

**DOĞU TOROSLARDAKİ (SARIZ-TUFANBEYLİ-SAIMBEYLİ  
YÖRELERİ) SEDİMANTER VE ÇOK DÜŞÜK DERECELİ  
METASEDİMANTER KAYAÇLARIN MİNERALOJİSİ VE JEOKİMYASI**

**Ömer BOZKAYA**

**DOKTORA TEZİ**

**JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

**1995**

39995  
~~39995~~

CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

DOĞU TOROSLARDAKİ (SARIZ-TUFANBEYLİ-SAIMBEYLİ  
YÖRELERİ) SEDİMANTER VE ÇOK DÜŞÜK DERECELİ  
METASEDİMANTER KAYAÇLARIN MİNERALOGİSİ VE JEOKİMYASI

Ömer BOZKAYA

DOKTORA TEZİ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

Hüseyin YALÇIN

Jeoloji Mühendisliği Bölümü-Doç.Dr.



## FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ MÜDÜRLÜĞÜ'NE

Bu çalışma, jürimiz tarafından, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Doktora Tezi olarak kabul edilmiştir.

**Başkan** Prof. Dr. M. Niyazi GÜNDOĞDU

**Üye** Doç. Dr. Durmuş BOZTUĞ

**Üye** Doç. Dr. Hüseyin YALÇIN

**Üye** .....

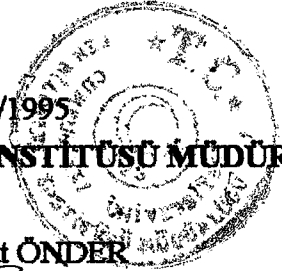
**Üye** .....

### ONAY

Yukarıdaki imzaların, adı geçen öğretim üyelerine ait olduğunu onaylarım.

11.10.1995  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ MÜDÜRÜ

Prof. Dr. Fuat ÖNDER



Bu tez, Cumhuriyet Üniversitesi Senatosu' nun 05.01.1984 tarihli toplantısında kabul edilen ve daha sonra 30.12.1993 tarihinde C.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürlüğüne hazırlanan ve yayınlanan "Yüksek Lisans ve Doktora Tez Yazım Kılavuzu" adlı yönergeye göre hazırlanmıştır.

**ÖZET**

Doktora Tezi

**DOĞU TOROSLARDAKİ (SARIZ-TUFANBEYLİ-SAIMBEYLİ YÖRELERİ)  
SEDİMANTER VE ÇOK DÜŞÜK DERECELİ METASEDİMANTER  
KAYAÇLARIN MİNERALOGİSİ VE JEOKİMYASI**

Ömer BOZKAYA

Cumhuriyet Üniversitesi

Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Doç.Dr.Hüseyin YALÇIN

Doğu Toroslarda 2300 km<sup>2</sup>lik bir alanda gerçekleştirilen bu çalışmada Kambriyen' den Pliyosen' e kadar değişik yaşlara sahip sedimanter-metasedimanter birimlerin litolojik, mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özellikleri, diğer bir ifadeyle diyajenetik-çok düşük dereceli metamorfik tarihçesi ortaya konulmuştur.

Alt Paleozoyik yaşlı formasyonlar belirgin yönlü doku ve sleyt klivajına sahip metasedimanter (arduvaz, metasilttaşı, metakireçtaşı), Orta-Üst Paleozoyik yaşlı birimler kırıntılı dokunun egemen olduğu sedimanter kayaçlar (kumtaşı, silttaşı, şeyl, kireçtaşı) ile temsil edilmektedir. Mesozoyik çoğunlukla karbonat, Senozoyik ise daha çok karbonat ve kısmen kırıntılı kayaçlar içermektedir.

Artan diyajenez/metamorfizma derecesine bağlı olarak birimlerde dokusal, mineralojik ve jeokimyasal değişimler belirlenmiştir.

Fillosilikat mineralleri derinlere doğru progresif bir evrim sunmakta olup, kil mineral toplulukları esas alınarak 4 zon ayırt edilmiştir. 1. zon (Kambriyen-Silüriyen / Emirgazi-Yukarıyayla) illit + klorit ± C-V, 2. zon (Devoniyen / Aytepesi-Şafaktepe) illit + klorit + C-V + C-S karışık tabakalıları, 3. zon kaolinit + I-S (Devoniyen-Kretase / Gümüşali-Yanıktepe), 4. zon ise (Kretase-Eosen / Elmaçat-Demirogluk) smektit + paligorskit türü kil mineral toplulukları içermektedir.

