

75220

T.C.
CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
SİVAS

HEKİMHAN GÜNEYİ (KB MALATYA) ÜST KRETASE-TERSİYER
YAŞLI SEDİMANTER İSTİFİN MİNERALOGİK-PETROGRAFİK
VE JEOKİMYASAL İNCELENMESİ

T. C.
Yükseköğretim Kurulu
Dokümantasyon Merkezi

Yüksek Lisans Tezi

Ömer BOZKAYA

Şubat, 1991

Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürlüğü'ne

İşbu çalışma, jürimiz tarafından JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ
ANABİLİM DALI'nda YÜKSEK LİSANS TEZİ olarak
kabul edilmiştir.

Başkan : Yrd. Doç. Dr. Hüseyin YALÇIN

Üye : Doç. Dr. S. Zeki TUTKUN

Üye : Doç. Dr. Ahmet GÖKÇE

Yukarıdaki imzaların, adı geçen öğretim üyelerine ait olduğunu onaylarım.

Prof. Dr. İbrahim Cümüşsuyu
Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürü



ÖZET

Bu çalışmada, Malatya iline bağlı Hekimhan ilçesinin güneyinde geniş yayılım gösteren ve Jura'dan Miyosen'e kadar değişen yaşlara sahip sedimenter birimlerin genelleştirilmiş stratigrafik istifini, yanal ve düşey yöndeki mineralojik ve jeokimyasal değişimlerini belirlemek, kil, zeolit ve karbonat minerallerinin oluşumlarına, diyajenetik evrimlerine ve dağılımlarına açıklık getirmek, bu minerallerin ana ve iz element içeriklerini incelemek, sonuçta tüm sedimenter havzanın jeolojik evrim ve paleocoğrafik gelişimini ortaya koymak amaçlanmıştır.

Bu amaç doğrultusunda 342 km²'lik bir alanın 1: 25 000 ölçekli jeoloji haritası yapılarak formasyon düzeyinde on iki litostratigrafik birim ayrılmıştır. Bunlar alttan üste doğru, Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Yukarıselimli formasyonu, Üst Kretase yaşlı Hekimhan ofiyoliti, Güzelyurt, Boyalıkdere, Kösehasan formasyonları, Kuzukulağı volkanitleri ve Yiğitler formasyonu, Paleosen yaşlı Yağca formasyonu, Üst Paleosen-Orta Eosen yaşlı Kızılyatak formasyonu, Üst Eosen-Alt Oligosen yaşlı Kocaözü formasyonu, Miyosen yaşlı Hüyük formasyonu ve Karataştepe volkanitleridir.

Litostratigrafik birimlerden noktasal ve ölçülü kesit boyunca alınan 686 örneğin büyük bir kısmında optik ve elektron mikroskop, X-ışınları difraksiyonu ile ana ve iz element kimyasal çözümlenmeleri yapılmıştır.

Elde edilen sonuçlara göre, karbonat platformu özelliğindeki Yukarıselimli formasyonu tümüyle kimyasal sedimantasyon ürünü kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşlarını içermekte, karbonat minerallerini ise kalsit ve daha az da dolomit temsil etmektedir. Resifal kireçtaşı litolojisindeki Güzelyurt formasyonu, biyokimyasal süreçlerle çökeltilmiş olup karbonat mineralleri bütünüyle kalsitten oluşmaktadır. Boyalıkdere formasyonu proksimal türbid akıntılarla çökeltilmiş konglomera ve kumtaşı litolojilerini kapsamaktadır.

Fliş fasiyesinde çökeltile Kösehasan formasyonu, tuf arakatkılı, detritik ve kimyasal sedimantasyon ürünü kayaçlar (kumtaşı, marn, kireçtaşı) içeren bir birimdir. Karbonat mineralleri kalsit ile temsil olunmaktadır. Kil mineralleri simektit (Mg-Fe montmorillonit, Al-Fe Saponit)+klorit (di-trioktahedral)+illit şeklinde bir parajenez sunmaktadır. Tüflerde volkanik camdan itibaren gelişmiş otijenik zeolit mineralleri (klinoptilolit, analsim) bulunmaktadır. Bu minerallerden analsimler, kırıntılı sedimantasyonun yoğun, derin ve pH'ın görel olarak düşük olduğu bölgelerde, klinoptilolitler ise kimyasal çökelmenin etken ve pH'ın daha yüksek olduğu bölgelerde yer almakta ve sonuçta yanıl ve dikey yönde mineralojik bir değişim meydana getirmektedir. Karbonat fazında iz element içerikleri açısından en bol bulunan formasyon olup Fe, Na ve Zn elementlerini daha çok içermektedir.

Bazaltik bileşimdeki volkanik kayaçları içeren Kuzukulağı volkanitleri, Kösehasan formasyonundaki piroklastik kayaçlarla birlikte bölgedeki ilk volkanik evreyi oluşturmaktadır.

Yiğitler formasyonu kimyasal kireçtaşlarından oluşmakta ve karbonat mineralleri kalsit, daha az da dolomit ile temsil edilmektedir. Karbonat mineralleri diğer formasyonlara göre K'u daha çok içermektedir. Birimin kil minerallerini simektit+klorit+illit oluşturmaktadır.

Yağca formasyonu sığ deniz ortamında çökeltilmiş evaporitik seriyi (jips, dolomit, kireçtaşı, marn, kiltası) kapsamaktadır. Karbonat mineralleri dolomit ve kalsit ile temsil edilmektedir. Dolomitler, Ca-dolomit bileşiminde olup Mg/Ca oranı 0.69-0.98 arasında değişmektedir. Bu formasyon Üst Kretase-Tersiyer sınırı için önemli ipuçları vrebilecek bazı neoforme kil mineralleri (sepiyolit, paligorsit/atapuljit) de içermektedir. Dolomitlerde saptanan iz element içeriğine göre Mg, Co, Cu, Ni ve Cr'u diğer formasyonlara göre daha fazla içermek-

tedir. Kızılyatak ve Kocaözü formasyonları kimyasal-biyokimyasal kireçtaşlarından oluşmaktadır (kalsit+dolomit). Kocaözü formasyonunun kil mineralleri simektit+paligorsit+klorit biçiminde bir parajenez sunmaktadır. Kocaözü formasyonu karbonat mineralleri iz element miktarı açısından Sr ve Mn elementlerini daha çok içermektedir.

Piroklastik kayalardan (tüf, aglomera, breş) oluşan Hüyük formasyonu inceleme alanındaki ikinci volkanik evreye karşılık gelmektedir. Bazalt ve andezit bileşimindeki Karataştepe volkanitleri, bölgedeki son (üçüncü) volkanik aktiviteyi oluşturmaktadır.

Üst Kretase'de karbonat mineralleri tümüyle kalsit ile temsil edilmekte iken, Paleosen'de dolomit ortaya çıkmaktadır. Eosen ve Oligosen yaşlı birimlerde kalsit egemen olmakta ve buna az miktarda dolomit eşlik etmektedir. Kil mineralleri, Üst Kretase'de simektit+klorit+illit, Paleosen'de sepiyolit+paligorsit+simektit, Eosen-Oligosen'de simektit+paligorsit+klorit şeklindedir. Karbonat minerallerinde Mg, Co, Cu, Ni ve Cr miktarları Paleosen'de en yüksek düzeye çıkmaktadır. Genellikle Sr, Fe, Mn, Zn, Na ve K konsantrasyonları Üst Kretase'den Eosen sonuna doğru azalmakta, Oligosen'de tekrar artmaktadır.

Kalsit ve dolomitlerde elementlerin değişim diyagramlarında ters bir ilişki bulunmaktadır. Kalsitlerde Ca-Sr negatif, Mg-Mn, Na-Sr ve Mn-Sr pozitif korelasyon göstermekte iken, dolomitlerde Ca-Sr pozitif, Mg-Mn, Na-Sr ve Mn-Sr negatif korelasyon sunmaktadır.

SUMMARY

In this study, it has been aimed to determine the generalized stratigraphic sequence of different aged sedimentary units which have extensively outcropped from Jurassic to Miocene, located within the south of Hekimhan in Malatya province, and to determine the lateral and vertical mineralogic and geochemical variations of units. This study also aims to clarify the formation, the diagenetic evolution and distributions of clay, zeolite and carbonate minerals, to investigate the contents of the major and trace elements of these minerals, and finally, to detect the geologic evolution and paleogeographic development of the whole sedimentary basin.

For this purpose, the geologic map of 342 sq. km has been made of 1:25 000 scale and twelve lithostratigraphic units have been divided into as formation. From bottom to top, these are Yukarıselimli formation of Upper Jurassic-Lower Cretaceous, Hekimhan ophiolite, Güzelyurt, Boyalıkdere, Kösehasan formations, Kuzukulağı volcanites and Yiğitler formation of Upper Cretaceous, Yağca formation of Paleocene, Kızılyatak formation of Upper Paleocene-Middle Eocene, Kocaözü formatio of Upper Eocene-Lower Oligocene, Hüyük formation and Karataştepe volcanites of Miocene.

Optical and electron microscope investigations, X-ray diffraction, major and trace element chemical analyses are carried out on great parts of the samples of 686 taken from point and measured sections in the lithostratigraphic units.

According to the results obtained, Yukarıselimli formation which is carbonate platform feature includes limestone and dolomitic limestones of chemical sedimentation products, and calcite and rarely dolomite represent the carbonate minerals. Güzelyurt formation having reefal limestone lithology was precipitated by biochemical processes and carbonate mi-

nerals were wholly formed from calcite. Boyalıkdere formation contains conglomerate and sandstone lithologies which were sedimented by turbid flows.

Kösehasan formation in the flysch facies is a unit bearing detrital and chemical sedimentary rocks (sandstone, marl, limestone) with tuff intercalation. Carbonate minerals are represented by calcite. Clay minerals present a paragenesis such as smectite (Mg-Fe montmorillonite, Al-Fe saponite)+chlorite (di-tri-octahedral)+illite. Authigenic zeolite minerals (clinoptilolite, analcite) developed from volcanic glass exist in the tuffs. Analcites are situated in the deep areas having common detrital sedimentation and relatively low pH, for as clinoptilolites are observed in the regions where chemical sedimentation is dominating and pH is larger, and these minerals cause a mineralogic variation in the lateral and vertical directions. This formation is the richest unit on account of trace elements in the carbonate fraction and includes much more Fe, Na and Zn elements.

Kuzukulağı volcanites consisting of volcanic rocks in basaltic composition and pyroclastic rocks of Kösehasan formation form the first volcanic period.

Yiğitler formation is composed of chemical limestone representing with calcite and seldom dolomite. Carbonate minerals have far too much K concentration in comparison with other formations. Clay minerals of unit are smectite+chlorite+illite.

Yağca formation covers evaporitic series (gypsum, dolomite, limestone, marl, claystone) which were sedimented in the shallow marine environment. Carbonate minerals are represented dolomite and calcite. Dolomites are Ca-dolomite composition and Mg/Ca ratio in these minerals varies between 0.69-0.98. This formation also includes some neoformed clay minerals (sepiolite, palygorskite/attapulgitite) which give important proofs for Upper Cretaceous-Tertiary boundary.

Dolomites have much more Mg, Co, Cu, Ni and Cr, considering other formations.

Kızılyatak and Kocaözü formations are formed with chemical-biochemical limestones (calcite+dolomite). Clay minerals of Kocaözü formation present a paragenesis such as smectite+palygorskite+chlorite. Carbonate minerals of Kocaözü formation include much more Sr and Mn in trace element amounts.

Hüyük formation consisting of pyroclastic rocks (tuff, agglomerate, breccia) equals to second volcanic period. Karataştepe volcanites composed of basalt and andesites are the products of final (third) volcanic activity in the region.

Dolomite appears in the Paleocene, as carbonate minerals are represented by completely calcite in the Upper Cretaceous. Calcite is dominant mineral in the Eocene and Oligocene units and little dolomite accompanies to this. Clay minerals have smectite+chlorite+illite in the Upper Cretaceous, whereas sepiolite+palygorskite+smectite+chlorite, smectite+palygorskite+chlorite associations in the Eocene-Oligocene. Mg, Co, Cu, Ni and Cr contents in the carbonate minerals of Paleocene rise to the most values. In general, Sr, Fe, Mn, Zn, Na and K concentrations decrease from Upper Cretaceous to the end of Eocene and increase in the Oligocene again.

A reverse relation has been seen in the element variation diagrams in the calcite and dolomites. Ca-Sr shows positive correlation, Mg-Mn, Na-Sr and Mn-Sr exhibit negative correlation in the dolomites, whereas Ca-Sr indicates negative correlation, positive correlations for Mg-Mn, Na-Sr and Mn-Sr element pairs.

TEŞEKKÜR

Bu çalışma, 1988-1991 yılları arasında, Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü ve C.Ü. Araştırma Fon Saymanlığı'nın maddi, T.D.Ç.İ. Hekimhan Maden Müesseseleri Müdürlüğü'nün lojistik desteğiyle gerçekleştirilmiştir.

Öncelikle; arazi ve laboratuvar çalışmaları sırasında her türlü katkı ve yardımlarını esirgemeyen ve bana bilimsel çalışmanın inceliklerini öğreten değerli danışman hocam Yrd. Doç. Dr. Hüseyin YALÇIN'a (C.Ü.);

Örneklerin X-ışınları çalışmaları için olanak sağlayan Doç. Dr. M.Niyazi GÜNDOĞDU'ya ve ilgili laboratuvar elemanlarına (H.Ü.);

Paris-Sud Üniversitesi'nde (FRANSA) çalışma olanğı sağlayarak X-ışınları çekimlerini ve Taramalı Elektron Mikroskop çalışmalarını gerçekleştiren Dr. André POISSON'a ve difraktogram çekimleri için katkılarından dolayı Dr. Mme Danièle GASPARD'a (Paris-Sud Üniversitesi);

Gerek jeolojik harita ve gerekse stratigrafi bölümü için yaptığı emeştiri ve görüşleriyle bana ışık tutan Doç. Dr. S.Zeki TUTKUN'a (C.Ü.);

Mineraleji-petrografi ve jeokimya bölümleri için geleceğe yönelik çalışmalarına ışık tutacak eleştiri ve görüşleri için Doç. Dr. Ahmet GÖKÇE'ye (C.Ü.);

Çalışmalarında çeşitli yardım ve katkılarından dolayı Yrd. Doç. Dr. Durmuş BOZTUĞ'a (C.Ü.);

Paleontolojik tayinleri yaparak inceleme alanı kronostratigrafisinin oluşturulmasında katkıda bulunan Yrd. Doç. Dr. Mahmut TUNÇ, Yrd. Doç. Dr. Nurdan İNAN (C.Ü.), Araş. Gör. Cemal TUNOĞLU (H.Ü.) ve Jeo. Yük. Müh. Murat KÖYLÜOĞLU'na (T.P.A.O.);

Jeoloji haritası ile ilgili olarak görüşlerinden yararlandığım Yrd. Doç. Dr. Orhan CERİT'e (C.Ü.);

Arazi çalışmaları sırasında Hekimhan Madenleri Müessese Müdürlüğü'nün birçok olanaklarından yararlan-

ma izni veren Müessese Müdürü Maden Mühendisi Sıddık AYDEMİR'e ve işletmenin diğer personellerine;

Arazi çalışmalarındaki çeşitli katkılarından dolayı ERDEMİR Kontrol Müh. Jeo. Müh. Salih COŞKUN'a;

Çalışma sırasındaki çeşitli yardımları için Araştırma Görevlileri Sabah YILMAZ, Ali UÇURUM ve Mehmet AKYAZI'ya (C.Ü.);

Saha çalışmalarını sırasındaki yardımları için Jeoloji Mühendisliği Bölümü stajyer öğrencilerinden Yusuf YÜKSEKTEPE ve Haydar ALPAT'a;

Jeokimyasal çözümlenmeleri gerçekleştiren Jeoloji Mühendisliği Kayaç Kimyası Laboratuvarı teknik personelleri Uzman Fatma YALÇIN ve Uzman Ümit ŞENGÜL'e (C.Ü.);

İncekesitlerin yapılmasındaki katkılarından dolayı Jeoloji Mühendisliği İncekesit Laboratuvarı personelleri Davut OYMAK ve Ufuk KUŞ'a;

Tezin yazımı ve fotokopisindeki değerli emeklerinden dolayı Sadık DOĞAN, Bayram PAMUK ve Mustafa ALKAN'a;

Şekillerin çizimi sırasındaki yardımları için Veli KAYAOĞLU'na;

Tez çalışmalarım sırasında gösterdikleri sabır ve anlayışla bana destek olan babam Sait BOZKAYA, annem Şükriye BOZKAYA ve kardeşim Ahmet BOZKAYA'ya;

teşekkür ederim.

1 Ocak 1991
SİVAS

Ömer BOZKAYA

İÇİNDEKİLER DİZİNİ

| | <u>Sayfa</u> |
|--|--------------|
| ÖZET..... | iv |
| SUMMARY..... | vii |
| TEŞEKKÜR..... | x |
| İÇİNDEKİLER DİZİNİ..... | xii |
| ŞEKİLLER DİZİNİ..... | xvii |
| ÇİZELGELER DİZİNİ..... | xxii |
| FOTOĞRAFLAR DİZİNİ..... | xxvi |
| 1. GİRİŞ..... | 1 |
| 1.1.Amaç ve Kapsam..... | 1 |
| 1.2.İnceleme Alanının Tanıtılması..... | 1 |
| 1.3.Önceki Çalışmalar (İnceleme Alanı ve Yakın Çevresi)..... | 2 |
| 2. STRATİGRAFİ VE TEKTONİK..... | 13 |
| 2.1.Litostatigrafi Birimleri..... | 13 |
| 2.1.1.Yukarıselimli formasyonu (JKry)..... | 16 |
| 2.1.1.1.Dağılımı ve topoğrafya görünümü..... | 16 |
| 2.1.1.2.Tip kesit, yeri ve kalınlık..... | 18 |
| 2.1.1.3.Kayaç türü, yanal değişim, alt/üst sınırlar..... | 18 |
| 2.1.1.4.Fosil topluluğu ve yaş..... | 18 |
| 2.1.1.5.Karşılaştırma ve yorum..... | 20 |
| 2.1.2.Hekimhan Ofiyoliti (Ksho)..... | 20 |
| 2.1.3.Güzelyurt formasyonu (Ksg)..... | 23 |
| 2.1.3.1.Dağılımı ve topoğrafya görünümü..... | 23 |
| 2.1.3.2.Tip kesit, yeri ve kalınlık..... | 25 |
| 2.1.3.3.Kayaç türü, yanal değişim ve alt/üst sınırlar..... | 25 |
| 2.1.3.4.Fosil topluluğu ve yaş..... | 28 |
| 2.1.3.5.Karşılaştırma ve yorum..... | 29 |
| 2.1.4.Boyalıkdere formasyonu (Ksb)..... | 30 |
| 2.1.4.1.Dağılımı ve topoğrafya görünümü..... | 30 |
| 2.1.4.2.Tip kesit, yeri ve kalınlık..... | 31 |
| 2.1.4.3.Kayaç türü, yanal değişim, alt/üst sınırlar..... | 31 |

| | <u>Sayfa</u> |
|---|--------------|
| 2.1.4.4. Fosil topluluğu ve yaş..... | 33 |
| 2.1.4.5. Karşılaştırma ve yorum..... | 34 |
| 2.1.5. Kösehasan formasyonu (Ksk)..... | 36 |
| 2.1.5.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü..... | 36 |
| 2.1.5.2. Tip kesit, yeri ve kalınlık..... | 37 |
| 2.1.5.3. Kayaç türü, yanal değişim ve alt/üst sınırlar..... | 37 |
| 2.1.5.4. Fosil topluluğu ve yaş..... | 40 |
| 2.1.5.5. Karşılaştırma ve yorum..... | 42 |
| 2.1.6. Kuzukulağı volkanitleri (Kskv)..... | 45 |
| 2.1.6.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü..... | 45 |
| 2.1.6.2. Kayaç türü ve alt/üst sınırlar..... | 45 |
| 2.1.6.3. Volkanizmanın yaşı ve karşılaştırma.... | 45 |
| 2.1.7. Yiğitler formasyonu (Ksy)..... | 46 |
| 2.1.7.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü..... | 46 |
| 2.1.7.2. Tip kesit, yeri ve kalınlık..... | 46 |
| 2.1.7.3. Kayaç türü, yanal değişim ve alt/üst sınırlar..... | 47 |
| 2.1.7.4. Fosil topluluğu ve yaş..... | 49 |
| 2.1.7.5. Karşılaştırma ve yorum..... | 50 |
| 2.1.8. Yağca formasyonu (Tpy)..... | 52 |
| 2.1.8.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü..... | 52 |
| 2.1.8.2. Tip kesit, yeri ve kalınlık..... | 52 |
| 2.1.8.3. Kayaç türü, yanal değişim ve alt/üst sınırlar..... | 56 |
| 2.1.8.4. Fosil topluluğu ve yaş..... | 58 |
| 2.1.8.5. Karşılaştırma ve yorum..... | 60 |
| 2.1.9. Kızılyatak formasyonu (Tpk)..... | 61 |
| 2.1.9.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü..... | 61 |
| 2.1.9.2. Tip kesit, yeri ve kalınlık..... | 61 |
| 2.1.9.3. Kayaç türü, yanal değişim ve alt/üst sınırlar..... | 64 |
| 2.1.9.4. Fosil topluluğu ve yaş..... | 64 |
| 2.1.9.5. Karşılaştırma ve yorum..... | 66 |
| 2.1.10. Kocaözü formasyonu (Tek)..... | 66 |
| 2.1.10.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü..... | 66 |
| 2.1.10.2. Tip kesit, yeri ve kalınlık..... | 68 |

| | <u>Sayfa</u> |
|--|--------------|
| 2.1.10.3. Kayaç türü, yanal değişim ve alt/üst sınırlar..... | 68 |
| 2.1.10.4. Fosil topluluğu ve yaş..... | 71 |
| 2.1.10.5. Karşılaştırma ve yorum..... | 72 |
| 2.1.11. Hüyük formasyonu (Tmh)..... | 72 |
| 2.1.11.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü..... | 72 |
| 2.1.11.2. Tip kesit, yeri ve kalınlık..... | 72 |
| 2.1.11.3. Kayaç türü, yanal değişim ve alt/üst sınırlar..... | 74 |
| 2.1.11.4. Fosil topluluğu ve yaş..... | 74 |
| 2.1.11.5. Karşılaştırma ve yorum..... | 74 |
| 2.1.12. Karataştepe volkanitleri (Tmkv)..... | 76 |
| 2.1.12.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü..... | 76 |
| 2.1.12.2. Kayaç türü ve alt/üst sınırlar..... | 76 |
| 2.1.12.3. Volkanizmanın yaşı ve karşılaştırma... | 76 |
| 2.1.13. Kuvaterner oluşukları (Qal)..... | 77 |
| 2.2. Tektonik..... | 78 |
| 2.2.1. Kıvrımlar..... | 78 |
| 2.2.2. Faylar..... | 83 |
| 2.2.3. Çatlak sistemleri..... | 83 |
| 2.2.4. Uyumsuzluklar..... | 85 |
| 2.2.5. Tartışmalar ve genelleme..... | 85 |
| 3. MİNERALOGİ-PETROGRAFI..... | 86 |
| 3.1. İnceleme ve Çözümleme Yöntemleri..... | 86 |
| 3.1.1. Optik mikroskop incelemeleri (OM)..... | 86 |
| 3.1.2. X-ışınları çözümlenmeleri (XRD)..... | 86 |
| 3.1.2.1. Tüm kayaç çözümlenmeleri (TK)..... | 88 |
| 3.1.2.2. Kil fraksiyonu ayrımı ve çözümlenmeleri (KF)..... | 89 |
| 3.1.3. Taramalı elektron mikroskop incelemeleri (SEM)..... | 92 |
| 3.2. İnceleme ve Çözümleme Sonuçları..... | 93 |
| 3.2.1. Yukarıselimli formasyonu..... | 93 |
| 3.2.1.1. Optik mikroskop incelemeleri..... | 93 |
| 3.2.2. Hekimhan ofiyoliti..... | 93 |
| 3.2.2.1. Optik mikroskop incelemeleri..... | 93 |

| | <u>Sayfa</u> |
|--|--------------|
| 3.2.3. Güzelyurt formasyonu..... | 98 |
| 3.2.3.1. Optik mikroskop incelemeleri..... | 98 |
| 3.2.3.2. Tümkayaç zmlemeleri..... | 101 |
| 3.2.4. Boyalkdere formasyonu..... | 101 |
| 3.2.4.1. Optik mikroskop incelemeleri..... | 101 |
| 3.2.5. Kösehasan formasyonu..... | 103 |
| 3.2.5.1. Optik mikroskop incelemeleri..... | 103 |
| 3.2.5.2. Taramalı elektron mikroskop incelemeleri..... | 109 |
| 3.2.5.3. Tümkayaç zmlemeleri..... | 109 |
| 3.2.5.4. Kil fraksiyonu zmlemeleri..... | 114 |
| 3.2.5.5. Minerallerin dikey dağılımları..... | 114 |
| 3.2.6. Kuzukulağı volkanitleri..... | 118 |
| 3.2.6.1. Optik mikroskop incelemeleri..... | 118 |
| 3.2.7. Yiğitler formasyonu..... | 119 |
| 3.2.7.1. Optik mikroskop incelemeleri..... | 119 |
| 3.2.7.2. Tümkayaç zmlemeleri..... | 122 |
| 3.2.7.3. Kil fraksiyonu zmlemeleri..... | 123 |
| 3.2.7.4. Minerallerin dikey dağılımları..... | 123 |
| 3.2.8. Yağca formasyonu..... | 126 |
| 3.2.8.1. Optik mikroskop incelemeleri..... | 126 |
| 3.2.8.2. Tümkayaç zmlemeleri..... | 129 |
| 3.2.8.3. Kil fraksiyonu zmlemeleri..... | 132 |
| 3.2.8.4. Minerallerin dikey dağılımları..... | 133 |
| 3.2.9. Kızılyatak formasyonu..... | 133 |
| 3.2.9.1. Optik mikroskop incelemeleri..... | 133 |
| 3.2.9.2. Tümkayaç zmlemeleri..... | 139 |
| 3.2.9.3. Minerallerin dikey dağılımları..... | 141 |
| 3.2.10. Kocaözü formasyonu..... | 141 |
| 3.2.10.1. Optik mikroskop incelemeleri..... | 141 |
| 3.2.10.2. Tümkayaç zmlemeleri..... | 144 |
| 3.2.10.3. Kil fraksiyonu zmlemeleri..... | 145 |
| 3.2.10.4. Minerallerin dikey dağılımları..... | 145 |
| 3.2.11. Hüyük formasyonu..... | 145 |
| 3.2.11.1. Optik mikroskop incelemeleri..... | 145 |
| 3.2.11.2. Tümkayaç zmlemeleri..... | 148 |

| | <u>Sayfa</u> |
|--|--------------|
| 3.2.11.3. Minerallerin dikey dağılımları..... | 149 |
| 3.2.12. Karataştepe volkanitleri..... | 150 |
| 4. JEOKİMYA..... | 153 |
| 4.1. Çözümleme Yöntemleri..... | 153 |
| 4.2. Kil Minerallerinin Kimyası..... | 155 |
| 4.2.1. Simektitler..... | 155 |
| 4.2.2. Kloritler..... | 158 |
| 4.2.3. Paligorsit ve sepiyolitler..... | 162 |
| 4.3. Zeolit Minerallerinin Kimyası..... | 164 |
| 4.3.1. Analsim..... | 164 |
| 4.4. Karbonat Minerallerinin Kimyası..... | 169 |
| 4.4.1. Yukarıselimli formasyonu..... | 169 |
| 4.4.2. Güzelyurt formasyonu..... | 169 |
| 4.4.3. Kösehasan formasyonu..... | 172 |
| 4.4.4. Yiğitler formasyonu..... | 172 |
| 4.4.5. Yağca formasyonu..... | 176 |
| 4.4.6. Kızılyatak formasyonu..... | 176 |
| 4.4.7. Kocaözü formasyonu..... | 182 |
| 4.4.8. Tartışma ve genellemeler..... | 182 |
| 5. DİYAJENETİK MİNERALLERİN OLUŞUMU VE DAĞILIM- LARI..... | 194 |
| 5.1. Zeolit Mineralleri..... | 194 |
| 5.2. Kil Mineralleri..... | 196 |
| 5.2.1. Simektitler..... | 196 |
| 5.2.2. Kloritler..... | 198 |
| 5.2.3. Paligorsit ve sepiyolitler..... | 199 |
| 5.3. Karbonat Mineralleri..... | 203 |
| 6. JEOLJİK EVRİM VE PALEOCOĞRAFİK GELİŞİM..... | 207 |
| 7. SONUÇLAR..... | 210 |
| 8. DEĞİNİLEN BELGELER..... | 214 |

ŞEKİLLER DİZİNİ

| <u>Sekil</u> | <u>Sayfa</u> |
|--|--------------|
| 1.1 . İnceleme alanının yer bulduru haritası ve bölgesel jeolojik konumu (1:500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Sivas paftasından (Baykal, 1966) basitleştirilerek hazırlanmıştır)..... | 3 |
| 1.2 . İnceleme alanının doğu kesiminin topografik blok diyagramı ve yerleşim bölgeleri..... | 4 |
| 2.1 . Hekimhan güneyinin basitleştirilmiş jeoloji haritası..... | 14 |
| 2.2 . Hekimhan güneyinin genelleştirilmiş stratigrafi dikme kesiti..... | 15 |
| 2.3 . İnceleme alanı ve yakın çevresinde yapılan çalışmaların karşılaştırılması.. | 17 |
| 2.4 . Yukarıselimli formasyonunun tip kesiti (Kızıllağara dere)..... | 19 |
| 2.5 . Hekimhan çevresinde gözlenen ofiyolitik birimlerin basitleştirilmiş ideal bir ofiyolitik seriyle (Coleman, 1971; Vine ve Moores, 1973; Çapan, 1977) karşılaştırılması..... | 22 |
| 2.6 . Güzelyurt formasyonunun tip kesiti (Basaklı kayalıkları)..... | 26 |
| 2.7 . İnceleme alanının güneydoğusunda yer alan resifal kireçtaşlarının konumu.... | 27 |
| 2.8 . Resifal kireçtaşlarının doğrudan ofiyolitik kayaların üzerinde oluşması ile paleocoğrafya arasındaki ilişkiyi gösteren hipotetik model..... | 30 |
| 2.9 . Boyalıkdere formasyonunun a) Pamuklu tepe doğusu ve b) Şihoğlu tepe-Köçek kayalıkları arasındaki tip kesitleri.... | 32 |
| 2.10. a) Tektonik açıdan duraysız bir ortamda konglomeraların resifal kireçtaşla- | |

| <u>Sekil</u> | <u>Sayfa</u> |
|---|--------------|
| rından malzeme alabilmesini gösteren hipotetik model, b) Dalga enerjisinin hakim olduğu sığ denizel ortamı gösteren hipotetik model..... | 35 |
| 2.11. Kösehasan formasyonunun tip kesiti (Boyalık dere-Ayölen sırtı)..... | 38 |
| 2.12. Kösehasan formasyonunun referans kesiti (Köslüler sırtı batı yamacı)..... | 39 |
| 2.13. Aşırı hareketli bir flišik ortamda pelajik ve neritik ortamı karakterize eden fosillerin birarada bulunmasını açıklayan hipotetik model..... | 44 |
| 2.14. Yiğitler formasyonunun a) tip kesiti (Köslüler sırtı) ve b) referans kesiti (Hankaya sırtı)..... | 48 |
| 2.15. Hankaya sırtı kesiminde sığ ve derin deniz fosillerinin birlikteliği..... | 51 |
| 2.16. Yağca formasyonunun tip kesitleri a) Tavşan tepe-Nadar tepe ve b) Yağca.... | 53 |
| 2.17. Yağca formasyonunun referans kesiti (Mezgi sırtı)..... | 54 |
| 2.18. Yağca formasyonunun referans kesitleri a) Yağcakır tepe, b) Suyunguzu ve c) Ağtepe..... | 55 |
| 2.19. Kızılyatak formasyonunun tip kesitleri a) Sulukaş dere ve b) Nadar tepe..... | 63 |
| 2.20. Kocaözü formasyonunun tip kesitleri a) Gelnek sırtı ve b) Ağtepe..... | 69 |
| 2.21. Hüyük formasyonunun tip kesiti (Hüyük tepe doğusu)..... | 73 |
| 2.22. İnceleme alanının tektonik bölgeler içerisindeki yeri..... | 79 |
| 2.23. Sivas ile Malatya arasında kalan bölgenin hava fotoğraflarından hazırlanan 1:500 000 ölçekli tektonik haritası ve inceleme alanının bölgesel tektonizmadaki yeri..... | 80 |

| <u>Sekil</u> | <u>Sayfa</u> |
|---|--------------|
| 2.24. Üst Kretase'den Eosen sonuna kadar düzenli bir istif sunan sedimanter birimlerden elde edilen gül diyagramları..... | 82 |
| 3.1. Kil Ayırma Laboratuvarındaki iş akış şeması (Gündoğdu, 1982'den hazırlanmıştır)..... | 91 |
| 3.2. Kil difraktogramı çekimi için kil örneklerinin lam preparatlarının hazırlanması..... | 92 |
| 3.3. Kösehasan formasyonunun Boyalıkdere-Ayölen sırtı kesitinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları..... | 116 |
| 3.4. Kösehasan formasyonunun Köslüler sırtı kesitinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları..... | 119 |
| 3.5. Yiğitler formasyonunun Hankaya sırtı kesitinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları..... | 124 |
| 3.6. Yiğitler formasyonunun a) Ağtepe ve b) Yağcakır tepe kesitlerinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları..... | 125 |
| 3.7. Yağca formasyonunun Tepedüzü tepe kesitinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları.. | 134 |
| 3.8. Şekil 3.7'deki 82-89. metreler arasındaki seviyede belirlenen minerallerin dikey dağılımları..... | 135 |
| 3.9. Yağca formasyonunun a) Ağtepe ve b) Suyunguzu kesitlerinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları..... | 136 |
| 3.10. Yağca formasyonunun Yağcakır tepe kesitinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları..... | 137 |
| 3.11. Kızılyatak formasyonunun a) Sulukaş dere, b) Nadar tepe ve c) Ağtepe kesitlerinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları.... | 142 |
| 3.12. Kocaözü formasyonu Gelnek sırtı kesitinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları.. | 146 |

| <u>Şekil</u> | <u>Sayfa</u> |
|---|--------------|
| 3.13. Hüyük formasyonunun Hüyük tepe doğusu tip kesitinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları..... | 150 |
| 4.1. Kayaç Kimyası Laboratuvarındaki AAS ve UV-VIS Spektrofotometre iş akış şeması..... | 154 |
| 4.2. Simektitlerin a) $MgO-Al_2O_3-(Fe_2O_3+TiO_2)$ ve b) oktaedrik $Mg-Al-Fe^{+3}$ üçgen diyagramlarındaki dağılımları..... | 157 |
| 4.3. Kloritlerin a) $MR^3-2R^3-3R^3$ ve b) $MgO-Al_2O_3-(Fe_2O_3+TiO_2)$ üçgen diyagramlarındaki dağılımları..... | 160 |
| 4.4. Al-Fe-Mg üçgen diyagramında kloritlerin oktaedrik bileşimleri ile türedikleri kayaçlar arasındaki ilişkiler..... | 161 |
| 4.5. Si-Mg-(Al+ Fe^{+3}) üçgen diyagramında (Jones and Galan, 1988) paligorsit ve sepiyolitle- rin dağılımı (kesik çizgili alanlar Weaver and Pollard'a, 1973 göre çizilmiştir..... | 162 |
| 4.6. Kösehasan formasyonu karbonat minerallerindeki bazı ana ve iz elementlerin dikey dağılımları (Köslüler sırtı)..... | 174 |
| 4.7. Yiğitler formasyonu karbonat minerallerindeki bazı ana ve iz elementlerin dikey dağılımları (Köslüler sırtı)..... | 177 |
| 4.8. Yağca formasyonu karbonat minerallerindeki bazı ana ve iz elementlerin dikey dağılımları (Tepedüzü tepe)..... | 179 |
| 4.9. Yağca formasyonu karbonat minerallerindeki bazı ana ve iz elementlerin dikey dağılımları (Ağtepe)..... | 180 |
| 4.10. Kızılyatak formasyonu karbonat minerallerindeki bazı ana ve iz elementlerin dikey dağılımları(Sulukaş dere)..... | 183 |
| 4.11. Kocaözü formasyonu karbonat minerallerindeki bazı ana ve iz elementlerin dikey dağılımları (Ağtepe)..... | 185 |

| <u>Sekil</u> | <u>Sayfa</u> |
|--|--------------|
| 4.12. Kocaözü formasyonu karbonat minerallerinde- ki bazı ana ve iz elementlerin dikey dağı- lımları (Gelnek sırtı)..... | 186 |
| 4.13. Karbonat minerallerinde 1000 Sr/Ca miktarla- rına göre ortam ayıraçlığı (ortam sınırları Veizer, 1983 tarafından verilmiştir)..... | 188 |
| 4.14. Karbonat minerallerindeki bazı iz elementle- rin formasyonlara göre kronostratigrafik da- ğılımları..... | 190 |
| 4.15. Kalsitlerde bazı element çiftleri arasındaki korelasyon ilişkileri a) CaO-Sr, b) Mn-Sr, c) Na-Sr ve d) Mg-Mn | 191 |
| 4.16. Dolomitlerde bazı element çiftleri arasındaki korelasyon ilişkileri a) CaO-Sr, b) Mn-Sr, c) Na-Sr ve d) MgO-Mn | 192 |
| 5.1. Kil ve karbonat minerallerinin formasyonlara göre kronostratigrafik dağılımları..... | 197 |
| 5.2. Üst Kretase-Tersiyer yaşlı sedimanter birim- lerde kil minerallerinin dağılımı..... | 202 |
| 5.3. Zincir yapılı kil minerallerinin kronostrat- igrafik dağılımları..... | 204 |
| 5.4. Kil ve karbonat minerallerinin alansal dağı- lımları..... | 206 |
| 6.1. İnceleme alanının doğu kesimini temsil eden jeolojik blok diyagram..... | 209 |

ÇİZELGELER DİZİNİ

| <u>Çizelge</u> | <u>Sayfa</u> |
|---|--------------|
| 2. 1. Alınan kayaç örneklerinin litostratigrafiğe göre dağılımı..... | 16 |
| 3. 1. Kayaç örnekleri üzerinde uygulanan laboratuvar yöntemlerinin formasyonlara göre dağılımı..... | 87 |
| 3. 2. Pik şiddetleri yardımıyla minerallerin kütleli absorpsiyon katsayısına bağlı olarak hesaplanan yanıt oranları (Gündoğdu, 1982)..... | 89 |
| 3. 3. Değişik formasyonlardan alınan killi-karbonatlı kayaçlarda, karbonat minerallerinin XRD-TK ve kimyasal çözünme sonucu bulunan yüzdelerinin karşılaştırılması..... | 90 |
| 3. 4. Yukarıselimli formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları..... | 94 |
| 3. 5. Hekimhan ofiyolitinden alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları.... | 96 |
| 3. 6. Güzelyurt formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları.... | 99 |
| 3. 7. Boyalıkdere formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları. | 102 |
| 3. 8. Kösehasan formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları.... | 104 |
| 3. 9. Kösehasan formasyonu örneklerinin XRD-TK çözünme sonuçları (%)...... | 113 |
| 3.10. Kösehasan formasyonunda belirlenen bazı minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%)...... | 113 |
| 3.11. Kösehasan formasyonu örneklerinin XRD-KF çözünme sonuçları (%)...... | 115 |
| 3.12. Kösehasan formasyonunda belirlenen kil minerallerinin istatistiksel değerlendirilmeleri (%)...... | 115 |

| <u>Çizelge</u> | <u>Sayfa</u> |
|---|--------------|
| 3.13. Kuzukulağı volkanitlerinden alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları. | 119 |
| 3.14. Yiğitler formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları.... | 120 |
| 3.15. Yiğitler formasyonu örneklerinin XRD-TK çözümlene sonuçları (%). | 122 |
| 3.16. Yiğitler formasyonunda belirlenen bazı minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%). | 122 |
| 3.17. Yiğitler formasyonu örneklerinin XRD-KF çözümlene sonuçları (%). | 123 |
| 3.18. Yiğitler formasyonunda belirlenen kil minerallerinin istatistiksel değerlendirilmeleri (%). | 123 |
| 3.19. Yağca formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları..... | 127 |
| 3.20. Yağca formasyonu örneklerinin XRD-TK çözümlene sonuçları (%). | 131 |
| 3.21. Yağca formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%). | 131 |
| 3.22. Yağca formasyonunun XRD-KF çözümlene sonuçları (%). | 132 |
| 3.23. Yağca formasyonunda belirlenen kil minerallerinin istatistiksel değerlendirilmeleri (%). | 132 |
| 3.24. Kızılyatak formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları.... | 138 |
| 3.25. Kızılyatak formasyonu örneklerinin XRD-TK çözümlene sonuçları (%). | 141 |
| 3.26. Kızılyatak formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%). | 141 |
| 3.27. Kocaözü formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları.... | 143 |

| <u>Çizelge</u> | <u>Sayfa</u> |
|--|--------------|
| 3.28. Kocaözü formasyonu örneklerinin XRD-TK çözümü sonuçları (%)..... | 144 |
| 3.29. Kocaözü formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%)..... | 145 |
| 3.30. Hüyük formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları..... | 147 |
| 3.31. Hüyük formasyonu örneklerinin XRD-TK çözümü sonuçları..... | 149 |
| 3.32. Hüyük formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri(%) | 149 |
| 3.33. Karataştepe volkanitlerinden alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları. | 151 |
| 4. 1. Kösehasan ve Yiğitler formasyonları simektitlerinin kimyasal bileşimleri ve yapısal formülleri..... | 156 |
| 4. 2. Kösehasan formasyonu kloritlerinin kimyasal bileşimleri ve yapısal formülleri. | 159 |
| 4. 3. Yağca formasyonu paligorsit ve sepiyolitlerin kimyasal bileşimleri ve yapısal formülleri..... | 163 |
| 4. 4. Hekimhan bölgesindeki sepiyolitinin ortalama kimyasal bileşiminin karşılaştırılması..... | 165 |
| 4. 5. Hekimhan bölgesindeki paligorsitin kimyasal bileşiminin karşılaştırılması... | 166 |
| 4. 6. Kösehasan formasyonu tüflerindeki analsimlerin kimyasal bileşimleri ve yapısal formülleri ile matriksin kimyasal bileşimi..... | 167 |
| 4. 7. Denizel ve gölssel analsimlerin ortalama kimyasal bileşimlerinin karşılaştırılması..... | 168 |
| 4. 8. Yukarıselimli formasyonu karbonat minerallerinin kimyasal çözümü sonuçları ve yapısal formülleri..... | 170 |

ÇizelgeSayfa

| | |
|--|-----|
| 4. 9. Güzelyurt formasyonu karbonat mineral- lerinin kimyasal çözümüleme sonuçları ve yapısal formülleri..... | 171 |
| 4.10. Kösehasan formasyonu karbonat mineral- lerinin kimyasal çözümüleme sonuçları ve yapısal formülleri..... | 173 |
| 4.11. Yiğitler formasyonu karbonat mineral- lerinin kimyasal çözümüleme sonuçları ve yapısal formülleri..... | 175 |
| 4.12. Yağca formasyonu karbonat mineralleri- nin kimyasal çözümüleme sonuçları ve yapısal formülleri..... | 178 |
| 4.13. Kızılyatak formasyonu karbonat mineral- lerinin kimyasal çözümüleme sonuçları ve yapısal formülleri..... | 181 |
| 4.14. Kocaözü formasyonu karbonat mineralle- rinin kimyasal çözümüleme sonuçları ve yapısal formülleri..... | 184 |
| 4.15. Karbonat minerallerindeki ana ve iz elementlerin ortalama miktarlarının formasyonlara göre dağılımı..... | 189 |

FOTOĞRAFLAR DİZİNİ

| <u>Foto</u> | <u>Sayfa</u> |
|--|--------------|
| 2.1. Hekimhan ofiyolitinin (Krho) serpantinitle- ri üzerine Boyalıkdere formasyonunun (Krb) ça- kıltaşlarının transgresif olarak gelmesi (Sıhoğlu tepe batısı)..... | 23 |
| 2.2. Hekimhan ofiyolitinin (Krho) Boyalıkdere for- masyonu (Krb) üzerine bindirmesi, ofiyolitle- rin üzerinde saçak/yama resifi şeklinde uyum- suz olarak gözlenen Güzelyurt formasyonu (Krg), Kösehasan formasyonu (Krk) ile Yiğit- ler formasyonunun (Kry) uyumlu ilişkisi (Pa- muklu tepe doğusu, kuzeyden güneye bakış)..... | 24 |
| 2.3. Güzelyurt formasyonunda yer alan Hippurites resifleri (Basaklı kayalıkları)..... | 27 |
| 2.4. Boyalıkdere formasyonunun (Krb) Güzelyurt formasyonu (Krg) ile uyumlu ilişkisi (Basak- lı kayalıkları, doğudan batıya bakış)..... | 34 |
| 2.5. Kösehasan formasyonundaki marn-kumtaşı-killi kireçtaşı ardalanması (Boyalıkdere mahallesi kuzeyi, batıdan doğuya bakış)..... | 40 |
| 2.6. Kösehasan formasyonu üst düzeylerinde gözlenen zeolitli tuf ve pomzalar (Köslüler sırtı yol yarması)..... | 41 |
| 2.7. Kösehasan formasyonu (Krk) ile Yiğitler for- masyonu (Kry) arasındaki tedrici geçişli sı- nır ilişkisi (Beşiktaş tepe batı yamacı, ba- tıdan doğuya bakış)..... | 41 |
| 2.8. Yiğitler formasyonu ile Yağca formasyonunun tedrici geçişli dokanağı (Salıcak köyü güne- yi)..... | 49 |
| 2.9. Yağca formasyonunun alt seviyelerinde yer a- lan intraklastik ve jips damarlı dolomitler (Yağcakır sırtı)..... | 57 |
| 2.10. Mezgi sırtı kesimindeki Yağca formasyonunun görünümü (batıdan doğuya bakış)..... | 58 |

| <u>Foto</u> | <u>Sayfa</u> |
|---|--------------|
| 2.11. Yağca formasyonu (Ty) jipsli marnlı seviyeleri ve üzerinde uyumlu olarak yer alan Kızılyatak formasyonu (Tk) kireçtaşları, arka kesimde geniş yayılıma sahip Yiğitler formasyonu (Kry) kireçtaşları yer almaktadır (Öğlelik tepe, doğudan batıya bakış)..... | 59 |
| 2.12. Suyunguzu tepesinde yaklaşık yatay konumlu olarak yer alan Kızılyatak formasyonu (Tk), Kösehasan formasyonu (Krk), Yiğitler formasyonu (Kry), Yağca formasyonu (Ty) ve Kızılyatak formasyonunun (Tk) uyumlu ilişkisi (batıdan doğuya bakış)..... | 62 |
| 2.13. Çörtlü dolomit litolojisine sahip Kızılyatak formasyonunun görünümü (Ağtepe güneyi, kuzeyden güneye bakış)..... | 65 |
| 2.14. Yiğitler formasyonu (Kry), Yağca formasyonu (Ty) ve Kocaözü formasyonunun (Tkc) uyumlu ilişkisi, Karataştepede yer alan Karataştepe volkanitlerine ait (Tkv) bazaltların Kocaözü formasyonu üzerinde uyumsuzlukla yer alması (Haydaroğlu köyü batısı, Karataştepe kesimi, güneyden kuzeye bakış)..... | 67 |
| 2.15. Beyaz renkli marn-killi kireçtaşı ve kireçtaşı litolojisine sahip Kocaözü formasyonu (Tkc) ile Yiğitler formasyonu (Kry) uyumsuz ilişkisi, doğudan batıya bakış)..... | 70 |
| 2.16. Kocaözü formasyonu (Tkc) üzerinde uyumsuzlukla yer alan Hüyük formasyonu (Th) ve Karataştepe volkanitlerine ait sütunsal yapılı bazaltlar (Hüyük tepe kuzeydoğusu, güneybatıdan kuzeydoğuya bakış)..... | 75 |
| 2.17. Üst Kretase yaşlı Kösehasan formasyonunda gözlenen kıvrımcıklar (Boyalık dere doğusu) | 81 |
| 2.18. Üst Kretase yaşlı Yiğitler formasyonunda eğim atımlı normal faya bağlı benzer kıvrım (Yağcakır sırtı Ağdere kesimi)..... | 81 |

| <u>Foto</u> | <u>Sayfa</u> |
|--|--------------|
| 2.19. Yağca köyü batısında yeralan, Yiğitler formasyonu (Kry), Yağca formasyonu (Ty) ve Kızılyatak formasyonunu (Tk) etkileyen eğim atımlı normal fay (Sögütlükel tepeden kuzeye bakış)..... | 84 |
| 2.20. Yağca köyü batısında yeralan eğim atımlı normal fayın kuzey ucundan görünümü, fay Yiğitler formasyonu (Kry), Yağca formasyonu (Ty) ve Kızılyatak formasyonu arasında gelişmiş ve Yiğitler formasyonunda küçük kıvrımcıkların gelişimine neden olmuştur (Küçük kızıl tepeden güneye bakış)..... | 84 |
| 3.1. Üst Jura yaşlı bol çatlaklı fosilli mikrosparit (40X, tek nikel)..... | 95 |
| 3.2. Alt Kretase yaşlı breşik dokulu biyosparit (40X, tek nikel)..... | 95 |
| 3.3. Breşik dokulu resif ana kütlelerini temsil eden biyosparit (40X, tek nikel)..... | 100 |
| 3.4. Orbitoides medius (d'ARCHIAC) fosilleri içeren fosilli litarenit (40X, tek nikel)..... | 103 |
| 3.5. Hippurites ve Orbitoides birlikteliği gösteren biyosparit (40X, tek nikel)..... | 106 |
| 3.6. Bağlayıcı malzemesi karbonat ve volkanik camdan oluşan kristal kül tuf (40X, çift nikel)..... | 107 |
| 3.7. Andezitik kayaç parçacıklı, volkan camı ve karbonat çimentolu litik kül tuf (40X, çift nikel)..... | 107 |
| 3.8. Camlı kül tüflerde gözlenen lifsi dokulu pomzalar (40X, tek nikel)..... | 108 |
| 3.9. Volkanik cam/pomzalarda gelişmiş simektit ve lifsi kloritler (ölçek:100 nm)..... | 110 |
| 3.10. gözenekli pomza ve lifsi kloritler ile simektitler (ölçek:100 nm)..... | 110 |

| <u>Foto</u> | <u>Sayfa</u> |
|---|--------------|
| 3.11. Yarıözşekilli analsimler ve kil mineralleri arasındaki ilişkiler (ölçek: 100 nm)..... | 111 |
| 3.12. Yarıözşekilli analsim kristalleri (ölçek:10 nm)..... | 111 |
| 3.13. Tüflerin bağlayıcı malzemesinde gelişen kil mineralleri (ölçek:10 nm)..... | 112 |
| 3.14. Tüflerin bağlayıcı malzemesindeki analsim ve kil mineralleri (ölçek:100 nm). | 112 |
| 3.15. Siğ+derin deniz fosillerinin birlikte bulunduğu biyomikrit (40X, tek nikol). | 121 |
| 3.16. Mikrolaminalanma ve mikrokıvrımlanma gösteren sparit (40X, tek nikol)..... | 128 |
| 3.17. Çörtlerde gözlenen silis jel dokusu ve ranplase dolomitler a) çift nikol, b) tek nikol (40X)..... | 130 |
| 3.18. Asimetrik konsantrik oolitli intradolosparit (40X, tek nikol)..... | 140 |
| 3.19. Alveolina decipiens SCHWAGER fosilleri içeren biyomikrit (40X, tek nikol). | 140 |
| 3.20. Neritik fosiller (Archaias compressus d'ORBIGNY) içeren biyosparit (40X, tek nikol)..... | 144 |
| 3.21. Bazaltik bileşimli kristal kül tuf (40X, çift nikol)..... | 148 |

1. GİRİŞ

1.1. Amaç ve Kapsam

Hekimhan ilçesinin güneyinde geniş bir yayılım gösteren denizel istife ait Üst Kretase-Tersiyer yaşlı birimler; bazı araştırmacılarca incelenmiş, ancak mineralojik ve jeokimyasal çalışmalar gerçekleştirilmemiştir. Üst Kretase-Tersiyer sınırının halen güncelliği de gözönüne alınarak, bu birimlerin daha ayrıntılı incelenmesi tez konusu olarak seçilmiştir.

Genel anlamda çalışmanın amacı; yöredeki sedimenter birimlerin stratigrafisini, mineraloji-petrografisini ve jeokimyasal özelliklerini incelemektir. Bu temel çerçeve içerisinde, bölgede yüzeyleyen birimlerin yanıl ve düşey yöndeki mineralojik ve jeokimyasal değişimleri ve alansal dağılımlarının incelenmesi, çökelme ortamlarının belirlenmesi, sedimenter kayalar oluşturan karbonat, kil, silis ve zeolit gibi minerallerin kökenlerine açıklık getirilmesi, ayrıca tümkayaç ve mineral fazında bunların ana ve iz element içeriklerinin ortaya konulması, sonuçta tüm sedimenter istifin jeolojik evrimi ve paleocoğrafik gelişiminin açıklanması bu çalışmanın amaçları kapsamında yer almaktadır.

Bu amaç doğrultusunda inceleme alanının 342 km² lik 1:25 000 ölçekli jeoloji haritası hazırlanmış ve 12 adet formasyon mertebesinde litostratigrafi birimi ayırtlanmıştır. Tüm bu birimlerden noktasal ve ölçülü stratigrafik kesit örnekleri olmak üzere toplam 686 adet kayaç örneği alınmış ve değişik örnekler üzerinde optik ve elektronmikroskop, X-ışınları ve jeokimyasal incelemeler yapılmıştır.

1.2. İnceleme Alanının Tanıtılması

İnceleme alanı Malatya ili sınırları içerisinde yer almakta olup, Hekimhan ilçesinin güneyinde Malatya K 39 c1, c2, b3, b4, K 40 a4, d1 paftalarının kesiştiği kesimleri kapsamaktadır. Yaklaşık olarak DB uzanına

sahip Üst Kretase-Tersiyer yaşlı istif bu bölgede daha da genişlemektedir (Şekil 1.1).

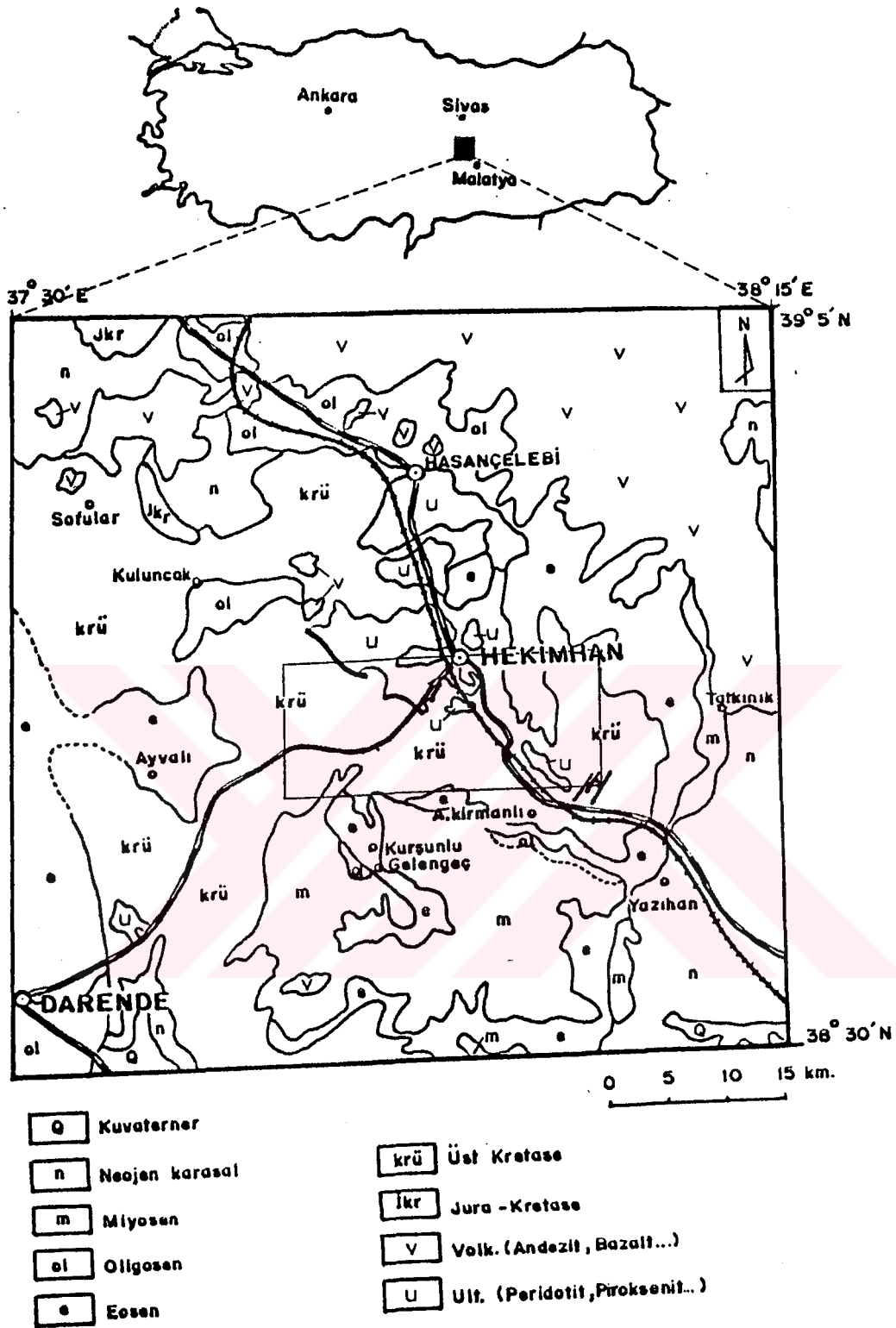
Hekimhan ilçesi Malatya ilinin 90 km kuzeybatısında yer almakta olup Sivas-Malatya kara ve demiryolu ulaşım hattı üzerinde kurulmuş ve Deveci Demir Madeni İşletmesi'nin açılmasıyla gelişmeye başlayan bir yerleşim merkezi konumundadır. Yörede birçok köy ve mezra bulunmakta olup ulaşım büyük bir çoğunlukla motorlu taşıtlarla sağlanmaktadır.

Çalışma alanı yükseltileri birbirinden çok farklı karışık bir topoğrafya oluşturmaktadır (Şekil 1.2) ve özellikle batıya doğru tedrici bir şekilde yükselmektedir. Yükseltiler 1000-9000 m arasında değişmekte olup, en düşük seviyeyi Kuruçay ve Yağca çayı (1000 m), en yüksek seviyeyi ise Karamuklu tepe (1921 m) oluşturmaktadır.

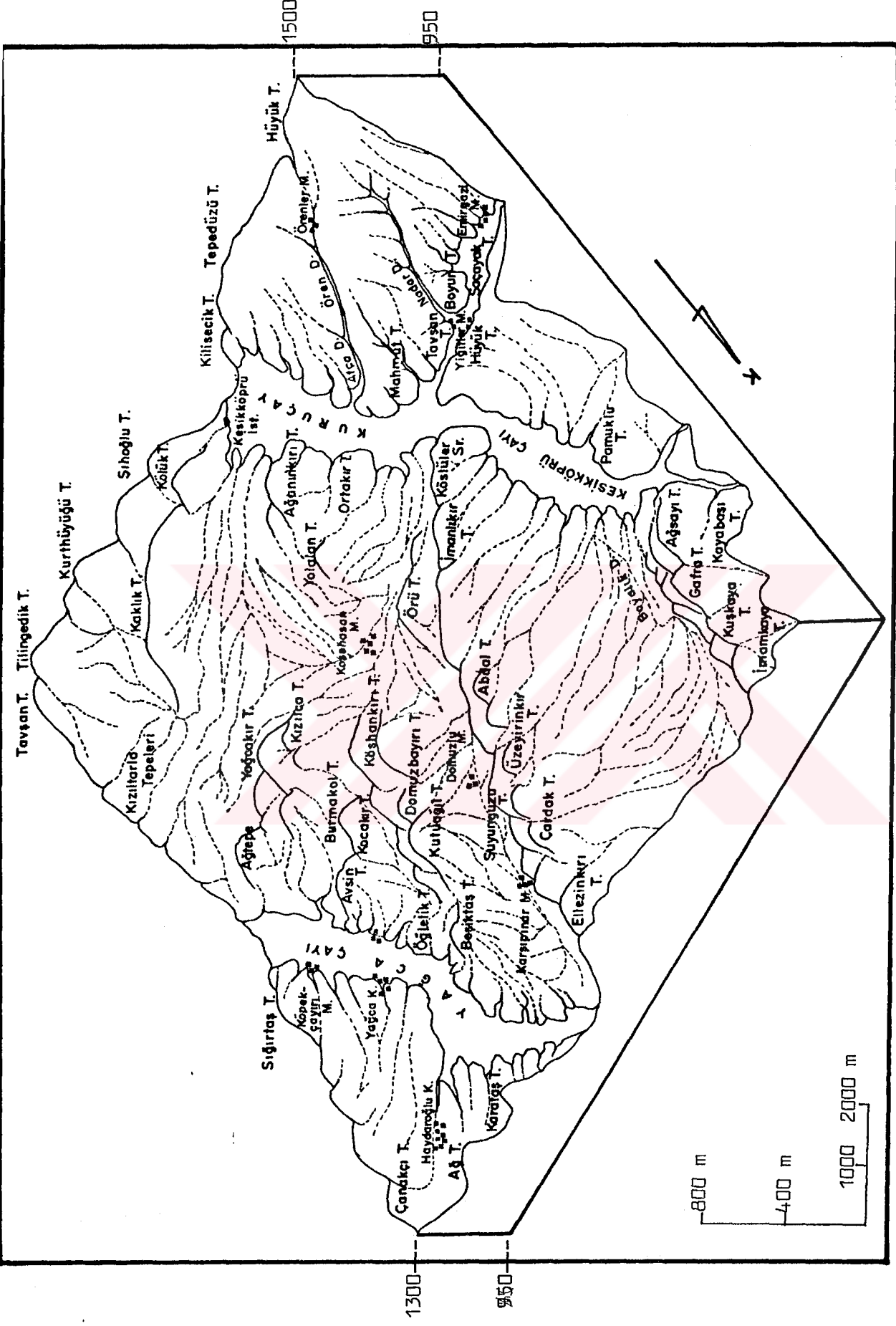
Hekimhan bölgesi tipik bir karasal iklim özelliğinde olup, yazları sıcak ve kurak, kışları ise soğuk ve yağışlıdır. Bölgedeki iki büyük akarsu Kuruçay ve Yağca çayı olmasına rağmen son yıllarda gözlenen kuraklık nedeniyle yaz aylarında genellikle çok az su bulunmaktadır. Yöre halkı geçimini genellikle bahçecilikle kazanmakta, bir kısmı da demir madenlerinde işçilik yaparak geçimini sağlamaktadır.

1.3. Önceki Çalışmalar (İnceleme Alanı ve Yakın Çevresi)

İnceleme alanı ve yakın çevresi birçok araştırmacı tarafından çalışılmıştır. Çalışmaların 1800'lü yıllara kadar uzandığı belirtilmektedir. Örneğin; Loftus, 1854 yılında Hekimhan'dan topladığı hippuriteslerle yaptığı tür tanımlamasında Hekimhan bölgesi için tip lokalite olarak bahsetmiştir (İzdar ve Ünlü, 1977). Bölgedeki hippuriteslerle ilgili Woodward (1855) ve Berg'in (1910) çalışmaları da bulunmaktadır. Daha sonra Bağdat demiryolu yapımı ile ilgili olarak Frech (1912-1916), Sivas-Malatya arasındaki bölgeyi incelemiştir. Türkiye jeolojisi ile ilgili olarak geniş



Şekil 1.1. İnceleme alanının yer bulduru haritası ve bölgesel jeolojik konumu (1:500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Sivas paftasından (Baykal, 1966) basitleştirilerek hazırlanmıştır).



Şekil 1.2. İnceleme alanının doğu kesiminin topografik blok diyagramı ve yerleşim bölgeleri.

kapsamlı çalışmalarıyla Chaput (1936) ve Blumenthal (1938), bölgeye ait daha detaylı jeolojik verileri sunmuşlardır. Sthepinsky (1944), inceleme alanının güneybatı kesiminde yeralan Balaban yöresi çökellerini genellikle Lütesiyen (Orta Eosen) kabul etmiş ve jipsli verinin daha genç yaşta olabileceğini belirtmiştir. Üst Kretase yaşlı olarak saptadığı kireçtaşları daha sonra Akkuş (1971) tarafından Jura-Alt Kretase yaşlı olarak saptanmış, ayrıca serpantin olarak belirtilen saha da yine aynı araştırmacı tarafından pre-Lütesiyen yaşlı volkanit'ler olarak saptanmıştır. Wirtz (1955), Balaban güneyinde mostra veren Üst Kretase, Eosen, Miyosen yaşlı çökeller ile jipsli seriyi ve genç bazalt akıntılarını incelemiştir. Malatya-Tohmasuyu çöküntü bölgelerinin jeolojisini inceleyen yazar Tohma suyu vadisini Orta Eosen flişi, Levent çayı ağzını Paleosen kireçtaşı, güney ve kuzey kısımları ise denizel Alt ve Orta Miyosen olarak belirtmiştir. Gattinger (1957), inceleme alanının güney kesiminde (Malatya-Elazığ bölgesi) yaptığı çalışmasında, güneyde Yukarı Ulupınar çevresindeki alacalı renkli Üst Kretase flişini, Aşağı Ulupınar güneyindeki Eosen'i belirterek, Balaban çevresini kaplayan jipsli seriyi de Alt-Orta Miyosen, Neojen ve Pliyosen yaşlı çökeller olarak göstermiştir.

Ancak yukardaki çalışmalar bize ayrıntılı veriler sunmamaktadır. 1960'lı yıllardan itibaren yapılan çalışmalar ise daha kapsamlı olup aşağıdaki gibi sıralanmıştır.

Ayan (1961) Malatya Kuzeyinin Hekimhan-Ebreme Köyü Bölgesinin (K 39-c3) jeolojisini ve petrol olanaklarını inceleyen çalışmasında en altta Üst Jura-Alt Kretase yaşlı bej renkli kristalin kireçtaşları komprehan-sif serisi, bunun üzerinde açısız diskordansla Eosen transgresif serisinin bulunduğunu belirtmektedir. Eosen serisi ; İpreziyen (Alt Eosen) kireçtaşları, Lütesiyen (Orta Eosen) şeyl-killi kireçtaşı çökelleri ile

temsil olunmuştur. Eosen transgresif serisi üzerinde Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşlı kumlu-killi kireçtaşı istifisi aşısız diskordansla yer almaktadır. Bu istifisi de konkordan durumda kumlu kireçtaşı-şeyl-kireçtaşı sıralanmalı Burdigaliyen birimi örtmektedir. En üstte ise küçük bir alanda Pliyosen ve Kuvaterner yaşlı genç birimler bulunmaktadır.

Kurtman (1961) Sivas-Divriği arasındaki sahanın jeolojisini ve jipsli serileri konu alan çalışmasında, Paleozoyik yaşlı mermer, kuvarsit, mikaşist ve fillatlardan oluştuğunu, Mesozoyik yaşlı olarak ise Kretase kireçtaşı tabakalarının bulunduğunu belirtmiştir. Tersiyer yaşlı olarak Paleosen konglomeraları, Lütesiyen kireçtaşları, Eosen flişi, Oligosen ve Miyosen jipsli serisi ile Pliyosen tabakalarından oluşmaktadır. Kuvaterner tabakaları, akarsu yataklarında oluşan eski ve yeni alüvyonlardır.

Ayan ve Bulut (1964) Balaban, Yazıhan, Kurşunlu ve Levent bucakları (Malatya) arasındaki alanın genel jeolojik açıdan incelemiş ve Üst Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşlarından bahsetmişlerdir (Komprehansif seri). Eosen formasyonları bir taban konglomerasıyla bu serinin üzerine diskordansla geldiğini ve Alt Eosen'den itibaren Üst Eosen'e kadar ayrılabilen Eosen formasyonlarının üzerine gelen Miyosen serilerinin bölgede geniş alanlara yayıldıklarını belirtmişlerdir. İnceleme alanında yer alan Tohma çayı vadisinin her iki yanında Üst Kretase yaşlı ve genellikle ince klastikler ve bunların arasındaki resif kireçtaşlarından ibaret olan bir formasyonun bulunduğunu saptamışlardır.

Baykal (1965) Malatya-Darende-Gürün bölgesindeki ofiyolitik kayalarla sedimanter kayalar arasındaki ilişkiyi kapsayan çalışmasında güneydeki yeşil kayaların bir antiklinalin çekirdeğini oluşturduklarını ve Türoniyen yaşlı olduklarını ifade etmektedir. Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşları ofiyolitik seri tarafın-

dan kesilmişlerdir. Maestrihtiyen yağlı çökeller de ofiyolitik seri üzerinde transgresif olarak bulunurlar.

Darende-Balaban havzasının (Malatya, ESE Anadolu) jeolojik ve stratigrafik özelliklerini araştıran Akkuş (1971), Darende-Balaban havzası olarak adlandırdığı bölgede Mesozoyik, Senozoyik ve Kuvaterner yağlı formasyonların bulunduğunu, ofiyolitik kayalarla, Lütesiyen (Orta Eosen) öncesi ve Burdigaliyen (Alt Miyosen) yağlı volkanitlerin yereldiğini belirtmiştir. Yazara göre Mesozoyik, Jura-Alt Kretase yağlı Geniz kalkerleri, Üst Kretase yağlı altta biyoherm özellikte transgresif Tohma resifleri, üstte de konglomera, kumtaşı, marn ardalanmalı Ulupınar formasyonundan oluşmuştur. Üst Kretase istifi, Geniz kalkerleri üzerinde diskordanslı olarak bulunmaktadır. Tersiyer, Lütesiyen (Orta Eosen) yağlı Korgantepe Konglomeraları ve üzerinde kumtaşı, marn, kireçtaşı ardalanmasından oluşan Yenice formasyonu, üstte de kireçtaşı ve marn istiflenmeli Asartepeler formasyonu ile bu istifin üzerinde konkordan durumda Bartoniyen (Üst Eosen) yağlı jips arakatkılı kumtaşı silttaşı, marn ardalanmalı Darende-Balaban formasyonları, en üst bölümde de Asartepeler formasyonu üzerine açısız diskordansla gelen Burdigaliyen (Alt Miyosen) yağlı tabanlı marn-marnlı kireçtaşı, üst seviyelerinde ise tebeşirli kireçtaşlarından oluşan Tahtalıtepe formasyonu istifiyle temsil olunmuştur. Havzanın genç çökellerini Pliyo-kuvaterner yağlı Çaybaşı formasyonunun taraçaları, genç alüvyon ve travertenleri oluşturmaktadır. Ofiyolitik seri (serpantin, gabro, spilit) ile Karakaya volkanitleri ve Kepezdağı bazaltları magmatik faaliyetlerin ürünleri olarak ayırtlanmıştır.

