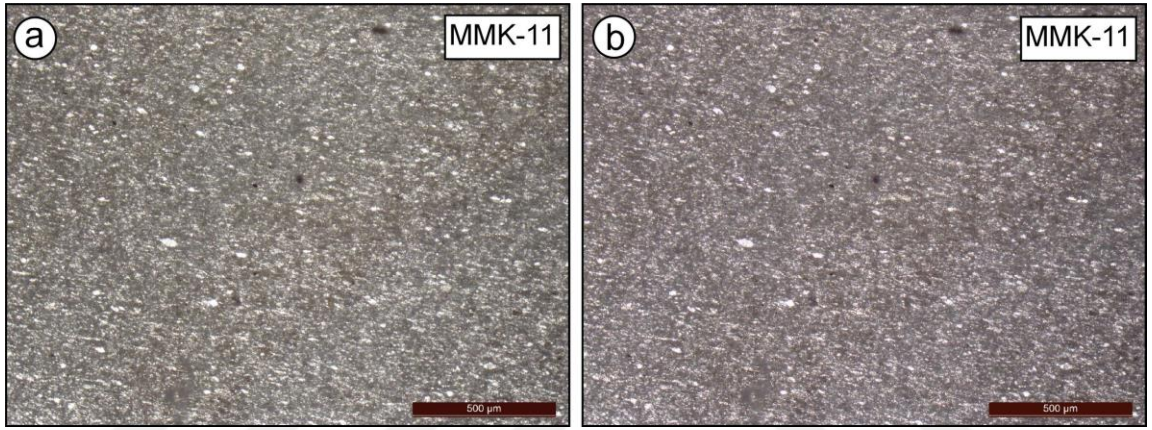
Şekil 4.7. Karababa Formasyonu fosfopelmikrit örneğinde izotrop apatit mineralleri ve levhamsı kemik parçalarına (ok ile gösterilen) ait optik mikrofotograf, a) CN, b) TN (Ap=Apatit)

Formasyonun diğer üyelerini temsil eden kayaçları ise ortokem bileşimi mikritik yer yer de sparitik doku gösteren kireçtaşlarıdır. Bu kayaçlarda az miktarlarda kuvars, feldispat (plajiyoklaz), serizit, mika (muskovit) ve ender tali mineraller (apatit) bulunmaktadır. Ayrıca bu kayaçlarda mikrolaminasyonlar da gözlenmektedir. Gözeneklerde kuvars ve feldispat mineralleri bulunmaktadır. Bu kayaçlar ortokem ve allokem bileşimlerine göre biyomikrit olarak adlandırılmıştır (Şekil 4.8).

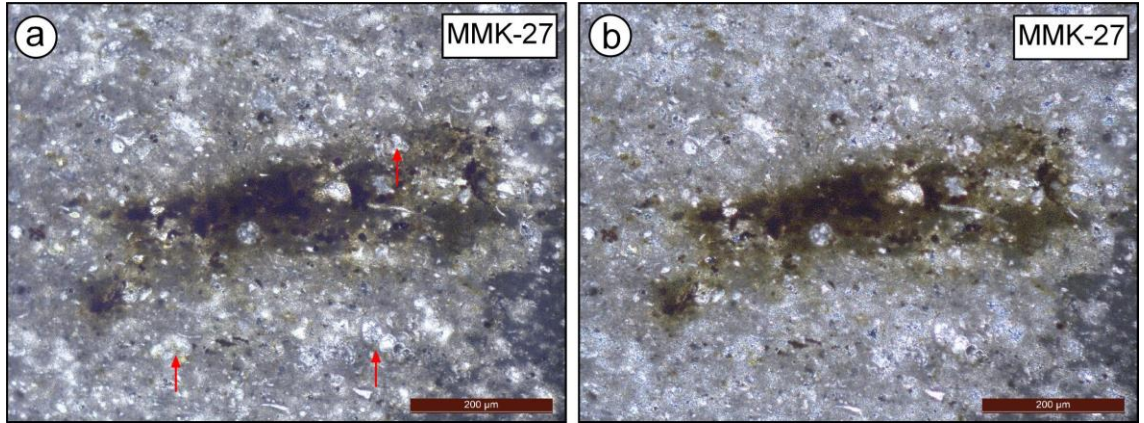
Formasyonun diğer seviyelerinde benzer kayaç türleri bulunmaktadır. Mikritik ve/veya sparitik dokulu bu kayaçlarda ise bol fosil kavkılarının yer almasıdır. Fosil kavkıları boyutları türlere göre değişiklik sunmaktadır (Şekil 4.9). Bu kayaçlarda aynı zamanda izotrop FeO seviyeleri de bulunmaktadır. Fosil kavkılarında *milliloides* türleri saptanmıştır (Şekil 4.10 ve 4.11). Çatlaklar kalsit dolgulu olup, kuvars ve

feldispat mineralleri gözeneklerde yer almaktadır. Allokem ve ortokem bileşimlerine göre bu kayalar biyomikrit ve biyomikrosparit olarak adlandırılmıştır.

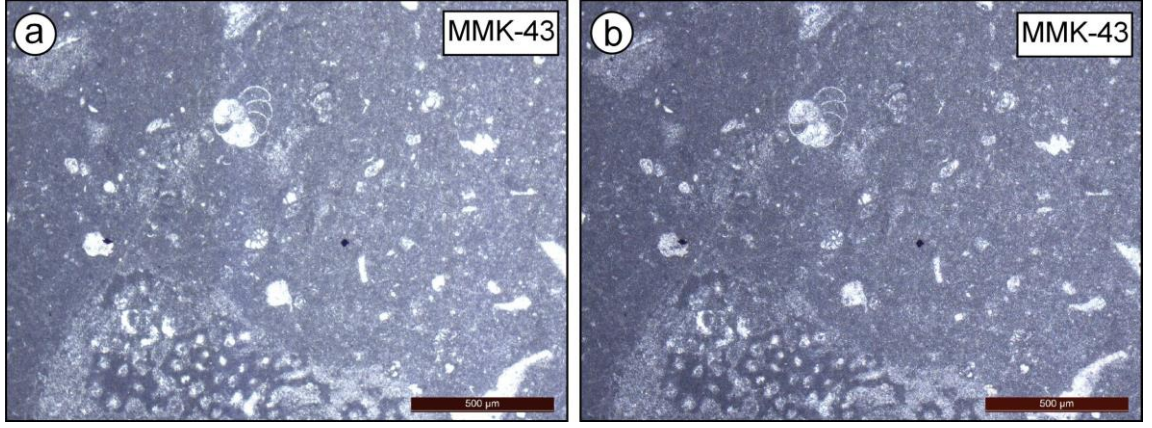
Çört türü kayalar bütünüyle mikrokristalin silis minerallerinden oluşmaktadır. Bu kayalarda kalsit mineralleri özşekli olarak ortaya çıkmaktadır (Şekil 4.12). Bu kayalarda ayrıca bıçak şekilli 500-2000 µm arasında değişen boyutlara sahip olasılıkla denizel balık dişleri (fish teeth) olduğu düşünülen, kuvars dolgu fosiller de saptanmıştır (Şekil 4.13).



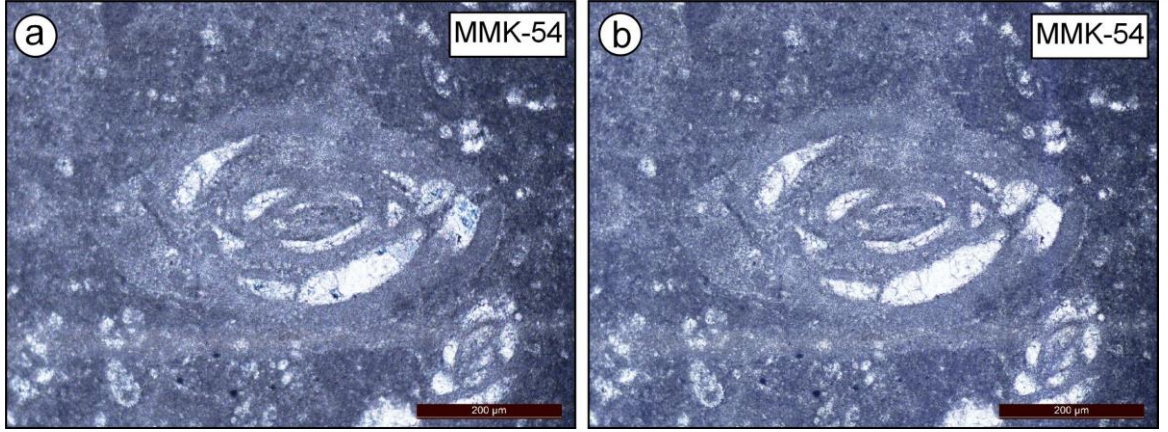
Şekil 4.8. Karababa Formasyonu biyomikrit örneğinde mikritik dokuya ait optik mikrofotoğraf, a) CN, b) TN



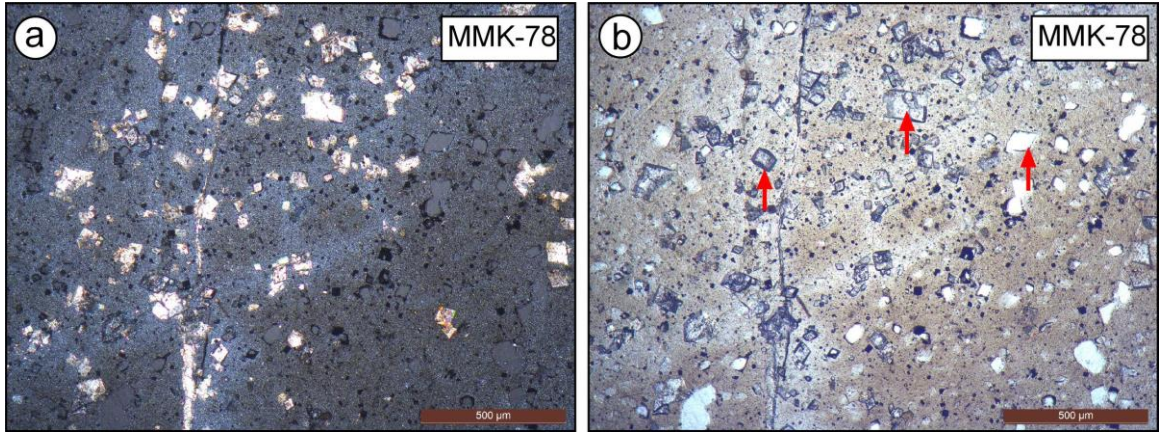
Şekil 4.9. Karababa Formasyonu biyomikrosparit örneğinde mikrosparitik doku içerisinde kavkı parçalarına ait optik mikrofotoğraf, a) CN, b) TN



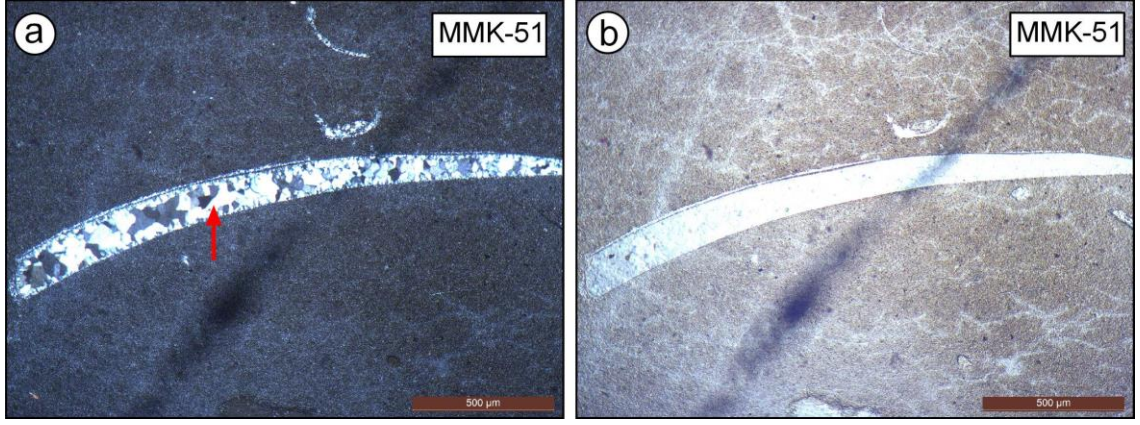
Şekil 4.10. Karababa Formasyonu biyomikrosparitte fosil kavkalarına ait optik mikrofotograf, a) CN, b) TN



Şekil 4.11. Karababa Formasyonu biyomikrosparit örneğinde *milliloides* fosil kavkalarına ait optik mikrofotograf, a) CN, b) TN



Şekil 4.12. Karababa Formasyonu çört örneğinde özşekli kalsit minerallerine ait optik mikrofotograf, a) CN, b) TN

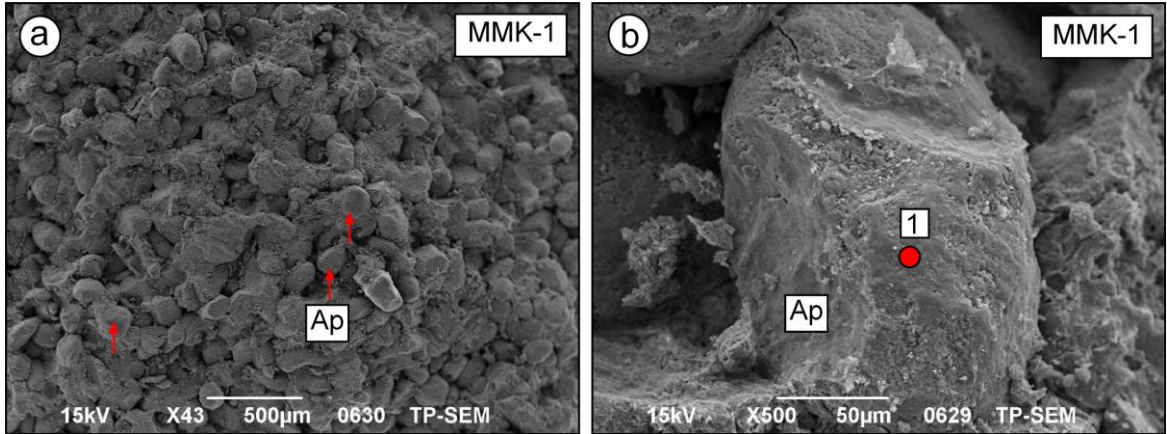


Şekil 4.13. Karababa Formasyonu çört örneğinde silis dolgulu balık dişlerine ait optik mikrofotografaları, a) CN, b) TN

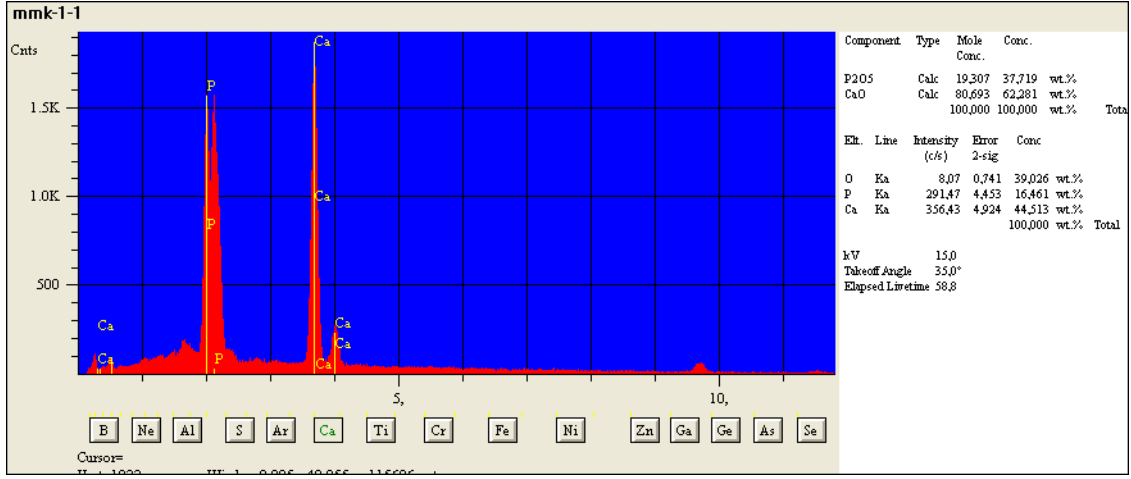
4.2. Taramalı Elektron Mikroskop İncelemeleri

Çoğunlukla karbonat ve kil mineralleri içeren ve 7 farklı litoloji ve parajenez sunan örnek üzerinde yapılan SEM incelemelerine göre, kayaçların dokusal ve özellikle fosfat ve kil minerallerinin (smektit, illit, paligorskit) morfolojik özellikleri önemli farklılıklar sunmaktadır.

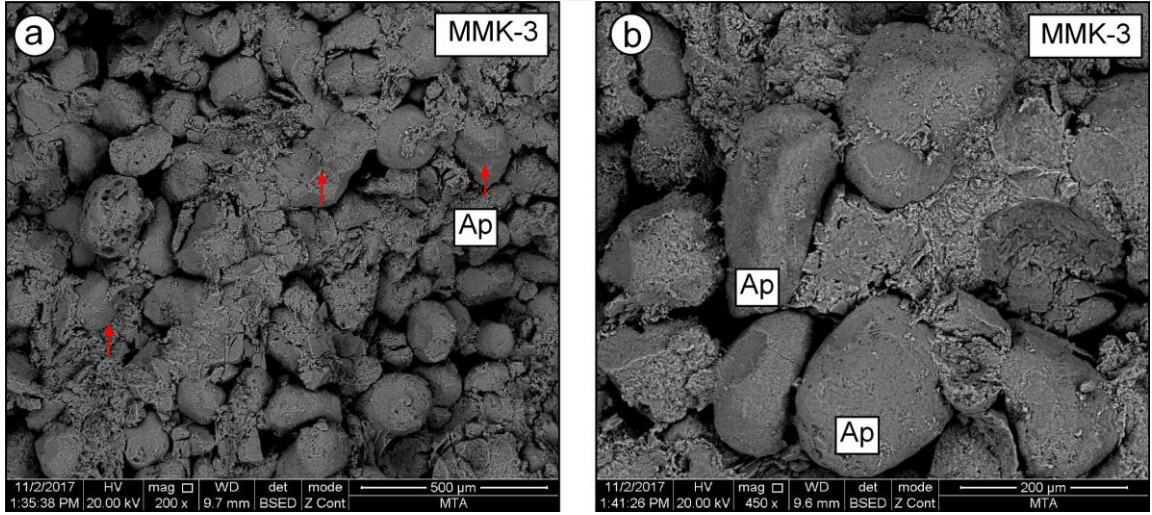
Fosfopelmikrit olarak tanımlanan örneklerde özellikle apatit mineralleri küresel ve elipsoyidal şekiller sunmakta olup, boyutları 100-200 μm arasında değişmektedir (Şekil 4.14). Taneler oldukça gevşek çimento malzemesi tarafından doldurulmuştur. Apatit mineraline ait EDS spektrum sonuçlarında ağırlıkça yaklaşık 80% CaO ve 20% P_2O_5 molekül oranları saptanmıştır (Şekil 4.15). EDS sonuçlarına göre kimyasal bileşim XRD ile tanımlanmış olan karbonatflorapatit tanımlaması ile uyumludur. Apatit minerallerinin çevresindeki kalsit ve/veya mikrokristalin apatit bileşiminde çimento içerisinde bağımsız görünümde olması, bu minerallerin doğrudan oluştuğu izlenimi vermektedir (Şekil 4.16). Apatit mineralleri bazı kayaçlarda kalın levhamsı bir görünümde ortaya çıkmaktadır. Bu oluşumlar olasılıkla kemik parçaları olarak değerlendirilmiştir. Bu kayaçlarda ise ender de olsa yapraksı gözeneklerde smektit oluşumları da gözlenmiştir (Şekil 4.17). EDS spektrum sonuçlarında ise Ca, P ve O elementlerine ait pikler saptanmıştır (Şekil 4.18).



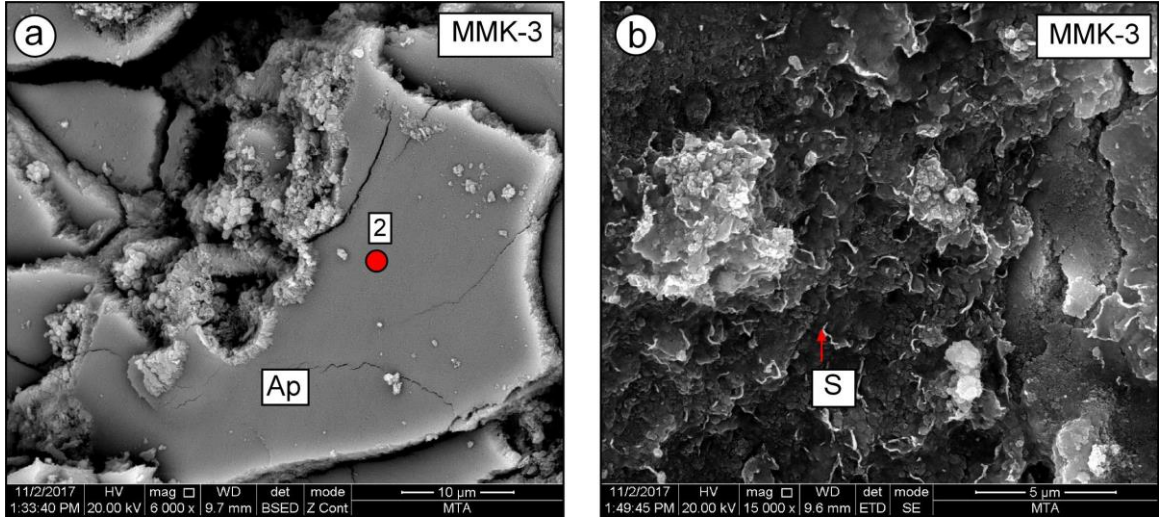
Şekil 4.14.Karababa Formasyonu fosfopelmikrit örneğinin SEM mikrofotografaları, a) elipsoyidal apatit mineralleri ve karbonat/mikrokristal apatitik çimento, b) Özşekli apatit mineralleri (Ap=Apatit, 1=EDS spektrum noktası).



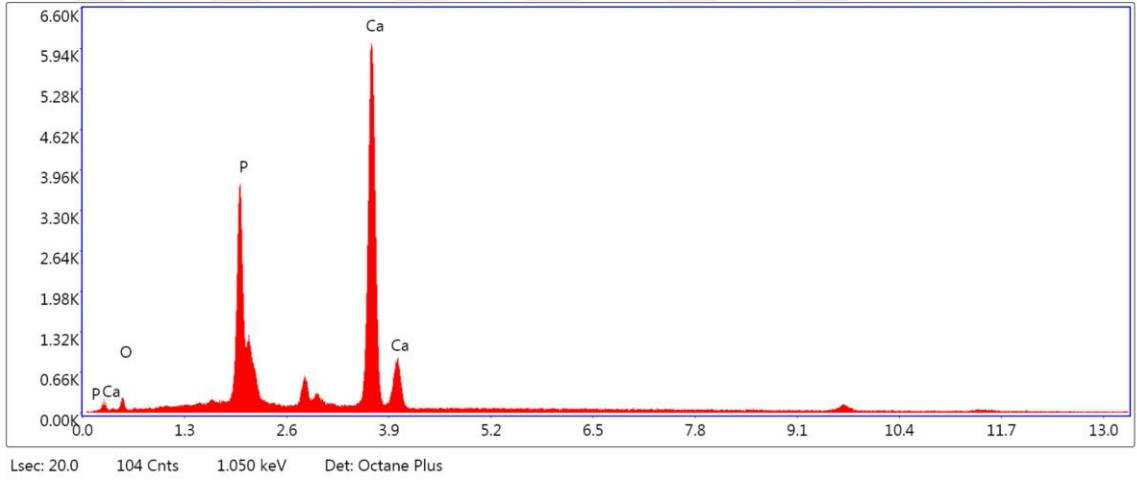
Şekil 4.15. Apatit minerallerinde 1 nolu alanda EDS spektrum sonucu.



Şekil 4.16. Karababa Formasyonu fosfopelmikrit örneğinin SEM mikrofotografı, a) elipsoidal apatit mineralleri ve çevreleyen karbonat/mikrokristal apatitik çimento, b) Özşekli apatit mineralleri (Ap=Apatit).



Şekil 4.17. Karababa Formasyonu fosfopelmikrit örneğinin SEM mikrofotografıları, a) dolomit mineralleri, b) matrikste yapraksı smektit mineralleri (Ap=Apatit, S=Smektit, 2=EDS spektrum noktası)



Şekil 4.18. Apatit minerallerinde 2 nolu alanda EDS spektrum sonucu.