Kambriyen yaşlı Emirgazi ve Değirmentaş formasyonları ankizon ve epizon ( $\Delta\theta < 0.42$ ), diyajenez-ankimetamorfizma geçişinin belirlendiği Ordovizyen yaşlı Armutludere formasyonu alttan üste doğru epizon'dan diyajenetik zona kadar değişen "kristalinite" değerleri sunmaktadır. Armutludere formasyonunun en üst kesimleri ile Silüriyen yaşlı Halıyayla ve Puşçutepe formasyonları en yüksek dereceli diyajenetik ( $\Delta\theta=0.42-0.60$ ), Üst Silüriyen-Alt Devoniyen yaşlı Yukarıyayla formasyonu ile Alt Devoniyen yaşlı Aytepesi formasyonu yüksek dereceli diyajenetik zonu ( $\Delta\theta>0.60$ ) yansıtmaktadır.

I-S karışık tabakalılarındaki % illit oranı Üst Triyas yaşlı Ayvat formasyonundan Orta Devoniyen yaşlı Şafaktepe formasyonuna doğru % 70' den % 85' e çıkmakta ve düzenlenme derecesi de azalmaktadır.

Diyajenez → ankizon → epizona doğru illit/muskovitlerin 2M1 politip oranları,  $b_0$  değerleri ve K ile oktahedral  $Fe^{+2}$  ve Mg içerikleri artmakta, oktahedral Al konsantrasyonu azalmaktadır. Benzer biçimde kloritler de artan metamorfizma derecesine bağlı olarak dioktahedral → di-trioktahedral → trioktahedral ve Ia → Ib → IIb şeklinde bileşimsel ve kristalografik-yapısal bir evrim göstermekte, ayrıca tetrahedral Al ile oktahedral Fe+Mg miktarı artmakta, oktahedral Al azalmaktadır.

Ordovizyen ve Silüriyen yaşlı birimler antrasit, Devoniyen-Triyas aralığındaki birimler bitümlü kömür evresine karşılık gelmektedir. Grafitleşme derecesi ile vitrinit yansıma değerleri arasında pozitif, illit "kristalinite" verileri arasında ise negatif bir ilişki bulunmaktadır.

Dolomit, benzer görünümlü Karbonifer-Permian, Triyas-Jura ve Jura-Alt Kretase yaşlı birimlerin ayrımında kullanılabilecek indikatör bir mineral gözükmemektedir. Kalsitlerde yaşlı birimlere doğru Sr ve Na içerikleri azalmakta, Fe ve Mn artmaktadır. Dolomitler kalsitlere göre düşük Sr içermeleri ile karakteristik olup, Fe ve Mn miktarı Kambriyen' e doğru artmaktadır.

**ANAHTAR KELİMELER:** Doğu Toroslar, Mineraloji, Jeokimya, Diyajenez, Çok Düşük Dereceli Metamorfizma, Kil, Karbonat, Organik Madde

## ABSTRACT

PhD

**MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY OF SEDIMENTARY AND VERY LOW  
GRADE METASEDIMENTARY ROCKS FROM SARIZ-TUFANBEYLI-  
SAIMBEYLI DISTRICT, EASTERN TAURUS**

Ömer BOZKAYA

Cumhuriyet University

Institute of Sciences

Geological Engineering Department

Supervisor: Assoc. Prof. Dr. Hüseyin YALÇIN

In this study, the lithological, mineralogical-petrographical and geochemical characteristics of the different aged, from Cambrian to Miocene, sedimentary-metasedimentary rocks have been determined in an area of 2300 km<sup>2</sup> from the Eastern Taurus, in other words diagenetic-very low grade metamorphic history of the units.

Lower Paleozoic formations are represented by metasedimentary rocks (ardoise, metasiltstone, metalimestone) with remarkably oriented texture and slaty cleavage, but Middle-Upper Paleozoic units by sedimentary rocks (sandstone, siltstone, shale, limestone) with commonly clastic textures. Mesozoic units include mainly carbonate whereas Senozoic units are composed mostly of carbonates and partly clastic rocks.

Textural, mineralogical and geochemical changes in the units are concluded relating to progressive diagenesis/metamorphism degree.

Phyllosilicate minerals show a progressive evolution towards to depth, and four zones are distinguished on the basis of clay mineral associations. 1. zone illite + chlorite ± C-V (Cambrian - Silurian / Emirgazi - Puşçutepe), 2. zone illite + chlorite + C-V + C-S mixed layers (Silurian - Devonian / Yukarıyayla - Puşçutepe), 3. zone kaolinite + I-S (Devonian - Cretaceous / Gümüşali - Yanıktepe) and 4. zone smectite + palygorskite (Cretaceous - Eocene / Elmaçat - Demirogluk) type of clay mineral paragenesis.

Emirgazi and Değirmentaş formations of Cambrian are formed of anchizone and epizone degrees ( $\Delta 2\theta < 0.42$ ), Armutludere formation of Ordovician represents, from bottom to top, the "crystallinity" degrees changing from epizone to diagenesis. The

uppermost part of the Armutludere formation, Halityayla and Puşçutepe formations of Silurian have highest grade diagenetic ( $\Delta 2\theta = 0.42 - 0.60$ ), while Upper Silurian-Lower Devonian Yukarıyayla and Devonian Ayitepesi formation have high grade diagenetic zone ( $\Delta 2\theta > 0.60$ ).