Yoldaş (1972) Malatya kuzeyinin jeolojisini ve petrol olanaklarını araştırarak; bölgenin istiflenmesinde Paleozoyik, Mesozoyik, Senozoyik yağlı çökellerle magmatik ve volkanik kayaların bulunduğunu belirt-

miştir. Yazara göre Paleozoyik, kireçtaşı ve metamorfik şistlerden oluşmuştur. Mesozoyik, Üst Jura-Alt Kretase'nin komprehansif seri niteliğindeki kireçtaşları ve bunların üzerinde diskordan olarak yeralan Maestrihtiyen (Üst Kretase)'in konglomera, kumtaşı, şeyl, killi kireçtaşı serisi ve bu seri içinde arakatki, mercek şeklinde resifal kireçtaşlarından oluşmuştur. Senozoyik; Eosen (İpreziyen, Lütesiyen), Oligosen, Miyosen (Akitanien, Burdigaliyen) yaşlı çökellerle temsil olunmuştur. Eosen, bölgede İpreziyen (Alt Eosen)in konglomera, kumtaşı, kilitaşı ve jips ardalanması ile Lütesiyen (Orta Eosen)'in altta konglomera, üstte kumtaşı, şeyl, konglomera, üstte kumtaşı, şeyl, konglomera, killi kireçtaşı, kireçtaşı istiflenmeli birimleriyle ayırtlanmıştır. Oligosen; konglomera, kumtaşı, şeyl ardalanmasından oluşup jips arakatıkları içerir. Miyosen, Akitanien (Alt Miyosen)'in Lütesiyen yaşlı birimler üzerinde diskordan olarak yeralan taban konglomeraları ile başlayan kireçtaşları ve Burdigaliyen (Alt Miyosen)'in Akitanien yaşlı kireçtaşlarının üzerinde diskordan durumda taban konglomeraları ile başlayan kireçtaşı, şeyl, killi kireçtaşı istiflenmesinden oluşmuştur. En üstte de açısal diskordan olarak Üst Miyosen'in altta konglomera, kumtaşı, şeyl, üstte tüfit, gölssel kireçtaşı ve bazaltlardan oluşan istifli bulunmaktadır. Kuvaterner; konglomera, taraça ve yeni alüvyonla temsil edilmiştir. Ayrıca magmatik kayalar olarak serpantin, volkanik kayalar olarak da trakianandezit, Haydaroğlu bazaltları, andezit ve Gökdağı bazaltları ayırtlanmıştır.

Sirel (1976 a) "Rhapydionina liburnica (STACHE), Rhapydionina malatyaensis n. sp., türlerinin tanımları ve Rhapydionina STACHE cinsi hakkında yeni görüşler" adlı çalışmasında, Darende (Malatya KB) bölgesinin kuzeyinde Orbitoides ve Siderolites'li kireçtaşları üzerine açısal diskordansla gelen çakıltası, marn ve kil-

li kireçtaşlarından oluşan Lütesiyen yaşlı çökellerin üst seviyelerindeki kireçtaşlarından Rhapydionina malatyaensis n. sp., Nummulites helveticus KAUFMANN, Fabiania cassis SILVESTRI, Halkyardia minima (LIEBUS), Chapmanina gassinensis SILVESTRI ve Orbitolites sp. foraminiferlerini saptamıştır. Lütesiyen üzerine de çakıltaşı, kumtaşı, kumlu kireçtaşı ve jips arakatkılı marnlı seviyelerle Bartoniyen'in geldiğini belirtmiştir. Kumlu kireçtaşlarında Nummulites fabianii PREVER, Nummulites incrassatus DE LA HARPE, Fabiania cassis SILVESTRI ve Chapmanina gassinensis SILVESTRI tipik foraminiferlerinden oluşmuş bir mikrofaunayı tanımlamıştır.

Sirel (1976 b) "Eoannularia conica n. sp. türünün tanımı ve Darende-Gürün (Batı Malatya) yöresindeki üst Lütesiyen-Alt Priaboniyen kireçtaşlarına ilişkin yeni görüşler" adlı yayınında Darende'nin kuzey bölümünde ve üst Lütesiyen-Alt Priaboniyen yaşlı kireçtaşlarını litoloji özellikleri ve fosil kapsamlarına göre bölümlenmiştir. Çalışma alanında Nummulites aturicus JOLY ve LEYMERIE, Nummulites helveticus KAUFMANN, Halkyardia minima (LIEBUS) Gyroidinella magna LE CALVEZ'li bentik mikrofauna ile Üst Lütesiyen'i ve bu kireçtaşları ile uyumlu Eoannularia conica n. sp., Eoannularia eocenica COLE ve BERMUDEZ, Fabiania cassis (OPPENHEIM), Asterigerina rotula (KAUFMANN), Chapmanina gassinensis SILVESTRI, Halkyardia minima (LIEBUS), Gyroidinella magna LE CALVEZ ve daha üst seviyelerde Nummulites cf. fabianii PREVER'li bentik mikrofauna ile de Alt Priaboniyen'i ayırmıştır.

İzdar ve Ünlü (1977) Hekimhan-Hasançelebi-Kuluncak bölgesindeki jeolojik incelemelerinde; bölgenin litolojik ünitelerinin çoğunlukla klastik tortulları, kireçtaşları, evaporitler ve bunun yanısıra son derece yaygın olan ultrabazik magmatitlerin türevleri ile çeşitli kimyasal bileşimlerdeki denizaltı ve karasal

volkanik kayaların olduğu belirtilmektedir. Hekimhan-Hasançelebi ve Kuluncak bölgesinde "Üst yapıyı" Tersiyer yaşlı çeşitli alacalı detritikler, marn ve kireçtaşları ile genç Tersiyer evaporitleri oluşturduğu ve bir bakıma üst seri olarak ta tanımlanmaktadır. "Orta seri" adı altında incelenen kısmın Üst Kretase transgresyonu ile başlayan ve Eosen içinde de devam eden çeşitli Litolojik birimleri içerdiği gözlenmiştir. "Alt seri" 'yi ise dolomitleşmiş kristalize kireçtaşları ve yarı mermerler ile serpantinitle yakından ilgili olan pembe renkli kireçtaşları ve radyolaritlerin oluşturduğu belirtilmektedir. Orta serinin Üst Kretase transgresyonu ile başlayıp, taban serisi Hippurites'li resifal kireçtaşlarıyla devam edip yersel marn, şeyl vb. ar dalanmalı serilerle devam eden tekrar marn, kireçtaşı, yersel dolomitleşme ve jips oluşumları ile son bulan Eosen'in içine kadar devam eden bir istifini içerdiği saptanmıştır. Çalışmada bu istifin oluşumu ve çökmesi Hekimhan zonunun orta yapısını oluşturan Kampaniyen yaşında olduğu saptanan bir transgresyon ile başladığı, bunu takip eden filiş karakterli yer yer kireçtaşı oluşumlarıyla beraberce istiflenmiş 1000-1500 m. kalınlıktaki bir kompleks sedimantasyonu içerdiği görüşlerine yer verilmektedir.

Gürün bölgesinin jeolojik ve tektonik özelliklerini inceleyen Kurtman (1978), temel olarak Permokarbonifer yaşlı kireçtaşlarının oluşturduğu Üçkoyak formasyonunu adlandırmıştır. Permo-karbonifer üzerine diskordansla Jura-Kretase yaşlı üst seviyeleri dolomitize durumdaki kireçtaşlarından oluşan Horasançal formasyonu gelmektedir. Bu formasyon üzerine konkordan olarak Maestrihtiyen'in şeyl-marn ar dalanması ve kumlu kireçtaşlarından oluşan Düğünyurdu formasyonu bulunmaktadır. Üst Kretase yaşlı breşik kireçtaşlarıyla temsil edilen Konakpınar formasyonu, Düğünyurdu formasyonu ile geçişlidir. Tersiyer çökelleri, Lütesiyen (Orta Eosen yaşlı

Yukarısazcağız ve Üst Lütesiyen-Priaboniyen (Orta-üst Eosen) yaşlı Aşağısazcağız formasyonlarıyla temsil edilmiştir. Yukarısazcağız formasyonu kireçtaşları ve onun üzerinde konkordan Aşağısazcağız formasyonu da kumtaşı, şeyl, kumlu kireçtaşı-marn aralanmasından oluşmuştur. Neojen; Gürün formasyonu olarak tanımlanan gölsel kireçtaşı, şeyl, marn ve yer yer tuf katmanlarından oluşan istifile temsil edilmiştir. Genç çökelleri Kuvaterner'in alüvyonları oluşturmaktadır. Magmatik kayalar, Neojen yaşlı andezit ve bazalt'lardır.

Örçen (1986) Medik-Ebreme (KB Malatya) dolayının biyostratigrafisini ve paleontolojisini irdeleyen çalışmasında; Malatya ilinin KB'sında yer alan Medik-Ebreme dolayındaki çökel kayaların biyostratigrafisi ve paleontolojisi incelenmiştir. Bölgede üst Jura'dan Kuvaterner'e kadar değişik yaşlarda formasyonlar yer almakta, bunlardan Üst Jura-Alt Kretase yaşlı mikritik ve yer yer dolomitik kireçtaşlarından oluşan Horasançal formasyonu açık şelf olup bu formasyonu diskordans olarak üstleyen Paleosen yaşlı çamurtaşı arakatmanlı çakıltaşlarından oluşan Medik formasyonunu diskordans olarak üstleyen Orta-Üst Eosen yaşlı Tohma formasyonu; çakıltaşı, kumtaşı, kireçtaşı, marn aralanmasından oluştuğu belirtilmektedir. Ayrıca Lagün, kumsal ve şelf ortamlarında çökeldiği ileri sürülmektedir. Tohma formasyonunu ise diskordans olarak üstleyen sığ şelf ortamında çökelmiş Akitaniyen yaşlı Çavuş formasyonu kırıntılı kireçtaşlarından oluşmaktadır. Çavuş formasyonunu da sığ ve açık şelf kökenli kırıntılı kireçtaşı, marn ve resifal kireçtaşı istifi ile belirlenen Burdigaliyen yaşlı Ansurçay formasyonu diskordans olarak üzerlemektedir. Pliyo kuvaterner yaşlı çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşlarından oluşan Mısırdere formasyonunun alüvyon yelpazesi ve örgülü ırmak ortamlarında çökeldiği belirtilmektedir. Paleontolojik olarak çeşitli biyozonlar saptanmış ve bu biyozonların da Türkiye ve Dünya-

nın çeşitli bölgelerindeki eşdeğerleriyle biyostratigrafik, kronostratigrafik korelasyonu yapılmıştır.

Özçelik vd. (1990), Hisarcık-Esenbey (Balaban-Malatya) yöresinde yapmış oldukları çalışmalarında üst Kretase-Eosen istifinin stratigrafisini incelemiştir. Bölgede en yaşlı birim olarak açık şelf ortamında çökelmiş kireçtaşlarından oluşan Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Horasaçal formasyonu olup, Üst Kretase-Tersiyer yaşlı birimlerin bu formasyon üzerinde uyumsuzlukla yer almaktadır. Üst Kretase, Maestrihtiyen yaşlı, iri çakıllı, gevşek çimentolu, çakıltaşlarıyla başlayıp üste doğru kaba taneli kumtaşlarına geçen ve resif arakatlı kumtaşı-marn adlanmasıyla devam eden Ulupınar formasyonu ile temsil edilmektedir. Ulupınar formasyonu üzerinde uyumsuzlukla yer alan, Lütesiyen (Orta Eosen) yaşlı Tohma formasyonu çakıltaşı ile başlayıp, kumtaşı, killi kireçtaşı ve kireçtaşı ile devam etmektedir. Formasyonun kumsal, sığ ve açık şelf ortamını karakterize ettiği belirtilmiştir. Bu birimin üzerine uyumsuzlukla gelen Üst oligosen-Alt Miyosen yaşlı Çavuş formasyonu ise altta killi olmak üzere kireçtaşlarından oluşmuştur ve sığ şelf ortamına işaret etmektedir.

Yukarıda belirtilen çalışmaların yanısıra inceleme alanının kuzeyinde yer alan demiroksit (manyetit, hematit, limonit) ve demirkarbonat (siderit) mineralleriyle temsil edilen Hasaçeşlebi ve Deveci yörelerindeki demir yataklarını konu alan mineralojik-jeokimyasal ve cevher hazırlamaya yönelik çalışmalar (Çağatay ve Arda, 1979; Ünlü, 1984, 1985, 1986) da bulunmaktadır.

Sonuç olarak inceleme alanı ve yakın çevresinde yapılan çalışmalar genel jeolojik, paleontolojik bir kısmı da demir yataklarının kökeniyle ilgilidir. Yöredeki sedimanter birimlerin mineralojisini ve jeokimyasını analitik verilerin ışığında inceleyen bu ilk çalışma ile daha önce varlığı bilinmeyen bazı mineraller yardımıyla, Kretase-Paleosen geçişine açıklık getirilmiş ve bölgenin jeolojik evrimine yeni bir katkı sağlanmıştır.

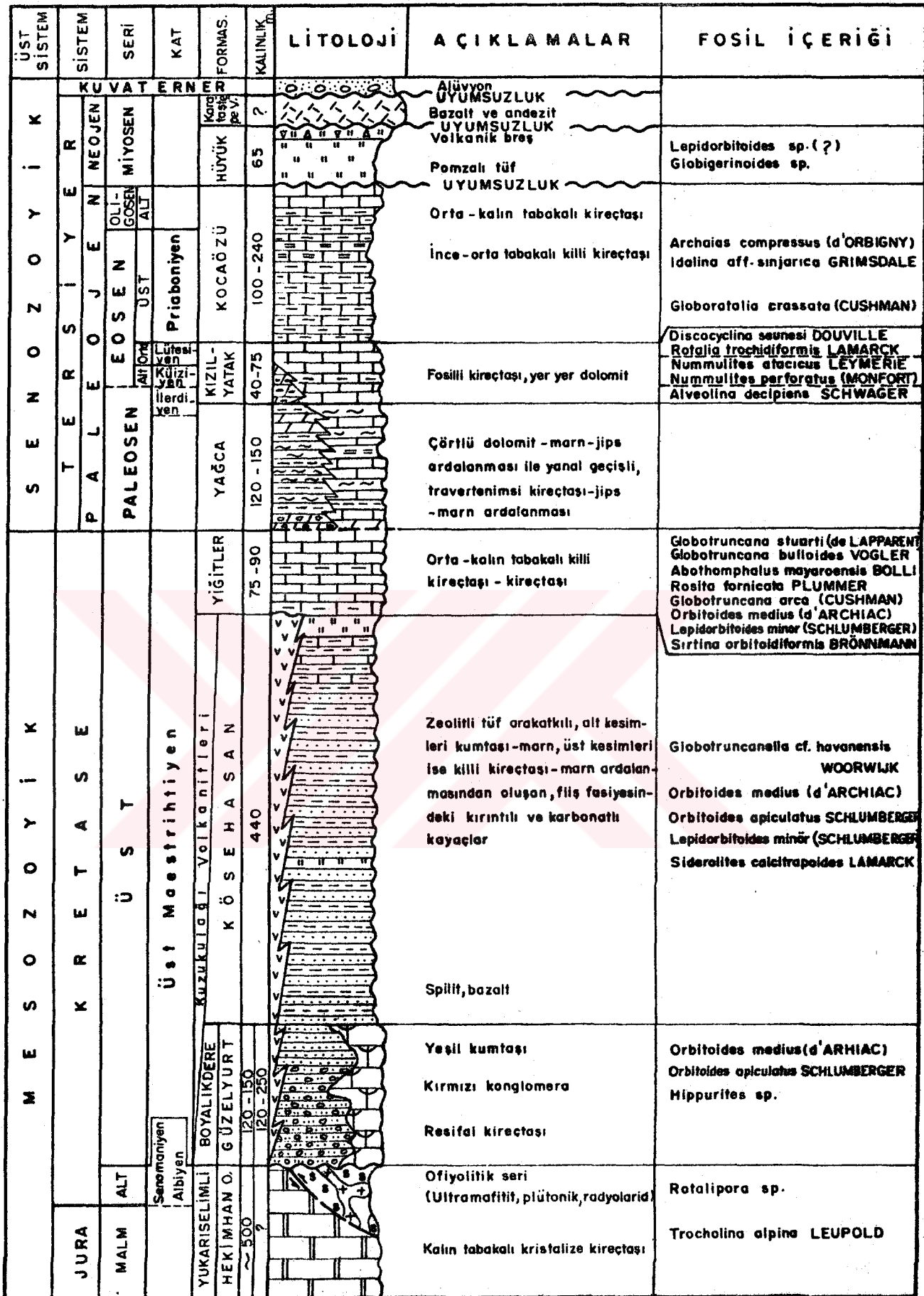
2. STRATİGRAFİ VE TEKTONİK

İnceleme alanının saha çalışmaları 1989-1990 yılları arasında gerçekleştirilmiş olup elde edilen sonuçlar bu bölümde verilmektedir. İlk aşamada, bölgenin 1:25 000 ölçekli 342 km² lik bir alanının jeoloji haritası yapılmış, tektonik özellikleri belirlenmiş (Ek 1 ve Şekil 2.1) genelleştirilmiş istif (Şekil 2.2) oluşturulmuştur. Birimlerin yanıl ve düşey yöndeki mineralojik-petrografik ve jeokimyasal değişimlerini saptamak amacıyla her formasyondan en az bir ölçülü kesit atılmış ve mümkün olduğunca sık aralıklarla noktasal örnek alınmaya çalışılmıştır.

Birimlerden alınan 686 örnekten 434'ü noktasal, 252'si ölçülü kesit örnekleridir. Bu örneklerin litostratigrafik birimlere göre dağılımı Çizelge 2.1. 'de verilmiştir. Kayaçların adlandırılmasında yapısal-dokusal özelliklerinin yanısıra X-ışınları ve kimyasal çözümlene sonuçlarından da yararlanılmıştır.

2.1. Litostratigrafi Birimleri

Bölgedeki sedimanter istif, üst Jura-Alt Kretase yaşlı karbonatlı kayaçlarla başlamaktadır. İstif, Üst Kretase yaşlı ofiyolitik kayaçlar ve volkanik kayaçlar, kaba ve ince taneli ve tuf arakatlı detritik kayaçlar, bunlarla arakatlı karbonatlı kayaçlar, Paleosen yaşlı evaporitik serisi Üst Paleosen- Orta Eosen yaşlı karbonatlı kayaçlar, Üst Eosen-Alt Oligosen yaşlı killi ve karbonatlı, Oligosen yaşlı tuf, aglomera ve volkanik kayaçlarla devam etmekte olup, Kuvaterner oluşuklarla son bulmaktadır. Genel hatlarıyla tanımlanan bu istif Türkiye Stratigrafi Komitesi'nce (M.T.A. 1986) belirlenen kurallara bağlı kalınmaya çalışılarak formasyon mertebesinde oniki litostratigrafik birime ayrılmıştır. Bunlar alttan üste doğru Yukarıselimli formasyonu Hekimhan ofiyoliti, Güzelyurt, Boyalıkdere ve Kösehasan formasyonları, Kuzukulağı volkanitleri,



Şekil 2.2. Hekimhan güneyinin genelleştirilmiş stratigrafi dikme kesiti

0 50 100 150 m.

Çizelge 2.1. Alınan kayaç örneklerinin litostratigrafik birimlere göre dağılımı

| | <u>Noktasal</u> | <u>Kesit</u> |
|--------------------------|-----------------|--------------|
| Kuvaterner oluşuklar | - | - |
| Karataştepe volkanitleri | 14 | - |
| Hüyük formasyonu | 12 | 21 |
| Kocaözü formasyonu | 26 | 17 |
| Kızılyatak formasyonu | 99 | 22 |
| Yağca formasyonu | 32 | 75 |
| Yiğitler formasyonu | 68 | 20 |
| Kuzukulağı volkanitleri | 4 | - |
| Kösehasan formasyonu | 48 | 81 |
| Boyalıkdere formasyonu | 21 | 14 |
| Güzelyurt formasyonu | 52 | 2 |
| Hekimhan ofiyoliti | 31 | - |
| Yukarıselimli formasyonu | 20 | - |

Yiğitler, Yağca, Kızılyatak, Kocaözü ve Hüyük formasyonları, Karataştepe volkanitleri ve Kuvaterner oluşuklarıdır (Şekil 2.1).

Bu çalışmada tanımlanan litostratigrafi birimleri ile inceleme alanı ve yakın çevresinde belirlenen kurallı veya kuralsız biçimde adlandırılan birimlerin karşılaştırılması Şekil 2.3'de verilmiştir.

2.1.1. Yukarıselimli formasyonu (JKry)

Tümüyle karbonatlı kayalardan oluşan formasyonun ismi en geniş mostraya ulaştığı Yukarı Selimli köyüne izafeten verilmiştir.

2.1.1.1. Dağılımı ve topografya görünümü

İnceleme alanındaki birimlerin temelini oluşturan bu birim, batı kesimlerde yüzlek vermektedir. Yukarı Selimli köyü (9390) çevresi, Kızıлмаğara (9365) köyü kuzeyi, Alnak mahallesi (9293) güneyi ve Kızıldere Mahallesi (0093) güneyi formasyonun sınırlarını oluşturmaktadır. Topğrafyanın yüksek kesimlerinde yer alan

| SERİ | KAT | Ayan, 1961 Hekimhan- Ebreme KB-MALATYA | Ayan ve Bulut, 1964 Balaban- Yazihan- Kuşunlu- Levent KB-MALATYA | Akkuş, 1971 Darendede- Balaban B-MALATYA | Yoldaş, 1972 K-MALATYA | Sirel, 1976 Darende B-MALATYA | Sirel, 1976 Darendede- Gürün B-MALATYA | İzdar ve Ünlü, 1977 Hekimhan- H.Celebi- Kulunoak KB-MALATYA | Kurtman, 1978 Gürün B-MALATYA | Örçen, 1986 Medik- Ebreme KB-MALATYA | Özçelik vd., 1990 Hisarcık- Esenbey B-MALATYA | B. Bozkaya, 1991 Hekimhan Günevi KB-MALATYA |
|-----------|--------------------|---|--|---|-------------------------------------|-------------------------------------|---|--|--|--|---|---|
| KUVATER. | Pliyo- Kuvater. | Alüvyon | Alüvyon | Alüvyon | Alüvyon | Alüvyon | Alüvyon | Alüvyon | Alüvyon | Alüvyon | Alüvyon | Alüvyon |
| | Üst | Cakıllıtaşı- Kumtaşı | Konglomere Taraça | Konglomere Taraça | Konglomere Taraça | Konglomere Taraça | Konglomere Taraça | Konglomere Taraça | Konglomere Taraça | Konglomere Taraça | Konglomere Taraça | Konglomere Taraça |
| Miyosen | Alt | Burdigali- Kçt-Şeyl | Kçt-Şeyl, Killi Kçt. | Tahtalı- tepe Fm | Tuf, Kçt. Kçt-Şeyl, Killi Kçt | Konglomere Taraça | Konglomere Taraça | Konglomere Taraça | Konglomere Taraça | Konglomere Taraça | Konglomere Taraça | Konglomere Taraça |
| | Üst | Kumlu Kireçtaşı | Kumlu Kireçtaşı | Kumlu Kireçtaşı | Kumlu Kireçtaşı | Kumlu Kireçtaşı | Kumlu Kireçtaşı | Kumlu Kireçtaşı | Kumlu Kireçtaşı | Kumlu Kireçtaşı | Kumlu Kireçtaşı | Kumlu Kireçtaşı |
| Oligosen | Üst | Priaboni- yen | Kumlu Kireçtaşı | Balaban Fm Darendede Fm | Konglomere Taraça | Konglomere Taraça | Konglomere Taraça | Konglomere Taraça | Konglomere Taraça | Konglomere Taraça | Konglomere Taraça | Konglomere Taraça |
| | Orta | Lütesiyen | Kçt-Şeyl | Yenic Fm | Konglomere Taraça | Konglomere Taraça | Konglomere Taraça | Konglomere Taraça | Konglomere Taraça | Konglomere Taraça | Konglomere Taraça | Konglomere Taraça |
| Eosen | Alt | İpresiyen | Kireçtaşı Konglomera | Konglomere Taraça | Konglomere Taraça | Konglomere Taraça | Konglomere Taraça | Konglomere Taraça | Konglomere Taraça | Konglomere Taraça | Konglomere Taraça | Konglomere Taraça |
| | Paleosen | | | | | | | | | | | |
| Kretase | Üst | Maestrih- tiyen | Fliş | Ulupınar Fm | Killi Kireçtaşı | Killi Kireçtaşı | Killi Kireçtaşı | Killi Kireçtaşı | Killi Kireçtaşı | Killi Kireçtaşı | Killi Kireçtaşı | Killi Kireçtaşı |
| | Kampaniyen | | | Tohma Resifleri | Konglomere Kumtaşı | Konglomere Kumtaşı | Konglomere Kumtaşı | Konglomere Kumtaşı | Konglomere Kumtaşı | Konglomere Kumtaşı | Konglomere Kumtaşı | Konglomere Kumtaşı |
| Mesozozik | Üst Jura | | Komprehan- sif | Geniz Kalkeri | Kireçtaşı | Kireçtaşı | Kireçtaşı | Kireçtaşı | Kireçtaşı | Kireçtaşı | Kireçtaşı | Kireçtaşı |
| | Alt Kre- tase | | Kireçtaşı | Kireçtaşı | Kireçtaşı | Kireçtaşı | Kireçtaşı | Kireçtaşı | Kireçtaşı | Kireçtaşı | Kireçtaşı | Kireçtaşı |

Şekil 2.3. İnceleme alanı ve yakın çevresinde yapılan çalışmaların karşılaştırılması.

formasyon geniş bir düzlük oluşturmaktadır.

2.1.1.2. Tip kesit, yeri ve kalınlık

Birimin önemli bir kesiminin düzlükler oluşması nedeniyle kalınlık ölçümüne uygun lokaliteler sınırlı olmakla birlikte, Kızıldağara dere tip kesit yeri olarak seçilmiş ve yaklaşık 500 m görünür kalınlık ölçülmüştür (Şekil 2.4).

2.1.1.3. Kayaç türü, yanal değişim, alt/üst sınırlar

Tümüyle kalın tabakalı (2-4m) dolomitik kireçtaşı arakatlı kireçtaşlarından oluşan birimin alt seviyeleri gri-mavimsi renkli breşik özellikte, kristalize özellik gösteren ve kalsit dolgulu bol çatlığa sahip özellik göstermektedir. Üst seviyeleri ise daha çok krem renkli ve yine breşik özellikte daha az kristalize kireçtaşlarından oluşur. Birim bitüm kokulu olmasıyla da karakteristiktir (Şekil 2.4).

Birimin alt sınırı gözlenememekte, üst sınırı ise Güzelyurt formasyonu, Kösehasan formasyonu ve Kızılyatak formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir.

2.1.1.4. Fosil Topluluğu ve yaş

Formasyon alt kesimlerinden alınan örneklerde yapılan paleontolojik tanımlamalarda (M.Tunç, C.Ü),

Trocholina alpina LEUPOLD

Calpionellid

Litiolidae (Pseudocyclamina ?)

Ostrakod kavkıları

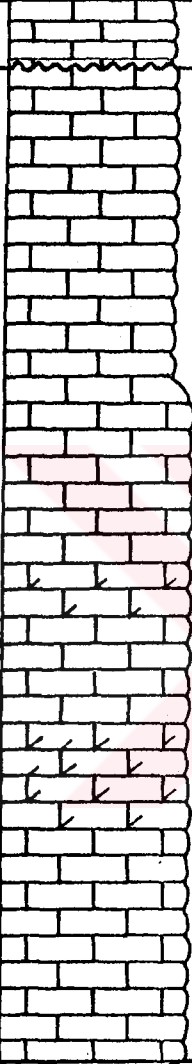
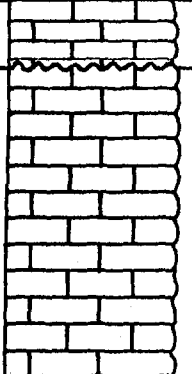
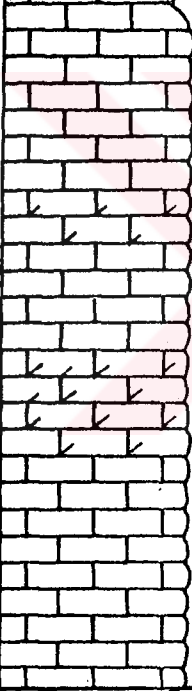
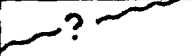
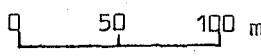
saptanmış ve Malm (Üst Jura) yaşı verilmiştir. Birimin üst kesimlerini temsil eden örneklerde gerçekleştirilen paleontolojik çalışmalarda ise Senomaniyen-Albiyen (Alt Kretase) yaşını veren aşağıdaki fosiller saptanmıştır:

Rotalipora sp.

Dasycladacea algleri

Radiolaria

Özçelik ve diğ. (1990) birimin güneyindeki (Balaban-Malatya) uzantısında alt düzeylerde Valvulinella

| SERİ | KALINLIK(m) | LİTOLOJİ | LİTOLOJİK AÇIKLAMA | FOSİL İÇERİĞİ |
|-----------------|-------------|---|---|--|
| | |  | KIZILYATAK FORMASYONU | |
| ALT KRETASE | |  | Krem renkli kalın tabakalı yer yer breşik ve kristalize kireçtaşı | <u>Rotalipora</u> sp. Dasycladacea algleri Radiolaria |
| ÜST JURA (MALM) | 500 |  | Grimsi, bol çatlaklı yer yer breşik, kalın tabakalı, bitüm kokulu dolomitik kireçtaşı arakatkılı kristalize kireçtaşı | <u>Tracholina alpina</u> LEUPOLD Calpionellid Litiolidae Ostrakod kavkıları |
| | |  | |  |

Şekil 2.4. Yukarıselimli formasyonunun tip kesiti (Kızıllağara dere)

Jurassica HENSON ve Clypeina Jurassica FAVRE gibi organizmaları tanımlayarak formasyona Üst Jura-Alt Kretase yaşını vermişlerdir.

Yukardaki veriler birimin Üst Jura-Alt Kretase yaşında olduğunu, ayrıca sık yapılacak örneklemelerle yapılacak paleontolojik ve mineralojik çalışmalarla birbirine çok benzeyen Üst Jura ve Alt Kretasenin ayrılabilceğini göstermektedir.

2.1.1.5. Karşılaştırma ve yorum

Formasyon, Ayan ve Bulut'un (1964) tanımladığı Komprehansif kireçtaşı, Akkuş'un (1971) tanımladığı Geniz kalkerleri, Kurtman (1978), Örçen (1988) ile Özçelik ve diğ.'nin (1990) tanımladığı Herasaçal formasyonu ile litolojik ve yaş olarak eşdeğerdir.

Üst Jura ve Alt Kretase arasında herhangi bir uyumsuzluğun olmadığı belirtilen bu formasyonun sığ ve duraylı bir ortamın egemen olduğu bir ortamda çökeldiği (Akkuş, 1971); bazı araştırmacılarca (Tutkun ve diğ. 1988) da sığ denizden derin denize kadar değişen ortamlarda oluştuğu ileri sürülmektedir. Özçelik ve diğ. (1990) ise birimin mikrofauna ve çökel özelliklerine göre açık shelf ortamını karakterize ettiğini ifade etmişlerdir.

Birim, duraylı karbonat platformu özelliğinde olup, sığ kısmen de derin denizel ortamda gerçekleşen kimyasal çökelmeyi temsil etmektedir.

2.1.2. Hekimhan Ofiyeliti (Krhø)

Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Yukarıselimli formasyonu ile birlikte Üst Kretase-Tersiyer yaşlı birimlerin temelini oluşturan bu birim, bölgenin kuzeyinde geniş yüzlek vermekte ve Dursunlu Köyü (0690), Kuşçuluk mahallesi (0792), Karamahmut Köyü (0690) boyunca yaklaşık K60D doğrultulu bir yayılım göstermektedir.

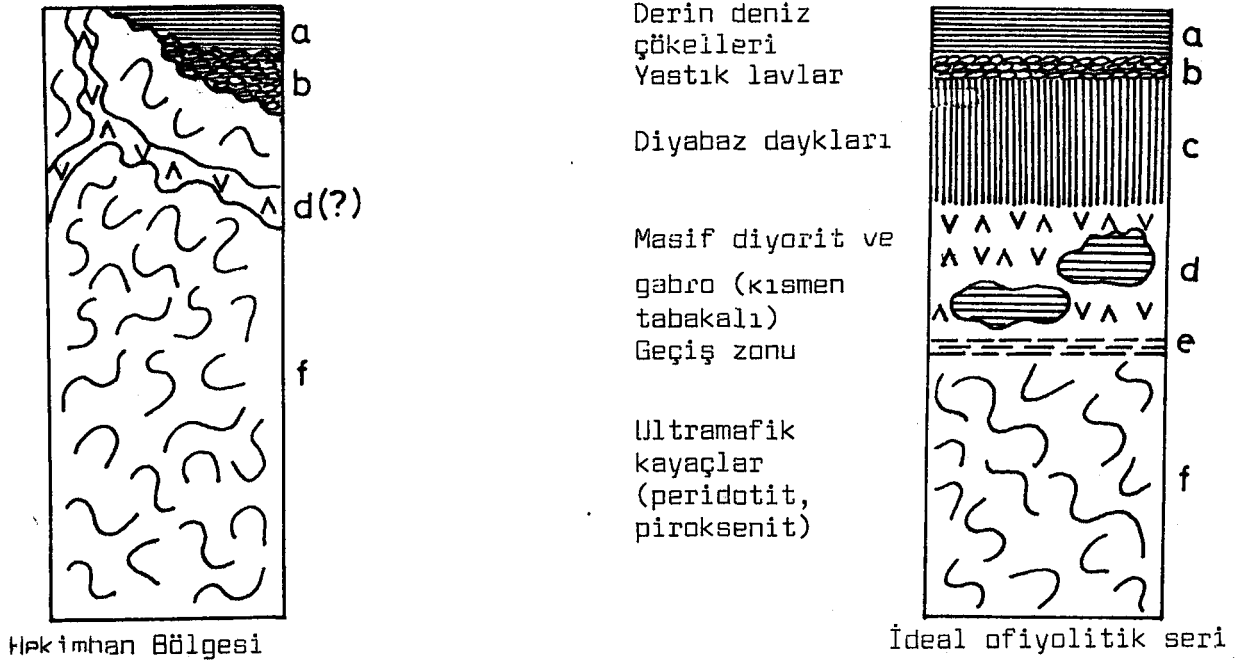
Birim ultramafitler ile bunları kesen gabro ve granodiyorit bileşimli plütonik kayalardan oluşmakta-

dır. Ultramafik kayalar serpantinleşmiş peridotit ve piroksenitlerle, bazen de tümüyle serpantinitlelerden oluşmaktadır. Genellikle yeşilimsi, siyahımsı, bazen de bordo renkli olup aşırı serpantinleşme ve tektonik hareketlerden dolayı parlak kayma yüzeylerine sahiptir. Birim içerisinde tektonik dokunaklı olarak ofiyolitik dizilimin en üst seviyelerindeki pelajik sedimantasyon ürünü silisli sedimenter kayalardan radyolaridler de gözlenmektedir. Kırmızımsı-kahverengimsi renkli beyaz renkli kalsit damarlı ince tabakalanmalı ve bol kıvrımlı özelliğe sahiptir. Birim Kızılceviztepe'de (0694) geniş bir yayılım göstermektedir. Ofiyolitik birimler içerisinde bu kayalarla ilişkili olduğu düşünülen pembe-sarımsı renkli demirli kireçtaşı birimleri de gözlenmektedir. Gerek ofiyolitik birimler içerisinde gerekse Yukarıselimli formasyonu içerisinde alınan bazı örneklerde yeşil-gri renkli özşekilli granat içeren piroksenit olarak isimlendirilen kayalar da gözlenmiştir.

Birim Hekimhan ilçesinin çevresinde geniş yüzlekler vermesi nedeniyle Hekimhan ofiyoliti olarak isimlendirilmiştir. İnceleme alanında gözlenememesine rağmen Hekimhan ilçesinin kuzey kesiminde geniş bir yayılıma sahip diyorit-gabro birimleriyle, yastık yapıları ve bazaltik bileşime sahip volkanik kayaların bulunduğu bildirilmektedir (S. Yılmaz, C.Ü; sözlü görüşme).

Aşınmaya elvirişli birimlerden oluşması nedeniyle düşük topoğrafyada yer almakta, ancak gabro daykları ve radyolarid birimleri küçük sarplıklar oluşturmaktadır.

Birime ofiyolit ismi ideal bir ofiyolitik dizilimdeki kayaç gruplarının büyük bir kısmını oluşturmaları nedeniyle verilmiştir (Şekil 2.5).



Şekil 2.5. Hekimhan çevresinde gözlenen ofiyolitik birimlerin basitleştirilmiş ideal bir ofiyolitik seriyle (Coleman, 1971; Vine ve Moores, 1973; Çapan, 1977) karşılaştırılması.

Hekimhan ofiyolitinin üzerine transgresif olarak Boyalıkdere formasyonu gelmektedir (Foto 2.1). İnceleme alanında birimin tabanı görülmemektedir. Ancak bölgesel jeolojik konumu açısından bakılacak olursa Üst Jura-Alt Kretase Yukarı Selimli formasyonu üzerine tektonik doku-naklı olarak geldiği düşünülmektedir.

İnceleme alanında bazen daha sonraki tektonik hareketlerle Üst Maestrihtiyen yaşlı birimlere de bindirmiş olarak gözlenmektedir (Foto 2.2).

Birim inceleme alanındaki konumuna göre Üst Maestrihtiyen öncesi -Alt Kretase sonrası bir yaşa sahip olmakla birlikte, bölgedeki ofiyolitler için Üst Kretase yaşı önerilmiştir (Brinkman, 1968, Devey et al., 1973).



Foto 2.1. Hekimhan ofiyolitinin (Krho) serpantinitleri üzerine Boyalıkdere formasyonunun (Krb) çakıltaşlarının transgresif olarak gelmesi (Şihoğlu tepe batısı).

2.1.3. Güzelyurt formasyonu

Birim yer yer resifal özellikteki kireçtaşı litolojisinde olup bol makro-mikrofosilli ve kalın tabakalanmalı biyokimyasal karbonat kayalarından oluşmuştur.

2.1.3.1. Dağılımı ve topografiya görünümü

İnceleme alanının batı kesiminde çok geniş yüzlek vermektedir. Yukarı Selimli köyü, Kızıllağara köyü ve Güzelyurt kasabası arasında yaklaşık 70 Km² lik bir alanı kaplamaktadır. Doğuya doğru Hacıismailli mahallesi, Baharlı mahallesi ve Kuşculuk mahallesi çevresinde de gözlenmektedir. İnceleme alanının güneydoğusunda ise Köçek kayalıkları ve Basaklı kayalıkları (1486), Kölük tepe (1985), Pat kayalıkları (1986), Çoban tepe (1886) ve Kalkım tepe (1888) de yüzeylenmektedir.

Formasyonun ofiyolitlerin üzerine doğrudan geldi-

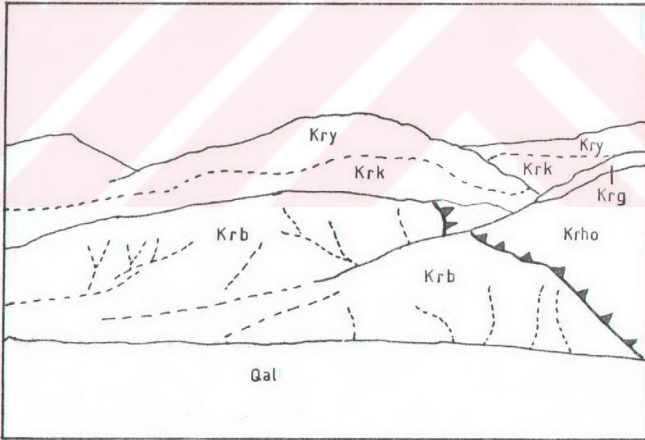


Foto 2.2. Hekimhan ofiyolitinin (Krho) Boyalıkdere formasyonu (Krb) üzerine bindirmesi, ofiyolitlerin üzerinde saçak/yama resifi şeklinde uyumsuz olarak gözlenen Güzelyurt formasyonu (Krg), Kösheasan formasyonu (Krk) ile Yiğitler formasyonunun (Kry) uyumlu ilişkisi (Pamaklu tepe doğusu, kuzeyden güneye bakış).

ği bölgelerde hafif sarplıklar gözlenmekle birlikte, Kösheasan formasyonunun altında erezyon sonucu yüzeylenmiş biçimde düşük topografyalarda da yaygın olarak gözlenirler.

2.1.3.2. Tip kesit, yeri ve kalınlık

Formasyon Güzelyurt kasabası çevresinde geniş bir yayılıma sahip olduğundan Güzelyurt formasyonu olarak isimlendirilmiştir. Ancak oldukça değişken tabaka konumlarına ve tektonik etkilere uğramış olup yer yer masif görünümlüdür. Birim inceleme alanının kuzeyinde ve batısında yaklaşık 250 m'ye ulaşan kalınlıklara sahiptir.

İnceleme alanının güneydoğu kesiminde Basaklı kayalıkları kesiminde; Boyalıkdere formasyonunun hemen üzerinde resifal kireçtaşlarında 120 m kalınlık ölçülmüştür. (Şekil 2.6). Formasyonun kalınlığının sık değişimi, çökeltme özelliğinin bir sonucudur.

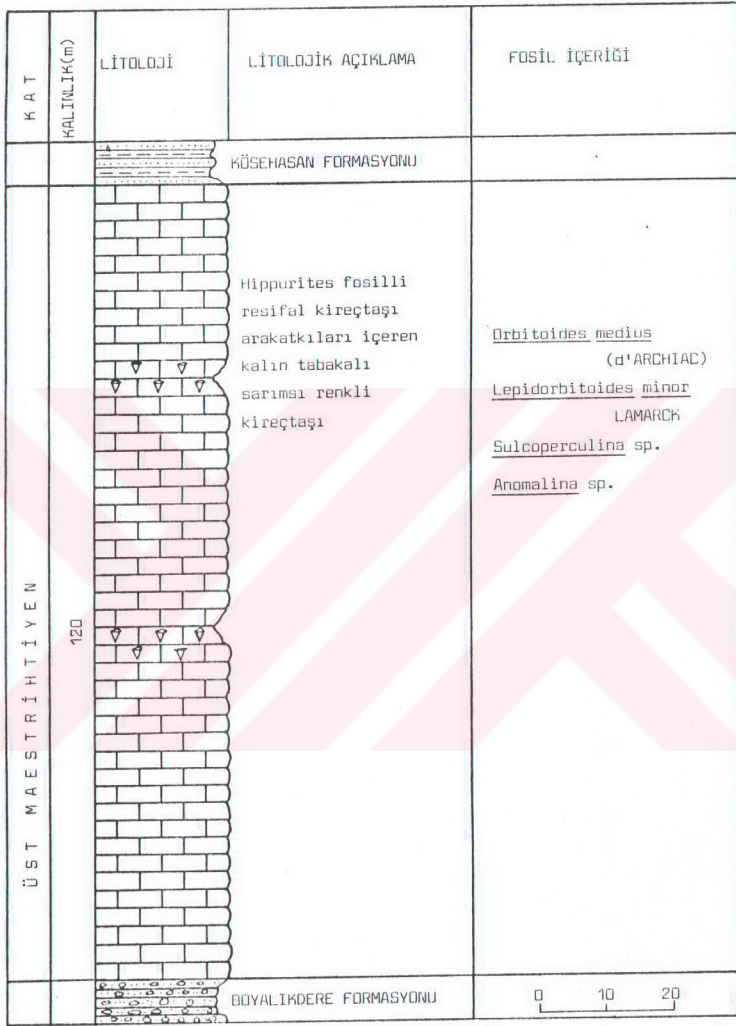
2.1.3.3. Kayaç türü, yanal değişim ve alt/üst sınırlar

Formasyon tümüyle kireçtaşı ve yer yer 4-5 m kalınlığında otokton resiflerden oluşmaktadır (Foto 2.3). Fosil büyüklükleri 5-40 cm arasında değişmektedir.

Formasyon inceleme alanının kuzey ve güneydoğu kesimlerinde beyaz-sarı renkli resifal kireçtaşı karakterinde iken batı kesimlerde grimsi renkli ve bitüm kokulu olup, daha az Hippurites fosili içermektedir.

Karamahmut köyü doğusunda Mumyalık tepeleri alt kesiminde yeralan kireçtaşları gözeneklerinden asfaltit sızmaları gözlenmektedir. Yöre halkının izlenimine göre sıcak aylarda (özellikle Temmuz ve Ağustos) bu sızmalar daha da artmaktadır. Ayrıca yakın bölgede çıkan su kaynaklarında da bu kokunun varlığı da bildirilmektedir. Batıda yeralan koyu renkli ve bitüm kokulu kireçtaşları da bu açıdan dikkat çekicidir.

Hekimhan ilçesinin güneyinde direkt olarak ofiyolitik kayaçların üzerinde yeralan bu kireçtaşları,



Şekil 2.6. Güzelyurt formasyonunun tip kesiti (Basaklı kayalıkları)



Foto 2.3. Güzelyurt formasyonunda yer alan Hippurites resifleri (Basaklı kayalıkları).

güneydoğu kesimde Boyalıklidere formasyonunun hemen üzerinde yer almaktadır. Bu bölgede Boyalıklidere formasyonu ve Kösehasan formasyonu sınırında 40-50 m kalınlığında ve yanıl devamlılığı olmayan resif şeklinde gözlenmektedir (Şekil 2.7).



Şekil 2.7. İnceleme alanının güneydoğusunda yer alan resifal kireçtaşlarının konumu.

Yukarı Selimli Köyü çevresinde yer alan siyahımsı-mavimsi renkli kireçtaşlarının tabanı bu köye bağlı Al-nalı mahallesinde (9393) gözlenmektedir. Bu bölgede de Boyalıkdere formasyonuna ait konglomera ve kumtaşı se-viyeleri üzerinde uyumlu olarak yer almaktadır.

Formasyonun üst sınırı Kösehasan formasyonu ile uyumludur. İnceleme alanının batısında Alveolina'lı ve Nummulites'li kireçtaşları (Kızılyatak formasyonu) bu birimi aşmalı sedimantasyonla uyumsuz olarak örtmektedir.

2.1.3.4. Fosil topluluğu ve yaş

Toplanan Hippurites fosillerinden tür tayini yapılamamıştır. Bölgede yer alan hippurites'ler Loftus (1855) tarafından tip lokalite olarak değerlendirilmiş ve bunlar üzerinde;

- Hippurites vesiculosus WOODWARD
- Pironaca corrugata (WOODWARD) DOUVILLE
- Hippurites colliciatas WOODWARD
- Hippurites (Vaccinities) Loftusi WOODWARD

şeklinde dört tür tanımlaması yapılmıştır. Daha sonra Douville (1890, 1894, 1897, Ünlü ve İzdar, 1977'den) tarafından stratigrafiye kazandırılmıştır.

Tip lokalite olarak tanımlanan bu dört Hippurites türü için yaş tanımlamaları farklılık göstermektedir. Örneğin: Hippurites vesiculosus WOODWARD türü için Güney ve Doğu Anadolu'daki yayılımı dikkate alınarak Turoniyen, Kampaniyen ve Maestrihtiyen gibi değişik yaşlar verilmiştir. Aynı şekilde Pironaca corrugata (WOODWARD) DOUVILLE türü için Alt Kampaniyen, Kampaniyen ve Maestrihtiyen, Hippurites colliciatas WOODWARD türü için Üst Kampaniyen, Maestrihtiyen ve Hippurites (Vaccinities) loftusi WOODWARD türüne ise Turoniyen Kampaniyen ve Maestrihtiyen yaşı verilmiştir (İzdar ve Ünlü, 1977).

Mikrofosil içeren seviyelerde yapılan optik mikroskop fosil taylorlerinde;

Orbitoides medius (d'ARCHIAC)

Lepidorbitoides minor LAMARCK

Sulcoperculina sp.

Anomalina sp.

Bol rudist kavkı parçası (N.İNAN, C.Ü).
saptanmış ve üst Maestrihtiyen yaşı verilmiştir.

2.1.3.5. Karşılaştırma ve Yorum

Formasyon; Akkuş'un (1971) Üst Kretase yaşlı Tohma resifleri olarak adlandırdığı resifal kireçtaşlarına karşılık gelmektedir. Ayrıca, Yoldaş'ın (1972) Maestrihtiyen yaşlı konglomera-kumtaşı-şeyl-killi kireçtaşı serisi içerisinde tanımladığı mercek şeklindeki resifal kireçtaşlarıyla; Sirel'in (1976) tanımladığı Orbitoides'li ve Siderolites'li kireçtaşlarıyla eşdeğer gibi gözükmektedir. Son olarak İzdar ve Ünlü'nün (1977) yapmış oldukları çalışmalarında Orta seri içerisinde belirttikleri, taban konglomeraları üzerinde yeralan resif kireçtaşlarıyla eşdeğer olarak kabul edilmiştir. Özçelik ve diğ. (1990) ise resifal kireçtaşlarını Ulupınar formasyonu olarak tanımladıkları detritik seri içinde mercekler biçiminde değerlendirmişlerdir.

Birim; içerdiği fosillere göre sığ neritik ortam koşullarında biyokimyasal çökelmeyle oluşmuştur. İncekesit çalışmalarında rudist parçaları'nın çok deforme olduğu da gözönüne alınırsa ortamın aynı zamanda tektonik açıdan duraysız olduğuda söylenebilir. Resiflerin farklı seviyelerde oluşması da paleocoğrafya hakkında bilgi verebilir (Şekil 2.8).

Resiflerin gösterdiği jeomorfolojiye göre (Selle, 1976) bunlardan kıyıya yakın-yapışık olanlar saçak yama resifi", ofiyolitik kayalarla konglomeralar üzerinde bir set oluşturacak şekilde gelişenler ise "set resifi" biçiminde değerlendirilmiştir. İnceleme alanı-



Şekil 2.8. Resifal kireçtaşlarının doğrudan ofiyolitik kayaların üzerinde oluşması ile paleo-coğrafya arasındaki ilişkiyi gösteren hipotetik model.

nın güneydoğusunda yer alan resifal kireçtaşları set resifi özelliğinde iken, kuzey kesimdekiler saçak/yama resifi özelliği göstermektedir. Ayrıca resifal kireçtaşlarının yapısal özellikleri bunların biyostrom (tabakalı) kısmen de biyoherm (düzensiz yığılımlı), dokusal özellikleri bakımından da biyolitit tanımına (Folk, 1962) uydukları belirtilebilir.

2.1.4. Boyalıkdere formasyonu (Krb)

Alt seviyeleri kırmızı-bordo renkli konglomera, üst kesimleri yeşil renkli kumtaşı litolojisinde olan bu formasyon Üst Kretase transgresyonunun taban konglomerası konumundadır.

2.1.4.1. Dağılımı ve topografya görünümü

Genellikle ofiyolitik birimlerin çevresinde yer alan bu formasyon inceleme alanının kuzeyinde ve güneydoğusunda yüzlek vermektedir. Formasyon kuzeyde Ellezli mahallesi, Karlık mahallesi doğusu ve Hekimhan'ın güneybatısında yer alan Köşrelik deresi çevresinde (0596) geniş yüzlekler vermektedir. Hekimhan'ın güneyine doğru Kuşçuluk mahallesi doğusu, Karaboğaz sırtı doğusu (0891) Pamuklu tepe doğu sırt kesimi (0991) ve Boyalık deresi (0993) boyunca uzanmaktadır. İnceleme alanının güneydoğusunda ise; Duvanlı damları (1885) ve Damlar (1786) çevresinde ve Kesikköprü istasyonu (1385), Karacaoğlu dere (1385) ve Ağaçalıtarla sırtı (1586) çevresinde de

gözlenmektedir.

Formasyon aşınmaya uygun bir litoloji gösterdiğinden sarp topografya oluşturmamakta ve daha çok derelerde ve sırtlar boyunca yer almaktadır.

2.1.4.2, Tip kesit, yeri ve kalınlık

Birim; kuzey ve güneydoğu kesimlerinde bazı farklılıklar gösterdiği için iki adet tip kesit ölçümü yapılmıştır. Kuzey kesimde Pamuklutepe doğu yamacında yapılan ölçülü tip kesitte 150 m kalınlık bulunmuştur. Güneydoğuda ise, Şihoğlutepe ile Köçek kayalıkları arasında tip kesit ölçümü yapılmış ve 120 m kalınlık ölçülmüştür (Şekil 2.9).

2.1.4.3. Kayaç türü, yanal değişim, alt/üst sınırlar

Kuzey kesimde yer alan birim; 5-10 cm kalınlığında yeşil renkli kumtaşı aratabakalı, kırmızı-bordo renkli iyi yuvarlaklaşmış, bol miktarda ofiyolitik kayaç parçaları ve yer yer de Hippurites fosilleri ve üst Kretase fosilli kireçtaşı çakılları içeren 35 m'lik konglomera ile başlar yukarıya doğru 34 m kalınlığında yer yer 2-3m'lik kumtaşı ve 15-20 cm'lik çakıllı-kumlu-kireçtaşı arakatlı konglomera düzeyi yer almaktadır. Çakıl boyutları 2mm-10cm arasında değişmekte olup orta-iyi yuvarlaklaşmıştır. Birim 5-6 cm kalınlığında mikrokonglomera bantları içeren 3 m kalınlığındaki kalem ve disk yapıli kumtaşları ve 3 m kalınlığında kırmızı renkli çakıltaşı seviyesiyle devam etmekte ve 75 m kalınlığında yeşil renkli, yer yer disk yapıli ve fosilli kumtaşları ile son bulmaktadır.

Güneydoğuda ise; en altta 75m kalınlığında kırmızı renkli konglomera seviyesi yer almaktadır. Çakıl boyutları 1mm-20cm arasında değişmekte olup tümüyle ofiyolitik birimlere ait olup, az miktarda da kristalize kireçtaşları da gözlenmektedir. Bu düzeyi 35m kalınlığa sahip, 10-15 cm konglomera arakatlı, bazen çapraz tabakalanmalı olarak gözlenen kırmızı renkli kumtaşı ta-

bakaları izlemektedir. Üst kesimlere doğru kırmızı renkli kumlu marn-kumtaşı-çakıltası ardalanması özelliğinde olan bu birim 10 m kalınlığında yeşilimsi-gri renkli çakıltası-çakıllı kumtaşı ile son bulmaktadır.

Kuzeyde gözlenen bazı lokasyonlarda ripilmark yapıllı kumtaşlarına da rastlanılmıştır. Doğrultuları D-B olarak ölçülmüştür.

Formasyon ofiyolitik birim üzerine diskordansla gelmekte olup üst sınırı Kösheasan fosmasyonu ile güneydoğuda ise resifal mercek şeklinde üzerinde bulunan Güzelyurt formasyonu ile uyumludur (Foto 2.4).

2.1.4.4. Fosil topluluğu ve yaş

Formasyonun üst kesimlerinde yeralan fosilli kumtaşlarında,

Orbitoides medius (d'ARCHIAC)

Orbitoides apiculatus SCHLUMBERGER

Lepidorbitoides sp.

Sulcooperulina sp. (N.İNAN, C.Ü)

fosilleri saptanmış ve Üst Maestrihtiyen yaşa verilmiştir.

Formasyonda yeralan konglomeralar içerisinde yer yer Hippurites fosilleri ve resifal kireçtaşlarının bulunması bu birimin resifal kireçtaşlarından daha yaşlı veya eşzamanlı olabileceğine işaretler. Nitekim, fosil türleri ve yaş açısından yapılan incelemelerde her ikisinde aynı yaşlı olduğu gözlenmiştir. Ancak resifal kireçtaşlarının küçük zaman aralıklarında değişik seviyelerde oluşması daha kuvvetli bir olasılıktır.

Bu verileri aynı yaşlı olmasına rağmen çabuk katabilebilmesi nedeniyle resifal kireçtaşlarının konglomeralara parça vermesi şeklinde yorumlamakta mümkündür. (A. POISSON, Paris-Sud Üniv., sözlü görüşme). Bu değerlendirmede tektonik etkilerde önemli olmaktadır (Şekil 2.10.a).



Foto 2.4. Boyalıkdere formasyonunun (Krb) Güzelyurt formasyonu (Krg) ile uyumlu ilişkisi (Basaklı kayalıkları, doğudan batıya bakış).

2.1.4.5. Karşılaştırma ve Yorum

Formasyon, Yoldaş'ın (1972) Malatya kuzeyinde yapmış olduğu çalışmasında Üst Kretase birimlerinin alt seviyesinde yer alan konglomera-kumtaşı birimine karşılık gelmektedir. Aynı şekilde İzdar ve Ünlü'nün (1977) Hekimhan-Hasançelebi-Kuluncak yöresinde yaptıkları çalışmalarında Orta seri içerisinde tanımladıkları Üst Kretase yaşlı taban konglomeralarıyla, Özçelik ve diğ. nin (1990) tanımladıkları Uludere formasyonunun tabanındaki konglomeralarla eşdeğerdir. Taban konglomerası özelliğindeki bu birim transgresif bir serinin başlangıcını temsil etmektedir.

Birim içerisindeki kumtaşlarında çapraz tabakalanma ve yer yer de ripilmarklar gözlenmiştir. Bu verilere göre flüviyatif taşınmanın da etken olduğu, ayrıca sığ olması nedeniyle dalga hareketlerinden de etkilenen aşırı hareketli bir sığ deniz ortamında oluşmuş litolojiler olarak değerlendirilmiştir (Şekil 2.10.b).



(a)



(b)

Şekil 2.10. a) Tektonik açıdan duraysız bir ortamda konglomeraların resifal kireçtaşlarından malzeme alabilmesini gösteren hipotetik model, b) Dalga enerjisinin hakim olduğu sığ denizel ortamı gösteren hipotetik model

Kumtaşlarında Orbitoides fosillerinin bulunması bu birimlerin sığ deniz ortamında çökeldiklerini desteklemektedir. Birim en altta kalın tabakalı, iri taneli ve genellikle köşeli bileşenli konglomeralardan oluşmaktadır. Üste doğru derecelenme ve çapraz tabakalanma gibi sedimanter yapılara geçiş göstermektedir. Bu veriler ise birimin önce kütle-tane akışı (resedimante konglomeralar) çökeltildiğini daha sonra yoğunluk-yüksek enerjili türbid akıntılara (proksimal türbiditler; Slaczka and Thompson, 1975; Davies and Walker, 1974, Gökçen ve Şahbaz, 1979) geçildiğini düşündürmektedir. Diğer bir ifadeyle, birim flaksotürbidit fasiyesinde çökeltilmiştir.

2.1.5. Kösheasan formasyonu (Krk)

Kumtaşı-marn ardalanmasıyla başlayıp üste doğru karbonat miktarının artmasıyla kireçtaşı-marn ardalanmasına geçen, flišik fasiyesteki detritik birimleri kapsayan ve yer yer tüflü seviyelerin de yer aldığı bir formasyondur. Birim adını tüm özelliklerinin en iyi gözlenildiği Kösheasan Mah.den almaktadır.

2.1.5.1. Dağılımı ve topografya görünümü

İnceleme alanındaki en geniş yüzey alanını kaplayan formasyonlardan birisi olup, özellikle bölgenin kuzey ve doğu kesimlerine doğru yayılımı artmaktadır. Hekimhan ilçesinin güneyinden itibaren Malatya karayolu boyunca geniş yüzlekler vermektedir.

Formasyon ismi verilen Kösheasan mahallesi ve kuzeye doğru Dursunlu mahallesi bölgelerinde kuzey-güney yönlü bir yayılım göstermektedir. Batıya doğru Karamahmut köyü, Güzelyurt kasabasına bağlı Hacıosmaıllı, Cerme ve Hacıismaıllı mahalleleri boyunca yüzeylenmekte olup Kızıldere mahallesi ve Başgarım mahallesine doğru doğu-batı yönlü bir uzanımına sahiptir. İnceleme alanının güneydoğusunda ise Yenice damları (1588) Ma-monunbölü tepe (1587) ve Elekçiyurdu tepede (1687) yüzlek vermektedir.

Aşınmaya elverişli litolojilerden oluştuğu için sarplıklar oluşturamamakta ve daha çok düşük topografik katlarda yer almaktadır. Genellikle vadilerde üstteki daha genç birimlerin aşınması sonucu yüzeylenmekte olup birbirine yakın birçok derelerin gelişmesine neden olmuştur. Derelerin oluşturduğu yamaçlar boyunca aşınma fazla olduğundan sert litolojiler çıkıntı yaparak basamak tipi görünümüne sahiptir.

2.1.5.2. Tip kesit, yeri ve kalınlık


Formasyonun tip kesit ölçümü Boyalıkderesi-Kızıl-sırt ile Ayölen sırtı arasında yapılmış ve 440 m kalınlık saptanmıştır (Şekil 2.11). Formasyonun yanıl yöndeki değişimini de incelemek amacıyla Köslüler sırtı batı yamaç kesiminde de referans kesit ölçümü yapılmış ve 140 m kalınlık saptanmıştır (2.12).

2.1.5.3. Kayaç türü, yanıl değişim ve alt/üst sınırlar

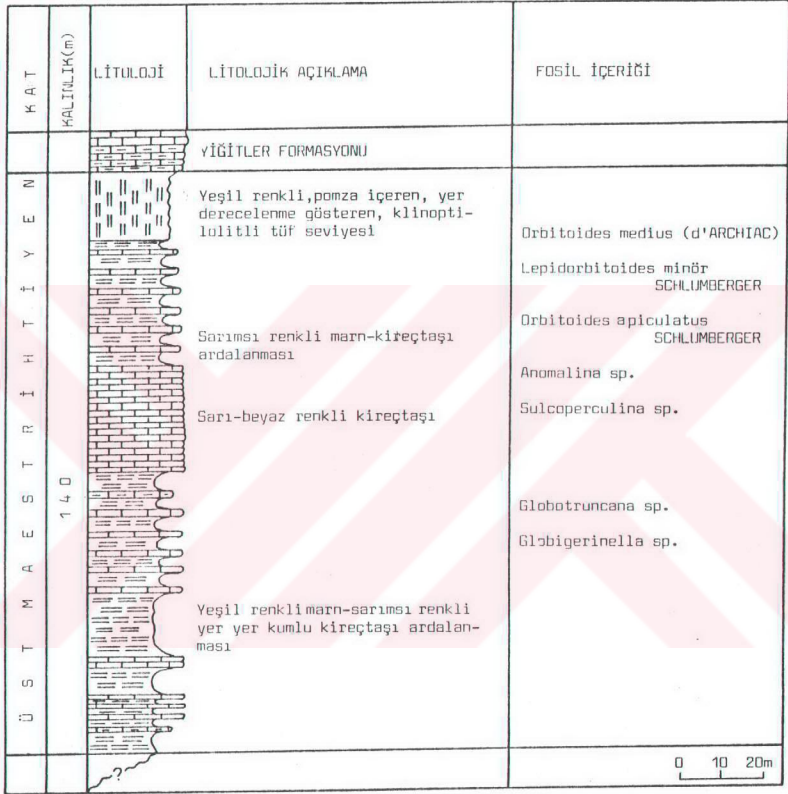
Formasyonun egemen litolojisini flişik sedimantasyonun ürünü yeşil renkli kumtaşı-marn seviyeleriyle kimyasal sedimantasyon ürünü kireçtaşları oluşturmaktadır (Foto 2.5). Üste doğru karbonat miktarının artmasına bağlı olarak kumtaşı biriminin yerini killi kireçtaşı almaktadır. Birim de yer yer piroklastik sedimantasyon ürünü zeolitli tuf seviyeleri de yer almaktadır (Foto 2.6).

Yanal yönde inceleme alanının güneyine doğru karbonat oranında bir artma gözlenmektedir. Bunun nedeni güneye doğru kimyasal sedimantasyonun detritik sedimantasyona göre daha baskın olduğu diğer bir deyişle güneye doğru derinliğin artmasına bağlı olarak detritik getirimde bir azalma olduğu şeklinde yorumlanabilir. Özellikle kumtaşı düzeyleri gözlenmemekte ve yerini litoklastlı biyomikrit ve biyosparit olarak isimlendirilen kireçtaşları almaktadır (Şekil 2.11 ve 2.12).

Klinoptilolit içeren tüflü seviyeler klavuz seviye rolü oynamakta olup bu formasyon ile Yiğitler formasyonu sınırında veya sınıra çok yakın bölgelerde ye-

| KAT | YALNIZLIK m | LİTOLOJİ | LİTOLOJİK AÇIKLAMA | FOSİL İÇERİĞİ |
|---|-------------|--|---|---|
| K A T E N E N İ Y E T İ H İ R İ S T R E S T M A E S T M A E S T M A E | 440 |  | <p>YİĞİTLER FORMASYONU</p> <p>Kırmızı-yeşil renkli kilt taşı-sarı renkli kireç taşı ardalanması</p> <p>Derecelenme gösteren ve pomza içeren yeşil renkli, klinoptilolitli tuf seviyesi</p> <p>Bitki ve organizma izleri gözlenen kireç taşları</p> <p>Sarımsı renkli killi kireç taşı-marın ardalanması</p> <p>Yeşil renkli kum taşı-marın ardalanması</p> <p>Derecelenme gösteren ve pomza içeren sarı-yeşil renkli, analsimli tuf seviyesi</p> <p>Yeşil renkli kum taşı-marın ardalanması</p> | <p>Orbitoides medius (d'ARCHIAC)</p> <p>Globotruncanella cf havanensis (BOJRWICK)</p> <p>Globotruncanella sp.</p> |
| | | BOYALIKDERE FORMASYONU | | <p>0 20 40 m</p> |

Şekil 2.11. Kösehasan formasyonunun tip kesiti (Boyalık dere-Ayölen sırtı)



Şekil 2.12. Kösehasan formasyonunun referans kesiti (Köslüler sırtı batı yamacı)



Foto 2.5. Kösehasan formasyonundaki marn-kumtaşı-killi kireçtaşı ardalanması (Boyalık mahallesi kuzeyi, batıdan doğuya bakış).

ralmaktadır.

Birim, çakıltaşı ve kumtaşı litolojilerinden oluşan Boyalıkdere formasyonunu ve yer yer de resifal kireçtaşlarından oluşan Güzelyurt formasyonunun üzerine uyumlu olarak gelmektedir. Formasyonun üst sınırı ise Yiğitler formasyonu ile tedrici geçişlidir (Foto 2.7).

2.1.5.4. Fosil topluluğu ve Yaş

Formasyon içerisinde "resif ölü" şeklinde tanımlanan (A.POISSON, Paris-Sud.Üniv. ve N.İNAN, C.Ü. sözlü görüşme) neritik ve pelajik fosilleri aynı anda bulunduran kireçtaşlarında;



Foto 2.6. Kösehasan formasyonu üst düzeylerinde gözlenen zeolitli tuf ve pomzalar (Köslüler sırtı yol yarması).



Foto 2.7. Kösehasan formasyonu (Krk) ile Yigitler formasyonu (Kry) arasındaki tedrici geçişli sınır ilişkisi (Beşiktaş tepe batı yamacı, batıdan doğuya bakış).

-Neritik ortama ait (taşınmış):

Orbitoides medius (d'ARCHIAC)

Lepidorbitoides minör (SCHLUMBERGER)

Orbitoides apiculatus SCHLUMBERGER

Siderolites calcitrapoides LAMARCK

Anomalina sp.

Sulcoperculina sp. (N.İNAN, C.Ü.)

-Pelajik ortama ait :

Globotruncanella cf. havanensis (WOORWIJK)

Globotruncana sp.

Globigerinella sp.

Textularidae

Miliolidae

Radiolaria (M.TUNÇ, C.Ü.)

fosilleri saptanmış ve birime Üst Maestrihtiyen yaşı verilmiştir.

Tüflü seviyelerde de ;

-Siderolites sp.

Textularia sp. fosilleri saptanmıştır. Bu tanımlamalarda Üst Maestrihtiyen'e karşılık gelmektedir.

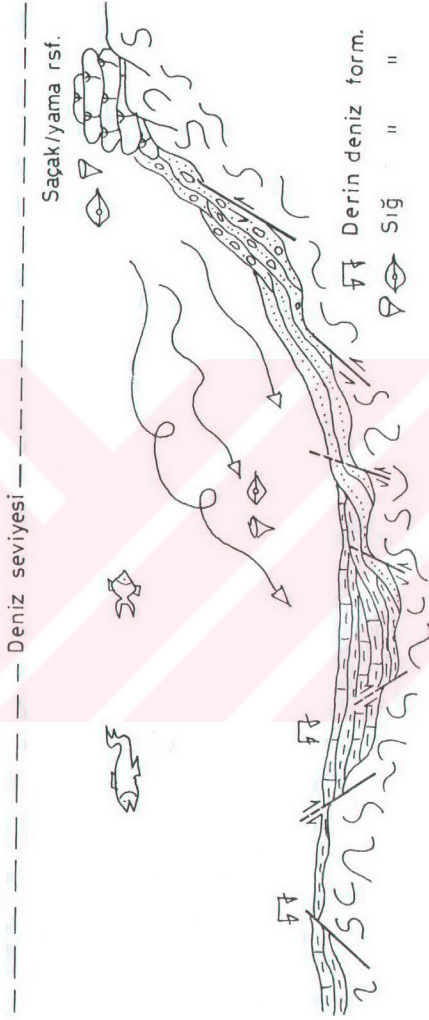
2.1.5.5. Karşılaştırma ve yorum

Formasyon, Ayan ve Bulut'un (1964) Yazıhan-Kurşunlu-Levent çevresinde yapmış oldukları çalışmalarında tanımladıkları Üst Kretase fliş birimine karşılık gelmektedir. Yazarlar formasyonu ince klastikler ve bunların arasındaki resif kireçtaşlarından oluşan formasyon olarak nitelemişlerdir. Akkuş (1971), Darende-Balaban Havzasında yapmış olduğu çalışmada; tanımladığı biyoherm özellikli Tohma resifleri üzerine gelen konglomera-Kumtaşı-marn ardalanmasından oluşan Ulupınar formasyonu ve Yoldaş'ın (1972) Malatya kuzeyinde yapmış olduğu çalışmada konglomera-kumtaşı-kireçtaşı-şeyl ve üstte de killi kireçtaşı olarak tanımladığı birim de Kösehasan formasyonuna eşdeğer düşünülmektedir. İnceleme alanının çok yakınında İzdar ve Ünlü'nün (1977) yaptığı

çalışmada formasyon; Orta seri içerisinde tanımladıkları marnlı kireçtaşı-kiltaşı ve üstte de kireçtaşı olarak tanımlanmıştır. Kurtman'ın (1978), Gürün çevresinde yaptığı çalışmasında şeyl-marn ardalanması ve kumlu kireçtaşlarından oluşan Düğünyardu formasyonu da Kösehasan formasyonuna eşdeğer gibi gözükmektedir. Son olarak Özçelik ve diğ.'nin (1990) belirledikleri Ulupınar formasyonunun üst kesimi Kösehasan formasyonuna benzemektedir. Yukarıda anlatılan karşılaştırmalara göre Üst Kretase flişi özelliğindeki bu formasyon geniş bir yayılım göstermekte ancak bazı yanıl ve düşey fasiyes değişimleri nedeniyle farklı litolojilerle temsil edilmektedir.

Formasyon geniş geometrik yayılım göstermekte ve daha da önemlisi içerdiği derin deniz ortamını karakterize eden fosilleri içermektedir. Mikroskobik incelemelerden gözleendiği gibi detritik sığ ortam fosillerinin yerılması tektonik duraysızlığa işaret etmektedir. Sonuç olarak formasyon hareketli bir derin deniz sedimantasyonunu işaret eden fliş fasiyesinde çökeltmiştir (Şekil 2.13).