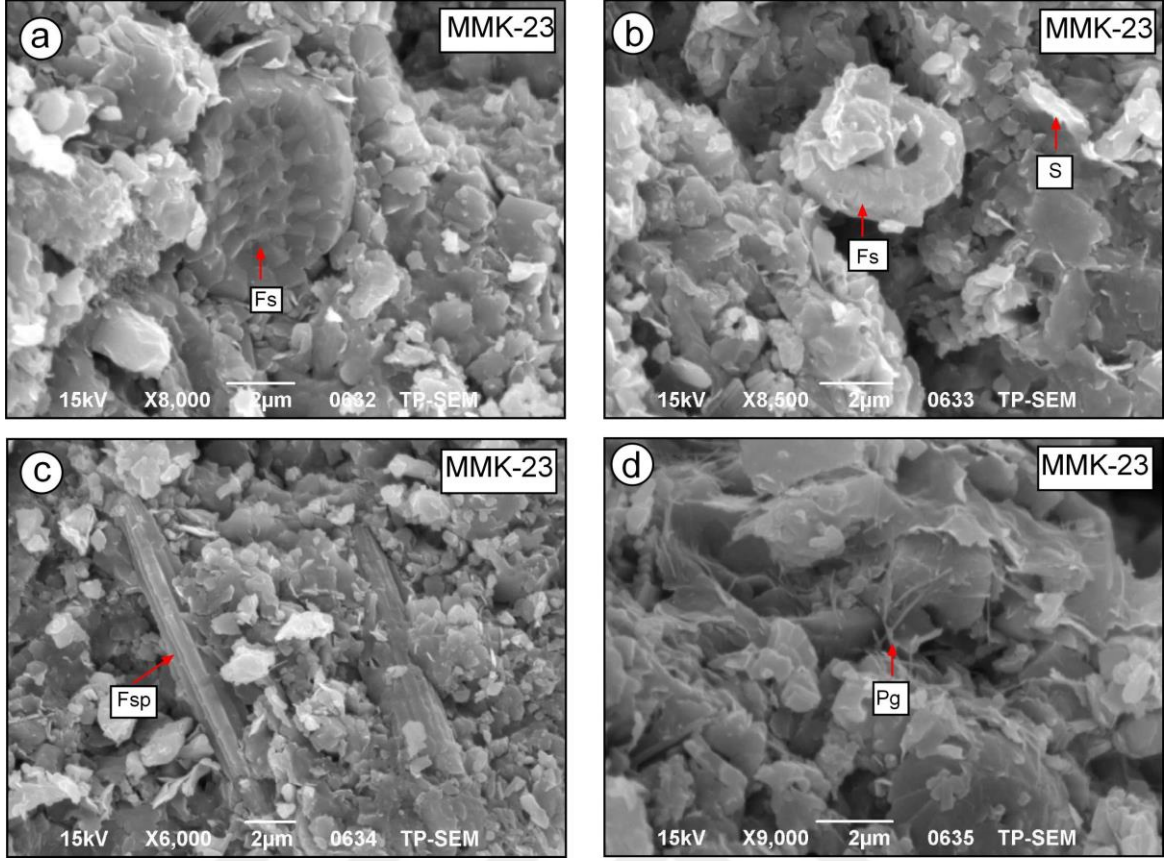
Biyomikrospartit örneğinde mikrosparitik çimento içerisinde farklı türde fosil kavkıları bulunmaktadır (Şekil 4.19a). Bu örneklerde gözeneklerde yapraksı smektit oluşumları da saptanmıştır (Şekil 4.19b). Levhamsı kemik parçaları (Şekil 4.19c). Bu kayalarda ayrıca 1-2 μ m uzunlukta ışınal paligorskit lifleri de gözlenmiştir (Şekil 4.19d).

Marn türü kayalarda özellikle XRD sonuçlarında ortaya çıkan paligorskit minerallerinin SEM incelenmesi ve bu minerallerin kanıtlanması amacıyla kil oranı yüksek olan kayalar seçilmiştir. Bu kayalarda ender de olsa dolomit minerallerine rastlanılmıştır (Şekil 4.20a). Paligorskit minerallerinin bulunduğu örneklerde dolomit mineralleri rastlanılmış olması bu mineralin dolomit minerallerinin bozunması sonucu

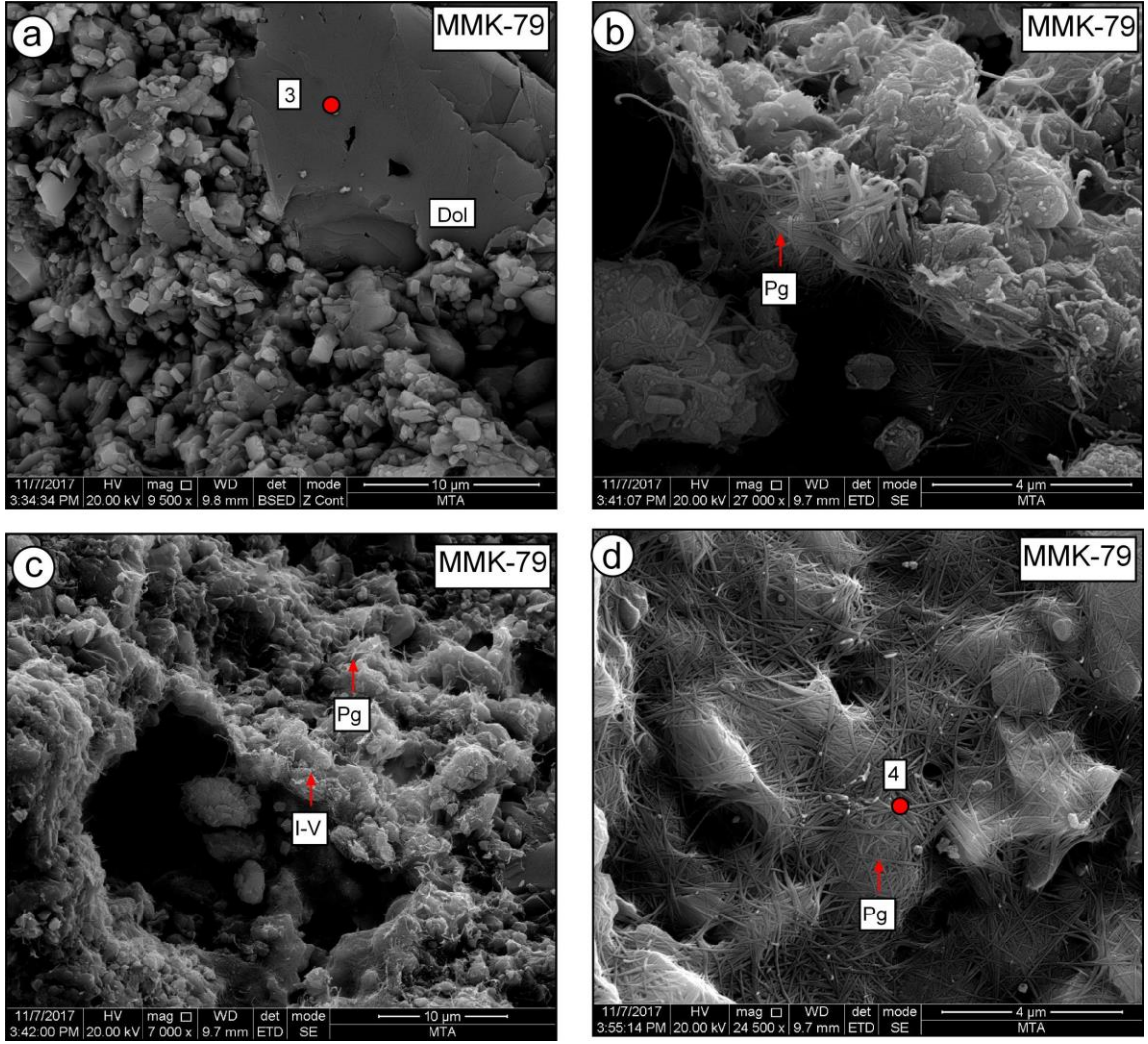
veya ortama taşınan Mg iyonları (ofiyolitik oluşum) ile oluşan neoformasyon mineralleri olduğu biçiminde değerlendirilmiştir. Paligorskit mineralleri kalın (lata) ve ağsı kümeler şeklinde gözlenmektedir (Şekil 4.20b). Matriks içinde olduğu düşünülen diğer kil minerali ise karışık tabakalı I-V mineralleri olup, yapraksı görünimleri dikkat çekmektedir (Şekil 4.20c). İnce-uzun-ışınsal görünümdeki paligorskit/sepiyolit? lifleri oldukça uzun olup, 8 µm den daha büyük boyutta olduğu düşünülmektedir (Şekil 4.20d). bu örnekte yapılan EDS analizleri dolomit minerallerinde Ca ve Mg bileşimini ortaya koymuştur (Şekil 4.21). Paligorskit/sepiyolit? mineralinin EDS sonuçlarında ise Mg, Al, Ca, Fe ve K elementleri dikkat çekmektedir (Şekil 4.22).

Karababa Formasyonu marn örneğinin kalsit mineralleri özşekilli kristalleri gözlenmektedir (Şekil4.23a). Marn kayacının karbonat mineralleri içerisinde matrikste lifsel paligorskit mineralleri tipiktir (Şekil 4.23b). Paligorskitler 2 µm den daha uzun boyutlara sahiptir. Paligorskitler kalın görünümde yumaklar biçiminde dağılmaktadır (Şekil 4.23c). Bu mineraller yer yer ince ışınsal lifler şeklinde de (sepiyolit?) bulunmaktadır (Şekil 4.23d).

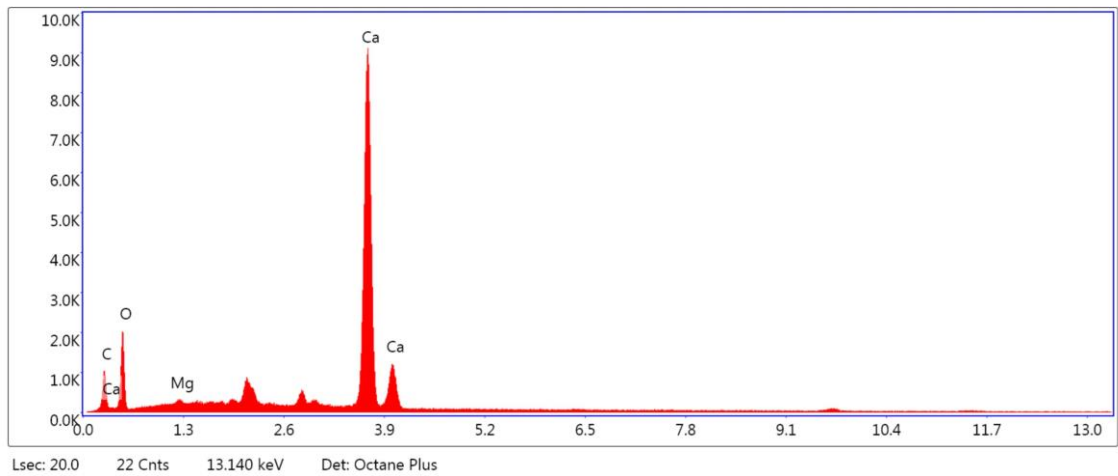
Formasyona ait diğer bir marn örneğinde yapılan SEM incelemelerinde matrikste lifsel paligorskit yumak oluşumları bu örnek içinde söz konusudur (Şekil 4.24a). Marn örneklerinde bileşime katılan diğer kil parajenezi ise karışık tabakalı C-V olup, bu mineral kalın yapraklar biçiminde bulunmaktadır (Şekil 4.24b). Aynı örnekte EDS spektrum noktasında elde edilen kimyasal analiz sonucuna göre karışık tabakalı C-V minerali için Fe, Mg, Ca ve K element pikleri ortaya çıkmıştır (Şekil 4.25).



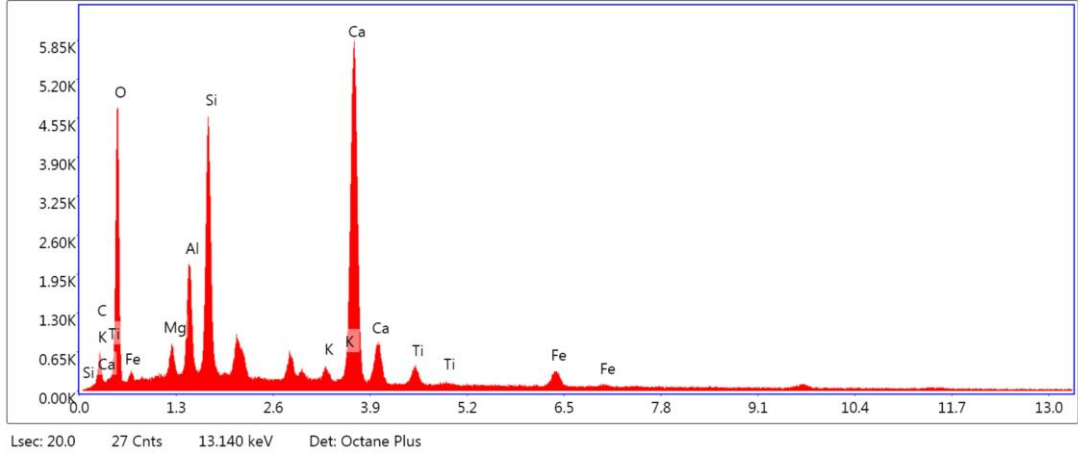
Şekil 4.19. Karababa Formasyonu biyomikrosporit örneğinin SEM mikrofotografaları, a) dolomit mineralleri, b) matrikste yapraksı smektit mineralleri, c) levhamsı kemik parçaları, d) ışınsal paragonit oluşumları (Pg=Paligorskit, Fs=Fosil, S=Smektit).



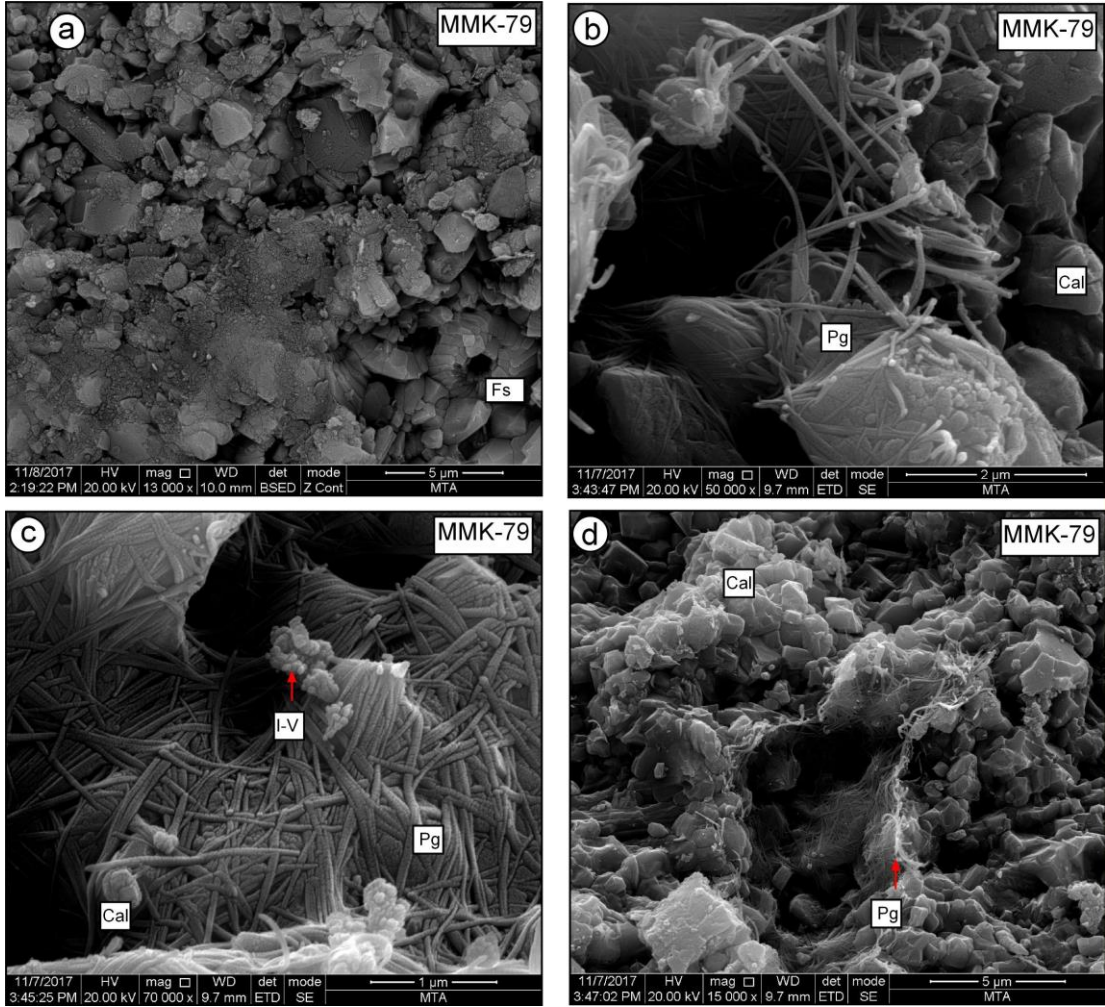
Şekil 4.20. Karababa Formasyonu marn örneğinin SEM mikrofotografaları, a) dolomit mineralleri, b) matrikste ağsı paligorskit kümeleri, c) yapraklı I-V minerali, d) ışnsal paligorskit kümeleri (Dol=Dolomit, Pg= Paligorskit, I-V=İllit-vermikülit).



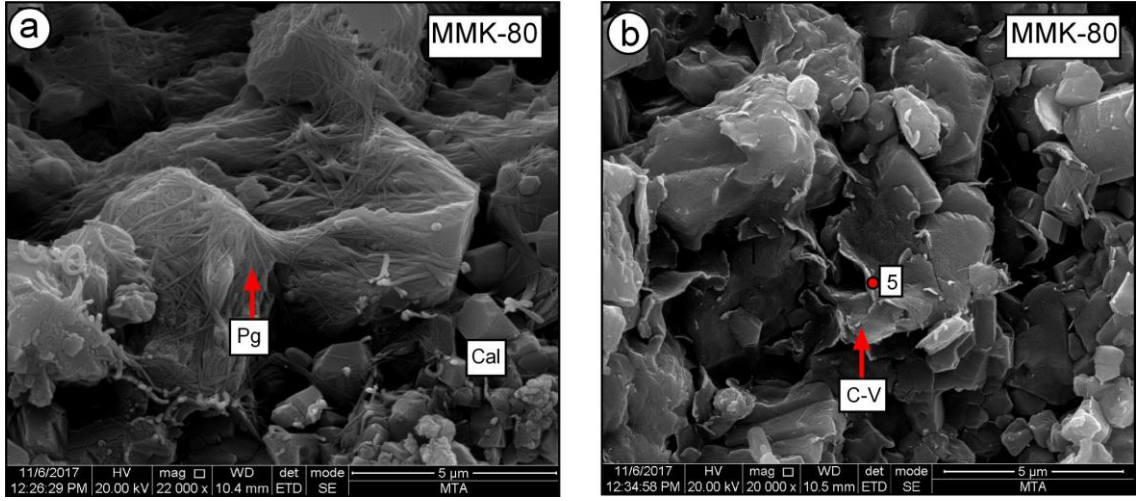
Şekil 4.21. Karababa Formasyonu marn örneğinde dolomit mineraline ait 3 nolu alanda EDS spektrum sonucu



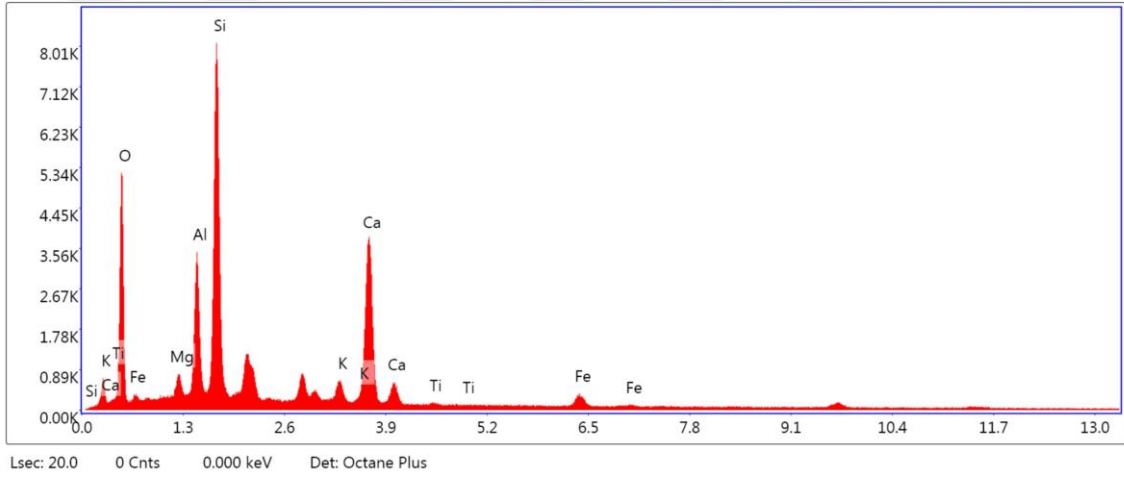
Şekil 4.22. Karababa Formasyonu marn örneğinde paligorskit mineraline ait 4 nolu alanda EDS spektrum sonucu



Şekil 4.23. Karababa Formasyonu marn örneğinin SEM mikrofotografaları, a) kalsit mineralleri, b) matrikste lifsel paligorskit, c) kalın paligorskit yumakları, d) ışnsal paligorskit lifleri (Dol=Dolomit, Pg=Paligorskit, I-V=İllit-vermikülit)



Şekil 4.24. Karababa Formasyonu marn örneğinin SEM mikrofotografaları, a) matrikste lifsel paligorskit yumakları, d) kalın yapraklar biçiminde C-V mineralleri (Pg=Paligorskit, C-V= Klorit-vermikülit)



Şekil 4.25. Karababa Formasyonu marn örneğinde karışık tabakalı C-V mineraline ait 5 nolu alanda EDS spektrum sonucu

5. X-IŞINI DİFRAKSİYON İNCELEMELERİ

GDAO'da Karababa Formasyonu oluşturan üyelerini kapsayan fosfatlı (fosforit, karbonatlı fosforit, silisli fosforit), silisli (çört), ve karbonat (fosfatlı kireçtaşı, kireçtaşı, silisli kireçtaşı, killi kireçtaşı, dolomit, marn) kayalardan olmak üzere toplam 100 adet örnek üzerinde yapılan XRD-TK ve KF çözümlemeleri yapılmıştır.

Lokasyon I (Karataş Köyü) alanında yapılan incelemede 19 adet örnek alınmış olup bu yörede fosfatlı (fosforit, karbonatlı fosforit, silisli fosforit), silisli (çört), ve karbonat (fosfatlı kireçtaşı, kireçtaşı, silisli kireçtaşı) kayaları saptanmış olup, XRD-TK ve KF çözümlemeleri Çizelge 5.1 de sunulmuştur. Birimi oluşturan kayalarda belirlenen minerallerin bazı istatistiksel değerlendirme sonuçları Çizelge 5.2'de verilmiştir. Bu kayalarda apatit, kalsit, kuvars, opal-CT ve fillosilikat mineralleri bulunmaktadır. Fosforit türü kayalarda apatit mineralleri tüm örneklerinde bulunurken; kuvars, kalsit, opal-CT ve fillosilikat daha düşük bulunuş frekansına sahip minerallerdir. Birimi oluşturan minerallerin genel ortalama değerlerine göre; bollukları apatit, kalsit, kuvars, opal-CT ve fillosilikat biçiminde sıralanmaktadır. Opal-CT ve fillosilikat mineralleri ise düşük ortalama sahip mineraldir. Birimde fillosilikat minerallerini smektit, illit, kaolinit ve karışık tabakalı I-V mineralleri temsil etmektedir. Fillosilikat minerallerine ait istatistiksel değerlendirme sonuçları Çizelge 5.3'de verilmiştir. Bulunuş frekansına göre smektit ve kaolinit, illit ve karışık tabakalı I-V olarak sıralanmıştır. Genel ortalama değerlerine göre kaolinit, smektit, I-V ve illit mineralleri biçiminde sıralanmaktadır.

Birimin yaygın litolojisini oluşturan fosfatik kayalarda (fosforit, fosfatlı kireçtaşı); bozunma/bozuşma (fillosilikatlar) ve kimyasal (kuvars, kalsit, apatit) mineraller gözlenmektedir. Fosforit türü kayalarda apatit mineralleri (211) yüzeyine karşılık gelen 2.78 Å ve (002) yüzeyine karşılık gelen 3.43 Å pikleri yardımıyla ayırt edilmiştir (Şekil 5.1). En yaygın gözlenen apatit parajenezine yer yer kalsit ve kuvars minerallerinin eşlik ettiği gözlenmiştir. Fosfatlı kireçtaşı olarak tanımlanan kayalarda ise apatit ve buna eşlik eden daha yüksek miktarlardaki kalsit mineralleri ile temsil edilmektedir. Kalsit mineralleri (104) yüzeyine karşılık gelen 3.03 Å da gözlenen pikleri saf apatit bileşimi incelendiğinde apatite göre daha yüksek şiddete sahip pikleri yardımıyla ayırt edilmiştir (Şekil 5.2). Silisli fosforit olarak tanımlanan örneklerde ise apatit minerallerine kuvars+fillosilikat minerallerinin eşlik ettiği saptanmıştır. Çört türü kayalarda ise bütünüyle silis mineralleri tanımlanmıştır. Çört türü kayalar ise kuvars

mineralleri ile temsil edilmekte olup, (101) yüzeyine karşılık gelen 3.34 Å daki piki ile tanımlanmıştır (Şekil 5.3).