Formasyonun kötü boylanmış türbidit türü kumtaşları ve volkanosedimanter oluşumları kapsamı ve bir takım taban yapılarının (oygu ve yük çökme yapıları) gözlenmesi flişik bir ortamda çökeldiğini yansıtmaktadır. Sedimentolojik gözlemler birimdeki kumtaşlarının distaltürbiditik akıntılarla (Wolker, 1976) taşındığını düşündürmektedir. Tüf arakatlıları ve volkanojenik bileşenler ise detritik sedimantasyonla çağdaş bir volkanizmanın varlığına da işaret etmektedir. Kuzukulağı volkanitlerinin Kösehasan formasyonunu keser durumda ve ardalanmalı olması (inceleme alanı dışı, Hekimhan kuzeydoğusu) piroklastik malzemenin kaynağının bu volkanik evreyle ilişkili olduğunu vurgulamaktadır.



Şekil 2.13. Aşırı hareketli bir flişik ortamda pelajik ve neritik ortamı karakterize eden fosillerin birarada bulunmasını açıklayan hipotetik model.

2.1.6. Kuzukulağı volkanitleri (Krkv)

Tümüyle volkanik kayalardan oluşan bu birim için Kuzukulağı mezrasının hemen doğusunda yer alması nedeniyle bu adlama yapılmıştır.

2.1.6.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü

İnceleme alanının batısında Kuzukulağı mezrasının (9890) doğusunda yaklaşık 1 km²'lik bir alanda yüzeylemektedir.

Güzelyurt formasyonu kireçtaşlarının yanında düşük bir topoğrafya oluşturan bu birim dereler boyunca yüzeylemektedir. İnceleme alanının dışında Hekimhan kuzeydoğusunda geniş yayılıma ulaştığı bilinmektedir.

2.1.6.2. Kayaç türü ve alt/üst sınırlar

Birim, yeşil-siyah bazen bordo renklerde gözlenen breşik özellikteki bazaltlardan oluşmaktadır. Volkanitler üzerinde yanıl devamlılığı olmayan seviyeler biçiminde kırmızı-bordo renkli 1-2 m kalınlığında radyolaritler de gözlenmektedir.

Birim Güzelyurt formasyonunu ve Kösehasan formasyonunu keser durumdadır.

2.1.6.3. Volkanizmanın yaşı ve karşılaştırma

Birim, inceleme alanında en genç olarak Kösehasan formasyonunu kesmektedir. Kösehasan formasyonundaki tüflerin bu volkanizmadan türedikleri düşünülmektedir. Nitekim bu kayalar İzdar ve Ünlü (1977) tarafından da üst Kretase yaşlı tüflere malzeme veren denizaltı volkanik kayaları olarak değerlendirilmiştir. Denizaltı volkanizmasının karakteristiği olan radyolaritlerin gözlenmesi de bu görüşü güçlendirmektedir. Bu verilere dayanılarak birime üst Kretase yaşı verilmiştir.

2.1.7. Yiğitler formasyonu (Kry)

Üst Kretase yaşlı birimlerin en üzerinde yer alan formasyon olup, tümüyle karbonat sedimantasyonunun ürünüdürler. Bu birim üzerinde yer alan Yiğitler mahallesi formasyon adlamasında kullanılmıştır.

2.1.7.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü

Formasyon, inceleme alanının orta ve doğu kesimlerinde geniş yayılım göstermekte olup, kuzeybatıda da yüzlek vermektedir. Orta kesimde; doğudan batıya doğru; Hankaya (1088), Hüyük tepe (0989), Saçayak tepe (0889), Mağarakayası tepe (0789), Kırankaya tepe (0689), Uma tepe (0589), Eşekçıkırmaz tepe (0489), Kurtkaya tepe (0389), Hüyük tepe (0391), Keşliküzeri tepe (0188), ve Kırankaya tepe (0088) boyunca yaklaşık doğu-batı doğrultulu olarak uzanmaktadır. Doğu kesimde; kuzeyden güneye doğru; Karşıpınar mahallesi, Domuzlu mahallesi ve Kösehasan mahallesi boyunca kuzey-güney doğrultulu bir yayılım göstermekte olup, Suyunguzu (1295) ve Örü tepe (1390) de yer alan yaklaşık yatay konumlu serinin altında senklinal şeklinde yer almaktadır. Kuzeybatı kesimde ise, Kızıldere mahallesinin hemen kuzeyinde Karagedik tepe (0094), Güvercin tepe (9995), Çakmaklı tepe (9895), Urmut tepe (9795) boyunca yaklaşık kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu olarak uzanmaktadır.

Birim, topoğrafik olarak yüksek kesimlerde-tepelerde gözlenmektedir. Özellikle inceleme alanının orta ve kuzeybatı kesimlerinde daha sert litolojiden oluşması nedeniyle sarplıklar gelişmiştir. İnceleme alanının doğusunda yer alan formasyon ise aşınmaya daha elverişli litolojilerden oluştuğu için daha yumuşak topoğrafya oluşturmakta olup üzerinde birçok dere ve sırt gelişmiştir.

2.1.7.2. Tip kesit, yeri ve kalınlık

Birimin kalınlığını ve düşey dağılımını saptamak için Köslülüler sırtı ile Köldüzü sırtı arasında tip ke-

sit ölçümü yapılmış ve 87 m kalınlık saptanmıştır. Han-kaya kesiminde de küçük bir referans kesit ölçümü alınmış ve 74 m kalınlık saptanmıştır (Şekil 2.14). Kıran-kaya tepe güneydoğu yamacında ise birimin kalınlığı 250 m'ye çıkmakta ve homojen bir litoloji sunmaktadır.

2.1.7.3. Kayaç türü, yanal değişim ve alt/üst sınırlar

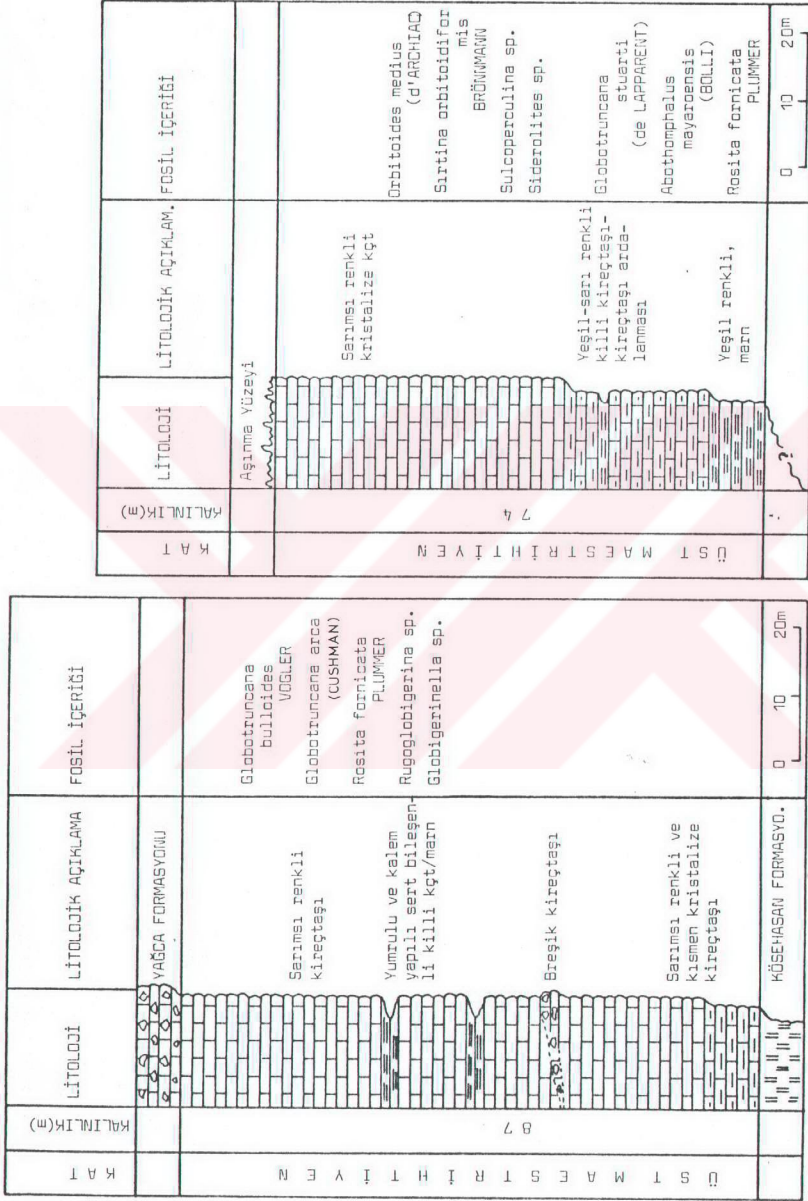
Formasyon alt kesimlerde killi kireçtaşı özelliğinde, üste doğru kireçtaşı litolojisinde olup tümüyle karbonat sedimentasyonunun ürünüdür. Özellikle killi kireçtaşı seviyelerinde konkoidal kırılmalar tipiktir ve bu görünümüleriyle marn izlenimi vermektedir.

Birim doğu kesimde sarımsı renkli yer yer mavimsi renkli kireçtaşı yamacıkları içeren orta tabakalanmalı (30-40 cm) bol konkoidal kırılmaya uğramış killi kireçtaşı-kireçtaşı özelliğindedir. Batıda ise koyu sarı renkli kalın tabakalanmalı (1-2 m) sert kireçtaşı litolojisindedir.

Birim içerisinde çatlaklar boyunca gelişmiş 15-20 cm kalınlığında limonitleşmiş zonlar yer almaktadır. İnceleme alanının güneydoğusunda Doğanlar mezrası doğusunda yaklaşık 150 m²'lik bir alanı kaplayan demirce zengin bozunma zonları gözlenmektedir.

Köslüler sırtı güney kesiminde de kireçtaşları içerisinde 25-30 cm kalınlığında breşik bir kireçtaşı seviyesi gözlenmiştir. Aynı yerde üste doğru yumrulu ve kalem yapılı kireçtaşları da bulunmaktadır.

Formasyonun alt sınırı Kösehasan formasyonu ile uyumlu olduğu gibi üst sınırı da Paleosen yaşlı Yağca formasyonu ile tedrici geçişlidir. K 40 a4 paftasının kuzeybatısında yer alan Salıcak köyü güneyinde Yiğitler formasyonu ile Yağca formasyonu arasındaki sınır tedrici geçişlidir (Foto 2.8). Ayrıca inceleme alanının güneyinde yer alan Yiğitler mahallesi (1088) güneydoğusundaki Tavşan tepede ve Mahmut tepede bu uyumlu geçişler saptanmıştır. Bu iki formasyon sınırı üst Kretase-



Sekil 2.14. Yiğitler formasyonunun a) tip kesiti (Köslüler sırtı) ve b) referans kesiti (Hankeya sırtı)

a

b



Foto 2.8. Yiğitler formasyonu ile Yağca formasyonunun tedrici geçişli dokunağı (Salıcak köyü güneyi).

Paleosen geçişi açısından oldukça önem taşımaktadır. Üst Kretase-Paleosen sınırı ile ilgili birtakım bulgular Mineraloji-Petrografi bölümünde tartışılacaktır.

2.1.7.4. Fossil topluluğu ve yaş

Birim derin deniz (pelajik) fosilleri içermektedir. Ancak bazı incekesitlerde allokton neritik fosillerde gözlenmektedir.

Yapılan paleontolojik tayinlerde pelajik fosillerden;

Abothomphalus mayaroensis (BOLLI)

Globotruncana stuarti (de LAPPARENT)

Globotruncana bulloides VOGLER

Rosita fornicata PLUMMER

Globotruncana arca (CUSHMAN)

Globigerinella sp.

Rugoglobigerina sp.

Globigerinelloides sp.

Heterohelix sp.

Miliolidae

Radiolaria ve sünger spikülleri (M. TUNÇ, C. Ü.)

Neolitik fosillerden (allokton):

Orbitoides medius (d'ARCHIAC)

Lepidorbitoides minor (SCHLUMBERGER)

Sirtina orbitoidiformis BRÖNNMANN

Sulcoperculina sp.

Textularidae

Bol rudist parçası (N. İNAN, C. Ü.)

fosilleri saptanmış ve tüm bu verilere göre formasyona Üst Maestrihtiyeen yaşı verilmiştir.

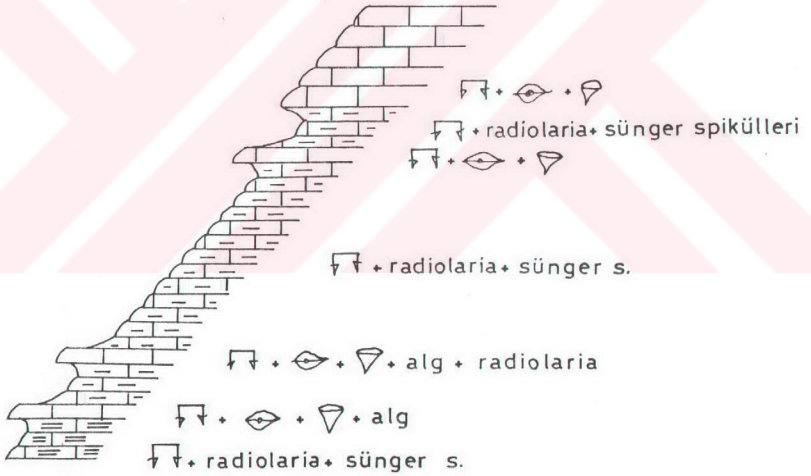
2.1.7.5. Karşılaştırma ve yorum

Formasyon, Yoldaş'ın (1972) Üst Kretase yaşlı formasyon olarak tanımladığı altta konglomera-kumtaşı üste doğru kireçtaşı-şeyl ve en üstte de killi kireçtaşı birimlerinden olası olarak en üstte yer alan killi kireçtaşı birimine karşılık gelmektedir. Diğer taraftan İzdar ve Ünlü'nün (1977) orta seri içerisinde tanımladıkları Üst Kretase -Paleosen yaşlı formasyonun üst kesiminde yer alan kireçtaşı birimine eşdeğerdir.

Birim içerdiği fosillere göre derin deniz ortamında çökelmiştir. Ayrıca incekesitlerde radyolaryaların da gözlenmesi bu görüşü güçlendirmektedir. Bağlayıcı malzemesi genelde mikrit olmasına rağmen; Hankaya sırtı kesiminde derin deniz planktonik foraminiferleri içeren killi kireçtaşlarıyla ara katkılı breşik (detritik/allokton) neritik ortam fosilleri ve rudist kavkaları içeren sparitik dokuya sahip gibi gözükse ancak aynı anda pelajik foraminiferler içeren ve gerçekte

mikritik dokuya sahip ve maksimum 10-15 cm kalınlığında kireçtaşları da bulunmaktadır (Şekil 2.15). Bu kireçtaşları arasında makroskopik olarak da farklılık gözlenmektedir.

Bu ilginç veriler ortamın aşırı hareketliliği, diğer bir ifadeyle tektonik açıdan duraysız olduğu hakkında bilgi vermektedir. Ayrıca bu veriler, Üst Kreta-se'nin sonlarına doğru detritik-piroklastik sedimentasyonun yerini bütünüyle kimyasal karbonat sedimentasyonunun aldığını göstermektedir.



Şekil 2.15. Hankaya sırtı kesiminde sığ ve derin deniz fosillerinin birlikteliği.

2.1.8. Yağca formasyonu (Ty)

Alt kesimleri laminallı dolomit-travertenimsi kireçtaşı-intraklastik kireçtaşı üst kesimlere doğru jips-kırmızı renkli marn ardalanması, en üst kesimlere doğru ise çörtlü dolomit ve marn ardalanması özelliğinde bir formasyondur. Yağca köyü çevresinde geniş yayılıma sahip olduğu için formasyona bu ad verilmiştir.

2.1.8.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü

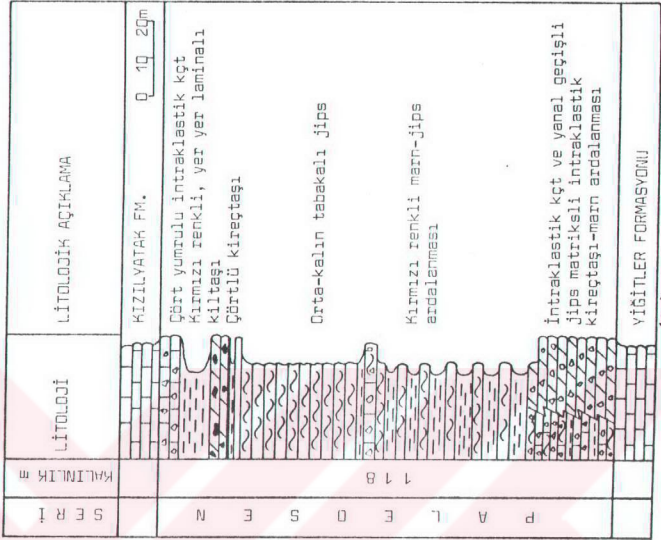
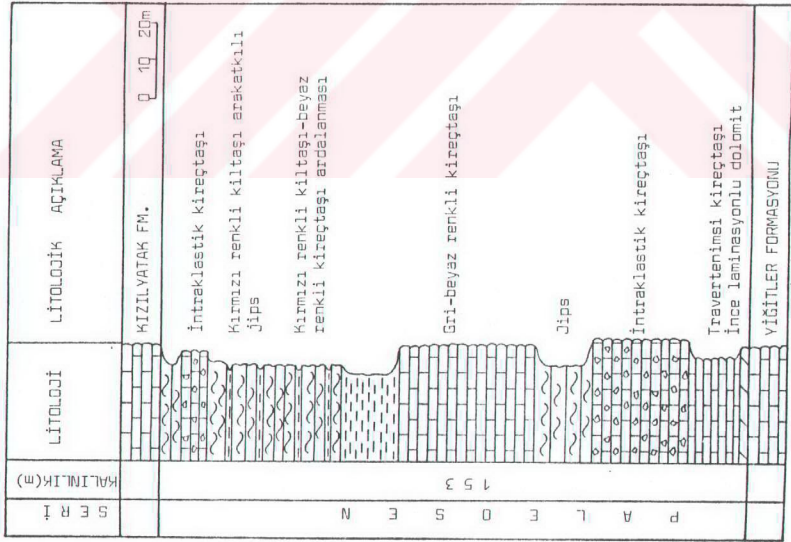
Formasyon inceleme alanının doğusunda ve güneyinde yüzlek vermektedir. Doğuda; Yağca köyü ve Köpekçayırı mahallesi çevresinde en geniş yüzey alanına sahiptir (yaklaşık 20 km²). Batıya doğru Suyunguzu (1295) ve Örü tepe (1390) boyunca kuzey-güney yönlü olarak uzanmaktadır. Güneyde; Servidalı mahallesi, Bahçearası mahallesi ve Yiğitler mahallesi güneyinde yer alan Tavşan tepe (1088) boyunca yaklaşık doğu-batı doğrultulu bir yayılım göstermekte olup Atça dere (1287) ve Mezgi sırtı (1286) kesiminde kuzey-güney yönlü bir uzanım göstermektedir.

Topoğrafyanın düşük kesimlerinde yer alan formasyon genelde sarplıklar oluşturmamasına rağmen dolomitli ve çörtlü birimler yer yer çıkıntılar yapmaktadır.

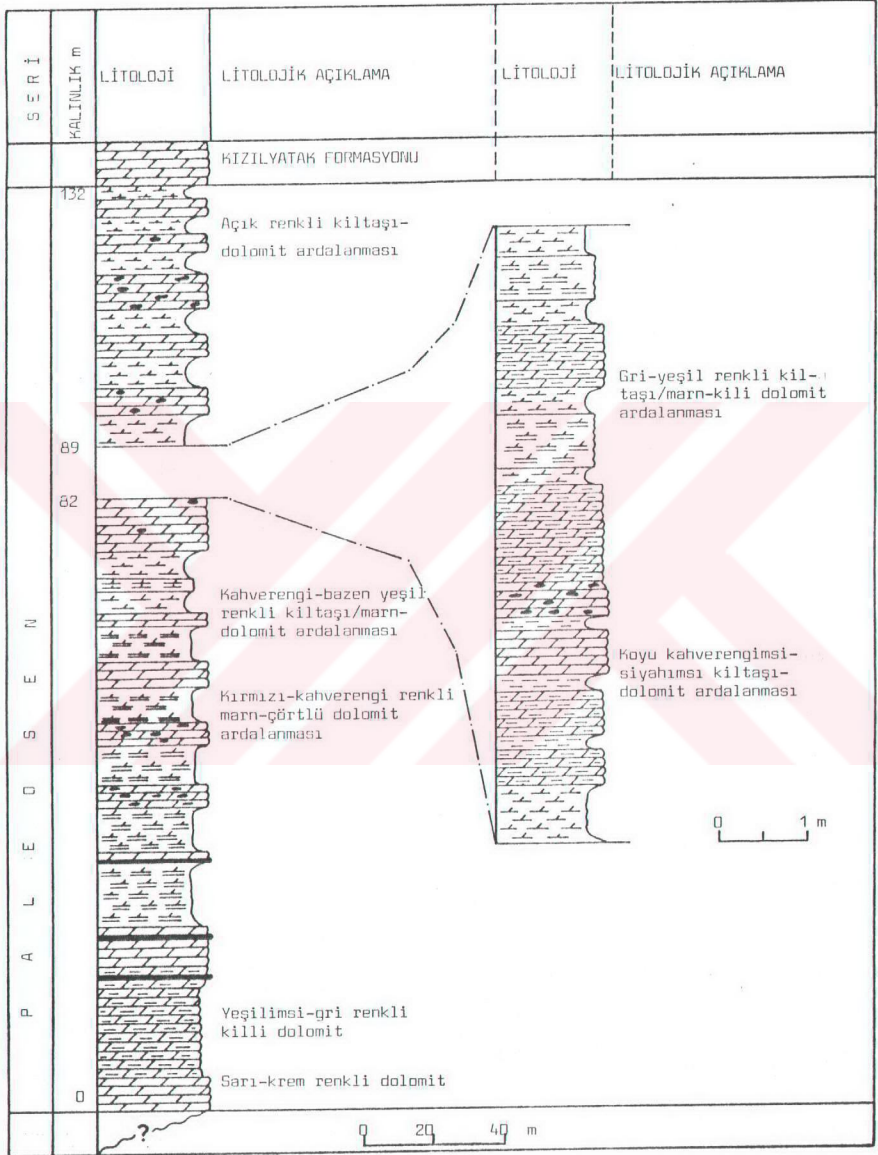
2.1.8.2. Tip kesit, yeri ve kalınlık

Formasyon doğu ve güneyde farklılıklar gösterdiğinden iki adet tip kesit ölçümü yapılmıştır. Bu kesitlerde sırasıyla, 153 m ve 118 m kalınlık ölçülmüş ve ortalama 135 m kalınlık saptanmıştır (Şekil 2.16). Formasyonun yanıl ve düşey fasiyes değişimlerini incelemek amacıyla da 4 adet referans kesit ölçümü yapılmıştır (Şekil 2.17 ve 2.18).

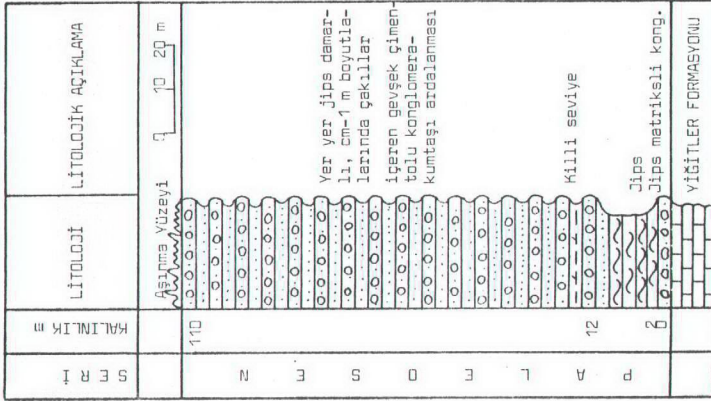
Yağca köyü kesiminde ölçülen tip kesitte 118 m kalınlık saptanmıştır. Güneyde Tavşan tepe (1088) ve Nadar tepe (1087) arasında ölçülen tip kesitte ise 153 m kalınlık saptanmıştır.



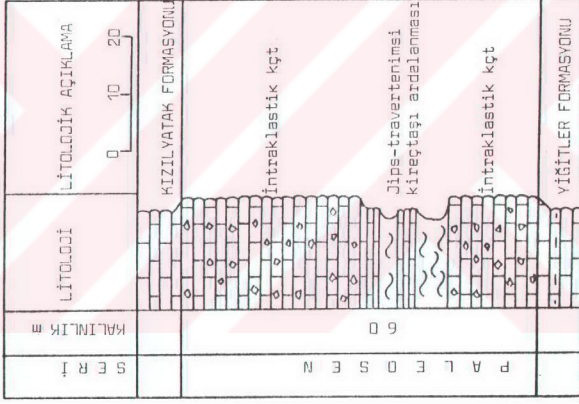
Şekil 2.16. Yağca formasyonunun tip kesitleri a) Tavşan tepe-Nadar tepe ve b) Yağca-



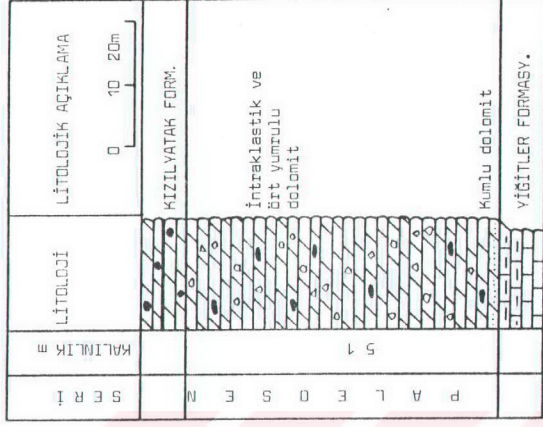
Şekil 2.17. Yağca formasyonunun referans kesiti (Mezgi sırtı)



(a)



(b)



(c)

Şekil 2.18. Yağca formasyonunun referans kesitleri a) Yağcakır tepe, b) Suyunguzu ve c) Ağtepe

2.1.8.3. Kayaç türü, yanal değişim ve alt/üst sınırlar

Birim, inceleme alanının doğusunda jips matriksli intraklastik karakterde ve yer yer çört çakılları da içeren 13 m kalınlığındaki dolomitte başlamakta (Foto 2.9) ve üste doğru 57 m kalınlığa sahip kırmızı renkli marn-jips ardalanmasına geçmektedir. Formasyon 30 m kalınlığında tabakalı, yer yer lifsi jipslerle devam etmekte ve bunu 5 m kalınlığında çört tabakaları ile 8 m kalınlığa sahip kırmızı renkli marn-çörtlü kireçtaşı izlemektedir. En üstte ise 5 m kalınlığında intraklastik kireçtaşı seviyesi yer almaktadır.

İnceleme alanının güneyinde, Tavşan tepe ve Nardar tepe çevresinde birim uyumlu olarak ince laminalanmalı (1-2 mm) 2 m kalınlığa sahip dolomitte başlamakta ve bunu 14 m kalınlığında travertenimsi kireçtaşı ve 25 m kalınlığında breşik kireçtaşları izlemektedir. Formasyon 15 m kalınlıkta kömür içeren jips ve 30 m kalınlığında kireçtaşı ile 15 m kalınlığında kırmızı renkli marnlarla devam etmektedir. Üstte ise; 35 m kalınlığında yer yer iğnemsiz jipslerden ve 10-15 cm marn aratabakalarından oluşan tabakalı jips, 7 m kalınlığında breşik intraklastik kireçtaşı ve 5 m kalınlığında tabakalı jipslerle son bulmaktadır.

Yukardaki açıklamalardan görüldüğü gibi güney ve doğuda yer alan Yağca formasyonu birtakım farklılıklar, diğer bir deyişle yanal fasiyes değişimleri göstermektedir. Şöyle ki, kalınlıklarda azalma olduğu gibi kayaç türlerinin bolluğu ve cinsi de değişebilmektedir. Buna değişik lokasyonlarda yapılan gözlemleri örnek verebiliriz; doğu kesimde; Yağcakır tepe (1690) doğusunda formasyon 2 m kalınlığında jips matriksli konglomera ile başlayıp 10 m kalınlığında jipsle devam etmektedir. En üstte de sadece bu lokasyonda gözlenen 98 m kalınlığında gevşek çimentolu, gri renkli ve kumtaşı-konglomera ardalanması yer almaktadır. Diğer yandan birim Ağtepe'de 1 m kalınlığında kumlu dolomit ile başlamakta ve



Foto 2.9. Yağca formasyonunun alt seviyelerinde yer alan intraklastik ve jips damarlı dolomitler (Yağcaktır sırtı).

üzerine 50 m kalınlığında intraklastik kireçtaşı gelmektedir. Güneyde; Servidalı mahallesinin hemen kuzeyinde yaklaşık 25-30 m kalınlığında sarımsı-pembemsi-gri renkli iyi yuvarlaklaşmış ofiyolitik birimlerden ve kireçtaşı parçacıklarından oluşan konglomera ile başlamakta olup, bunu 15 m kalınlığında gri-sarı renkli kumtaşı ve 5-6 m kalınlığında jips tabakaları izlemektedir. Aynı bölgeden doğuya doğru geçildiğinde birim 2 m kalınlığında laminalı dolomit ile başlamakta ve travertenimsi kireçtaşı, intraklastik kireçtaşı ve jips şeklinde devam etmektedir. Daha da doğuya doğru, Atçadere, Ürendere ve Mezgi sırtında formasyon ince laminasyonlu kireçtaşı ile başlamakta ve bunu intraklastik kireçtaşı, jips-marn ardalanması ve üste doğru Mezgi sırtında gözleendiği gibi tümüyle çörtlü dolomit ve kırmızı bazen yeşil renkli marn/kiltığı ardalanması izlemektedir (Foto 2.10).



Foto 2.10. Mezgi sırtı kesimindeki Yağca formasyonunun görünümü (batıdan doğuya bakış).

Genel olarak bakıldığında güney kesim için; doğudan batıya doğru jips miktarı artmakta, doğuya doğru ise jips yerini çörtlü ve intraklastik kireçtaşı seviyeleri almaktadır.

Birim, Yiğitler formasyonunun üzerine uyumlu olarak gelmekte ancak bazı bölgelerde aşınma döneminin işareti olan taban konglomerası ile geldiği için küçük yerel uyumsuzluklar sözkonusudur. Formasyonun üzerine kızyataklık formasyonu uyumlu olarak gelmektedir (Foto 2.11).

2.1.8.4. Fosil topluluğu ve yaş

Birim içerisinde yer alan dolomitik kireçtaşlarından yaptırılan incekesitlerde;

Miliolidae

Textularidae

Litiolidae

famlyalarına ait fosiller saptanmış ancak belirli bir yaş verilememiştir. Birimin üzerine uyumlu olarak Üst Paleosen (İlerdiyen)-Alt Eosen yaşlı Kızılyatak formasyonu gelmekte, alt sınırı ise Üst Maestrihtiyen yaşlı Kösheasan formasyonu ile uyumludur.

Stratigrafik ilişkilere dayanılarak formasyonun yaşının Paleosen olması gerekmektedir. Diğer bölümlerde de değinileceği gibi bu birimde belirlenen mineral parajenezleri değişik ülkelerde saptanan Paleosen'in mineral topluluklarına büyük benzerlikler göstermektedir.

2.1.8.5. Karşılaştırma ve yorum

Formasyon Akkuş'un (1971) Darende-Balaban yöresinde yapmış olduğu çalışmasında Darende formasyonu olarak tanımladığı jipsli birime karşılık geliyor gibi gözükmesine rağmen yaş farklılığı problem olmaktadır. Yazarın tanımladığı formasyonun yaşı Bartoniyen (Üst Eosen) yaşlı olmasına karşın bizim tanımladığımız formasyon Paleosen yaşlıdır.

Yoldaş'ın (1972) Malatya kuzeyinde yaptığı çalışmasında İpresiye (Alt Eosen) yaşlı olarak tanımladığı jipsli birime eşdeğer olarak düşünülmektedir. İnceleme alanının kuzey-kuzeydoğusunda çalışma yapan İzdar ve Ünlü ise (1977); formasyon için, kırmızı kil ve marn, yersel dolomitleşme ve jips oluşumları şeklinde bir tanımlama yapmıştır.

Birimin egemen litolojisini jips, çörtlü dolomit/kireçtaşı, marn ve kilttaşları oluşturmakta olup evaporitik bir ortamın ürünlerini yansıtmaktadırlar. Dolomitli kireçtaşları ile arakatkılı kiltası ve marn seviyelerindeki kil fraksiyonunda paligorsit ve sepiyolit tipi kil mineralleri saptanmıştır.

Jips, dolomit, çörtlü dolomit, sepiyolit ve paligorsit bulunması ortamın aşırı alkalın sığ evaporitik olduğunu vermektedir. Birim içerisinde çok ender fosil rastlanması veya hiç gözlenmemesi bu aşırı

alkalin ortamın canlı yaşamına olanak vermemesine bağlanabilir.

2.1.9. Kızılyatak formasyonu (Tk)

Alt kesimleri Alveolina fosilli üst kesimlere doğru Nummulites fosili içeren kireçtaşı özelliğindeki bu birim Kızılyatak köyü çevresinde geniş yayılım gösterdiği için Kızılyatak formasyonu olarak isimlendirilmiştir.

2.1.9.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü

İnceleme alanının güneybatısında Kızıllağara köyü, Kızılyatak köyü ve Kocaözü kasabası doğrultusu boyunca yaklaşık doğu-batı yönlü bir yayılım göstermektedir. En geniş yüzey alanına da bu lokalitede sahiptir (yaklaşık 30 km²). Güneydoğuda Emirgazi mahallesi, Boyun tepe (0987), Nadar tepe (1087), Mahmut tepe (1187) ve Kireçli sırtı (1185) çevresinde doğu-batı ve kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu bir yayılım göstermektedir. İnceleme alanının kuzeyine doğru Suyunguzu (1295) mevkinde Yağca formasyonunun şapka şeklinde örtmektedir (Foto 2.12). Kuzeydoğuda Öğlelik tepe (1794), Küçükkızıl tepe (1695), Köskeroğlu sırtı (1994), Adacık tepe (1995) ve Çanakçı tepe (1996) çevresinde yüzeylenmektedir.

Formasyon aşınmaya karşı dayanıklı, sert litolojiden oluştuğu için yer yer sarplıklar oluşturmaktadır. Özellikle Kocaözü kasabası batısında yer alan Çağnakkaya (0387), Dikenlikaya sırtı (0386) ve Kurtkoyağı sırtında (0388) yüksek topoğrafyalarda yer almaktadır.

2.1.9.2. Tip kesit, yeri ve kalınlık

Formasyondan kuzeydoğu ve güney olmak üzere iki adet tip kesit ölçümü yapılmıştır. Kuzeydoğuda; Sulukaş dere boyunca Haydaroğlu köyüne doğru yapılan ölçümde 75 m kalınlık saptanmıştır. Güneyde; Nadar tepe batısında yapılan ölçümde de 42 m kalınlık saptanmıştır (Şekil 2.19).

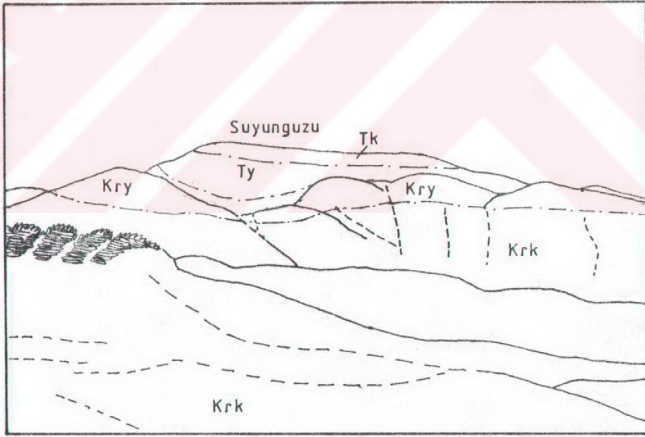


Foto 2.12. Suyunguzu tepesinde yaklaşık yatay konumlu olarak yer alan Kızılyatak formasyonu (Tk), Kösehasan formasyonu (Krk), Yiğitler formasyonu (Kry), Yağca formasyonu (Ty) ve Kızılyatak formasyonunun (Tk) uyumlu ilişkisi (batıdan doğuya bakış).

| S E R I | KALINLIK m | LİTOLOJİ | LİTOLOJİK AÇIKLAMA | FOSİL İÇERİŞİ |
|---------------------------|------------|--------------------|---|--|
| ÜST PALEOSEN - ORTA EÖSEN | 75 | HOCAÖZÜ FORMASYONU | Sarı renkli fosilli kireçtaşı | Discocyclus senesii DOUVILLE Rotalia trochidiformis LAMARCK |
| | | YAĞCA FORMASYONU | Fosilli marn Fosilli beyaz-sarı renkli kireçtaşı | Nummulites atascus LEWYERIE Nummulites perforatus (HOFFMERT) Alveolina decipiens SCHLUBER |
| | | | | 0 10 20 m |

(a)

| S E R I | KALINLIK m | LİTOLOJİ | FOSİL İÇERİŞİ |
|---------------------------|------------|--------------------|---|
| ÜST PALEOSEN - ORTA EÖSEN | 42 | HOCAÖZÜ FORMASYONU | Üst kesimleri killi ve az dolomitik fosille fakir sarı renkli kireçtaşı |
| | | YAĞCA FORMASYONU | |
| | | | 0 10 m |

(b)

Şekil 2.19. Kızılyatak formasyonunun tip kesitleri a) Sulukuş dere ve b) Nedar tepe

Batıda çok geniş yüzey kaplayan bu formasyondan tip kesit ölçümü örtülü olması nedeniyle alınmamıştır. Ancak maksimum 100 m kalınlığına sahip olabileceği düşünülmektedir. Hekimhan kuzeydoğusunda birimin kalınlığının arttığı bilinmektedir.

2.1.9.3. Kayaç türü, yanal değişim ve alt/üst sınırlar

Tip kesitlerden (Şekil 2.19) görüldüğü gibi birim tümüyle karbonat sedimantasyonunda çökelmiş kireçtaşı ve nadiren de killi kireçtaşlarını kapsamaktadır. Bazı lokasyonlarda (Ağtepe, 1891) çörtlü dolomit şeklinde de gözlenmektedir (Foto 2.13). Çatal tepe (1988) kuzeydoğu yamacında ise oolitlik/pizolitik kireçtaşları şeklinde görülmüştür.

Birim yağca formasyonu üzerinde uyumlu olarak bulunmakta (Foto 2.11) ve Kocaözü formasyonu da bu birimin üzerine uyumlu olarak gelmektedir.

2.1.9.4. Fosil topluluğu ve yaş

Birimin alt ve üst kesimlerinden alınan kayaç örneklerinin incekesiti üzerinde paleontolojik incelenmeleri sonucu en alt kesimde yer alan kireçtaşlarında;

Globorotalia sp.

Globigerina sp.

gibi pelajik ortam fosilleri saptanmış, üste doğru;

Alveolina decipiens SCHWAGER

Nummulites sp. Alveolina (Glomalveolina) sp.

Orbitolites sp. Alveolina (Alveolina) sp.

Idalina sp. Gypsina sp.

Miliolidae

Textularidae

gibi neritik fosilleri tanımlanmış ve ilerdien (Üst Paleosen) yaşı verilmiştir (N.İNAN, C.Ü.).

Yukarıya doğru;

Nummulites atacicus LEYMERIE

Nummulites perforatus (MONTFORT)

Nummulites sp.



Foto 2.13. Çörtlü dolomit litolojisine sahip Kızılyatak formasyonunun görünümü (Ağtepe güneyi, kuzeyden güneye bakış).

Gypsina sp.

Orbitolites sp.

(N.İNAN, C.Ü)

fosilleri belirlenmiş ve Kuviziyen (Alt Eosen) yaşını vermiştir.

En üst seviyelerde ise;

Discocyclina seunesi DOUVILLE

Rotalia trochidiformis LAMARCK

Nummulites spp.

Assilina sp.

Discocyclina sp.

Asterocyclina sp.

Actionocyclina sp.

Sphaerogypsina sp.

Eponides sp.

Rotalia sp.

fosilleri, Lütesiyen (Orta Eosen) yaşını vermektedir.

Tüm bu verilere göre birime Üst Paleosen-Orta Eosen yaşını verilmiştir.

2.1.9.5. Karşılaştırma ve yorum

Formasyon, litoloji ve fosil içeriği açısından diğer araştırmacıların tanımladıkları formasyonlara karşılık geliyor gibi gözüküyorsa da, yaş problemi ortaya çıkmaktadır. Örneğin; Yoldaş'ın (1972) jipsli seri üzerinde yer aldığını belirttiği Orta Eosen yağlı formasyon, İzdar ve Ünlü'nün (1977) yine jipsli serinin üzerinde tanımladıkları Alveolina'lı ve Nummulites'li kireçtaşları, Özçelik ve diğ.'nin (1990) Lütesiyen (Orta Eosen) yağlı Tohma formasyonu, Kızılyatak formasyonunun ancak belirli bir kesimini kapsamaktadır.

Birim, Yağca köyü güneyinde gözleendiği gibi derin denizel fosiller içeren kireçtaşlarıyla başlamakta ve üste doğru sığ denizel ortam fosilleri içeren kireçtaşlarına geçmektedir. Bu duruma göre başlangıçta derin deniz karbonat sedimantasyonu sürerken daha sonra sığlaşma sonucu daha sığ derinlikteki deniz ortamına geçiş söz konusudur. Ancak, bu birimlerin hemen altında jips olduğunu (Foto 2.11) düşünürsek sığ-derin, tekrar sığ deniz ortamı gibi değişik geçiş evreleri gelişmiştir. Genel yoruma gidilecek olursa bu kireçtaşları; Yağca formasyonunun çökeliminden sonra yer yer lokal derinleşmeler dışında, neritik bir ortamı karakterize etmektedir.

2.1.10. Kocaözü formasyonu (Tkc)

Kireçtaşı ve killi kireçtaşı litolojisinden oluşan bu formasyon Kocaözü kasabası çevresinde gözleendiği için Kocaözü formasyonu olarak isimlendirilmiştir.

2.1.10.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü

Formasyon, inceleme alanının güneyinde Kocaözü kasabası güneyi ile Hüyük mahallesi ve Örenler mahallesi arasında yaklaşık 20 km²'lik bir alanı kaplamaktadır. Kuzeydoğuda Haydaroğlu köyü çevresinde de (yaklaşık 1 km²) küçük bir alanda gözlenmiştir (Foto 2.14).

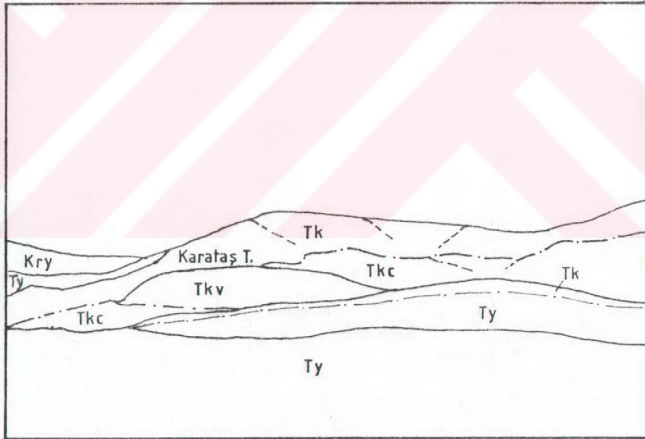


Foto 2.14. Yiğitler formasyonu (Kry), Yağca formasyonu (Ty), Kızılyatak formasyonu (Tk) ve Kocaözü formasyonunun (Tkc) uyumlu ilişkisi, Karataştepe tepede yer alan Karataştepe volkanitlerine ait (Tkv) bazaltların Kocaözü formasyonu üzerinde uyumsuzlukla yer alması (Haydaroğlu köyü batısı, Karataştepe kesimi, güneyden kuzeye bakış).

Genelde beyaz renkli karbonat kayaçlarına sahip formasyon çok sert litolojilerden oluşmadığı için birçok dere ve küçük sırtların gelişimine elverişlidir. Genellikle topografyanın yüksek kesimlerinde yeraltına rağmen sarplıklar oluşturmamaktadır.

2.1.10.2. Tip kesit, yeri ve kalınlık

Formasyon birbirinden bağımsız olarak kuzey ve güneyde ayrı ayrı gözlediği için iki adet tip kesit ölçümü gerçekleştirilmiştir.

Kuzeydoğuda; Haydaroğlu köyünün hemen kuzeyinde yer alan Ağtepede (1896) yapılan tip kesit ölçümünde 100 m kalınlık ölçülmüştür (Şekil 2.20.a). Güneyde ise; Örenler mahallesi batısındaki Gelnek sırtında (0986) tip kesit ölçümü yapılmış ve 240 m kalınlık saptanmıştır (Şekil 2.20.b).

2.1.10.3. Kayaç türü, yanıl değişim, alt/üst sınırlar

Tümüyle beyaz renkli olup alt seviyeleri killi kireçtaşı, üste doğru kireçtaşlarına geçen, yer yer marn da içeren bir formasyondur (Foto 2.15).

Kuzeyde; Ağtepe kesiminde yersel dolomit seviyeleri de gözlenmektedir. Bu lokasyonda formasyon, 15 m kalınlığında killi kireçtaşı ile başlamaktadır. Bu düzeyin yine 15 m kalınlığında killi kireçtaşı/marn izlemekte ve 70 m kalınlığında kireçtaşı ile son bulmaktadır.

Güneyde ise; formasyon 125 m kalınlığında killi kireçtaşı/marn ile başlamaktadır. Bunu 100 m kalınlığında killi kireçtaşı izlemekte ve en üstte de 15 m kalınlığında bol fosilli, yer yer resifal kireçtaşlarıyla son bulmaktadır. Bu bölgede batıya doğru kil miktarında görece bir artış gözlenmekte ve yer yer turba oluşumlarına da rastlanmaktadır (Kocaözü kasabası 1 km güneydoğusu; 0586).

Birim, Kızılyatağ formasyonunun üzerinde uyumlu olarak bulunmaktadır (Foto 2.14). Üzerine ise piroklastik serilerden oluşan Hüyük formasyonu uyumsuz olarak gelir.

| SERİ | LİTOLOJİ | LİTOLOJİK AÇIKLAMA | FOSİL İÇERİĞİ |
|---------|----------|--------------------|---|
| S E R İ | | 240 | Archeise compressus (D'ORBIGNY) |
| | | 225 | Idolina aff. sirjerice GRIMSDALE Amphistegina sp. |
| S E R İ | | 125 | Globorotelia cresseta (CHUSMAN) |
| | | 0 | Krithe cf. papillata (BOSQUET) Quebrocythere cf. papillata (BRENDALA) |
| | | | 0 10 20 m |

(b)

| SERİ | LİTOLOJİ | LİTOLOJİK AÇIKLAMA | FOSİL İÇERİĞİ |
|-------------------------|----------|--------------------|----------------------------------|
| S E R İ | | KARATAŞTEPE VOLK. | |
| | | 100 | Globigerina sp. Hemkenina sp. |
| ÜST EÖSEN - ALT OLGÖSEN | | | |
| | | 0 | 0 10 20 m |

(a)

Şekil 2.20. Kocaözü formasyonunun tip kesitleri a) Gelnek sirtı ve b) Ağtepe

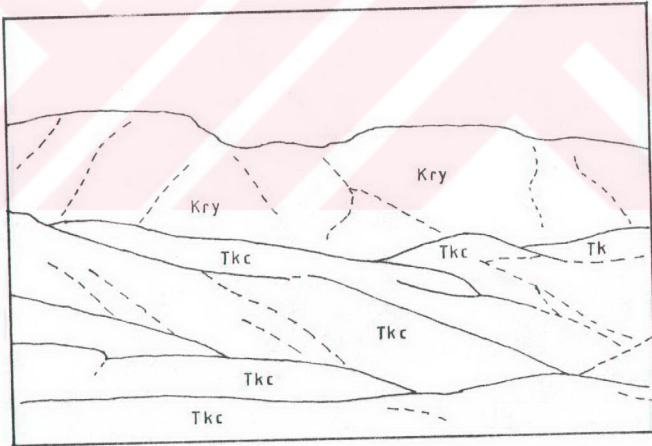


Foto 2.15. Beyaz renkli marn-killi kireçtaşı ve kireçtaşı litolojisine sahip Kocaözü formasyonu (Tkc) ve Yigitler formasyonu (Kry) uyumsuz ilişkisi (Gelnek sırtı kesimi, doğudan batıya bakış).

2.1.10.4. Fosil topluluğu ve yaş

Gelnek sırtından alınan kireçtaşlarının mikroskop altında yapılan mikrofosil tanımlamalarında neritik ortama ait:

Archaias compressus (d'ORBIGNY)

Idalina aff. sınjarica GRIMSDALE

Amphistegina sp.

(N.İNAN, C.Ü.)

fosilleri saptanmış ve birime Alt Oligosen yaşı verilmiştir. Formasyonun alt seviyelerindeki killi kireçtaşı seviyesinde planktonik ortama ait:

Globorotalia crassata (CHUSMAN)

Hantkenina sp.

Globigerina sp.

Globigerinella sp.

(M.TUNÇ, C.Ü.)

neritik olarak:

Lepidocydina sp.

Rotalia sp.

Victoriella sp.

Miliolidae

(N.İNAN, C.Ü.)

fosilleri saptanmış ve Priaboniyen (Üst Eosen) yaşı verilmiştir.

Birimin en alt seviyesini temsil eden marnlardan hazırlanan yıkama örneklerinde ostrakod taraması yapılmış ve aşağıdaki fosiller saptanarak (C.TUNOĞLU, H.Ü.), birime Üst Eosen yaşı verilmiştir:

Krithe cf. papillasa (BOSQUET)

Quadrocythere cf. casidea BRENDALA

Cyterella sp.

Bairdia sp.

Bu verilere göre ve formasyonun Üst Paleosen-Orta Eosen yaşlı Kızılyatak formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmesi de gözönüne alınarak birime Üst Eosen-Alt Oligosen yaşı verilmiştir.

2.1.10. 5. Karşılaştırma ve yorum

İnceleme alanının çevresinde ve yakın bölgelerde yapılan önceki çalışmalarda litolojik ve yaş açısından benzer bir formasyon tanımlaması bulunamamıştır. Yalnızca Ayan ve Bulut (1964), Balaban-Yazihan-Kurşunlu ve Levent (KB Malatya) çevresinde yapmış oldukları çalışmalarında Üst Eosen ve Oligosen yaşı içerisinde kireçtaşı, killi kireçtaşı, kumtaşı ve kumlu kireçtaşı şeklinde bir formasyon tanımlaması yapmışlardır.

Formasyon, içerdiği fosillere göre derin ve daha sonra sığlaşan denizel bir ortamda çökelmiştir. En üst kesimde Paleozoyik sonrası Madreporaria'lardan Favia gibi resifal mercanların gözlenmesi sığlaşmanın oldukça arttığına bir işarettir.

2.1.11. Hüyük formasyonu (Th)

Piroklastik bir sedimantasyon ürünü olan bu formasyon, Hüyük mahallesi güneyinde gözleendiği için Hüyük formasyonu olarak isimlendirilmiştir.

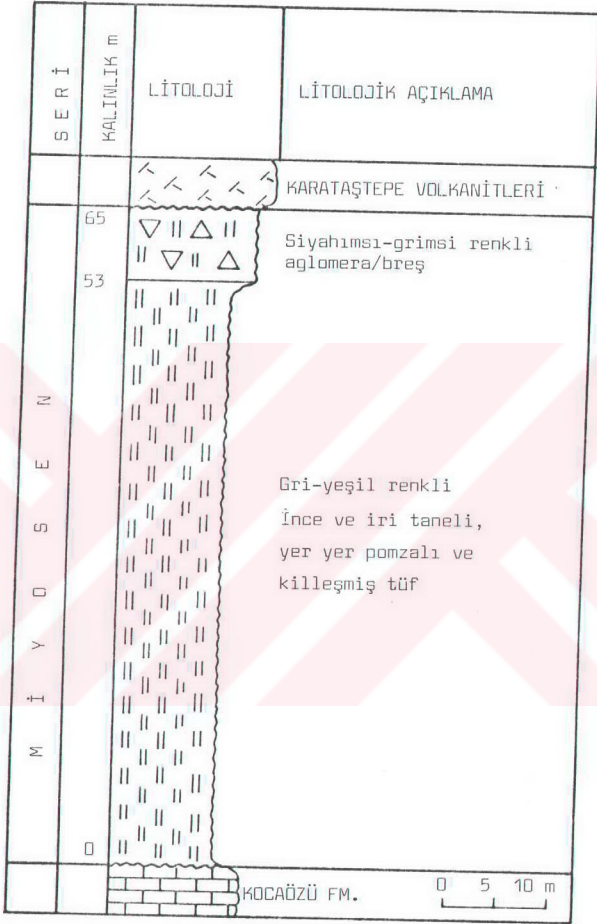
2.1.11.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü

Çok küçük bir yayılıma sahip olan bu formasyonun en geniş gözleendiği yer Hüyük mahallesinin güneyinde yer alan Hüyük tepe (0885) doğu kesimidir (yaklaşık 1 km²). Ayrıca Kocaözü kasabası çevresinde de haritalanamayacak ölçekte çok küçük yüzlekler vermektedir.

Birimin yayılımı çok dar bir alanı kaplamakta olup, aşınmaya elverişli olması nedeniyle üzerinde bulunduğu formasyona uygun bir topoğrafya kazanmıştır.

2.1.11.2. Tip kesit, yeri ve kalınlık

Formasyonun litolojik özelliklerini tanımak ve düşey yöndeki dizilimini saptamak amacıyla Hüyük tepenin kuzeydoğusunda (0886) ölçülü stratigrafik tip kesit ölçümü yapılmış ve 65 m kalınlık saptanmıştır (Şekil 2.21).



Şekil 2.21. Hüyük formasyonunun tip kesiti
(Hüyük tepe doğusu)

2.1.11.3. Kayaç türü, yanal değişim ve alt/üst sınırlar

Formasyon gri-siyah renkli ve tümüyle piroklastik kayalardan oluşmaktadır (Foto 2.16). Altta 5 m kalınlığında ince taneli tüfle başlamakta üste doğru iri ve ince taneli ve yer yer pomzalı tüf ardalanmasına geçmektedir. Bu ardalanma 48 m devam etmekte ve en üstte de 12 m kalınlığında siyahımsı-kahverengimsi renkli genelde bazalt çakıllarından oluşan aglomera/breş birimi yer almaktadır (Şekil 2.21).

Formasyonu ve üzerinde yeralan volkanitleri (Karataş tepe) kesen malahitli ve silisli oluşuklar yer almakta ve tabakalanmaya dik ve eğik konumlu çatlaklar içerisini doldurmuş şekilde izlenmektedir.

Formasyon Kocaözü formasyonu üzerinde uyumsuz olarak bulunmakta olup Karataş tepe volkanitlerinden bazaltlar ile tedrici geçişli (Foto 2.16), andezitler ile uyumsuz seri ilişkisine sahiptir.

2.1.11.4. Fosil topluluğu ve yaş

Formasyondan alınan örneklerde birtakım fosiller gözlenmiştir (Lepidorbitoides sp?, Globigerinoides sp.). Birim Üst Eosen-Alt Oligosen yaşlı Kocaözü formasyonunu uyumsuz olarak örtmektedir. Üzerine ise Miyosen veya daha genç yaşlı volkanitler gelmektedir. Stratigrafik ilişkiye bakılarak birime Miyosen yaşı verilmiştir. Yoldaş (1972), Malatya kuzeyinde yaptığı çalışmasında olasılı olarak bu formasyona eşdeğer konumdaki piroklastik sedimantasyon ürünü birimlere Üst Miyosen yaşı vermiştir.

2.1.11.5. Karşılaştırma ve yorum

İnceleme alanı ve çevresinde yapılan önceki çalışmalarda bu formasyonun varlığından söz edilmemiştir. Ancak, daha öncede belirtildiği gibi Yoldaş'ın (1972) Malatya kuzeyinde yapmış olduğu çalışmasında Üst Miyosen yaşlı tüf, gölsel kireçtaşı, konglomera, kumtaşı, şeyl olarak tanımladığı formasyon olasılı olarak bu formasyona eşdeğerdir.



Foto 2.16. Kocaözü formasyonu (Tkc) üzerinde uyumsuzlukla yeralan Hüyük formasyonu (Th) ve Karataştepe volkanitlerine (Tkv) ait sütunsal yapılı bazaltlar (Hüyük tepe kuzeydoğusu, güneybatıdan kuzeydoğuya bakış).

Çok dar bir yayılıma sahip olan bu birimin üzerinde aynı volkanizmanın daha sonraki lav biçimindeki ürünleri olduğu belirlenen sütunsal yapılı bazaltlar yer almaktadır (Foto 2.16).

Birim tabakalı yapı göstermekte olup yer yer tüflerde derecelenme ve dikey tane boylanması şeklinde sedimanter yapılar bulunmaktadır. Birimde denizel ortama ait fosillerin (pelajik ve neritik) bulunması bunların denizel ortamda çökdiklerine işaret eder gibi gözükmeyle birlikte, birimin yayılımının sınırlı olması, alttaki birim (Kocaözü) ile açısal bir uyumsuzluğun gözlenmesi, fosillerin farklı fasiyesleri temsil etmesi, ortamın denizel olabileceği görüşünü zayıflatmaktadır. Bu gözlemler, fosillerin piroklastik püskürme sırasında alttaki yaşlı birimlerden malzeme alması veya çökeltme sırasında taşınma ile ilgili ve ortamın da gölsel olabileceğini düşündürmektedir.

2.1.12. Karataştepe volkanitleri (Tkv)

Birim inceleme alanının en genç birimi olan bazalt ve kısmen de andezit bileşimine sahip volkanik kayaları kapsamaktadır. İnceleme alanının kuzeydoğusunda yer alan Karataş tepe (1796) formasyon isimlemesi olarak kullanılmıştır.

2.1.12.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü

İnceleme alanının kuzeydoğu, kuzeybatı ve güneyinde yüzlek vermektedir. Kuzeydoğuda Karataş tepede (1796) Kocaözü formasyonunun üzerinde bir şapka gibi durmaktadır. Kuzeybatıda Bağgarım mahallesi kuzeybatısında yer alan Boztepe (9586) ve batıya doğru Köklüce sırtı (9286) boyunca yaklaşık doğu-batı uzanımlı olarak daha geniş bir alanı kaplamaktadır (Yaklaşık 1.5 km²). Ayrıca Hüyük tepe kuzeydoğusunda ve Kocaözü kasabası güneybatısı ve kuzeyinde de küçük örtü şeklinde görülmektedir.

2.1.12.2. Kayaç türü ve alt/üst sınırlar

İnceleme alanının en genç birimini temsil eden bu volkanik kayalar siyahımsı renkli ve alterasyon nedeniyle bazen de kahverengi renkli olivin bazalt ve piroksen bazaltlardan oluşmaktadır. Birim sütunsal yapıları olarak gözlenmekte olup, çatlaklarında silisli ve malahitli oluşuklarda yer almaktadır (Hüyük tepe kuzeydoğusu, 0885). Güzelyurt kasabasına bağlı Kızıldere mahallesinin kuzeybatısında Kozluk sırtı kesiminde ve Körtüğün tepe kuzey yamacında da çok küçük yüzlek veren gri renkli andezitler de gözlenmiştir.

Birim genellikle Hüyük formasyonu üzerinde uyumsuz olarak bulunduğu gibi (Foto 2.14), Üst Kretase ve Eosen yaşlı diğer birimleri de uyumsuz olarak örtmektedir.

2.1.12.3. Volkanizmanın yaşı ve karşılaştırma

Birim inceleme alanında en genç yaşlı olarak olasılı Miyosen yaşı verilen Hüyük formasyonunu örtmektedir.

İzdar ve Ünlü'nün (1977) Hekimhan-Hasançelebi ve Kuluncak yöresinde yaptığı çalışmalarında Pliyokuvater-ner yaşlı bazalt birimine eşdeğer olduğu düşünülmekte ancak bu bazaltların hemen altında yer aldığı belirtiltikleri aglomerall ve tüflü seri bu çalışmada tanımlan- n piroklastik seriye uymamaktadır. Yazarlar bu bazalt birimini Hasançelebi'nin kuzeyinde yer alan volkanik faa- liyetin en genç ürünü olduğunu ileri sürmektedirler.

İnceleme alanında yapılan gözlemlere göre; ba- zalt birimlerinin hemen hemen her yerde ince de olsa bir tüflü seviyenin olduğu saptanmıştır. Yani bu bazal- tik birimler piroklastik sedimantasyonu oluşturan volka- nizmanın bir devamı şekliindedir. Andezitler tüflü sevi- yelerle uyumsuz seri özelliğini taşımaktadır.

2.1.13. Kuvaterner oluşukları (Qal)

Yağca çayı ve Kuruçay derelerinin tabanında ye- ralan ve bölgedeki her yaşa sahip kayalardan oluşmuş iyi yuvarlaklaşmış-az köşeli çakıllar ile kil, silt ve kum boyutunda pekişmemiş ve pekişmiş bir bağlayıcı mal- zemeye sahip maksimum 20 m kalınlık taki alüvyonlardan oluşmaktadır.

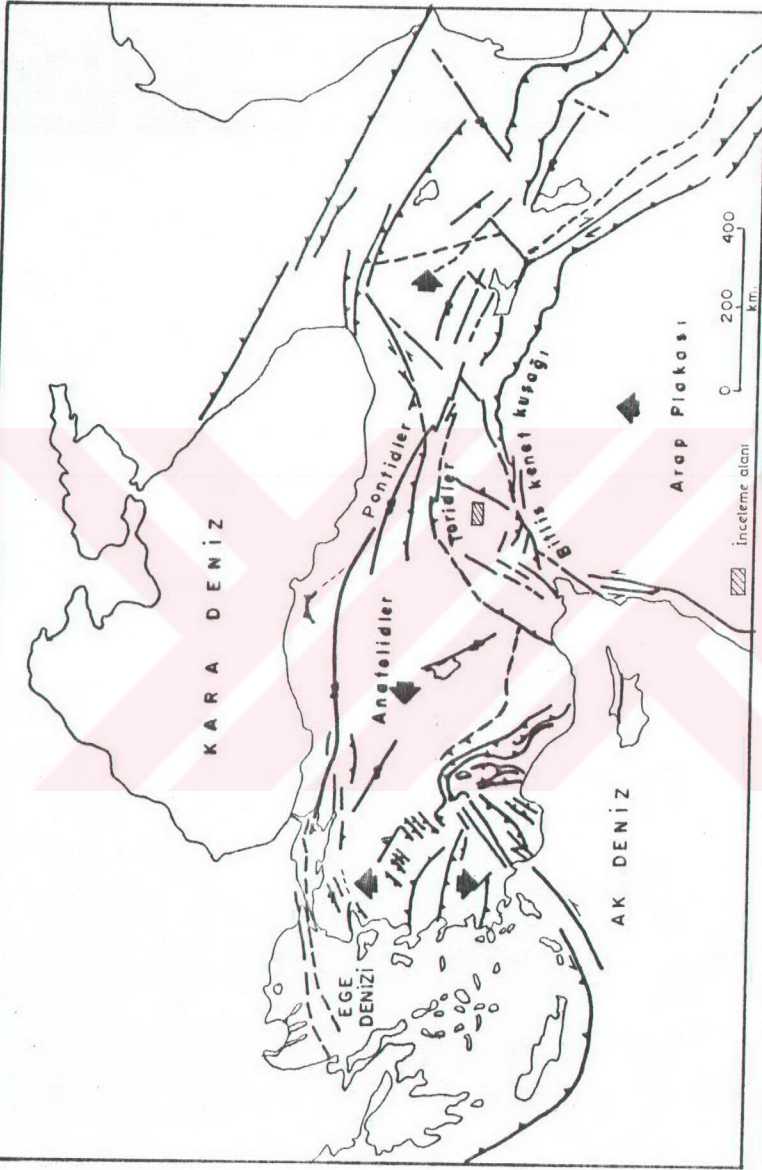
2.2. Tektonik

İnceleme alanı Ketin (1966) tarafından ayırtılan Anadolu tektonik birliklerinden Güneydoğu Anadolu kenar kıvrımlarının kuzeyinde ve Anatolitlerin güneyinde bir yay gibi uzanan Torid kuşağı içerisinde yer almaktadır. Global tektonik ortamlar içerisindeki yeri Şekil 2.22'de verilmiştir. İnceleme alanına yer aldığı bu bölgeye genel olarak bakıldığında tektonik unsurların DB ve KD-GB yönünde uzanım gösterdikleri gözlenmektedir (Şekil 2.23). İnceleme alanının tektonik yapısı, birtakım sıkışma ve genişleme rejimlerinin etkisinde kaldığını yansıtmaktadır. Özellikle yaklaşık K-G yönlü sıkışmalara bağlı olarak K-G doğrultulu normal faylar ve D-B doğrultulu kıvrım eksenine sahip kıvrımlar oluşmuştur. Çalışılan bölgede tektonik yapılar dört ana öge (kıvrımlar, faylar, çatlak sistemleri ve uyumsuzluklar) göz önüne alınarak ayrı ayrı incelenecektir.

2.2.1. Kıvrımlar

İnceleme alanında birbirini izleyen antiklinal ve senklinal dizilimleri gözlenmektedir. Bu kıvrımların eksenleri yaklaşık olarak D-B doğrultusuna sahip olup K-G yönlü bir sıkışmanın etkisinde kaldığını düşündürmektedir. Kıvrımlar büyük ölçekli olarak gözleendiği gibi haritalanamayacak ölçeklerde de yaygın olarak gözlenmektedir (Foto 2.17 ve 2.18). İnceleme alanının doğusunda Örü tepe ve Suyunguzu boyunca yaklaşık K-G doğrultulu bir senklinal yer almaktadır. Bu kıvrımın K-G yönlü bir sıkışma rejimine bağlı olarak gelişmesi olası gözükmemekte, ancak inceleme alanının kuzeyinde yer alan ofiyolitik birimlerin GD'ya sürüklenimleri sırasında kıvrımlandıkları düşünülmektedir.

Çalışılan bölgede Üst Kretase'den Eosen sonuna kadar sürekli bir istif sunan formasyonlardan ölçülen tabaka durumlarından (148 adet) elde edilen gül diyagramlarına bakıldığında (Şekil 2.24), doğrultuların D-B ve KD yö-



Şekil 2.22. İnceleme alanının tektonik bölgeler içerisindeki yeri (Ketin'den (1966) değiştirilerek)



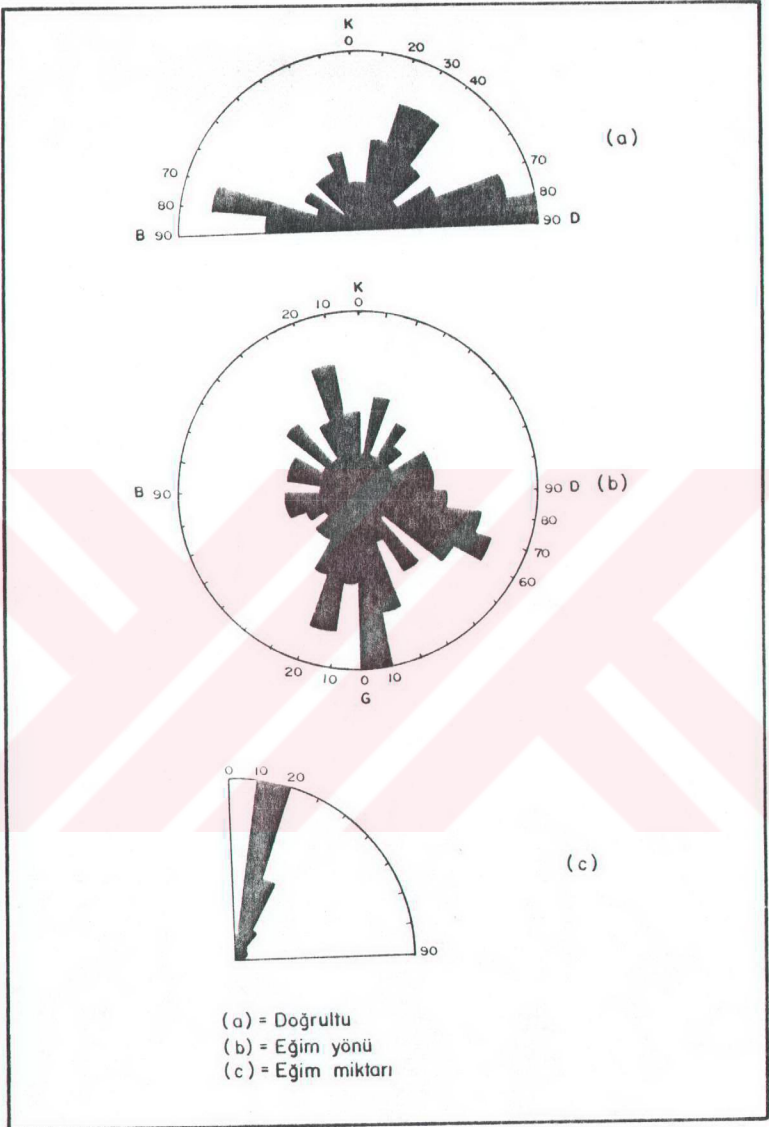
Şekil 2.23. Sivas ile Malatya arasında kalan bölgenin hava fotoğraflarından hazırlanan 1:500 000 ölçekli tektonik haritası ve inceleme alanının bölgesel tektonizmadaki yeri (Paris-Sud Üniversitesi'nden alınmıştır).



Foto 2.17. Üst Kretase yaşlı Kösehasan formasyonunda gözlenen kıvrımcıklar (Boyalık dere doğusu).



Foto 2.18. Üst Kretase yaşlı Yiğitler formasyonunda eğim atımlı normal faya bağlı benzer kıvrım (Yağcakır sırtı Ağdere kesimi).



Şekil 2.24. Üst Kretase'den Eosen sonuna kadar düzenli bir istif sunan sedimanter birimlerden elde edilen gül diyagramları.

nünde, eğim yönlerinin ise G ve GD yönünde yoğunlaştıklarını göze çarpmaktadır. Eğim miktarı $10-20^{\circ}$ arasında yoğunlaşmaktadır. Doğrultu ve eğim yönlerindeki bu veriler bölgenin yaklaşık K-G ve KB-GD yönlü bir sıkışma etkisinde kaldığını desteklemektedir.

2.2.2. Faylar

İnceleme alanında gözlenen fayların önemli bir bölümünü yaklaşık K-G doğrultulu eğim atımlı normal faylar oluşturmaktadır. Bu fayların eğimi $65-70^{\circ}$ arasında değişmektedir (Foto 2.5, 2.19 ve 2.20). İnceleme alanında gözlenen en büyük fay Kösehasan mahallesi ve Yağca köyü arasında yaklaşık 10 km uzunluğunda KG, 65 D durumlu normal faydır (Foto 2.19 ve 2.20). Bu fayın ve muhtemelen inceleme alanında gözlenen diğer normal fayların oluşumu yaklaşık K-G yönlü sıkışmaya bağlı olarak gelişen genişlemeler sonucu gerçekleşmektedir. İnceleme alanındaki ikinci büyük fay ise Güzelyurt kasabasının güneyinde yaklaşık D-B doğrultulu olarak uzanan normal faydır. Bu fayın formasyonları doğrultu atımlı olarak ötelemesi bunun oblik bir fay olabileceğini düşündürmektedir (Ek-1). Kocaözü köyü batısında Kızılyatak ve Kocaözü formasyonu arasında gelişen ve yaklaşık K-G doğrultulu eğim atımlı normal faydır. Bu fayın gelişiminin Kocaözü formasyonunun çökelişiyle eşzamanlı olduğu ve faylanmadan sonra da çökelişin devam ettiği düşünülmektedir.

Kıvrımlanma rejimine bağlı olarak doğrultu atımlı fay gelişimi de gözlenmektedir. İnceleme alanının güneydoğusundaki Atça dere ve devamı olan Ören dere bu fayın gelişimine bağlı olarak oluşmuştur.

2.2.3. Çatlak Sistemleri

Çatlak sistemleri özellikle uygun litolojiye sahip olması ve kıvrımlanma etkisinde kalması nedeniyle Yiğitler formasyonu kireçtaşlarında iyi gelişmiştir. Bu birimden alınan çatlak ölçümlerinin doğrultuları kabaca K-G olup, eğimleri $80-85^{\circ}$ arasında değişmektedir.



Foto 2.19. Yağca köyü batısında yeralan, Yiğitler formasyonu (Kry), Yağca formasyonu (Ty) ve Kızılyatak formasyonunu (Tk) etkileyen eğim atımlı normal fay (Söğütlükol tepeden kuzeye bakış).



Foto 2.20. Yağca köyü batısında yeralan eğim atımlı normal fayın kuzey ucundan görünümü, fay Yiğitler formasyonu (Kry), Yağca formasyonu (Ty) ve Kızılyatak formasyonu arasında gelişmiş ve Yiğitler formasyonunda küçük kıvrımcıkların gelişimine neden olmuştur (Küçükkızıl tepeden güneye bakış).

2.2.4. Uyumsuzluklar

Çalışılan bölgede en belirgin uyumsuzluk Boyalık-dere, Güzelyurt ve Kösehasan formasyonları ile Hekimhan ofiyoliti arasında gözlenmektedir. Killi kireçtaşı ve kireçtaşlarından oluşan Kocaözü formasyonu ile piroklastik birimlerden oluşan Hüyük formasyonu arasında açısal bir uyumsuzluk gözlenmektedir. Karataştepe volkanitlerinin Hüyük formasyonu ile dokunağı uyumsuz seri niteliğinde bir uyumsuzluktur. Ayrıca, Yukarıselimli formasyonunun diğer birimlerle olan ilişkisi açısal bir uyumsuzluğu simgelemektedir. Diğer bir deyişle bu uyumsuzlukta bir hiyatus ve lakün mevcuttur.

2.2.5. Tartışmalar ve Genelleme

İnceleme lanında gözlenen ve genellikle D-B doğrultulu olan kıvrımlar K-G yönlü bir kompresyonel rejimin ürünüdürler. Yaklaşık KD-GB yönlü doğrultu atımlı faylar yine aynı mekanizma sonucunda meydana gelmişlerdir. Ancak K-G ve D-B yönlü doğrultu atımlı fayları aynı mekanizma içinde açıklamak olası gözükmemektedir. Bu fayların bir kısmı daha önce de belirtildiği gibi kıvrılma sırasında ortaya çıkan ara gerilme bölgelerinde kıvrılma ile eş zamanlı olabilirler (Yalçın ve diğ., 1985; Yalçın, 1989/1990). İnceleme alanının doğusunda gözlenen normal faylar ise yöredeki volkanik kayaların çıkmasına da neden olan tansiyonel kırık sistemleri ile ilişkili olmalıdır. Özellikle Hekimhan ve çevresinde volkanik kayaların K-G yönlü normal faylar boyunca uzanması ortaya atılan görüşün geçerliliğini artırmaktadır.

3. MİNERALOGİ-PETROGRAFI

İnceleme alanında yer alan litostratigrafik birimlerin mineralojik-petrografik özelliklerinin saptanması ve bazı önemli minerallerin yanal, dikey ve alan-sal dağılımlarının incelenmesi amacıyla çeşitli laboratuvar yöntemleri kullanılmış (Çizelge 3.1) ve bunlar topluca Ek Çizelge-1'de verilmiştir. Bu yöntemler optik ve elektromikroskop ile X-ışınları difraksiyon çalışmalarını içermektedir. Bu inceleme çerçevesi içerisinde öncelikle bu yöntemler konusunda açıklamalar yapılacak ve daha sonra da elde edilen bulgular tartışılacaktır.

3.1. İnceleme ve Çözümleme Yöntemleri

İncelemenin amacına uygun olarak araziden alınan yaklaşık 1-2 kg ağırlığındaki örnekler yaklaşık olarak 4 eşit parçaya bölünmüştür. Bunlardan üçü optik mikroskop, X-ışınları ve kimyasal çözülemelerde kullanılmış ve son parça ise ileride yapılacak olasılı bir incelemede kullanılmak için tanık örnek olarak saklanmıştır.

3.1.1. Optik mikroskop incelemeleri (OM)

Optik mikroskop incelemeleri, C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü incekesit laboratuvarlarında hazırlanan kayaç incekesitleri üzerinde, NIKON type 104 marka binoküler, alttan aydınlatmalı polarizan mikroskobunda gerçekleştirilmiştir.

OM incelemeleri daha çok karbonat ve silis kayaçları, daha az olarak ofiyolitik ve volkanik kayaçlar üzerinde uygulanmıştır. Bu çalışma yöntemiyle kayaç oluşturan mineraller veya bileşenler ile bunların dokusal ilişkileri tanımlanmış ve böylece kayaçların adlandırılmaları mümkün olmuştur.

3.1.2. X-ışınları çözülemeleri (XRD)

İnceleme alanındaki sedimanter istifleri oluşturan kayaçların bir kısmının mikroskopla incelenemeyecek derecede küçük tane boyutuna sahip olması ve kimyasal

Çizelge 3.1. Kayaç örnekleri üzerinde uygulanan laboratuvar yöntemlerinin formasyonlara göre dağılımı

| | XRD | | | | |
|--------------------------|-----|-----|-----|----|----|
| | OM | SEM | TK | KF | KA |
| Karataştepe volkanitleri | 11 | - | - | - | - |
| Hüyük formasyonu | 10 | - | 16 | - | - |
| Kocaözü formasyonu | 15 | - | 09 | 02 | 12 |
| Kızılyatak formasyonu | 36 | - | 08 | - | 10 |
| Yağca formasyonu | 28 | - | 45 | 21 | 08 |
| Yiğitler formasyonu | 30 | - | 13 | 04 | 07 |
| Kuzukulağı volkanitleri | 04 | - | - | - | - |
| Kösehasan formasyonu | 43 | 01 | 71 | 16 | 07 |
| Boyalıkdere formasyonu | 06 | - | - | - | - |
| Güzelyurt formasyonu | 25 | - | 02 | - | 03 |
| Hekimhan ofiyoliti | 24 | - | - | - | - |
| Yukarıselimli formasyonu | 10 | - | - | - | 03 |
| TOPLAM | 242 | 01 | 164 | 43 | 50 |

analiz ve elektronmikroskop incelemelerinde kullanılacak örneklerin seçilmesi amacıyla bu yöntemin kullanımına gereksinim duyulmuştur. 110 örneğin X-ışınları çalışmaları H.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü ve 108 örneğin ise Paris-Sud Üniversitesi'nde aynı markaya sahip (PHILIPS), değişik modellerdeki X-ışınları difraktometrelerinde gerçekleştirilmiştir.

Tüm kayaç ve kil fraksiyonu çözümlerinde kullanılacak örnekler öncelikle 0.5-1 cm'lik parçalar halinde çekiçle kırılmış ve örneklerin bir kısmı H.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde SIEBTECHNIK marka halkalı değirmende 5-20 sn arasında öğütülmüş, bir kısmı da C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde FRITISCH marka çeneli kırıcı ve değirmen yardımıyla 15-25 dak. arasında öğütülmüştür. Bu yöntem sonucunda sedimanter kayaçları ve bunların kil fraksiyonunu oluşturan mineraller tanımlanarak yarı nicel yüzdeleri belirlenmiştir.

3.1.2.1. Tüm kayaç çözümlenmeleri (TK)

X-ışınları toz difraktogramları için aşağıdaki aletsel koşullar kullanılmıştır:

| | <u>Hacettepe Üniv.</u> | <u>Paris-Sud Üniv.</u> |
|----------------|-------------------------|--|
| Anot | Cu (Cu K _α) | = 1.5418 Å ⁰ |
| Filtre | | Ni |
| Gerilim | | 40 kV |
| Akım | 18 mA | 30 mA |
| Gnyometre hızı | 2 ⁰ /dak | 1 ⁰ /2 dak |
| Kağıt hızı | 2 cm/dak | |
| Duyarlılık | 4.10 ² | 10 ³ x4, 10 ⁴ x4, 3.10 ³ x4 |
| Zaman sabiti | | 1 sn |
| Yarıklar | | 1 ⁰ -0.1 mm- 1 ⁰ |
| Kayıt aralığı | 2θ= 5-35 ⁰ | θ= 2-18 ⁰ |

Tüm kayaç difraktogramları A.S.T.M. (1972) kartotekslerinden yararlanılarak çözümlenmiştir. Saptanan minerallerin yarı nicel (semi-kantitatif) yüzdeleri pik şiddetlerinden yararlanılarak Gündoğdu (1982) tarafından minerallerin kütleli absorpsiyon katsayısına bağlı olarak hesaplanan yanıt oranları (Çizelge 3.2) gözönünde tutularak belirlenmiştir. Bu yöntemdeki bağlı hata araştırmacıya göre killi-karbonatlı kayaçlarda % 14.56, tüflerde % 21.34'tür.

Bu çalışmada 29 örnek için karbonat minerallerinin ana ve iz element çözümlenmeleri sırasında bulunan % çözünen miktarı ile, XRD yöntemiyle hesaplanan yüzdele karşılaştırılmıştır (Çizelge 3.3). Bulunan değerlere bakılınca, aradaki farkın yukarıda verilen hata sınırlarına dahi ulaşmadığı gözlenmektedir. Bu da Gündoğdu nun (1982) kullandığı yöntemin kullanılabilirliğini kanıtlamaktadır. Yöntem yüksek yanıt oranına sahip mine-

rallerden oluşan karışımlarda daha az güvenilir olmakla birlikte, daha önce değişik araştırmacıların (Gündoğdu 1982; Yalçın, 1984 ve 1988; Temel, 1987) belirttiği gibi bu yöntem özellikle düşük yanıt oranına sahip minerallerden oluşan karışımlar daha güvenilir olmaktadır.

Çizelge 3.2. Pik şiddetleri yardımıyla minerallerin kütleli absorpsiyon katsayısına bağlı olarak hesaplanan yanıt oranları (Gündoğdu, 1982).

| <u>Mineral</u> | <u>Kullanılan yansıma</u> | <u>Ortalama yanıt oranı (K)</u> | <u>Standart sapma (S)</u> |
|-----------------|---------------------------|---------------------------------|---------------------------|
| Dolomit | 2.89 | 1 | - |
| Kalsit | 3.04 | 0.74±0.03 | 0.10 |
| Aragonit | 3.40 | 2.65±0.03 | 0.10 |
| Klinoptilolit | 3.96 | 4.00±0.05 | 0.17 |
| Analsim | 3.42 | 1.25±0.03 | 0.10 |
| Kuvars | 3.34 | 0.35±0.02 | 0.07 |
| Feldispat | 3.18-3.20 | 1.62±0.08 | 0.24 |
| Opal-CI | 4.04 | 2.72±0.03 | 0.10 |
| Biyotit | 10.1 | 6.53±0.40 | 1.26 |
| Kil mineralleri | 4.48 | 14.63±0.29 | 0.92 |

3.1.2.2. Kil fraksiyonu ayrımı ve çözümlenmeleri (KF)

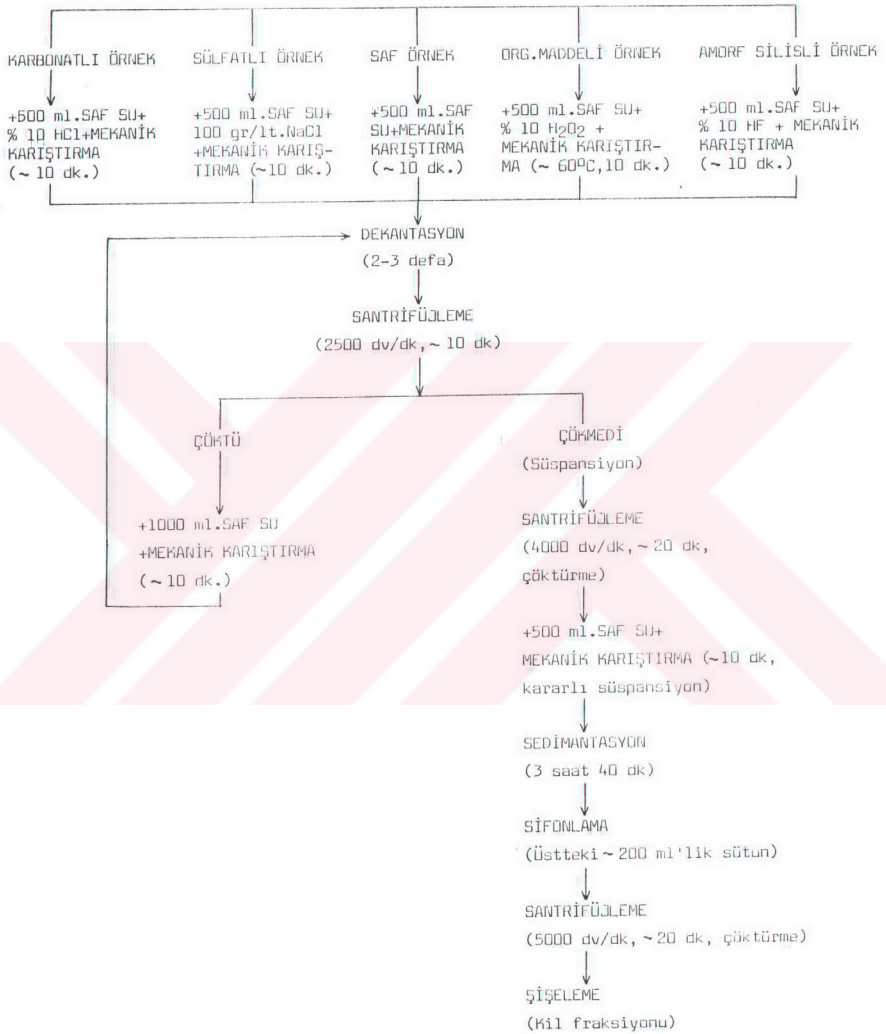
Kil içeren sedimanter kayalardan kil minerallerinin diğer minerallerden ayrılması için Gündoğdu ve Yılmaz (1983) tarafından belirtilen yöntem kullanılmıştır. Kil fraksiyonu ayrımı C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Kil Ayırma Laboratuvarı'nda gerçekleştirilmiştir. İşlem ana hatlarıyla kimyasal çözme, santrifüjleme-dekantasyon-yıkama ve sedimantasyon-sifonlama-santrifüjleme işlemlerinden oluşmaktadır (Şekil 3.1.). 12 adet örnek ise Fransa'da, Paris-Sud Üniversitesi Jeoloji ve Jeokimya laboratuvarlarında yaklaşık aynı yöntemle kil ayırma işlemine tabi tutulmuştur.

Çizelge 3.3. Değişik formasyonlardan alınan killi-ka - bonatlı kayalarda, karbonat minerallerinin XRD-TK ve kimyasal çözümleme sonucu bulunan yüzdelерinin karşılaştırılması.

| <u>Örnek No</u> | <u>XRD-TK</u> | <u>Kimyasal Çözme</u> | <u>Fark (%)</u> |
|-----------------|---------------|-----------------------|-----------------|
| ÖB-14 | 99 | 94.79 | + 4.21 |
| -34 al | 90 | 89.38 | + 0.62 |
| -57 | 72 | 76.33 | - 4.33 |
| -58 | 77 | 75.47 | + 1.53 |
| -61 | 100 | 97.36 | + 2.64 |
| -100 | 70 | 80.46 | -10.46 |
| -103 | 68 | 79.86 | -11.86 |
| -115 | 87 | 90.69 | - 3.69 |
| -120 | 74 | 84.46 | -10.46 |
| -121 | 89 | 96.52 | - 7.52 |
| -122 | 65 | 64.26 | - 0.74 |
| -133 | 98 | 87.92 | +10.08 |
| -135 | 13 | 17.08 | - 4.08 |
| -148 | 100 | 94.24 | + 5.76 |
| -156 | 77 | 75.36 | + 1.64 |
| -178 | 85 | 83.83 | + 1.17 |
| -189 | 100 | 99.57 | + 0.43 |
| -195 | 72 | 78.04 | - 6.04 |
| -197 | 80 | 79.49 | + 0.51 |
| -198 | 99 | 94.94 | + 4.06 |
| -217 | 93 | 98.64 | - 5.64 |
| -218 | 80 | 87.06 | - 7.06 |
| -219 | 74 | 83.70 | - 9.70 |
| -220 | 63 | 70.40 | - 7.40 |
| -221 | 78 | 72.70 | + 5.30 |
| -222 | 84 | 79.12 | + 4.88 |
| -225 | 92 | 94.73 | - 2.73 |
| -255 | 85 | 80.93 | + 4.07 |
| -256 | 83 | 77.62 | + 5.38 |

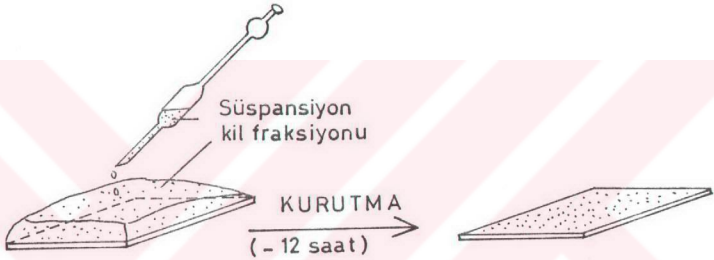
Cumhuriyet Üniversitesi'nde santrifüjleme işlemi HERAEUS SEPATECH Varifuge 3.2 S markalı 5600 dev/dak kapasiteye sahip santrifüjle gerçekleştirilmiştir.

KİL AYIRMA İŞ AKIŞ ŞEMASI



Şekil 3•1. Kil Ayırma Laboratuvarındaki iş akış şeması
(Gündoğdu, 1982'den hazırlanmıştır)

Kil minerallerinin XRD çözümlenmelerinin tümü Paris-Sud Üniversitesi'nde (Fransa) gerçekleştirilmiştir. Difraktometre için her kil örneği için üçer adet lam preparat (Şekil 3.2.) hazırlanmış ve ayrı ayrı kağıtlar üzerinde (normal, fırınlı, etilen glikollü) kayıtlar yapılmıştır. Daha sonra pik şiddetlerinden itibaren kil minerallerinin yarı nicel yüzdeleri belirlenmiştir.



Şekil 3.2. Kil difraktogramı çekimi için kil örneklerinin lam preparatlarının hazırlanması.

3.1.3. Taramalı elektroⁿ mikroskop incelemeleri (SEM)

Bu incelemeler, Paris-Sud Üniversitesi'nde (Fransa) PHILIPS marka taramalı elektromikroskopunda 0.5 cm^3 'lük kayaç örneğinin engebeli olan doğal yüzeyi altınla kaplanarak gerçekleştirilmiştir. Bu yöntemle tüflerdeki submikroskopik minerallerin (zeolit, kil vs.) biçim ve boyut gibi özelliklerinin saptanmasıyla birlikte, diğer bileşenlerle olan dokusal ilişkileri ve sonuçta oluşum ve diyajenetik evrimlerine açıklık getirilmeye çalışılmıştır.

3.2. İnceleme ve Çözümleme Sonuçları

Bu bölümde her litostratigrafik birimin yukarıda açıklanan yöntemler yardımıyla mineralojik-petrografik özellikleri açıklanacak ve elde edilen sonuçlar tartışılacaktır.

3.2.1. Yukarıselimli formasyonu

3.2.1.1. Optik mikroskop incelemeleri

Formasyonu oluşturan kimyasal kireçtaşlarının OM incelemeleri bunların sparitik (sparit, fosilli sparit, biyosparit) ve daha az da mikrosparitik (mikrosparit, fosilli mikrosparit) dokuya sahip olduklarını ortaya koymuştur (Çizelge 3.4.).

Özşekli karbonat minerallerinin de gözleendiği bu kireçtaşlarında yer yer siyah renkli organik malzeme saçınımları da yer almaktadır. Üst Jura yaşlı sparitik dokuya sahip olan kireçtaşlarında özşekli ve yarı özşekli kalsit gözlenmektedir. Kristalize olduğu için mermerin gösterdiği granoblastik dokuya benzer bir doku göstermektedir. Bazılarında bol mikrokırıklar ve breşleşme gibi tektonik etkiler gözlenmiştir. Mikrosparitik dokulu bu kireçtaşları mikrit + mikrosparitik çimentoya sahip olup bol kırık ve çatlak içerirler. Çatlaklarda sparitik dokulu iri tane boylu karbonat mineralleri (kalsit) yer almaktadır (Foto 3.1.). Alt Kretase yaşlı ve bol fosilli seviyeler de sparitik dokuya sahip olup breşleşme izlerini taşırlar (Foto 3.2.).

3.2.2. Hekimhan ofiyoliti

3.2.2.1. Optik mikroskop incelemeleri

Birimden alınan kayaç örneklerinin optik mikroskop incelemeleri, birimin genellikle serpantinleşmiş ultramafik kayaçlarla bunları kesen gabroyidik ve granitoyidik kayaçlardan oluştuğu saptanmıştır (Çizelge 3.5.).

Çizelge 3.4. Yukarıselimli formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları

| <u>Örnek No</u> | <u>Kayaç Adı</u> | <u>Mineralojik Bileşim</u> |
|-----------------|---------------------|----------------------------|
| ÖB-436 | Sparit | Ka |
| -438 | Biyosparit | Ka |
| -439 | Sparit | Ka+Ob |
| -462 | Sparit | Ka+Ob |
| -489 | Mikrosparit | Ka |
| -546 | Sparit | Ka |
| -551 | Fosilli Mikrosparit | Ka |
| -579 | Fosilli Sparit | Ka |
| -596 | Sparit | Ka+Ob |
| -600 | Sparit | Ka+Ob |

| | |
|------------|------------------------|
| Ka: Kalsit | Ob: Organik bileşenler |
|------------|------------------------|

Serpantinitler birimin büyük bir kesimini oluşturmaktadır. Serpantinitler tipik bir lepidoblastik dokuya göstermektedir. Egemen minerallerini levhamsı ve lifsi serpantin mineralleri (krizotil/antigorit) oluşturmakta ve opak mineraller ile nadiren de opaklaşmış olivin mineralleri bunlara eşlik etmektedir. Bu minerallerin yanı sıra postmagmatik süreçlerle gelişen ve çatlaklar boyunca gözlenen kalsit mineralleri de görülmektedir. Piroksen minerali çok ender gözlenmekte olup ojit ile temsil edilmektedir.

Serpantinleşmiş dünit ismi verilen porfiro lepidoblastik dokuya sahip bir örnekte (ÖB-63₂) serpantin minerallerinin arasında adacıklar şeklinde kalmış olivin mineralleri (forsterit) ve az miktarda da kısmen serpantinleşmiş ve karbonatlaşmış piroksen mineralleri (ojit) gözlenmiştir.



Foto 3.1. Üst Jura yaşlı bol çatlaklı fosilli
mikrosparit (40X, tek nikol)

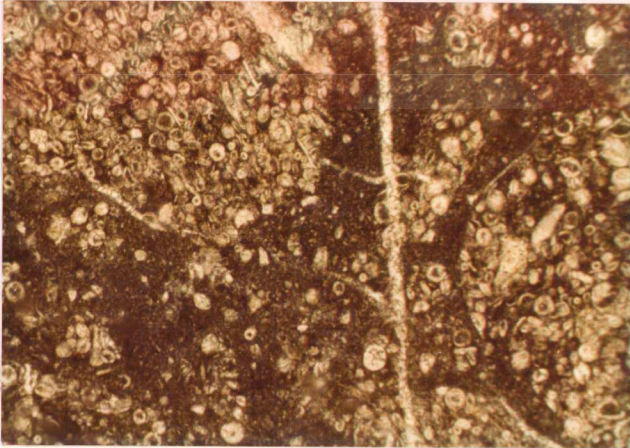


Foto 3.2. Alt Kretase yaşlı breşik dokulu
biyosparit (40X, tek nikol)

Çizelge 3.5. Hekimhan ofiyolitinden alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları

| <u>Örnek No</u> | <u>Kayaç Adı</u> | <u>Mineralojik Bileşim</u> |
|------------------|------------------------------|--------------------------------|
| ÖB-8 | Serpantinit | Kr/Ant+Ol+Om |
| -10 | Gabro | Pr(Oj)+Pl+A+Om |
| -62 ₁ | Serpantinit | Kr/Ant+Pr+Ka+Om |
| -62 ₂ | Serpantinit | Kr/Ant+Pr+Ka+Om |
| -63 ₁ | Olivin gabronorit | Ol(F)+Pr(Oj/Di+En)+Pl+Ka+Ku+Om |
| -63 ₂ | Serpantinleşmiş dünit | Ol(F)+Pr(Oj)+Kr/Ant+Ka+Om |
| -64 | Gabro | Pr(Oj/Di+En)+Pl+Ku+Om |
| -65 | Olivin gabronorit | Ol(F)+Pr(Oj/Di)+Pl+Om |
| -66 | Gabro | Pr(Oj/Di)+Pl+Ol(F)+Om |
| -68 | Granodiyorit | Ku+Pl+Or+Bi+Kl+Se+Om |
| -69 | Gabro | Pr(Oj)+Pl+Ol+Om |
| -71 | Gabro | Pr(Oj/Di)+Pl+Ol+Se+Mu+Kl+Om |
| -75 | Gabro | Pr(Oj/Di)+Pl+Kl+Se+Ep+Om |
| -433 | Radyolarid | Ku/Kls+Ka |
| -466 | Gabro | Pr(Oj)+Pl+Om |
| -467 | Kuars gabro | Pr(Oj+En)+Pl+Ku+Om |
| -490 | Granat k.piroksenit | Pr(Oj)+Gr(Pp)+Kl+Om |
| -499 | Granat piroksenit | Pr(Oj+En)+Pl+Gr(Pp)+Kl+Om |
| -522 | Radyolarid | Ku/Kls+Ka |
| -524 | Radyolaryalı sparit | Ku/Kls+Ka+Mu+Om |
| -525 | Sparit | Ka+Om |
| -537 | Bozunmuş granat-ultramafitit | Ka+Gr+Pl+Kl+Pr+Om |
| -599 | Bozunmuş granat-ultramafitit | Ka+Gr+Pr(Oj)+Kl+Kr+Om |
| -657 | Gabro | Pr(Oj/Bi)+Pr+Om |

| | | |
|-------------------------------|----------------|--------------------|
| Ol:Olivin | Pl:Plajiyoklaz | Se:Serizit |
| F :Forsterit | Ku:Kuvars | Ep:Epidot |
| Pr:Piroksen | Kls:Kalsedon | Ka:Kalsit |
| Oj:Ojit | Ol:Ortoklaz | Gr:Granat |
| Di:Diyopsit | Bi:Biyoit | Pp:Piroop |
| En:Enstatit | Mu:Muskovit | Kr:Kromit |
| A :Amfibol | Kl:Klorit | Om:Opak mineraller |
| Kr/Ant:Krizotil/ Antigorit | | |

Gerek ultramafitler içerisinde gerekse diğer formasyonlar içerisinde, blok halinde bulunan birimlerden alınan bazı kayaların bol miktarda pirop türü granat minerali içerdiği saptanmıştır. "Granat-piroksenit" ve "granat-klinopiroksenit" olarak isimlendirilen bu kayalardan bazıları da oldukça bozunmuş olduğundan "bozunmuş granat-ultramafitit" olarak isimlendirilmiştir.

Bu yer yer aşırı serpantinleşmiş ultramafik kayaları ve serpantinitle kesen dayklar konumunda gözlenen kayalar gabro, olivin gabronorit ve granodiyorit gibi değişik derinlik kayalarından oluşmaktadır.

Gabrolarda açık renkli mineraller tümüyle polisentetik ikizlenme ve zonlu doku gösteren plajiyoklaz ($Ab_{40-20} An_{60-80}$, labrador ve bitovnit) temsil edilmekte, nadiren gözlenenlerde çok az miktarda dalgali sönme gösteren kuvars minerali gözlenmektedir. Koyu renkli mineraller olarak bolluk sırasına göre piroksen (ojit ve diyallag, ender enstatit), olivin (forsterit), amfibol (hornblend) ve tali mineraller olarak opak mineraller ve klorit gözlenmektedir.

Minerallerde gelişen bozunmalar; plajiyoklazlarda serizitleşme ve killeşme, nadiren zeolitlaşma, silileşme ve karbonatlaşma; piroksenlerde serpantinleşme ve kloritleşme; olivinlerde iddingsitleşme olarak sıralanabilir.

Gabrolarda bazen olivin miktarı artmakta ve olivin gabronoritlere geçilmektedir.

Gabrolarla birlikte granodiyorit bileşiminde granitoidler de gözlenmektedir. Kuvars mineralleri özşekilsiz olup dalgali sönme, plajiyoklazlar polisentetik ikizlenme ve zonlu doku göstermekte, ortoklazlar ise bütünüyle killeşmeden dolayı toprağamsı olarak gözlenmektedir. Koyu renkli bileşenlerden biyotit ve tali miktarda opak mineraller ve apatit bulunmaktadır. Plajiyoklazlarda serizitleşme ve killeşme, ortoklazlarda

aşırı derecede killeşme/kaolinleşme ve serizitleşme, biyotitlerde ise kloritleşme yaygın gözlenen bozunmalardır.

Birime ait derin deniz sedimanlarını karakterize eden silisli sedimanter kayaçlardan radyolaridler, sferulitik kalsedondan oluşan bir dokuya sahip olup, sparit dokulu kalsit damarları içermektedir. Radyolariaların azalmasıyla "radyolaryalı sparit" olarak isimlendirilen kayaçlar oluşmuştur. Opak mineral miktarı bu kayaçlarda oldukça artmaktadır. Bazılarında ise radyolarialar hiç gözlenmemekte ve bol opak mineral (demirli) içeren sparitler şeklinde bir doku kazanmaktadır.

3.2.3. Güzelyurt formasyonu

3.2.3.1. Optik mikroskop incelemeleri

Birimi oluşturan biyokimyasal kireçtaşlarının (OM) incelemeleri bunların genelde mikritik biyomikrit, intraklastlı biyomikrit) daha az da sparitik (biyosparit, fosilli intrasparit, intraklastlı biyosparit) olduklarını (Folk, 1962, 1968) ortaya koymuştur (Çizelge 3.6.). Mikritler çökme evresinde ortamın genellikle durgun olduğunu, sparitler ise kısa süreli akıntının varlığına ve/veya tektonik duraysızlığa işaret etmektedir.

Sparit dokulu kireçtaşlarında litoklast miktarı artmaktadır. Litoklastlar ultramafik (serpantin) gibi kayaç parçacıkları, plajiyoklaz, klorit, kuvars ve opak mineraller gibi detritik minerallerle temsil edilmekte olup çevredeki ultramafik ve volkanik kayaçlardan taşınmış bileşenlerdir.

Fosilli olan bu kireçtaşlarında makrofosil kavkı parçacıklarının (rudistler) rekristalizasyona uğrayarak tane boylarının büyüdüğü ve bazılarında da sferulitik-ıgınsal kalsedon oluşumu şeklinde silisleşmeler gözlenmiştir. Boşluk ve çatlaklarda gözenek dolgu-

su şeklinde sparit oluşumları da gözlenmektedir. Diya-
jeneze bağlı olan çözünme-yeniden kristallenme gibi
olaylar da izlenmektedir.

Çizelge 3.6. Güzelyurt formasyonundan alınan kayaç ör-
neklerinin OM inceleme sonuçları.

| <u>Örnek No</u> | <u>Kayaç Adı</u> | <u>Mineralojik Bileşim</u> |
|-----------------|--------------------------|--|
| ÖB-13 | Biyomikrit | $Ka\bar{+}Ku\bar{+}Kp(U)\bar{+}Om$ |
| -14 | İntraklastlı biyosparit | $Ka\bar{+}Pl\bar{+}Ku\bar{+}Kl\bar{+}Om$ |
| -15 | İntraklastlı biyosparit | $Ka\bar{+}Ku\bar{+}Om$ |
| -46 | Biyosparit | $Ka\bar{+}Kl\bar{+}Ku\bar{+}Om$ |
| -48 | Biyomikrit | $Ka\bar{+}Ku\bar{+}Om$ |
| -50 | İntraklastlı biyomikrit | $Ka\bar{+}Ku\bar{+}Om$ |
| -61 | Biyomikrit | $Ka\bar{+}Om$ |
| -67 | İntraklastlı biyomikrit | $Ka\bar{+}Om$ |
| -79 | İntraklastlı biyomikrit | $Ka\bar{+}Kl(?)\bar{+}Om$ |
| -84 | Fosilli intrasparit | $Ka\bar{+}Ku\bar{+}Om$ |
| -87 | Biyomikrit | $Ka\bar{+}Om$ |
| -263 | Biyomikrit | $Ka\bar{+}Ku\bar{+}Om$ |
| -434 | Sparit | $Ka\bar{+}Om$ |
| -461 | Fosilli sparit | $Ka\bar{+}Om$ |
| -463 | İntraosparit | $Ka\bar{+}Ku\bar{+}Om$ |
| -484 | Biyomikrit | $Ka\bar{+}Om$ |
| -492 | Fosilli mikrit | $Ka\bar{+}Om$ |
| -506 | Biyomikrit | $Ka\bar{+}Om$ |
| -509 | Kötü yıkanmış biyosparit | $Ka\bar{+}Om$ |
| -514 | Biyosparit | $Ka\bar{+}Om$ |
| -517 | Biyosparit | $Ka\bar{+}Om$ |
| -519 | Biyomikrit | $Ka\bar{+}Om$ |
| -564 | Fosilli sparit | $Ka\bar{+}Om$ |
| -566 | Biyomikrit | $Ka\bar{+}Om$ |
| -575 | Kötü yıkanmış biyosparit | $Ka\bar{+}Om$ |

Ka: Kalsit
Ku: Kuvars
Pl: Plajiyoklaz
Kp: Kayaç Parçacıkları

U: Ultramafitit
Kl: Klorit
Om: Opak mineraller

Kayaçların adlarından da anlaşılacağı gibi allokemler fosil ve daha az da intraklastlarla (mikritik bünyeli) temsil olunmaktadır. Resif ana kütesinden alınan bu kireçtaşlarında makrofosil (rudist, mercan vb.) parçacıklarının breşik halde olması ortamın tektonik duraysızlığıyla ilgili olduğunu düşündürmektedir (Foto 3.3.). Bazı kesitlerde alglerin (Melobesia) gözlenmesi ortamın güneş ışığından etkilendiğini diğer bir deyişle sığ ortam olduğunu kanıtlamaktadır.

Bazı örneklerde fosillerin çok azaldığı ve mikritik dokuya sahip oldukları gözlenmektedir. Bazılarında ise konsantrik lamellerden oluşan ve genellikle küresel özellikteki oolitler ve mikritik dokulu intraklastlar artmaktadır. Bunlar "intraoosparit" olarak isimlendirilmiştir.

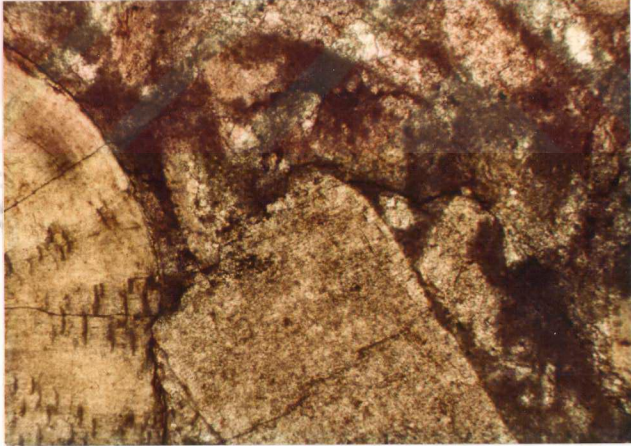


Foto 3.3. Breşik dokulu resif ana kütesini temsil eden biyomikrit (40X , tek nikol)

3.2.3.2. Tüm kayaç çözümlenmeleri

Tümüyle karbonat fasiyesinde oluşan ve homojen bir özellik gösteren bu formasyondaki karbonat minerallerinin türünü belirlemek amacıyla inceleme alanındaki yayılımı da dikkate alınarak güney ve kuzeyden olmak üzere iki adet örnekte XRD-TK çözümlenmesi yapılmış ve bir örneğin (ÖB-14) tümüyle kalsit mineralinden oluştuğu, diğer örneğin (ÖB-61) ise kalsitin (% 99) yanı sıra çok az oranda kuvars (% 1) minerali de içerdiği görülmüştür.

3.2.4. Boyalıkdere formasyonu

3.2.4.1. Optik mikroskop incelemeleri

Formasyonun ana litolojisini oluşturan konglomeralarla arakatlı gözlenen kumtaşlarının (OM) incelemeleri (Çizelge 3.7.), bunların kayaç parçacıkları ile daha az miktarda plajiyoklaz ve kuvars minerallerinden oluştuklarına göstermiştir. Kayaç parçacıklarına volkanik (bazalt), ultramafik (serpantinit, piroksenit) ve plütonik (gabro, diyorit) ile sedimenter kayaçlar (fosilli kireçtaşı) temsil etmektedir. Tali bileşen olarak piroksen, amfibol, klorit, mika (biyotit ve muskovit), epidot, olivin ve opak mineraller bulunmaktadır. Bağlayıcı malzemesini sparikalsit çimento ve çok az oranda kil hamuru oluşturmaktadır. İri-orta tane boylu (2-1/2, 1/2-1/4 mm) bileşenlerden oluşan bu epiklastik kayaç Folk'a (1974) göre "litarenit" olarak isimlendirilmiştir. Bağlayıcı malzeme oranının yüksek olduğu (% 30-40) bu kayaç kötü boylanmış olup dokusal ve mineralojik açıdan olgunlaşmamıştır.

Bileşenlerin köşeli olmaları taşınmanın kısa mesafeli olmasından ileri gelmektedir. Bağlayıcı malzemenin sparikalsit çimentodan oluşması ise çökeltmenin kimyasal sedimantasyonla ilişkili bir ortamda gerçekleştiğini düşündürmekte olup bazı kumtaşlarında (ÖB-603) yerli fosillerin bulunması bu görüşü desteklemektedir (Foto 3.4).

T. G.

Çizelge 3.7. Boyalıklardere formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları

| <u>Örnek No</u> | <u>Kayaç Adı</u> | <u>Bağ.Malz.</u> | <u>Mineralojik Bileşim</u> |
|------------------|-------------------|------------------|--|
| ÖB-5 | V. Litarenit | Sparikalsit | Ku+Pl+Kp(V, U, P, S)+Ka+Pr+Kl+A+Mu+Bi+Ep+Ol+Om |
| -60 ₁ | Litarenit | Sparikalsit | Ku+Pl+Kp(U, S)+A+Bi+Mu+Kl+Ep+Om |
| -60 ₃ | Fosilli Litarenit | Sparikalsit | Ku+Pl+Kp(U, V, S)+Ka+Ep+A+Bi+Kl+Om |
| -72 _a | Litarenit | Sparikalsit | Ku+Pl+Kp(V, S, U)+Ka+A+Pr+Kl+Ep+Bi+Om |
| -72 _c | Litarenit | Sparikalsit | Ku+Pl+Kp(U, V, P, S)+Ka+Kl+Pr+Bi+Ep+A+Om |
| -496 | V. Litarenit | Sparikalsit | Ku+Pl+Kp(V, U)+Om |

| | |
|-----------------------|--------------------|
| Ka:Kalsit | Pr:Piroksen |
| Ku:Kuvars | A :Amfibol |
| Pl:Plajiyoklaz | Bi:Biyotit |
| Kp:Kayaç parçacıkları | Mu:Muskovit |
| V :Volkanit | Ep:Epidot |
| U :Ultramafitit | Kl:Klorit |
| P :Plütonik | Ol:Olivin |
| S :Serpantin | Om:Opak mineraller |

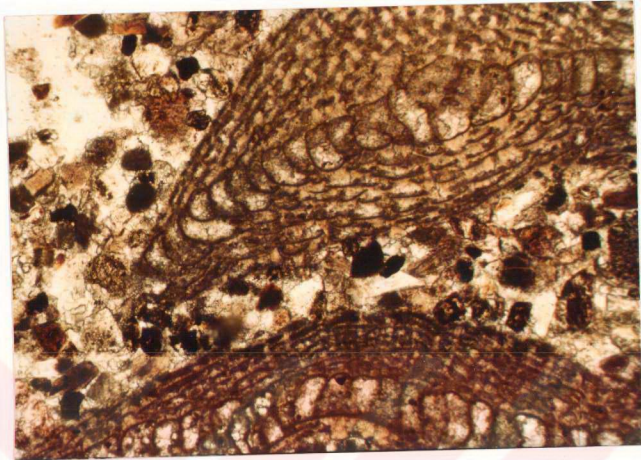


Foto 3.4. Orbitoides medius (d'ARCHIAC) fosilleri içeren fosilli litarenit (40X, tek nikol)

Bazı örneklerde volkanik kayaç (bazalt) miktarı diğer kayaç parçacıklarına göre artış göstermektedir. Bu kayalara "volkanik litarenit" ismi verilmiştir.

3.2.5. Kösheasan formasyonu

3.2.5.1. Optik mikroskop incelemeleri

Birim alt kesiminde marnlarla ardalanmalı olarak bulunan kumtaşlarının (OM) incelemeleri bunların başlıca kayaç parçacıkları, feldispat (plajiyoklaz) ve daha az kuvarstan oluştuklarına göstermiştir (Çizelge 3.8.). Kayaç parçacıkları bolluk sırasına göre; ultra-mafik (serpantinit), volkanik (bazalt), sedimanter (fosilli kireçtaşı ve fosil parçacıkları) ve nadiren plütonik (gabro, diyorit) kayaç parçacıklarından oluşmaktadır. İncekesitlerde yerli fosillere de bolca rastlanabilmektedir. Tali bileşenler olarak ise mika mineralleri (biyotit, muskovit), amfibol, piroksen, klorit, epidot, opak mineraller gözlenmektedir.

Çizelge 3.8. Köşehasan formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları

| Örnek No | Kayaç Adı | Mineralojik Bilginin | Örnek No | Kayaç Adı | Mineralojik Bilginin |
|----------------|--------------------------|-------------------------------------|-----------------------|-------------------------|--------------------------------------|
| ÜB-1 | İnterklasitli biyosparit | KaKaOm | OB-138 | Kristal kıl tüf | Ka+Ku+Pl+Si+A+K+Sp(V)+Kz+Zm+Om |
| -47 | Litarenit | Ka+Ku+Bi+Kl+Mu+Se+Sa+Sp(U,S)+Om | -140 | Litik kıl tüf | Ka+Ku+Pl+Si+A+Pr+Kp(V,U,S)+Zm+Om |
| -49 | Litarenit | Ka+Ku+Pl+Kl+Mu+Se+Sa+Sp(U,P,V,S)+Om | -142 | Kristal kıl tüf | Ka+Pl+Sa+Ku+Bi+A+Pr+Kp(V,U,S)+Zm+Om |
| -78 | Litarenit | Ka+Ku+Pl+Kl+Mu+Sa+Pr+Sp(U,V,S)+Om | -144 | Kristal kıl tüf | Ka+Pl+Sa+Ku+Bi+A+Pr+Kp(V,U,S)+Zm+Om |
| -88 | Litarenit | Ka+Ku+Pl+Bi+Kl+Kp(V,S,P)+Om | -146 | Litik kıl tüf | Ka+Ku+Pl+Sa+Bi+A+Pr+Kp(V,P,S)+Zm+Om |
| -101 | Biyosparit | Ka+KaOm | -147 | Kristal kıl tüf | Ka+Pl+Sa+Bi+A+Kp(V,U,S)+Om |
| -103 | Biyosparit | Ka+KaOm | -190 | Litarenit | Ka+Ku+Pl+Sp(V,U)+A+Pr+Kp+Sa+Om |
| -105 | Biyomikrosparit | Ka+KaOm | -200 | Litik kıl tüf | Ka+Pl+Sa+Bi+Kp(V,U,S)+Zm+Om |
| -106 | Biyosparit | Ka+KaOm | -201 | Kristal kıl tüf | Ka+Pl+Sa+Bi+Kl+Kp(V,S)+Zm+Om |
| -109 | Biyosparit | Ka+KaOm | -227 | Feldispatik litarenit | Ka+Pl+Ku+Sp(U,S)+A+Pr+Bi+Om |
| -113 | Fosilli sparit | Ka+Ka+Sp(U,S)+Om | -232 | Feldispatik litarenit | Ka+Pl+Ku+Sp(U,S)+A+Kl+Sp+Bi+Om |
| -115 | Biyotrasparit | Ka+Ka+Sp(U)+Om | -234 | Feldispatik litarenit | Ka+Pl+Sa+Ku+Ar+Pr+Kp(U,V,S)+Zm+Om |
| -118 | Fosilli sparit | Ka+Ka+Pl+Kp(U,P)+Om | -236 | Çamaş kıl tüf | Ka+Pl+Sa+Ku+Bi+Kp(U,S)+Sp+Kl+Zm+Om |
| -121 | Biyomikrosparit | Ka+Ka+Sp(U)+Om | -241 | Çamaş kıl tüf | Ka+Pl+Ku+Sa+Sp+Pr+Kl+Kp(U,V,S)+Om |
| -123 | Biyomikrit | Ka+Ka+Pl+Om | -243 | Feldispatik litarenit | Ka+Pl+Ku+Sa+Sp+Pr+Kl+Kp(U,V,S)+Om |
| -125 | Fosilli litosparit | Ka+Ku+Pl+Kl+Bi+Kp(U,P,V)+Om | -245 | Elyoskarenit | Ka+Kp(S)+Om |
| -128 | Litarenit | Ka+Ku+Bi+Kl+Kp(U,S)+Om | -247 | Litoklasitli biyosparit | Ka+Sa+Pl+Kp(S)+Om |
| -129 | Sparit | Ka+Ka+Bi+Kl+Kp(U)+Om | -249 | Biyosparit | Ka+KaOm |
| -130 | Litarenit | Ka+Pl+Ku+Kl+Sa+Sp(U,S)+Om | -251 | Kristal kıl tüf | Ka+Ku+Pl+Ar+Pr+Kp(V,U,S)+Kl+Bi+Om |
| -133 | Biyosparit | Ka+Pl+Ku+Bi+Kl+Kp(U)+Om | -252 | Kristal kıl tüf | Ka+Ku+Pl+Ar+Pr+Kp(V,U,S)+Sp+Kl+Bi+Om |
| -136 | Mikrosparit | Ka+Pl+Ku+Sp(U)+Om | | | |
| -137 | Çamaş kıl tüf | Ka+Ku+Pl+Bi+Sp(V)+KaOm | | | |
| KaKaKaleit | A : Amfibol | | Ep:Epidot | S : Sedimenter | |
| Ku:Kuvers | Bi:Biyotit | | Kp:Kayaç parçecikleri | Zm:Zincit mineralleri | |
| Pl:Plajiyoklas | Ma:Muskovit | | U : Ultramafitit | Ka:Kil mineralleri | |
| Se:Senkwin | Kl:Klorit | | V : Volkanit | Om:Opak mineralleri | |
| Pr:Praksen | | | P : Plütonik | | |

Bağlayıcı malzemesini sparikalsit çimento ve çok az miktarda kil hamuru oluşturmaktadır. Yer yer bağlayıcı malzemede silis mineralleri (kalsedon) de gözlenmektedir. Orta-ince tane boyulu (1/2-1/4;1/4-1/8 mm) bileşenlerden oluşan bu epiklastik kayaç Folk'a (1974) göre "litarenit" olarak isimlendirilmiştir. Van Andel (1958) aynı kayaç için "grovak" terimini benimsemiş, ancak ince taneli matriks oranı % 15'den fazla olanlar için kullanılan bir kumtaşı adlaması yerine de kullanıldığı için Folk'un (1974) sınıflamasının kullanılması daha uygun görülmektedir. Özellikle alt kesimlerde feldispat (plajiyoklaz) miktarında bir artma gözlenmekte ve kayaç "feldispatik litarenit" ismini almaktadır. Kumtaşlarının tümü dokusal ve mineralojik açıdan olgunlaşmamış olup kötü boylanmışlardır.

Birimin üst kesimlerine doğru kumtaşlarının yerini kireçtaşları almaktadır. Kireçtaşları genelde sparitik (biyosparit, intraklastlı biyosparit, biyomikrosparit, biyostrasparit, fosilli sparit, mikrosparit, fosilli litosparit, litoklastlı biyosparit), daha az da mikritik (biyomikrit) olmaktadır (Foto 3.5.). Bunlarla birlikte ender olarak detritik kireçtaşları da (biyokal-karenit) gözlenmektedir. Bu kireçtaşı örneği aynı zamanda sıkışma etkisini de taşımaktadır (ÖB-245). Sparitik dokulu kireçtaşlarında detritik fosil kavkuları ve litoklast miktarı artmaktadır. Litoklastlar, ultramafik (serpantin, demirli kayaç parçacıkları), volkanik (bazalt), sedimanter (kireçtaşı) ve nadiren de plütonik (gabro) kayaç parçacıkları ile kuvars, plajiyoklaz, klorit, amfibol, biyotit ve opak minerallerle temsil edilmektedir.

Resifal kireçtaşlarından türeyen detritik makrofosil kavkularında rekristalizasyon ve silisleşme (kalsedon) gelişmiştir. Boşluk ve çatlaklarda sparit oluşumları da olağandır.

Tümüyle fosilli olan bu kireçtaşları çoğunlukla biyosparit olarak isimlendirilmiştir. Ancak, intraklast



Foto 3.5. Hippurites ve orbitoides birlikteliği gösteren biyosparit (40X, tek nikol)

miktardaki artışa bağlı olarak Folk'un (1968, 1974) sınıflamaları gözönüne alınarak "intraklastlı ----" ve "---- intrasparit" şeklinde adlamalar da yapılmıştır. Aynı şekilde litoklastların artmasına bağlı olarak "litoklastlı" öneki ile "litosparit" gibi tanımlamalar da belirlenmiştir.

Formasyonun orta ve üst seviyelerinde arakatıklar şeklinde gözlenen tüflü kayaçlarda yapılan (OM) incelemeleri, bunların çoğunlukla kristal kül tuf (Foto 3.6) ve litik kül tuf (Foto 3.7) ile daha az da camsı kül tuf olduklarını göstermiştir. Kristal kül tüfler, pirojenik kristaller olarak plajiyoklaz, sanidin, kuvars, biyotit, amfibol ve piroksen içermekte, ayrıca epiklastik kökenli klorit, epidot ve opak mineraller de gözlenmektedir. Plajiyoklazlar polisentetik ikizlenme göstermekte, zonlu dokuya ender rastlanılmaktadır. Plajiyoklazların sönme açısına göre anortit içeriği



Foto 3.6. Bağlayıcı malzemesi karbonat ve volkanik camdan oluşan kristal kül tüf (40X, ęift nikol)



Foto 3.7. Andezitik kayaç paręacıklı, volkan camı ve karbonat ęimentolu litik kül tüf (40X , ęift nikol)

belirlenmeye çalışılmış ve bunların oligoklaz-andezin (An:15-45) bileşiminde olduğu görülmüştür. Sanidin, oldukça temiz yüzeyle ve yarı özşekilli, çubuğumsu/prizmatik mineraller biçiminde gözlenirler. Kuvars çok az bulunmakta, biyotit kahverengi, amfibol ise yeşil renkli olarak görülmektedir. Tane boyları küçük olan bu bileşenlerden (1/16 mm'den küçük) oluşan bu piroklastik kayalar "kül tuf veya toz tuf" olarak adlandırılmıştır (Schmid, 1981). Bağlayıcı malzemeyi volkan camı ve daha az pomza oluşturmakla birlikte karbonat çimento daha egemendir. Litik kül tüflerde pirojenik volkanik kayalar parçacıkları (andezit) artmaktadır. Camsı kül tüflerde pomza ve volkan camı önemli bir yer tutmakta olup lifsi ve bükülmüş pomzalar daha yaygındır (Foto 3.8).

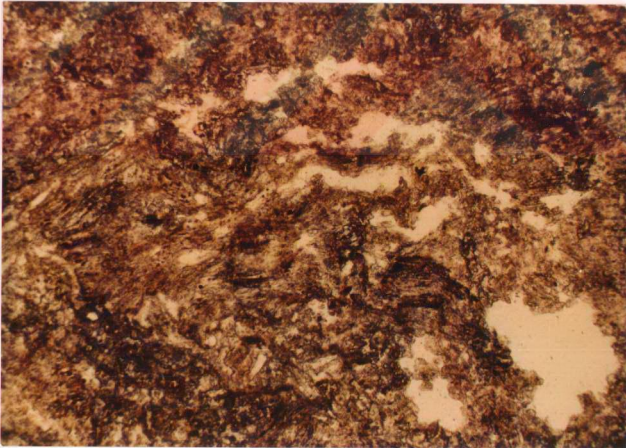


Foto 3.8. Camsı kül tüflerde gözlenen lifsi dokulu pomzalar (40X, tek nikol)

Daha sonraki paragraflarda bahsedileceği gibi, volkan camında otijenik zeolit mineralleri gelişmiştir. Bunlar alt seviyede analsim, üst seviyede ise klinoptilolit biçimindedir.

3.2.5.2. Taramalı elektron mikroskop incelemeleri

Birimin analsimli tuf seviyesini temsil eden bir örnek (ÖB-237) üzerinde yapılan SEM incelemeleri ile sub-mikroskopik minerallerin (zeolit, kil) morfolojik özellikleriyle birlikte oluşumları ve kökenlerine de açıklık getirilmiştir.

Simektitler, tüflerin bağlayıcı malzemesini oluşturan volkan camı ve gözenekli pomzalar üzerinde gelişmiş ince levhamsı partiküller halinde gözlenmektedir (Foto 3.9 ve 3.10). Kloritler ise simektitlerle birlikte lifsi biçimlerde gözlenmektedir. Kloritlerin görünümü bunların neoforme ya da diyajenetik agradasyon süreçleriyle oluştuğunu göstermektedir. Zeolit minerallerinden analsim, masif ve yarıözşekilli olarak gözlenmektedir (Foto 3.11 ve 3.12).

Tüflerin bağlayıcı malzemesi (matriks) ile kil minerallerinin dokusal ilişkisi Foto 3.13 ve 3.14'de görülmektedir. Mikrofotograflarda görüldüğü gibi simektit bağlayıcı malzemeden itibaren birincil olarak gelişmiştir. Ayrıca, Jeokimya Bölümü'nde bahsedileceği gibi, matriksin kimyasal bileşiminin analsime benzemesi, bu kesiminde analsim olabileceğini düşündürmektedir.

3.2.5.3. Tüm kayaç çözümlenmeleri

Formasyonu oluşturan killi, kumlu, karbonatlı ve piroklastik kayalardaki bileşenlerin yarı nicel yüzdelerinin saptanması ve özellikle tüflü seviyelerde bağlayıcı malzemenin bozunmasından oluşabilecek mineralleri ve dağılımlarının belirlenmesi amacıyla 71 örneğin XRD-TK çözümlenmeleri yapılmıştır (Çizelge 3.9). Sonuçta ise birimde; kalsit, feldispat (plajiyoklaz ve K-feldispat), kuvars, kil mineralleri, klinoptilolit ve analsim minerallerinin varlığı saptanmıştır. Birimdeki bu minerallerin istatistiksel dağılımı Çizelge 3.10 da ve-



Foto 3.9. Volkanik cam/pomzalarda gelişmiş simektit ve lifsi kloritler (ölçek: 100 nm)

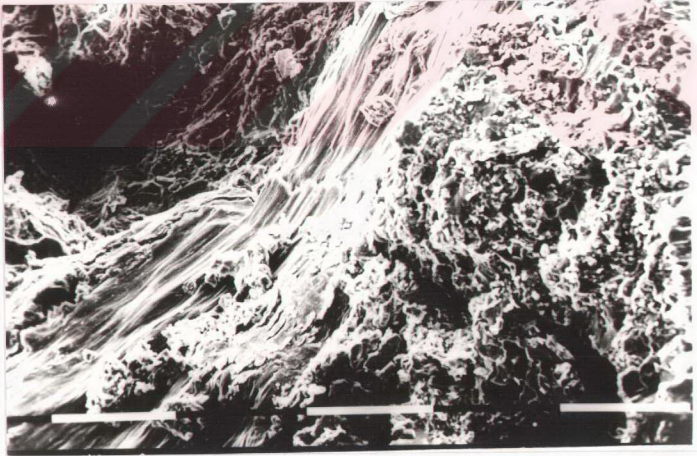


Foto 3.10. Gözenekli pomza ve lifsi kloritler ile simektitler (ölçek: 100 nm)

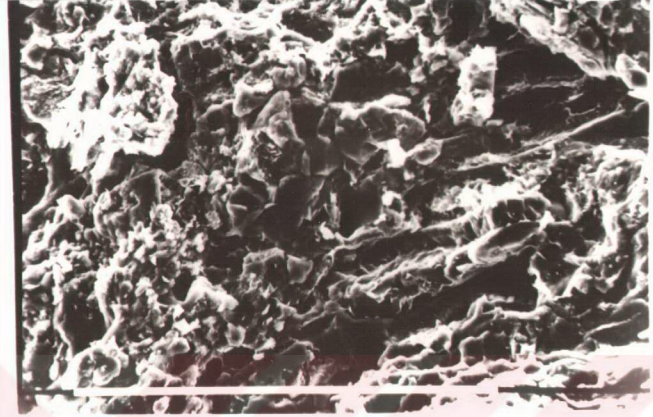


Foto 3.11. Yarıözşekilli analsimler ve kil mineral-
leri arasındaki ilişkiler (ölçek: 100 nm)

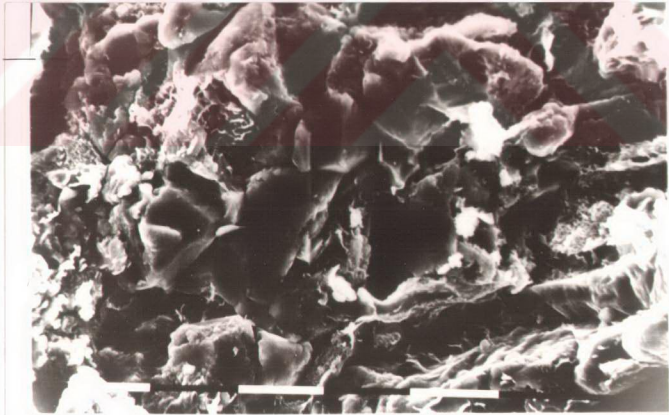


Foto 3.12. Yarıözşekilli analsim kristalleri
(ölçek: 10 nm)

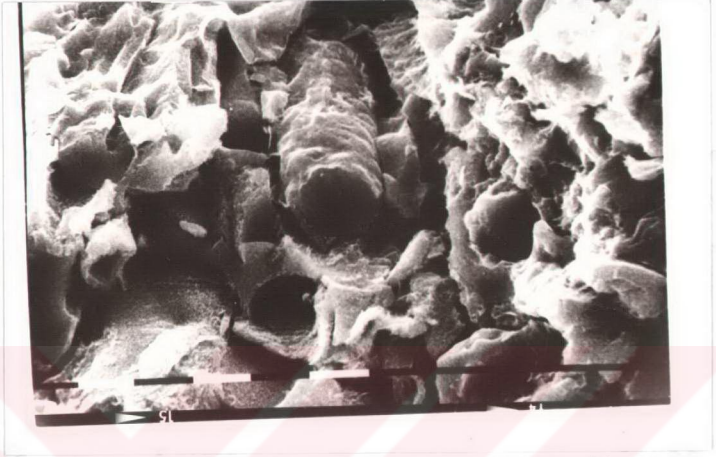


Foto 3.13. Tüflerin bağlayıcı malzemesinde gelişen kil mineralleri (ölçek: 10 nm)



Foto 3.14. Tüflerin bağlayıcı malzemesindeki analsim ve kil mineralleri (ölçek: 100 nm)

Çizelge 3.9. Kösheasan formasyonu örneklerinin XRD-TK
çözümleme sonuçları (%)

| Örnek No | Ka | Fm | Ku | Km | Kl | An | Örnek No | Ka | Fm | Ku | Km | Kl | An |
|----------|----|----|----|----|---------|----|----------|----|----|----|----|----|----|
| ÖB- 99 | 51 | 05 | 03 | 41 | | | ÖB-147 | 37 | 18 | 02 | 11 | 32 | |
| -100 | 70 | 03 | 02 | 25 | | | -191 | 20 | 18 | 02 | 60 | | |
| -101 | 77 | 14 | 01 | 08 | | | -200 | 27 | 21 | 08 | | 44 | |
| -102 | 54 | 07 | 03 | 36 | | | -201 | 40 | 12 | 04 | | 44 | |
| -105 | 95 | | 01 | 04 | | | -202 | 25 | 07 | 03 | 65 | | |
| -106 | 91 | 01 | 01 | 07 | | | -203 | 33 | 16 | 06 | 45 | | |
| -107 | 39 | 13 | 04 | 44 | | | -226 | 22 | 22 | 06 | 50 | | |
| -108 | 68 | 05 | 02 | 25 | | | -227 | 55 | 21 | 04 | 20 | | |
| -111 | 54 | 06 | 03 | 37 | | | -228 | 17 | 42 | 03 | 38 | | |
| -112 | 56 | 07 | 03 | 34 | | | -229 | 12 | 26 | 03 | 59 | | |
| -114 | 59 | 05 | 02 | 34 | | | -230 | 46 | 18 | 03 | 33 | | |
| -115 | 87 | 02 | 03 | 08 | | | -231 | 17 | 18 | 04 | 61 | | |
| -116 | 55 | 05 | 02 | 38 | | | -233 | 15 | 34 | 03 | 48 | | |
| -117 | 74 | 02 | 02 | 22 | | | -234 | 29 | 22 | 04 | 45 | | |
| -118 | 81 | 03 | 01 | 15 | | | -235 | 38 | 17 | 03 | 50 | | |
| -119 | 65 | 04 | 01 | 30 | | | -236 | 30 | 17 | 02 | 13 | | 38 |
| -120 | 74 | 05 | 01 | 20 | | | -237 | 06 | 03 | | 29 | | 62 |
| -121 | 89 | 02 | 01 | 08 | | | -238 | 24 | 04 | | 12 | | 60 |
| -122 | 62 | 05 | 01 | 29 | (Do:03) | | -239 | 20 | 15 | 04 | 61 | | |
| -124 | 55 | 03 | 02 | 40 | | | -240 | 42 | 07 | 03 | 48 | | |
| -126 | 69 | 05 | 02 | 24 | | | -241 | 31 | 18 | 06 | 45 | | |
| -127 | 50 | 06 | 03 | 41 | | | -244 | 70 | 03 | 02 | 25 | | |
| -128 | 46 | 05 | 04 | 45 | | | -246 | 60 | 07 | 01 | 32 | | |
| -131 | 47 | 06 | 02 | 45 | | | -247 | 95 | | 01 | 04 | | |
| -132 | 42 | 06 | 02 | 50 | | | -248 | 56 | 03 | 03 | 38 | | |
| -133 | 98 | 02 | | | | | -250 | 66 | 19 | 02 | 13 | | |
| -134 | 47 | 06 | 03 | 44 | | | -251 | 16 | 27 | 04 | | 53 | |
| -135 | 13 | 17 | 02 | 26 | 42 | | -252 | 29 | 36 | 08 | | 27 | |
| -136 | 26 | 62 | 12 | | | | -253 | 42 | 12 | 02 | 44 | | |
| -138 | 20 | 34 | 04 | | 42 | | -254 | 69 | 04 | 02 | 25 | | |
| -139 | 09 | 14 | 02 | 10 | 65 | | -272 | 10 | 19 | 02 | | 69 | |
| -141 | 08 | 11 | 01 | 20 | 60 | | -273 | 20 | 21 | 03 | | 56 | |
| -142 | 23 | 27 | 03 | | 47 | | -472 | 03 | 30 | 02 | 05 | 60 | |
| -143 | 20 | 11 | 01 | 10 | 58 | | -473 | 14 | 22 | 08 | | 61 | |
| -144 | 11 | 39 | 04 | | 46 | | -507 | 08 | 13 | 02 | | 77 | |
| -145 | 07 | 12 | 02 | 17 | 62 | | | | | | | | |

Ka:Kalsit

Ku:Kuvars

Kl:Klinoptilolit

Fm:Feldispat mineralleri

Km:Kil mineralleri

An:Analsim

Do:Dolomit

Çizelge 3.10. Kösheasan formasyonunda belirlenen bazı
minerallerin istatistiksel değerlendiril-
meleri (%)

| Mineral | Frekans | En az | En çok | Ortalama |
|-----------------|---------|-------|--------|----------|
| Kalsit | 100 | 3 | 98 | 43 |
| Feldispat | 97 | 1 | 62 | 14 |
| Kuvars | 96 | 1 | 12 | 3 |
| Kil mineralleri | 83 | 4 | 61 | 31 |
| Klinoptilolit | 25 | 27 | 77 | 53 |
| Analsim | 4 | 38 | 62 | 53 |

rılmıştır. Bu minerallerden özellikle zeolit minerallerinin varlığı ilk kez bu çalışmada ortaya çıkarılmıştır.

Dolomit yalnızca bir örnekte saptanmıştır. Killi-karbonatlı bir örnekte belirlenen bu dolomit çok küçük bir yüzdeyi oluşturmaktadır (% 3).

3.2.5.4. Kil fraksiyonu çözümlenmeleri

Birimdeki marnlardan ve kısmen de tüflerden oluşan 15 örnekte yapılan KF sonuçlarına (Çizelge 3.11) göre, formasyonun egemen kil mineralini simektit oluşturmaktadır (Çizelge 3.12). Simektitin ortalaması % 77 (en az % 60, en çok % 90) olup bulunuş frekansı % 100'dür. Diğer bir ifadeyle simektit tüm seviyelerde bulunmaktadır. İllit ve kloritin bulunuş frekansları yüksek olmasına rağmen ortalama miktarları düşüktür. Ayrıca, kil fraksiyonunda kil minerallerinin dışında kuvars ve klinoptilolit gibi süspansiyonda kalmaya yatkın kil dışı minerallerde gözlenmiştir.

3.2.5.5. Minerallerin dikey dağılımları

Birimin dikey ve yanıl yöndeki değışimlerini belirlemek amacıyla inceleme alanının kuzey ve güneyinde olmak üzere yapılan 2 ölçülü kesitte yukarıda belirtilen minerallerin dağılımları incelenmiştir (Şekil 3.3 ve 3.4).

Dikme kesitlerden görüleceği gibi kumtaşı-marn arılanması ve üste doğru karbonatlı kayaların artmasına bağlı olarak kalsit miktarında üste doğru bir artma gözlenmekte, ancak tüflü seviyelerde azalmaktadır. Feldispat mineralleri marn ve tüflü seviyelerde artmaktadır. Marnlı seviyelerde feldispat miktarında yukarı doğru bir azalma gözlenmektedir. Zeolit minerallerinden analsim alt kesimdeki tüflü seviyede gözlenirken, klinoptilolit üste yer alan tüflü düzeylerde bulunmaktadır. Marnlı seviyeler dışında kil mineralleriyle analsim arasında bolluk bakımından pozitif bir ilişki gözlenmekteyken, klinoptilolitle negatif bir ilişki sunmaktadır. Nitekim, klinoptilolitli 16 örnekten 9'unda hiç kil minerali bulunmamakta iken, analsimli her örnekte kil minerali göz-

Çizelge 3.11. Kösehasan formasyonu örneklerinin XRD-KF
çözümleme sonuçları (%)

| <u>Örnek No</u> | <u>S</u> | <u>K</u> | <u>I</u> | <u>Örnek No</u> | <u>S</u> | <u>K</u> | <u>I</u> |
|-----------------|----------|----------|----------|-----------------|----------|----------|----------|
| ÖB-102 | 75 | 20 | 5 | ÖB-226 | 90 | 5 | 5 |
| -110 | 80 | 20 | | -228 | 60 | 30 | 10 |
| -122 | 65 | 25 | 10 | -231 | 70 | 25 | 5 |
| -127 | 90 | 5 | 5 | -239 | 80 | 15 | 5 |
| -131 | 70 | 20 | 10 | -244 | 70 | 20 | 10 |
| -134 | 90 | 5 | 5 | -246 | 80 | 10 | 10 |
| -143 | 85 | | 15 | -254 | 75 | 20 | 5 |
| -191 | 70 | 25 | 5 | -138 | 85 | 10 | 5 |

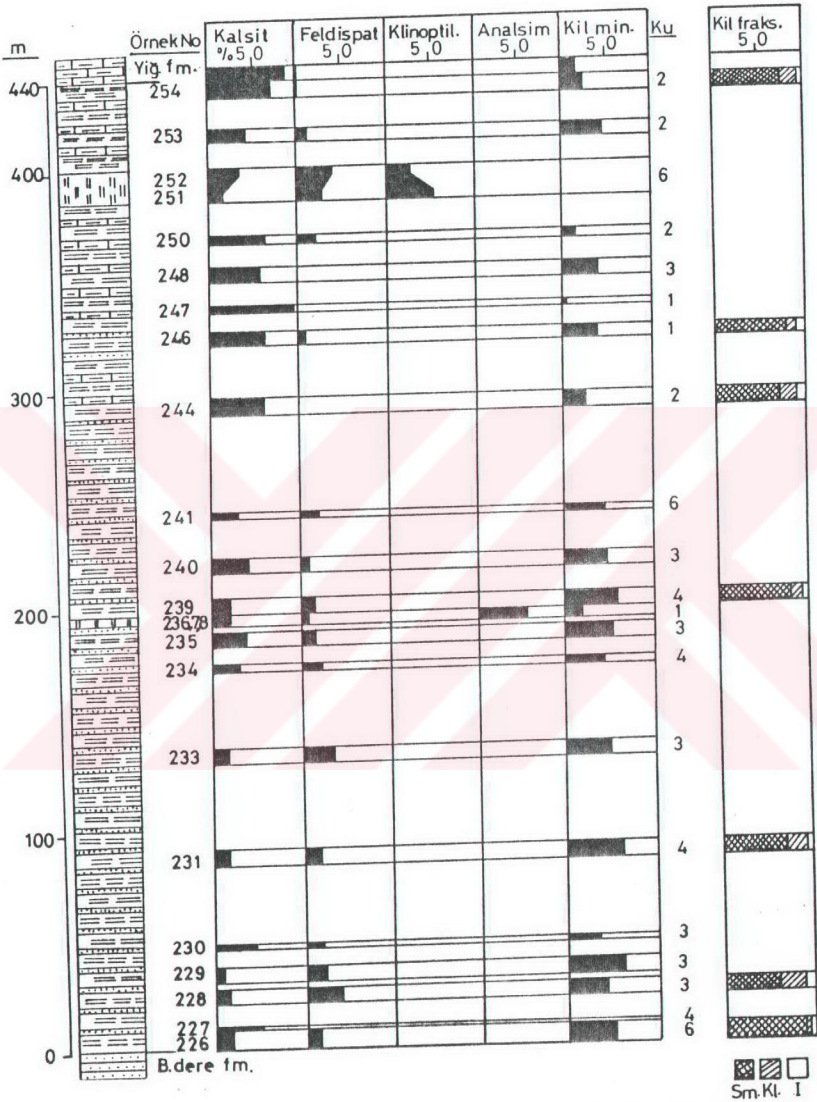
S:Simektit

K:Klorit

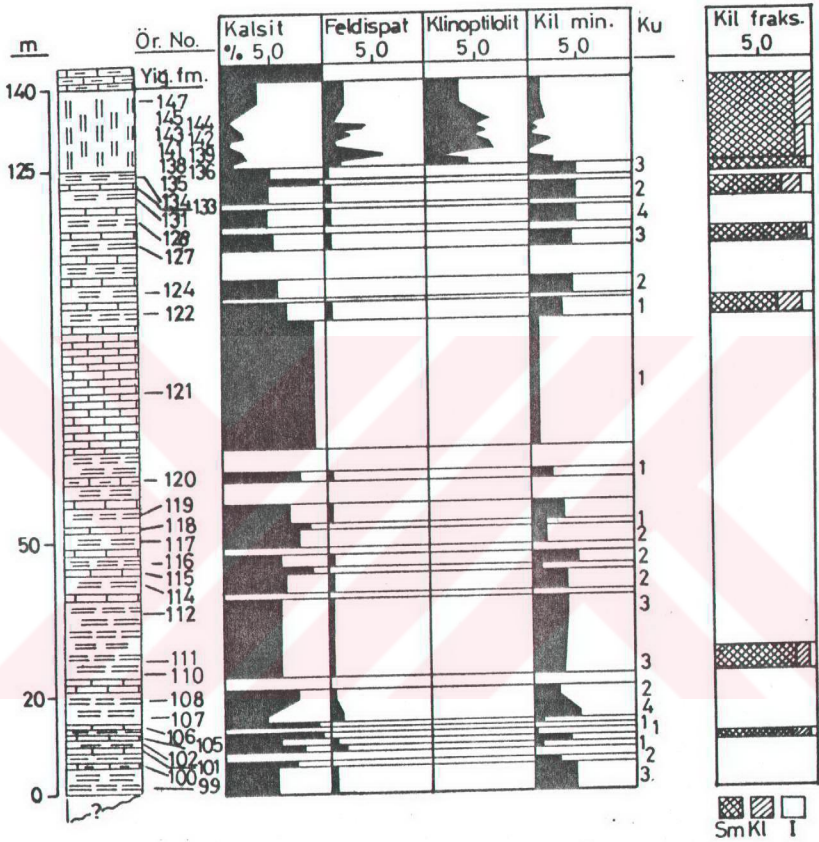
I:İllit

Çizelge 3.12. Kösehasan formasyonunda belirlenen kil mi-
nerallerinin istatistiksel değerlendiril-
meleri (%)

| <u>Mineral</u> | <u>Frekans</u> | <u>En az</u> | <u>En çok</u> | <u>Ortalama</u> |
|----------------|----------------|--------------|---------------|-----------------|
| Simektit | 100 | 60 | 90 | 77 |
| Klorit | 94 | 5 | 30 | 17 |
| İllit | 100 | 5 | 15 | 7 |



Şekil 3.3. Kösehasan formasyonunun Boyalıkdere-Ayölen sırtı kesitinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları



Şekil 3.4. Kösheasan formasyonunun Köslüler sırtı kesitinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları

lenmekte ve % 30'a kadar da bir artış gösterebilmektedir. Bu ilişki, Gündoğdu (1982), Yalçın ve Gündoğdu (1985 ve 1987) tarafından da ortaya konulmuştur.