Çizelge 5.1. Mardin-Mazıdağı yöresi Karababa Formasyonu'ndan alınan kayaçların XRD-TK ve KF sonuçları (%) (Karataş Köyü)

Örnek No	Tüm kayaç							Kil fraksiyon					Kayaç adı
	Cal	Dol	Qz	Fsp	Ps	Ap	O-CT	I-V	I	K	S	C	
MMK-1						100							Fosforit
MMK -2	55					45							Fosfatlı kireçtaşı
MMK -3						100							Fosforit
MMK -4						100							Fosforit
MMK -5			100										Çört
MMK -6	70					30							Fosfatlı kireçtaşı
MMK -7	35		3			62							Karbonatlı fosforit
MMK -8	65		3			32							Fosfatlı kireçtaşı
MMK -9	100												Kireçtaşı
MMK -10													Bazalt (Üst Pleyistosen)
MMK -11	86		14										Silisli kireçtaşı
MMK -12			100										Çört
MMK -13	46		28		12	14							Fosfatlı marn
MMK -14			100										Çört
MMK -15	100												Kireçtaşı
MMK -16			2			98							Fosforit
MMK -17			15		10	50	25	33	38	29			Silisli Fosforit
MMK -18			4			96							Fosforit
MMK -19			25		10	50	15		35	18	47		Silisli Fosforit

*İnce kesiti yapılan örnekler, Cal=Kalsit, Dol=Dolomit, Qz=Kuvars, Fsp=Feldispat, Ps=Fillo-silikat, Ap=Apatit, O-CT=Opal-CT, I-V=İllit-vermiküit, I=İllit, K=Kaolinit, S=Smektit, C=Klorit

Çizelge 5.2. Karababa Formasyonu Karataş Köyü kayaç oluşturan minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%)

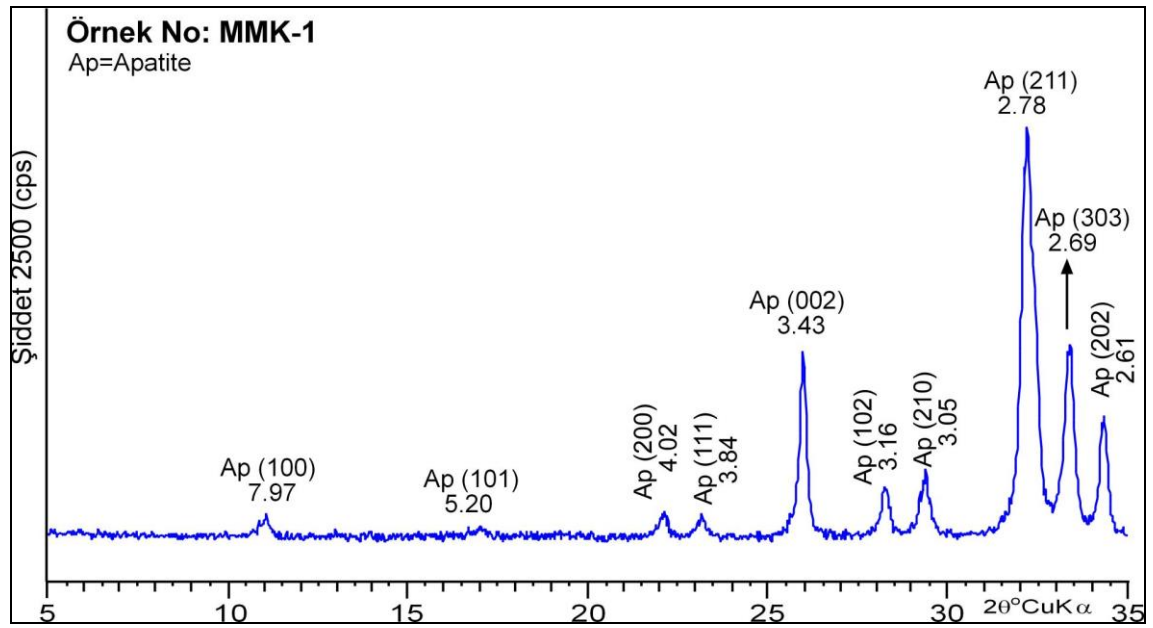
Mineral	Bulunuş Frekansı	En az	En çok	Aritmetik Ortalama	Genel Ortalama*
Kuvars	61	2	100	36	22
Kalsit	44	35	100	70	31
Fillo-silikat	17	10	12	10	2
Apatit	67	14	100	64	43
O-CT	11	15	25	20	2
Toplam					100

*Genel Ortalama = Bulunuş Frekansı x Aritmetik Ortalama /100

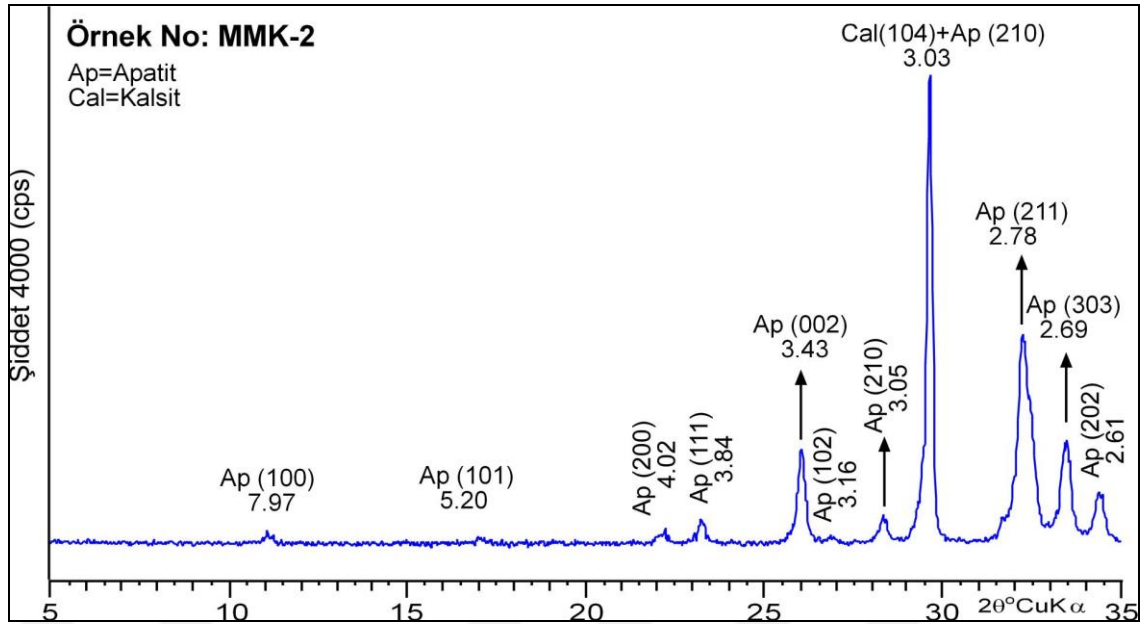
Çizelge 5.3. Karababa Formasyonu Karataş Köyü kil fraksiyonunu oluşturan minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%)

Mineral	Bulunuş Frekansı	En az	En çok	Aritmetik Ortalama	Genel Ortalama*
İllit	50	35	38	33	17
Kaolinit	100	18	29	37	37
Smektit	100	47	47	24	24
I-V	50	33	33	47	24
Toplam					100

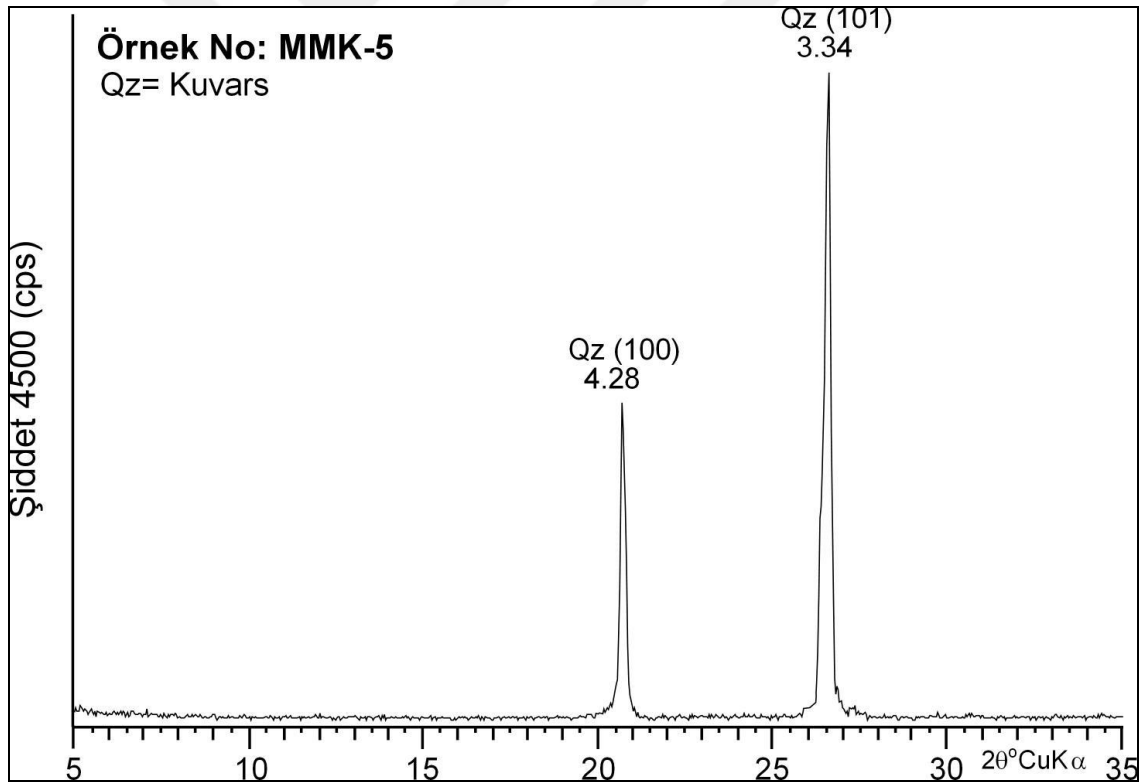
*Genel Ortalama = Bulunuş Frekansı x Aritmetik Ortalama /100



Şekil 5.1. Karababa Formasyonu fosforit kayacında apatit minerallerine ait XRD-TK difraktogramı



Şekil 5.2. Karababa Formasyonu fosfatlı kireçtaşı kayacında apatit ve kalsit minerallerine ait XRD-TK difraktogramı



Şekil 5.3. Karababa Formasyonu çört kayacında kuvars minerallerine ait XRD-TK difraktogramı

Ekinciler Köyü civarında yapılan incelemede 24 adet örnek derlenmiş olup, bu yörede kireçtaşı, killi kireçtaşı, marn ve dolomit kayaçları saptanmıştır. Birimi temsil eden kayaçlarda kalsit, kuvars, feldispat, dolomit ve fillosilikat mineralleri

bulunmaktadır (Çizelge 5.4). Karababa Formasyonu'nda kayaç oluşturan minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi Çizelge 5.5'de verilmiştir. Kalsit, kuvars ve fillosilikat ve feldispat birimin hemen hemen tüm örneklerinde bulunurken; dolomit daha düşük bulunuş frekansına sahip minerallerdir. Birimi oluşturan minerallerin genel ortalama değerlerine göre; bollukları kalsit, fillosilikat, kuvars, feldispat ve dolomit biçiminde sıralanmaktadır. Dolomit ise düşük ortalamaya sahip mineraldir. Karababa Formasyonu'nda fillosilikat minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi Çizelge 5.6'da verilmiştir. Smektit ve illit fraksiyon yapılan tüm örneklerinde bulunurken; I-V, kaolinit ve paligorskit daha düşük bulunuş frekansına sahip minerallerdir. Birimi oluşturan fillosilikat minerallerin genel ortalama değerlerine göre; bollukları smektit, illit, I-V, kaolinit ve paligorskit biçiminde sıralanmaktadır.

Birimin yaygın litolojisini oluşturan volkanojenik (feldispat), bozunma/bozuşma (fillosilikatlar) ve kimyasal (kuvars, dolomit, kalsit) mineraller gözlenmektedir. Birimde fillosilikat minerallerini smektit, illit, kaolinit ve karışık tababakalı I-V mineralleri temsil etmektedir. Killi kireçtaşı olarak tanımlanan kayaçlarda kalsit + fillosilikat birliktelikleri yaygın olup, bu parajeneze feldispat ve kuvars mineralleri eşlik etmektedir. Bu kayaçlarda fillosilikat parajenezini ise smektit+illit, smektit+illit+kaolinit ve I-V+illit+kaolinit oluşturmaktadır. Smektit mineralleri normal piki (002) yüzeyine ait 12.1 Å ve fırınlı piki olan 10.1 Å yansıması ile ayırt edilmiştir (Şekil 5.4). Smektit minerallerine eşlik eden illitler ise (001) ve (002) yüzeylerine karşılık gelen 10.1 Å ve 5.0 Å da ortaya çıkan pikleri yardımıyla ayırt edilmiştir (Şekil 5.5).

Çizelge 5.4. Mardin-Mazıdağı yöresi Karababa Formasyonu'ndan alınan kayaçların XRD-TK ve KF sonuçları (%) (Ekinciler Köyü)

Örnek No	Tüm kayaç							Kil fraksiyon					Kayaç adı
	Cal	Dol	Qz	Fsp	Ps	Ap	O-CT	S	I	K	I-V	Pg	
MMK-20	95		5										Kireçtaşı
MMK -21	73		8	3	15			70	30				Kireçtaşı
MMK -22	65		9	6	20			65	35				Killi kireçtaşı
MMK -23	68		7	5	20			78	10	2		10	Killi kireçtaşı
MMK -24	70		5	5	20			87	13				Killi kireçtaşı
MMK -25	64		6	7	23			75	25				Killi kireçtaşı
MMK -26	80		4	4	12								Killi kireçtaşı
MMK -27	65		7	7	21			83	17				Killi kireçtaşı
MMK -28	57		10	8	25								Marn
MMK -29	68		6	5	21								Marn
MMK -30		90	10										Dolomit
MMK -31	68		8	5	22								Killi kireçtaşı
MMK -32	68		8	4	20			70	13	7	10		Killi kireçtaşı
MMK -33	71		8		21								Killi kireçtaşı
MMK -34	68		8	4	20			83	10		7		Killi kireçtaşı
MMK -35	95		5										Kireçtaşı
MMK -36	75		7	7	10								Killi kireçtaşı
MMK -37	66		7	7	20								Killi kireçtaşı
MMK -38	67		8	5	20								Killi kireçtaşı
MMK -39	65		9	4	22								Marn
MMK -40	70		8		22			70	23		7		Killi kireçtaşı
MMK -41	68		7	5	20								Killi kireçtaşı
MMK -42	65		7	5	23			81	10		9		Killi kireçtaşı

*İnce kesiti yapılan örnekler, Cal=Kalsit, Dol=Dolomit, Qz=Kuvars, Fsp=Feldispat, Ps=Fillosilikat, Ap=Apatit, Hm=Hematit, S=Smektit, Pg=Paligorskit, I=İllit, K=Kaolinit, I-V=Illit-vermikülit

Çizelge 5.5. Karababa Formasyonu'nda kayaç oluşturan minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%) (Ekinciler Köyü)

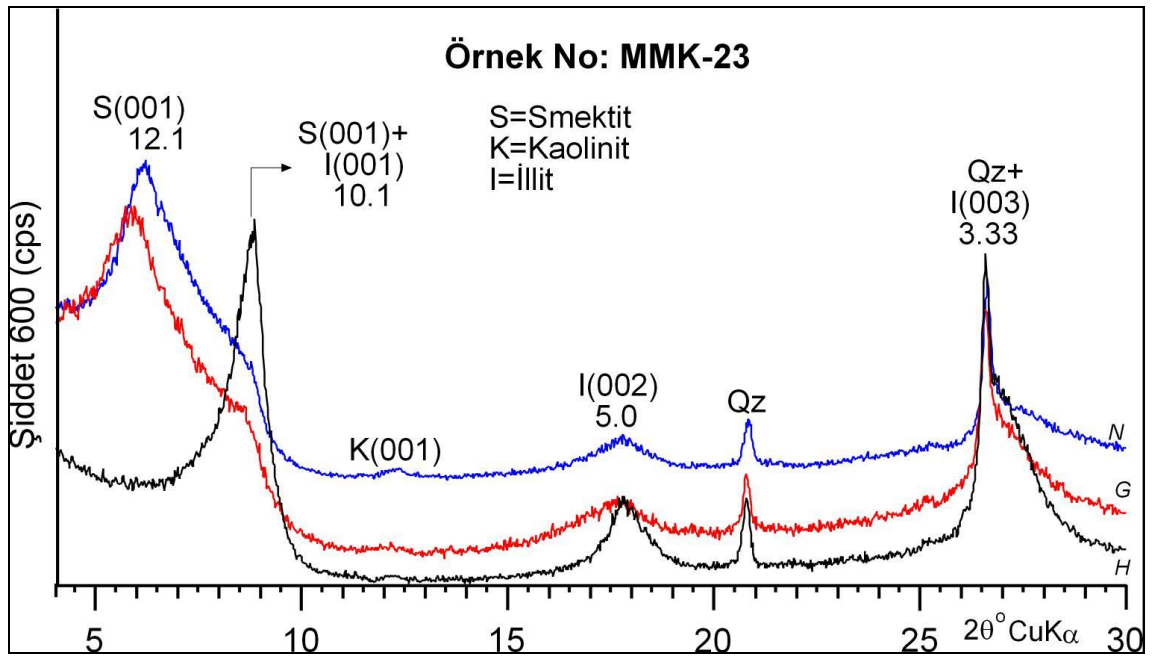
Mineral	Bulunuş Frekansı	En az	En çok	Aritmetik Ortalama	Genel Ortalama*
Kuvars	100	4	10	7	7
Feldispat	74	4	8	5	4
Fillosilikat	87	10	25	20	17
Kalsit	96	57	95	71	68
Dolomit	4	90	90	90	4
Toplam					100

*Genel Ortalama = Bulunuş Frekansı x Aritmetik Ortalama /100

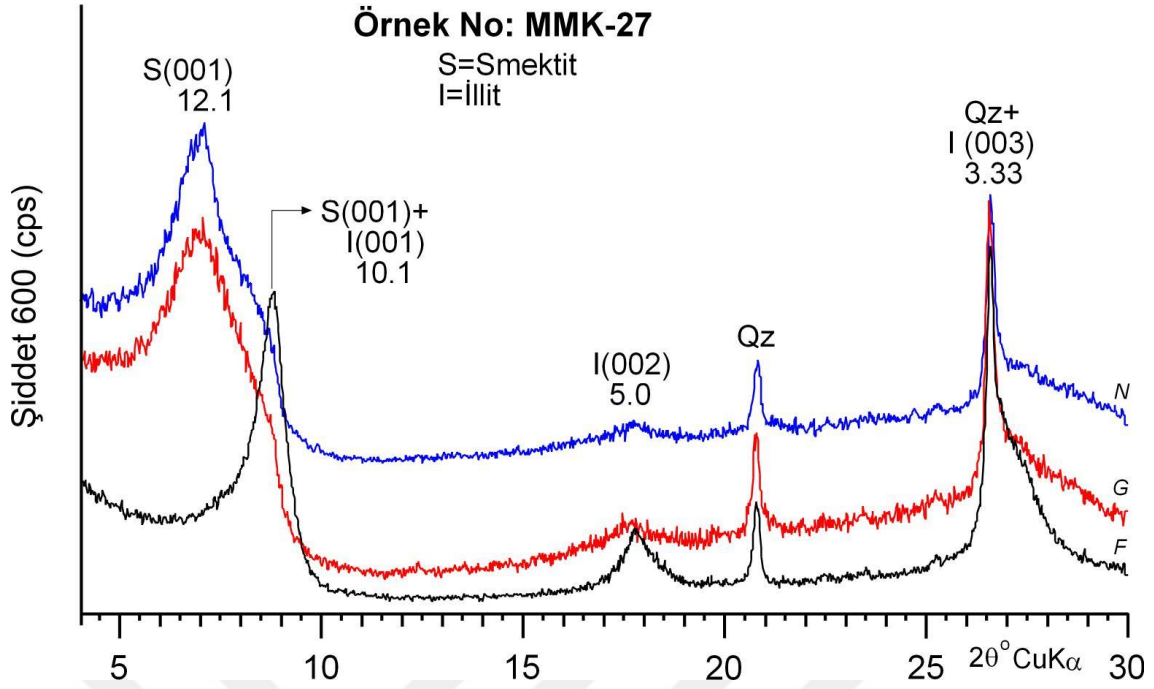
Çizelge 5.6. Karababa Formasyonu'nda fillosilikat minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%) (Ekinciler Köyü)

Mineral	Bulunış Frekansı	En az	En çok	Aritmetik Ortalama	Genel Ortalama*
Smektit	100	65	87	76	76
İllit	100	10	35	19	19
Kaolinit	20	2	7	5	1
Paligorskit	10	10	10	10	1
I-V	40	7	10	8	3
Toplam					100

*Genel Ortalama = Bulunış Frekansı x Aritmetik Ortalama /100



Şekil 5.4. Karababa Formasyonu killi kireçtaşı kayacında smektit ve kaolinit minerallerine ait XRD-KF difraktogramı



Şekil 5.5. Karababa Formasyonu killi kireçtaşı kayacında smektit ve illit minerallerine ait XRD-KF difraktogramı

Evciler Köyü civarında yapılan incelemede 57 adet örnek alınmış olup bu yörede çört, kireçtaşı, killi kireçtaşı ve marn türü kayaçlar saptanmıştır. Birimi temsil eden kayaçlarda kalsit, dolomit, kuvars, fillosilikat, feldispat ve opal-CT mineralleri bulunmaktadır (Çizelge 5.7). Kalsit ve kuvars birimin hemen hemen tüm örneklerinde bulunurken; fillosilikat, opal-CT, feldispat ve dolomit daha düşük bulunuş frekansına sahip minerallerdir (Çizelge 5.8). Birimi oluşturan minerallerin genel ortalama değerlerine göre; bollukları kalsit, kuvars, fillosilikat, opal-CT, feldispat ve dolomit biçiminde sıralanmaktadır. Dolomit ise ender gözlenen mineral türüdür. Fillosilikat mineralleri ise klorit, kaolinit ve karışık tabakalı I-V mineralleri temsil etmektedir. Karababa Formasyonu'nda bu seviyeye ait fillosilikat minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi Çizelge 5.9'da verilmiştir. Klorit ve I-V örneklerin hemen hemen tümünde bulunurken; paligorskit, kaolinit, illit ve C-V daha düşük bulunuş frekansına sahip minerallerdir. Birimi oluşturan fillosilikat minerallerin genel ortalama değerlerine göre; bollukları I-V, klorit, paligorskit, kaolinit, illit ve C-V biçiminde sıralanmaktadır.

Birimin yaygın litolojisini killi kayaçlarda volkanojenik (feldispat), bozunma/bozuşma (fillosilikatlar) ve kimyasal (kuvars, kalsit, dolomit, opal-CT) mineraller gözlenmektedir. Killi kayaçlarda kalsit + fillosilikat birlikteliği kalsitin 3.03 Å ve fillosilikatların 4.05 pikleri yardımıyla ayırt edilmiştir (Şekil 5.6). Diğer fillosilikat parajenezinde klorit+paligorskit ve buna eşlik eden illitler bulunmaktadır. Paligorskit

mineralleri XRD desenlerinde (001) yüzeyine ait normal ve glikollü piki 10.6 Å da ortaya çıkarken, fırınlı piki 10.1 Å a kadar düşmektedir (Şekil 5.7). Paligorskite ait diğer pik ise (200) yüzeyine ait 6.3 Å yansıması olarak ortaya çıkmıştır. Paligorskit mineralleri ayrıca farklı yörelerde daha önce tanımlanmış (Bozkaya ve Yalçın, 1992; Yalçın ve diğ., 2004) XRD-KF difraktogram desenleri ile karşılaştırılarak, karışık tabakalı minerallere ait hesaplanmış NEWMOD desenleri Şekil 5.8’de verilmiştir. Karışık tabakalı C-V mineralleri 50% klorit ve 50% illit bileşimine sahip NEWMOD desenleri ile uyumlu olup, paligorskit piklerinin de bu mineralin daha önce tanımlanmış çalışmaları benzer piklere sahip olduğu anlaşılmıştır.

Çizelge 5.7. Mardin-Mazıdağı yöresi Karababa Formasyonu’ndan alınan kayaçların XRD-TK ve KF sonuçları (%) (Evciler Köyü)

Örnek No	Tüm kayaç							Kil fraksiyon						Kayaç adı
	Cal	Dol	Qz	Fsp	Ps	Ap	O-CT	C-V	I-V	I	C	K	Pg	
MMK -43	3		66				31							Çört
MMK -44	5		57				38							Çört
MMK -45	2		82				16							Çört
MMK -46			67				33							Çört
MMK -47	100													Kireçtaşı
MMK -48	2		66				32							Çört
MMK -49	2		70				27							Çört
MMK -50			70				30							Çört
MMK -51	2		63				36							Çört
MMK -52	2		65				33							Çört
MMK -53	100													Kireçtaşı
MMK -54	2		66				32							Çört
MMK -55	70		8	4	18									Killi kireçtaşı
MMK -56	65		6	5	24									Killi kireçtaşı
MMK -57	63		8	4	23				70		30			Killi kireçtaşı
MMK -58	71		6	5	18									Killi kireçtaşı
MMK -59	61		9	7	23									Marn
MMK -60	64		7	5	24				69		31			Marn
MMK -61	62		8	7	23				70		30			Marn
MMK -62	70		7	6	17									Killi kireçtaşı
MMK -63	75		9	6	10									Killi kireçtaşı
MMK -64	70		9	4	17				82		18			Killi kireçtaşı
MMK -65	75		10	6	9									Killi kireçtaşı
MMK -66	68		9	6	17				69	16		5	10	Killi kireçtaşı

Çizelge 5.7. (devam ediyor).