Yanal yönde bakıldığında havzanın güneyine doğru gidildikçe karbonat miktarında ve buna bağlı olarak kalsit mineralinde bir artma gözlenmekte ve feldispat minerallerinde de bir azalma ortaya çıkmaktadır. Bu durum, havzanın kuzeyinde volkanojenik ve epiklastik bileşenlerin artmasının, diğer bir deyişle beslenme rejiminin doğal bir sonucudur.

Kil mineralleri açısından; simektit tüm seviyelerin ana kil minerali durumunda olup klorit ve daha az olarak illit bu minerale eşlik etmektedir. Dikme kesitlerden de görüleceği gibi bu minerallerin dikey ve yanal yöndeki dağılımları belirgin bir farklılık göstermemektedir.

3.2.6. Kuzukulağı volkanitleri

3.2.6.1. Optik mikroskop incelemeleri

Stratigrafi bölümünde de belirtildiği gibi breşik özellikteki volkanik kayalardan oluşan bu birimden alınan kayaç örneklerinin OM incelemelerinde bunların bazalt bileşiminde oldukları ve bazılarının da iki farklı dokuya sahip olduğu gözlenmiştir (Çizelge 3.13).

Bazaltların hamurunu volkan camı, plajiyoklaz mikrolitleri, piroksen (ojit, ender enstatit) mikrolitleri ve opak mineraller oluşturmaktadır. Karbonatlaşma ise hamurda ender gözlenen bir bozunmadır.

Fenokristalleri plajiyoklaz, piroksen (ojit, bazen enstatit) mineralleri oluşturmaktadır. Plajiyoklazlar polisitetik ikizlenmeli ve zonlu dokuludur. Bozunma (serisitleşme, karbonatlaşma) ve zonlu doku göstermeleri nedeniyle sönme açıları ölçülememiş dolayısıyla anortit içerikleri belirlenememiştir. Piroksenler ojit ve bazen de enstatit ile temsil edilmektedir. Bazı örneklerde bu fenokristallerin birarada toplanarak glomeroporfirik dokuyu oluşturmaktadır.

Çizelge 3.13. Kuzukulağı volkanitlerinden alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları

| Örnek No | Doku | Hamur | Fenokristal | Mineralojik Bileşim | Kayaç Adı |
|----------|---|-------------|--------------|---------------------|------------|
| ÖB-576 | Hiyalopilitik | Vc+Pl+Pr+Om | Fr(Oj)+Pl | Pr+Pl+Om | Bazalt |
| -577 | Hiyaloofitik+intersertal | Vc+Pl+Pr+Om | Fr(Oj+En)+Pl | Pr+Pl+Om | Bazalt |
| -578 | Hiyaloofitik+intersertal | Vc+Pl+Pr+Om | Fr(Oj+En)+Pl | Pr+Pl+Om | Bazalt |
| -580 | Silisleşmiş Radiolaria fosilleri+Demireksit çimento | | | | Radyolarid |

| | | |
|-----------------|-------------|--------------------|
| Vc:Volkanik cam | Pr:Piroksen | En:Enstatit |
| Pl:Plajiyoklaz | Oj:Ojit | Om:Opak mineraller |

Kayaçlar hiyalopilitik ve hiyaloofitik doku göstermekte, bazen hiyaloofitik ile intersertal doku aynı örnekte gözlenebilmektedir.

Volkanik kayaçlarla birlikte radyolarid de gözlenmiştir. Radyolaridler sferülitik dokulu kalsedon ve demir oksit çimentodan oluşmuştur. Volkanit ve radyolarid birlikteliği, bir denizaltı volkanizmasının varlığına işaret etmektedir. Aynı kayaçta farklı dokuların gözlenmesi ve bunun da makroskopik olarak breşik bir görünüm yaratması, magmatik süreçlerdeki olayların (örneğin ksenolit ve/veya farklılaşma) bir sonucu olduğunu düşündürmektedir.

3.2.7. Yiğitler formasyonu

3.2.7.1. Optik mikroskop incelemeleri

Birimi oluşturan kireçtaşları genelde mikritik (biyomikrit, intraklastlı biyomikrit, litoklastlı biyomikrit, fosilli mikrit) ve daha az sparitik (biyosparit, fosilli mikrosparit, litoklastlı biyosparit, fosilli litoklastlı sparit, biyomikrosparit) oldukları belirlenmiştir (Çizelge 3.14). Tüm kireçtaşlarında fosil gözlenmekte bazıları ise az miktarda intraklast bulunmaktadır. Litoklastlar tüm karbonat kayaçlarında gözlenmektedir. Bunlar başlıca ultramafik (serpantinit ve demirli kayaçlar), biyotit, klorit, amfibol, plajiyoklaz, muskovit,

Çizelge 3.14. Yiğitler formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları

| Örnek No | Kayaç Adı | Mineralojik Bileşim |
|----------|------------------------------|----------------------------|
| ÖB-2 | Fosilli litoklastlı sparit | Ka+Ku+Bi+Kl+A+Kp(U)+Om |
| -3 | Biyomikrit | Ka+Bi+Kl+Om |
| -22 | Biyomikrosparit | Ka+Ku+Pl+Om |
| -31-b1 | Biyomikrit | Ka+Ku+Pl+Bi+Kl+Kp(U)+Om |
| -31-b2 | Biyomikrit | Ka+Ku+Kl+Pl+Mu+Bi+Kp(U)+Om |
| -31-b3 | Biyomikrit | Ka+Ku+Om |
| -31-b5 | Biyomikrit | Ka+Ku+Kl+Pl+Om |
| -31-b6 | Litoklastlı biyomikrit | Ka+Ku+Om |
| -31-b6a | İntraklastlı biyomikrit | Ka+Ku+Pl+Bi+Kp(U)+Om |
| -31-b7 | Biyomikrit | Ka+Ku+Kl+Om |
| -31-b8 | Litoklastlı biyosparit | Ka+Ku+Kl+Pl+Kp(U)+Om |
| -39 | Biyomikrit | Ka+Ku+Om |
| -52 | Fosilli mikrit | Ka+Ku+Ep+Om |
| -54 | Fosilli mikrosparit | Ka+Ku+Kl+Om |
| -77 | Biyomikrit | Ka+Ku+Om |
| -92 | Fosilli mikrit | Ka+Ku+Kl+Om |
| -148 | İntraklastlı biyomikrosparit | Ka+Ku+Bi+Kp(U)+Om |
| -193 | Biyosparit | Ka+Ku+Pl+Kl+Bi+Kp(U)+Om |
| -209 | Biyosparit | Ka+Ku+Kp(U)+Om |
| -255 | Biyomikrit | Ka+Ku+Om |
| -257 | Biyomikrit | Ka+Ku+Bi+A+Kp(U)+Om |
| -414 | Biyomikrit | Ka+Om |
| -418 | Biyomikrit | Ka+Om |
| -419 | Biyomikrit | Ka+Ku/Kls+Om |
| -423 | Biyomikrit | Ka+Ku/Kls+Om |
| -428 | Fosilli mikrit | Ka+Om |
| -457 | Fosilli sparit | Ka+Ku+Om |
| -471 | Biyomikrit | Ka+Ku+Om |
| -534 | Biyosparit | Ka+Ku+Om |
| -553 | Biyosparit | Ka+Ku+Om |
| -584 | Sparit | Ka+Om |

Ka:Kalsit

Kl:Klorit

Kp:Kayaç parçacıkları

Ku:Kuvars

Pl:Plajiyoklaz

U :Ultramafitit

Kls:Kalsedon

A :Amfibol

Om:Opak mineraller

Bi:Biyotit

Ep:Epidot

Mu:Muskovit

epidot, kuvars ve opak minerallerden ibaret olup çevre-
deki ofiyolitik kompleksten taşınan detritik bileşenler-
dir. Litoklast miktarı, allokemlere göre daha azdır. Da-
ha öncede belirtildiği gibi allokemler fosillerle temsil
edilmekte, intraklast yalnızca iki örnekte "intraklast-
lı" ön takısı getirebilecek miktarda bulunmaktadır.

Derin deniz fosilleri içeren bu kireçtaşları içe-
risinde sığ denize ait fosil kavkı parçaları da bulunmak-
tadır. Bu özellik Hankaya sırtında derin+sığ-derin+derin+
sığ-derin+derin+sığ-derin şeklinde ardalanma sunmaktadır
(Foto 3.15). Stratigrafi bölümünde de belirtildiği gibi
tektonik duraysızlıklara bağlı olarak sığ deniz resifal
kireçtaşlarından derin deniz ortamına detritik olarak
malzeme aktarılması olayı şeklinde yorumlanmaktadır.

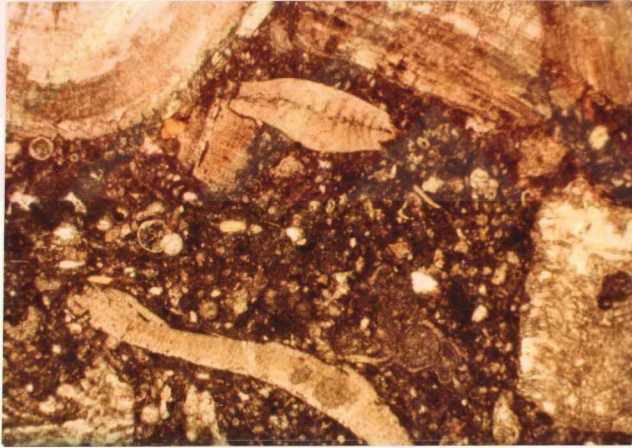


Foto 3.15. Sığ+derin deniz fosillerinin birlikte bulun-
duğu biyomikrit (40X, tek nikol)

3.2.7.2. Tümükaça çözümülemeleri

Birimi oluşturan kireçtaşı, killi kireçtaşı ve nadiren de marnlarda karbonat minerallerinin saptanması ve diğeri bileşenlerle olan yarı nicel yüzdelerinin belirlenmesi amacıyla toplam 15 örnek üzerinde XRD-TK çalışması yapılmıştır (Çizelge 3.15). Çizelgede görüldüğü gibi birimin büyük bir çoğunluğunu kalsit minerali oluşturmakta ve bolluk sırasına göre buna kil mineralleri, dolomit, feldispat ve kuvars eşlik etmektedir. Bu minerallerin istatistik değerleri Çizelge 3.16 da verilmiştir. Dolomit, killi kireçtaşı/marnında ortaya çıkmaktadır.

Çizelge 3.15. Yiğitler formasyonu örneklerinin XRD-TK çözümüleme sonuçları (%)

| Örnek No | Ka | Do | Fm | Ku | Km | Örnek No | Ka | Do | Fm | Ku | Km |
|----------|----|----|----|----|----|----------|-----|----|----|----|----|
| ÖB-31-a | 76 | | 03 | 02 | 19 | ÖB-148 | 100 | | | | |
| -31-b2 | 78 | | | 02 | 20 | -192 | 46 | | 07 | 04 | 43 |
| -31-b4 | 75 | | 04 | 02 | 19 | -194 | 81 | | 05 | 01 | 14 |
| -31-b8 | 97 | | 02 | 01 | | -209 | 100 | | | | |
| -77 | 90 | | | | 10 | -255 | 85 | | | 01 | 14 |
| -92 | 70 | | 06 | 03 | 21 | -256 | 80 | 03 | | 01 | 16 |
| -93 | 42 | 06 | 08 | 04 | 40 | | | | | | |

Ka: Kalsit
Do: Dolomit

Fm: Feldispat mineralleri
Ku: Kuvars

Km: Kil mineralleri

Çizelge 3.16. Yiğitler formasyonunda belirlenen bazı minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%)

| Mineral | Frekans | En az | En çok | Ortalama |
|-----------------|---------|-------|--------|----------|
| Kalsit | 100 | 46 | 100 | 78 |
| Dolomit | 15 | 3 | 6 | 5 |
| Feldispat | 54 | 2 | 8 | 5 |
| Kuvars | 85 | 1 | 4 | 2 |
| Kil mineralleri | 77 | 14 | 43 | 22 |

3.2.7.3. Kil fraksiyonu çözümlenmeleri

Tümüyle homojen görünümlü bu formasyonun farklı bölgelerindeki marnlı seviyelerinden alınan 4 örnek üzerinde yapılan KF çözümlene sonuçlarına göre egemen kil minerali simektit (ortalama % 81, en az % 75, en çok % 85) olup bu minerali klorit (ortalama % 15, en az % 10, en çok % 20) ve illit (ortalama % 5, en az ve en çok % 5) izlemektedir (Çizelge 3.17 ve 3.18).

Çizelge 3.17. Yiğitler formasyonu örneklerinin XRD-KF çözümlene sonuçları (%)

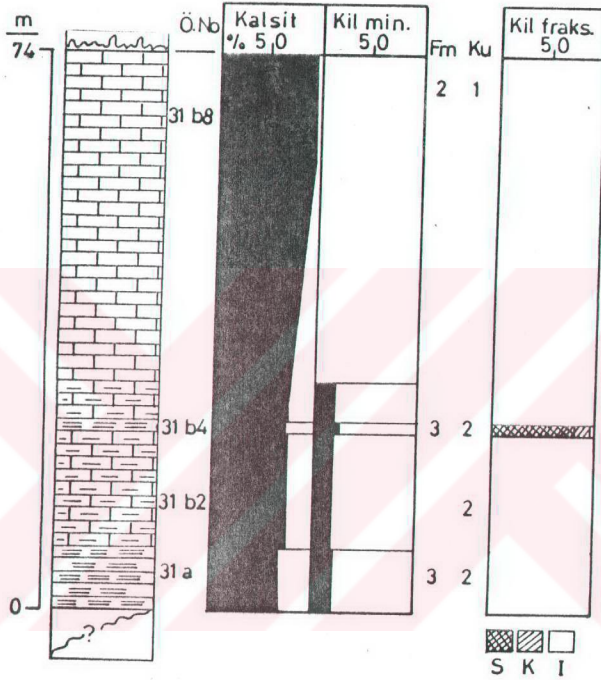
| <u>Örnek No</u> | <u>S</u> | <u>K</u> | <u>I</u> |
|-----------------|----------|----------|----------|
| ÖB-31-b4 | 80 | 15 | 05 |
| -93 | 75 | 20 | 05 |
| -192 | 85 | 10 | 05 |
| -256 | 85 | 10 | 05 |

Çizelge 3.18. Yiğitler formasyonunda belirlenen kil minerallerinin istatistiksel değerlendirilmeleri (%)

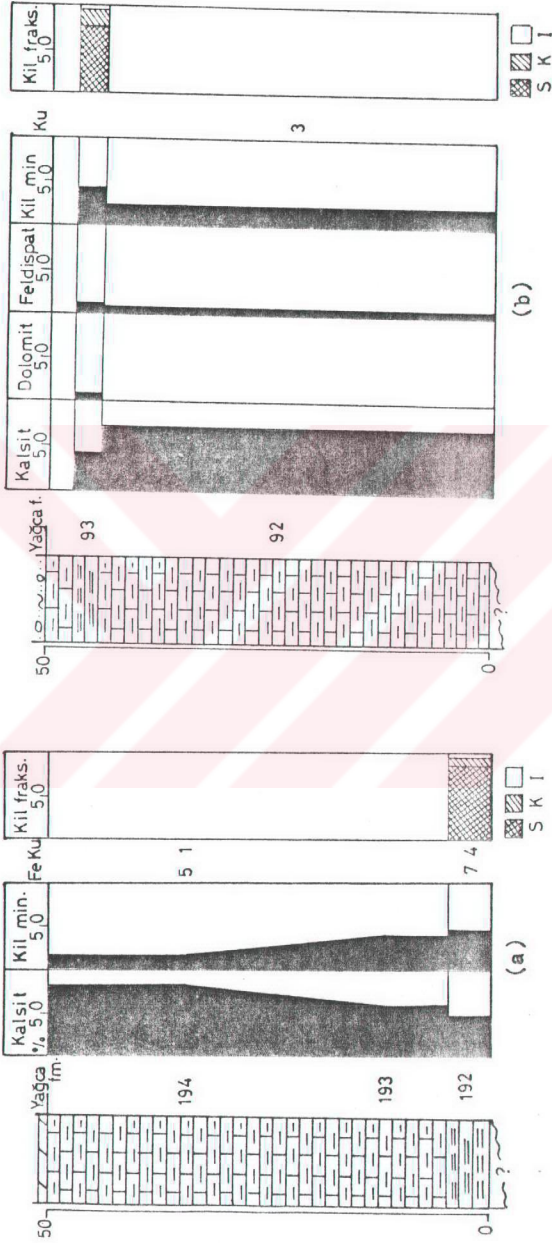
| <u>Mineral</u> | <u>Frekans</u> | <u>En az</u> | <u>En çok</u> | <u>Ortalama</u> |
|----------------|----------------|--------------|---------------|-----------------|
| Simektit | 100 | 75 | 85 | 81 |
| Klorit | 100 | 10 | 20 | 14 |
| İllit | 100 | 5 | 5 | 5 |

3.2.7.4. Minerallerin dikey dağılımları

Birimin dikey ve yanal yöndeki değişimlerinin belirlenmesi amacıyla inceleme alanının orta ve doğu kesimlerinde yapılan ölçülü kesitlerde XRD-TK ve KF çözümlenmeleri sonucu saptanan minerallerin dağılımları incelenmiştir (Şekil 3.5 ve 3.6).



Şekil 3.5. Yiğitler formasyonunun Hankaya sırtı kesitinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları



Şekil 3.6. Yiğitler formasyonunun a) Ağtepe ve b) Yağcakır tepe kesitlerinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları

Şekillerden de görüleceği gibi birim dikey yönde önemli bir değişiklik göstermemektedir. Yalnızca doğal olarak marnlı seviyelerde kil minerallerinin miktarında bir artış gözlenmektedir. Örneklerin yalnızca birisinde % 6 miktarında dolomit gözlenmiştir. Feldispat mineralleri (plajiyoklaz) killi kireçtaşı ve özellikle marnlı örneklerde artış göstermektedir.

Kil mineralleri açısından da homojen bir dağılım sözkonusudur. Dikme kesitlerin herbirinden birer adet KF çözümülemesi yapılmış ve yanal yönde değişim gösterip göstermediği incelenmeye çalışılmıştır. Ancak görüldüğü gibi kil minerali cinsi açısından bir değişiklik olmadığı gibi oranlarında da fazla bir fark bulunmamaktadır.

3.2.8. Yağca formasyonu

3.2.8.1. Optik mikroskop incelemeleri

Birim karbonatlı (kireçtaşı, dolomit) ve silisli (çört) kayalardan oluşmaktadır.

Karbonatlı kayaların incelenmesi sonucu bunların sparitik (dolosparit, sparit, dolomikrosparit, intraklastlı litosparit, litoklastlı dolosparit, litoklastlı fosilli dolosparit) ve daha az mikritik (mikrit, biyomikrit) oldukları belirlenmiştir (Çizelge 3.19).

Dolosparitlerde tipik sparidolomit çimento izlenmekte olup dolomit mineraline mikrokuvars ve kalsedon eşlik etmektedir. Çok az miktarda gözlenen opak mineraller ultramafik kayalardan taşınan detritik bileşenleri temsil etmektedir. Genelde fosil içermeyen (yalnızca bir örnekte, ÖB-32 a2) dolomitler, litoklast ve fosil miktarlarına göre litoklastlı dolosparit, litoklastlı fosilli dolosparit olarak isimlendirilmişlerdir. Litoklastları, ultramafik kayaç parçacıkları (serpantinit ve demirli kayaç parçacıkları) oluşturmaktadır. Mikrokuvars ve kalsedonun artmasıyla çörtlü dolomitlere geçilmektedir.

Sparitik dokulu kireçtaşlarında mikrolaminalanma ve mikrokıvrımlanmalar gözlenmiştir (Foto 3.16). Kuvars mineralleri ise gözeneklerde kümelenmiştir. Aynı şekilde

Çizelge 3.19. Yağca formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları

| Örnek No | Kayaç Adı | Mineralojik Bileşim |
|----------|--------------------------------|-------------------------|
| ÖB-16 | Dolomitli çört | Ku/Kls+Do+Om |
| -17 | Çört | Ku/Kls+Do+Om |
| -20 | Dolosparit | Do+Ku/Kls+Om |
| -26 | Dolomikrosporit | Do+Fm+Jp+Om |
| -28 | Mikrit | Ka+Om |
| -32-a1 | Biyomikrit | Ka+Ku+Bi+Om |
| -32-a2 | Sparit | Ka+Ku+Kl+Kp(S)+Om |
| -34-a1 | Litoklastlı dolosparit | Do+Ku/Kls+Kp(U)+Om |
| -34-a2 | Litoklastlı fosilli dolosparit | Do+Kp(U)+Om |
| -34-b1 | Dolomikrosporit | Do+Ku/Kls+Om |
| -34-c2 | Dolomikrosporit | Do+Ku+Om |
| -34-d1 | Dolomikrosporit | Do+Ku/Kls+Om |
| -76 | Dolosparit | Do+Ku/Kls+Om |
| -151 | Çört | Ku/Kls+Om |
| -152 | Dolomikrosporit | Do+Ku/Kls+Om |
| -155 | Çört | Ku/Kls+Om |
| -159 | Dolomitli çört | Ku/Kls+Do+Om |
| -167 | Dolomikrosporit | Do+Ku/Kls+Om |
| -170 | Dolosparit | Do+Ku/Kls+Om |
| -175 | Dolomikrosporit | Do+Ku/Kls+Om |
| -177 | Dolomitli çört | Ku/Kls+Do+Om |
| -186 | Dolomikrosporit | Do+Ku/Kls+Kl+Om |
| -195 | Dolosparit | Do+Ku/Kls+Pl+Km+Om |
| -205 | Çört | Ku/Kls+Do+Om |
| -213 | İntraklastlı litosparit | Ka+Ku/Kls+Kp(U,S)+Om |
| -215 | İntraklastlı litosparit | Ka+Ku/Kls+Kp(U,S)+Om |
| -399 | Arkoz | Ku+Pl+Hb+Ka+Pr+Kp(V)+Om |

| | | |
|----------------|--------------------------|-----------------------|
| Do:Dolomit | Pr:Piroksen | Kl:Klorit |
| Ka:Kalsit | Hb:Hornblend | Kp:Kayaç parçacıkları |
| Ku:Kuvars | Bi:Biyotit | U:Ultramafitit |
| Kls:Kalsedon | Fm:Feldispat mineralleri | S:Sedimanter |
| Pl:Plajiyoklaz | Jp:Jips | V:Volkanit |



Foto 3.16. Mikrolaminasyon ve mikrokıvrımlanma gösteren sparit (40X, tek nikol)

mikrolaminasyon (mikrit-mikrosporit laminasyonu) dolomitik kayalarda da gözlenmiştir. Bu kayada dolomit minerali yanında az miktarda jips ve feldispat minerallerine (plajiyoklaz) de rastlanılmıştır. Sparitik dokulu kireçtaşlarının bir kısmında litoklast ve intraklast miktarı oldukça artmakta olup bunlar intraklastlı litosparit olarak adlandırılmışlardır. Kalsit minerali yanında kuvars ve kalsedon minerallerinin de bulunduğu sparitik bir ortokeme sahip olan bu kayalarda mikritik dokuya sahip intraklastlarla birlikte, fosilli kireçtaşı, çört, serpantin ve demirli kayaç parçacıkları şeklinde litoklastlar yer almaktadır. Ayrıca mikrofosil kavkuları da

gözlenmektedir.

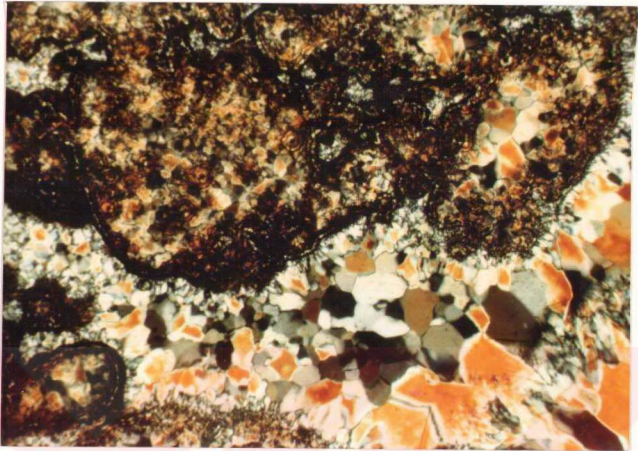
Mikritik doku gösteren kireçtaşlarından bazıları tümüyle ortokem olarak mikrokristalin kalsit hamurundan oluştuğu için mikrit olarak adlandırılmıştır. Yalnızca bir örnekte (ÖB-32-a₁) fosil gözlenmiş ve bu da biyomikrit biçiminde tanımlanmıştır.

Silisli kayalar tümüyle mikrokuvars ve ışınalsferülitik kalsedon minerallerinden oluşan jel dokusuna sahip (Foto 3.17) olup dolomit de içerebilmektedir (dolomitli çört). Tek nikolde kahverengimsi renkte olan mikrokuvarsların ve gözeneklerde yerelen ve daha iri tane boyuna sahip renksiz, ışınal biçimdeki kalsedonit kuvarsların otijenik olarak dolomitlerin ranplasmanı ile (hacim alış-verişi ile yerini alma) oluştukları düşünülmektedir (Scholle, 1978; Adams et al., 1984).

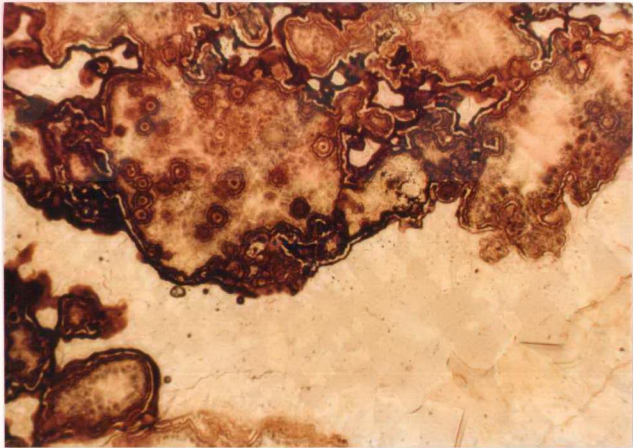
Birimde sadece bir adet kumtaşı örneği alınmış ve bu da arkoz olarak isimlendirilmiştir. Bol miktarda plajiyoklaz içeren bu kayaç, ayrıca kuvars, hornblend (bazıları opasitleşmiş), ojit, ender olarak kayaç parçacıkları (volkanit) ve bol miktarda opak mineral içermektedir.

3.2.8.2. Tüm kayaç çözümlenmeleri

Birimi oluşturan killi ve karbonatlı kayalarda ki bileşenlerin yarı nicel yüzdelerinin belirlenmesi ve dikey-yanal değişimlerinin incelenmesi amacıyla toplam 45 örneğin XRD-TK çözümlenmeleri yapılmıştır (Çizelge 3.20). Çizelgede görüldüğü gibi, birimin büyük bir çoğunluğunu dolomit ve kuvars minerali oluşturmakta ve bunu bolluk sırasına göre kil mineralleri, feldispat ve kalsit izlemektedir. Formasyonda belirlenen bu minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri Çizelge 3.21'de verilmiştir. Buna göre, kalsitin ortalama yüzdesi yüksek olmasına rağmen, bulunuş frekansı diğer minerallere göre düşüktür. Diğer bir deyişle, kalsit ancak bazı seviyelerde gözlenmektedir. Dolomit ise çoğu düzeylerde ve bol miktarda bulunan en önemli mineral konumundadır.



(a)



(b)

Foto 3.17. Çörtlerde gözlenen silis jel dokusu ve ranplase dolomitler a) çift nikol, b) tek nikol (40X)

Çizelge 3.20. Yağca formasyonu örneklerinin XRD-TK
çözümleme sonuçları (%)

| Örnek No | Ka | Do | Fm | Ku | Km | Örnek No | Ka | Do | Fm | Ku | Km |
|----------|-----|-----|----|----|----|----------|-----|----|----|----|----|
| ÖB-20 | | 100 | | | | ÖB-164 | | 23 | | 1 | 76 |
| -26 | | 87 | 2 | 1 | 10 | -165 | | 7 | 5 | 3 | 85 |
| -30 | 100 | | | | | -166 | | 99 | | 1 | |
| -32-a1 | 83 | 6 | | | 11 | -168 | | | 8 | 4 | 88 |
| -32-a2 | 85 | 5 | | | 10 | -171 | | | 11 | 3 | 86 |
| -34-a1 | | 90 | | 1 | 9 | -174 | | | 11 | 4 | 85 |
| -34-b2 | | 78 | 4 | 1 | 17 | -176 | | | 10 | 3 | 87 |
| -34-c1 | | 5 | | 95 | | -178 | | 85 | | | 15 |
| -34-c2 | | 100 | | | | -179 | | 5 | 8 | 3 | 84 |
| -34-c3 | | 85 | | | 15 | -180 | | 39 | 5 | 2 | 54 |
| -34-d2 | | 34 | | 13 | 63 | -181 | | 5 | 7 | 3 | 85 |
| -36 | 95 | | | 5 | | -183 | | 17 | 8 | 3 | 72 |
| -41 | 92 | 8 | | | | -184 | | 27 | 6 | 2 | 65 |
| -76 | | 95 | | 5 | | -185 | | 6 | 7 | 2 | 85 |
| -96 | 23 | 9 | 6 | 3 | 59 | -187 | | 17 | 9 | 1 | 73 |
| -98 | 36 | 6 | 15 | 3 | 40 | -188 | | 3 | 7 | 5 | 85 |
| -150 | | 36 | 4 | 2 | 58 | -195 | | 72 | 1 | 3 | 24 |
| -152 | | 95 | | 5 | | -197 | | 80 | | 10 | 10 |
| -153 | | 43 | 3 | 1 | 53 | -204 | 100 | | | | |
| -156 | | 77 | | 1 | 22 | -205 | | | | 90 | 10 |
| -157 | | 35 | 4 | 2 | 59 | -211 | 85 | | | 7 | 8 |
| -160 | | 15 | 5 | 2 | 78 | -213 | 90 | | | 1 | 9 |
| -163 | | 23 | | 1 | 76 | | | | | | |

Çizelge 3.21. Yağca formasyonunda belirlenen minerallerin
istatistiksel değerlendirilmeleri (%)

| Mineral | Frekans | En az | En çok | Ortalama |
|-----------|---------|-------|--------|----------|
| Kalsit | 22 | 23 | 100 | 79 |
| Dolomit | 78 | 3 | 100 | 43 |
| Feldispat | 49 | 1 | 15 | 7 |
| Kuvars | 80 | 1 | 95 | 8 |
| Kil min. | 73 | 8 | 88 | 52 |

3.2.8.3. Kil fraksiyonu çözümlenmeleri

Birimdeki marn ve kiltaşlarından alınan 21 örnek üzerinde XRD-KF çalışmaları yapılmıştır (Çizelge 3.22). Çizelgede görüldüğü gibi formasyonun egemen kil mineralini sepiyolit ve paligorsit (atapuljit) oluşturmaktadır. Bunlarla birlikte simektit ve daha az klorit bulunmaktadır. Bu minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri Çizelge 3.23'de gösterilmiştir.

Bölgede paligorsit ve sepiyolit türü zincir yapı-
lı kil minerallerinin varlığı ilk kez bu çalışmada orta-
ya çıkarılmış olup ileride belirtileceği üzere Paleosen
için son derece tipik olan minerallerdir.

Çizelge 3.22. Yağca formasyonunun XRD-KF çözümlenme sonuç-
ları (%)

| Örnek No | SE | PA | S | K | Örnek No | SE | PA | S | K |
|----------|-----|----|----|----|----------|-----|-----|----|----|
| ÖB-34-c3 | 60 | 40 | | | ÖB-174 | 100 | | | |
| -34-d2 | | 30 | 50 | 20 | -176 | 100 | | | |
| -96 | | 20 | 70 | 10 | -178 | 75 | 25 | | |
| -150 | | 55 | 35 | 10 | -179 | | 30 | 70 | |
| -153 | | 65 | 25 | 10 | -180 | 60 | 30 | 10 | |
| -156 | 70 | 30 | | | -181 | 45 | 40 | 10 | 5 |
| -163 | 15 | 15 | 60 | 10 | -183 | 60 | 40 | | |
| -164 | 20 | 20 | 50 | 10 | -185 | 55 | 45 | | |
| -165 | 35 | 15 | 40 | 10 | -187 | | 100 | | |
| -168 | 50 | 50 | | | -188 | 20 | 45 | 20 | 15 |
| -171 | 100 | | | | | | | | |

Çizelge 3.23. Yağca formasyonunda belirlenen kil mineral-
lerinin istatistiksel değerlendirilmeleri (%)

| Mineral | Frekans | En az | En çok | Ortalama |
|------------|---------|-------|--------|----------|
| Sepiyolit | 71 | 15 | 100 | 58 |
| Paligorsit | 86 | 15 | 100 | 40 |
| Simektit | 52 | 15 | 75 | 41 |
| Klorit | 43 | 10 | 25 | 12 |

3.2.8.4. Minerallerin dikey dağılımları

Formasyonun değişik bölgelerinden ölçülen 4 adet ölçümlü kesitte minerallerin dağılımları incelenmiştir (Şekil 3.7-3.10).

Dikme kesitlerden görüleceği gibi, karbonat mineralleri değişik bölgelerde farklı minerallerle temsil edilmektedir. Örneğin, bölgenin güneydoğu (Tepedüzü tepe, Şekil 3.7 ve 3.8) ve doğu (Ağtepe, Şekil 9a) kesiminde bütünüyle dolomit ile temsil edilmekte ve kalsit gözlenmemektedir. Buna karşın havzanın kuzeyinde (Suyunguzu, Şekil 3.9b; Yağcaktır tepe, Şekil 3.10) kalsit gözlenmekte olup dolomit çok azdır. Dikey yönde ise karbonatlı seviyelerde dolomit veya kalsitin artması, killi seviyelerde ise azalması dışında belirgin bir fark gözlenmemektedir.

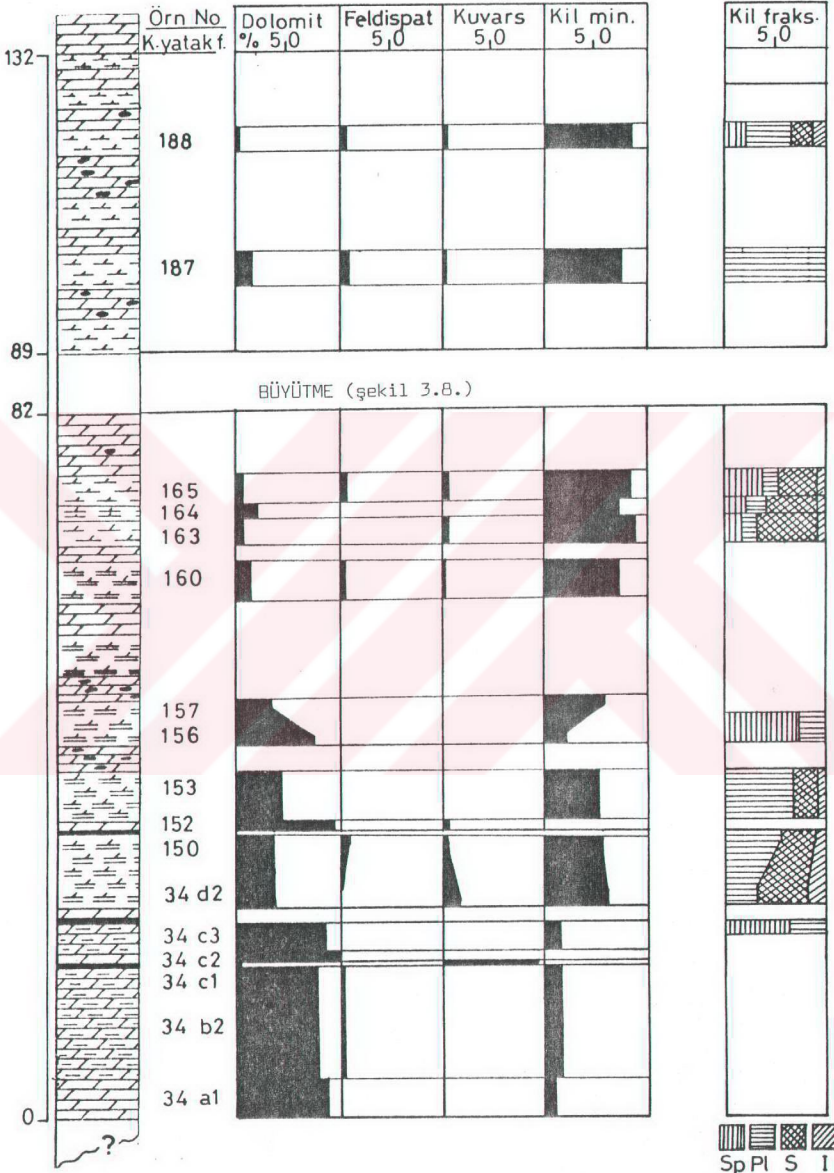
Kil mineralleri açısından güneydoğu (Tepedüzü tepe) kesimi ilginç veriler sunmaktadır. Sepiyolit miktarında yukarıya doğru bir azalmaya karşın, paligorsitte bir artma gözlenmektedir. Simektit minerali de alttan üste doğru bir azalma göstermektedir. Ayrıca, tümüyle sepiyolit ve paligorsit minerallerinin bulunduğu seviyelerde dolomit çok az veya hiç gözlenmemektedir.

3.2.9. Kızılyatak formasyonu

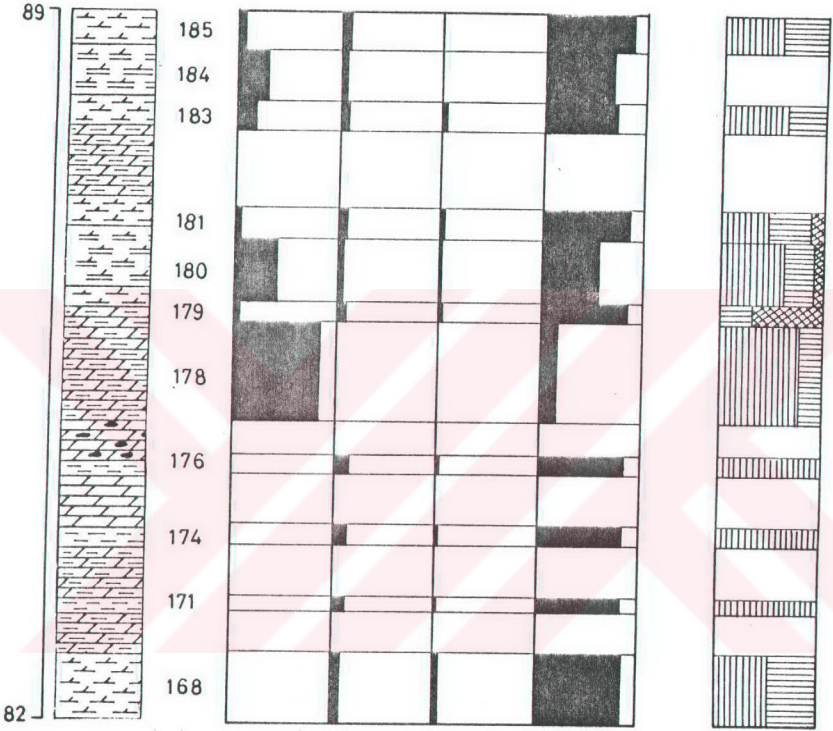
3.2.9.1. Optik mikroskop incelemeleri

Birim tümüyle karbonatlı kayalardan (kireçtaşı ve dolomit) oluşmaktadır. Sparitik (dolosparit, dolomikrosparit, çörtlü dolosparit, biyomikrosparit, mikrosparit) ve mikritik (biyomikrit, pizolitik mikrit, biyomikrit, intraklastlı biyomikrit, intradolomikrit, fosilli mikrit) ve ender olarak dolomitli çört şeklinde tanımlanan dokusal özellikler sunmaktadır (Çizelge 3.24).

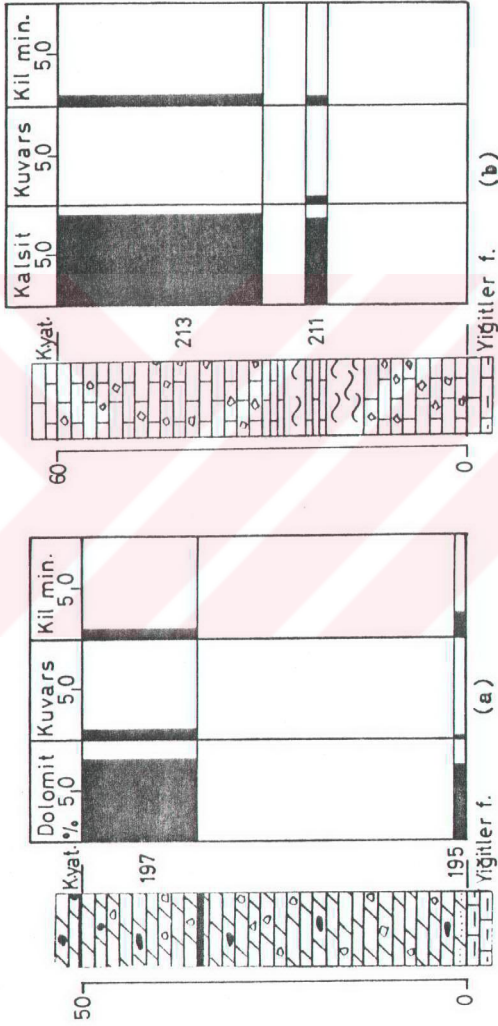
Allokem olarak fosil ve intraklastlar gözlenmekte, yalnızca birkaç kesitte pizolit bulunmaktadır. Lito-klast olarak kuvars, plajiyoklaz, biyotit, klorit ve opak mineraller çevre kayalardan koparılan detritik bi-



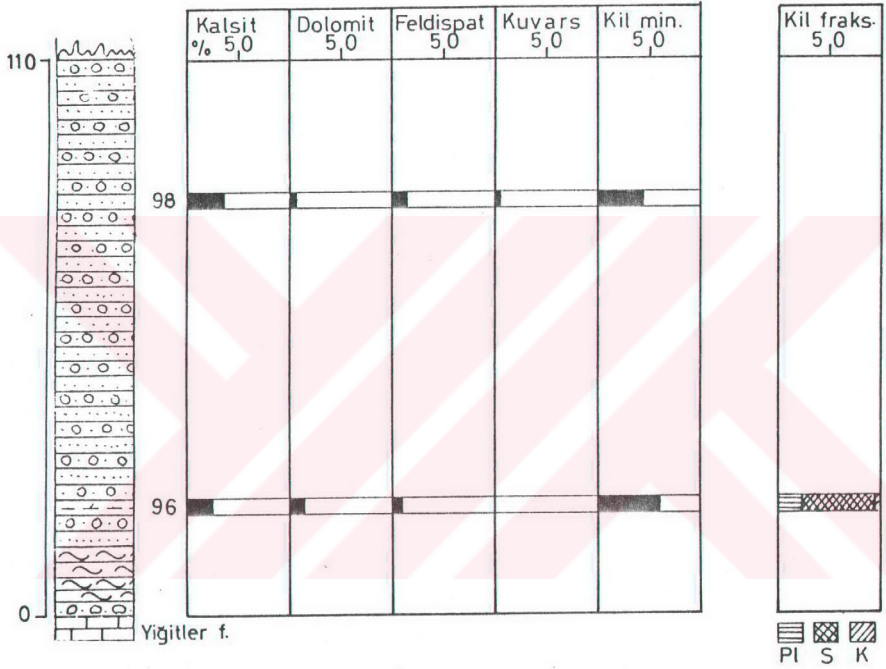
Şekil 3.7. Yağca formasyonunun Tepedüzü tepe kesitinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları



Şekil 3.8. Şekil 3.7'deki 82-89 metreler arasındaki seviyede belirlenen minerallerin ayrıntılı dikey dağılımları



Şekil 3.9. Yağca formasyonunun a) Ağtepe ve b) Suyunguzu kesitlerinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları



Şekil 3.10. Yağca formasyonunun Yağcaktır tepe kesitinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları

Çizelge 3.24. Kızılyatak formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları

| <u>Örnek No</u> | <u>Kayaç Adı</u> | <u>Mineralojik Bileşim</u> |
|--------------------|-------------------------------|----------------------------|
| ÖB-18 ₁ | Oolitli intradolosparit | Do+Ku/Kls+Om |
| -18 ₂ | Çörtlü dolosparit | Do+Ku/Kls+Om |
| -19 | Dolomitli çört | Ku/Kls+Do+Om |
| -42-a | Biyomikrosparit | Ka+Ku/Kls+Pl+Bi+Kl+Om |
| -42-b | Biyomikrit | Ka+Ku/Kls+Om |
| -44 | Dolosparit | Do+Ku/Kls+Om |
| -45 | Dolomikrosparit | Do+Ku/Kls+Om |
| -56 | Biyomikrit | Ka+Ku/Kls+Om |
| -89 | Pizolitik mikrit | Ka+Do+Ku+Om |
| -189 | Dolosparit | Do+Ku+Kp(U)+Om |
| -198 | Dolomikrosparit | Do+Ku/Kls+Om |
| -199 | Çörtlü dolosparit | Do+Ku/Kls+Om |
| -206 | İntraklastlı biyomikrit | Ka+Om |
| -214 | Biyomikrit | Ka+Ku+Om |
| -217 | Fosilli mikrit | Ka+Om |
| -218 | Mikrosparit | Ka+Do |
| -364 | Biyoomikrit | Ka+Om |
| -394 | Biyomikrit | Ka+Om |
| -402 | Biyomikrit | Ka+Ku/Kls+Om |
| -408 | Biyomikrit | Ka+Ku+Om |
| -445 | Kötü yıkanmış biyomikrosparit | Ka+Ku+Om |
| -452 | Biyomikrit | Ka+Ku+Om |
| -511 | Sparit | Ka+Ku+Om |
| -516 | Sparit | Ka+Ku+Om |
| -590 | Biyomikrit | Ka+Ku+Om |
| -593 | Biyomikrit | Ku+Ku+Om |
| -613 | İntramikrit | Ka+Ku+Om |
| -615 | Biyomikrit | Ka+Ku+Om |
| -618 | Kötü yıkanmış biyosparit | Ka+Ku/Kls+Om |
| -628 | Fosilli mikrit | Ka+Ku+Om |
| -629 | Biyomikrit | Ka+Ku+Om |
| -632 | Biyomikrit | Ka+Ku+Om |
| -633 | Kötü yıkanmış biyosparit | Ka+Ku+Pr+Om |
| -639 | Kötü yıkanmış biyosparit | Ka+Ku+Om |
| -642 | Kötü yıkanmış biyosparit | Ka+Ku/Kls+Om |
| -646 | Biyosparit | Ka+Ku/Kls+Pr+Om |

Ka:Kalsit
Do:Dolomit
Pl:Plajiyoklaz
Ku/Kls:Kuvars/Kalsedon

Bi:Biyotit
Pr:Piroksen
Kl:Klorit

leşenleri temsil etmektedir. Ancak litoklast miktarı "litoklastlı-" ön takısına getirecek kadar bol bulunmamaktadır. Kalsedonik kuvars dolomitli kayalarda artış göstermektedir. Kalsedonun oluşumunun otijenik olduğu, yani diyajenez sırasında dolomitte ranplasmanı sonucu oluştuğu düşünülmektedir.

Pizolitik ve/veya oomikrit olarak adlandırılan bir kayapta (Foto 3.18), pizolit-oolitler asimetric büyüme sahip konsantrik laminasyonlardan oluşmaktadır. Fosil içermeyen bu fasiyesteki karbonat kayaları, tipik dolomit+paligorsit+sepiyolit beraberliği gözlenen Yağca formasyonunun üstünde yer almaktadır. Oolitlerdeki konsantrik laminalar mikritik ve sparitik ardalanma göstermektedir.

Birimin alt kesimlerini temsil eden ve İlerdiyen yaşını veren intraklastlı biyomikritin mikrofotoğrafı 3.19 da verilmiş olup egemen karbonat mineralini kalsit oluşturmaktadır. Bu fasiyesi (biyomikrit) temsil eden bölgede fosillerin gözlenmesi, tuzluluğun canlı yaşamını engelleyecek boyutta olmadığını göstermektedir.

3.2.9.2. Tüm kayaç çözümlenmeleri

Birimi oluşturan karbonatlı kayaların bileşenlerinin yarı nicel yüzdelerinin ve yanar-dikeş yöndeki dağılımlarının belirlenmesi amacıyla 8 adet örnek üzerinde XRD-TK çözümlenmeleri yapılmıştır (Çizelge 3.25). Çizelgede görüleceğı gibi birimin çoğunluğunu kalsit minerali oluşturmakta, bunu bolluk sırasına göre kil mineralleri, dolomit, kuvars ve feldispat izlenmektedir. Bu minerallerin istatistiksel bazı sonuçları ise Çizelge 3.26 da verilmiştir. Elde edilen sonuçlara göre, kuvars ve feldispatın bulunuş frekansları ve ortalama miktarları çok düşüktür. Kil minerallerinin bulunuş yüzdesi yüksek olmasına rağmen ortalaması karbonat minerallerine kıyasla düşük kalmaktadır. Karbonat mineralleri ise gerek bulunuş frekansları gerekse ortalamaları büyük olan minerallerdir.

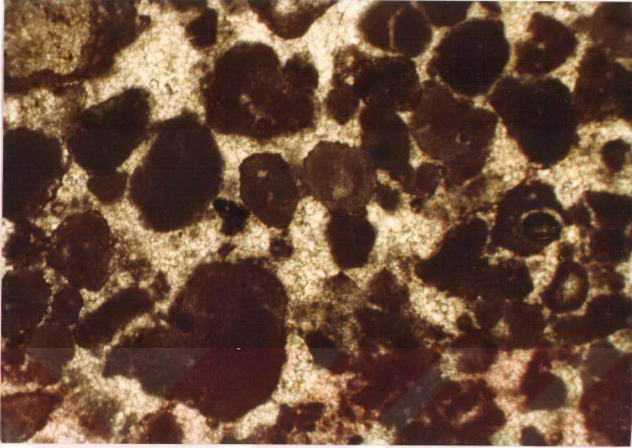


Foto 3.18. Asimetrik konsantrik oolitli intradolosparit
(40X, tek nikol)



Foto 3.19. Alveolina decipiens SCHWAGER fosilleri içeren
biyomikrit (40X, tek nikol)

Çizelge 3.25. Kızılyatak formasyonu örneklerinin XRD-TK çözümüleme sonuçları (%)

| Örnek No | Ka | Do | Fa | Ku | Km | Örnek No | Ka | Do | Fa | Ku | Km |
|----------|-----|----|----|----|----|----------|----|----|----|----|----|
| ÖB-42-a | 63 | 10 | | 2 | 25 | ÖB-206 | 95 | | | | 5 |
| -42-b | 100 | | | | | -214 | 93 | | | | 7 |
| -89 | 70 | 3 | | | 27 | -217 | 93 | | | | 7 |
| -198 | | 99 | | 1 | | -218 | 75 | 5 | 2 | 1 | 16 |

Çizelge 3.26. Kızılyatak formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%)

| Mineral | Frekans | En az | En çok | Ortalama |
|-----------|---------|-------|--------|----------|
| Kalsit | 88 | 63 | 100 | 84 |
| Dolomit | 50 | 3 | 99 | 29 |
| Feldispat | 12 | 2 | 2 | 2 |
| Kuvars | 38 | 1 | 2 | 1 |
| Kil min. | 75 | 5 | 25 | 13 |

3.2.9.3. Minerallerin dikey dağılımları

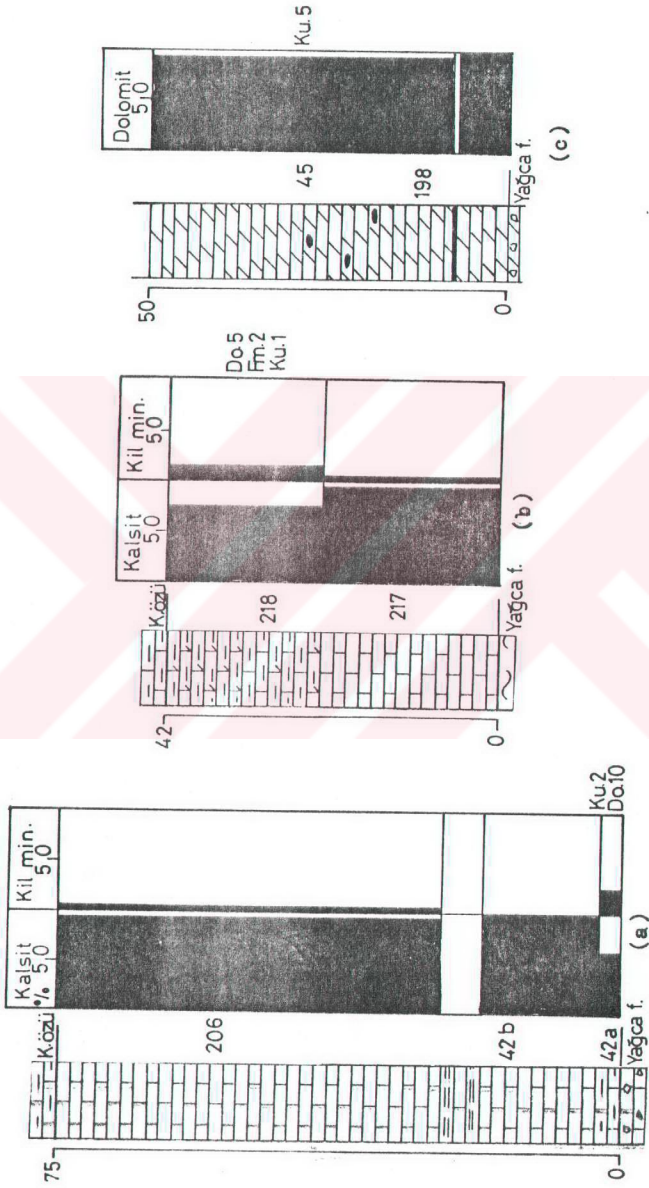
Birimin dikey ve yanal yönlerdeki değişimlerini belirlemek için inceleme alanının kuzey ve güneyinde olmak üzere 3 ölçülü kesitte yukarıda belirlenen minerallerin dağılımları incelenmiştir (Şekil 3.11).

Karbonat mineralleri Yağca formasyonunda olduğu gibi farklı bölgelerde kalsit ve dolomit şeklinde temsil edilmektedir. Sulukaş dere (Şekil 3.11a) ve Nadar tepe doğusunda (Şekil 3.11b) kalsit minerali egemen olup dolomit çok az gözlenmektedir. Buna karşın Ağtepe'de (Şekil 3.11c) tümüyle dolomit minerali ortaya çıkmakta, kalsite ise hiç rastlanılmamaktadır. Ayrıca Nadar tepe doğusundaki kesite bakıldığında dolomit mineralinin üst seviyelere doğru ortaya çıktığı görülmektedir.

3.2.10. Kocaözü formasyonu

3.2.10.1. Optik mikroskop incelemeleri

Bütünüyle kireçtaşı-marn aralanmasından oluşan bu formasyondaki kireçtaşlarının OM incelemeleri sonucu



Şekil 3.11. Kızılyatak formasyonunun a) Sulukeş dere, b) Nadar tepesi ve c) Ağtepe kesitlerinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları

bunların sparitik (biyosparit, fosilli mikrosparit, dolomikrosparit) ve mikritik (biyomikrit, fosilli mikrit) bünyeli oldukları belirlenmiştir (Çizelge 3.27). Kireçtaşlarının tümü allokem olarak fosil içermektedir. Lito-klastlar ise çok az gözlenen opak minerallerle temsil edilmektedir.

Formasyonun en üst seviyesini oluşturan kireçtaşları sparitik özellikte olup neritik formları içermekte (Foto 3.20), buna karşın alt seviyelerini oluşturan killi kireçtaşları ise mikrit-mikrosparitik özellikte ve pelajik fosilleri içermektedir.

En üst seviyeyi oluşturan sparitik bazen de mikrosparitik dokuya sahip olan kireçtaşları bol makrofosil kavkıları içermesi yanında, hareketli ortamı yansıtan diyajenetik özellikler ve onkolit de içermektedir.

Çizelge 3.27. Kocaözü formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları

| <u>Örnek No</u> | <u>Kayaç Adı</u> | <u>Mineral Parajenezi</u> |
|-----------------|---------------------|---|
| ÖB-21 | Biyosparit | Ka $\bar{+}$ Om |
| -24 | Biyomikrit | Ka $\bar{+}$ Om |
| -32-c | Biyosparit | Ka $\bar{+}$ Om |
| -57 | Fosilli mikrit | Ka $\bar{+}$ Do $\bar{+}$ Ku $\bar{+}$ Om |
| -58 | Dolomikrosparit | Do $\bar{+}$ Ku $\bar{+}$ Om |
| -91 | Biyomikrit | Ka $\bar{+}$ Om |
| -219 | Fosilli mikrosparit | Ka $\bar{+}$ Do $\bar{+}$ Om |
| -222 | Fosilli mikrosparit | Ka $\bar{+}$ Om |
| -224 | Fosilli mikrosparit | Ka $\bar{+}$ Om |
| -225 | Biyomikrit | Ka $\bar{+}$ Om |
| -317 | Biyomikrit | Ka $\bar{+}$ Om |
| -401 | Biyosparit | Ka $\bar{+}$ Om |
| -407 | Biyosparit | Ka $\bar{+}$ Om |
| -650 | Biyomikrosparit | Ka $\bar{+}$ Om |
| -654 | Mikrit | Ka $\bar{+}$ Om |

Ka: Kalsit
Do: Dolomit

Ku: Kuvars
Om: Opak Mineraller

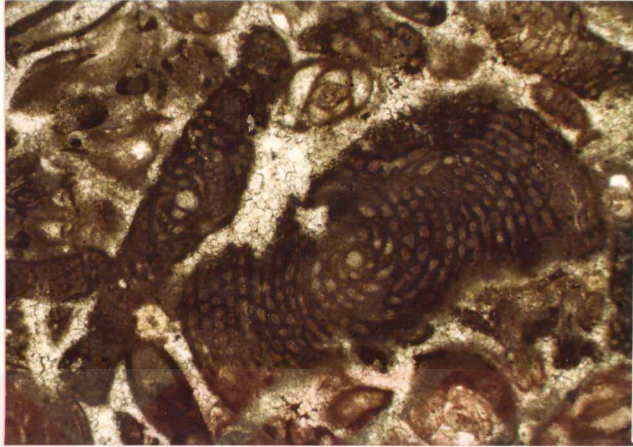


Foto 3.20. Neritik fosiller (*Archaias compressus* d'ORBIGNY) içeren biyosparit (40X, tek nikol)

3.2.10.2. Tüm kayaç çözümlenmeleri

Homojen görünümlü olan birimden alınan karbonatlı kayaç örneklerinden 9 tanesi üzerinde XRD-TK çözümlenmesi yapılmış ve bileşenlerin yarı nicel yüzdeleri saptanmıştır (Çizelge 3.28). Görüleceği gibi ana mineraller kalsit, dolomit ve kil mineralleri olup daha az feldispat ve kuvars gözlenmektedir. Bu minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri ise Çizelge 3.29 da sunulmuştur.

Çizelge 3.28. Kocaözü formasyonu örneklerinin XRD-TK çözümlenme sonuçları (%)

| <u>Örnek No</u> | <u>Ka</u> | <u>Do</u> | <u>Fa</u> | <u>Ku</u> | <u>Km</u> | <u>Örnek No</u> | <u>Ka</u> | <u>Do</u> | <u>Fa</u> | <u>Ku</u> | <u>Km</u> |
|-----------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| ÖB-57 | 55 | 17 | | 2 | 26 | ÖB-221 | 74 | 4 | | 3 | 19 |
| -58 | 1 | 76 | | 3 | 20 | -222 | 84 | | | 3 | 13 |
| -208 | 52 | 7 | | 1 | 40 | -223 | 73 | 4 | | 1 | 22 |
| -219 | 55 | 7 | 4 | 1 | 33 | -225 | 92 | | | | 8 |
| -220 | 56 | 7 | 3 | 2 | 32 | | | | | | |

Çizelge 3.29. Köcaözü formasyonunda belirlenen mineral-
lerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%)

| <u>Mineral</u> | <u>Frekans</u> | <u>En az</u> | <u>En çok</u> | <u>Ortalama</u> |
|----------------|----------------|--------------|---------------|-----------------|
| Kalsit | 100 | 1 | 92 | 60 |
| Dolomit | 78 | 4 | 76 | 17 |
| Feldispat | 22 | 3 | 4 | 4 |
| Kuvars | 89 | 1 | 3 | 2 |
| Kil min. | 100 | 8 | 40 | 24 |

3.2.10.3. Kil fraksiyonu çözümlenmeleri

Birimdeki marnlardan oluşan 2 örnek (ÖB-220 ve 223) üzerinde yapılan XRD-KF çözümlenmesi sonucu bunların egemen kil mineralinin simektit (% 45-70) olduğu belirlenmiştir. Simektitle birlikte paligorsit (% 20-40) ve klorit (% 10-15) mineralleri de bulunmaktadır.

3.2.10.4. Minerallerin dikey dağılımları

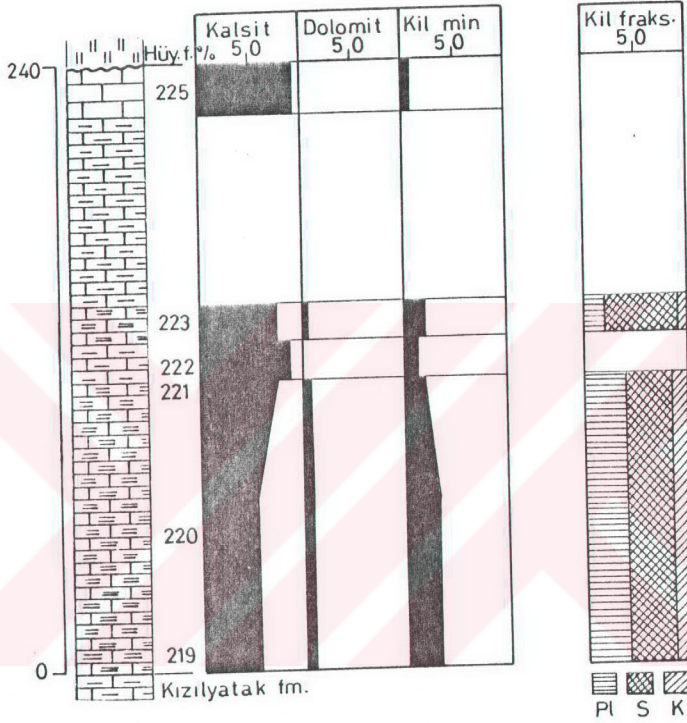
Formasyonun dikey yöndeki dağılımını incelemek amacıyla birimin Gelnek sırtındaki ölçülü tip kesitinde belirlenen minerallerin dağılımları araştırılmıştır (Şekil 3.12). Şekilden görüleceği gibi litolojideki farklılaşmaya bağlı olarak kalsit ve kil minerallerinde bağlı artma ve azalmalar göze çarpmaktadır. Az miktarda ortaya çıkan dolomitler ise yalnızca marnlı seviyelere bağlı kalmaktadır.

İnceleme alanının kuzeydoğusunda, Haydaroğlu köyü kuzeyinde yer alan aynı formasyonda kalsit+dolomit ve dolomit+kalsit (ÖB-57 ve 58) parajenezleri saptanmıştır. Hemen yakınında ise kimyasal analiz sonuçlarına göre kalsit+dolomit birlikteliği bulunmaktadır. Bu veriler birimde yersel dolomit oluşumunun da geliştiğini düşündürmektedir.

3.2.11. Hüyük formasyonu

3.2.11.1. Optik mikroskop incelemeleri

Formasyonu oluşturan piroklastik kayalarda yapılan OM incelemeleri bunların çoğunlukla bazaltik bileşim-



Şekil 3.12. Kocaözü formasyonu Gelnek sırtı kesitinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları

li kristal kül tuf ve daha az olarak litik ve camsı kül tuf olduğunu göstermiştir (Çizelge 3.30).

Kristal kül tüfler (Foto 3.21) pirojenik bileşenler olarak plajiyoklaz, piroksen (ojit ve enstatit), hornblend, biyotit ve bazaltik kayaç parçacıkları; epiklastik kökenli olarak da fosil ve fosil parçaları içermektedir. Plajiyoklazlar polisentetik ikizlenme ve bazen de zonlu doku göstermektedir. Sönme açıları yardımıyla yapılan anortit içeriği belirlenmesinde, plajiyoklazların andezin-labrador (An: 48-63) bileşiminde olduğu görülmüştür. Piroksenler, ortopiroksen (enstatit) ve klinopiroksen (ojit) şeklindedir. Biyotit yeşil renkli, hornblend ise genellikle opasitleşmiş olarak kahverengimsi olarak gözlenirler. Tane boyu küçük olan bu bileşenler (1/16 mm den küçük) toz tuf veya kül tuf olarak adlandırılmıştır (Schmid, 1981). Tüflerde bağlayıcı malzemeyi volkan ca-

Çizelge 3.30. Hüyük formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları

| Örnek No | Kayaç Adı | Mineralojik Bileşim |
|----------|-----------------|--|
| ÖB-330 | Toz tuf | $\bar{+}Bi\bar{+}Om$ |
| -331 | Litik kül tuf | $Pl+Hb+Pr(Oj)\bar{+}Zr+Kp(V)\bar{+}Om$ |
| -332 | Camsı kül tuf | $Pl+Hb+Pr(Oj)\bar{+}Zr\bar{+}Om$ |
| -334 | Kristal kül tuf | $Pl+Pr(Oj)+Hb+Bi\bar{+}Kp(V)\bar{+}Om$ |
| -337 | Kristal kül tuf | $Pl+Pr(Oj)Hb+Bi\bar{+}Kp(V)\bar{+}Om$ |
| -339 | Kristal kül tuf | $Pl+Hb+Pr(Oj,En)Kp(V)\bar{+}Om$ |
| -341 | Litik kül tuf | $Pl+Hb+Pr(Oj,En)+Kp(V)\bar{+}Om$ |
| -342 | Camsı kül tuf | $Pl+Pr(Oj)+Hb\bar{+}Om$ |
| -345 | Kristal kül tuf | $Pl+Pr(Oj,En)\bar{+}Kp(V)\bar{+}Om$ |
| -347 | Kristal kül tuf | $Pl+Pr(Oj)+Hb\bar{+}En\bar{+}Kp(V)\bar{+}Om$ |

Pl:Plajiyoklaz

Pr:Piroksen

Oj:Ojit

En:Enstatit

Hb:Hornblend

Bi:Biyotit

Zr:Zirkon

Kp:Kayaç parçacıkları

V :Volkanit

Om:Opak mineraller

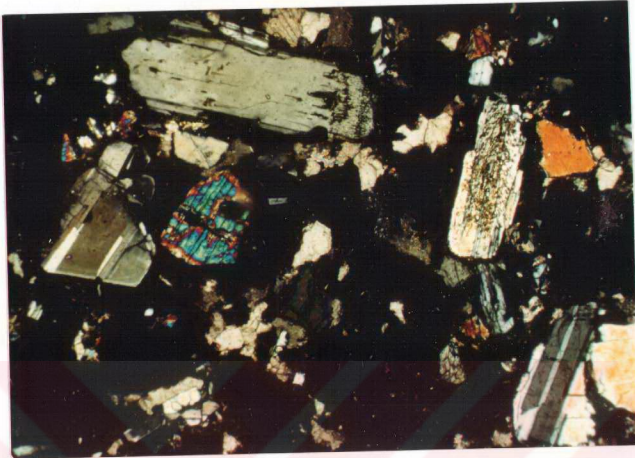


Foto 3.21. Bazaltik bileşimli kristal kül tüf
(40X, çift nikol)

mı ve daha az olarak da pomza parçacıkları oluşturmakta ve vitroklastik doku göstermektedir.

Birimin alt kesimlerinde toz tüfler yaygın iken üstte kristal kül tüflere geçilmektedir.

3.2.11.2. Tümkayaç çözümlenmeleri

Tüflerin hamurundaki bozunma ürünlerini saptamak amacıyla 16 örnek üzerinde XRD-TK çözümlenmesi yapılmış (Çizelge 3.31) ve sonuçta birimde; kalsit, feldispat (plajiyoklaz), opal-A, opal-CT ve kil minerallerinin varlığı saptanmıştır. Birimdeki bu minerallerden bazılarının istatistiksel dağılımına (Çizelge 3.32) bakıldığında feldispat mineralinin her örnekte bulunmasına karşın kil minerallerinin daha yüksek ortalama değere sahip olduğu dikkati çekmektedir. Kuvars minerali en düşük ortalama ve frekans değerine sahip olmakta ve bunu kalsit minerali izlemektedir. Opal-A ve opal-CT yalnızca birer örnekte belirlenmiştir.

Çizelge 3.31. Hüyük formasyonu örneklerinin XRD-TK
çözümleme sonuçları (%)

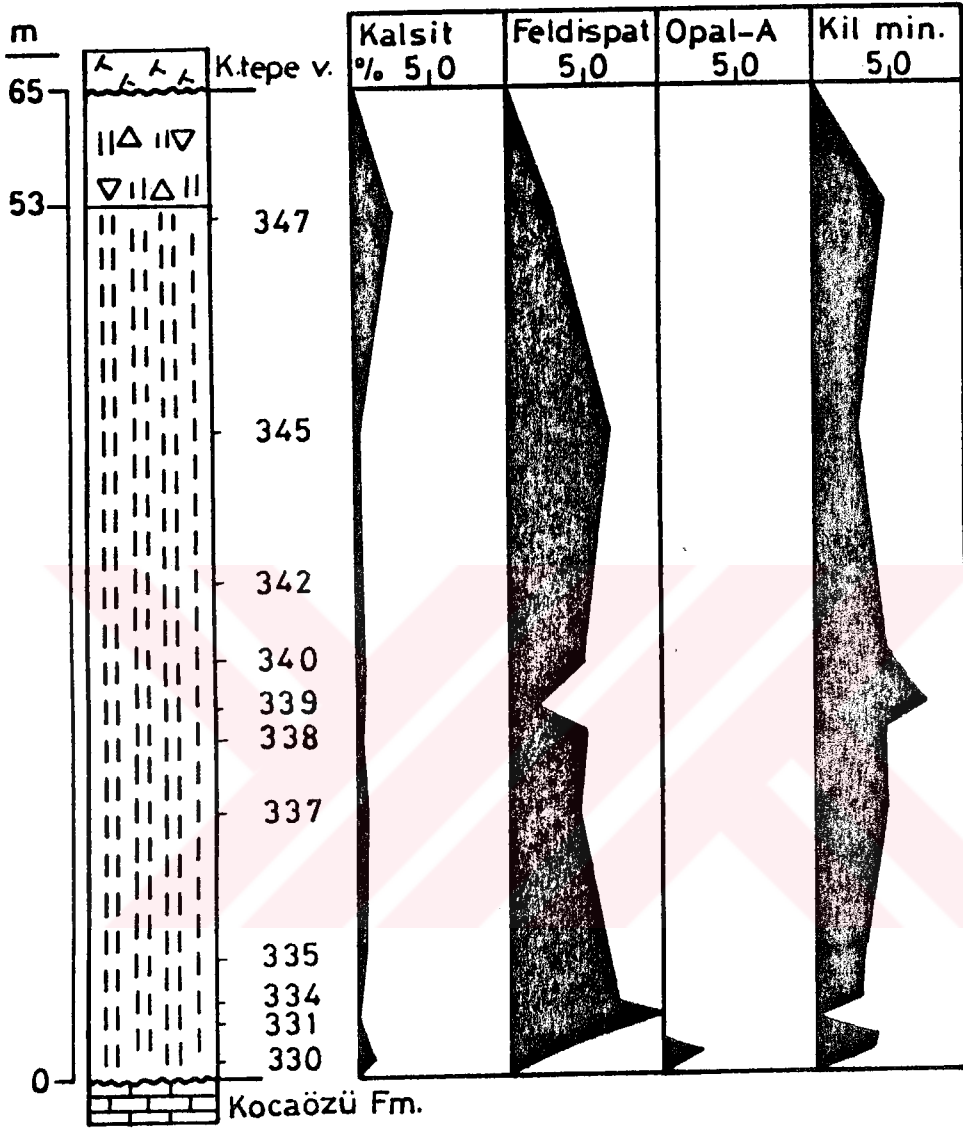
| Örnek No | Ka | Fm | Op-A | Km | Örnek No | Ka | Fm K1 | Op-CT | Km |
|----------|----|-----|------|----|----------|----|-------|-------|----|
| ÖB-330 | 10 | 27 | 25 | 38 | ÖB-342 | 06 | 47 | | 47 |
| -331 | 07 | 53 | | 40 | -345 | 03 | 66 | | 31 |
| -334 | | 100 | | | -347 | 24 | 30 | | 46 |
| -335 | | 69 | | 31 | -406 | 45 | 10 04 | 41 | |
| -337 | 04 | 63 | | 33 | -448 | 04 | 15 | | 81 |
| -338 | 08 | 44 | | 48 | -620 | | 06 01 | | 93 |
| -339 | 04 | 21 | | 75 | -621 | | 04 01 | | 95 |
| -340 | 04 | 50 | | 46 | -622 | 06 | 05 01 | | 88 |

Çizelge 3.32. Hüyük formasyonunda belirlenen mineral-
lerin istatistiksel değerlendirilmeleri
(%)

| Mineral | Frekans | En az | En çok | Ortalama |
|-----------|---------|-------|--------|----------|
| Kalsit | 75 | 3 | 45 | 10 |
| Feldispat | 100 | 5 | 100 | 38 |
| Kuvars | 25 | 1 | 4 | 2 |
| Kil min. | 88 | 31 | 95 | 57 |

3.2.11.3. Minerallerin dikey dağılımları

Birimin dikey yöndeki değişimini belirlemek amacıyla ölçülen tip kesitteki dağılımı incelenmiştir (Şekil 3.13). Dikme kesitten görüleceği gibi kalsit yukarıya doğru artmakta iken feldispat miktarı azalmaktadır. Kil mineralleri miktarında belirgin bir değişim gözlenmemekte, opal-A ise yalnızca en alt seviyede yeralan ve toz tuf olarak adlandırılan birimde ortaya çıkmaktadır.



Şekil 3.13. Hüyük formasyonunun Hüyük tepe doğusu tip kesitinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları

3.2.12. Karataştepe volkanitleri

Birimde yapılan OM incelemeleri, bunların çoğunlukla bazalt, kısmen de andezitlerden oluştuğunu göstermiştir (Çizelge 3.33).

Birimi oluşturan bazaltlar genellikle pilotaksi- tik yer yer de hiyalopilitik ve trakitik dokuya sahiptir.

Çizelge 3.33. Karataştepe volkanitlerinden alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları

| Örnek No | Doku | Hamur | Fenokristal | Mineralojik Bileşim | Kayaç Adı |
|------------------|--------------|--------------------|-----------------|---------------------|---------------|
| ÖB-29 | Pilotaksitik | Vc+Pl+Pr+Om | Pr(Oj)+Pl | Pr+Pl+Om | Bazalt |
| -33 ₁ | Hyalopilitik | Vc+Pl+Om | Pr(Oj+En)+Pl | Pr+Pl+Om | Bazalt |
| -33 ₂ | Pilotaksitik | Vc+Pl+Om | Pr(Oj)+Pl | Pr+Pl+Om | Bazalt |
| -59 | Pilotaksitik | Vc+Pr(Oj+En)+Pl+Om | Pr(Oj+En)+Pl+Om | Pr+Pl+Ol+Om | Olivin bazalt |
| -207 | Trakitik | Vc+Pl+Pr(Oj+En)+Om | Pr(Oj+En)+Pl | Pr+Pl+Om | Bazalt |
| -403 | Pilotaksitik | Vc+Pl+Pr+Om | Pr(Oj)+Ol+Pl | Pr+Ol+Pl+Om | Olivin bazalt |
| -405 | Pilotaksitik | Vc+Pl+Pr(Oj)+Om | Pr(Oj+En)+Pl | Pr+Pl+Om | Bazalt |
| -432 | Hyalooofitik | Vc+Pl+Om | Pl+Hb | Pl+Hb+Om | Andezit |
| -479 | Hyalopilitik | Vc+Pl+Hb+Om | Pl+Hb | Pl+Hb+Om | Andezit |
| -483 | Hyalopilitik | Vc+Pl+Hb+Om | Pl+Hb | Pl+Hb+Om | Andezit |
| -656 | Hyalooofitik | Vc+Pl+Om | Pl+Pr(Oj)+Ol | Pl+Pr+Ol+Om | Olivin bazalt |

Vc:Volkanik cam Pr:Piroksen En:Enstatit Pl:Plajiyoklaz

Ol:Olivin Oj:Ojit Hb:Hornblend Om:Opak mineraller

Hamur volkan camı, plajiyoklaz ve ojit mikrolitlerinden oluşmaktadır. Açık renkli bileşen olarak sadece plajiyoklaz, koyu renkli bileşenlerden ise ojit, ender olarak enstatit bulunmaktadır. Bir örnekte hornblend de gözlenmektedir. Koyu renkli bileşenlerden olivin, ojit ve enstatit içeren bir örnek de olivin-bazalt olarak isimlendirilmiştir.

Belirlenen minerallerden plajiyoklaz ve ojit hem fenokristal hem de mikrolitler halinde bulunmaktadır. Plajiyoklaz yarı özşekilli ve polisentetik ikizlenmeli, bazen zonlu dokulu olup fenokristallerinde anortit içeriği An: 55-70 (labrador) arasında değişmektedir. Ojit özşekilli ve yarı özşekilli olup zonlu doku ve polisentetik ikizlenme göstermektedir. Bazılarında kumsaati dokusu da gözlenmiştir. Ojitler yer yer kloritleşmeye de uğramışlardır. Ender gözlenen enstatit, yarı özşekilli fenokristaller halinde bulunmaktadır. Olivin (forsterit) ise özşekilsiz olup serpantinleşme ve talklaşma gibi bozunmalara sahiptir.

Bazaltların çoğunda postmagmatik süreçlerle gelişmiş kalsit mineralinden oluşan damarlar da bulunmaktadır.

İnceleme alanının güneybatısında çok küçük yüzlekler veren andezitik bileşimli volkanik kayalar gözlenmiştir. Hiyalopilitik ve hiyaloofitik dokuya sahip olan bu kayaların hamurunu volkan camı, plajiyoklaz ve hornblend mikrolitleri ile opak mineraller oluşturmakta, fenokristalleri ise plajiyoklaz ve hornblend mineralleri temsil etmektedir. Plajiyoklazlar polisentetik ikizlenme ve zonlu dokuyu birlikte göstermektedir. Plajiyoklazlarda karbonatlaşma yaygın olarak izlenmektedir. Hornblend yeşil renkli olup zonlu doku göstermekte ve kloritleşme ile opaklaşma gibi bozunmalara sahiptir. Hamuru oluşturan volkan camında silis devitrifikasyonu gözlenmektedir. Kayacın çatlaklarında postmagmatik süreçlerle oluşmuş karbonat mineralleri de yaygındır. Plajiyoklazlarda anortit içeriği An: 30-45 (oligoklaz-andezin) arasında değişmektedir.

4. JEOKİMYA

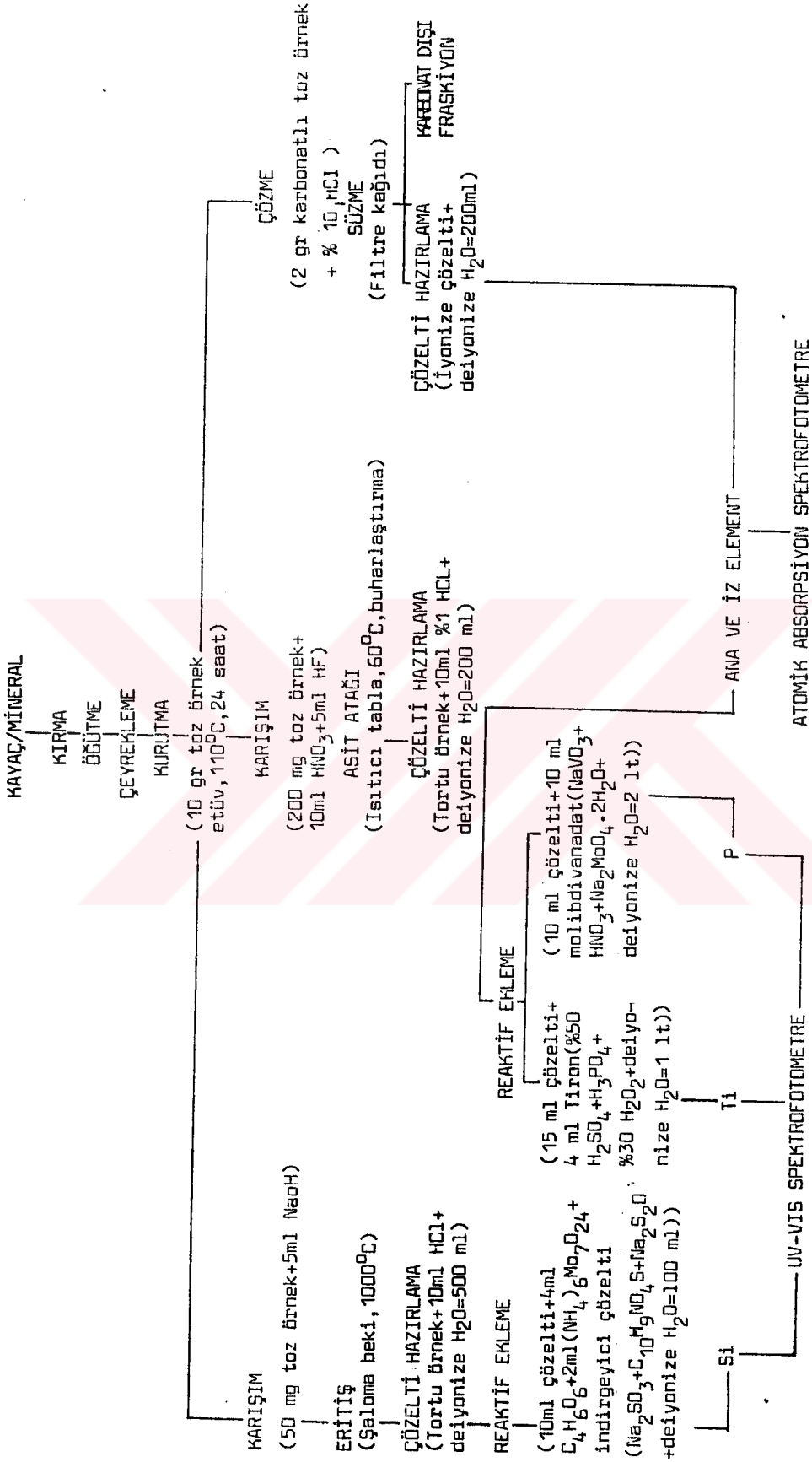
Bu bölümde Kösehasan formasyonundaki klorit ve analsim minerallerinin, ayrıca Kösehasan ve Yiğitler formasyonlarında belirlenen simektit türü kil mineraleri ile Yağca formasyonuna ait sepiyolit-paligorsitlerin kimyasal analizleri sonucu yapısal formüllerinin saptanması ve adlandırılmaları yapılacaktır. Diğer taraftan, sedimenter birimlerdeki karbonat minerallerinin ana ve iz element içerikleri ile dikey ve yanal yöndeki değişimlerini araştırmak amacıyla jeokimyasal incelemeler sonucu elde edilen veriler de tartışılacaktır.

4.1. Çözümleme Yöntemleri

Kil mineralleri ve karbonat fazında yapılan tüm analizler C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Kayaç Kimyası Laboratuvarında gerçekleştirilmiştir. Kimyasal çözümler için yapılan işin akış şeması Şekil 4.1 de verilmiştir. Ana (major) elementler % oksit (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 =toplam demir, MnO , MgO , SrO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5), ateşte kayıp ise 110°C de bir gece kurutulmuş örneğin 1000°C de H_2O ve uçucu bileşenlerin ağırlık cinsinden yüzdesi olarak ifade edilmiştir. Bu elementlerden Si, Ti ve P çözümlenmeleri UV-VIS Spektrofotometresi'nde, diğerleri ise Atomik Absorpsiyon Spektrofotometresi'nde (AAS) gerçekleştirilmiştir. Bu çözümlenelerde bağıl hata % ± 2 mertebesinde dir.

Karbonat fazında yapılan çözümlenmeler Ca, Mg, Sr, Fe, Mn, Na, K, Cu, Ni, Zn, Co, Pb ve Cr elementlerini kapsamaktadır. Yöntemin bağıl hatası % ± 5 dir.

Ayrıca, tüflerdeki analsim ve klorit minerallerinin yanı sıra bağlayıcı malzemenin yarı nicel kimyasal bileşimleri de SEM'e eklenebilen EDS'de (Enerji Dispersiyon Spektrofotometresi) belirlenmiştir. 1 mikron m^3 lük bir hacmin kimyasal bileşiminin % ± 5 hata ile saptanabildiği bu yöntemin esası elementlerin X-ışınları spektrumunu çözmeye dayanmaktadır. Bu yöntem için, kayaç örneğinin yüzeyi kesilip düzgün hale getirildik-



Şekil 4.1. Kayaç Kimyası Laboratuvarındaki AAS ve UV-VIS Spektrofotometre iş akış şeması

ten sonra karbonla kaplanarak analize hazırlanmıştır.

4.2. Kil minerallerinin kimyası

4.2.1. Simektitler

Kösehasan (1-9 sıra nolu örnekler) ve Yiğitler (10-12 sıra nolu örnekler) formasyonlarına ait simektitlerden 12 örnek üzerinde ana element çözümülemesi yapılmış ve 11 oksijen bazına göre (Weaver and Pollard, 1973) yapısal formülleri hesaplanmıştır (Çizelge 4.1).

Simektitlerin kimyasal bileşimleri $MgO-Al_2O_3-(Fe_2O_3+TiO_2)$ üçgen diyagramında (Grim and Kulbicki, 1961) incelenmiş ve bunların üçgenin orta-alt kesiminde yer aldıkları (Al-Fe saponit), diğer iki örneğin ise Al_2O_3 'ce zengin köşeye yaklaştıkları (Mg-Fe montmorillonit) görülmüştür. (Şekil 4.2a). Ayrıca simektitlerin oktaedrik yapraklarının bileşimleri de $Mg-Al-Fe^{+3}$ üçgen diyagramında incelenmiştir (Şekil 4.2b). Diyagramda iki örneğin Al'ca, 10 örneğin ise Mg'ca zengin olduğu görülmektedir. Ancak her iki simektit grubu da ideal dioktaedrik (Al'lu) ve ideal trioktaedrik (Mg'lu) simektit bileşimlerini yansıtmamaktadır. Simektitlerin Weaver ve Pollard'ın (1973) tanımladığı alanların dışında kalması, oktaedrik Al-Fe-Mg süstitüsyonunun büyüklüğünden kaynaklanmaktadır. Gölsel serilerde gelişen simektitlerle, denizel ortamda oluşan bu simektitler de Yalçın'ın (1988) değerleri doğrultusunda karşılaştırılmış ve gölsel serilerdekilerin tümüyle farklı bir kimyaya sahip oldukları gözlenmiştir.

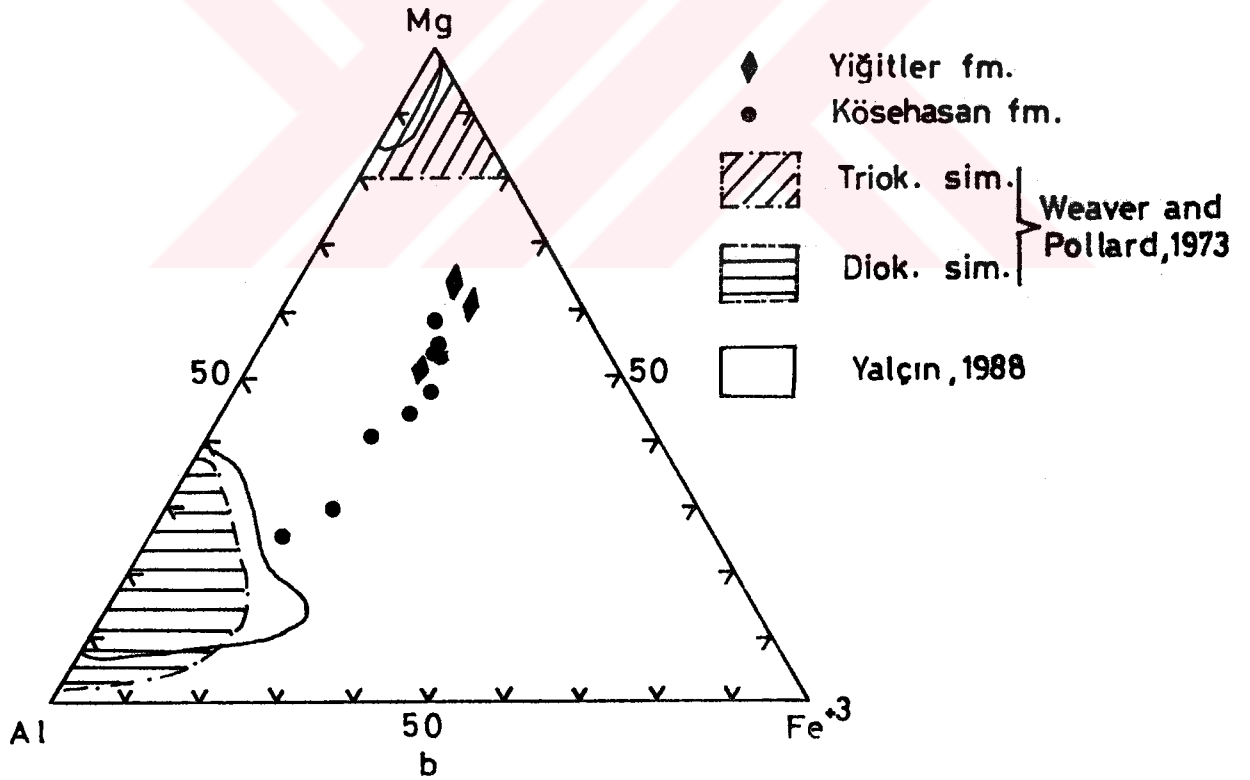
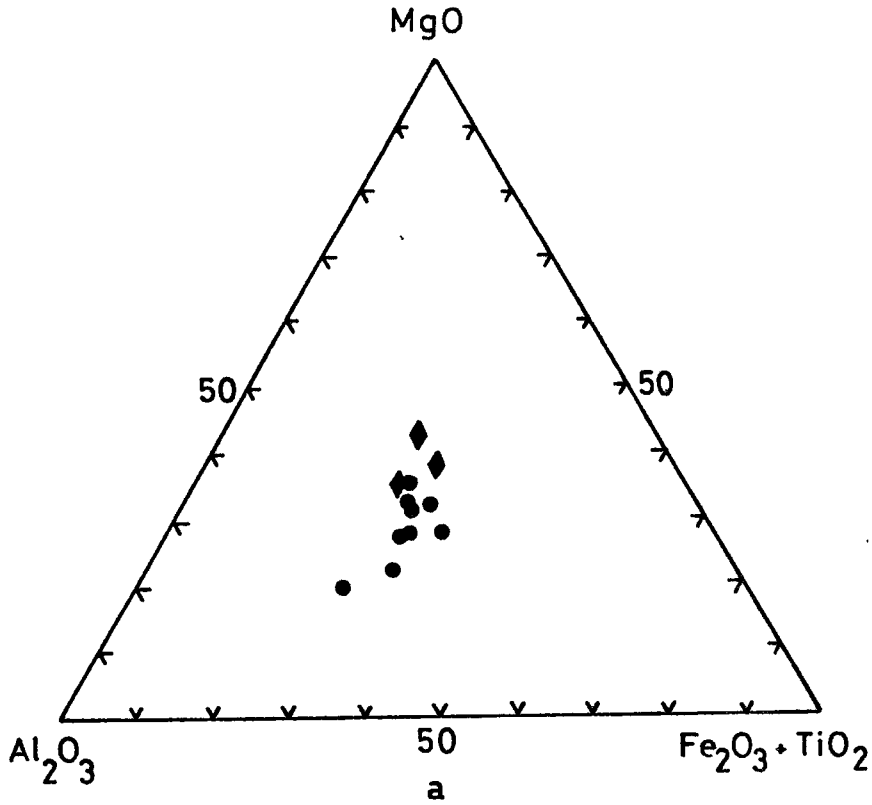
İnceleme alanındaki simektitler oktaedrik katyon türüne gere ilk aşamada dioktaedrik ve trioktaedrik olarak ikiye ayrıldıktan sonra, tetraedrik ve oktaedrik yapraklardaki süstitüsyonlar göz önüne alınarak (Cail-lère et Hènin, 1963; Millot, 1964; Grim, 1968; Weaver ve Pollard, 1973; Gündoğdu, 1985; Yalçın ve Gündoğdu, 1985, Yalçın, 1988), iki örnek (ÖB-134 ve 143) Mg-Fe montmorillonit, diğerleri ise Al-Fe saponit olarak ad-

Çizelge 4.1. Kösehasan ve Yiğitler formasyonları simektitlerinin kimyasal bileşimleri ve yapısal formülleri

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|---|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| % oksit | 102 | 127 | 134 | 143 | 226 | 239 | 244 | 246 | 254 | 31-b4 | 192 | 256 |
| KİMYASAL BİLEŞİM | | | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 48.16 | 50.01 | 58.63 | 59.70 | 49.24 | 49.47 | 54.93 | 48.70 | 52.09 | 52.32 | 48.55 | 49.09 |
| TiO ₂ | 0.87 | 0.73 | 0.58 | 0.44 | 0.63 | 0.50 | 0.76 | 0.74 | 0.80 | 0.09 | 1.03 | 0.63 |
| Al ₂ O ₃ | 14.83 | 12.96 | 12.83 | 13.90 | 14.03 | 13.36 | 13.23 | 13.10 | 13.10 | 12.16 | 11.63 | 11.09 |
| Fe ₂ O ₃ ^t | 10.93 | 11.26 | 8.88 | 7.15 | 11.42 | 9.86 | 9.70 | 10.27 | 10.49 | 9.53 | 10.93 | 9.85 |
| MnO | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.02 | 0.07 | 0.05 | 0.04 | 0.05 | 0.03 | 0.03 | 0.04 | 0.03 |
| MgO | 10.57 | 11.96 | 6.56 | 5.23 | 12.32 | 13.63 | 8.68 | 12.10 | 9.07 | 11.78 | 14.27 | 15.35 |
| SrO | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.07 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| CaO | 1.92 | 1.51 | 1.72 | 1.45 | 1.36 | 1.51 | 1.92 | 1.45 | 1.76 | 1.24 | 1.45 | 1.46 |
| Na ₂ O | 0.24 | 0.22 | 0.20 | 0.16 | 0.37 | 0.28 | 0.25 | 0.27 | 0.15 | 0.23 | 0.26 | 0.17 |
| K ₂ O | 2.20 | 2.43 | 2.41 | 2.63 | 0.92 | 1.39 | 2.33 | 2.29 | 2.53 | 2.24 | 1.97 | 1.71 |
| P ₂ O ₅ | 0.63 | 0.32 | 0.17 | 0.13 | 1.08 | 1.28 | 0.33 | 0.57 | 0.68 | 0.75 | 0.59 | 0.49 |
| AK | 8.11 | 7.52 | 6.79 | 7.84 | 8.27 | 8.12 | 6.57 | 8.65 | 8.15 | 7.80 | 7.33 | 8.88 |
| Toplam | 98.51 | 98.87 | 98.82 | 98.72 | 99.72 | 99.46 | 98.75 | 98.20 | 98.86 | 98.18 | 98.06 | 98.71 |
| YAPISAL FORMÜL | | | | | | | | | | | | |
| Tetrahedral | | | | | | | | | | | | |
| Si | 3.37 | 3.47 | 3.92 | 4.00 | 3.38 | 3.40 | 3.71 | 3.44 | 3.60 | 3.62 | 3.40 | 3.45 |
| Al | 0.63 | 0.53 | 0.08 | - | 0.02 | 0.60 | 0.29 | 0.56 | 0.40 | 0.38 | 0.60 | 0.55 |
| Ty | 15.37 | 15.47 | 15.92 | 16.00 | 15.38 | 15.40 | 15.71 | 15.44 | 15.60 | 15.62 | 15.40 | 15.45 |
| Oktahedral | | | | | | | | | | | | |
| Al | 0.59 | 0.53 | 0.93 | 1.10 | 0.52 | 0.48 | 0.76 | 0.53 | 0.67 | 0.61 | 0.36 | 0.37 |
| Ti | 0.05 | 0.04 | 0.04 | 0.02 | 0.03 | 0.03 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.01 | 0.05 | 0.03 |
| Fe | 0.58 | 0.59 | 0.45 | 0.36 | 0.59 | 0.51 | 0.49 | 0.55 | 0.55 | 0.50 | 0.58 | 0.52 |
| Mg | 1.10 | 1.24 | 0.59 | 0.52 | 1.26 | 1.39 | 0.87 | 1.27 | 0.94 | 1.21 | 1.49 | 1.60 |
| OY | 5.91 | 6.00 | 5.44 | 5.50 | 5.97 | 5.87 | 5.65 | 5.94 | 5.70 | 5.79 | 6.00 | 5.99 |
| TOK | 2.32 | 2.40 | 2.00 | 2.00 | 2.40 | 2.41 | 2.16 | 2.39 | 2.20 | 2.33 | 2.48 | 2.53 |
| Yapraklararası | | | | | | | | | | | | |
| Mg | - | - | 0.06 | - | - | - | - | - | - | - | - | 0.01 |
| Ca | 0.14 | 0.11 | 0.12 | 0.10 | 0.10 | 0.11 | 0.14 | 0.11 | 0.13 | 0.09 | 0.11 | 0.11 |
| Na | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.05 | 0.04 | 0.03 | 0.04 | 0.02 | 0.03 | 0.04 | 0.02 |
| K | 0.20 | 0.21 | 0.21 | 0.23 | 0.08 | 0.12 | 0.20 | 0.21 | 0.22 | 0.20 | 0.18 | 0.15 |
| P | 0.04 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.06 | 0.07 | 0.02 | 0.03 | 0.04 | 0.04 | 0.03 | 0.03 |
| YAY | 0.71 | 0.56 | 0.65 | 0.50 | 0.63 | 0.73 | 0.61 | 0.62 | 0.70 | 0.61 | 0.59 | 0.56 |
| TYT | 0.72 | 0.53 | 0.64 | 0.50 | 0.65 | 0.73 | 0.64 | 0.62 | 0.70 | 0.59 | 0.60 | 0.56 |

Ty:Tetrahedral yük
OY:Oktahedral yük
TOK:Toplam oktahedral katyon

YAY: Yapraklararası yük
TYT:Toplam yaprak yükü



Şekil 4.2. Simektitlerin a) $MgO-Al_2O_3-(Fe_2O_3+TiO_2)$ ve b) oktaedrik $Mg-Al-Fe^{+3}$ üçgen diyagramlarındaki dağılımları

landırılmıştır. Yiğitler formasyonundaki saponitlerin Mg içeriğinin daha yüksek olduğu da görülmektedir.

Mg-Fe montmorillonitlerde tetrahedral süstitüsyon yok veya yok denecek kadar azdır. Buna karşın Al-Fe saponitlerde tetrahedral ve oktahedral süstitüsyon önemli olmaktadır.

Yapraklararası konumlarda yer alan Ca, Na, K ve P gibi elementlerden Na ve P düşük değerlerde olmakla birlikte K en çok bulunan elementtir. Bu elementin fazlalığı analizi yapılan KF'lerinde eser miktarda (% 5'den az) illitin bulunmasından ileri gelmektedir.

4.2.2. Kloritler

Kösehasan formasyonunda yer alan analsimli tuf seviyesinden alınan bir örnek üzerinde (ÖB-237) yapılan EDS yöntemi yardımıyla, kloritlerin ana element çözümlenmeleri yapılmış ve 14 oksijen bazına göre (Weaver and Pollard, 1973) yapısal formülleri hesaplanmıştır (Çizelge 4.2).

Kloritlerin kimyasal bileşimleri $MR^3-2R^3-3R^2$ (Velde, 1981) ve $MgO-Al_2O_3-(Fe_2O_3+TiO_2)$ üçgen diyagramlarında (Grim and Kulbicki, 1961) incelenmiştir (Şekil 4.3). Kloritler Velde'nin (1981) tanımladığı alan içerisinde kalmakta (Şekil 4.3a), MgO, Al_2O_3 ve $(Fe_2O_3+TiO_2)$ yüzdeleri bakımından yaklaşık aynı değerlere sahip bulunan bu mineraller üçgeninin orta-alt kesiminde yer almaktadır (Şekil 4.3b), diğer bir ifadeyle Al ve Fe'ce daha zengin oldukları görülmektedir.

Diğer taraftan, oktaederlerdeki Mg, Al ve Fe oranları Velde and Rumble (1977) ile Black'ın (1975) işaret ettiği metamorfik zon içerisinde yer almamaktadır (Şekil 4.4). Ayrıca, Lee (1984) ve Ahn and Peacor (1985) tarafından yapılan ve şeyl ile killi kayalardaki kloritleri temsil eden bölgelere de uymamaktadır. Bunun nedeni Mg ve daha az olarak da Al miktarındaki artıştan, bu da oluşum mekanizmasının farklı olmasından ileri gelebilir. Şekilden de görüleceği gibi, metamorfik kayalardan tü-

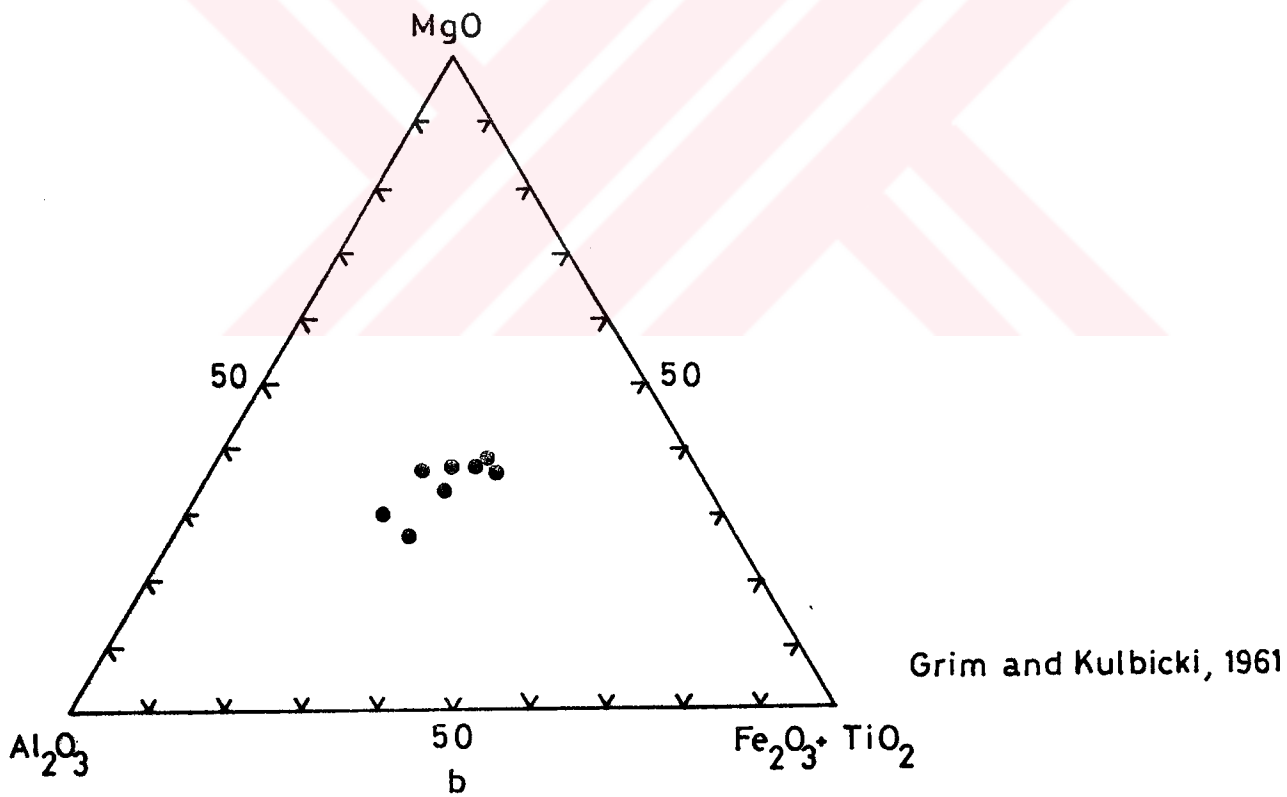
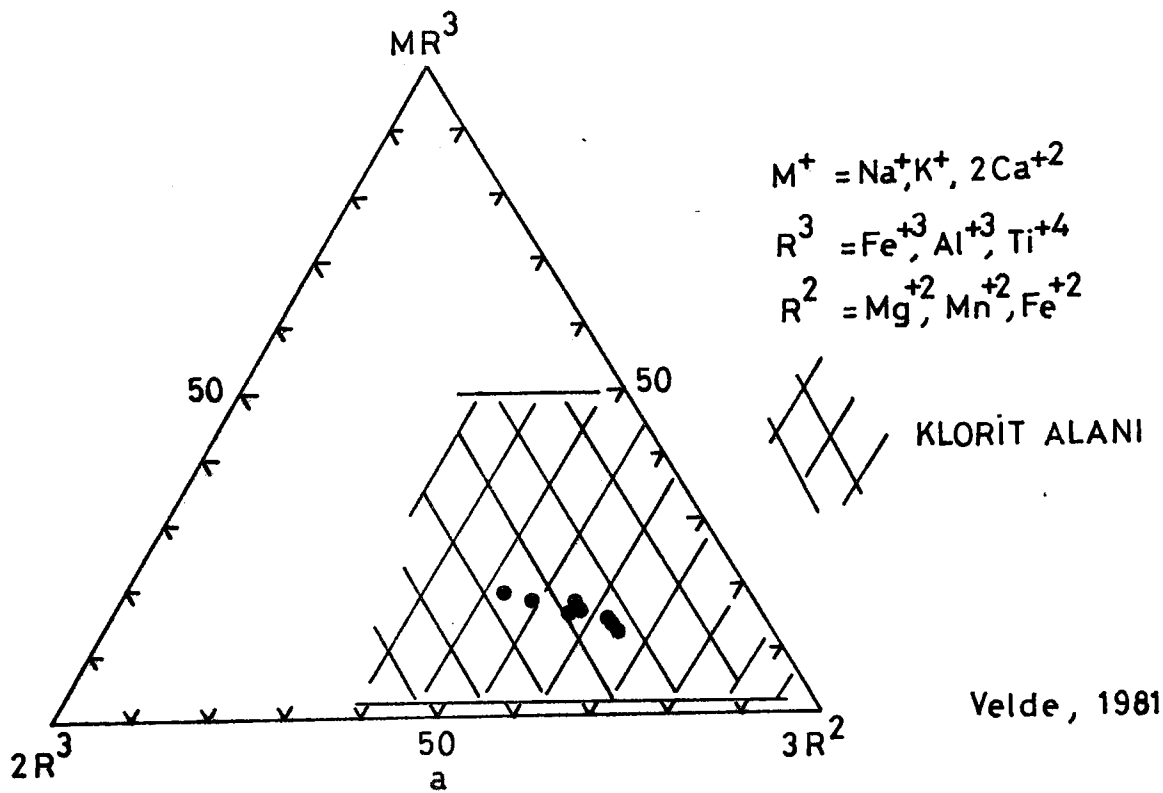
Çizelge 4.2. Kösehasan formasyonu kloritlerinin kimyasal bileşimleri ve yapısal formülleri

| % Oksit | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| KİMYASAL BİLEŞİM | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 47.85 | 48.42 | 48.22 | 49.00 | 49.10 | 48.90 | 48.92 | 48.89 |
| TiO ₂ | 1.17 | 0.77 | 1.16 | 0.68 | 0.96 | 1.79 | 2.29 | 1.15 |
| Al ₂ O ₃ | 12.87 | 13.23 | 12.72 | 21.11 | 16.21 | 14.37 | 20.29 | 15.84 |
| Fe ₂ O ₃ | 16.61 | 15.61 | 15.97 | 11.37 | 12.96 | 13.30 | 12.30 | 14.09 |
| MnO | 0.03 | 0.01 | 0.12 | 0.12 | 0.02 | 0.03 | 0.04 | 0.06 |
| MgO | 18.01 | 18.28 | 18.70 | 14.34 | 16.62 | 17.19 | 12.13 | 15.91 |
| CaO | 1.59 | 1.70 | 1.48 | 0.86 | 1.10 | 1.44 | 0.87 | 1.08 |
| Na ₂ O | 1.68 | 1.70 | 1.31 | 2.32 | 2.93 | 2.52 | 2.74 | 2.62 |
| K ₂ O | 0.09 | 0.12 | 0.14 | 0.05 | 0.12 | 0.25 | 0.20 | 0.32 |
| P ₂ O ₅ | 0.02 | 0.07 | 0.15 | 0.03 | 0.02 | 0.18 | 0.16 | 0.04 |
| SO ₂ | 0.08 | - | 0.03 | 0.12 | 0.02 | 0.03 | 0.06 | - |
| Toplam | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 |
| YAPISAL FORMÜL | | | | | | | | |
| Tedraeder | | | | | | | | |
| Si | 3.96 | 3.99 | 3.97 | 3.94 | 4.00 | 4.00 | 3.95 | 4.00 |
| Al | 0.04 | 0.01 | 0.03 | 0.06 | - | - | 0.05 | - |
| TY | 15.96 | 15.99 | 15.97 | 15.94 | 16.00 | 16.00 | 15.95 | 16.00 |
| Oktaeder | | | | | | | | |
| Al | 1.22 | 1.28 | 1.21 | 1.94 | 1.56 | 1.39 | 1.88 | 1.53 |
| Mg | 2.22 | 2.24 | 2.30 | 1.72 | 2.02 | 2.10 | 1.46 | 1.94 |
| Fe | 1.03 | 0.97 | 0.99 | 0.69 | 0.79 | 0.82 | 0.75 | 0.87 |
| Ti | 0.07 | 0.05 | 0.07 | 0.04 | 0.06 | 0.11 | 0.14 | 0.07 |
| Mn | - | - | 0.01 | 0.01 | - | - | - | - |
| TOK | 4.54 | 4.54 | 4.58 | 4.40 | 4.43 | 4.42 | 4.23 | 4.41 |
| OY | 11.47 | 11.43 | 11.50 | 11.51 | 11.33 | 11.27 | 11.37 | 11.36 |
| Yapraklararası | | | | | | | | |
| Ca | 0.14 | 0.15 | 0.13 | 0.07 | 0.10 | 0.13 | 0.08 | 0.09 |
| Na | 0.27 | 0.27 | 0.21 | 0.36 | 0.45 | 0.40 | 0.43 | 0.42 |
| K | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.03 | 0.02 | 0.03 |
| P | - | - | 0.01 | - | - | 0.01 | 0.01 | - |
| YAY | 0.56 | 0.58 | 0.53 | 0.51 | 0.66 | 0.74 | 0.66 | 0.63 |
| TYY | 0.57 | 0.58 | 0.53 | 0.55 | 0.67 | 0.73 | 0.68 | 0.64 |

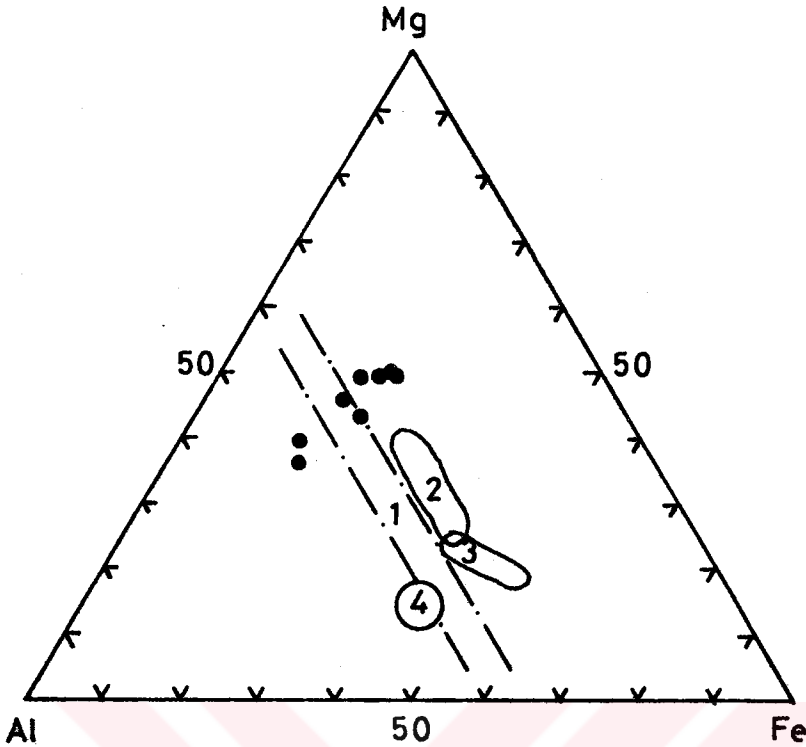
Ty:Tedraedrik yük
OY:Oktaedrik yük

YAY:Yapraklararası yük
TOK:Toplam oktaedrik katyon t:Toplam Fe

TYY:Toplam yaprak yükü



Şekil 4.3. Kloritlerin a) $MR^3-2R^3-3R^3$ ve b) $MgO-Al_2O_3-(Fe_2O_3+TiO_2)$ üçgen diyagramlarındaki dağılımları



- 1 Velde and Rumble, 1977, Metamorfik
- 2 Black, 1975, Metamorfik
- 3 Lee, 1984, Şeyl
- 4 Ahn and Peacor, 1985, Killi kayalar

Şekil 4.4. Al-Fe-Mg üçgen diyagramında kloritlerin oktaedrik bileşimleri ile türedikleri kayalar arasındaki ilişkiler

reyen kloritlerde Al sabit değerde kalmakta, Mg ve Fe değişimleri ön plana çıkmaktadır. Sedimanter ortamlarda diyajenetik olarak oluşan kloritlerde ise Fe sabit kalmakta ve Al ile Mg miktarındaki değişimler önemli olmaktadır.

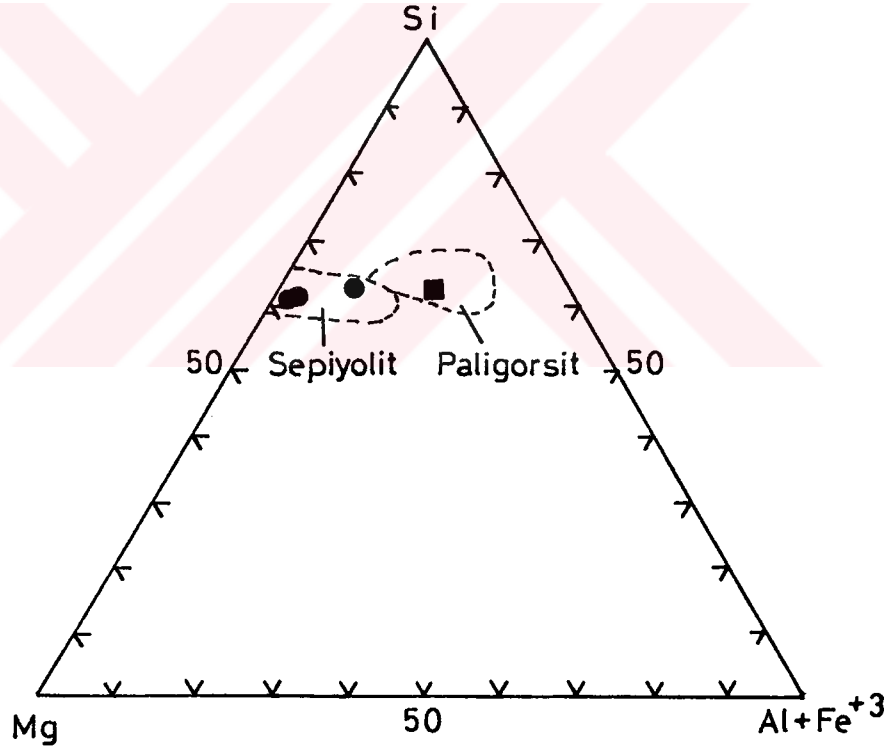
Kloritlerin yapısal formüllerine göz atıldığında, tetraedrik süstitüsyonlar çok az ve bazılarında ise hiç yoktur. Oktaederlerde Mg en çok bulunan element olup Al miktarı da önemlidir. Bu durum, kloritlerin di-trioctaedrik (Grim, 1968; Brindley ve Brown, 1981) karakterde olabileceği biçiminde değerlendirilmiştir.

Klorit minerallerinde yapraklararası katyonlardan en bol bulunanı Na, diğeri ise Ca'dur. Na elementinin fazlalığı analsimin oluşmasına olanak sağlayan çözeltilerin yüksek Na konsantrasyonundan ileri gelmektedir.

4.2.3. Paligorsit ve Sepiyolitler

Yağca formasyonundan alınan 3 sepiyolit ve 1 paligorsit örneği üzerinde ana element çözümlenmeleri yapılmış ve sepiyolitlerin 32, paligorsitin ise 21 oksijen bazına göre (Weaver and Pollard, 1973) yapısal formülleri hesaplanmıştır (Çizelge 4.3).

Bu minerallerin kimyasal bileşimleri tetrahedral ve oktahedral tabakalarda yer alan Si-Mg-Al+Fe³⁺ miktarlarına göre üçgen diyagramda (Jones and Galan, 1988) incelenmiş ve Weaver and Pollard'ın (1973) verilerine göre işaretlenen sepiyolit ve paligorsit alanlarına düşmüştür (Şekil 4.5).



Şekil 4.5. Si-Mg-(Al+Fe³⁺) üçgen diyagramında (Jones and Galan, 1988) paligorsit ve sepiyolitlerin dağılımı (Kesik çizgili alanlar Weaver and Pollard'a, 1973 göre çizilmiştir)

Çizelge 4.3. Yağca formasyonu palıgorsit ve sepiyolitlerin¹⁶³

kimyasal bileşimleri ve yapısal formülleri

| | 1 | 2 | 3 | 4 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|
| % Oksit | 171 | 174 | 176 | 187 |
| KİMYASAL BİLEŞİM | | | | |
| SiO ₂ | 60.30 | 60.16 | 60.24 | 56.63 |
| TiO ₂ | 0.01 | 0.10 | 0.04 | 0.44 |
| Al ₂ O ₃ | 0.67 | 0.67 | 0.81 | 8.82 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.14 | 2.38 | 1.64 | 7.81 |
| MnO | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.02 |
| MgO | 24.32 | 23.50 | 24.67 | 12.26 |
| SrO | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| CaO | 0.13 | 0.13 | 0.20 | 0.56 |
| Na ₂ O | 0.04 | 0.04 | 0.05 | 0.13 |
| K ₂ O | 0.06 | 0.07 | 0.06 | 1.07 |
| P ₂ O ₅ | 0.06 | 0.46 | 0.06 | 0.07 |
| AK | 11.07 | 10.86 | 10.92 | 11.05 |
| Toplam | 98.82 | 98.39 | 98.71 | 98.87 |
| YAPISAL FORMÜL | | | | |
| Tedrahedral | | | | |
| Si | 12.00 | 11.99 | 11.97 | 7.52 |
| Al | - | 0.01 | 0.03 | 0.48 |
| TY | 48.00 | 47.99 | 47.97 | 31.52 |
| Oktahedral | | | | |
| Al | 0.16 | 0.15 | 0.16 | 0.90 |
| Ti | - | 0.01 | 0.01 | 0.04 |
| Fe | 0.32 | 0.36 | 0.25 | 0.78 |
| Mg | 7.21 | 6.98 | 7.31 | 2.40 |
| TOK | 7.69 | 7.50 | 7.73 | 4.12 |
| OY | 15.86 | 15.53 | 15.89 | 10.00 |
| Yapraklararası | | | | |
| Mg | - | - | - | 0.03 |
| Ca | 0.03 | 0.03 | 0.04 | 0.08 |
| Na | 0.02 | 0.02 | 0.04 | 0.03 |
| K | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.18 |
| P | 0.01 | 0.08 | 0.01 | 0.01 |
| YAY | 0.15 | 0.50 | 0.17 | 0.48 |
| TYY | 0.14 | 0.48 | 0.14 | 0.48 |

Sepiyolit ve paligorsitin kimyasal bileşimleri, Türkiye ve Dünyanın değişik bölgelerinde saptanmış olanların kimyasal bileşimleri ile karşılaştırılmış, benzerlikler ve farklılıklar bulunmaya çalışılmıştır (Çizelge 4.4 ve 4.5). Sepiyolitlerin kimyasal analizlerinin karşılaştırılmasına bakılacak olursa (Çizelge 4.4), Si miktarının diğerlerine göre fazla olduğu dikkati çekmektedir. Buna karşın, H₂O miktarı daha az olmaktadır. Özellikle Yunak sepiyolitinin (Konya) içerdiği su miktarının yarısına kadar inmektedir. Paligorsitin kimyasal analizinin diğer paligorsitlerle karşılaştırılmasında (Çizelge 4.5) da su miktarının azlığı dikkati çekmektedir. MgO yüzdesi diğerlerine göre genellikle yüksek iken Al₂O₃ miktarı daha düşüktür.

Sepiyolitlerin yapısal formülleri incelendiğinde, tetraederlerde tümüyle Si'un bulunduğu veya çok az Al süstitüsüyonu (0.01-0.03) olduğu göze çarpmaktadır. Diğer bir deyişle tetraedrik süstitüsyon yoktur veya yok denecek kadar azdır. Oktaederlerde egemen katyon Mg olmakta ve buna sırayla Fe, Al ve az miktarda da Ti eşlik etmektedir. Yapraklararası katyonlar ise Ca, Na, K ve P'dur.

4.3. Zeolit minerallerinin kimyası

4.3.1. Analsim

Kösheasan formasyonuna ait analsim içeren tüflerde EDS yardımıyla 1 adet analsim örneği üzerinde (ÖB-237) 4 ölçümde ana element mikroprob kimyasal çözümlenmeleri yapılmış ve 96 oksijen bazına göre yapısal formülleri hesaplanmıştır (Çizelge 4.6). Tüflerin matriksinde yapılan kimyasal çözümlenmelerde, analsimin kimyasına büyük ölçüde benzeyen değerler elde edilmiştir. Bu sonuçlar, masif kesiminde analsim olabileceğine işaret etmektedir.

Yapısal formülleri incelendiğinde tektosilikatlardaki SiO₂ ve AlO₂ tetraederlerini oluşturan Si ve Al'dan sonra, kanallarda yeralan ve en bol bulunan element Na'dur. Diğerleri ise bolluk sırasına göre Fe, Mg ve Ti şeklinde sıralanmaktadır. Si'ca artmaya paralel olarak de-

Çizelge 4.4. Hekimhan bölgesindeki sepiyolit'in ortalama kimyasal bileşiminin karşılaştırılması

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|--------------------------------|---------------------|---------|----------------|---------|---------------------|---------------------|-----------------|---------------|----------------------|-------|
| % OKSİT | Hekimhan MALATYA | E.ŞEHİR | Yunak KONYA | JAPONYA | KENYA MADAGASKAR | MID.ATLANT RIDGE | GÜNEY SERBIA | Utah U.S.A | GÜNEY AVUSTRALIYA | |
| SiO ₂ | 60.23 | 52.00 | 54.02 | 52.85 | 53.70 | 52.50 | 56.10 | 54.97 | 52.97 | 52.43 |
| TiO ₂ | 0.05 | | | | | | | | | |
| Al ₂ O ₃ | 0.72 | 0.40 | 0.19 | 1.03 | 1.15 | 0.60 | 0.42 | 0.26 | 0.86 | 7.05 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.05 | 0.21 | 0.51 | 0.04 | 0.64 | 2.90 | 0.20 | 0.21 | 0.70 | 2.24 |
| FeO | | | 0.01 | | 0.02 | 0.70 | 0.05 | | | 2.40 |
| MnO | 0.01 | | | | | | | | | |
| MgO | 24.16 | 23.35 | 23.13 | 23.74 | 23.31 | 21.31 | 24.30 | 25.35 | 22.50 | 15.08 |
| SrO | 0.01 | | | | | | | | | |
| CaO | 0.15 | | 0.06 | 0.51 | 0.03 | 0.47 | 0.34 | | | |
| Na ₂ O | 0.04 | | 0.02 | | 0.67 | | 1.34 | 0.09 | | |
| K ₂ O | 0.06 | | 0.02 | | 0.61 | | | | | |
| P ₂ O ₅ | 0.19 | | | | | | | | | |
| H ₂ O ⁺ | 10.95 | | 21.63 | 9.04 | 9.83 | 12.06 | 10.00 | 9.25 | 8.80 | 10.48 |
| H ₂ O ⁻ | | | | 12.67 | 9.76 | 9.21 | 9.21 | 10.04 | 9.90 | 9.45 |
| Toplam | 98.64 | | 99.58 | 99.89 | 99.72 | 99.75 | 99.00 | 100.25 | | |

(1) Bozkaya, 1991

(2) Abdul-Latif and Weaver, 1969

(3) YeniyoI ve Öztunalı, 1985

(4) Imai et al, 1969

(5) Stossell and Hay, 1978

(6) Gaillere, 1951

(7) Hathaway and Sachs, 1965

(8) Maksimovic and Radukic, 1961

(9) Nagy and Bradley, 1955

(10) Rogers et al, 1956

Çizelge 4.5. Hekimhan bölgesindeki palıgorsitin kimyasal bileşiminin karşılaştırılması

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | |
|--------------------------------|---------|-------|---------|---------|--------|---------|-----------|--------|-------|-------|-------|----------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|
| Okült | MALAYIA | U.S.A | JAPONYA | İSPANYA | AFRİKA | CEZAYİR | SEHEYLAND | FAS | USSR | USSR | USSR | BREZİLYA | U.S.A | ALASKA | USSR | USSR | U.S.A | İSRAIL |
| SiO ₂ | 56.63 | 55.03 | 53.75 | 51.50 | 61.60 | 54.71 | 52.35 | 52.60 | 54.25 | 52.18 | 50.65 | 57.54 | 57.19 | 55.71 | 55.12 | 51.17 | 55.86 | 57.17 |
| TiO ₂ | 0.44 | | | | | | | | | 0.20 | | | | | | | 0.47 | 0.36 |
| Al ₂ O ₃ | 8.82 | 10.24 | 10.23 | 10.03 | 6.82 | 13.48 | 15.44 | 12.60 | 13.11 | 18.32 | 11.97 | 12.26 | 12.13 | 12.83 | 15.70 | 13.73 | 10.54 | 13.25 |
| Fe ₂ O ₃ | 7.81 | 3.53 | 1.83 | 2.36 | 0.87 | 2.10 | 2.12 | 3.80 | | 7.45 | | 0.21 | 1.51 | 1.39 | 1.60 | 1.55 | 3.23 | 6.25 |
| FeO | | 0.26 | 0.26 | 0.52 | | | | 0.80 | | | | | | | 0.31 | | | |
| MnO | 0.02 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| MgO | 12.26 | 10.49 | 9.39 | 12.28 | 14.22 | 5.44 | 6.60 | 8.40 | 12.04 | 8.90 | 7.75 | 10.22 | 9.29 | 9.20 | 6.14 | 6.40 | 9.20 | 7.29 |
| CaO | 0.01 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| CaO | 0.56 | 2.29 | 2.29 | 1.81 | 0.67 | 2.79 | 0.14 | 2.20 | 0.31 | 0.59 | 0.14 | 0.08 | 0.36 | 0.18 | 0.41 | 2.89 | 1.56 | 0.69 |
| K ₂ O | 0.13 | | | 0.12 | | | | | | | | | 0.15 | 0.45 | | | 0.68 | - |
| K ₂ O | 1.07 | 0.47 | 0.02 | 0.13 | | | | | | | | 0.18 | 0.07 | 0.11 | | | 0.05 | |
| P ₂ O ₅ | 0.07 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| H ₂ O ⁺ | 11.05 | 10.13 | 12.04 | 14.43 | | 12.63 | 12.00 | 10.60 | 13.36 | 12.04 | 10.52 | | | | 13.52 | 13.24 | 9.13 | 15.04 |
| H ₂ O ⁻ | | 9.73 | 10.16 | 7.36 | 14.16 | 8.65 | 10.32 | 9.00 | 6.50 | 8.46 | 9.72 | | | | 7.08 | 10.29 | 8.71 | |
| Toplam | 98.87 | 99.62 | 99.97 | 100.54 | 98.34 | 99.80 | 98.87 | 100.00 | 99.57 | 99.78 | 99.10 | 100.24 | 100.24 | 100.68 | 100.96 | 99.57 | 99.58 | 99.85 |

- (1) Bozkaya, 1991
(2) Bradley, 1940
(3) Imai et al, 1969
(4) Çalan et al, 1975
(5) Keystek and Schmidt, 1954
(6) Caillere, 1934
(7) Stephen, 1954
(8) Caillere, 1951
(9) Fersmann, 1913
(10) Fersmann, 1913
(11) Oreharenko, 1964
(12) Huggins et al., 1962
(13) "
(14) "
(15) "
(16) "
(17) "
(18) Wiersma, 1970

Çizelge 4.6. Kösehasan formasyonu tüflerindeki analsimlerin kimyasal bileşimleri ve yapısal formülleri ile matriksin kimyasal bileşimi

| % Oksit | Analsim | | | | Matriks | | |
|--------------------------------|---------|--------|--------|--------|---------|--------|--------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| KİMYASAL BİLEŞİM | | | | | | | |
| SiO ₂ | 66.34 | 63.23 | 63.47 | 65.89 | 63.82 | 70.36 | 69.72 |
| TiO ₂ | 0.08 | 0.07 | 0.10 | 0.16 | 0.21 | 0.02 | 0.10 |
| Al ₂ O ₃ | 20.85 | 21.74 | 20.62 | 20.80 | 20.88 | 21.30 | 22.27 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.57 | 0.34 | 0.53 | 0.39 | 1.64 | 0.02 | 0.17 |
| MnO | 0.06 | 0.05 | 0.11 | 0.08 | 0.06 | 0.08 | 0.12 |
| MgO | 0.32 | 0.03 | 0.10 | 0.16 | 2.11 | 0.12 | 0.04 |
| CaO | 0.09 | 0.20 | 0.03 | 0.02 | 0.24 | 0.04 | 0.09 |
| Na ₂ O | 11.55 | 14.07 | 14.96 | 12.35 | 10.63 | 7.74 | 7.35 |
| K ₂ O | | 0.09 | | 0.02 | 0.05 | 0.02 | 0.07 |
| P ₂ O ₅ | 0.12 | 0.14 | 0.06 | 0.11 | 0.27 | 0.26 | 0.03 |
| SO ₂ | 0.02 | 0.04 | 0.02 | 0.03 | 0.09 | 0.04 | 0.04 |
| Toplam | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 |
| YAPISAL FORMÜL | | | | | | | |
| Si | 34.91 | 33.77 | 34.02 | 34.79 | | | |
| Ti | 0.03 | 0.03 | 0.04 | 0.06 | | | |
| Al | 12.93 | 13.68 | 13.03 | 12.94 | | | |
| Fe | 0.23 | 0.14 | 0.21 | 0.16 | | | |
| Mn | 0.03 | 0.02 | 0.05 | 0.04 | | | |
| Mg | 0.25 | 0.02 | 0.08 | 0.13 | | | |
| Ca | 0.05 | 0.11 | 0.02 | 0.01 | | | |
| Na | 11.79 | 14.57 | 15.55 | 12.64 | | | |
| K | - | 0.06 | - | 0.01 | | | |
| P | 0.05 | 0.06 | 0.03 | 0.05 | | | |
| S | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | | | |
| Si/Al | 2.70 | 2.47 | 2.61 | 2.69 | | | |

değişebilir katyonlarda, özellikle Na miktarında azalma gözlenmektedir.

Gölsel tüflerde gelişen analsimlerle (Emet baseni, Yalçın ve Gündoğdu, 1988) karşılaştırıldığında (Çizelge 4.7), denizel ortamdaki tüflerde gelişen bu analsimlerin Na, Fe ve Ti bakımından daha zengin olmaları yanında, K içeriği daha azdır.

Çizelge 4.7. Denizel ve gölsel analsimlerin ortalama kimyasal bileşimlerinin karşılaştırılması

| | Hekimhan (Denizel) | Emet (Gölsel) |
|--------------------------------|-----------------------|------------------|
| SiO ₂ | 64.73 | 66.29 |
| TiO ₂ | 0.10 | 0.05 |
| Al ₂ O ₃ | 21.00 | 20.79 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.46 | 0.26 |
| MnO | 0.08 | 0.05 |
| MgO | 0.15 | 0.12 |
| CaO | 0.09 | 0.07 |
| Na ₂ O | 13.23 | 11.96 |
| K ₂ O | 0.03 | 0.24 |
| Toplam | 99.87 | 99.83 |
| <u>Yapısal Formül</u> | | |
| Si | 34.43 | 35.01 |
| Ti | 0.04 | 0.02 |
| Al | 13.17 | 12.94 |
| Fe | 0.18 | 0.10 |
| Mn | 0.04 | 0.02 |
| Mg | 0.12 | 0.09 |
| Ca | 0.05 | 0.04 |
| Na | 13.64 | 12.25 |
| K | 0.02 | 0.16 |
| Si/Al | 2.61 | 2.71 |

4.4. Karbonat Minerallerinin Kimyası

Karbonat minerallerinin kimyasal özelliklerini incelemek amacıyla 7 formasyona ait 50 adet örneğin kimyasal çözümü karbondat fazında yapılmış ve yapısal formülleri de hesaplanmıştır. Bu hesaplamalarda örneklerin $MgCO_3$ ve $CaCO_3$ içerikleri dikkate alınmıştır. Bu amaçla kalsitler 3, dolomitler ise 6 oksijen bazına göre değerlendirilmiştir. Yorumlamalar için saf örneklerin kullanılmasına çalışılmıştır.

Karbonat minerallerinde belirlenen ana ve iz elementlerin formasyonlara göre dikey dağılımı ve bazı elementlerin korelasyon ilişkileri de bu alt bölümde incelenmiştir.

4.4.1. Yukarıselimli formasyonu

Homojen bir görünüme sahip bu formasyon üzerinde, yanall yayılımı da dikkate alınarak 3 örnekte kimyasal çözümü gerçekleştirilmiş ve yapısal formülleri hesaplanmıştır (Çizelge 4.8). Kalsit ve bir örnekte de kalsit+dolomit bileşimine sahip bu karbonat kayalarındaki kalsitlerin Mg/Ca oranı 0.01-0.02 arasında değişmekte, kalsit+dolomit örneğinde 0.30'a çıkmaktadır.

Dolomitik kireçtaşı örneğinde Sr miktarı azalmakta, buna karşın Fe, Na ve Cu elementlerinde bir artma gözlenmektedir. Diğer formasyonlara göre, Sr, Fe, Mn, Na, K ve Cu miktarları düşük değerlerde kalmaktadır.

4.4.2. Güzelyurt formasyonu

Resifal karbonat kayalarından oluşan bu formasyondan, yayılımı gözönüne alınarak kuzey, güney ve orta kesimlerden alınan 3 örnekte kimyasal çözümü gerçekleştirilmiş ve yapısal formülleri de hesaplanmıştır (Çizelge 4.9).

Tümüyle kalsit mineralleriyle temsil edilen formasyonda Mg/Ca oranı çok düşüktür ($Mg/Ca=0.01$). Mg değeri diğer formasyonlara göre de oldukça düşük miktarlardadır.

Havzanın güneyinde yer alan resifal (set) kireçta-

Çizelge 4.8. Yukarıselimli formasyonu karbonat minerallerinin kimyasal çözümleme sonuçları ve yapısal formülleri

| | <u>ÖB-462</u> | <u>ÖB-489</u> | <u>ÖB-600</u> |
|-------------------------|---------------|---------------|---------------|
| <u>Kimyasal Bileşim</u> | | | |
| <u>Mineral</u> | <u>Ka+Do</u> | <u>Ka</u> | <u>Ka</u> |
| <u>% oksit</u> | | | |
| CaO | 42.06 | 55.55 | 55.79 |
| MgO | 9.26 | 0.66 | 0.59 |
| SrO | 0.02 | 0.04 | 0.03 |
| FeO | 0.04 | 0.02 | 0.02 |
| MnO | 0.01 | | 0.03 |
| <u>ppm</u> | | | |
| Mg | | 3972 | 3564 |
| Sr | 142 | 350 | 223 |
| Fe | 342 | 163 | 159 |
| Mn | 99 | 24 | 205 |
| Na | 96 | 47 | 18 |
| K | 45 | 65 | 21 |
| Cu | 13 | 8 | 6 |
| Ni | 177 | 311 | 314 |
| Zn | 62 | 22 | 25 |
| Co | 35 | 56 | 49 |
| Pb | 28 | 34 | 34 |
| Cr | 36 | 110 | 74 |
| <u>Yapısal Formül</u> | | | |
| Ca | 0.77 | 0.98 | 0.99 |
| Mg | 0.23 | 0.02 | 0.01 |
| Mg/Ca | 0.30 | 0.02 | 0.01 |
| <u>% Çözünen</u> | 97.92 | 97.28 | 96.36 |

Çizelge 4.9. Güzelyurt formasyonu karbonat minerallerinin kimyasal çözümleme sonuçları ve yapısal formülleri

| | <u>ÖB-14</u> | <u>ÖB-61</u> | <u>ÖB-506</u> |
|-------------------------|--------------|--------------|---------------|
| <u>Kimyasal Bileşim</u> | | | |
| <u>Mineral</u> | <u>Ka</u> | <u>Ka</u> | <u>Ka</u> |
| <u>% Oksit</u> | | | |
| CaO | 53.70 | 51.63 | 54.77 |
| MgO | 0.40 | 0.21 | 0.17 |
| SrO | 0.04 | 0.04 | 0.02 |
| FeO | 0.04 | 0.18 | 0.01 |
| MnO | 0.01 | 0.01 | |
| <u>ppm</u> | | | |
| Mg | 2393 | 1246 | 1031 |
| Sr | 308 | 217 | 153 |
| Fe | 283 | 1391 | 69 |
| Mn | 103 | 81 | 27 |
| Na | 125 | 84 | 37 |
| K | 47 | 33 | 19 |
| Cu | 6 | 11 | 6 |
| Ni | 47 | 205 | 65 |
| Zn | 11 | 23 | 13 |
| Co | 17 | 26 | 21 |
| Pb | 33 | 105 | 40 |
| Cr | 12 | 22 | 12 |
| <u>Yapısal Formül</u> | | | |
| Ca | 0.99 | 0.99 | 1.00 |
| Mg | 0.01 | 0.01 (Mg+Fe) | |
| Mg/Ca | 0.01 | 0.01 | |
| <u>% Çözünen</u> | 94.79 | 97.36 | 95.74 |

sının (ÖB-14) Mg, Mn, Sr, Na ve K miktarları yüksek olmakta, kuzeyde yeralan resifal (yama) kireçtaşları ise (ÖB-61) Fe, Cu, Ni, Zn, Pb ve Cr bakımından daha zengindir. Bu da, ofiyolitik seriye yapışık olarak yama resifi şeklinde oluşan kireçtaşlarının ofiyolitik seriden türeyen çözünürlüğü düşük elementleri bünyesine alması biçiminde değerlendirilmiştir. Buna karşın ofiyolitik kayalardan daha uzakta bulunan ve set resifi şeklinde gelişen kireçtaşları ise çözünürlüğü yüksek elementleri daha fazla içermektedir.