Örnek No	Tüm kayaç							Kil fraksiyon						Kayaç adı
	Cal	Dol	Qz	Fsp	Ps	Ap	O-CT	C-V	I-V	I	C	K	Pg	
MMK -67	70		7	6	17									Killi kireçtaşı
MMK -68	70		8	4	16									Killi kireçtaşı
MMK -69	63		8	5	24				71		29			Marn
MMK -70	60		7	7	26				73		27			Marn
MMK -71	65		8	7	20									Marn
MMK -72	65		7	7	21									Killi kireçtaşı
MMK -73	98		2											Kireçtaşı
MMK -74	95		5											Kireçtaşı
MMK -75	94		6											Kireçtaşı
MMK -76	93		7											Kireçtaşı
MMK -77	70		8		22									Marn
MMK -78	10		90											Çört
MMK -79	64		8		28				60		20	10	10	Marn
MMK -80	61		7		32			19	8		23		50	Marn
MMK -81	74		4		22									Killi kireçtaşı
MMK -82	65	5	5		20									Marn
MMK -83	73		6		21				53		29	10	8	Marn
MMK -84	74		4		22									Marn
MMK -85	67		4	9	20				60		20	12	8	Marn
MMK -86	74		4		22				75		25			Marn
MMK -87	70		7		23						40	12	48	Marn
MMK -88	97		3											Kireçtaşı
MMK -89	98		2											Kireçtaşı
MMK -90	97		3											Kireçtaşı
MMK -91	97		3											Kireçtaşı
MMK -92	96		4											Kireçtaşı
MMK -93	95		5											Kireçtaşı
MMK -94	96		4											Kireçtaşı
MMK -95	97		3											Kireçtaşı
MMK -96	97		3											Kireçtaşı
MMK -97	96		4											Kireçtaşı
MMK -98	97		3											Kireçtaşı
MMK -99	97		3											Kireçtaşı
MMK -100	67		4	9	20									Marn

*İnce kesiti yapılan örnekler, Cal=Kalsit, Dol=Dolomit, O-CT=Opal-CT, Qz=Kuvars, Fsp=Feldispat, Ps=Fillo-silikat, Ap=Apatit, Pg=Paligorskit, I=İllit, K=Kaolinit, I-C=İllit-klorit, C-V=Klorit-vermikülit

Çizelge 5.8. Karababa Formasyonu’nda kayaç oluşturan minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%) (Evciler Köyü)

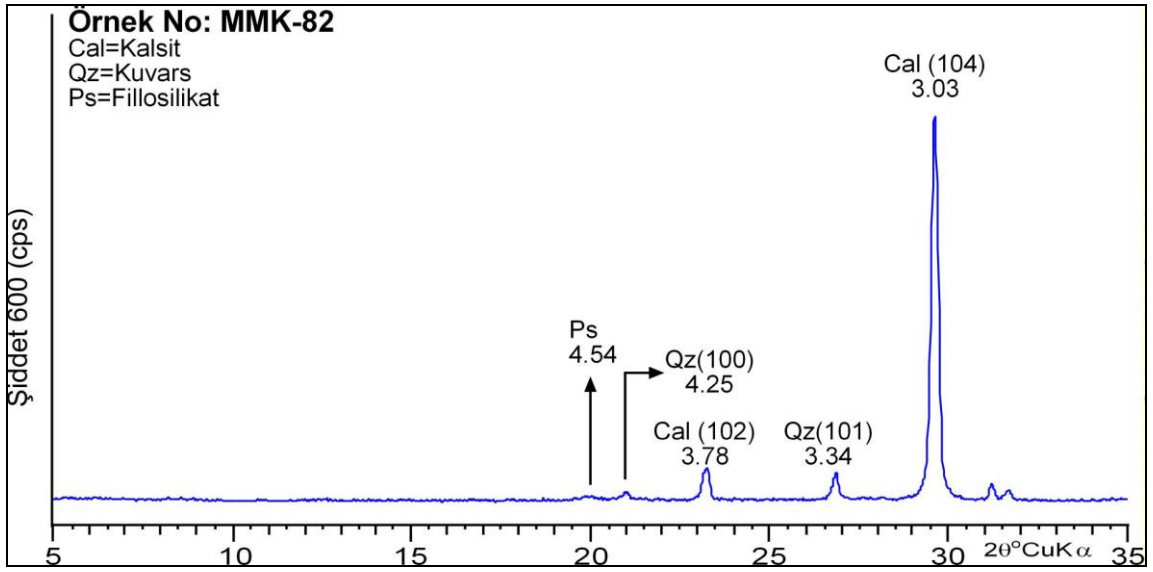
Mineral	Bulunuş Frekansı	En az	En çok	Aritmetik Ortalama	Genel Ortalama*
O-CT	17	16	38	31	5
Kuvars	97	2	90	18	17
Feldispat	34	4	9	6	2
Filloilikat	50	9	32	21	11
Kalsit	97	2	100	67	65
Dolomit	2	2	90	5	<1
Toplam					100

*Genel Ortalama = Bulunuş Frekansı x Aritmetik Ortalama /100

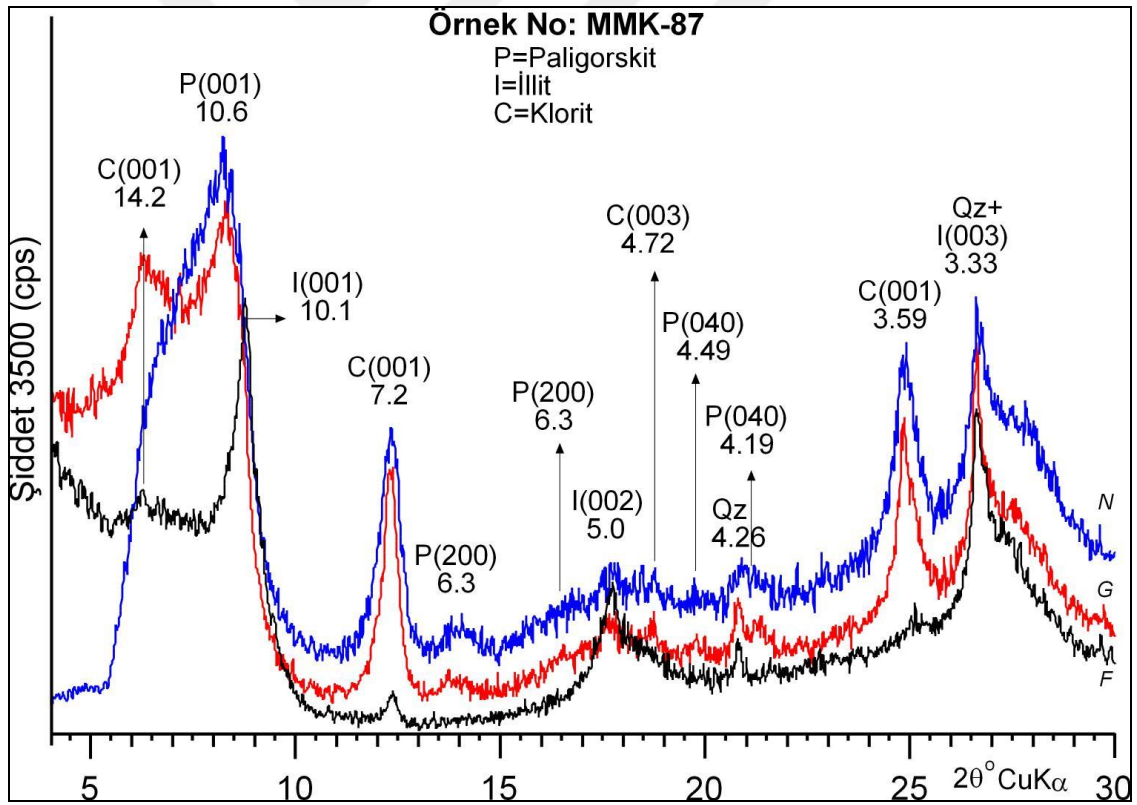
Çizelge 5.9. Karababa Formasyonu’nda fillilikat minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%) (Evciler Köyü)

Mineral	Bulunuş Frekansı	En az	En çok	Aritmetik Ortalama	Genel Ortalama*
İllit	8	16	16	16	1
Klorit	92	18	40	27	25
Kaolinit	38	5	12	10	4
Paligorskit	46	8	50	22	10
C-V	8	19	19	19	1
I-V	92	8	82	63	58
Toplam					100

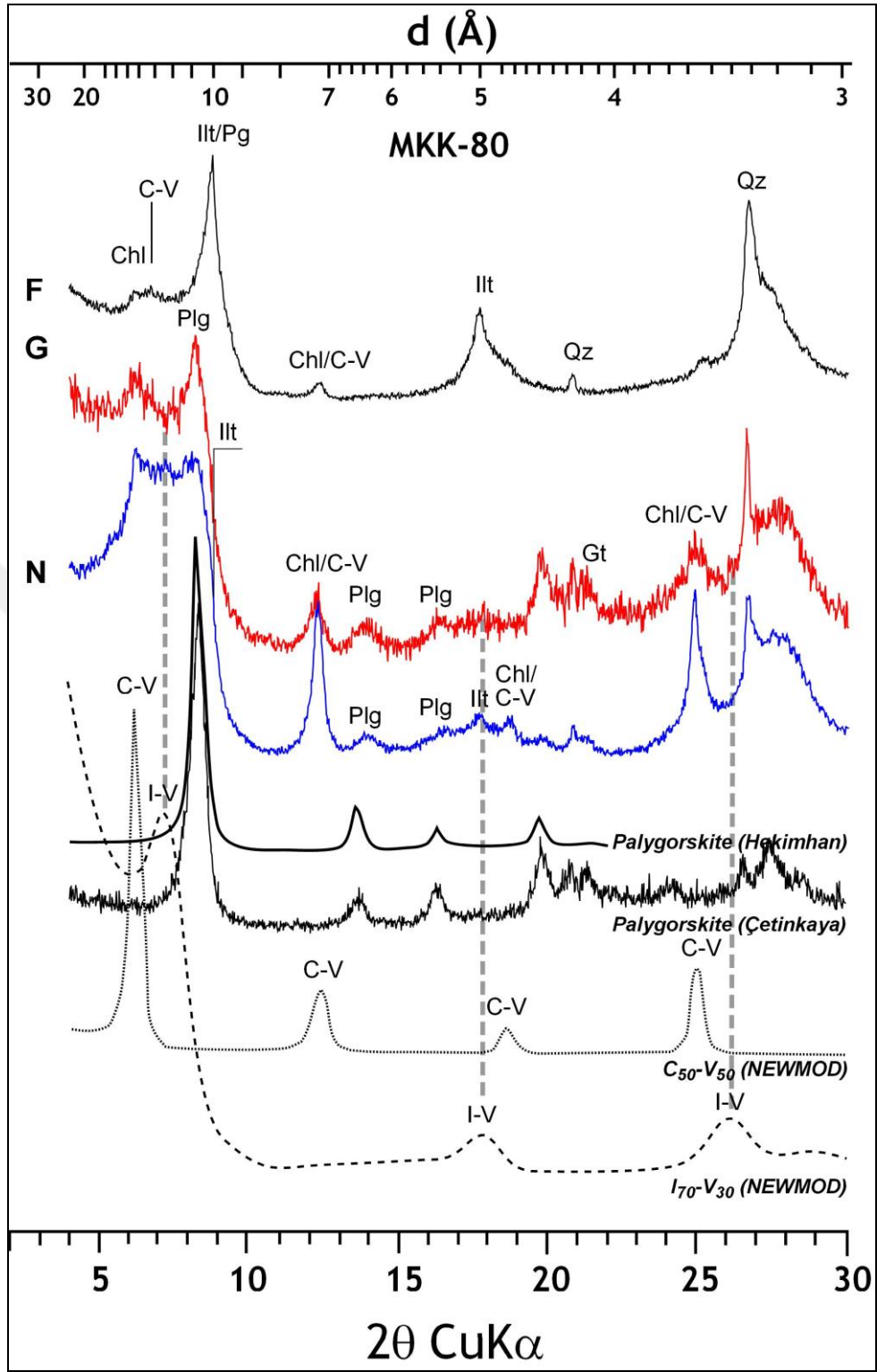
*Genel Ortalama = Bulunuş Frekansı x Aritmetik Ortalama /100



Şekil 5.6. Karababa Formasyonu marn kayacında kalsit ve kil minerallerine ait XRD-TK difraktogramı



Şekil 5.7. Karababa Formasyonu marn kayalarında paligorskit ve eşlikçi minerallere ait XRD-KF difraktogramı



Şekil 5.8. Karababa Formasyonu marn kayaçlarında paligorskit minerallere ait XRD-KF difraktogramı ve NEWMOD desenlerinin farklı bölgelerde saptanmış türleri ile karşılaştırılması.

6. MİNERALLERİN DİKEY DAĞILIMI

Bu bölümde Karababa Formasyonu üç farklı litoloji sunan üyelere ait dikey dağılımlar verilmiştir.

Fosfat içeren seviyeye ait Lokasyon I nolu kesite ait dikey dağılım Şekil 6.1' de verilmiştir. Birimde tümkayaç minerallerini apatit, kuvars, opal-CT, kalsit ve fillosilikat mineralleri temsil etmektedir.

Fosforit olarak adlandırılan bu kayaçlarda gözlenen apatit mineralleri 15-100% oranında bileşimi oluşturmaktadır. Bu bileşime yer yer kuvars, kalsit, opal-CT ve fillosilikat mineralleri eşlik etmektedir.

Kuvars mineralleri çört türü kayaçların ana bileşeni olup, 15-100% oranında bileşime katılmaktadır. Çört türü kayaçlar % 100 oranında kuvars mineralleri bulunmaktadır.

Kireçtaşlarının olduğu orta ve üst seviyelerde bu kayaçlar 100% oranında kalsit minerallerinden oluşmaktadır.

Opal-CT ise birimin üst seviyelerinde saptanmıştır. Bu mineraller 15-20% oranında parajeneze katılmaktadır.

Fillosilikat mineralleri, birimin orta-üst seviyelerinde bulunmaktadır. Bu mineraller 15-22% oranında parajeneze katılmaktadır.

Lokasyon II nolu kesite ait dikey dağılımlar Şekil 6.2' de verilmiştir. Birimde tümkayaç minerallerini kuvars, feldispat, kalsit, dolomit ve fillosilikat mineralleri temsil etmektedir. Kuvars mineralleri tüm seviyelerde bulunmakta olup, 10-20% arasında bileşime katılmaktadır.

Kalsit mineralleri ise bu kesitte belirlenen tüm seviyeleri ve parajenezi temsil eden ana mineral türünden biridir. Kalsit mineralleri bu kayaçlarda en düşük olarak 64% ve en yüksek olarak 95% oranında bileşime katılmaktadır.

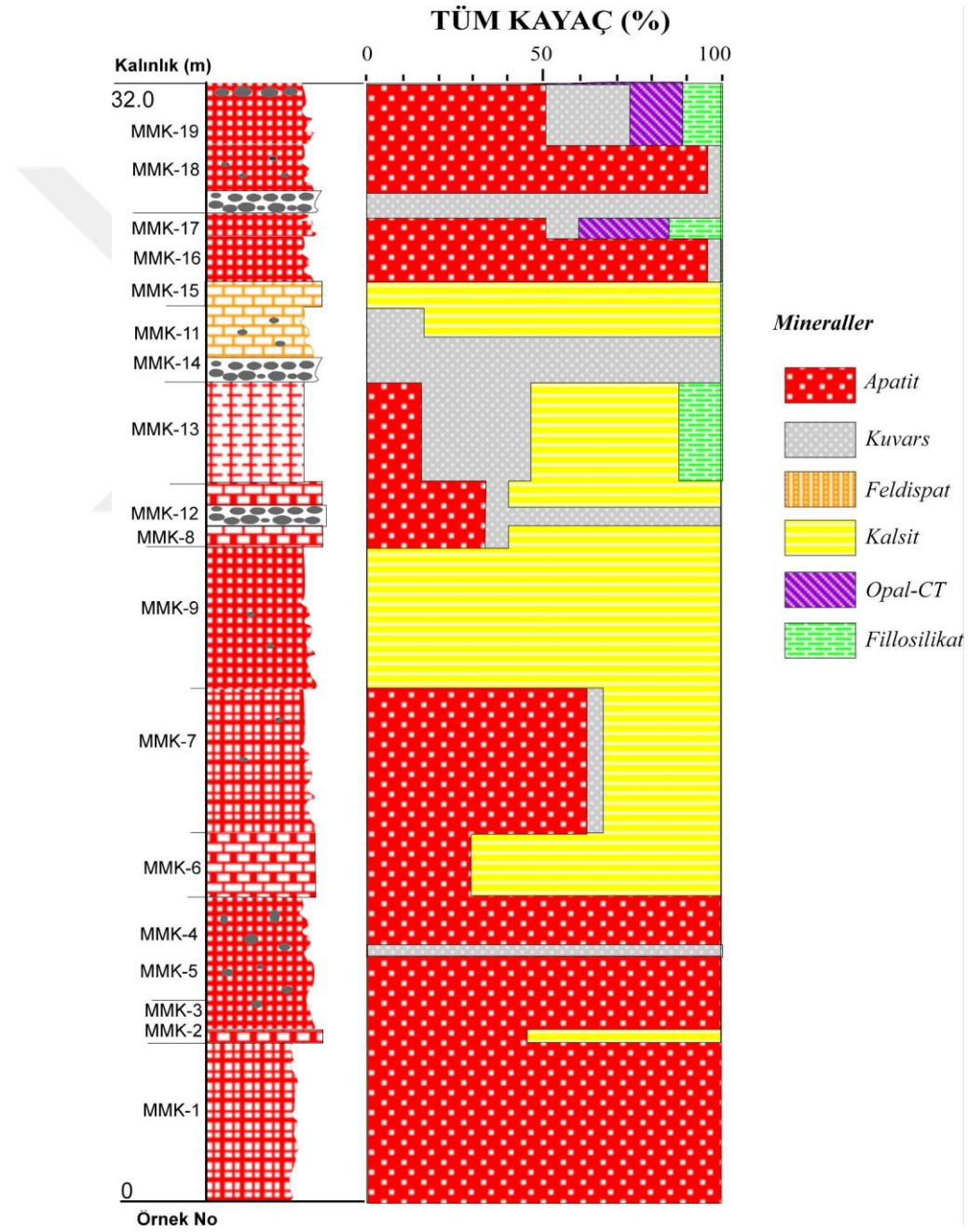
Karbonat minerallerinden diğer mineral türü olan dolomit ise sadece orta seviyede bir alanda gözlenmiş olup, dolomit olarak adlandırılan bu kayaçta 90% oranında bulunmaktadır.

Bu seviyede ortaya çıkan feldispat mineralleri ise 4-10% arasında değişen oranlarda bileşime oldukça düşük miktarda katıldığı belirlenmiştir.

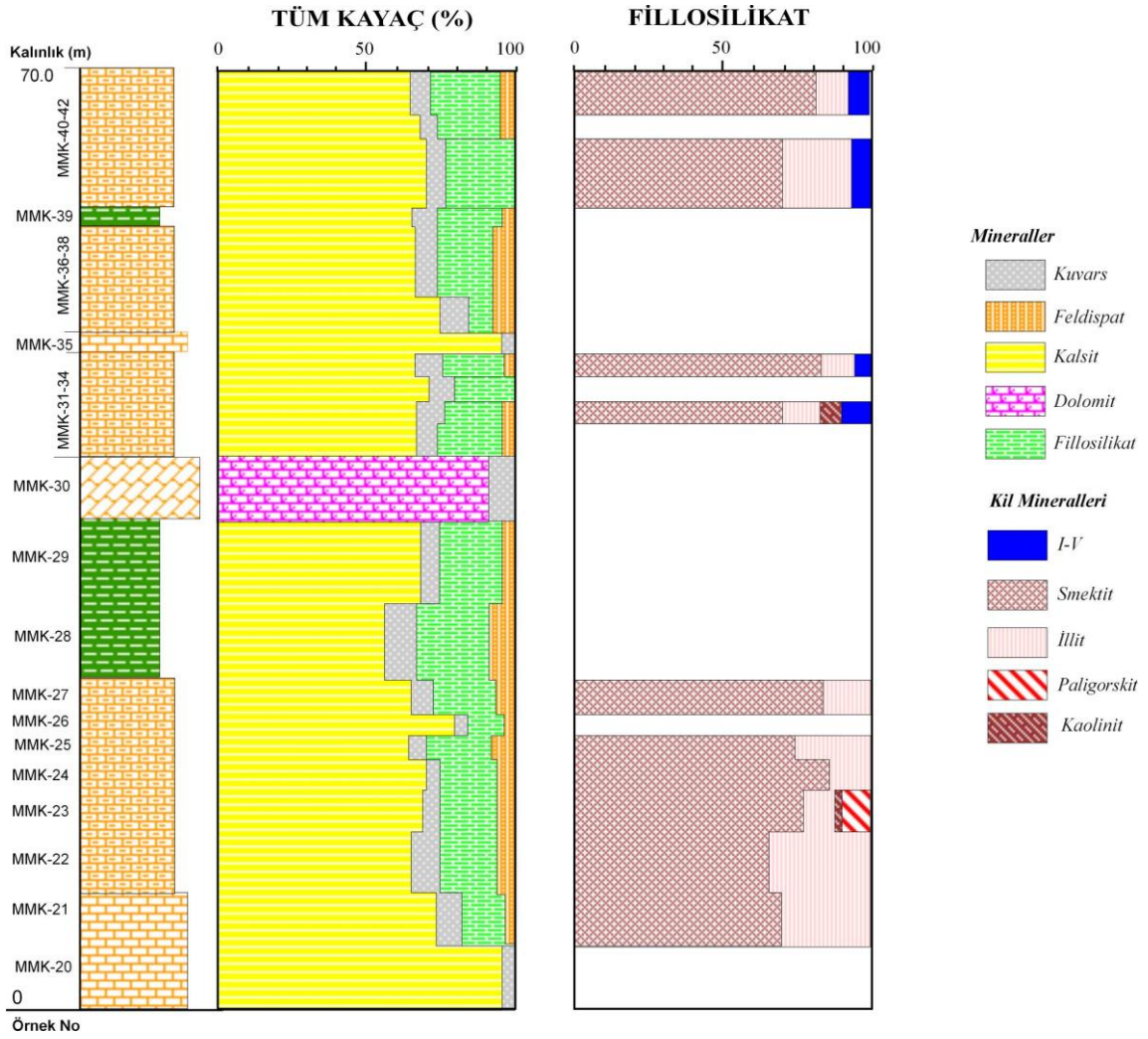
Fillosilikat mineralleri ise yaklaşık tüm seviyelerde gözlenen diğer mineral türü olup, 10-25 % arasında değişen oranlarda parajeneze katılmaktadır.

Bu kesitte fillosilikat mineralleri smektit, illit, paligorskit, kaolinit ve karışık tabakalı I-V mineralleri ile temsil edilmektedir. Kil/fillosilikat bileşiminin tanımlanması

için fraksiyon yapılan seviyelerde smektit mineralinin 65-87% değişen oranlarda tüm seviyelerde gözleendiği belirlenmiştir. Smektit mineraline eşlik eden diğer ana mineral türü ise illit olup, bu mineral 10-35% arasında değişen oranlarda bu minerallerle parajenezi oluşturmaktadır. Kaolinit alt ve orta seviyelerde iki alanda gözlenmiş olup, 2-7% oranında bulunmaktadır. Paligorskit minerali ise sadece bir seviyede gözlenmiş olup, taban seviyesinde 10 % oranında saptanmıştır.



Şekil 6.1. Karababa Formasyonu Lokasyon I kesitine ait tümkayaç bileşimine ait minerallerin dikey dağılımları



Şekil 6.2. Karababa Formasyonu B üyesine ait tümkayaç ve fillosilikat bileşimine ait minerallerin dikey dağılımları.

Lokasyon III nolu kesite ait dikey dağılımlar Şekil 6.3' de verilmiştir. Birimde tümkayaç minerallerini kuvars, feldispat, kalsit, dolomit, opal-CT ve fillosilikat mineralleri temsil etmektedir. Kuvars mineralleri tüm seviyelerde bulunmakta olup, özellikle tabanda çörtlü seviyelerde 57-82%, orta ve üst seviyelerde ise 2-10% arasında bileşime katılmaktadır.

Kalsit mineralleri ise bu kesitte yine belirlenen tüm seviyeleri ve parajenezi temsil eden ana mineral türünden biridir. Kalsit mineralleri orta ve üst seviyelerde en düşük olarak 2% ve en yüksek olarak 100% oranında bileşime katılmaktadır.

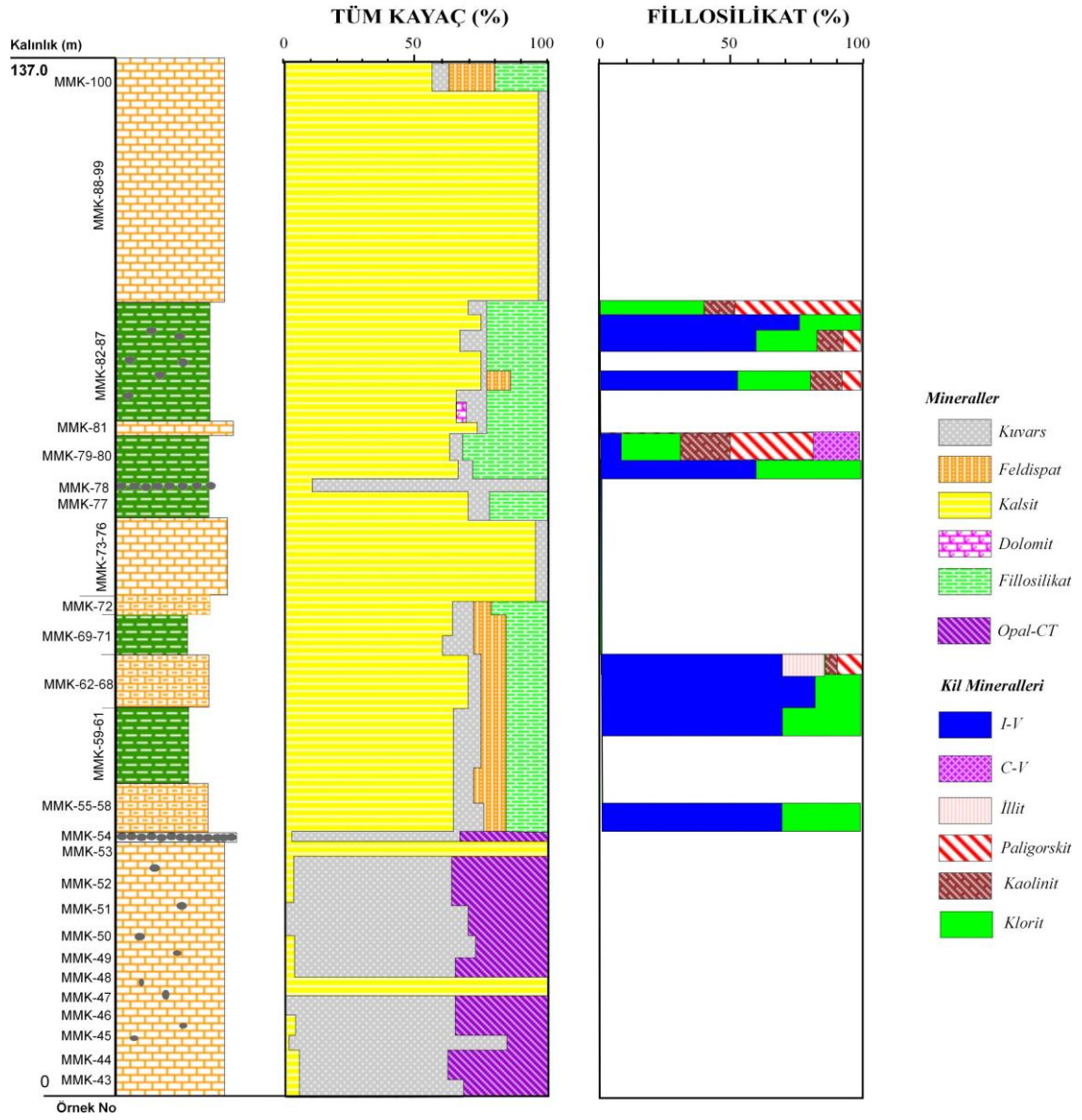
Karbonat minerallerinden diğer mineral türü olan dolomit ise sadece üst seviyede bir alanda gözlenmiş olup, bu kayaçta 5% gibi oldukça düşük oranda bulunmaktadır.

Bu lokasyonda sadece orta seviyelerde ortaya çıkan feldispat mineralleri ise 4-7 % arasında değişen oranlarda lokasyon II de olduğu gibi bileşime oldukça düşük miktarda katıldığı belirlenmiştir.

Fillosilikat mineralleri ise orta ve üst seviyelerde gözlenen diğer mineral türü olup, 9-32% arasında değişen oranlarda parajeneze katılmaktadır.

Opal-CT minerali içeren alt seviyelerde bu mineral 16-38 % arasında değişen oranlarda çört türü kayaçların ana parajenezini temsil etmektedir.

Bu lokasyonda klorit, kaolinit, illit, paligorskit, karışık tabakalı I-V ve C-V fillosilikat mineralleri fillosilikatları temsil edilmektedir. İnceleme alanında fillosilikatları ise karışık tabakalı I-V, klorit, kaolinit, paligorskit, illit ve C-V mineralleri temsil etmektedir. I-V minerali tüm fraksiyon seviyelerinde farklı oranlarda bulunan ana mineral türüdür. Bu minerale klorit, yer yer kaolinit ve paligorskit eşlik etmektedir. İllit ve C-V sadece birer seviyede gözlenmiştir. Fillosilikat parajenezi açısından paligorskitlerin gözlenmesi bu seviyeler için tipiktir. Fraksiyon yapılan seviyelerde karışık tabakalı I-V minerali 8-82 % değişen oranlarda gözlemlendiği belirlenmiştir. Klorit minerali diğer ana mineral türü olup, bu mineral 18-40 % arasında değişen oranlarda I-V minerali ile parajeneze katılmaktadır. Kaolinit alt ve orta seviyelerde gözlenmekte olup, 5-12% oranında bulunmaktadır. Paligorskit minerali ise orta seviyelerde 8-50% arasında değişen oranlarda saptanmıştır. C-V minerali ise sadece bir seviyede 19% oranında belirlenmiştir. Fillosilikat parajenezi açısından paligorskitlerin gözlenmesi bu seviyeler için tipiktir.



Şekil 6.3. Karababa Formasyonu C üyesine ait tümkayaç ve fillosilikat bileşimine ait minerallerin dikey dağılımları

7.JEOKİMYA

7.1. Kil Mineralleri

Bu çalışmada Apsiyen-Alt Kampaniyen yaşlı Karababa Formasyonu'nda safa yakın seçilmesine dikkat edilmiş kil/fillosilikat miktarı yüksek olan kayalardan toplam 6 adet fillosilikat/kil mineralini temsil eden (smektit) örneklerinde analiz yapılmış olup, ideal muskovit bileşimin çıkarılarak hesaplanmış ana element içerikleri ile yapısal formülleri Çizelge 7.1'de sunulmuştur. Smektit (S) için yapısal formülü toplam 11 oksijen atomuna göre hesaplanmıştır (Weaver ve Pollard, 1973). Kil minerallerine ait eser (iz) element derişimleri ise ppm cinsinden Çizelge 7.2 de verilmiştir.

Çizelge 7.1. Karababa Formasyonu fillosilikat (smektit) minerallerinin ana element kimyasal bileşimi (%) ve yapısal formülleri (ideal muskovit-dışı)

Mineral	Smektit					
Örnek No	MMK-23	MMK-27	MMK-32	MMK-34	MMK-42	MMK-66
SiO ₂	59.58	58.58	61.26	60.58	59.42	59.76
TiO ₂	1.20	1.38	1.03	1.04	1.03	1.08
Al ₂ O ₃	15.29	13.90	17.98	17.72	17.36	19.33
ΣFe ₂ O ₃	6.89	9.14	6.38	6.13	6.58	4.02
MnO	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01
MgO	4.06	3.73	2.84	2.98	2.73	2.34
CaO	1.24	0.88	0.56	0.46	0.47	0.60
Na ₂ O	0.10	0.28	0.31	0.46	0.38	0.15
K ₂ O	3.01	3.32	2.63	2.64	2.52	2.97
P ₂ O ₅	0.23	0.10	0.08	0.06	0.06	0.06
LOI	8.15	8.20	6.80	7.65	8.91	9.50
Toplam	99.78	99.54	99.89	99.74	99.88	99.82
Tetrahedral						
Si	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
T.Y.	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Oktahedral						
Al	1.21	1.12	1.39	1.38	1.37	1.53
Ti	0.06	0.07	0.05	0.05	0.05	0.05
Fe	0.35	0.47	0.31	0.31	0.33	0.20
Mg	0.41	0.38	0.28	0.29	0.27	0.23
O.Y.	0.26	0.19	0.14	0.15	0.16	0.15
T.O.K.	2.03	2.04	2.03	2.03	2.02	2.01
Yapraklararası						
Ca	0.09	0.06	0.04	0.03	0.03	0.04
Na	0.01	0.04	0.04	0.06	0.05	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Y.A.Y.	0.24	0.21	0.12	0.12	0.11	0.10
T.Y.Y.	0.26	0.19	0.14	0.15	0.16	0.15

ΣFe₂O₃: Toplam demir. LOI: Ateşte kayıp. TC: Tetrahedral yük. TOC: Toplam oktahedral katyon. OC: Oktahedral yük. ILC: Tabaka arası yük. TLC: Toplam tabaka yükü.

Çizelge 7.2. Karababa Formasyonu smektit minerallerinin eser (iz) element kimyasal bileşimleri (ppm)

Element	MMK-23	MMK-27	MMK-32	MMK-34	MMK-42	MMK-66
Cr	249	246	178	171	178	178
Ni	252	291	192	179	169	56
Co	16	17.4	12.4	13	10.6	7.5
Sc	15	15	11	10	11	12
V	210	225	160	161	161	169
Cu	74.5	117.3	88.3	84.3	83.4	64.1
Pb	16.9	27.5	24.5	25.9	22.2	18
Zn	391	506	393	398	331	355
Bi	0.1	0.2	0.1	0.2	0.1	0.1
Cd	3.1	0.2	1.2	0.5	0.2	0.1
Sn	2	2	2	2	2	2
W	2.5	4.8	3	3.6	2.4	4.3
Mo	0.4	2	0.8	1	0.8	0.8
As	1.1	3.2	2.5	2.4	3.6	0.9
Se	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Sb	0.2	0.7	0.4	0.5	0.6	0.2
Be	1	2	4	2	2	1
Ag	0.3	0.5	0.2	0.3	0.7	0.2
Au	2.9	3.8	2.7	5.6	1.9	10
Hg	0.05	0.1	0.06	0.05	0.03	0.04
Rb	94	90	77	77.3	78.4	86
Cs	6.3	6	4.8	5.3	4.9	5.8
Ba	94	106	96	106	92	85
Sr	86.4	83.9	69.6	69.9	59.8	58.8
Tl	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Ga	18.8	17.7	13.4	14.6	14.5	14.2
Ta	1.7	1.9	1.5	1.5	1.4	1.5
Nb	26.3	31.9	25	25.2	23.9	23.9
Hf	3.9	4.1	3.3	3.6	3.3	3.5
Zr	151.9	177.9	137.9	142.5	136.6	137
Y	8.6	10.4	9	8.1	7.8	6.6
Th	4.3	5.4	4.4	3.8	3.7	3
U	2.6	3.4	2.7	2.8	2.8	2.7
La	12.4	15.2	11.8	10.7	9.5	9.6
Ce	20.1	24	19.1	18.1	16.4	14.7
Pr	2.01	2.44	1.84	1.75	1.59	1.44
Nd	7.2	8.6	6.2	5.5	5.3	5
Sm	1.14	1.48	1.03	0.97	0.82	0.87
Eu	0.27	0.32	0.26	0.21	0.21	0.17
Gd	1.14	1.33	1.02	0.85	0.94	0.75
Tb	0.19	0.24	0.18	0.17	0.17	0.14
Dy	1.43	1.78	1.29	1.15	1.16	0.96

Çizelge 7.2. (devam ediyor)

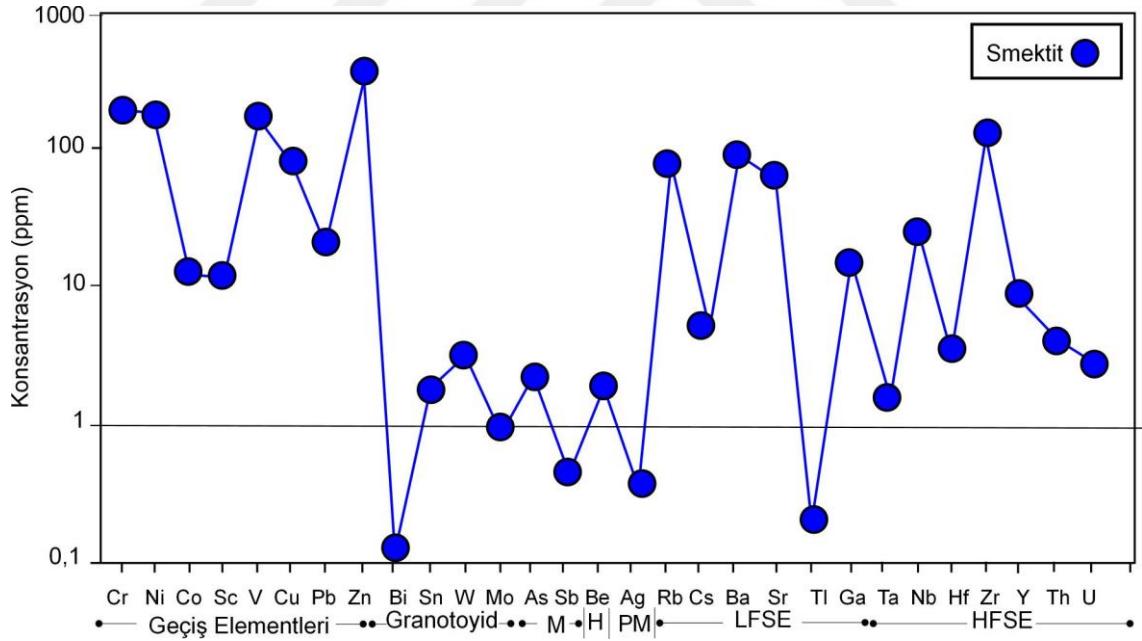
Element/ Örnek	MMK- 23	MMK- 27	MMK- 32	MMK- 34	MMK- 42	MMK- 66
Ho	0.31	0.38	0.31	0.33	0.29	0.26
Er	1.06	1.4	1.09	0.96	0.96	0.85
Tm	0.17	0.21	0.16	0.17	0.16	0.13
Yb	1.28	1.43	1.23	1.2	1.2	1.08
Lu	0.21	0.24	0.19	0.18	0.19	0.17

Karababa Formasyonu kil minerallerinin ortalama eser element konsantrasyonları Şekil 7.1’de sunulmaktadır. Elde edilen verilere göre; toplam eser element derişimlerinde logaritmik olarak yaklaşık 1000 kat zenginleşme, 10 kat fakirleşme gözlenmekte olup; minerallerin toplam eser element değerleri 1578 ppm olarak saptanmıştır. Uç değerler dışında ortalama derişimlere göre; geçiş metalleri (Cu, Zn); W (granitoyid elementleri); As (karışık davranışlı elementler); Be (halojen); Rb, Ba, Sr ve Ga (kalıcılığı düşük elementler); Ta, Nb ve Zr (kalıcılığı yüksek elementler) elementleri bu minerallerde pozitif anomali sergilemektedir. Ayrıca Co, Sc, Pb, Bi, Mo, Sb, Ag, Cs, Tl, Ta ve Hf elementleri negatif anomali göstermektedir.

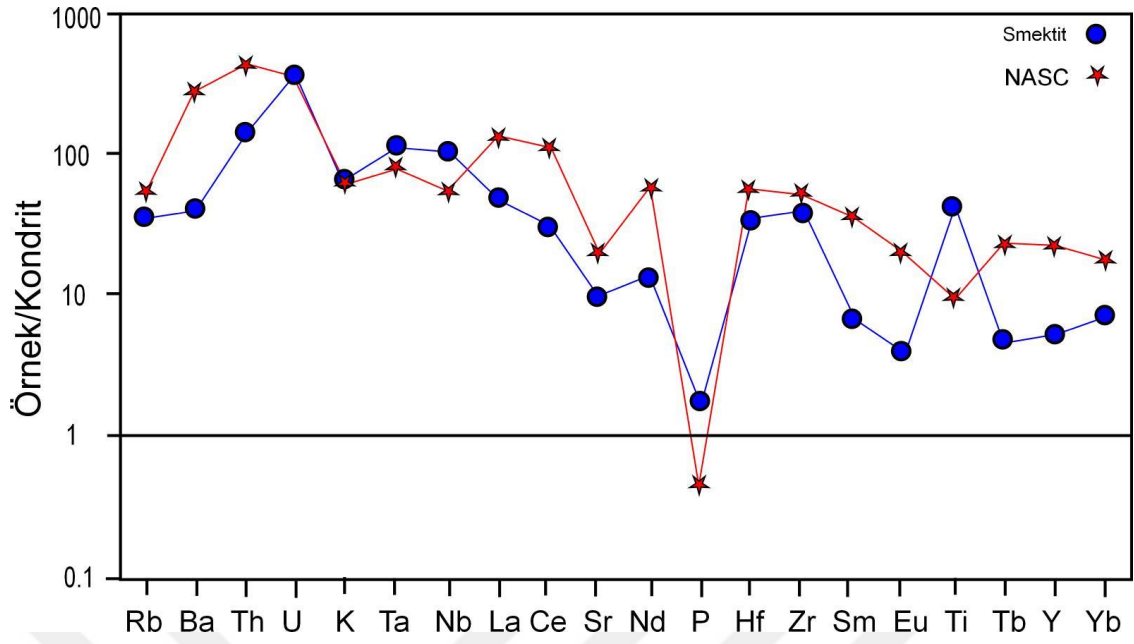
Fillosilikat minerallerinin ortalama değerleri alınarak kondrit değerlerine (Sun ve Mcdonough, 1989) göre normalize edilerek iz element dağılımı Şekil 7.2’de incelenmiştir. NASC için Nb ve Y element değerleri Condie’den (1993); diğer elementler ise Gromet ve diğ.’den (1984) çalışmalarından alınmıştır. İz element değerleri kondrit bileşimi ile karşılaştırıldığında; türediği kayaç, mineral ve element türlerine göre zenginleşme-fakirleşmeler izlenmekle birlikte, örneklerde ortalama değerlerden elde edilen desenler NASC’den farklı dağılım göstermektedir. Fillosilikat/kil mineralleri kondrit değerlerinden tipik ayrımlaşarak, Karababa Formasyonu’na ait kil minerallerinin ortalama iz element derişimleri U, Ta, Nb ve Ti oranları hariç diğer örneklerin tümünde NASC’ten daha düşük derişimlere sahiptir. Elementlerin kondrit normalize toplam derişimleri (ppm) sırasıyla uranyum için 254.17, Ta için 62.96, Nb için 105.83 ve Ti için 42.24 ppm olarak NASC e göre daha yüksek derişime sahiptir. Fillosilikat/kil mineralleri U, Ta, Nd ve Ti elementleri için pozitif; K, Sr, P ve Eu için negatif anomaliye sahiptir.

İz element değerlerinin ortalaması alınan fillosilikat/kil minerallerinin Nadir Toprak Element (REE) değerleri kondrite (Sun ve Mcdonough, 1989) göre normalize edilerek element derişimleri karşılaştırılmıştır (Şekil 7.3). Bu diyagramda Kuzey Amerikan Şeylleri (North American Shale Composite-NASC) değerleri (Ho ve Tm elementleri için Haskin ve diğ., 1968; diğer elementler için Gromet ve diğ., 1984) de eklenerek karşılaştırma yapılması amaçlanmıştır. Kondrit değerlerine göre, minerallerin iz element bileşimlerinin desenleri birbirinden ve NASC'ten ayrılmakta ve belirgin ayrımlaşma ve tüketilmeyi göstermektedir.

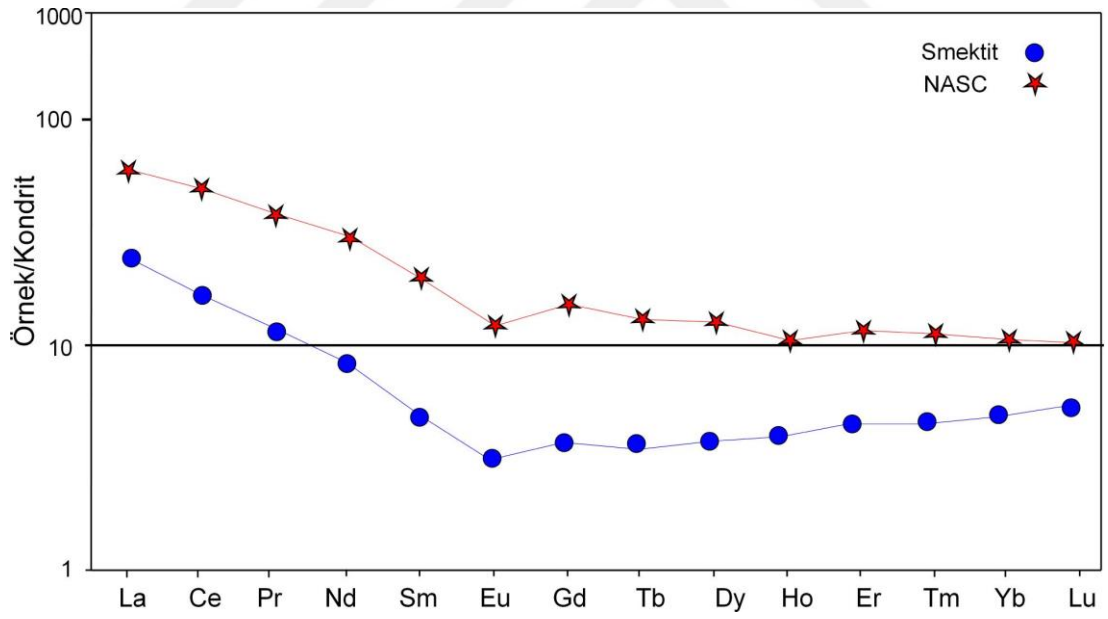
Tüm fillosilikat/kil minerallerinin REE içerikleri NASC'ten düşük, kondrite göre ise artış göstermektedir. Kil minerallerinin toplam REE konsantrasyonu 138.05-223.81 ppm arasında olup, ortalama derişim 171.61 ppm olarak belirlenmiştir. Ayrıca kil minerallerinin LREE'in bollukları, HREE'e göre bir azalma göstermektedir. Fillosilikat/kil minerallerinde La-Lu konsantrasyonu için 60-5 kat zenginleşme görülmektedir. Eu elementi NASC ve diğer tüm kil minerallerinde kısmen negatif anomaliye sahiptir.



Şekil 7.1. Fillosilikat/kil minerallerinde eser elementlerin içeriklerine göre dağılımı (M=Karışık davranışlı elementler, H=Halojen, PM=Değerli metaller, LFSE=Kalıcılığı düşük elementler, HFSE=Kalıcılığı yüksek elementler)



Şekil 7.2. Fillosilikat/kil minerallerinin kondrit-normalize iz element desenleri (Kondrit: Sun ve Mcdonough, 1989; NASC için Nb ve Y: Condie, 1993; diğer elementler: Gromet ve diğ., 1984)



Şekil 7.3. Fillosilikat/kil minerallerinin kondrit-normalize REE bollukları (NASC: Ho ve Tm elementleri Haskin ve diğ., 1968, diğer elementler Gromet ve diğ., 1984; Kondrit: Sun ve Mcdonough, 1989)

7.2.Apatit Mineralleri

Karababa Formasyonu fosfat içeren kayalarda saptanan ve tanımlanan karbonatflorapatit minerallerine ait ana element kimyasal bileşimi Çizelge 7.3 de verilmiştir. İz element derişimlerine göre saptanan sonuçlar ise Çizelge 7.4 de verilmektedir.