4.4.3. Kösehasan formasyonu

Birime ait 7 örnek üzerinde kimyasal çözümlene yapılmış ve yapısal formülleri de hesaplanmıştır (Çizelge 4.10).

Birimdeki kalsitlerin Mg/Ca oranı 0.01-0.04 arasında değişmektedir. Diğer formasyonlara oranla Mn, Fe, Na, K, Zn ve Cu elementlerini daha fazla içermektedir. Fe, Mn, Zn ve Cu elementleri ofiyolitik kayalardan, Na ve K elementleri ise volkanik faaliyetin ürünü olan volkanik camın devitrifiye olması sonucu türemiştir. Formasyonun tüflü seviyelerinde Na'lu zeolit minerallerinin (analsim) gelişmesi bu görüşü desteklemektedir. Na ve K'un kimyasal çözümlene sırasında simektitlerden çözeltilmeye geçmesi de kil içeriği yüksek karbonat kayalarında olasıdır.

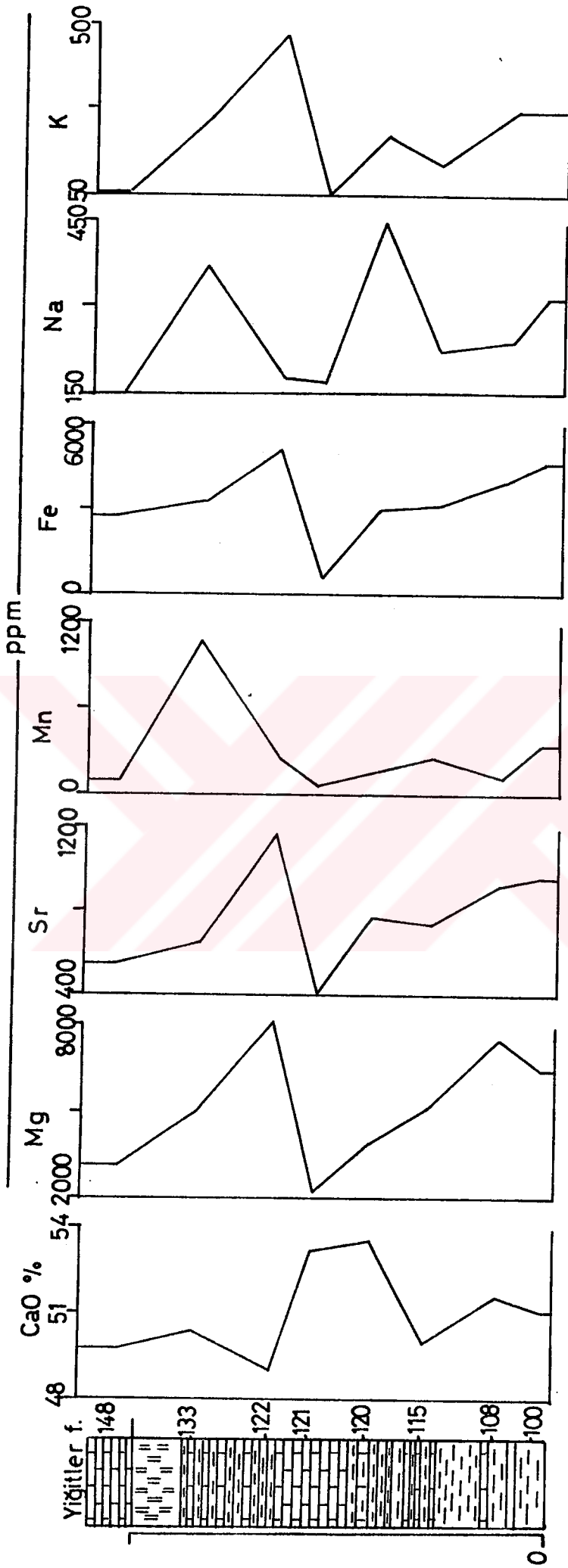
Diğer yandan, ana ve iz elementlerin dikey dağılımları Köslüler sırtında ölçülen dikme kesitte incelenmiştir (Şekil 4.6). Dikey dağılımlardan da görüleceği gibi, kil miktarı artan seviyelerde Mg, Sr, Fe ve K miktarlarındaki artış dikkati çekmektedir. Bu elementlerin yanı sıra, Ca, Na ve Mn'da benzer bir eğilim göstermektedir.

4.4.4. Yiğitler formasyonu

Birimden alınan 7 karbonatlı kayaç örneği üzerinde kimyasal çözümlenmeler yapılmış ve yapısal formülleri de hesaplanmıştır (Çizelge 4.11). Elde edilen sonuçlara göre, kalsit minerallerinin Mg/Ca oranları 0.01-0.04 arasında değişmektedir. Diğer formasyonlara göre Fe ve Co

Çizelge 4.10. Kösehasan formasyonu karbonat minerallerinin kimyasal çözümleme sonuçları ve yapısal formülleri

| | <u>ÖB-100</u> | <u>ÖB- 108</u> | <u>ÖB-115</u> | <u>ÖB-120</u> | <u>ÖB-121</u> | <u>ÖB-122</u> | <u>ÖB-133</u> |
|-------------------------|---------------|----------------|---------------|---------------|---------------|---------------------------|---------------|
| <u>Kimyasal Bileşim</u> | | | | | | | |
| <u>Mineral</u> | <u>Ka</u> | <u>Ka</u> | <u>Ka</u> | <u>Ka</u> | <u>Ka</u> | <u>Ka(%96) Do(%4)</u> | <u>Ka</u> |
| <u>% Oksit</u> | | | | | | | |
| CaO | 51.10 | 51.63 | 50.05 | 53.61 | 53.27 | 48.99 | 50.41 |
| MgO | 1.06 | 1.24 | 0.86 | 0.67 | 0.37 | 1.36 | 0.83 |
| FeO | 0.60 | 0.51 | 0.40 | 0.39 | 0.08 | 0.65 | 0.42 |
| MnO | 0.04 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.01 | 0.04 | 0.14 |
| SrO | 0.11 | 0.11 | 0.09 | 0.09 | 0.05 | 0.14 | 0.08 |
| <u>ppm</u> | | | | | | | |
| Mg | 6410 | 7478 | 5164 | 4023 | 2215 | 8191 | 4999 |
| Fe | 4665 | 3954 | 3149 | 3048 | 631 | 5077 | 3282 |
| Mn | 350 | 132 | 266 | 180 | 72 | 286 | 1070 |
| Sr | 955 | 918 | 738 | 771 | 402 | 1163 | 661 |
| Na | 314 | 240 | 225 | 452 | 170 | 183 | 368 |
| K | 268 | 270 | 130 | 210 | 56 | 458 | 250 |
| Cu | 13 | 13 | 9 | 20 | 12 | 13 | 19 |
| Ni | 249 | 334 | 220 | 72 | 36 | 311 | 117 |
| Zn | 60 | 35 | 48 | 29 | 16 | 39 | 107 |
| Co | 31 | 47 | 55 | 19 | 17 | 19 | 32 |
| Pb | 136 | 120 | 98 | 39 | 34 | 106 | 36 |
| Cr | 36 | 36 | 32 | 26 | 23 | 34 | 25 |
| <u>Yapısal Formül</u> | | | | | | | |
| Mg | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.04 | 0.02 |
| Ca | 0.96 | 0.96 | 0.97 | 0.98 | 0.99 | 0.95 | 0.97 |
| Fe | 0.01 | 0.01 | 0.01 | | | 0.01 | 0.01 |
| Mg/Ca | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.04 | 0.02 |
| <u>% Çöz.</u> | 80.46 | 79.86 | 90.69 | 84.46 | 96.52 | 64.26 | 87.72 |



Şekil 4.6. Kösehasan formasyonu karbonat minerallerindeki bazı ana ve iz elementlerin dikey dağılımları (Köslüler sırtı)

Çizelge 4.11. Yiğitler formasyonu karbonat minerallerinin kimyasal çözümleme sonuçları ve yapısal formülleri

| | <u>ÖB-148</u> | <u>ÖB-255</u> | <u>ÖB-256</u> | <u>ÖB-274</u> | <u>ÖB-276</u> | <u>ÖB-279</u> | <u>ÖB-280</u> |
|-------------------------|---------------|---------------|------------------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| <u>Kimyasal Bileşim</u> | | | | | | | |
| <u>Mineral</u> | <u>Ka</u> | <u>Ka</u> | <u>Ka (%96)+ Do (%4)</u> | <u>Ka</u> | <u>Ka</u> | <u>Ka</u> | <u>Ka</u> |
| <u>% Oksit</u> | | | | | | | |
| CaO | 49.78 | 50.57 | 50.84 | 53.15 | 53.56 | 53.64 | 53.97 |
| MgO | 0.53 | 0.95 | 1.54 | 1.13 | 1.27 | 1.30 | 0.89 |
| FeO | 0.36 | 0.44 | 0.50 | 0.44 | 0.35 | 0.52 | 0.27 |
| MnO | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.03 | 0.01 | 0.02 | 0.01 |
| SrO | 0.07 | 0.08 | 0.08 | 0.09 | 0.05 | 0.08 | 0.07 |
| <u>ppm</u> | | | | | | | |
| Mg | 3205 | 5698 | 9259 | 6786 | 7664 | 7847 | 5384 |
| Fe | 2792 | 3435 | 3880 | 3386 | 2747 | 4013 | 2117 |
| Mn | 112 | 69 | 145 | 196 | 105 | 119 | 102 |
| Sr | 561 | 706 | 717 | 736 | 459 | 630 | 584 |
| Na | 149 | 209 | 179 | 251 | 161 | 185 | 156 |
| K | 62 | 278 | 326 | 507 | 287 | 500 | 391 |
| Cu | 9 | 10 | 13 | 11 | 7 | 12 | 7 |
| Ni | 354 | 494 | 773 | 129 | 194 | 313 | 152 |
| Zn | 20 | 46 | 42 | 22 | 27 | 46 | 28 |
| Co | 53 | 31 | 32 | 21 | 29 | 34 | 32 |
| Pb | 138 | 126 | 132 | 33 | 38 | 36 | 33 |
| Cr | 31 | 45 | 56 | 29 | 40 | 31 | 29 |
| <u>Yapısal Formül</u> | | | | | | | |
| Mg | 0.01 | 0.02 | 0.04 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.02 |
| Ca | 0.98 | 0.97 | 0.95 | 0.96 | 0.97 | 0.96 | 0.98 |
| Fe | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | | | |
| Mg/Ca | 0.01 | 0.02 | 0.04 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.02 |
| <u>% Çöz.</u> | 94.20 | 80.90 | 77.62 | 76.04 | 82.62 | 71.06 | 75.04 |

elementlerini daha fazla içermektedir.

Ayrıca ana ve iz elementlerin dikey dağılımları Kösüler sırtı ile Köldüzü arasında ölçülen dikme kesitte araştırılmıştır (Şekil 4.7). Dikey dağılımlardan da gözleneceği gibi killi düzeylerde Sr, Fe ve K miktarlarında belirgin bir artma gözlenmektedir. Na ve Mn'in dağılımının yanı sıra Sr, Fe ve K' da benzer davranmaktadırlar.

4.4.5. Yağca formasyonu

Dolomit mineralleriyle temsil edilen formasyondan 8 örnek üzerinde kimyasal çözünme yapılmış ve yapısal formülleri de hesaplanmıştır (Çizelge 4.12).

Dolomitlerin Mg/Ca oranları 0.82-0.98 arasında değişmekte olup Ca-dolomit (Folk, 1974) olarak adlandırılmıştır. Yalnızca bir örneğin (ÖB-156) Mg/Ca oranı 1'e yakın (0.98) çıkmış ve bu da ideal dolomit (Goldsmith ve Graf, 1958) olarak değerlendirilmiştir.

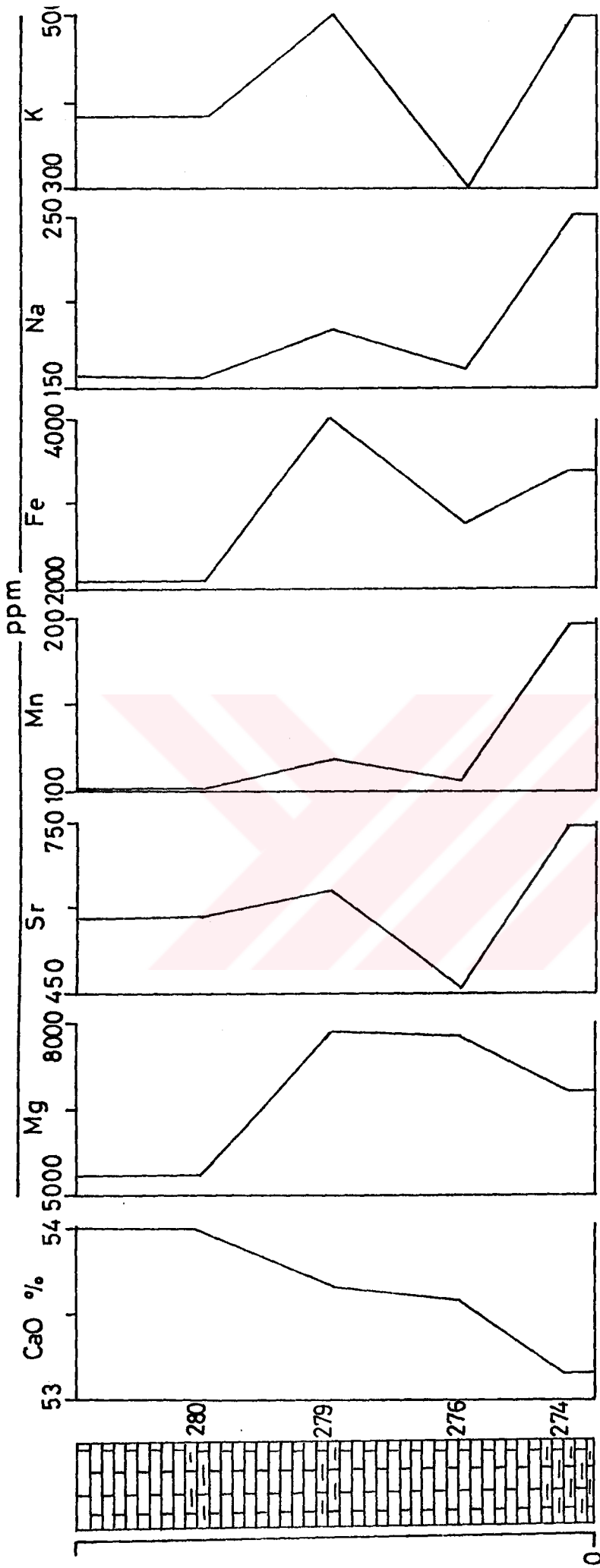
Ana ve iz elementlerin dikey dağılımları dikme kesitlerde incelenmiştir (Şekil 4.8 ve 4.9). Birim Co ve Cu elementlerini diğer formasyonlara nazaran daha fazla içermektedir. Ayrıca dikme kesitlerde, Sr ve Fe, Na ve K birlikte davranmaktadırlar. Mg ile Mn'da kısmen benzer dağılım sunmaktadır. İzlenebildiği gibi bolluk bakımından Sr ile Mg ve Mn arasında ters bir ilişki göze çarpmaktadır.

4.4.6. Kızılyatak formasyonu

Formasyona ait 3 dolomit ve 7 kalsit olmak üzere toplam 10 adet örneğin kimyasal çözünmesi gerçekleştirilmiş ve yapısal formülleri de belirlenmiştir (Çizelge 4.13).

Elde edilen sonuçlara göre, dolomitlerin Mg/Ca oranları 0.69-0.92 arasında değişmekte olup Ca-dolomit (Folk, 1974) biçiminde adlandırılmıştır. Kalsitlerde ise Mg/Ca oranları 0.02-0.05 arasında kalmaktadır.

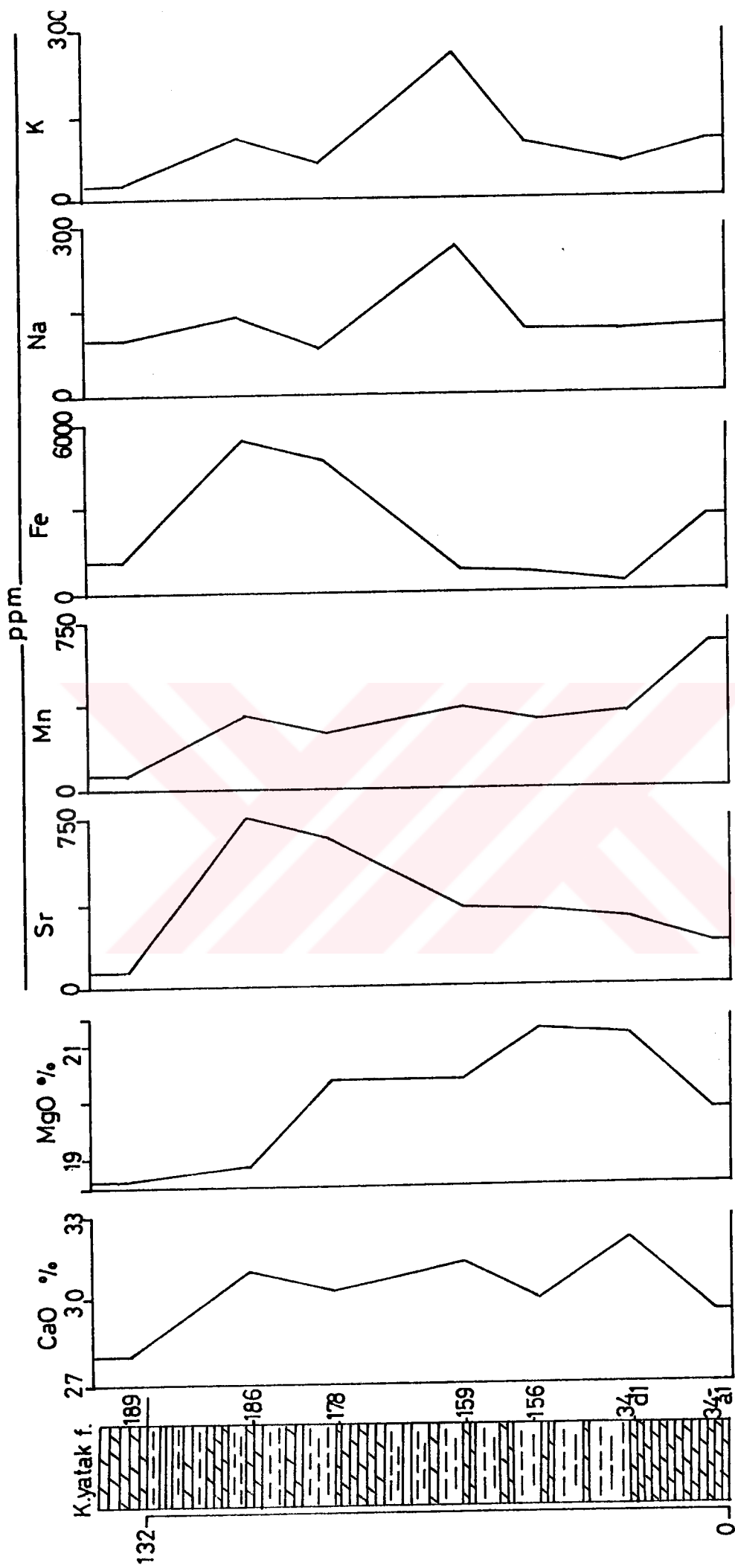
Birimin karbonat minerallerindeki ana ve iz elementlerin dikey dağılımı ise Sulukaşdere boyunca ölçülen dik-



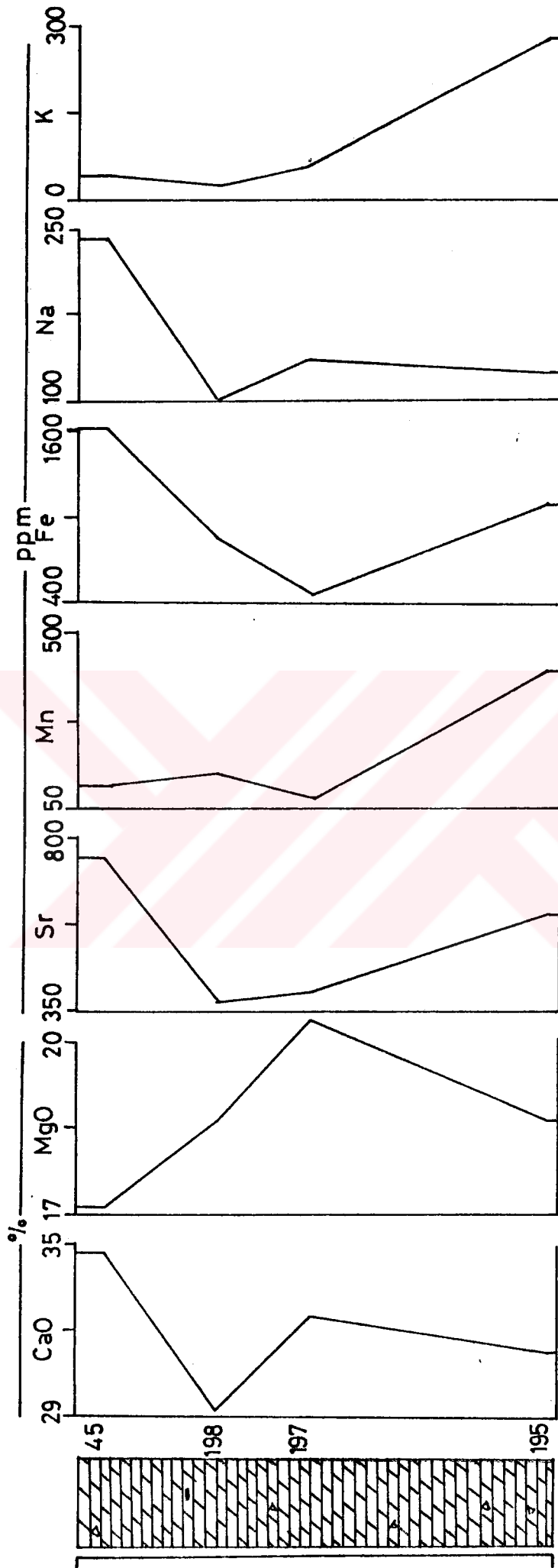
Şekil 4.7. Yiğitler formasyonu karbonat minerallerindeki bazı ana ve iz elementlerin dikey dağılımları (Köslüler sırtı)

Çizelge 4.12. Yağca formasyonu karbonat minerallerinin kimyasal çözümleme sonuçları ve yapısal formülleri

| | <u>ÖB-34a1</u> | <u>ÖB-34d1</u> | <u>ÖB-156</u> | <u>ÖB-159</u> | <u>ÖB-178</u> | <u>ÖB-186</u> | <u>ÖB-195</u> | <u>ÖB-196</u> |
|-------------------------|----------------|----------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| <u>Kimyasal Bileşim</u> | | | | | | | | |
| <u>Mineral</u> | <u>Do</u> | <u>Do</u> | <u>Do</u> | <u>Do</u> | <u>Do</u> | <u>Do</u> | <u>Do</u> | <u>Do</u> |
| <u>% Oksit</u> | | | | | | | | |
| CaO | 29.50 | 32.10 | 30.03 | 31.77 | 30.29 | 30.99 | 31.34 | 32.51 |
| MgO | 19.79 | 21.14 | 21.26 | 20.40 | 20.38 | 18.86 | 18.60 | 20.38 |
| FeO | 0.19 | 0.05 | 0.09 | 0.11 | 0.60 | 0.70 | 0.13 | 0.06 |
| MnO | 0.08 | 0.04 | 0.04 | 0.05 | 0.02 | 0.04 | 0.05 | 0.01 |
| SrO | 0.02 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.08 | 0.09 | 0.07 | 0.05 |
| <u>ppm</u> | | | | | | | | |
| Fe | 1477 | 353 | 709 | 822 | 4632 | 5435 | 1083 | 453 |
| Mn | 648 | 335 | 306 | 360 | 250 | 334 | 398 | 82 |
| Sr | 197 | 319 | 355 | 362 | 673 | 754 | 605 | 398 |
| Na | 122 | 115 | 116 | 265 | 87 | 140 | 123 | 136 |
| K | 99 | 65 | 100 | 260 | 64 | 107 | 275 | 56 |
| Cu | 9 | 15 | 8 | 60 | 7 | 3 | 16 | 4 |
| Ni | 298 | 81 | 796 | 94 | 636 | 359 | 684 | 101 |
| Zn | 31 | 21 | 28 | 51 | 19 | 20 | 17 | 17 |
| Co | 56 | 22 | 67 | 22 | 60 | 22 | 48 | 15 |
| Pb | 61 | 69 | 81 | 34 | 81 | 21 | 79 | 16 |
| Cr | 64 | 40 | 48 | 60 | 52 | 36 | 37 | 42 |
| <u>Yapısal Formül</u> | | | | | | | | |
| Mg | 0.96 | 0.96 | 0.99 | 0.94 | 0.96 | 0.91 | 0.90 | 0.93 |
| Ca | 1.03 | 1.04 | 1.01 | 1.06 | 1.02 | 1.07 | 1.10 | 1.07 |
| Fe | 0.01 | | | | 0.02 | 0.02 | | |
| Mg/Ca | 0.93 | 0.92 | 0.98 | 0.89 | 0.94 | 0.85 | 0.82 | 0.87 |
| <u>% Çöz.</u> | 89.38 | 54.95 | 75.36 | 18.53 | 83.83 | 91.66 | 78.04 | 79.49 |



Şekil 4.8. Yağca formasyonu karbonat minerallerindeki bazı ana ve iz elementlerin dikey dağılımları (Tepedüzü tepe)



Şekil 4.9. Yağca formasyonu karbonat minerallerindeki bazı ana ve iz elementlerin dikey dağılımları (Ağtepe)

Çizelge 4.13. Kızılyatak formasyonu karbonat minerallerinin kimyasal çözümleme sonuçları ve yapısal formülleri

| | <u>ÖB- 45</u> | <u>ÖB-189</u> | <u>ÖB-198</u> | <u>ÖB-217</u> | <u>ÖB-218</u> | <u>ÖB-302</u> | <u>ÖB-304</u> | <u>ÖB-305</u> | <u>ÖB-309</u> | <u>ÖB-394</u> |
|-------------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|----------------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| <u>Kimyasal Bileşim</u> | | | | | | | | | | |
| <u>Mineral</u> | <u>Do</u> | <u>Do</u> | <u>Do</u> | <u>Ka</u> | <u>Ka(%91)+ Do(%9)</u> | <u>Ka</u> | <u>Ka</u> | <u>Ka</u> | <u>Ka</u> | <u>Ka</u> |
| <u>% Oksit</u> | | | | | | | | | | |
| CaO | 34.67 | 27.92 | 29.24 | 46.36 | 53.47 | 47.88 | 54.25 | 49.18 | 53.06 | 51.91 |
| MgO | 17.11 | 18.60 | 18.60 | 0.86 | 0.81 | 1.74 | 1.09 | 0.99 | 1.01 | 2.18 |
| FeO | 0.21 | 0.15 | 0.11 | 0.09 | 0.10 | 0.25 | 0.04 | 0.04 | 0.13 | 0.25 |
| MnO | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.04 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.02 |
| SrO | 0.09 | 0.01 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.03 | 0.03 | 0.04 | 0.04 |
| <u>ppm</u> | | | | | | | | | | |
| Mg | | | | 5164 | 4907 | 10495 | 6578 | 5956 | 6073 | 13168 |
| Fe | 1599 | 1135 | 845 | 708 | 763 | 1921 | 316 | 272 | 1044 | 1949 |
| Mn | 112 | 65 | 143 | 88 | 98 | 335 | 78 | 62 | 135 | 127 |
| Sr | 741 | 78 | 371 | 350 | 330 | 358 | 233 | 256 | 448 | 389 |
| Na | 243 | 98 | 99 | 89 | 107 | 206 | 90 | 97 | 130 | 143 |
| K | 47 | 27 | 29 | 108 | 201 | 810 | 103 | 88 | 145 | 240 |
| Cu | 6 | 6 | 70 | 6 | 6 | 12 | 6 | 6 | 6 | 7 |
| Ni | 168 | 670 | 351 | 336 | 72 | 150 | 48 | 41 | 108 | 95 |
| Zn | 16 | 14 | 39 | 16 | 13 | 79 | 17 | 13 | 19 | 24 |
| Co | 17 | 50 | 66 | 51 | 23 | 11 | 22 | 23 | 22 | 14 |
| Pb | 20 | 62 | 72 | 97 | 29 | 40 | 34 | 29 | 28 | 60 |
| Cr | 23 | 29 | 23 | 22 | 26 | 47 | 24 | 25 | 25 | 27 |
| <u>Yapısal Formül</u> | | | | | | | | | | |
| Mg | 0.81 | 0.96 | 0.94 | 0.03 | 0.02 | 0.05 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.05 |
| Ca | 1.18 | 1.04 | 1.06 | 0.97 | 0.98 | 0.95 | 0.97 | 0.97 | 0.97 | 0.95 |
| Fe | 0.01 | | | | | | | | | |
| <u>% Çöz.</u> | 95.21 | 99.57 | 94.94 | 98.64 | 87.06 | 47.55 | 91.94 | 91.78 | 90.16 | 83.81 |

me kesitte incelenmeye çalışılmıştır (Şekil 4.10). Dikey dağılımda görüleceği gibi, alt seviyede Mg miktarında büyük bir artış gözlenmektedir. Bu artış diğer elementlere de yansımakta olup Sr'u daha az etkilemektedir. Ca'un maksimum olduğu kesimde ise diğer elementlerin konsantrasyonlarında bir düşüş söz konusudur. Bu da Ca'un yerine sübstitüsyon olayının azlığına işaret etmektedir. Diğer bir deyişle, Ca'un azalması, yerine sübstitüsyon sonucu gelen elementlerin artmasını sağlamaktadır. Ayrıca, dikey dağılımda Mg, Mn, Na ve K büyük bir benzerlik sunmaktadır. Bununla birlikte, Sr ve Fe'de benzer eğilim göstermektedir.

4.4.7. Kocaözü formasyonu

Formasyona ait birisi dolomit olmak üzere 12 adet örnekte kimyasal çözümlene gerçekleştirilmiş, ayrıca yapısal formülleri de saptanmıştır (Çizelge 4.14).

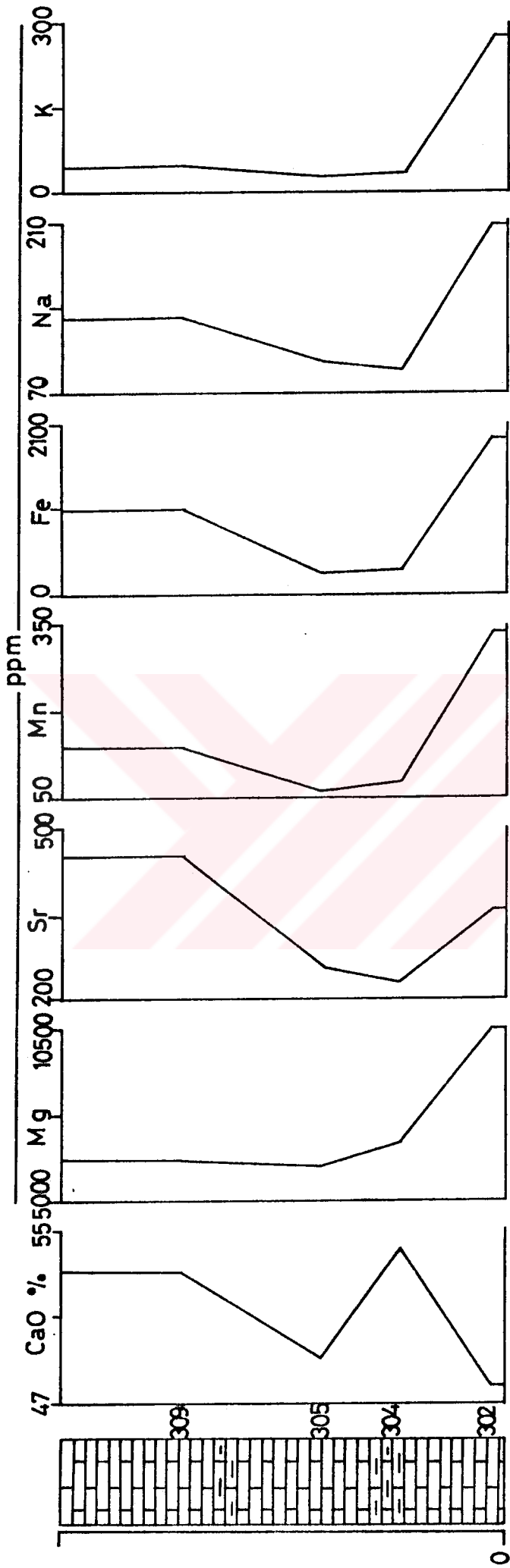
Dolomit örneğinde Mg/Ca oranı 0.79 olup tipik Ca-dolomit bileşimini yansıtmaktadır. Kalsitlerde ise Mg/Ca oranı 0.01-0.09 arasında değişmekte olup yer yer düşük Mg-kalsit (Folk, 1974) bileşimindedir. İz element açısından değerlendirildiğinde, diğer formasyonlara göre Sr bakımından aşırı zengindir.

Karbonat minerallerindeki ana ve eser elementlerin dikey dağılımları Ağtepe ve Gelnek: sırtı kesimlerindeki dikme kesitlerde araştırılmıştır (Şekil 4.11 ve 4.12). Şekillerden anlaşılacağı gibi, killi seviyelerde Mg, Fe, Na, K, Sr fazla iken Mn konsantrasyonu düşük değerlerde kalmaktadır.

4.4.8. Tartışma ve genellemeler

Farklı ortam ve çökeltme tiplerini temsil eden birimlerin karbonat minerallerinde gerçekleştirilen ana ve iz elementlerin ortalama bollukları ve korelasyon ilişkileri bu alt bölümde tartışılmış ve bazı genellemelere gidilmeye çalışılmıştır.

Karbonat minerallerinin kimyasından gidilerek çö-



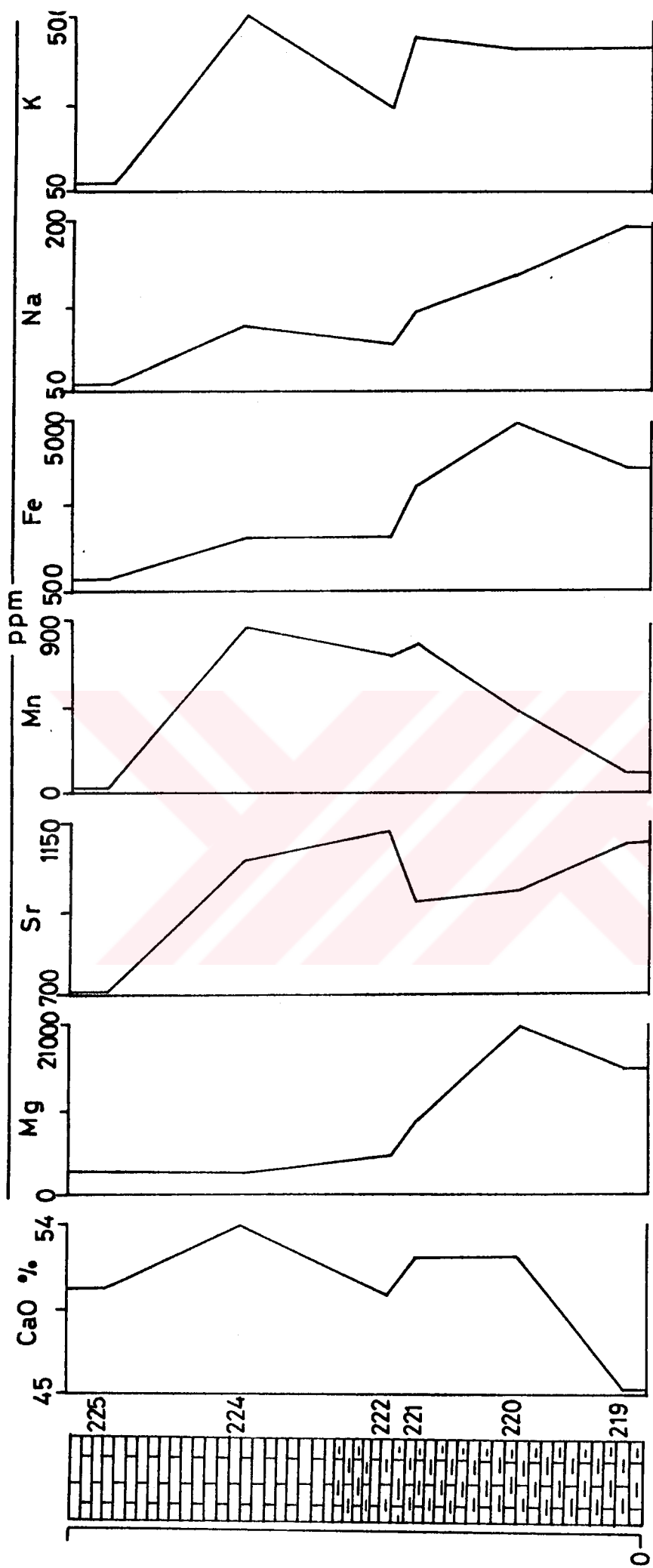
Şekil 4.10. Kızılyatak formasyonu karbonat minerallerindeki bazı ana ve iz elementlerin dikey dağılımları (Sulukaşdere)

Çizelge 4.14. Kocaözü formasyonu karbonat minerallerinin kimyasal çözümleme sonuçları ve yapısal formülleri

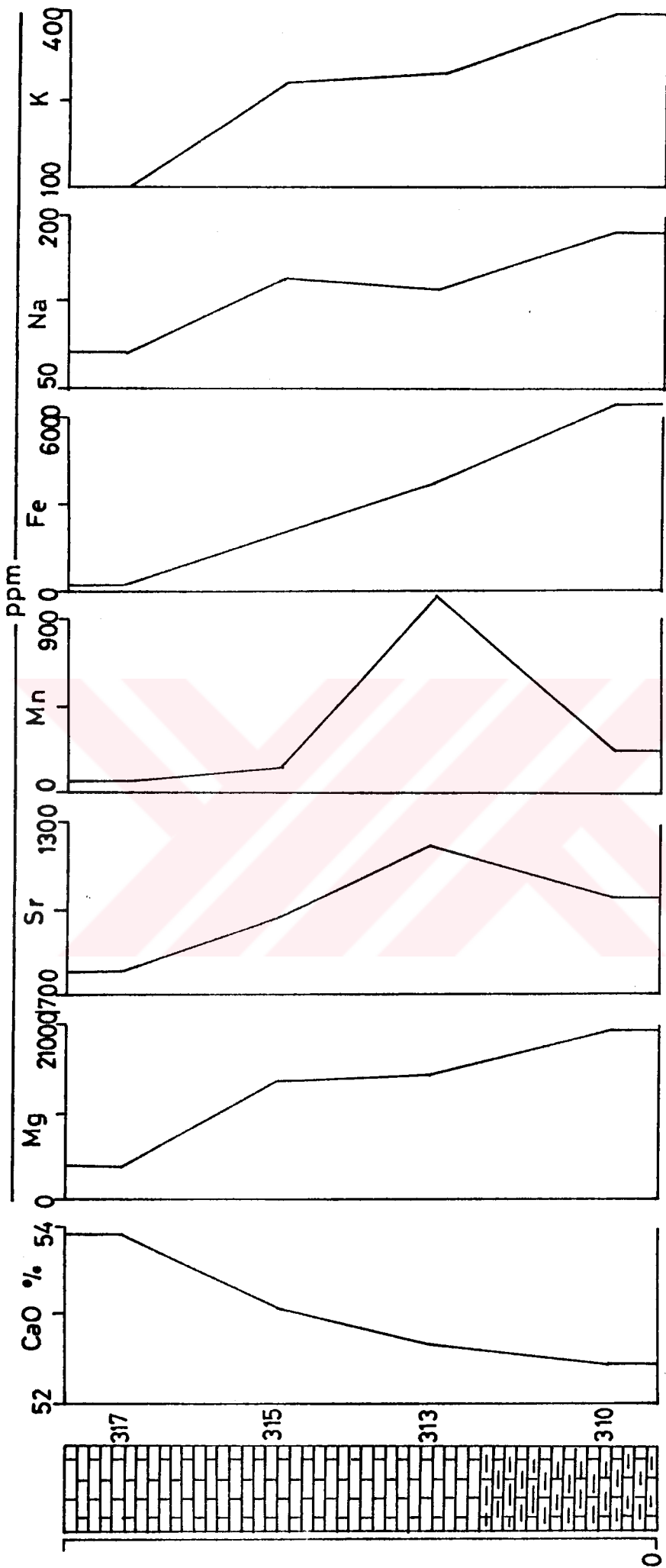
ÖB- 57 ÖB- 58 ÖB-219 ÖB-220 ÖB-221 ÖB-222 ÖB-224 ÖB-225 ÖB-310 ÖB-313 ÖB-315 ÖB-317

| Kimyasal Bileşim | | Ka(%76)Do(%99) | | Ka(%87)Ka(%96) | | Ka | | Ka | | Ka | | Ka | | Ka | | |
|-----------------------|---------|----------------|--------|----------------|---------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|----|----|----|--|
| Mineral | % Oksit | Do(%24) | Ka(%1) | Do(%13) | Do(%13) | Do(%4) | Ka | Ka | Ka | Ka | Ka | Ka | Ka | Ka | Ka | |
| CaO | 47.41 | 32.13 | 45.24 | 52.35 | 52.43 | 50.31 | 53.92 | 50.31 | 52.44 | 52.67 | 53.10 | 53.93 | | | | |
| MgO | 4.46 | 18.01 | 2.63 | 3.47 | 1.57 | 0.83 | 0.47 | 0.47 | 3.34 | 2.20 | 2.31 | 0.63 | | | | |
| FeO | 0.29 | 0.24 | 0.38 | 0.63 | 0.42 | 0.24 | 0.24 | 0.11 | 0.83 | 0.48 | 0.26 | 0.03 | | | | |
| MnO | 0.14 | 0.06 | 0.01 | 0.06 | 0.10 | 0.09 | 0.11 | | 0.03 | 0.13 | 0.02 | 0.01 | | | | |
| SrO | 0.13 | 0.12 | 0.13 | 0.12 | 0.11 | 0.13 | 0.13 | 0.08 | 0.12 | 0.14 | 0.11 | 0.09 | | | | |
| ppm | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Mg | 2238 | 1863 | 2943 | 4876 | 3237 | 1865 | 1867 | 838 | 6459 | 3732 | 2000 | 205 | | | | |
| Fe | 1100 | 484 | 93 | 435 | 795 | 732 | 879 | 34 | 233 | 1023 | 123 | 55 | | | | |
| Mn | 1127 | 1018 | 1099 | 982 | 951 | 1132 | 1053 | 707 | 1041 | 1216 | 972 | 787 | | | | |
| Sr | 111 | 158 | 192 | 149 | 120 | 90 | 108 | 56 | 186 | 135 | 144 | 81 | | | | |
| Na | 299 | 275 | 425 | 421 | 448 | 268 | 500 | 68 | 399 | 294 | 280 | 99 | | | | |
| K | 16 | 19 | 10 | 16 | 19 | 13 | 12 | 9 | 13 | 16 | 7 | 6 | | | | |
| Cu | 262 | 442 | 159 | 177 | 159 | 421 | 125 | 422 | 186 | 114 | 93 | 46 | | | | |
| Ni | 43 | 71 | 34 | 55 | 61 | 41 | 51 | 24 | 56 | 61 | 35 | 21 | | | | |
| Zn | 49 | 50 | 14 | 29 | 28 | 32 | 23 | 13 | 24 | 23 | 21 | 21 | | | | |
| Co | 107 | 90 | 60 | 36 | 52 | 129 | 36 | 115 | 38 | 63 | 33 | 26 | | | | |
| Pb | 38 | 38 | 40 | 32 | 31 | 36 | 16 | 30 | 33 | 32 | 29 | 23 | | | | |
| Yapısal Formül | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Mg | 0.12 | 0.88 | 0.07 | 0.08 | 0.04 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.08 | 0.08 | 0.06 | 0.02 | | | | |
| Fe | | | 0.01 | 0.01 | 0.01 | | | | 0.01 | 0.01 | | | | | | |
| Ca | 0.88 | 1.12 | 0.92 | 0.91 | 0.95 | 0.98 | 0.99 | 0.98 | 0.91 | 0.94 | 0.94 | 0.98 | | | | |
| Mg/Ca | 0.14 | 0.79 | 0.08 | 0.09 | 0.04 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.09 | 0.05 | 0.06 | 0.02 | | | | |
| % Çözünen | 6.33 | 75.47 | 83.70 | 70.40 | 72.70 | 79.12 | 71.17 | 94.73 | 66.85 | 70.46 | 76.14 | 95.82 | | | | |

x-XRD-TX çözümülenesi yapılmadı



Şekil 4.11. Kocaözü formasyonu karbonat minerallerindeki bazı ana ve iz elementlerin dikey dağılımları (Ağtepe)



Şekil 4.12. Kocaözü formasyonu karbonat minerallerindeki bazı ana ve iz elementlerin dikey dağılımları (Gelnek sırtı)

kelme ortamının belirlenmesi ve kökenlerinin açıklanması ile ilgili çalışmaların bulunduğu bilinmektedir. Örneğin Veizer'in (1983) yaptığı sınıflamaya, bu çalışmadan elde edilen veriler yerleştirildiğinde, daha önceki bölümlerde varılan bulguların ve yapılan yorumlamaların uygun olduğu sonucu çıkarılabilir (Şekil 4.13).

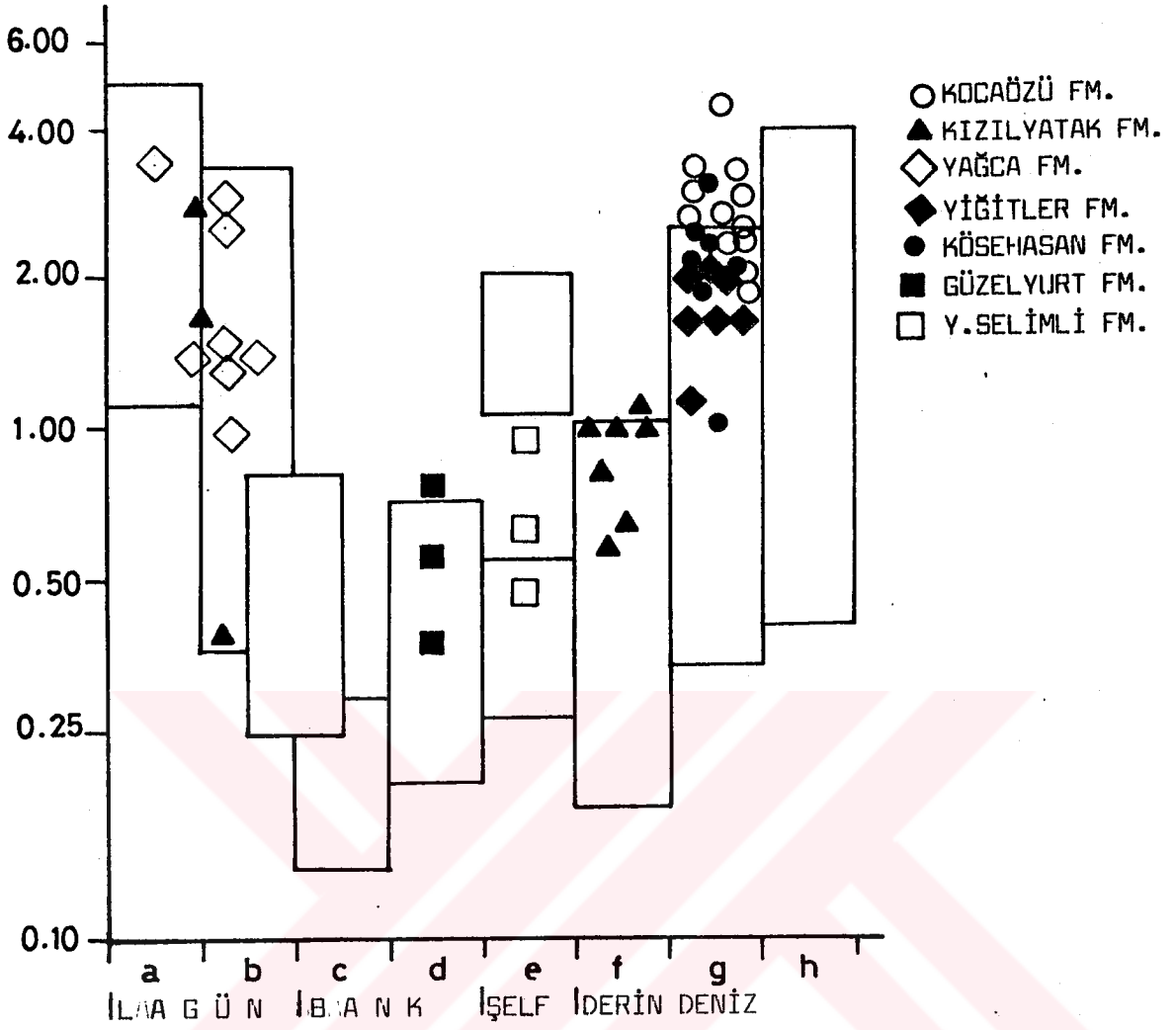
Karbonat minerallerindeki ana ve iz elementlerin ortalama konsantrasyonlarına bakıldığında (Çizelge 4.15), CaO ve MgO yüzdelerinin karbonat minerallerinin dağılımına uyması doğal bir sonuçtur. Paleosen yaşlı Yağca formasyonunda MgO miktarı artmakta, CaO yüzdesi ise düşmektedir. Sr ve Mn'in Kocaözü formasyonunda; Fe, Na ve K'un Üst Kretase yaşlı Kösehasan ve Yiğitler formasyonunda miktarları artmaktadır.

Bazı eser elementlerin kronostratigrafik dağılımları da Şekil 4.14'de gösterilmiştir. Şekilden görüldüğü gibi, karbonat minerallerinde Co, Cu, Ni ve Cr miktarları Paleosen'de en yüksek düzeye çıkmaktadır. Sr, Fe, Mn, Zn, Na ve K konsantrasyonları Üst Kretase'den Eosen sonuna doğru azalmakta, Oligosen'de tekrar artmaktadır.

Sedimanter birimlerdeki kalsit minerallerinde bazı elementler arasında korelasyon ilişkilerine göre, Sr-CaO çifti arasında negatif (Şekil 4.15a), buna karşın Sr ile Mn arasında pozitif korelasyon (Şekil 4.15b ve c) söz konusudur. MgO-Mn çifti arasında ise pozitif ilişki bulunmaktadır (Şekil 4.15d). Ayrıca, yapılan korelasyon hesaplamalarına göre, Sr ile Co negatif, Sr ile Mg, Fe, K, Zn, Cu, Ni, Pb ve Cr negatif ilişki sunmaktadır.

Diğer karbonat minerallerinden dolomitlerde ise kalsitlerdeki ilişkilerin tersi gözlenmekte, diğer bir ifadeyle Sr ile Ca pozitif, Sr ile Mn ve Na negatif, MgO ile Mn negatif ilişki göstermektedir (Şekil 4.16a,b,c,d). Diğer yandan yapılan hesaplamalara göre, Sr ile Fe, K ve Ni pozitif, yine Sr ile Mg, Zn, Cu, Pb, Cr ve Co negatif korelasyona sahiptir.

Yukarıda mineral bazında belirtilen ilişkiler





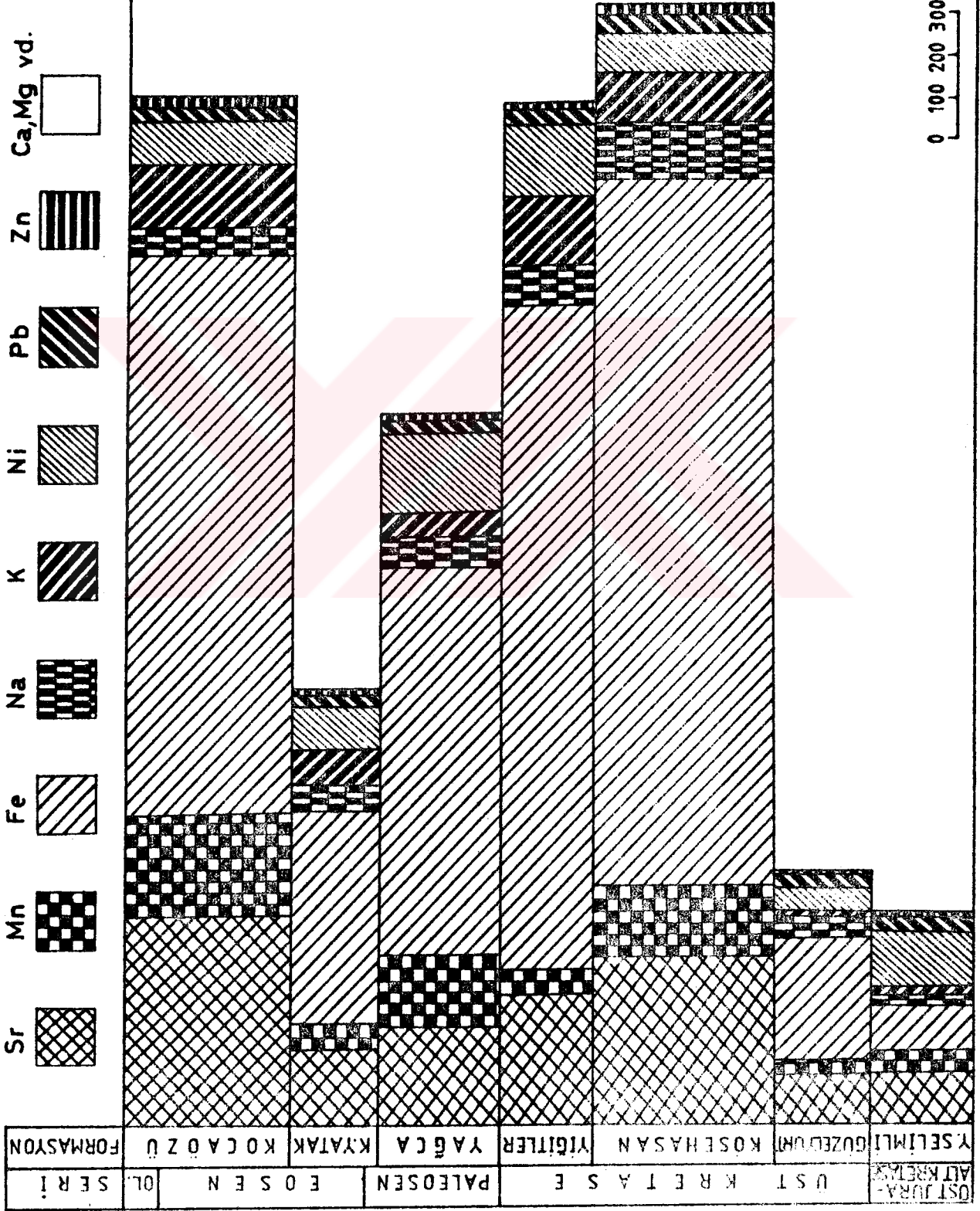
- a) İpersalin özellikli bölgelerdeki kireçtaşları
 b) Erken diyajenetik dolomitler
 c) Geç diyajenetik dolomitler
 d) Resifal, resifal-detritik ve benzer kireçtaşları
 e) Litoral ve neritik organodetritik (resif olmayan) kireçtaşları
 f) Şığ-orta batiyal kireçtaşları
 g) Orta-derin batiyal kireçtaşları
 h) Koyu renkli kireçtaşları (çökelme ortamları gözönüne alınmamıştır).

Şekil 4.13. Karbonat minerallerinde 1000 Sr/Ca miktarlarına göre ortam ayıraçlığı (ortam sınırları Veizer, 1983 tarafından verilmiştir)

Çizelge 4.15. Karbonat minerallerindeki ana ve iz elementlerin ortalama miktarlarının formasyonlara göre dağılımı

| Formasyon | % | | | | ppm | | | | | | | | |
|---------------|-------|-------|------|-----|------|-----|-----|----|----|----|----|-----|----|
| | CaO | MgO | Sr | Mn | Fe | Na | K | Cu | Zn | Co | Cr | Ni | Pb |
| Kocaözü | 49.71 | 3.37 | 1007 | 499 | 2677 | 128 | 315 | 13 | 46 | 27 | 32 | 217 | 65 |
| Kızılyatak | 44.79 | 6.30 | 355 | 124 | 1055 | 130 | 180 | 13 | 25 | 30 | 27 | 214 | 47 |
| Yağca | 31.07 | 20.10 | 458 | 339 | 1871 | 138 | 128 | 15 | 26 | 39 | 47 | 381 | 55 |
| Yiğitler | 52.22 | 1.09 | 628 | 121 | 3196 | 184 | 336 | 10 | 33 | 33 | 37 | 344 | 77 |
| Kösehasan | 51.29 | 0.91 | 801 | 337 | 3401 | 279 | 235 | 14 | 48 | 31 | 30 | 191 | 81 |
| Güzelyurt | 53.37 | 0.26 | 226 | 70 | 581 | 82 | 33 | 8 | 16 | 21 | 15 | 106 | 59 |
| Yukarıselimli | 51.13 | 10.51 | 238 | 109 | 221 | 54 | 44 | 9 | 36 | 47 | 73 | 267 | |

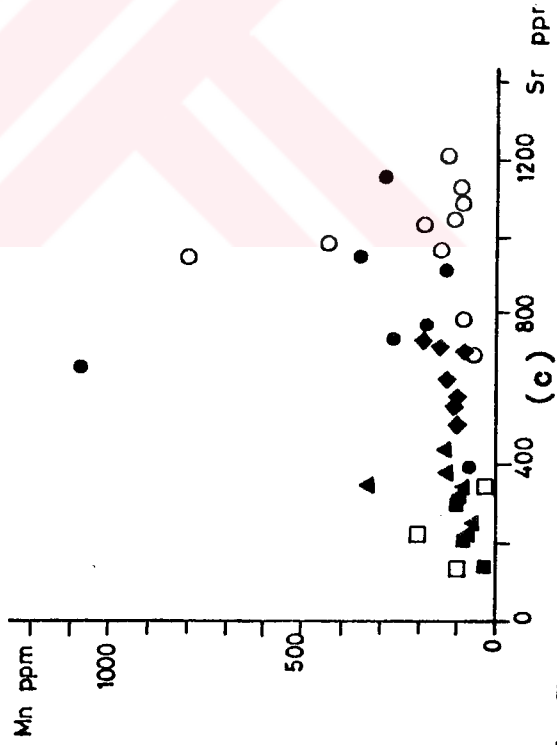
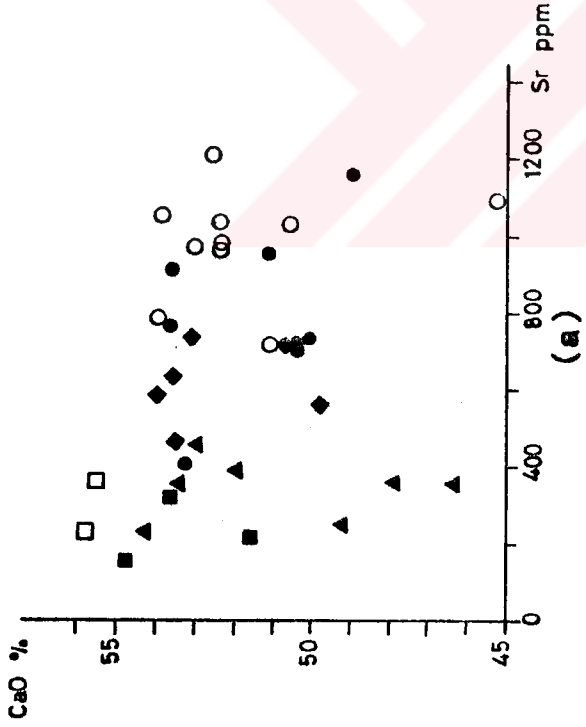
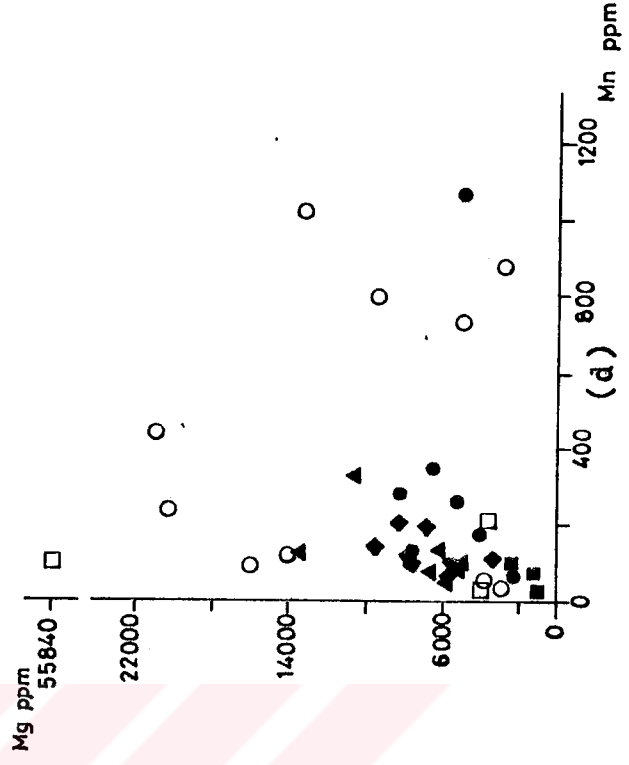
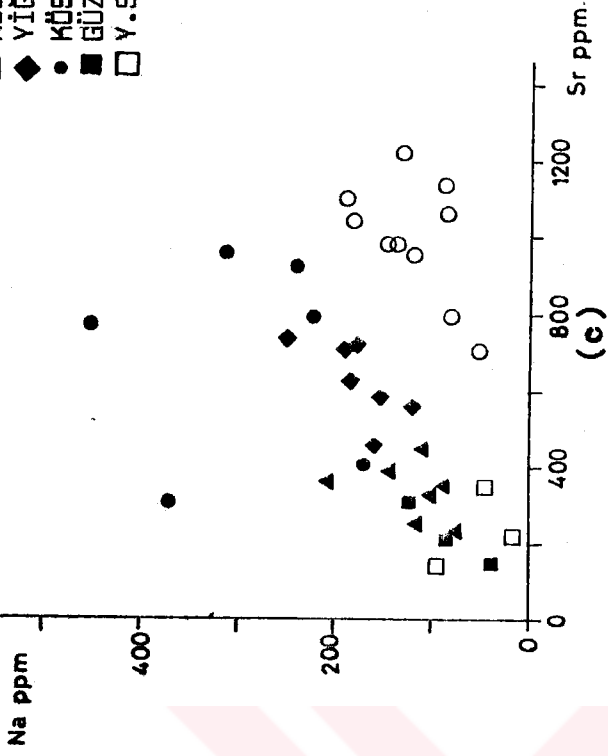
Sr 
 Mn 
 Fe 
 Na 
 K 
 Ni 
 Pb 
 Zn 
 Ca, Mg vd. 



0 100 200 300 ppm

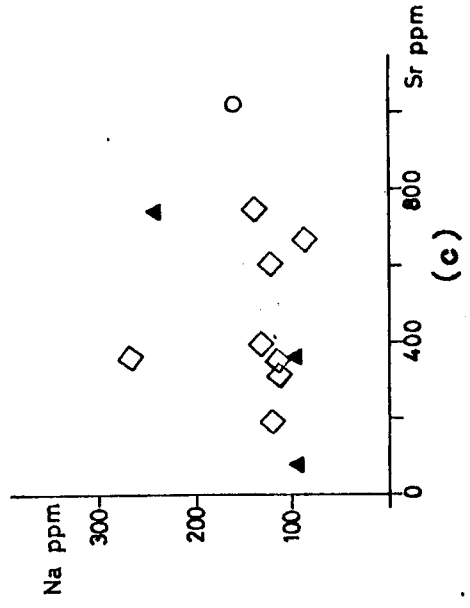
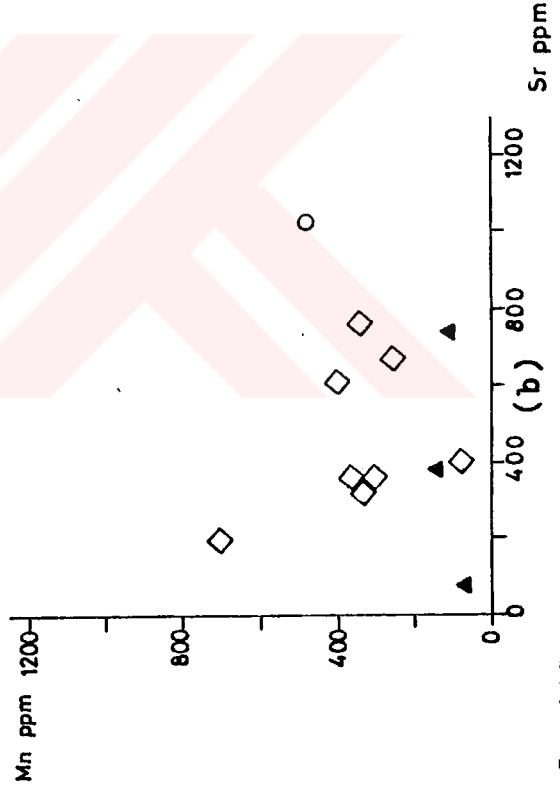
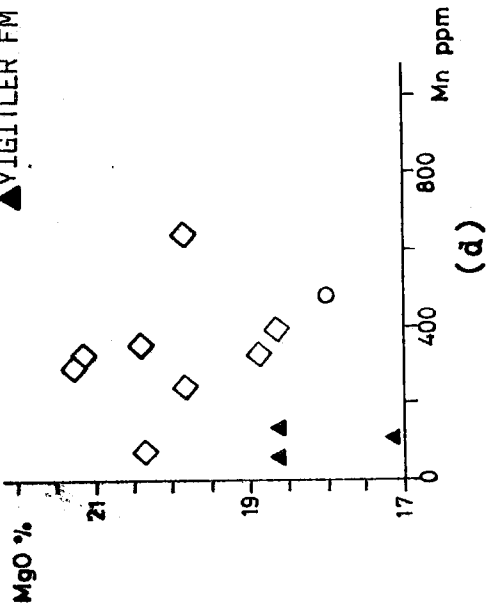
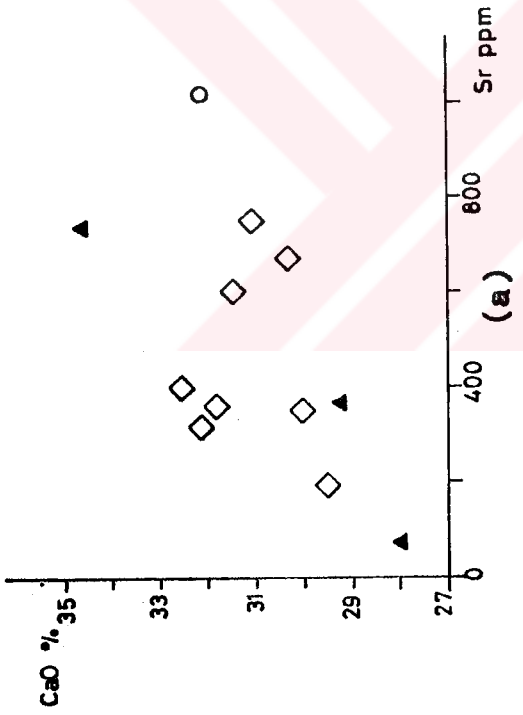
Sekil 4.14. Karbonat minerallerindeki bazı iz elementlerin formasyonlara göre kronostratigrafik

- KOCAÖZÜ FM.
- ▲ KIZILYATAK F
- ◆ YİĞİTLER FM.
- KİŞEHASAN FM
- GÜZELYURT FM
- Y.SELİMLİ FM



Şekil 4.15. Kalsitlerde bazı element çiftleri arasındaki korelasyon ilişkileri
 a) CaO-Sr, b) Mn-Sr, c) Na-Sr ve d) Mg-Mn

○ KOCACÖZÜ FM
◇ YAĞCA FM
▲ VIĞİTLER FM



Şekil 4.16. Dolomitlerde bazı element çiftleri arasındaki korelasyon ilişkileri
a) CaO-Sr, b) Mn-Sr, c) Na-Sr ve d) MgO-Mn

kronostratigrafik dizilim için de geçerlidir. Şöyle ki, kalsitler Üst Kretase'de, dolomitler ise Paleosen'de en bol bulunan karbonat mineralleridir. Bu ilişkilerin yanı sıra, Şekil 4.15 ve 4.16'da gözlenen diğer önemli bir noktada da, litostratigrafi birimlerine ait örneklerin belirli yerlerde kümelenmeleri, yani birbirlerinden kolaylıkla ayırtedilebilmeleridir.



5. DİYAJENETİK MİNERALLERİN OLUŞUMU VE DAĞILIMLARI

5.1. Zeolit mineralleri

Bilindiği gibi zeolit minerallerinin oluşumu için ilk aşamanın volkanik camın hidrolizi olduğu birçok araştırmacı tarafından belirtilmiştir (Hay, 1966, 1978, 1981; Iijima, 1978; Ataman ve Beseme, 1972; Ataman ve Gündoğdu, 1982; Yalçın, 1984, 1988). Burada en önemli faktör pH ve tane boyudur. Zeolit minerallerinin cinsini, çözeltinin Si/Al oranı, gözenek suyunun kimyası, sıcaklık ve zaman parametreleri etkilemektedir (Hay, 1966, 1986; Ataman, 1977; Gündoğdu, 1982; Yalçın, 1984, 1988).

Denizel ortamla temsil edilen Üst Kretase yaşlı Kösehasan formasyonunda zeolit minerallerinden klinoptilolit ve analsim gözlenmiştir. Gerçekte Üst Kretase yaşlı sedimanlarda klinoptilolit bol bulunduğu bilinmektedir (Iijima, 1978, 1980; Hay, 1981; Kastner, 1981; Yalçın ve diğ., 1987). Analsim ise daha yaşlı sedimanlarda (Jura) gözlenmiştir (Kastner, 1981). Başta klinoptilolit olmak üzere analsim de derin deniz ortamında bol bulunan zeolit mineralleri olup klinoptilolit genellikle 100 m den daha derin bölgelerde gözlenmiştir (Hay, 1978, 1981; Iijima, 1978, 1980). Denizel sedimanlardaki zeolitlerin oluşumu, denizel olmayan ortamlarinkinden farklı değildir. (Hay, 1966; Iijima and Utado, 1966). Ancak gömülme diyajenezine bağlı olarak farklı tür zeolit mineralleri ortaya çıkmaktadır. Klinoptilolit oluşumunda yüksek silisli ortam söz konusu olmakta (Iijima, 1978) ve genellikle camsı tüflerde asitik volkanik camdan itibaren gelişmektedir. Klinoptilolitler biyojenik veya bozunma kökenli silisçe zengin gözenek suyuna sahip bazaltik volkanik camın reaksiyonu ile oluştuğu gibi (Hay, 1978; Iijima, 1978; Kastner and Stonecipher, 1978; Boles and Wise, 1978), altere silisik tuf, pelajik killer, silisli ve kalkerli çamurlarda bol bulunmakta olup silisik cam, biyojenik opal ve mafik cam arasındaki reaksiyonlarla da oluşmaktadır (Iijima, 1978; Iijima et al., 1980).