Çizelge 7.3. Karababa Formasyonu apatit minerallerinin ana element kimyasal bileşimi (%)

Oksit (%)/ Örnek No	MMK-3	MMK-4
SiO ₂	0.87	0.70
TiO ₂	0.02	0.01
Al ₂ O ₃	0.22	0.10
Fe ₂ O ₃	0.10	0.06
MnO	0.01	0.01
MgO	0.19	0.19
CaO	54.95	54.8
Na ₂ O	0.73	0.77
K ₂ O	0.03	0.03
P ₂ O ₅	35.19	35.62
LOI	7.40	7.40
Toplam	99.71	99.69

Çizelge 7.4. Karababa Formasyonu apatit minerallerinin iz element kimyasal bileşimleri (ppm)

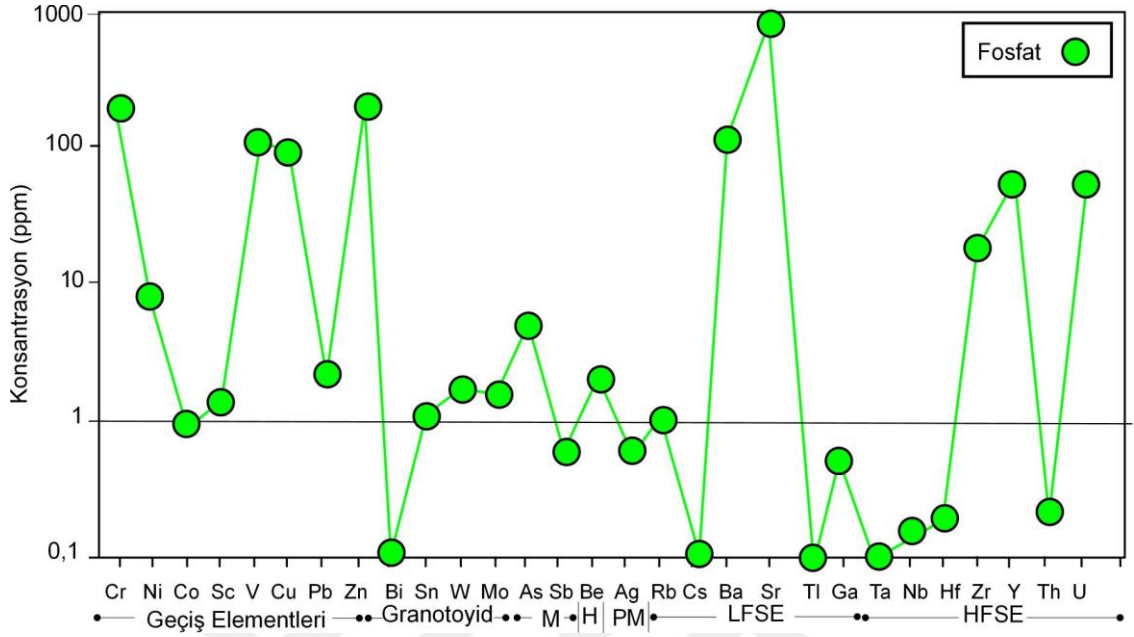
Element/ Örnek No	MMK- 3	MMK- 4	Element/ Örnek No	MMK-3	MMK-4	Element/ Örnek No	MMK- 3	MMK- 4
Cr	205	198	Be	3.0	1.0	U	57.1	54.1
Ni	10.7	6.0	Ag	0.6	0.6	La	16.3	16.2
Co	0.7	1.2	Au	1.5	5.6	Ce	4.6	5.7
Sc	2.0	1.0	Hg	0.03	0.04	Pr	1.75	1.84
V	111	116	Rb	1.2	1.0	Nd	8.0	7.8
Cu	65.4	100.5	Cs	0.1	0.1	Sm	1.47	1.31
Pb	2.4	2.1	Ba	110	119	Eu	0.37	0.37
Zn	228	184	Sr	1501	1524	Gd	2.53	2.28
Bi	0.1	0.1	Tl	0.1	0.1	Tb	0.38	0.37
Cd	5.3	13.6	Ga	0.5	0.5	Dy	2.69	2.63
Sn	1.0	1.0	Ta	0.1	0.1	Ho	0.77	0.73
W	1.3	2.2	Nb	0.1	0.2	Er	2.48	2.46
Mo	1.6	1.4	Hf	0.2	0.2	Tm	0.35	0.35
As	5.3	4.7	Zr	19.3	20	Yb	2.35	2.26
Se	1.0	0.9	Y	54.8	50.9	Lu	0.4	0.39
Sb	0.6	0.5	Th	0.2	0.2			

Karababa Formasyonu apatit minerallerinin eser element konsantrasyonları Şekil 7.4’de sunulmaktadır. Elde edilen verilere göre; toplam eser element derişimlerinde logaritmik olarak zenginleşme oranı 1000 kat, fakirleşme oranı ise 10 kat gözlenmekte olup; minerallerin toplam eser element değerleri 2391-2411 ppm arasında değişmektedir. Ortalama derişimler geçiş metalleri (V, Cu, Zn); granitoyid elementi W; karışık davranışlı element As; halojen Be; kalıcılığı düşük elementler Ba, Sr ve Ga; kalıcılığı yüksek elementler Zr, Y ve U ve P (fosfat) minerallerinde pozitif anomali sergilemektedir. Ayrıca Co, Sc, Pb, Bi, Mo, Sb, Cs, Tl, Ta, Th ve Hf elementleri negatif anomali göstermektedir. Apatit minerallerinin ortalama değerleri alınarak kondrit değerlerine (Sun ve Mcdonough. 1989) göre normalize edilmiş iz element dağılımı Şekil 7.5’de incelenmiştir. NASC için Nb ve Y element değerleri Condie’den (1993); diğer elementler ise Gromet ve diğ.’den (1984) çalışmalarından alınmıştır. İz element değerleri kondrit bileşimi ile karşılaştırıldığında; köken kayaç, minerallere ve elementlere göre zenginleşme-fakirleşmeler gözlenmekle birlikte, örneklerin ortalama desenleri NASC’den belirgin olarak ayrılmaktadır. Karababa Formasyonu’na ait apatit minerallerinin ortalama iz element bileşimleri U, Sr, P ve Y element derişimleri hariç tümünde NASC’ten daha düşük derişimlere sahiptir. Elementlerin kondrit normalize toplam derişimleri (ppm) sırasıyla uranyum için 6950.00, Sr için 208.33, P için 664.98 ve Y için 33.66 ppm olarak NASC den daha yüksek miktarlara sahiptir. Apatit mineralleri Ba, U, Ta, La, Sr, P, Sm ve Y elementleri için pozitif; Th, K, Nb, Ce, Nd ve Hf için negatif anomaliye sahiptir.

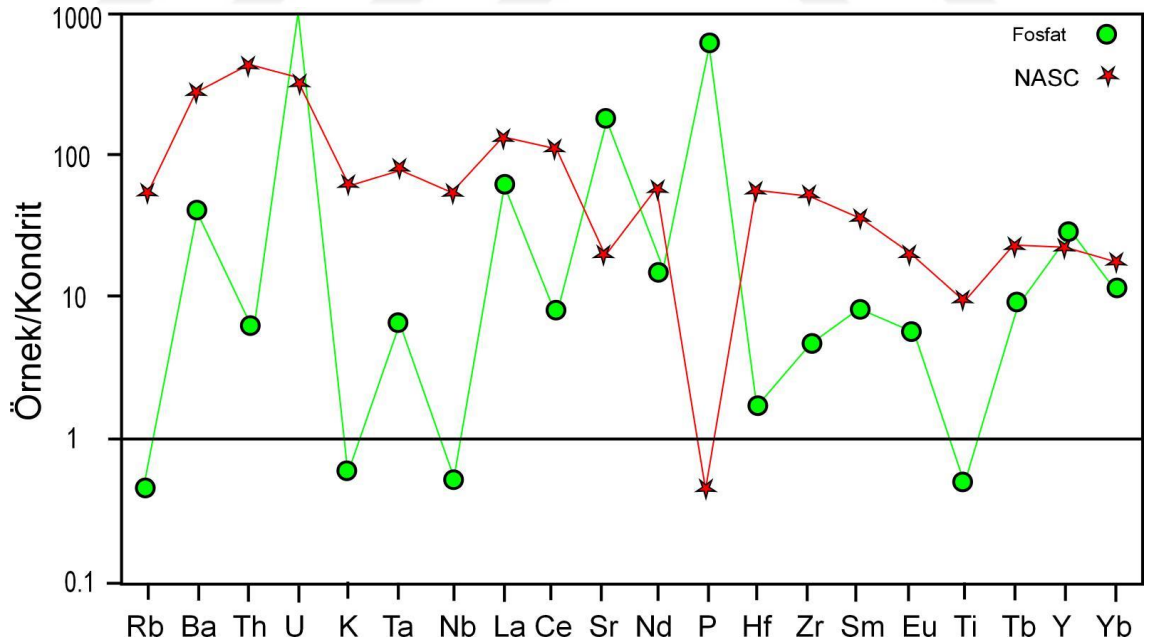
İz element değerlerinin ortalaması alınan apatit minerallerinin Nadir Toprak Element (REE) değerleri kondrite (Sun ve Mcdonough, 1989) göre normalize edilerek element derişimleri karşılaştırılmıştır (Şekil 7.6). Bu diyagramda Kuzey Amerikan Şeyl (North American Shale Composite-NASC) değerleri (Ho ve Tm elementleri için Haskin ve diğ., 1968; diğer elementler için Gromet ve diğ., 1984) de eklenerek karşılaştırma yapılması amaçlanmıştır. Kondrit değerlerine göre, minerallerin iz element bileşimlerinin desenleri birbirinden ve NASC’ten ayrılmakta ve belirgin ayrımlaşma ve tüketilmeyi göstermektedir.

Apatit minerallerinin REE içerikleri NASC’ten düşük olmakla birlikte, kondrite göre artış sergilemektedir. Apatit minerallerinin toplam REE konsantrasyonu 230.16-232.78 ppm arasında olup, ortalama 231.47 ppm değerindedir. Apatit minerallerinin LREE’in derişimleri. HREE’e göre bir azalma göstermektedir. Apatit minerallerinde

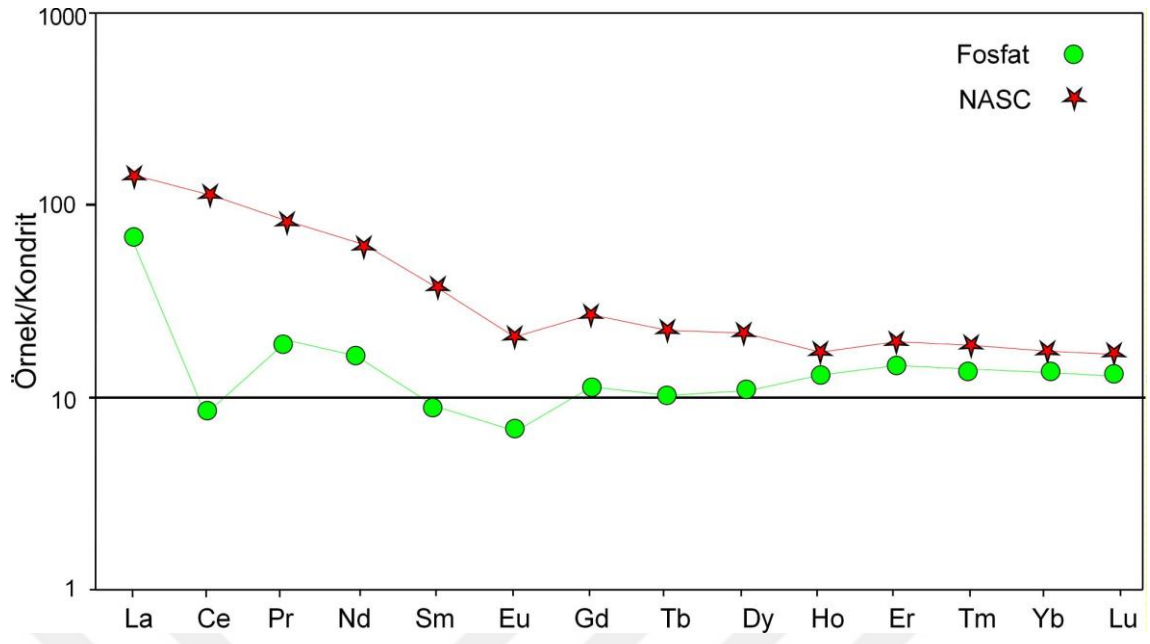
La-Lu konsantrasyonu için 69-8 kat zenginleşme görülmektedir. Ce ve Eu elementleri apatit minerallerinde negatif anomali olarak gözlenmiştir.



Şekil 7.4. Apatit minerallerinde eser elementlerin içeriklerine göre dağılımı (M=Karışık davranışlı elementler, H=Halojen, PM=Değerli metaller, LFSE=Kalıcılığı düşük elementler, HFSE=Kalıcılığı yüksek elementler)



Şekil 7.5. Apatit minerallerinin kondrit-normalize iz element desenleri (Kondrit: Sun ve Mcdonough, 1989; NASC için Nb ve Y: Condie, 1993; diğer elementler: Gromet ve diğ., 1984)



Şekil 7.6. Apatit minerallerinin kondrit-normalize REE bollukları (NASC: Ho ve Tm elementleri Haskin ve diğ., 1968; diğer elementler Gromet ve diğ., 1984; Kondrit: Sun ve Mcdonough, 1989)

8. KÖKEN VE OLUŞUM

Bu tez çalışmasının konusu Mardin Grubu'na ait Apsiyen-Alt Kampaniyen yaşlı Karababa Formasyonu olup, birimin özellikle fosfatlı seviyeleri içermesi nedeniyle bu bölüm fosfat elementi, mineralleri ve oluşum süreci hakkındaki genel bilgilerden bahsedilecektir.

8.1.Fosfat oluşumları ve sınıflandırılması

Fosfor elementi periyodik sistemin 5 inci grubunda yer alan azot, arsenik, antimon ve bizmut elementleri gibi ametal özellikte elementlerden olup, atom numarası 15 dir. Kimyasal bileşim olarak benzer olmakla birlikte, jeokimyasal dağılımı yerkabuğunda birbirinden farklı oranlar sunmaktadır. Genellikle oksijen elementi ile kolay bileşik yapmak istemesi nedeniyle, litofil element olarak bilinmektedir. Bununla beraber metalik kökenli demir meteorit ve erken kristalizasyon gabro fazında ise siderofil eğilim gösterebilirler (Goldschmidt, 1958). Ayrıca bu element karbon (C), hidrojen (H), azot (N) ve oksijen (O) gibi fauna kimyasında gözlenen önemli bir elementtir. Dolayısıyla biofil bir karakterde olduğu bilinmektedir. Yerkabuğunun bileşiminde 0.081% (ortalama) fosfor elementi olmasına rağmen fosfor oksitler kadar zengin bulunmamaktadır (Wedepohl, 1967). Genellikle canlıların bünyesinde 1% oranından fazla bulunmamaktadır (Berger, 1963). Bu sebeple fosfor elementi hem jeokimyasal hem de biyolojik bir öneme sahiptir. Doğada 1% in üzerinde P_2O_5 içeren mineral sayısı 200 den fazladır. Bu minerallerden en önemlisi apatit minerali ($Ca_5(F, Cl, OH)(PO_4, CO_3)_3$) dir.

Apatit olarak tanımlanan mineral ise flor apatitdir. Yapıda flor anyonu (F) yerine klor (Cl) veya hidroksit (OH) bulunduğunda klor veya hidroksil apatit tanımlaması yapılmıştır. Özellikle denizel ve karasal tüm türlerin diş ve kemik yapılarında, *brachiopod* ve *lingula* canlılarının ise kabuk yapısında disroksil apatit türü bulunmaktadır. Fosfat anyonu (P) yanında karbonat anyonu ($CaCO_3$) kimyasal bileşime katılırsa, sedimanter fosfatlarda gözlenen bu türler karbonat flor apatit adını almaktadır.

Ayrıca apatitlerin kimyasal bileşimine kalsiyum (Ca), magnezyum (Mg), mangan (Mn), stronsiyum (Sr), kurşun (Pb), uranyum (U), kalsiyum (Ca), itriyum (Y) ve farklı nadir toprak elementleri (REE) ile; fosfat anyonu da VO_4^{3-} , $ASiO_5^{-}$ veya SO_4^{2-} anyonları ile izomorfik olarak bulunabilmektedir (Liebau ve Koritnig, 1970). Fosfat birikimlerinde eksojenik etkilerle alterasyonu sonucu (özellikle guano yataklarının)

brusit, monetit, whitelockit, krandalit, wavellif, taranakit, millisit, variscit ve strengit gibi mineraller oluşabilir (McKelvey, 1967).

Fosfat yatakları kökensel olarak iki gruba ayrılır:

1) Endojen fosfat yatakları:

Özellikle alkali magmatizma sırasında ve siyenitlerin içerisinde ekonomik fosfat birikimlerine rastlanılmaktadır. Kuzeybatı Rusya Kola yarımadası üzerindeki Chibine bölgesinde bu tür oluşumlar saptanmıştır. Aynı zamanda karbonatit türü sokulumlarda (Tuttle ve Gittins, 1966; Deans, 1968) bulunan fosfat yatakları son yıllarda önem kazanmaya başlamıştır. Zonlu yapıya sahip olan bu oluşumlar dışta alkali kayalar bulunurken, çekirdek kısmı ise saf kalker ve dolomit türü kayalardan oluşan bu intrüzyonlar, fosfat konsantrasyonları geçiş zonunda zenginleşmiştir. Bu yataklar 36% oranında P_2O_5 tenörüne sahip olup, bu yatakların en önemlileri Güney Afrika, Uganda, Somali ve Tanzanya alanlarında saptanmıştır.

2) Eksojen fosfat yatakları

Eksojen alanda meydana gelen fosfatlara genel olarak “fosforit” tanımlaması kullanılmaktadır. Fosforit tanımlaması kapsamında bu kayalar dokusal (petrografik) köken açısından tanımlanan farklı tiplere ayrılır (Carozzi, 1960):

Birincil (Primer) fosforitler: kumlu fosforit, killi fosforit, glokonili fosforit, ovolitik fosforit, oolitik fosforit, yumrulu fosforit, iri yumrulu fosforit, fosfatik tebeşir, oolitik fosfatik tebeşir, spiküllü veya radiolaryalı fosforit, krinoidli fosforit, kemik fosforit (Bone beds), kaprolitik fosforit (Pillen-Phosphorit).

İkincil (Sekonder) tipler: fosfatik grovak, fosfatlaşmış kalker, otokton kalıntı fosforit ve allokon kalıntı fosforit tanımlamaları bulunmaktadır.

Burada adı geçen fosfat oluşumları arasında ekonomik değerde olan yalnızca sedimanter ve guano tipindeki oluşumlardır.

8.1.1.Sedimanter fosfat yatakları

8.1.1.2. Aktüel fosforit oluşumları

Denizlerin birçok self bölgelerinde 30-300 m derinliklerinde fosforit oluşumlarına rastlanmaktadır (Şekil 8.1). Genellikle bu oluşumlar ince taneli oolitik küre veya daha büyük yumrular halinde bulunurlar. Aynı bölgelerde, nadir olarak fosfatla yer değiştirmiş (ranplasman) olmuş kalkerlere de rastlanır. Manganez

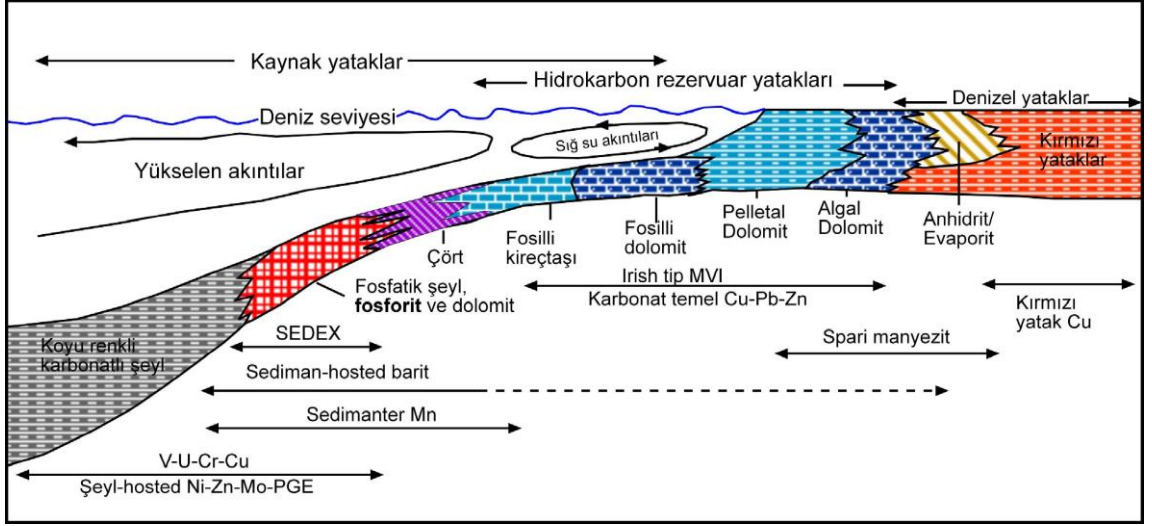
yumrularının aksine fosforitler, daha çok iri boyuttaki sedimanlara bağılı bulunmaktadır. Buradaki sedimantasyon hızı ise, manganezlerde olduğı gibi çok yavaştır. Bu tür fosforitlerin en önemli minerali kolloidal şekilde ayrıışmış ve “kollophan” adı verilen karbonat-fluor-apatit’tir. Kollofan zamanla ince kristalli apatite dönüşür. Mineralojik bileşimde ayrıca iri klastik elemanlara da rastlanır. Aktüel fosforitlerin kimyasal bileşimi oldukça sabit olarak ortaya çıkar. P_2O_5 22-30 %, Flor 3-3.31% arasında değişmektedir. Bu özelliğı ile aktüel fosforitler fosil fosforitlerle benzerdir. Ayırıcı bir özellikleri ise, oolitik tiplere aktüel fosforitlerden daha nadir rastlanılmasıdır (Mero, 1965). Örneğın, Kuzey Amerika'daki Permiyen yaşlı Phosphoria Formasyonu’nda ooidler başlıca kayaç tipini temsil ederken, aktüel fosforitlerde bu tipe çok nadir rastlanır. Aktüel fosforitlerin ortalama kimyasal bileşimi Mero (1965) tarafından belirtilen değerlerden düzenlenmiştir: CaO: 37-47.1%, P_2O_5 : 22-30%, CO_2 : 4 - 7%, F: 3-3.3%; Metaloksitler: 0.4 – 9.4%, SiO_2 + $MgCO_3$ + H_2O : 2-21%, Organik madde: 0.1 – 2.3%.

Bu mineraller metal oksitler Fe, Al, Ti, Mn, U (0.001 %) ve nadir toprak sınıfındaki elementleri kolaylıkla absorbe edebilmektedirler. Fosforit jenezi için önemli olan bir nokta, birkaç istisna dışında güncel denizlerdeki fosforit oluşumlarının, bol fosforlu ve soğuk su akıntılarının yüzeye çıktığı ve ısınmaya başladığı şelf bölgelerinde oluştuğı şeklinde bir hipotezdir. Soğuk derin deniz suları 0.3 ppm PO_4 oranında içerirken, sıcak ve yüzeysel deniz suları ise 30 kat daha az miktarda yaklaşık 0.01 ppm miktarında PO_4 içermektedir (McKelvey, 1967).

Ayrıca kalsiyum fosfatın akıntılı deniz suyundaki eriyebilme özelliğinin, artan pH ve sıcaklık ile azaldığının bilinmesine rağmen (Kramer, 1964; Roberson, 1966), bu durum fosforitlerin oluşumunu anlatmak için yeterli değildir. Dolayısıyla 0.3 ppm lik bir PO_4^{3-} aktivitesinde mevcut bilinen pH ve sıcaklıklarda fosforitin inorganik olarak çökmesi mümkün değildir. Hemen hemen bilimsel olarak kabul edilen ortak nokta ise, fosforit oluşumunun organik yollarla gerçekleşmesidir. Derinlerden gelen ve fosfor miktarı önemli konsantrasyonda olan sular, o bölgedeki organik hayata pozitif yönde etki etmekte ve mevcut fosfor fitoplankton (Phytoplankton) ve hayvanların kabuklarında absorbe edilmektedir. Canlı sayısının, fosfor konsantrasyonuna bağılı olarak aynı oranla yükselmesi sedimana karışan ölü ve bol fosfat ihtiva eden organik madde oranını da yükseltmekte ve böylece dipte bulunan sedimanlarda, diğer bölgelere göre daha fazla fosfat sisteme dahil olmaktadır. Sedimanlara giren ve fosfat içeren organik maddenin ayrıışması sonucu, sediman içindeki pH'nın üstteki deniz suyuna

nazaran daha düşük olması nedeniyle fosfatın erime oranı yükselmekte ve sediman eriyiğine “interstitial water” karışmaktadır. Yapılan analizlerde sediman eriyiği içindeki fosfat konsantrasyonunun üstteki deniz suyu konsantrasyonuna nazaran 150 katına kadar yükselmiş olması ise bu varsayımı doğrulamaktadır. Bruevitsch ve Saitzeva (1958) tarafından Bering denizi dibindeki sediman eriyiği içinde 2.50 – 7.48 ppm (30-90 kat zenginleşme) ve Hazar denizi kuzeyindeki sediman eriyiklerinde ise 150 kat bir zenginleşme tespit etmişlerdir. Çeşitli sediman eriyiklerinde ise, Bushinski (1964) ve Müller (1969) tarafından 50-100 katlık bir konsantrasyon bildirilmiştir. Ayrıca Bushinski (1964) göre, sediman eriyikleri içindeki en yüksek fosfat konsantrasyonun ise 30-300 m arasındaki derinliklerde belirlenmiştir. Bu derinlikler de aktüel fosforit oluşumlarının rastlandığı bölgelerdir (Mero, 1965). Bu oluşumlar fosil fosfat sedimanları için de kabul edilmelidir.

Sedimanter fosfat yatakları 1-10 metreden daha az kalınlıkta tabakalı veya göz şekilli yataklardır. Bu oluşumlar 10-100 km uzunlukta yayılım gösterebilirler. Mineralli zonlar fosforit ($>18\% \text{ P}_2\text{O}_5$) veya fosfatik kayalar ($<18\% \text{ P}_2\text{O}_5$) içermektedir. Bu kayalar tabakalı yataklardır. Birincil veya ikincil kökenli (yeniden işlenmiş) olabilirler. Başlıca cevher minerali yaygın olarak laminalı, pellet, polit, nodül ve kemik parçaları veya kavkı şekilli mikrokristalin frankolit mineralidir. Bu mineral kayaç matriks/çimento içerisinde oluşabilmektedir. Proterozoyik-Holosen yaş aralığında bu çökeller oluşabilir. Fosfat çökelleri özellikle Kambriyen, Permiyen, Jura, Kretase, Eosen ve Miyosen jeolojik zamanlarında bol miktarda oluşumları bildirilmiştir (Cook ve McElhinny, 1979). İlişkili olduğu kayaç türleri ise tipik olarak marn, siyah şeyl, çört, kireçtaşı, dolomit ve bazı lav akıntıları, tuf ve diatomit içeren sedimanter kayalardır. Fosfat oluşumlarının denizel ortamda kıyıya dik platformuna ait kavramsal dikey kesit modeli Şekil 8.1’de gösterilmiştir.



Şekil 8.1. Fosforit ve diğer çökel tipleri ve hidrokarbonlar arasındaki litolojiler ve ilişkili alanları gösteren şematik kıta platformunun dikey kesiti (Sheldon, 1963; Hein ve diğ., 2004’ den değiştirilerek).

Güncel fosfat oluşumlarının, fosfatı nispeten bol derin deniz akıntılarına ancak dolaylı olarak bağlı bulunduğunu göstermektedir. Ayrıca bu verilerden, fosforit oluşumunu kontrol eden parametrelerin daha çok sediman içindeki fizikokimyasal ve petrojenetik şartlar olduğu anlaşılmıştır. Sedimanda organik maddelerle giren fosfat, bu maddenin ayrışması sırasında sediman eriyiğine (interstitial water) karışmakta, ya konsantrasyon artması sebebiyle kalsiyum fosfat olarak sediman-deniz suyu geçişinde ayrışmakta veya sediman içindeki kalker bileşenleri ornatmaktadır (replace = ranplasman) (Bushinski, 1964; Youssef, 1965).

Bir sedimanter fosfat yataklarının prospeksiyon çalışmaları öncelikle şu temellere dayanmak zorundadır:

1 — Sedimanter fosfat yatakları denizel ortamda oluşurlar. Fosfat içeren basenin açık deniz olması gereklidir. Diğer taraftan fosfat oluşumlarının karalardan taşınarak gelen detritik malzeme ile ilişkisi yoktur.

2 — Ekonomik değeri olan fosfat zonları genel olarak, sedimantasyon hızı en az olan bölümlerde meydana gelir. Örneğin Togo'daki fosfat yatağında ekonomik değerdeki bölümdeki kalınlık 10 m iken, bu diğer alanlarda 100 m ye kadar ulaşmasıyla birlikte tenörünün de aynı oranda azaldığı ortaya konmuştur (Slanski, 1968). Diğer bir tanımla, fosforit oluşumu için uzun zamana ihtiyaç duyulmakta ve bu zaman içindeki sedimantasyon şartlarının da sabit olarak kalması gerekmektedir.

3 — Yukarıda bahsedilen bilgilerinden itibaren fosforit yataklarına, özellikle magmatik ve tektonik aktivitenin az ve etkinin minimal olduğu jeolojik zamanlarda rastlandığı söylenebilir. Tektonik genellikle sinjenetik karakterdeki epirojenetik kırılmalardan ve nadiren entansiteli kıvrılma olaylarından ileri geçmediği ortam özelliklerinin olduğu söylenebilir.

Literatürde bulunan bilgiler ışığında, fosforit oluşumu için gerekli şartların hangi jeolojik zamanlarda ve dünyanın hangi bölgelerinde olduğu ortaya konmuştur (Strakhov, 1960; Freas ve Riggs, 1968). Bu zamanları, genel olarak iki şiddetli orojenez arası ve penepplenleşme fazları olarak nitelendirebilir. Fosforit oluşumu sırasında iklimin ayrıca kurak (hümid) olduğu ve kutuplarda da buzul kütlelerin mevcut olmadığı veya çok az olduğu kabul edilmektedir.

8.1.2. Fosil fosfat yatakları

Fosil kökenli fosfat türü kayaç ve sediman oluşumlarına Prekambriyen-Tersiyer yaş aralığına kadar bütün jeolojik formasyonlarda bulunduğu bilinmektedir. Söz konusu fosforit oluşumlarına güncel deniz tabanında Georgis bölgesine yakın alanlarda (Pevear ve Pilkey, 1966; Pilkey ve Luternauer, 1967) ve kuzeybatı Afrika kıyı şelfinde (Tooms ve Summerhayes, 1968) de rastlanmıştır. Fakat bu oluşumların daha çok Tersiyer yaşlı fosforit konsantrasyonlarının römaniye olması sonucu meydana geldikleri genel olarak kabul edilmektedir. Özellikle son yıllarda, aktüel fosfat yataklarının ekonomik değeri ve değerlendirmesi hakkında çalışmalar önem kazanmıştır (Mero, 1965; Halbach, 1971). Kimyasal bileşim yönünden böyle bir değerlendirme için, fosil fosfat yataklarının çoğunluğu jenez yönünden aktüel fosfat yatakları ile aynı olması gereken sedimanter kökenli olduğu belirtilmiştir (Salvan, 1952; Ruhlman, 1958; Gimmelfarb, 1965; McKelvey, 1967; Zanin, 1969; Bushinski, 1969; McKelvey 1967). Derinliği azalan şelf zonu üzerinde soğuk ve kıyı yönünde akan derin deniz akıntıları ısınmakta ve bu sırada ortama gelen fosforun deniz canlıları ile fiske (absorbe) edilip sedimantasyona dahil edilmesi ile derin denizden kıyıya doğru aşağıdaki petrografik kökenli sedimanlar çökelebilmektedir:

- Koyu renkli linyitli kil
- Fosfatik kil
- Fosforit ve dolomit
- Çört ve diatomit
- Çeşitli karbonat fasiyes tipleri

— Tuzlu çökeller, kırmızı veya açık renkli grovak ve kil oluşumları.

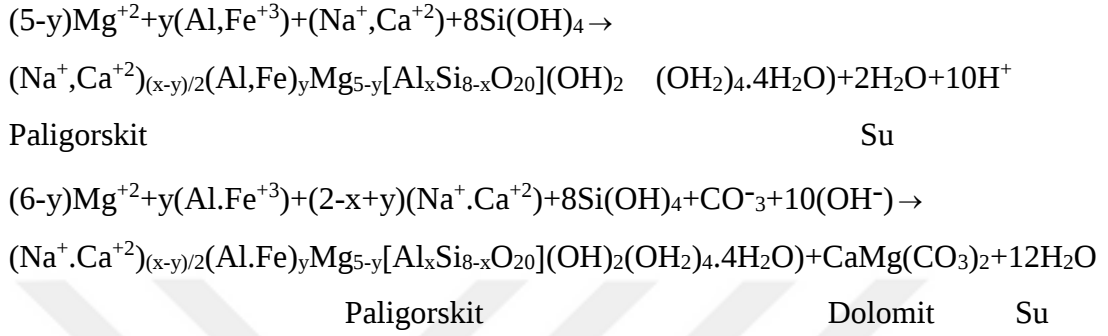
En kalın ve en ekonomik fosfat oluşumlarına ise jeosenklinal bölgelerinde ve linyitli kil ve çört fasiyeslerde rastlanmaktadır. Bu oluşumlara en tipik örnek, Rusya ülkesindeki Kambriyen yaşlı Kara-Tau fosfat yataklarıdır (Bushinski, 1964). A.B.D. de en büyük fosfat rezervlerinin bulunduğu Permiyen yaşlı Phosphoria Formasyonu'nda ise fosforitler genellikle silisli kayaçlara (Rex chert member) ve linyitsiz silt ve kil sedimanlarına bağlı olarak çökelediği belirtilmiştir (McKelvey ve diğ., 1959).

8.1.3. Guano yatakları

Deniz kuşlarının ekskrementlerinden (gübre) oluşan guano yataklarına özellikle ekvator yakınındaki sahil bölgelerinde ve adalarda rastlanılmaktadır (Aşağı Kaliforniya'nın batı sahilleri, Güney Amerika ve Afrika). Bu alanlarda yaklaşık konsantrasyonlar genellikle birkaç yüz bin tonluk oluşumlardır. McKelvey'e (1967) göre, taze kuş ekskrementleri 22% N ve 4% P_2O_5 ihtiva etmektedirler. Ayrışma sonucu H havaya karışmakta ve artık maddede P_2O_5 oranı giderek yükselmektedir ve bu oran 10-12% seviyesine kadar artmaktadır. Bu tip alterasyon jeolojik zamanlarla gittikçe yoğunlaşarak 20-32% lik P-A (amonyum) değerlerine varabilir. Guano fosfatlarının mineralojisi ise oldukça karışıktır. Az ayrılmış olanlarında suda eriyebilen Amonyum ve Alkali okzalatlara, sülfatlara ve nitratlar ile farklı $Mg-NH_4$ -fosfatlara rastlanır. Fosil ve yoğun altere olanlar kalsiyum bileşimli fosfat minerallerinden Whitlockit ($Ca_{2.86}Mg_{0.14}(PO_4)_2$) ve Monetit ($Ca(HPO_4)$) bu ortamlarda oluşabilen fosfat mineral türlerini temsil etmektedir.

Sedimanlarda gözlenen kil minerallerinden paligorskitler değişik jeolojik ortamlarda detritik, diyajenetik veya neoforme biçiminde bulunabilmektedir (Singer, 1979). Ayrıca diğer kil minerallerinin örneğin illit (Galan ve Castillo, 1984), smektit (Singer, 1984) veya detritik fillosilikatların (Torres-Ruiz ve diğ., 1994) transformasyonu ile de oluştuğu bildirilmektedir. Karababa formasyonunun çökelediği paleodenize malzeme veren temel kaya birimlerinde paligorskitin gözlenmemesi bu mineralin detritik olamayacağını kanıtlamaktadır. Elektron mikroskop incelemeleri bulunmamakla birlikte, mineral parajenezleri dikkate alındığında, paligorskitin serpantin, dolomit veya smektit gibi minerallerin diyajenetik transformasyonu ile oluştuğu ileri sürülebilir. Ancak paligorskit ve dolomitlerin serpantinlerin yüzeysel alterasyonu ve/veya deniz suyunda hidrolizi sonucu açığa çıkan katyonlardan itibaren

doğrudan kimyasal çökelme ile oluştukları biçimindeki bir mekanizma daha geçerli gözükmemektedir. Volkanik ürünler ve/veya serpantinleşme ile ilişkili Al, Fe ve silisik asit (H₄SiO₄) ile daha yaşlı karbonat kayalarından türeyen Ca'un göl suyuna eklenmesiyle paligorskit ve/veya dolomit ve/veya sepiyolit oluşmaktadır (Yalçın ve Bozkaya, 1995a, 1995b):



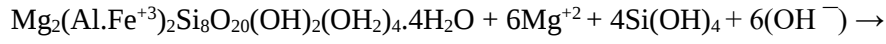
Sepiyolit mineralleri; Tersiyer yaşlı kayalarda (fosfatik tuz, sülfat, karbonat, zeolitik, silisik) ve değişik ortamlarda (pedojenez, göl, lagün ve deniz) yaygın biçimde diyajenetik ve neoforme olarak oluşmaktadır (Singer ve Galan, 1984). Türkiye’de Miyosen göl havzalarında; Eskişehir (Ece ve Çoban, 1994; Ece, 1998), Konya-Yunak (Yeniyol, 1986) ve Malatya-Hekimhan (Yalçın ve Bozkaya, 1995a) yörelerinde değişik yaşta yumrulu ve tabakalı sepiyolitler bulunmaktadır.

Karababa Formasyonu’nun çökeldeği paleodenize malzeme veren temel kaya birimlerinde yapılan literatür araştırmalarında sepiyolit mineralleri ender veya saptanmamıştır.. Ancak tabanda yer alan Derdere formasyonunu dolomitik kayalardan oluşması paleodenize çözünerek malzeme verebileceği dolayısıyla bu mineralin detritik olmadığının diğer bir göstergesidir. Elektron mikroskop incelemelerine bu mineralin doğrudan kayaların gözenek ve matriks içinde kimyasal çökmesi bu görüşü destekler niteliktedir (Millot, 1970; Singer, 1979; Weaver, 1984; Isphording, 1984; Estéoule-Choux, 1984; Singer, 1984; Chahi ve diğ., 1993; Torres-Ruiz ve diğ., 1994; Yalçın ve Bozkaya, 1995a, 2004). Havzasa oluşacak mineralin türünü belirlemede [Mg²⁺/H⁺] ve [H₄SiO₄] iyon aktivitesi oldukça etkindir (Coleman ve Jove, 1992; Birsoy, 2002) dolayısıyla ortamın pH değeri denetlemektedir. Birsoy’un (2002) denge diyagramlarında sepiyolit+dolomit topluluğu için pH’ın 7.6-8.3 arasında değişmektedir. Bu açıklamalardan sonra sepiyolit oluşumu aşağıdaki tepkime ile formülize edilmiştir (Jones, 1986):

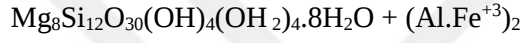


Sepiyolit

Sepiyolitlerin illit (Galan ve Castillo, 1984), smektit (Singer, 1984), detritik fillosilikatlar (Torres-Ruiz ve diğ., 1994), paligorskit (Yalçın ve Bozkaya, 1995b) veya dolomitlerin (Hassouba ve Shaw, 1980; Estéoule-Choux, 1984; Yalçın ve Bozkaya, 1995b, 2004) transformasyonu ile de oluştuğu bildirilmektedir:



paligorskit



sepiyolit



Dolomit

Sepiyolit

9. SONUÇLAR

Tez çalışması kapsamında inceleme alanı olan Mazıdağı yöresinde Apsiyen-Alt Kampaniyen yaşlı Karababa Formasyonu'nda 3 farklı lokasyonda 3 farklı litoloji sunan seviyeler saptanmıştır. Bunlardan lokasyon I alanında bulunan seviyeler bol miktarda fosfat seviyeleri içerdiği belirlenmiştir. Kalınlığı yaklaşık 32 m olarak saptanan bu seviyeler kireçtaşı arakatkılı fosforit seviyelerinden oluşmaktadır. Olasılıkla Apsiyen döneminde açık deniz ortamında sedimantasyon hızının oldukça yavaş olması nedeniyle istif önemli bir kalınlık sunmamaktadır. Ayrıca çört ve karbonat seviyeleri hariç bu alanda fosfatlara silis mineralleri eşlik etmektedir. Dolayısıyla bu dönemde havzaya dışarıdan detritik malzeme girişinin az ve/veya hiç olmadığına ve sedimantasyon şartlarının ani olarak değişmediğine ve uzun süre aynı ortam koşullarının devam etmesine işaret etmektedir. Lokasyon II ve III seviyelerde belirlenen litolojilerin genellikle karbonatlı seviyeler olması, fosfat mineralleri içermemesi bu dönemde denizel ortam şartlarının ani olarak değiştiği ve sığ ortam koşullarına geçişin göstergeleri olarak kabul edilebilir. Bu seviyelerde rastlanılan yüksek Mg ve Fe içerikli kil mineralleri olan neoforme sepiyolit ve paligorskit oluşumları da havzaya detritik iyon getirimin söz konusu olduğunu kanıtlamaktadır. Bu malzemenin özellikle Üst Kretase yaşlı ofiyolitik kayaçların oluşumu sırasında havza tabanının devamlı çökmesi ve bu ortama taşınan malzemelerden itibaren oluşabileceği düşünülmektedir.

Yukarıdaki tartışmaların ışığı altında inceleme alanı olan Apsiyen-Alt Kampaniyen yaşlı Karababa Formasyonu için aşağıdaki sonuçlara ulaşılmıştır:

1. Karababa Formasyonunda farklı litolojileri içeren 3 farklı seviye tespit edilmiştir. Bu litolojik dizilimde izlenen mineral birliktelikleri havzanın ortamsal özellikleri (derinlik, beslenme), sedimantolojik olarak çökme ve sonrasında bozuşma/bozuma süreci ve ortamı bakımından ayırt edilmesinde bir ölçüt olabileceğini düşündürmektedir. Bu kapsamda doğada ender bulunan apatit, sepiyolit? ve paligorskit gibi bazı mineraller ve birliktelikler Türkiye'deki fosfat içeren kayaçlarda ilk kez belirlenmiştir.
2. Lokasyon II ve III seviyelerinde gözlenen sepiyolit? ve paligorskit gibi Mg ve Fe içerikleri bulunan mineraller olasılıkla ortamda dolomit kristallerinden itibaren neoformasyon mineralleri olarak oluştuğu biçimde yorumlanmıştır. Özellikle Karababa Formasyonu üyeleri içerisinde dolomit minerallerinin ender veya hiç bulunmaması bu görüşü kanıtlanmaktadır.

3. İnceleme alanında fosfat minerallerinin oluşması için gerekli olan koşullar değerlendirildiğinde Apsiyen-Alt Kampaniyen döneminde magmatik ve tektonik aktivitenin az ve hiç olmadığı pasif kıta kenarı ortamda (ender feldispat minerallerinin varlığı) çökelmiş ürünler olduğu söylenebilir.

4. Denizel ortamı temsil eden Karababa Formasyonu; kaynak bölge/kayaç ve beslenme rejimine göre altındaki denizel birimler ile üzerindeki havza dolgusunda sepiyolit, paligorskit ve Akas kesitinde Ayışkan (1970) tarafından belirlenmiş glokonit gibi farklı kil mineral birliktelikleri içermektedir. Glokonitin varlığı havzanın ilerleyen dönemlerde oldukça derinleştiği biçiminde yorumlanmıştır. Bu nedenle; GDAO boyunca yüzeyleyen benzer denizel birimlerin ayırt edilmesinde bu parajenezin katıldığı mineralojik ölçütlerin de kullanılabileceğine inanılmaktadır.

5. Elde edilen veriler ışığında Apsiyen-Alt Kampaniyen yaşlı Karababa Formasyonu litolojik üyelerinde gözlenen yanıl ve düşey yöndeki tüm kayaç ve fillosilikat/kil mineralojisindeki farklılıklar basenin jeolojik zamanlarda Kretase dönemindeki tektonik hareketlere bağılı deniz tabanındaki beslenmeden kaynaklanan çökelimlerin ve mineral oluşum süreçlerinin gerçekleştiğı, sepiyolit?/paligorskit ve fosfat oluşumlarının yaygın olarak koloidal ve çözünmüş bileşenler ve nispeten koyu renkli ferromagnezyum detrital mineralleri ile birlikte havzaya taşınan malzemenin, inceleme alanını çevreleyen Güneydoğı Anadolu Ofiyolit Kuşağı'nın evrimi arasında yakın bir ilişki olduğu biçiminde değerlendirilmiştir

6. Karababa Formasyonu'nda saptanan karbonatflorapatit ($35\% \text{P}_2\text{O}_5$) mineralleri önemli endüstriyel hammadde potansiyeli taşımakta olup; fosfat mineralleri içeren Karababa Formasyonu birimlerinin Güney Doğı Anadolu Otoktonu boyunca eşdeğer diğeryüzleklerinde de araştırılması ve fosfat ve/veya diğeryüzlek (Fe, Mn, Cu) yataklarına ait yeni potansiyellerin belirlenmesi gerekmektedir.

10. KAYNAKLAR

- Açıkbaş, D., Akgül, A., Erdoğan, L.T., 1981, Güneydoğu Anadolu'nun hidrokarbon olanakları ve Baykan, Şirvan-Pervari yöresinin jeolojisi. *TPAO Arama Grubu, Rapor No: 1543*, 387 s.
- Aksu, R., 1980, Hakkari-Çukurca, Harbol, Derik-Bedinan, Hazro bölgelerinin jeolojisi. *TPAO Arama Grubu, Rapor No: 1460*, 58 s.
- Amoco, J.M., 1985, Geologic report on licence no. 476, Petroleum District VI, Southeast Turkey. *Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Teknik Arşivi, Rapor No.7*.
- Araç, M., Yılmaz, E., 1991, XI. ve XII. Bölge güneyindeki kuyularda kesilen Cudi ve Mardin gruplarının sedimantolojisi ile fasiyes, diyajenez ve rezervuar özellikleri: *T.P.A.O. Araştırma Grubu rapor no. 1715*, 154 s.
- Arda, O., Saltoğlu, T., Alparslan, E., Akyüz, T., 1976, Uranyum. Vanadyum. Flüor ve diğer tali elementleri içeren Mazıdağı fosfatlarında jeosismik ve mineralojik tetkikler ile uranyumun kazanılması olasılığı hakkında görüşler. *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü*.
- Ayışkan, Ö., 1970, Akras fosfat yatağının çeşitli seviyelerinden alınan numunelerin zenginleştirme etüdü, M.T.A. Der. Rap. 1970.
- Beer, H., 1966, Mardin-Derik-Mazıdağı çevresindeki fosfatlı tabakaların jeolojisi. *MTA Enstitüsü Dergisi*, 66, 104-120.
- Beer, H., 1967, Güneydoğu Türkiye Üst Kretase Fosfat Bölgesinin Paleocoğrafyası ve Fasiesi, *MTA Enstitüsü Dergisi*, 67.
- Berger, I. A. 1963, Organic Geochemistry, Symposium Publ. Div., Pergamon Press, Oxford-London-New York- Paris, 658 page.
- Berker, E.. 1969. Jeolog. M.T.A. Enstitüsü. Ankara. Cilt XI. Sayı 4.
- Birsoy, R., 2002, Formation of sepiolite-palygorskite and related minerals from solution. *Clays and Clay Minerals*, 50, 736-745.
- Bozdoğan, N., Ertuğ, K., 1997, Geological evolution and paleogeography of the southeast Anatolia in the Paleozoic. In: Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana. M.C. Göncüoğlu and A.S. Derman (eds.). *Turkish Association of Petroleum Geologists, Special Publication-3*, 39-49.
- Brindley, G.W., 1980, Quantitative X-Ray Mineral Analysis Of Clays. In: Crystal Structures Of Clay Minerals And Their X-Ray Identification (G.W. Brindley, G. Brown (Eds.), Mineralogical Society, London, 411-438, s.
- Bruevitsch, S.V., Saitzeva, E.D., 1958, On the chemistry of the Bering Sea sediments. *Pap. Inst. Oveanol.*, 26, 8 - 108.

- Bryant, G.F., 1960, Stratigraphic report of the Amanus Mountains area, Petroleum District VI and VII, Southeast Turkey. *TPAO Arama Grubu, Rapor No.906*.
- Bushinski, G.L., 1964, On shallow water origin of (phosphorite sediments. L.M.J.U.van Straaten (ed., 1964), Deltaic and shallow marin deposits, Elsevier Publ. Co., Amsterdam, 62-70.
- Bushinski, G.L., 1969. Old phosphorites of Asia and their genesis. IPST, Jerusalem, 266 page.
- Carozzi, A.V., 1960, Microscopic Sedimentary Petrography. Ch.8: Phosphatic Rocks, 373–403. *John Wiley and Sons, N.Y.*
- Chahi, A., Duplay, J., Lucas, J., 1993, Analyses of palygorskites and associated clays from the Jbel Rhassoul (Morocco): Chemical characteristics and origin of formation. *Clays and Clay Minerals*, 41, 401-411.
- Cobb, R.E., 1957c, Columnar Section Bedinan-Kanisorik Paleozoic. *TPAO Arama Grubu, Rapor No.576*.
- Coleman, R.G., Jove, C., 1992, Geological origin of serpentinites. In: The vegetation of Ultramafic (Serpentine) Soils. First International Conference on Serpentine Ecology. Proceedings. A.J.M. Baker. J. Proctor and R.D. Revees (eds.), Intercept Ltd., Andover, United Kingdom, 1-17
- Condie, K.C., 1993, Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, 104, 1-37.
- Cook, P.J., McElhinny, M.W., 1979, A re-evaluation of the spatial and temporal distribution of sedimentary phosphate deposits in the light of plate tectonic. *Economic Geology*, Volume 74, 315-330.
- Çelikdemir, E., Dülger, S., 1990, Güneydoğu Anadolu'da Mardin Grubu Karbonatlarının stratigrafisi, sedimantolojisi ve rezervuar özellikleri. *TPAO Arama Grubu, Rapor No.2665*, 93s.
- Çoban, H., 1987, Derik Mazıdağı (Mardin) Fosfat yataklarının Sedimantolojisi. Yüksek Lisans Tezi, 86 sayfa.
- Çoruh, T., 1991, Adıyaman civarında (XI. Bölge kuzeybatısı ve XII. Bölge) yüzeyleyen Kampaniyen-Tanesiyen istifinin biyostratigrafisi ve paleocoğrafik evrimi: *T.P.A.O. Araştırma Grubu rapor no. 1656*, 101 s.
- Çoruh, T., Yakar, H., Ediger, V. Ş., 1997, Güneydoğu Anadolu Bölgesi otokton istifinin biyostratigrafi atlası. *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, Araştırma Merkezi Grubu Başkanlığı Eğitim Yayınları*, No: 30, 510 s.
- Deans, T., 1968, Exploration for apatite deposits associated with carbinatites and pyroxenites. U. N. Mineral Resources Div., Series No. 32, S. 109 -118.

- Dellaloğlu, A.A., Pasin, C., 1984, Yalangoz ve Keldağ (Hatay) yörelerinin jeolojisi ve petrol olanakları. *TPAO Arama Grubu*, Rapor No.2011, 27s.
- Demirkol, C., 1988, Türkoğlu (Kahramanmaraş) batısında yer alan Amanos dağlarının stratigrafisi, yapısal özellikleri ve tektonik evrimi. *MTA Dergisi*, 108, 18-37.
- Duran, O., 1991, Beşikli, Tokaris ve Bakacak sahalarının stratigrafisi, sedimantolojisi ve rezervuar özellikleri. *TPAO Arama Grubu*, Rapor No.1586, 43s.
- Duran, O., Şemşir, D., Sezgin, İ., Perinçek, D., 1988, Güneydoğu Anadolu'da Midyat ve Silvan gruplarının stratigrafisi, sedimantolojisi ve petrol potansiyeli. *TPJD Bülteni*, 1/2, 99-126.
- Duran, O., Şemşir, D., Sezgin, İ., Perinçek, D., 1989, Güneydoğu Anadolu'da Midyat ve Silvan gruplarının stratigrafisi, sedimantolojisi ve palaocoğrafyası, paleontolojisi, jeoloji tarihi, rezervuar ve diyajenez özellikleri ve olası petrol potansiyeli. *TPAO Arama Raporu*, Rapor No:2563, 78s.
- Duran, O., Şengündüz, N., Sayılı, A., Soylu, C., Aras, M., 1996, XI ve XII. Bölgelerde (GDA) Üst Kretase karbonatlarının stratigrafisi, sedimantolojisi, rezervuar özellikleri, jeokimyasal değerlendirilmesi ve hidrokarbon potansiyeli. *TPAO Arama Raporu*, Rapor No:2165, 76s.
- Ece, Ö.I., 1998, Diagenetic transformation of magnesite pebbles and cobbles to sepiolite (Meerschaum) in the Miocene Eskişehir lacustrine basin, Turkey. *Clays and Clay Minerals*, 46, 436-445.
- Ece, Ö.I., Çoban, F., 1994, Geology, occurrence, and genesis of Eskişehir sepiolite, Turkey. *Clays and Clay Minerals*, 42, 81-92.
- Erdoğan, T., 1975, Gölbaşı civarının jeolojisi. *TPAO Arama Raporu*, Rapor No:929, 17s.
- Erenler, M., 1989, XI- XII. Bölge güney alanlarındaki kuyularda Mesozoyik çökel istifinin mikropaleontolojik incelenmesi. *TPAO Arama Raporu*, Rapor No:1364, 44s.
- Erkmen, U., 1978, Güneydoğu Anadolu bölgesi Bedinan Formasyonu Silüriyen akritarklan palinofasiyesi ve paleocoğrafyasal yorumu: *Türkiye 4. Petrol Kongresi Tebliğleri*, s. 133-142.
- Ertuğ, K., 1991, Güneydoğu Anadolu Kretase yaşlı Mardin Grubu ve Karaboğaz formasyonunun plainostratigrafisi. *TPAO araştırma Merkezi*, Rapor No: 1525, 49s.
- Estéoule-Choux, J., 1984, Palygorskite in the Tertiary deposits of the Armorican Massif. In Palygorskite-Sepiolite: Occurrences, Genesis and Uses. A. Singer and E. Galan, eds. Dev. In Sediment., 37, Amsterdam, Elsevier, 75-85.