Klinoptilolitler biyojenik silisli pelajik detritik kilsedimanların ana bileşenini de oluşturabilmektedir (Von Rad and Rösch, 1972).

Analsim denizel ortamlarda klinoptilolitlere göre daha az bulunmakta olup genellikle bazaltik tüflü sedimanlarda oluşmaktadır (Iijima, 1980; Hay, 1981). Bilindiği gibi analsimlerde Na miktarı önem kazanmaktadır. Gölsel ortamlara göre düşük sıcaklıklardaki denizel ortamlarda zeolitleşme daha yavaş gelişmektedir (Hay, 1981).

Bu bilgilerin ışığı altında inceleme alanında belirlenen neoforme zeolit minerallerinin oluşumu ve dağılımı aşağıdaki biçimde açıklanmıştır.

Arazideki verilere göre, formasyonun kırıntılı bileşenlerinin fazla olduğu ve derin ortamı karakterize eden alt seviyelerinde analsim gözlenmekte, derinliğin bağıl olarak azaldığı bu denizel ortamda ise klinoptilolit gözlenmektedir. Altta analsim, üstte klinoptilolit biçiminde bir dizilim gözlenmekte, en alt seviyede yer alan marn ve volkanik litarenit türü kumtaşlarında K-feldispat miktarı artmaktadır. Bu mineralojik zonlanma, yaygın olarak gölsel ortamlarda gelişebilen ve alttan üste doğru K-feldispat-analsim-klinoptilolit şeklinde gelişen bir zonlanmaya benzer bir özellik göstermektedir (Gündoğdu, 1982; Yalçın, 1984; Yalçın ve Gündoğdu, 1985 ve 1987).

Klinoptilolitli seviyelerde volkan camında otijelik kuvars/kalsedon oluşumları, klinoptilolit silisçe zengin bir volkanik camdan itibaren geliştiğini belirten yukarıdaki araştırmacıların görüşlerine uygunluk taşımaktadır. Bu silis mineralleri ise klinoptilolit oluşumundan artan silisin neoformasyonu ile oluşmuştur. Hemen alt ve üst seviyelerinden alınan kireçtaşlarında radyolarya gibi silisli fosil kavkılarının bulunması bu minerallerin ortamdan da bir miktar silis alabileceğinin bir işareti kabul edilmiştir.

5.2. Kil Mineralleri

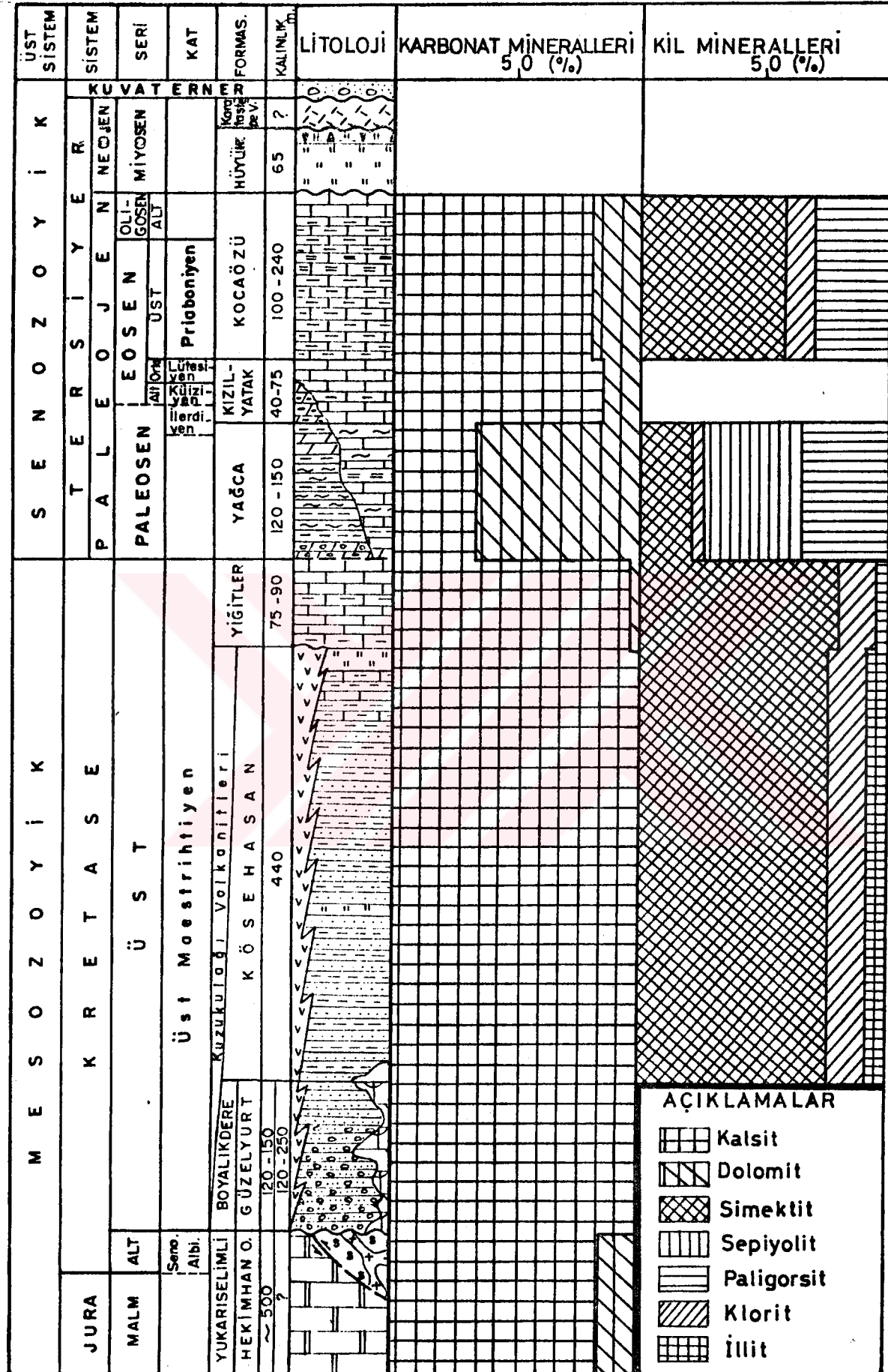
Gerek kil minerallerinin genekse karbonat minerallerinin dikey dağılımları formasyonlara göre değişik parajenezler sunmakta ve ayrtedici özellikler göstermektedir (Şekil 5.1). Bu şeklin ayrıntılı açıklaması ilerideki paragraflarda yeri geldikçe yapılacaktır.

5.2.1. Simektitler

Kösehasan formasyonunda genellikle trioktaedrik (Al-Fe saponit) ve tüflü seviyelerde ise Mg-Fe montmorillonit gibi dioktaedrik simektitler yer almaktadır. Yiğitler formasyonu ise tümüyle trioktaedrik (Al-Fe saponit) simektitlerle temsil edilmektedir. Ancak Yiğitler formasyonundaki simektitlerde Mg miktarı artmakta, diğer bir deyişle Al/Mg oranında bir azalma gözlenmektedir. Bu da kimyasal sedimantasyonun etken olduğu Yiğitler formasyonunun pH ve kation oranlarındaki değişimleri yansıtmaktadır.

Kösehasan formasyonundaki dioktaedrik simektitlerin camsı volkanik malzemenin hidroliziyle neoformasyon ürünü olarak oluştukları düşünülmektedir (Millot, 1964; Grim, 1968; Tard et al., 1970; Gündoğdu, 1982; Jones and Weir, 1983; Yalçın ve Gündoğdu, 1985; Yalçın ve diğ., 1987; Yalçın, 1988; Yalçın et al., 1989; Karacan ve diğ., 1989). Optik mikroskop ve taramalı elektron mikroskop incelemeleriyle de tüflerin bağlayıcı malzemesinden itibaren killeşmenin geliştiğinin saptanması bu görüşü doğrulamaktadır.

Denizel ortamda oluşan bu simektitler, kapalı-gölsel ortamlardaki eşdeğerlerine göre, çözünürlüğü düşük olan Fe ve Ti gibi elementleri fazla içermesi, detritik getirimin önemli olduğunun işaretidir. Gerçekten de açık sistem olarak değerlendirilebilen denizel ortamlarda kırıntılı malzemenin oranının ve buna bağlı olarak pH miktarının değişebileceği gözönüne alınmalıdır. SEM incelemeleriyle diyajenetik oldukları saptanan bu simektitler, XRD difraktogramlarındaki pik şiddetlerinin yüksek ve yarı yükseklikteki genişliklerinin dar olması, bunların



Şekil 5.1. Kil ve karbonat minerallerinin formasyonlara göre kronostratigrafik dağılımları

kristalinitelerinin iyi olduğunu yansıtmakta (Jones, 1986) ve diyajenetik agradasyona/pozitif transformasyona uğradıklarını düşündürmektedir. Diğer bir ifadeyle, Al-Fe saponitlerin detritik killerin rekrystalizasyonu sonucunda oluşmuşlardır.

Yağca ve Kocaözü formasyonlarında sepiyolit ve paligorsit ile birlikte gözlenen simektitlerin (Şekil 5.1) türü bilinmemekle birlikte, sepiyolit ve paligorsitin geliştiği alkalın ortamlarda neoformasyon mekanizmasıyla oluşukları kuvvetli bir olasılıktır (Jeannette et al., 1956; Couture, 1977, 1978; Beck and Weaver, 1978; Singer, 1979; Velde, 1985).

5.2.2. Kloritler

Bilindiği gibi kloritler, tüm jeolojik zamanlarda sedimanter kayalarda bulunmaktadır (Weaver, 1959). Detritik olmalarıyla karakteristik oldukları gibi otijenik olarakta oluşurlar. Özellikle düşük ısıli denizel ortamlardaki otijenik kloritlerin demirce zengin oldukları belirtilmektedir (Grim, 1968). Sedimanter basenlerde bozunma bölgelerinde gelişen bazı malzemeler denizel ortamlardaki agradasyonla düzensiz üç katlı kil minerallerinden itibaren kloriti oluşturmaktadır (Dunoyer de Segonzac, 1970). Geç diyajenezde kloritler daha düzenli ve kararlı olmaktadır.

Kösehasan formasyonundaki tüflerde yeralan kloritler SEM incelemelerine göre, detritik killerin diyajenetik agradasyonu ile yeniden düzenlenmişlerdir. Hekimhan ofiyolitinin OM incelemelerinde gözlenen yaygın kloritleşmeler bu minerallerin kaynağını oluşturmakta ve diyajenezle agradasyona uğrayarak düzenli bir yapı kazanmaktadır. Daha önce de belirtildiği gibi, sedimanter kayalarda oluşan kloritlerin Fe içeriğinin fazla olduğu (Lee, 1984; Ahn and Peacor, 1985) bilinmektedir. Buna karşın Kösehasan formasyonundakiler Mg ve Al'a oranla oktaederlerde daha az Fe bulunmaktadır. Bu özellikleriyle metamorfik kökenli kloritlerden ayrılmaktadır.

5.2.3. Paligorsit ve sepiyolitler

Her iki mineral de ender gözlenmekte, ancak ortam değişimlerini yansıtmaları açısından iyi bir indikatör görevi görmektedirler. Bunların ender gözlenmelerinin nedeni, sepiyolit'in alkali simektitle, paligorsit'in ise illitle birlikte bulunması durumunda X-ışınları çözümlerinde pikleri çakışabileceğinden saptanamamaları, diğeri ise yıkanmanın egemen olduğu yüzeysel bozunma ortamlarında duraysız olmalarıdır (Paquet and Millot, 1972).

Sepiyolitli ve paligorsitli sedimanlar gölsel, denizel veya hipersalin ortamlarda olabilir. Bunlardan denizel seridekiler daha yaygındır.

1944 yılına kadar paligorsit (atapuljit) ve sepiyolitli yataklar tümüyle gölsel olarak biliniyor ve bu nedenle gölsel alkalın kimyasal sedimantasyonun tipik mineralleri olarak düşünülüyordu. Ancak 1952'den sonra paligorsit ve nadiren de sepiyolit bazı denizel yataklarda tanımlanmıştır;

Capdecombe (1952) ve Capdecombe and Kulbicki (1954); bu minerallerin alüminyum ve demirli paligorsitler içeren fosfatik yatakların (Senegal) tipik mineralleri olarak tanımlamışlardır.

Jeannette et al., 1959; Fas'daki fosfat baseninin killeri çalışmışlar ve paligorsit'in fosfatik seviyenin alt ve üst kesimlerinde yoğunlaştıklarını belirtmişlerdir. Yazarlara göre; bu fasiyesler kalkerli sedimantasyonla iç içe gelişmiştir. Ancak aynı zamanda montmorillonitik killer ve çörtle de birlik oluşturmaları. Görüldüğü gibi denizel atapuljitler, kimyasal kökenli kireçtaşları ile tabakalı veya nodül halinde eş zamanlı olarak oluşan çörtlerle ve fosfatik serilerle birlik oluşturmaktadır.

Weaver and Beck (1977); paligorsit ve sepiyolit'in nadir olarak kimyasal bozunma ile ilişkili olarak gölsel ve deniz-dışı ortamlarda oluşturmalarını belirtmektedirler (GD Amerika, Miyosen).

Singer (1979) ve Velde (1985); paligorsitlerin sığ ortamda oluşmuş kaba taneli denizel sedimanlarda yaygın zincir yapılı kil minerali olduğunu ve kıtasal yokuş veya denizel yataklarla birlik oluşturduklarını belirtmişlerdir.

Velde (1985); Fleischer'in (1972) görüşünü desteklemiş ve derin okyanus tabanı sedimanlarında sepiyolit yalnızca otijenik olarak oluşabileceğini kabul etmiştir. Ancak Couture (1977), KD Pasifik'te volkanik küllerle ilişkili sepiyolitlerin varlığını saptamıştır.

Bowles et al. (1971); Atlantik'te aktif rift ve kırılma zonlarıyla birlik oluşturan otijenik denizel paligorsit ve sepiyolit tanımlamıştır.

Singer (1979); normal deniz suyu tuzluluğu ve sıcaklığı altında çökelen denizel sedimanlardaki zincir yapılı killerin kökeni geniş yayıllımlı olarak detritik (Weaver and Beck, 1977) veya tümünün diyajenetik (Couture, 1977) olabileceğini işaret etmiştir.

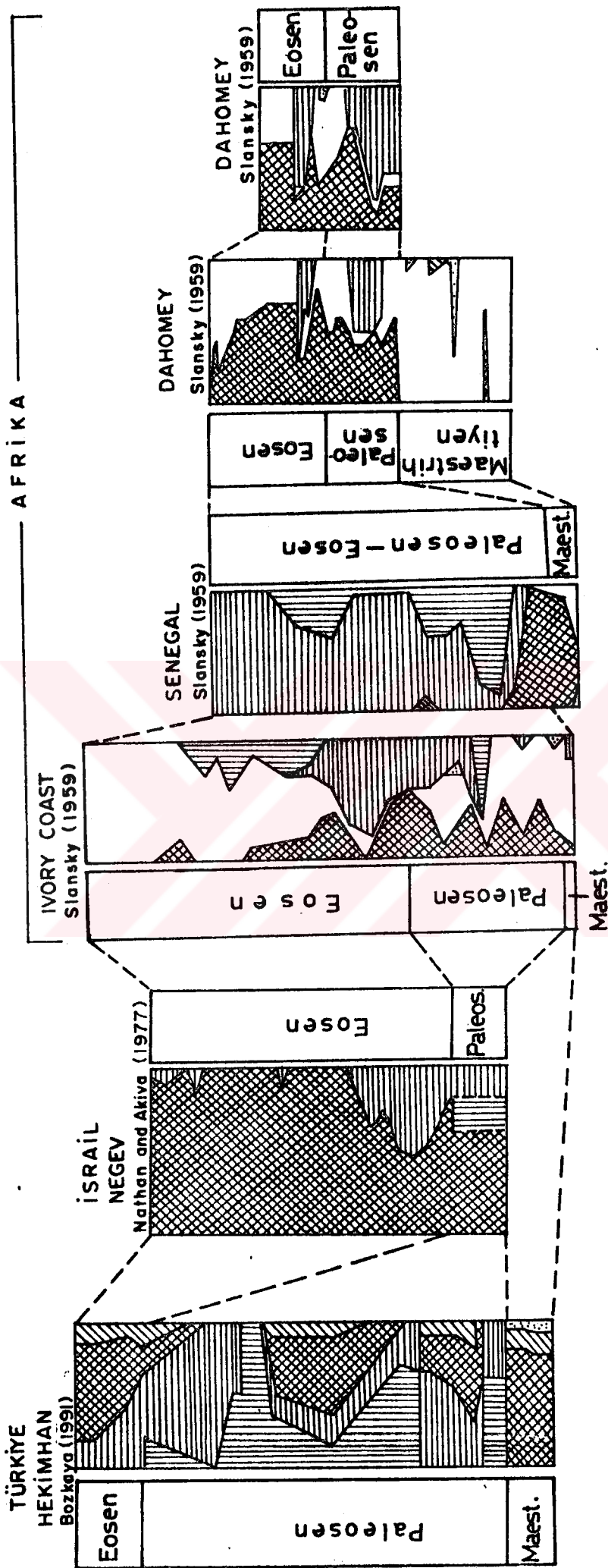
Couture (1977,1978) daha önce de belirtildiği gibi zincir yapılı killerin otijenik olarak değerlendirilmekte ve bunlardan paligorsit, klinoptilolit ve çörtün Kretase ve Paleosen'de; simektit, filipsit ve çörtün ise Tersiyer'de bulunduğunu belirtmektedir. Singer (1979) ve Couture (1977) nin bu görüşleri, paligorsit ile gözenek suyu kimyası arasındaki duraylılık, paligorsitin yüksek silis içeren minerallerle (çört, opal ve klinoptilolit) birlikte bulunması ilişkisine bağlıdır.

Velde'ye göre (1985); yaygın kil minerallerinin çoğu sepiyolit-paligorsit birliğinde tümüyle yoksun olabilirler. Birçok durumda zincir yapılı fazlar simektitlerle birlik oluşturmaktadırlar. Ancak kaolinit, serpantin, alkali zeolitler, karbonatlar, sülfatlar veya diğer tuzlar ve kısmen silis veya çört ile birlikte de bulunurlar.

Daha önce değinildiği gibi, Weaver and Beck (1977), zincir yapıllı killerin sığ, gölssel, deniz kıyısı (peri-marine) ortamlarda oluştuğunu belirtmişti. Georgia-Florida Miyosen'inde sepiyolit ve paligorsitlerin çok detaylı sondaj çalışmaları sonucu; bu minerallerin simektit ile silisli organizmalardan çıkan silis ile reaksiyonu sonucu oluştuğunu ortaya koymuştur.

Yukarıda çeşitli araştırıcılardan görüşleri işığında, inceleme alanındaki paligorsit ve sepiyolitlerin otijenik olarak oluştuğu ileri sürülebilir. Si/Al oranının çok yüksek, pH ve Mg/Ca oranının yüksek olduğu olduğu alkalin ortamlarda sepiyolit oluşmuştur. Ancak Si/Al ve Mg/Ca oranı ile pH ve alkalinitenin sepiyolite göre daha düşük olduğu dönemlerde paligorsit ve/veya simektit neoformasyonu gerçekleşmiştir. Ayrıca Yağca formasyonunun bazı alt seviyelerinde sepiyolit tek başına bulunurken, st seviyelerde sepiyolit kaybolmakta yerini bütünüyle dolomite bırakmaktadır. Bu ilişkiler, belirlenen minerallerin birbirlerinin oluşumlarını denetlediklerini düşündürmektedir. Benzer ilişkilerin Mg'ca zengin diğer killeri (simektit) ile dolomit arasında da gerçekleştiği belirtilmektedir (Gündoğdu, 1982; Yalçın et al., 1989). Diğer taraftan, dolomit+paligorsit+sepiyolit+simektit beraberliği ise bu denetleme işleinin Mg/Ca oranının çok yüksek değerlerinde etkili olamayacağını da düşündürmektedir.

Zincir yapıllı killeri jeolojik zaman açısından da ayırtlanmıştır (Callen, 1984). Yazara göre bu minerallerin bollukları karasal ve denizel ortamlarda oluşumlarının bakılmaksızın st Kretase ve Tersiyer'de bollukları artmaktadır. Gerçekte, Hekimhan bölgesindeki st Kretase-Tersiyer yaşlı birimlerde belirlenen kil mineral parajenezlerinin Batı ve Kuzey Afrika ile Güney İsrail havzalarındaki ile karşılaştırıldığında (şekil 5.2.), büyük benzerliklerin olduğu görülmektedir. Diğer bir ifadeyle, sepiyolit+paligorsit bera-



Şekil 5.2. Üst Kretase-Tersiyer yaşlı sedimanter birimlerde kil minerallerinin dağılımı

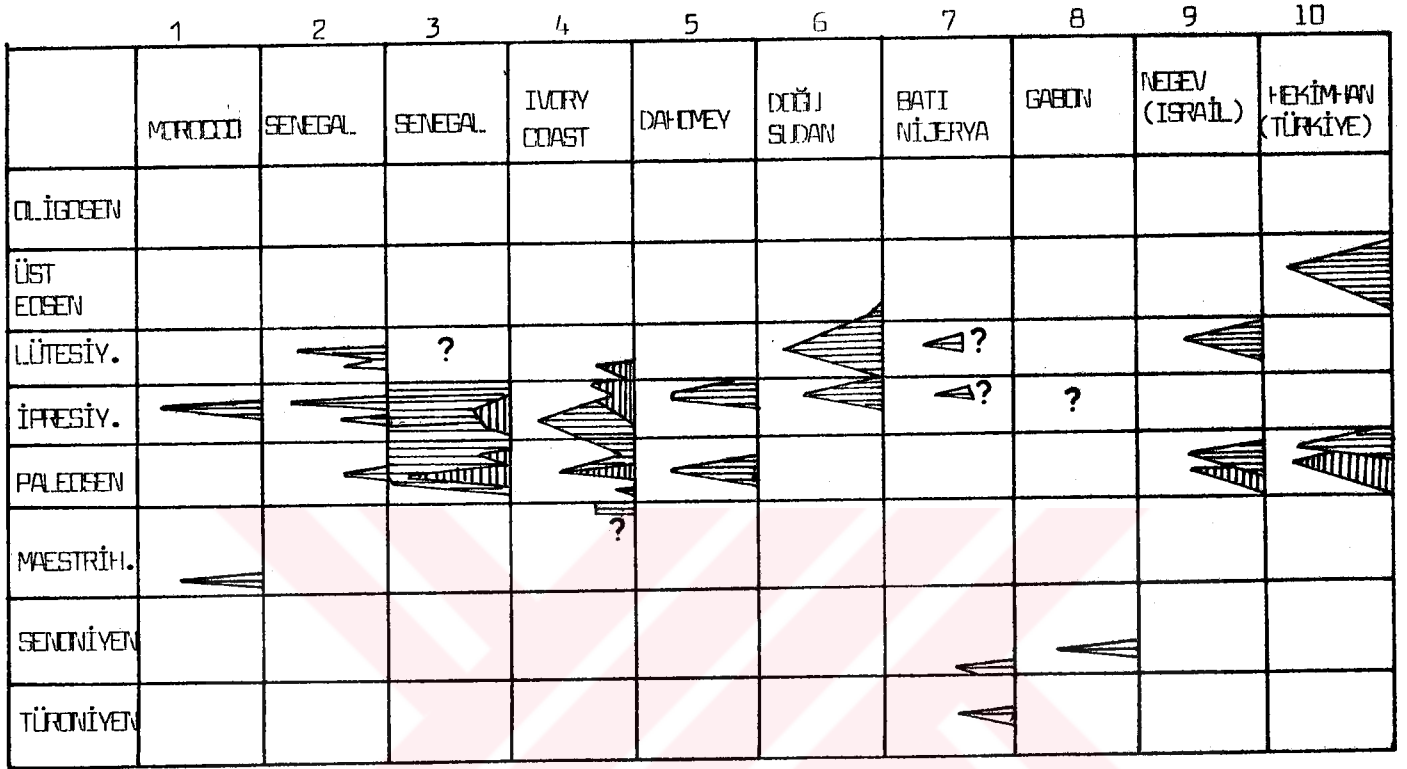
berliği özellikle Paleosen için tipik olup Üst Kretase-Tersiyer geçişinin belirlenmesinde mineralojik bir ölçüt oluşturmaktadır. Zincir silikat türü kil mineralleri Eosen'de de gözlenmekte, ancak Eosen'in üst kesimlerinde sadece paligorsit ortaya çıkmaktadır. Eosen'deki paligorsitin varlığı Bolu havzasındaki çalışmalarda da (Yalçın ve diğ., 1985) vurgulanmıştır.

Dünyadaki tüm sedimanlar içerisindeki zincir yapılı killerin ortalama yüzdesi Kretase'den beri artmaktadır (Şekil 5.3.). Yaşlı sedimanlarda bu minerallerin gözlenmemesi, jeolojik zamana karşı duraysız olduklarını işaret etmektedir. Gerçekte de Paleozoyik yaşlı kayaların hiç birisinde bu minerallere rastlanılmamıştır (Velde, 1985).

5.3. Karbonat Mineralleri

Kimyasal analizlere göre kalsit ve kalsit+dolomit olarak belirlenen Yukarıselimli formasyonundaki karbonat mineralleri, incekesit çalışmalarına göre rekristalize olmuştur. Güzelyurt formasyonu ve Kızılyatak formasyonunu oluşturan biyokimyasal-kimyasal kökenli kalsit mineralleri iz elementleri çok az içermekte ve Mg/Ca oranı da maksimum 0.01 olmaktadır. Detritik sedimentasyonla iç içe kimyasal sedimentasyonun da geliştiği Kösehasan formasyonunda iz elementlerce zengin kalsitler oluşmuştur. Mg/Ca oranı da 0.04'e kadar çıkabilmektedir. Gerek Kösehasan formasyonu ve gerekse Yiğitler formasyonu ofiyolitik ve volkanik malzemeden türeyen elementler bakımından en zengin kalsitleri içermektedir.

Bilindiği gibi karbonat minerallerinin oluşumunu denetleyen parametreler sıcaklık, pH, çözeltinin bileşimi ve konsantrasyonu (Mg/Ca ve diğer yabancı iyonların oranı), kristalleşme oranı, organik bileşiklerin bulunması ve miktarı şeklinde sıralanabilir (Folk and Land, 1975). Araştırmacılar, bu parametreler içerisinde Mg/Ca oranı ile tuzluluk en önemlileri olup dolomit için düşük tuzluluk ve kristalleşme oranlarında Mg/Ca oranının 1 olduğunu belirtmektedirler.



SEPIYOLİT



PALİGORSİT

(1) Jeannette et al., 1959

(6) Radier, 1957

(2) Tessier, 1952

(7) Faure, 1962

(3) Slansky, 1959

(8) Devigne et Reyre, 1957

(4) Slansky, 1959

(9) Nathan and Akiva, 1977

(5) Slansky, 1959

(10) Bozkaya, 1991

Şekil 5.3. Zincir yapıllı kil minerallerinin kronostratigrafik dağılımları

Paleosen'de Yağca formasyonu içerisinde gözlenen dolomitler Mg/Ca oranı 1 den küçük (Ca-dolomit) olmaktadır. Jipslerle ve çörtlerle birlik oluşturan dolomit minerallerinin evaporitik bir ortamda Mg konsantrasyonunun artmasına bağılı olarak birincil oluştuğu söylenebilir.

Yağca formasyonundaki dolomitlerin Sr içeriğinin kalsitlerdekinden az olmaması bunların birincil olabileceğini desteklemektedir (Atwood and Fry, 1967; Renard, 1972; Pignitore, 1978).

Formasyonlara ve jeolojik yaşa göre tipik dağılım sunan karbonat mineralleri de kil mineralleri gibi Üst Kretase-Tersiyer sınırının saptanmasında kullanılabilecek ilişkiler sunmaktadırlar. Şöyleki, dolomit Üst Kretase'de hemen hemen hiç gözlenmezken, Paleosen'de baskın duruma geçmektedir (Şekil 5.3.).

Kil ve karbonat minerallerinin alansal dağılımları da (Şekil 5.4.) ilginç veriler sunmaktadır. Mg'lu mineraller; genellikle havzanın doğu-güneydoğu kesiminde gözlenmektedir. Havzanın en derin kesimlerini temsil ettiği jeolojik çalışmalarla da ortaya konulan bu bölgede Mg/Ca oranı ile alkalinite ve/veya tuzluluk maksimum düzeye ulaşmaktadır. Bu bölge aynı zamanda zeolit minerallerinin geliştiği kesimi de temsil etmektedir. Havzanın batı kesiminin sığ olması ayrıca beslenmenin daha yoğun olması ve temel kayalara yaklaşılması bu bölge pH ve alkalinite ve/veya tuzluluğun, ayrıca Mg/Ca oranının düşük düzeyde kalmasına yol açmıştır.

6. JEOLJİK EVRİM VE PALEOCOĞRAFİK GELİŞİM

Bu çalışmada elde edilen jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal bulguların ışığında, bölgenin jeolojik evrimi ve paleocoğrafik gelişimi aşağıdaki gibi yorumlanmıştır;

Bölgesel jeolojik konumda gözleendiği gibi en yaşlı birimleri Üst Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşları ile bunların üzerinde tektonik dokunaklı olarak bulunan ofiyolitik kayalar oluşturmaktadır. Bu birimleri ise Üst Kretase ve Tersiyer yaşlı birimler örter konumdadır.

Üst Kretase'de transgresif bir sedimantasyon başlamış ve altta konglemerayla başlayıp üste doğru kumtaşı-marn en üstte de kireçtaşı olarak şekilde transgresif bir seri oluşmuştur. Bu sedimantasyona eş zamanlı olarak volkanik faaliyetler gelişmiş ve tuf arakatkılarını oluşturmuştur. Bu piroklastik seride gelişen bozunmalar sonucu klinoptilolit, analsim ve simektit (Mg-Fe montmorillonit) neoformasyonu gelişmiştir. Analsin ve klinoptilolit arasında yanıl ve dikey bir zonlanma meydana gelmiştir. Volkanizma, piroklastik malzeme verdiği gibi bazaltik bileşimli ve breşik görünümlü volkanik kayalar şeklinde ürünler de vermiştir (Kuzukulağı volkanitleri). Volkanizmanın etken olmadığı dönemlerde tümüyle kimyasal-biyokimyasal sedimantasyon ürünü kireçtaşları oluşmuştur. Üst Kretase'nin sonuna doğru volkanizma tümüyle sona ermiş ve kimyasal sedimantasyon devam etmiştir (Yiğitler formasyonu).

Paleosen'de Laramiyen fazının etkisiyle deniz sığlaşmaya başlamış ve evaporitik serinin gelişimine neden olmuştur. Mg/Ca oranının yeterince yüksek olduğu bu dönemde Mg'lu mineral neoformasyonları gerçekleşmiştir. Bunlar; dolomit, sepiyolit, paligorsit ve simektitlerdir. pH'daki değişimler silis oluşumlarına da olanak sağlamıştır.

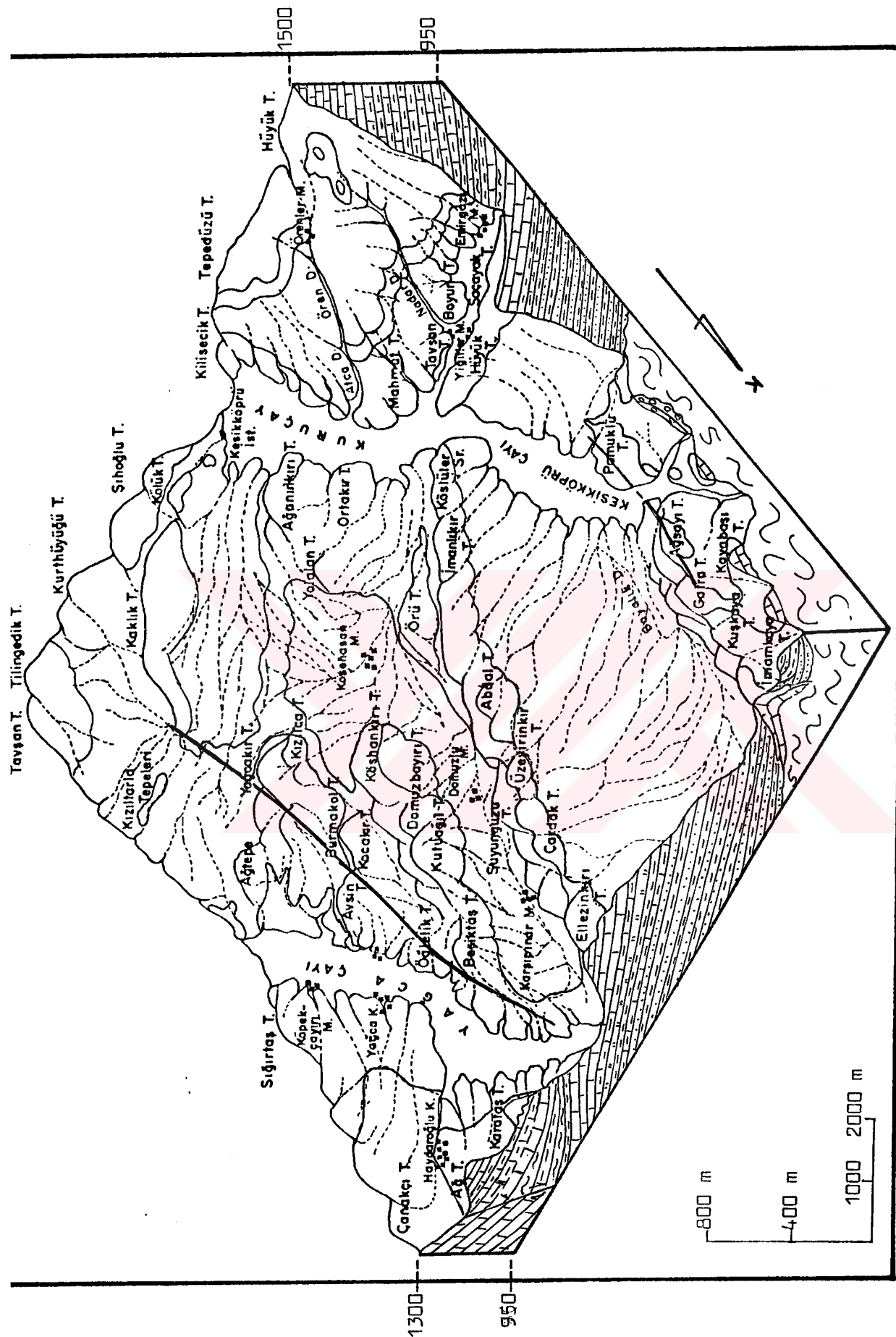
Alt-Orta Eosen döneminde kimyasal-biyokimyasal sedimantasyonun egemen olmasıyla neritik ortamı karakterize eden kireçtaşları oluşmuştur (Kızılyatak formasyonu). Evaporitik sedimantasyonun sona ermesi ve Mg/Ca oranının düşmesi nedeniyle bu kireçtaşları kalsit minerali ile temsil edilmektedir.

Üst Eosen-Alt Oligosen'de detritik ve kimyasal sedimantasyon birlikte gelişmekte ve derinlere doğru yine tümüyle kimyasal sedimantasyon egemen olmaktadır. Kalsitin yanında az miktarda dolomitin de yer aldığı bu birimde neoforme kil mineralleri (simektit, paligorsit ve klorit) oluşumları gerçekleşmiştir (Kocaözü formasyonu). Bu dönemde tümüyle biyokimyasal sedimantasyon sonucu mercan resifleri de oluşmuştur.

Oligosen sonlarına doğru denizin çekilmesiyle ortam karasal koşullara geçmiştir. Bölgedeki zayıf zonlardan itibaren volkanizma belirli bir dönemde tümüyle piroklastik sedimantasyonun oluşumunu sağlayacak ölçekte piroklastik malzeme vermiştir (Hüyük formasyonu). Daha sonra aglomera/breş ve sütunsal yapılı bazalt akıntılarıyla volkanizma sona ermiştir.

Bölgedeki sedimanter havza Üst Kretase'de maksimum derinliğe ulaşmış, Paleosen'de yeniden sığlaşmıştır. Alt Paleosen-Orta Eosen döneminde sığ deniz özelliğini korumuş, Üst Eosen'de güneye ve kuzeye doğru derinleşmeye başlamıştır. Neojen'de yaygın bir sıkışma etkisinde kalan bölge yaklaşık DB doğrultulu kıvrımların ve ters fayların yanı sıra KD-GB yönlü doğrultu atımlı ve oblik fayların gelişimine neden olmuştur. Daha sonraki genleşme rejimine bağlı olarak gelişen yaklaşık KG doğrultulu normal faylar havzaya oldukça kırıklı bir yapı kazandırmış ve volkanizmanın da çıkış noktalarını oluşturmuştur.

Tüm bu evrelerden sonra bölge günümüzdeki görünümünü almıştır (Şekil 6.1.).



Şekil 6.1. İnceleme alanının doğu kesimini temsil eden jeolojik blok diyagram

7. SONUÇLAR

Üst Jura'dan Oligosen'e kadar değişik yaşlardaki birimlerde gerçekleştirilen jeolojik, mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelemelerden elde edilen sonuçlar aşağıdaki gibi özetlenmiştir:

1- İnceleme alanının 342 km²'lik 1/25 000 ölçekli jeoloji haritası yapılarak bölgenin stratigrafik istifi oluşturulmuş ve tektonik yapıları ortaya konulmuştur.

2- Haritalanan kayaç birlikleri formasyon mertebesinde 12 litostratigrafi birimine ayrılmıştır. Bunlar alttan üste doğru Yukarıselimli formasyonu, Hekimhan ofiyoliti, Güzelyurt, Boyalıkdere ve Kösehasan formasyonları, Kuzukulağı volkanitleri, Yiğitler, Yağca, Kızılyatak, Kocaözü ve Hüyük formasyonları, Karataştepe volkanitleri ve Kuvaterner oluşuklarıdır.

3- Paleontolojik tayinler ile stratigrafik ilişkilere dayanılarak, Üst Kretase'den Oligosen sonuna kadar sürekliliği bir istifin olduğu belirlenmiştir. Çok küçük yerel uyumsuzluklar dışında Üst Kretase ile Paleosen sınırının uyumlu, bazı yerlerde tedrici geçişli olduğu gözlenmiştir.

4- Bölgenin en yaşlı birimi olan Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Yukarıselimli formasyonu tümüyle karbonat fazında gelişmiş ve kristalize özellik gösteren kireçtaşı ve kısmen de dolomitlerden oluşmaktadır. Paleontolojik ve mineralojik çalışmalarla Üst Jura (kalsit+dolomit) ve Alt Kretase'nin (kalsit) ayrılabilceği belirlenmiştir.

5- Yukarıselimli formasyonunun üzerinde tektonik dokunaklı olarak bulunan Hekimhan ofiyoliti, serpantinleşmiş peridotit ve piroksenitler, bunları kesen gabroyik ve granodiyoritik dayklar ve radyolaridlerden oluşan bir ofiyolitik kayaç grubu özelliğindedir.

6- Üst Maestrihtiyeen yaşlı birimlerin (Güzelyurt, Boyalıkdere, Kösehasan ve Yiğitler formasyonları) transgresif bir seri oluşturmaktadır. Çökelmeye volkanik faaliyetler de katkı sağlamakta olup, bu volkanizma Yiğitler formasyonuna kadar aktivitesini korumuştur. (Kuzukulağı volkanitleri).

7- Kuzukulağı volkanitleri bazaltik bileşimde olup, radyolaridler de içermesi nedeniyle denizaltı volkanitleri olarak değerlendirilmiş olup, Kösehasan formasyonundaki piroklastik kayalarla birlikte bölgedeki ilk volkanik evreyi oluşturmaktadır.

8- Güzelyurt formasyonu genellikle resifal özellikte olan biyokimyasal süreçlerle oluşmuş kireçtaşlarından oluşmaktadır.

9- Boyalıkdere formasyonu konglomera ve kumtaşı birimlerinden oluşan ve proksimal türbiditik akıntılarla çökeltilmiş taban konglomerasını oluşturmaktadır.

10- Kösehasan formasyonu detritik ve kimyasal sedimentasyonun her ikisinde geliştiği bir ortamda çökelmiş birimleri (kumtaşı, marn, kireçtaşı) kapsayan ve yer yer piroklastik arakatkılar içeren bir birim özelliğindedir. Kristal kül tuf, litik kül tuf ve nadiren camsı kül tüften oluşan bu kayalarda volkanik camdan itibaren etijenik zeolit mineralleri (klinoptilolit, anal-sim) oluşmuştur. Bu minerallerden analsimler detritik sedimentasyonun yoğun olduğu derin ve pH'ın nisbeten düşük olduğu bölgelerde yer almakta iken, klinoptilolitler kimyasal sedimentasyonun daha etken olduğu ve pH'ın görece olarak daha yüksek olduğu bölgelerde bulunmaktadır. Bu da, zeolit minerallerinde yanal ve dikey yönde bir mineralojik zonlanmayı meydana getirmektedir.

11- Yiğitler formasyonu derin denizel ortamda çökelmiş kimyasal sedimentasyon ürünü killi kireçtaşı ve kireçtaşlarından oluşmaktadır.

12- Yağca formasyonu evaporitik seriden oluşan ve sığ deniz ortamında çökeltilen kayaları kapsamaktadır. İntraklastik ve travertenimsi kireçtaşı/dolomit, jips, marn, kilitaşı ve çörtlü dolomit gibi bir çek litolojiden oluşan bu formasyon, Üst Kretase-Tersiyer sınırı için önemli ipuçları verebilecek bazı önemli neoforme mineralleri de içermektedir (sepiyolit-paligorsit).

13- Üst Kretase'de karbonat minerallerinden kalsit, kil minerallerinden ise simektit+klorit+illit bulunmakta iken, Paleosen'de kalsitin yerini birincil olarak oluşan dolomit almakta, kil mineralleri ise diyajenetik süreçlerin ürünleri olan sepiyolit+paligorsit+simektit+klorit şeklinde bir parajenez sunmaktadırlar.

14- Kızılyatak formasyonu kimyasal-biyokimyasal olarak neritik ortamda çökelen kireçtaşlarından oluşmakta ve Alt-Orta Eosen boyunca sürekli bir karbonat sedimantasyonunu yansıtmaktadır.

15- Kocaözü formasyonu az miktarda dolomitte içeren marnkilli kireçtaşı ve kireçtaşı litolojisinden oluşmaktadır.

Kil mineral parajenezi paligorsit-simektit ve klorit şeklinde olan bu formasyon içerdiği fosillere göre git-tikçe sığlaşan derin deniz ortamında çökelmiştir.

16- İnceleme alanındaki ikinci volkanik evreye karşı gelen Hüyük formasyonu; kristal kül tuf, litik kül tuf ve camsı kül tüflerden en üstte ise breşlerden oluşan pi-roklastik bir seri özelliğindedir.

17- Karataştepe volkanitleri, Hüyük formasyonu üzerinde yeralan sütunsal yapıllı bazalt, bazı yerlerde de andezitik bileşimdeki kayalardan oluşmakta ve son (üçüncü) volkanik evreyi temsil etmektedir.

18- Kalsit ve dolomitlerde yapılan kimyasal çözümlenmeler sonucu Mg, Co, Cu, Ni ve Cr miktarlarının Paleosen'de en yüksek düzeye çıktıkları saptanmıştır. Genellikle Sr, Fe, Mn, Zn, Na ve K konsantrasyonları Üst Kretase'den Eosen sonuna doğru azalmakta, Oligosen'de tekrar artmaktadır.

19- Kalsit ve dolomitlerde elementlerin değişim diyagramlarında ters bir ilişki bulunmaktadır. Kalsitlerde Ca-Sr negatif, Mg-Mn, Na-Sr ve Mn-Sr pozitif korelasyon göstermekte iken dolomitlerde Ca-Sr pozitif, Mg-Mn, Na-Sr ve Mn-Sr negatif korelasyon sunmaktadır. Sr elementi, kalsitlerde Mg, Fe, Mn, Na, K, Zn, Cu, Ni, Pb ve Cr ile pozitif; Ca ve Co ile negatif korelasyon; dolomitlerde ise, Ca, Fe, K ve Ni ile pozitif, Mg, Mn, Na, Zn, Cu, Pb, Cr ve Co ile negatif korelasyon göstermektedir.

8. DEĞİNİLEN BELGELER

- Abdul-Latif, N. and Weaver, C.E., 1969: Kinetics of acid-dissolution of palygorskite (attapulgite) and sepiolite. *Clays Clay Miner.*, 17, 169-178.
- Adams, A.E, MacKenzie, W. S. and Guilford, C., 1984: Atlas of sedimentary rocks under the microscope, Longman Scientific Technical, John Wiley Sons, 104p.
- Ahn, J.H. and Peacor, D.R., 1985: Transmission electron microscopic study of diagenetic chlorite in Gulf Coast argillaceous sediments. *Clays and Clay Minerals*, V. 33, No. 3, 228-236
- Akkuş, M.F., 1971: Darende-Balaban havzasının (Malatya, ESE Anadolu) jeolojik ve stratigrafik incelenmesi, *M.T.A. Dergisi*, 76, 1-60, Ankara.
- Andel, Van Tj, H., 1958: Origin and classification of Cretaceous, Paleocene and Eocene sandstones of Western Venezuela. *A.A.P.G. Bull.*, 42, 734-763.
- A.S.T.M., 1972: Inorganic index to the powder diffraction file: Joint Committee on Powder Diffraction Standards, Pennsylvania, 1431p.
- Ataman, G., 1977: Batı Anadolu zeolit oluşumları: *Yerbilimleri*, 3, 85-95.
- Ataman, G. et Beseme, P., 1972: Decouverte de l'analci-me sédimentaire en Anatolia du Nort-Quest (Turquie): *Minéralogie, génese, paragénese*: *Chem. Geol.*, 9, 203-225.
- Ataman, G. ve Gündoğdu, M.N., 1981: Anadolu Tersiyerinde analsimli zonlar ve bunların jeolojik konumları; *Yerbilimleri*, 7, 9-14.
- Atwood, D.K. and Fry, H.M., 1967: Strontium and manganese content of some coexisting calcites and dolomites: *Amer. Min.*, 52, 1530-1535.

- Ayan, T., 1961: Malatya kuzeyindeki Hekimhan-Ebreme köyü bölgesinin detay jeolojisi ve petrol imkanları, M.T.A. rapor no. 4186, Ankara.
- Ayan, T. ve Bulut, C., 1964: Balaban, Yazıhan, Kurşunlu ve Levent bucakları (Malatya) arasındaki alanın genel jeolojisi. M.T.A. Dergi no: 62, Ankara.
- Baykal, F., 1965: Malatya-Darende-Gürün bölgesindeki yeşil sahrelerle sediment kayalar arasında ki ilişki. M.T.A. Rap. no. 1257 (yayınlanmamış).
- Baykal, F., 1966: 1: 500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Sivas Paftası, M.T.A. Yayınları, Ankara.
- Beck, K.C. and Weaver, C.E., 1978: Miocene of the S.E. United States, a model for chemical sedimentation in a peri-marine environments-A reply. Sediment. Geol., 21, 154-157.
- Berg, G., 1910: Geologische Beobachtungen inklein Asien Zeitsehi, d. Deutsh Geol.Ges.Abh., 62, Berlin.
- Black, P.M., 1975: Mineralogy of New Caledonia metamorphic rocks:IV. Sheet silicates from the Ouégoa District: Contrib.Mineral.Petrol, 49, 269-284.
- Blumenthal, M., 1938: Şarki Toros mntıkasında Hekimhan-Hasancelebi-Kangal irtifaında jeolojik araştırma (Malatya ve Sivas vilayetleri), M.T.A. Rap. no 570 (yayınlanmamış), Ankara.
- Boles, I.R. and Wise, W.S., 1978: Nature and origin of deep-sea clinoptilolite. In: L.B. Sand and F. A. Mumpton (Eds), Natural Zeolites, Occurrence, Properties, Use; Pergamon Press, New York, N.Y., 546 pp.
- Bowles, F.A., Angino, E.A., Hosterman, J.W. and Galle, O.K., 1971: Precipitation of deep sea palygorskite and sepiolite. Earth Planet. Sci.Lett., 11, 324-332.

- Bradley, W.F., 1940: Structure of attapulgite, *Amer. Mineralogist*, 25, 405-410.
- Brindley, G.W. and Brown, G., 1981: Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification, Mineralogical Society, London, 495p.
- Brinkmann, R., 1968: Einige geologische Leitlinien Von Anatolien, *Geol. et Paleont.*, 2, Marburg.
- Caillère, S., 1934: Observation sur la composition chimique des palygorskites. *Compt. Rend.* 198, 1795-1798.
- Caillère, S., 1951: Sepiolite. In: G.W. Brindley, X-ray identification and structures of clay minerals, *Mineral. Soc., London*, 224-233.
- Caillère, S. et Hénin, S., 1963: *Minéralogie des argiles*: Masson et Cie, Paris, 355p.
- Callen, R.A., 1984: Clays of palygorskite-sepiolite group: Depositional environment, age and distribution. In: A. Singer and E. Galan, eds., *Palygorskite-Sepiolite. Occurrences, Genesis and Uses. Developments in Sedimentology 37*, Elsevier, Amsterdam, 1-37.
- Capdecemme, L., 1952: Sur le phosphates alumineux de la région de Thies (Sénégal), *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 235, 187p.
- Capdecemme, L. et Kulbicki, G., 1954: Argiles des gîtes phosphatés de la région Thies (Sénégal), *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.*, 77, 33-37.
- Chaput, E., 1936: Voyages d'études géologiques et géomorphogéniques en Turquie. *Mém. Inst. Fr. de Stamboul*.
- Coleman, R.G., 1971: Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotite along continental edges, *J. Geophys. Res.* c. 76, 1212-1222.
- Couture, R.A., 1977: Composition and origin of palygorskite-rich and montmorillonite-rich zeolite-containing sediments from the Pacific Ocean. *Chem. Geol.* 19, 113-138.

- Couture, R.A., 1978: Miocene of the S.E. United States- A model for chemical sedimentation in a perimarine environment-Comments, *Sediment. Geol.*, 21, 149-153.
- Çağatay, A. ve Arda, O., 1979: Hasaңcelebi demir yatağının titanyum ve alkali sorunları, *Jeoloji Mühendisliği*, 7, 39-46
- Çapan, U.Z., 1977: Ofiyelit Olgusu, T.J.K. Yerbilimleri Konferans Dizisi, 16s.
- Davies, I.C. and Walker, R.G., 1974: Transport and deposition of resedimented conglomerates, The Cap Ennage Formation, Cambre-Ordovician, Quebec: *J. Sediment. Petrol.*, 44, 1200-1216.
- Devey, J.F., III Hiükar, W.C., Ryan, W.B.F. and Bennin, J., 1973: Plüta tectonics and the Evolution of the Alpine System; *Geol. Sec. Amer. Bull.*, 84, 3137-3180.
- Devigne, J.P. et Reyre, D., 1957: Notice explicative sur la feuille Maysumba-Ouest, Carte géologique de reconnaissance au 1/500 000. Gouvernement Général de l'A.E.F.
- Dunoyer de Segenzac, G., 1970: The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism, A Review, *Sedimentology*, 15, 281-346.
- Eleuard, P., 1959: Etude géologique et hydrogéologique des formations sédimentaires du Guebla Mauritanien et de vallée du Sénégal. These Sci., Paris, 372p.
- Faure, H., 1962: Reconnaissance géologique des formations postpaléozoiques du Niger oriental, Thèse Sci., Paris, 483p.
- Fersmann, A., 1913: Research on magnesian silicates. *Mem. Acad. Sci. St. Petrsb.*, 32, 321-430.
- Fleischer, P., 1972: Sepiolite associated with Miocene diatomite, Santa Cruz basin, California, *Amer. Mineral.*, 57, 903-913.

- Folk, R.L., 1962: Spectral subdivision of limestone types: A.A.P.G., Classification of Carbonate Rock. A symposium, Memoir 1, 68-84.
- Folk, R.L., 1974: The natural history of crystalline calcium carbonate: Effect of magnesium content and salinity: J.Sediment.Petrol., 44, 40-53.
- Folk, R.L. and Land, L.S., 1975: Mg/Ca ratio and salinity: Two controls over crystallization of dolomite: Amer.Assoc.Petrol.Geol.Bull., 53, 60-68.
- Frech, Fr., 1912: Über den Gebirgsbau des Taures in seiner Bedeutung für die Beziehungen zu den europäischen und asiatischen Gebirgen. Sitzungsber. Preuss.Akad.Wiss., Phys.-Math.
- Frech, Fr., 1916: Geologie Kleinasiens im Bereiche der Bagdatbahn. Ergebnisse eigener Reisen und Paläontologischen Untersuchungen Ztschr.D. Geol.Ges.Abh. 68.
- Galan, E., Brell, J.M., La Iglesia, A. and Robertsen, R.H.S., 1975: The Cáceres palygorskite deposit, Spain In: S.W. Bailey, ed., 1975 Int'l Clay Conf., Mexico 1975. Applied Pub., Wilmette, Illinois, 91-94.
- Gattinger, T.E., 1957: Malatya ve Elazığ bölgesine giren 1:100 000 ölçekli (6) pafta sahasında (79/1, 2, 3, 4 ve 80/1, 3) 1957 senesinde yapılan revizyon çalışmaları hakkında rapor, M.T.A. Rap.no 2797, Ankara.
- Goldsmith, J.R. and Graf, D.L., 1958 b: Structural and compositional variations in some natural dolomites: J.Geol., 66, 678-693.
- Gökçen, S.L. ve Şahbaz, A., 1979: Sualtı kütle akımı fasiyesleri: Kavramsal eleştiri ve ortam sal yerum M.T.A.E. Dergisi, 92, 49-63.
- Grim, R.E., 1968: Clay mineralogy: McGraw Hill, New York, 596p.

- Grim, R.E. and Kulbicki, G., 1961: Montmorillonites: High temperature reactions and classifications: Amer. Min., 46, 1329-1369.
- Gündoğdu, M.N., 1982: Neojen yaşlı Bigadiç sedimanter baseninin jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi: Doktora tezi, H.Ü. Fen Bil. Enst., Beytepe, Ankara, 386s (yayınlanmamış).
- Gündoğdu, M.N., 1985: Bigadiç gölsel Neojen baseninde karbonat mineralleri ile simektitlerin dağılımı: II. Ulusal Kil Sempozyumu Bildirileri, M.N. Gündoğdu, H. Aksoy (Ed.), H.Ü. Beytepe, Ankara, 123-140.
- Gündoğdu, M.N. ve Yılmaz, O., 1983: Kil mineralojisi yöntemleri: I. Ulusal Kil Sempozyumu Bildirileri, Ç.Ü., Adana, 319-330.
- Hathavay, J.C. and Sachs, P.L., 1965: Sepiolite and clinoptilolite from the Mid. Atlantic Ridge. Amer. Mineralogist, 50, 852-867.
- Hay, R.L., 1966: Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks: Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 85, 130p.
- Hay, R.L., 1978: Geologic Occurrence of Zeolites: In: Sand L.B. and Mumpton, F.A., Eds., Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Use, Pergamon Press, Elmsford, New York, 135-143.
- Hay, R.L., 1981: Geology of Zeolites in Sedimentary Rocks, In: Mumpton, F.A., Ed., Mineralogy and Geology of Natural Zeolites, Printed in Michigan, 53-64.
- Hay, R.L., 1986: Geologic occurrence of zeolites and some associated minerals, Pure Appl. Chem., Vol 58, No 10, pp1339-1342.
- Heystek, H. and Schmidt, E.R., 1954: Paligorskite from Dornboom. Trans. Geol. Soc. S. Afr., 56, 852-867.
- Huggins, C.W., Denny, M.V. and Shell, H.R., 1962: Properties of paligorskite, an abestiform mineral, U.S. Bur. Mines, Rept. Invest., 6071, 8p.

- Iijima, A., 1978: Geologic occurrences of zeolite in marine environments, In: Sand, L.B. and Mumpton, F.A., Eds., Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Use, Pergamon Press, Elmsford, New York, 175-198.
- Iijima, A., 1980: Geology of Natural Zeolites and Zeolitic Rocks, Pure Appl. Chem., Vol 52, pp 2115-2130.
- Iijima, A., Matsumoto, R. and Tada, R., 1980: Zeolitic and silica diagenesis and sandstone petrography at sites 438 and 439, DSDP/IPOD Leg 57 off Sanriku, northwest Pacific. In: Natural zeolites, occurrence, properties, use, L.B. Sand and F.A. Mumpton (eds), Pergamon Press, Oxford 199-220.
- Iijima, A. and Utada, M., 1966: Zeolites in sedimentary rocks, with reference to the depositional and zonal distribution; Sedimentology 7, 327-357.
- Imai, N., Otsuka, R., Kashide, H. and Hayashi, R., 1969: Dehydration of paligorskite and sepiolite from Kuzuu district, Tochigi Pref., Central Japan In: L. Heller, ed., Proc. Int'l Clay Conf., Tokyo, 1, 99-108.
- İzdar, E. ve Ünlü, T., 1977: Hekimhan-Hasançelebi-Kuluncak bölgesinin jeolojisi, Uluslararası 6. Ege Jeolojisi Kongresu, İzmir.
- Jeannette, A., Moniton, A., Ortelli, I. et Salvan, H., 1959: Premiers résultats de l'étude des argiles de la série phosphatée du Bassin de Kouribga (Maroc). XX^e Congr. Géol. Intern. Mexico, 1956, 53-62.
- Jones, B.F., 1986: Clay mineral diagenesis in lacustrine sediments: In: Diagenesis workshop, U.S. Geol. Survey Bull., 1578, 18p.
- Jones, B.F. and Galan, E., 1988: Paligorskite-Sepiolite,

- Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy, Vol 19, Chapt. 16, 44p.
- Jones, B.F. and Weir, A.H., 1983: Clay minerals of Lake Abert, an alkaline, saline lake: Clays and Clay Min., 31, 161-172.
- Karacan, E., Kasapoğlu, K.E., Yalçın, H., 1989: Ankara andezitlerinde yüzeysel bozunma ürünü kil mineralleri. IV. Ulusal Kil Semp., 20-23 Eylül 1989, C.Ü. Jeoloji Müh.Bölümü, Sivas, Program ve Bildiri Özleri, s. 26-28.
- Kastner, M., 1981: Authigenic silicates in deep-sea sediments: formation and diagenesis. In: The Sea, v.7, The Oceanic Lithosphere, C. Emiliani, Editor, Wiley. Chap. 23, p.915-980.
- Kastner, M. and Stonecipher, S.A., 1978: Zeolites in pelagic sediments of the Atlantic, Pacific and Indian Oceans, In: Natural Zeolites, Occurrence, Properties, Use, Sand L.B. and Mumpton, F.A., Eds. Pergamon Press, New York, pp. 199-220.
- Ketin, İ., 1966: Anadolu'nun tektonik birlikleri, M.T.A.E. Dergisi, 66, Ankara.
- Kurtman, F., 1961: Sivas-Divriği arasındaki sahanın jeolojisi ve jipsli seri hakkında müşahadelere, M.T.A. Derg. no. 56, Ankara.
- Kurtman, F., 1978: Gürün bölgesinin jeolojisi ve tektonik özellikleri, M.T.A. dergisi, 91, 1-12.
- Lee, J.H., 1984: Mineralogical studies of phyllosilicates in a slaty cleavage development in the Martinsburg Formation near Lehigh Gap, Pennsylvania: TEM-AEM study: Ph.D. thesis, Univ. Michigan, Ann Arbor, Michigan, 221 pp.
- Maksimovic, Z. and Radukii, G., 1961: Sepiolite from Goles near Liplijan (South Serbia), Amer. Geol. Peninsula Balkan, 28, 309-316.

- Millot, G., 1964: Géologie des argiles: Masson et Cie, Paris, 499 p.
- Moore, E.M., 1973: Geotectonic significance of ultramafic rocks; Earth Sci. Rev., s. 9, s. 241-258.
- M.T.A., 1986: Stratigrafi sınıflama ve adlama kuralları, M.T.A. Genel Müd., Ankara, 28s.
- Nathan, Y. and Flexer, A., 1977: Clinoptilolite, paragenesis and stratigraphy, Sedimentology, 24, 845-855.
- Oveharenko, F.D., 1964: The Colloid Chemistry of Palygorskite. Acad. Sci. of the Ukranian S.S.R., 100pp. (Translated by Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem).
- Örçen, S., 1986: Medik-Ebreme (KB Malatya) dolayının biyostratigrafisi ve paleontolojisi, M.T.A. Proje No. 105/106, Ankara.
- Özçelik, O., Meriç, E. ve Özer, S., 1990: Hisarcık-Esenbey (Balaban-Malatya) Yöresi Üst Kretase-Eosen istifinin stratigrafik özellikleri, S.Ü. Müh-Mim.Fak.Derg. 5, 1-2, Konya (baskıda).
- Paquet, H. and Millot, G., 1972: Geochemical evolution of clay minerals in the weathered products of soils of mediterranean climate. Proc. Int'l Clay Conf., Madrid, 199-206.
- Pignitore, N.E., 1978: The behavior of Zn^{+2} and Mn^{+2} during carbonate diagenesis: Theory and applications: J. Sediment. Petrol., 48, 799-814.
- Radier, H., 1957: Le Précambrien saharien au Sud de l'Adrar des Iforas. Le bassin Crétacé et Tertiaire de Gao. Contribution a l'étude géologique du Soudan Oriental. Thèse Sci. Strasbourg et Bull. Serv. Géol. Prosp. Min. A.O.F., 1959, 26, 556p.
- Renard, M., 1972: Interprétation des teneurs en strontium des carbonates du Lutétien Supérieur, a Saint-Vaast-Les-Mello (Oise). Mise en évidence

- de la valeur de cet élément comme indicateur des conditions de diagenèse et de sédimentation des carbonates: Bull. Inf. Géol. Bass., Paris, 34, 19-29.
- Rogers, L.E., Quirk, J.P. and Norrish, K., 1956: Aluminium sepiolite. J. Soil. Sci., 7, 177-183.
- Schmid, R., 1981: Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks: Geology, 9, 41-43.
- Scholle, P.A., 1978: A Color Illustrated Guide to Carbonate Rock Constituents Textures, Cements and Porosities, The Amer. Assoc. of Petroleum Geologists, 239p.
- Selley, R.C., 1976: An introduction to sedimentology. Academic Press. London-New York, San Francisco, 408p.
- Singer, A., 1979: Paligorskite in sediments: Detrital, diagenetic or neoformed. A critical review. Geol. Rund., 68, 996-1008.
- Sirel, E., 1976 a: Rhapydionine liburnica (Stuche), Rhapydionina malatyaensis n.sp. türlerinin tanımları ve Rhapydionina Stache cinsi hakkında yeni görüşler, M.T.A.E. Derg., 86, 99-104.
- Sirel, E., 1976 b: Eonularia conica n.sp. türünün tanımı ve Darende-Gürün (Batı Malatya) yöresindeki Üst Lütesiyen-Alt Priaboniyen kireçtaşlarına ilişkin yeni görüşler, T.J.K. Bülteni, 19, 2, 79-82.
- Slaczka, A. and Thompson, C.V., 1975: Flaksoturbidite Model: Proc. IX Inter. Cong. Sedimentology, 6, 175-277, Nice-France.
- Slansky, M., 1959: Contribution à l'étude géologique du bassin sédimentaire côtier des Dahomey et du Togo, These Sci. Nancy, 355p.

- Stchépinsky, V., 1944: Cenup Malatya bölgesinin jeolojisi ve mineral kaynakları hakkında rapor. M.T.A. Rap. No. 1491, Ankara (yayınlanmamış).
- Stoessell, R.K. and Hay, R.L., 1978: The geochemical origin of sepiolite and kerolite at Amboseli, Kenya. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65, 255-267.
- Tardy, Y., Paquet, H. et Millos, G., 1970: Trois modes de genese des montmorillonites dans les altérations et les sols: *Bull. Groupe Franc. Argiles*, 22, 69-77.
- Temel, A., 1987: Bigadiç baseni merkezi kesiminin mineralojik-petrografik, jeokimyasal incelenmesi ve neoformasyon minerallerinin dağılımı: *Yük. Müh. tezi, H.Ü. Fen Bil.Enst., Beytepe, Ankara*, 163 s. (yayınlanmamış).
- Tessier, F., 1952: Contributions à la stratigraphie et à la paléontologie de la partie ouest du Sénégal, *Bull. Direct. Mines, Gouv. Gén. d'A.O.F.*, no 14, 2 tomes.
- Tutkun, S.Z., Özçelik, O., Gökçe, A. ve Tunç, M., 1988: Divriği, Yakuplu, Iliç, Hamo (Sivas) Yöresinin Jeolojisi, Tektonik Özellikleri ve Yeraltı Zenginlikleri, TÜBİTAK, Proje No: TBAG 673, Ankara.
- Ünlü, T., 1984: Deveci (Hekimhan-Malatya) siderit örneklerinde yapılan bir cevher hazırlama ön çalışması. *Jeoloji Mühendisliği*, Sayı 21, s.3-16, Ankara.
- Ünlü, T., 1985: Deveci (Hekimhan-Malatya) siderit örneklerine özgü jeokimyasal verilerde yapılan bir jeostatistiksel değerlendirme. *Jeol. Müh. Sayı 25*, s.3-14, Ankara.
- Ünlü, T., 1986: Deveci (Hekimhan-Malatya) siderit örneklerinde yapılan bir elektromikroskop incelemesi, *Jeol. Müh.*, Sayı 26, s.3-10, Ankara.

- Veizer, J., 1983: Trace elements and isotopes P.H. Ribbe, Ed., *Sedimentary Carbonates: Mineralogy and Chemistry*, Miner. Soc. of Amer., 11, 265-300.
- Velde, B., 1981: Diagenetic reactions in clays; Parker A. and Selwood, B.W., Ed., *Sediment Diagenesis*. NATO ASI series, Lancaster, 215-268.
- Velde, B., 1985: Clay minerals: A physico-chemical explanation of their occurrence. *Developments in Sedimentology*, 40, Elsevier, New York, 427.
- Velde, B., and Rumble, D., 1977: *Carneige Inst. Wash. Yearb.*, 76, 621-623.
- von Rad, U. and Rösch, H., 1972: Mineralogy and origin of clay minerals, silica and authigenic silicates in Leg 14 sediments. In: Hayes, D.E. et al., eds., *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project, Vol. 14*: U.S. Govt. Printing Office, Washington, 727-751.
- Walker, R.G., 1976: Facies models 11. Turbidites and associated coarse clastic deposits: *Geosciences. Can.*, 3, 25-36.
- Weaver, C.E., 1959: The clay petrology of sediments: *Clays Clay Min.*, 6, 153-187.
- Weaver, C.E. Beck, K.C., 1977: Miocene of the S.E. United States: A model for chemical sedimentation in a peri-marine environment. *Sediment. Geol.*, 17, 1-234.
- Weaver, C.E. and Pollard, L.D., 1973: The chemistry of clay minerals: *Developments in Sedimentology* 15, Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, 213p.
- Wiersma, J., 1970: Provenance, genesis and paleogeographical implications of microminerals occurring in sedimentary rocks of the Jordan Valley area. *Publ. Fys. Geogr. Bodemk. Lab. Univ. Amsterdam*.

- Wirtz, D., 1955: Malatya-Tohmasuyu çöküntü bölgelerinin jeolojik lövelleri hakkında rapor, M.T.A. rapor no 2364, Ankara (basılmamış).
- Woodward, s.p., 1855: On the structure and Affinities of the Hippuritidae, Quart. Journ. Geol. Soc. Vol. II, p.40-59, London.
- Yalçın, H., 1984: Emet Neojen gölsel baseninin jeolojik ve mineralojik-petrografik incelenmesi: Yük. Müh. tezi, H.Ü. Fen Bil. Enst., Beytepe, Ankara, 269s (yayınlanmamış).
- Yalçın, H., 1988: Kırka (Eskişehir) yöresi volkanosedimenter oluşumlarının mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi; Doktora tezi, H.Ü. Fen Bil. Enst., Beytepe, Ankara, 209s (yayınlanmamış).
- Yalçın, H., 1989/1990: Neojen yaşlı Kırka (Eskişehir) volkanosedimenter gölsel baseninin stratigrafik ve tektonik özellikleri, C.Ü. Yerbilimleri Derg., 6-7, 1-2, 165-181.
- Yalçın, H., Cerit, O., Sezen, T.F. ve Batman, B., 1987: Mengen-Pazarköy (Bolu NE) yöresinin kil mineralojisi: III. Ulusal Kil Sempozyumu Bildirileri, O.D.T.Ü., Ankara (baskıda).
- Yalçın, H. ve Gündoğdu, M.N., 1985: Emet gölsel Neojen baseninin kil mineralojisi: II. Ulusal Kil Sempozyumu Bildirileri, M.N. Gündoğdu, H. Aksoy (Ed), H.Ü. Beytepe, Ankara, 155-170.
- Yalçın, H. ve Gündoğdu, M.N., 1987: Neojen yaşlı Emet gölsel volkanosedimenter baseninin mineralojik-petrografik incelenmesi: Neoformasyon minerallerinin oluşumu ve dağılımı, H.Ü. Yerbilimleri Derg., 14, 45-61.
- Yalçın, H. ve Gündoğdu, M.N., 1988: Emet ve Kırka volkanosedimenter gölsel basenlerinde zeolitlerin kimyasal bileşimleri, kristal morfolojileri ve ısıl kararlılıkları arasındaki iliş-

- kiler. H.Ü.'de Yerbilimlerinin 20. Yılı Semp. 24-27 Ekim 1988, H.Ü. Müh. Fak. Beytepe-Ankara, Bildiri Özleri, s.29.
- Yalçın, H., Gündoğdu, M.N. and Liewig, N., 1989: Relationships between smectite and carbonate minerals in the Kırka volcanosedimentary lacustrine basin, Eskişehir Turkey. IXth International Clay Conference (AIPEA), Strasbourg, France, August 28-September 2, 1989, Abstracts, p.437.
- Yalçın, H., Semelin, B. ve Gündoğdu, M.N., 1985: Emet Neojen baseninin jeolojik incelenmesi (Hisarcık güneyi), H.Ü. Yerbilimleri Derg., 12, 3 -52.
- Yeniyol, M. ve Öztunalı, Ö., 1985: Yunak sepiyolitinin mineralojisi ve oluşumu, II. Ulusal Kil Sempozyumu Bildirileri, M.N. Gündoğdu, H.Aksoy (Ed.), H.Ü., Beytepe, Ankara, 171-187.
- Yeldaş, R., 1972: Malatya kuzeyinin jeolojisi ve petrol imkanları, M.T.A. Raporu, no. 4936, Ankara (yayınlanmamış).