- Folk, R.L., 1962, Spectral subdivision of limestone types. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 1, p. 62–84.
- Freas, D.H., Riggs, S.R., 1968, Environments of phosphate deposition in the central Florida Phosphate district. *University of Texas, Bureau of Economic Geology. Proc.*, 4th Forum on the Geology of Industrial. *Rocks*, 117 – 128.
- Galan, E., Castillo, A., 1984, Sepiolite-palygroskite in Spanish Tertiary Basins: Genetical patterns in continental environments. In Palygorskite-Sepiolite: Occurrences, Genesis and Uses, A.Singer and E.Galan, eds., *Developments in Sedimentology*, 37, Amsterdam, Elsevier, p. 87-124.
- Gelfond, R.A., Bryant, G.F., Keskin, C., 1959, Stratigraphic section at Karaçukur and Sarıkaya. *TPAO Arama Grubu, Rapor no:* 524..
- Ghienne, J.F., Monod, O., Kozlu, H., Dean, W.T., 2010, Cambrian–Ordovician depositional sequences in the Middle East: A perspective from Turkey. *Earth-Science Reviews*, 101, 101–146.
- Gimmelfarb, B.M., 1962, Fosforit nedir, nerede ve nasıl aranır (rusca). *Gosgeolteohisdat*, 2. Baskı, Moskova, 19 sahife. (1965). Sovyetler Birliği'ndeki fosforit yataklarının Nedra, Moskova, 307 sayfa.
- Goldschmidt, V.M., 1958, Geochemistry. Oxford at the Clarendon Press, 730 page.
- Gossage, D. W., 1956, Compiled progress report on the geology of part of Petroleum District VI, Southeast Turkey: N. V. *Turkse Shell, Report no.* GRT. 2, 22 page.
- Göncüoğlu, M.C., Dirik, K., Kozlu, H., 1997, General chracteristics of pre-Alpine and Alpine Terranes in Turkey: Explanatory notes to the terrane map of Turkey. *Annales Geologique de Pays Hellenique*, 37, 515-536.
- Göncüoğlu, M.C., Turhan, N., 1984, Geology of the Bitlis Metamorphic Belt. Conference: Geology of the Taurus Belt, Ankara, 1, 237-244.
- Görür, N., Akkök, R., Yöndem, F., Sarıdaş, B., 1981, Sabunsuyu-II ölçülmüş kesidi. *TPAO Arama Grubu, Rapor no.* 9244.
- Gromet, L.P., Dymek, R.F., Haskin, L.A., Korotev, R.L., 1984, The "North American shale composite: Its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 2469-2482.
- Günay, Y., 1984, Amanos dağlarının jeolojisi ve Karasu-Hatay grabeninin petrol olanakları: *TPAO Arama Grubu, Rapor no.* 1954, 98 sayfa.
- Günay, Y., 1990, Güneydoğu Anadolu'nun jeolojisi. *TPAO Arama Grubu, Raporu* (yayınlanmamış).
- Günay, Y., 1998. Güneydoğu Anadolu'nun Jeolojisi-Stratigrafisi. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, Arama Grubu Başkanlığı, Rapor No: 3939, 27 s.

- Günay, Y., Sarıdaş, B., 1984, Amanos dağlarında Cudi-Mardin grubu karbonatları ve Üst Kretase-Eosen yaşlı istifin konumu. *TPAO Arama Grubu, Rapor No:2021*, 22 sayfa.
- Güven, A., Dinçer, A., Tuna, M.E., Tezcan, Ü.Ş. ve Çoruh, T., 1988, Güneydoğu Anadolu'da Mardin ve Midyat Grupları arasında yer alan birimlerin stratigrafisi (ön rapor): *TPAO Arama Grubu, Rapor no. 2414*, 154 sayfa.
- Güven, A., Dinçer, A., Tuna, M. E., Çoruh, T., 1991a, Güneydoğu Anadolu Kampaniyen-Paleosen otokton istifinin stratigrafisi. *TPAO Arama Grubu, Rapor no. 2828*, 133 sayfa.
- Güven, A., Dinçer, A., Tuna, M. E., Çoruh, T., 1991b, Stratigraphic evolution of the Campanian-Paleocene autochthonous succession of the Southeast Anatolia. *Ozan Sungurlu Symposium Proceedings*, 238-261.
- Halbach, P., 1971, Konkretionäre Bodenbildungen als nutzbare Mineral-rohstoffe im Meer. *Bergbau - Wiss.*, 18, 221-227.
- Handfield, R.W., Bryant, G.F., Keskin, C., 1959, Measured section, Korudağ (American Overseas Petroleum). *TPAO Arama Grubu, Rapor No:523*.
- Haskin, L.A., Haskin, M.A., Frey, F.A., Wildeman, T.R., 1968, Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. In: *Origin and Distribution of the Elements*, L.H. Ahrens (ed.). *Pergamon Press*, 889-912.
- Hassouba, H., Shaw, H. F., 1980, The occurrence of palygorskite in Quaternary sediments of the coastal plain of North-West Egypt. *Clay Minerals*, 15, 77-83.
- Hein, J.R., Perkins, R.B., McIntyre, B.R., 2004. Evolution of thought concerning the origin of the Phosphoria Formation, Western US phosphate field; in *Life cycle of the Phosphoria Formation*; Hein, J.R., Editor, Elsevier, Amsterdam, *Handbook of Exploration and Environmental Geochemistry*, 19-42.
- Isphording, W.C., 1984, The clays of Yucatan, Mexico: a contrast in genesis, Pp. 59-73 in: *Palygorskite-Sepiolite Occurrences. Genesis and Uses* (A. Singer and E. Gala'n, editors). Elsevier, Amsterdam.
- İmamoğlu, Ş., Nathan, Y., Çoban, H., Soudry, D., Glenn, C., 2009, Geochemical, mineralogical and isotopic signatures of the Semikan. West Kasrik "Turkish" phosphorites from the Derik-Mazıdağı-Mardin area, SE Anatolia. *International Journal of Earth Sciences*, 98, 1679-1690.
- J.C.P.D.S., 1990, Powder Diffraction File. Alphabetical Indexes Inorganic Phases, Swarthmore, U.S.A., 871 page.
- Jones, B. F., 1986, Clay mineral diagenesis in lacustrine sediments. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 1578, 291-300.
- Kellogg, H.E., 1960, Stratigraphic report, Derik-Mardin area Petroleum District V, Southeast Turkey. *TPAO Arama Grubu, Rapor no: 1367*.

- Keskin, C., 1968, Şehşap deresi kesitindeki Mardin formasyonunun mikrofasiyesi ve diyajenez incelemesi. *TPAO Arama Grubu, Rapor no: 422*, 9 sayfa.
- Keskin, C., Tuna, D., Güneri, Y., 1974, Sabunsuyu normal kesiti. *TPAO Arama Grubu, Rapor no: 6254*.
- Ketin, İ., 1964, Güneydoğu Anadolu Paleozoyik teşekküllerinin jeolojik etüdü hakkında rapor (I. Kısım: Derik-Bedinan, Penbeğli-Tut ve Hazro bölgesi): *TPAO Arama Grubu, Rapor no. 287*, 36 sayfa.
- Ketin, İ., 1966, Güneydoğu Anadolunun Kambriyen teşekkülleri ve bunların Doğu İran kambriyenini ile mukayesesi. *MTA Dergisi*, 66, 75-87.
- Kozak, S., Pasin, C., Mancarcı, M., Tosunkara, A., 1977, Uzungeçit ölçülmüş stratigrafi kesiti. *TPAO Arama Grubu, Rapor no. 8622*.
- Köylüoğlu, M., 1981, Körkandil ölçülmüş stratigrafi kesiti. *TPAO Arama Grubu, Rapor no. 362*, 14 s.
- Kramer, J.R., 1964, Sea water saturation with apatites and carbonates. *Science*, 146, 637-638.
- Liebau, F., Koritnig, S., 1970, Phosphorus. K. H. Wedepohl (1970), Handbook of geochemistry, volume II - 2.
- McKelvey, V.E., 1967, Phosphate deposits. Contributions to economic geology. U.S. Geol. Surv. Bull., 1252 - D, 1 - 21.
- McKelvey, V.E., Cheney, T.M., Cressman, E.R., Sheldon, R.P., Swanson, R.W., Williams, J.S., 1959, The Phosphoria Park City and Sheddhorn formations in the Western Phosphate Field. U.S. Geol. Surv., Prof. Pap., 313 - A. 1 - 47.
- Mero, J.L., 1965, The mineral resources of the sea. Elsevier Publ. Co., Amsterdam, 312 page.
- Millot, G., 1970, Geology of Clays. (trans. W.R. Farrand ve H. Paquet). *Springer Verlag*, New York.
- Monod, O., Kozlu, H., Ghienne, J.-F., Dean, W. T., Günay, Y., Le Hérissé, A., Paris, F., Robardet, M., 2003, Late Ordovician glaciation in southern Turkey, *Terra Nova*, 15, 249-257 p.
- Moses, H.F., 1934, Geological report on the Mardin-Cizre region. Southeastern Turkey. *MTA Derleme No:212*, 17 sayfa.
- Mülayim, O., Mancini, E., Çemen, İ., Yılmaz, İ.Ö., 2016, Upper Cenomanian-Lower Campanian Derdere and Karababa formations in the Çemberlitaş oil field. southeastern Turkey: their microfacies analyses. depositional environments. and sequence stratigraphy. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 25, 46-63.

- Müller, G., 1969, Diagenetic changes in interstitial waters of holocene Lake Constance sediments. *Nature*, 224, 238 - 239. G.J.Orris G.J., Chernoff. C.B., 2004. Review of world sedimentary phosphate deposits and occurrences. *Handbook of Exploration and Environmental Geochemistry*. 8. 559-573.
- Orris, G., Chernoff, C.B., 2004, Review of world sedimentary phosphate deposits and occurrences. In book: *Life cycle of the Phosphoria Formation Chapter: Review of world sedimentary phosphate deposits and occurrences*, Publisher: Elsevier.
- Ön AL, G., 1973, Mazıdağı Bölgesindeki Kalkerli Fosfatların Flotasyon ile Zenginleştirilmesi. *Bilimsel Madencilik Dergisi*, Cilt 12, Sayı 5. 1-8.
- Önem, Y., 1968, Derik-Mardin ve Gercüş-Germav sahalarına ait jeoloji raporu. *TPAO Arama Grubu, Rapor no. 423*, 30 sayfa.
- Pasin, C., Akgül, A., Dülger, S., 1982, Güneydoğu Anadolu'da Mardin grubu. *TPAO Arama Grubu, Rapor no. 1635*, 81 sayfa.
- Perinçek, D., 1978, V-VI-IX. Bölge (Güneydoğu Anadolu otokton-allokon birimler) jeoloji sembolleri. *TPAO Arama Grubu, Arşiv no. 6657*.
- Perinçek, D., 1979, Hazro, Korudağ, Çüngüş, Maden, Hazar, Elazığ, Malatya dolayının jeolojisi. *TPAO Arama Grubu, Arşiv no. 1395*, 62 sayfa.
- Perinçek, D., 1980, IX. Bölge Hakkari, Yüksekova, Çukurca, Beytüşşebap, Uludere, Pervari dolayının jeolojisi. *TPAO Arama Grubu, Rapor no. 1481*, 80 sayfa.
- Perinçek, D., 1981, Güneydoğu Anadolu'da jeokimya çalışması yapılacak Mesozoyik ve Tersiyer yaşlı anakaya olası birimlerin stratigrafisi. *TPAO Arama Grubu, Rapor no. 1591*, 18 sayfa.
- Perinçek, D., 1989, Hakkari ili ve dolayının stratigrafisi, yapısal özellikleri, petrol imkanları. *TPAO Arama Grubu, Rapor no. 2545*, 127 sayfa.
- Perinçek, D., 1990, Hakkari ili ve dolayının stratigrafisi, Güneydoğu Anadolu, Türkiye. *TPJD Bülteni*, 2, 21-68.
- Perinçek, D., Duran, O., Bozdoğan, N., Çoruh, T., 1991, Stratigraphy and paleogeographical evolution of the autochthonous sedimentary rocks in the SE Turkey. *Ozan Sungurlu Symposium, Ankara, Proceedings*, 274-305.
- Pevear, D.R., Pilkey, O.H., 1966, Phosphorite in Georgia continental shelf sediments. *Bulletin of Geological Society of America*, 77, 849- 858.
- Pilkey, O.H., Luternauer, J.L., 1967, A (North Carolina shelf phosphate deposit of possible commercial interest. *Southern Geology*, 8, 33-51.
- Rigo de Righi, M., Cortesini, A., 1964, Gravity tectonics in foothills structure belt of Southeast Turkey: *AAPG Bulletin*, no. 48, p. 1911-1937.

- Roberson, C.E., 1966, Solubility implications of apatite in sea water. Geol. Surv. Res. 1966 kitabından. UJS. Geol. Surv. Prof. Pap., 550 - D, 178 -185.
- Ruhlman, E.R., 1958, Phosphate rock pt. 1; Mining, beneficiation and marketing. U.S. Bureau of Mines Inf. Circ., 7814, 33 page.
- Saltık, O., Saka, K., 1971a, İnışdere tip stratigrafi kesiti: *TPAO Arama Grubu*, Arşiv no. 4308.
- Saltık, O., Saka, K., 1971b, Karababa tip stratigrafi kesiti: *TPAO Arama Grubu*, Arşiv no. 4307.
- Salvan, H., 1952, Phosphates, Géologie des gîtes minéraux marocains notes et mémoires, No. 57. Div. des Mines et de la Géol. du Maroc, 283-320.
- Schmidt, K., 1935, First report over geological and paleontological. *MTA Derleme No:* 1532, 11 sayfa.
- Schmidt, G. C., 1961, Stratigraphy and petroleum possibilities of central District VI, Turkey: Petrol işleri Genel Müdürlüğü Teknik Arşivi, Kutu no. 332, Rapor no. 4, 43 s. (TPAO Arama Grubu, Rapor no. 767)
- Sheldon, R.P., 1963, Physical stratigraphy and mineral resources of Permian rocks in western Wyoming; US Geological Survey, Professional Paper, 313-B, 273 page.
- Sinanoğlu, E., Erkmen, U., 1980, Güneydoğu Anadolu Apsiyen-Albiyen palinostratigrafisi ve bölgenin Alt Kretase palinoprovenansları içindeki yeri. *Türkiye 5. Petrol Kongresi, Bildiriler Kitabı*, 51-59.
- Singer, A., 1979, Palygorskite in sediments: detrital, diagenetic or neoformed. A critical review. *Geol. Rund.*, 68, 996-1008.
- Singer, A., 1984, Pedogenic palygorskite in the arid environment.in Palygorskite-Sepiolite. Occurrences, Genesis and Uses, A.Singer and E.Galan, eds., Developments in Sedimentology, Elsevier, Amsterdam, 37, 169-176.
- Singer, A., Galan, E., 1984, Palygorskite-Sepiolite: Occurrences, Genesis and Uses. Amsterdam, Elsevier, *Developments in Sedimentology*, 37, 352 page.
- Slanski, M., 1968, General rules for prospecting for sedimentary phosphates. U. N. Mineral Resources Dev. Series No. 32, S. 211 – 214.
- Smandl, G.J., Fajber, R., Paradis, S., 2012, Sedimentary Phosphate Deposits Mineral Deposit Profile F07. *British Columbia Geological Survey*, 217-222.
- Sonel, N., Eker, N., Sarı, A., Bağcı, S., 2002, Tokaris Sahası Mardin-Adıyaman Grubu Birimlerinin (Adıyaman-Kahta) Petrol Hazne Kaya Özelliklerinin Elan Plus Yazılımıyla Değerlendirilmesi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, Cilt 45, Sayı 1, 165-182.
- Soytürk, N., Erdoğan, T., 1974, Bakük-Ceylanpınar-Derik-Mazıdağı dolaylarının jeolojisi ve hidrokarbon olanakları: *TPAO Arama Grubu*, Rapor no. 865, 14 sayfa.

- Strakhov, N.M., 1960, Climate and phosphate accumulation. *Econ. Geol. USSR*, Nos. 1-2, 1-13.
- Sun, S.S., McDonough W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. ve Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, Special Publication, v. 42. *Geological Society of London*, 313-345.
- Sungurlu, O., 1973, VI. Bölge Gölbaşı-Gerger arasındaki sahanın jeolojisi: *TPAO Arama Grubu*, Rapor no. 802, 30 sayfa.
- Sungurlu, Ö., 1974a, VI. Bölge kuzey sahalarının jeolojisi: *TPAO Arama grubu*, Rapor no. 871, 32 sayfa.
- Sungurlu, Ö., 1974b, VI. Bölge kuzey sahalarının jeolojisi: *Türkiye İkinci Petrol Kongresi Tebliğleri*, 85-107.
- Şengündüz, N., Aras, M., 1986, XI ve XII bölgelerde Mardin grubu karbonatlarının ve Karaboğaz Formasyonunun fasiyes dağılımları, diyajenez özellikleri ve çökelme modeli. *TPAO Arama Grubu*, Rapor no. 1005, 75 sayfa.
- Taylor, P.B., 1955, Stratigraphie studies Bozova (Urfa) area (Mobil Exploration Mediterranean Inc. Report): *Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Teknik Arşivi*, Kutu no. 332, Rapor no. 1, 14 sayfa.
- Tetiker, S., Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 2012, Güneydoğu Anadolu Otoktonu Mardin (Derik-Kızıltepe) Yöresinde Prekambriyen-Erken Paleozoyik Yaşlı Kayaçların Mineralojik ve Petrografik Özellikleri. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 26/1, 23-47.
- Tooms, J.S., Summerhayes, C.P., 1968, Phosphatic rocks from the Northwest African continental shelf.
- Torres-Ruiz, J., López-Galindo, A., González-López, J.M., Delgado, A., 1994, Geochemistry of Spanish sepiolite-palygorskite deposits: Genetic considerations based on trace elements and isotopes. *Chemical Geology*, 112, 221-245.
- Tuna, D., 1973, VI. Bölge litostratigrafi birimleri adlamasının açıklayıcı raporu: *TPAO Arama Grubu*, Rapor no. 813, 131 s.
- Tuttle, O.F., Gittins, J., 1966, Carbonatites. Wiley & Sons, London, 460 page.
- Uygur, K., Aydemir, V., 1988, Bölükyayla-Çukurtaş sahalarında (XII.Bölge) Derdere, Karababa, Karaboğaz ve Sayındere formasyonlarının yer altı jeolojisi. *TPAO Arama Grubu*, Rapor no. 2454, 268 sayfa.
- Varol, B., 1989, Mazıdağ-Derik (Mardin) fosfat pelloidlerinin sedimanter petrografisi ve kökeni. *MTA Dergisi* 109, 119-126.

- Wagner, C., Tuna, E., 1988, Campanian cycle IV carbonates in Southeast Turkey depositional environments and paleogeography. *TPAO Arama Grubu, Rapor* no. 2528, 11 sayfa.
- Weaver, S.D., Tarney, J., 1984, Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*, 310, 575-576.
- Weaver, C.E., Pollard, L.D., 1973, The Chemistry of Clay Minerals. *Developments in Sedimentology*, 15, 213 page.
- Wedepohl, K.H., 1967, Geochemie. Sammlung Göschen, Bd. 1224 -1224 b, 220 page.
- Wilson, R.A.M., 1959, The Geology of the Xeros-Troodos Area. Geol. Survey Departm. Cyprus. Memoir No. 1. s. 1—184. 2 geol. Karten. 1 Tafel mit Profilen, The Government Printing Office, Lefkoşa, Cyprus.
- Wilson, H. H., Krummenacher, R., 1959, Geology and oil prospects of the Gaziantep Region, Southeast Turkey (N. V. Turkse Shell Report): Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Teknik Arşivi, Kutu no. 351, Rapor no. 2, 53 s. *TPAO Arama Grubu, Rapor no: 839*.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 1995a, Kangal-Çetinkaya alt baseni (Sivas baseni) gölsel paligorskitlerinin mineralojisi ve jeokimyası. VII. Ulusal Kil Sempozyumu, Maden Tetkik Arama, Ankara, 27-30 Eylül, Bildiriler Kitabı (Eds. M.Şener, F.Öner, E.Koşun), 105-116.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 1995b, Sepiolite-palygorskite from the Hekimhan region (Turkey). *Clays and Clay Minerals*, 43, 705-717.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 2002, Hekimhan (Malatya) çevresindeki Üst Kretase yaşlı volkaniklerin alterasyon mineralojisi ve jeokimyası: deniz suyu-kayaç etkileşimine bir örnek. *C.Ü. Müh. Fakültesi Dergisi Seri A-Yerbilimleri*, 19, 81-98 sayfa.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 2004, Ultramafic-rock-hosted vein sepiolite occurrences in the Ankara ophiolitic mélange, Central Anatolia, Turkey. *Clays and Clay Minerals*, 52, 227-239.
- Yazgan, E., Chessex, R., 1991, Geology and tectonic evolution of the southeastern Taurides in the region of Malatya. *TPJD Bülteni*, 3, 1-42.
- Yeniyol, M., 1986, Vein-like sepiolite occurrence as a replacement of magnesite in Konya, Turkey. *Clays and Clay Minerals*, 34, 353-356.
- Yılmaz, E., 1982, Hazro (Diyarbakır) güneybatı yöresinin jeolojisi. *İstanbul Teknik Üniversitesi, Jeoloji Kürsüsü, Diploma Çalışması*, 53 sayfa.
- Yılmaz, Y., 1984, Amanos Dağlarının Jeolojisi. *TPAO Arama Grubu, Rapor no: 1920*, 591 sayfa.

- Yılmaz, Y., 1993, New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen. *Geological Society of American Bulletin*, 105, 251-271.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C., 1991, GD Anadolu orojenik kuşağının batı kesimlerinin jeolojik evrimi. *Ozan Sungurlu Sempozyumu, Ankara, Bildiriler*, 356-385.
- Yılmaz, E., Duran, O., 1997, Güneydoğu Anadolu bölgesi otokton ve allohton birimler stratigrafi adlama sözlüğü (Lexicon). *TPAO Genel Müdürlüğü, Eğitim Yayınları*, No:31, 460 sayfa.
- Youssef, M.T., 1965, Genesis of bedded phosphates. *Economic Geology*, 60, 590 - 600.
- Zanin, Y.T., 1969, Geology of the phosphate crusts of weathering and associated phosphate deposits.

ÖZGEÇMİŞ

KİŞİSEL BİLGİLER

Adı Soyadı : Mesude YILDIRIM
Uyruğu : T.C.
Doğum Yeri ve Tarihi : Midyat 11.06.1984
Telefon : 05309469763
Faks :
e-mail : mesudeayyildiz@hotmail.com

EĞİTİM

Derece	Adı, İlçe, İl	Bitirme Yılı
Lise	: Midyat Aziz Önen Lisesi(YDA) Midyat Mardin	2002
Üniversite	: ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ MÜHENDİSLİK-MİMARLIK FAKÜLTESİ JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ	2008
Yüksek Lisans	:	
Doktora	:	

İŞ DENEYİMLERİ

Yıl	Kurum	Görevi
2008-2010	MİLLİ EĞİTİM İLÇE MÜDÜRLÜĞÜ	Ücretli Öğretmenlik
2010-2014	YENİGÜN MÜHENDİSLİK	Proje Ve Zemin Etüt
2014-2018	MEDDİZAYN MİM.MÜH.LTD.ŞTİ.	Zemin Mekaniği Laboratuvarı Jeoloji Mühendisi
2018-	MEDDİZAYN MİM.MÜH.LTD.ŞTİ.	Zemin Mekaniği Lab.Denetçi Mühendis

UZMANLIK ALANI: ZEMİN MEKANİĞİ LABORATUVARI

YABANCI DİLLER: İNGİLİZCE, ARAPÇA

BELİRTMEK İSTEĞİNİZ DİĞER ÖZELLİKLER: C SINIFI İŞ GÜVENLİĞİ

YAYINLAR*

* Tetiker, S., Yalçın, H., Ayyıldız, M., 2017. Marine Clay Occurrences in the Phosphatic Rocks of Cretaceous Age from Mardin-Mazıdağı in Southeastern Turkey. 17. Ulusal Kil Sempozyumu, 01-05 Eylül, Muğla, 44-46 (Yüksek Lisans tezinden yapılmıştır).