Illite proportions in the I-S mixed layers are more abundant in Middle Devonian Şafaktepe formation (85 %) than that of Upper Triassic Ayvat formation (70 %) and their ordering degrees decrease.

The ratios of 2M1 polytypes, bo values, K content, and also octahedral  $Fe^{+2}$  and Mg amounts of illite/muscovites increase from diagenesis to epizone. Similarly chlorites show compositional and crystallographical-structural evolution as dioctahedral  $\rightarrow$  di-trioctahedral  $\rightarrow$  trioctahedral and Ia  $\rightarrow$  Ib  $\rightarrow$  IIb, respectively. In addition to these characteristics, tetrahedral Al and octahedral Fe + Mg contents of chlorites increase, but the amount of octahedral Al decreases with increasing metamorphic degree.

Ordovician and Silurian units have antracitic, however Devonian-Triassic units, bituminuous coal rank. There is a positive relation between graphitizing degree and vitrinite reflectance, but negative relation between illite "crystallinity" and graphitizing degree.

Dolomite appears to be an indicator mineral to distinct Carboniferous-Permian, Triassic-Jurassic, Jurassic-Lower Cretaceous units which have similar appearance. Mean Sr and Na in calcites decrease; as to Fe and Mn, they increase towards the older units. Dolomites contain lower Sr contents, compared with calcites and their Fe and Mn amounts increase to Cambrian.

**Key Words:** Eastern Taurus, Mineralogy, Geochemistry, Diagenesis, Very Low Grade Metamorphism, Clay, Carbonate, Organic Matter



## TEŞEKKÜR

C.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Ana Bilim Dalı Doktora Programı kapsamında hazırlanmış olan bu Doktora tezi, Sayın Doç. Dr. Hüseyin YALÇIN' ın danışmanlığında yürütülmüştür.

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

Yapıcı eleştirileri ve görüşleriyle teze katkı sağlayan Prof.Dr. M. Niyazi GÜNDOĞDU' ya (H.Ü.),

Paris-Sud Üniveristesi' nde (FRANSA) çalışma olanağı sağlayarak Taramalı Elektron Mikroskop çalışmalarını gerçekleştiren Dr. Andre POISSON' a (Paris-Sud Üniv.),

Organik petrografi çalışmalarındaki katkılarından dolayı Yrd. Doç.Dr. Ali İhsan KARAYİĞİT (H.Ü.) ve Yrd. Doç.Dr. Mehmet ALTUNSOY' a (C.Ü.),

Maden Mühendisliği Laboratuvarlarında TOC ve TS analizlerinin yapılmasına olanak sağlayan Prof.Dr. Ahmet DEMİRCİ' ye (C.Ü.), analizlerin gerçekleştirilmesindeki katkılarından dolayı Uzman Deniz BİNGÖL' e (C.Ü.),

DTA ve TGA analizlerinin yapılmasını sağlayan C.Ü. Kimya Mühendisliği Bölüm Başkanı Prof. Dr. Satılmış BASAN' a (C.Ü.),

Jeolojik harita ile ilgili görüş ve katkılarından dolayı Prof.Dr. Selim İNAN' a (C.Ü.),

Çalışmalarım sırasında yazım ve çizim aşamalarındaki yardımlarından yararlandığım Arş. Gör. Gülcan DÜNDAR (C.Ü.), Arş. Gör. Kaan Şevki KAVAK (C.Ü.) ve Arş. Gör. Sabah YILMAZ' a (C.Ü.),

REE analizlerinin yapılmasındaki katkılarından dolayı Ali UÇURUM' a (Reno Üniversitesi. NEVADA),

Paleontolojik tayinleri yaparak inceleme alanı kronostratigrafisinin oluşturulmasındaki katkılarından dolayı Doç. Dr. Mahmut TUNÇ, Doç. Dr. Nurdan İNAN, Arş. Gör. Mehmet AKYAZI ve Nazire ÖZGEN' e (C.Ü.),

Mineralojik-petrografik tartışmalardaki katkılarından dolayı Doç.Dr. Durmuş BOZTUĞ' a (C.Ü.),

Saha ve büro çalışmaları sırasındaki çeşitli katkılarından dolayı Arş. Gör. Nazmi OTLU' ya (C.Ü.),

Arazi çalışmalarındaki katkılarından dolayı stajyer öğrenciler Haydar ALPAT, Erhan ŞEN ve Berkant ALTUN' a,

Jeokimya çalışmalarının gerçekleşmesini sağlayan C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları (MİPJAL) elemanları Kimya Müh. Fatma YALÇIN, Uzman Ümit ŞENGÜL' e

Mikrofotoğrafların çekilmesindeki katkıları için Yrd.Doç.Dr.Ahmet EFE' ye (C.Ü.),

Kırma-eleme ve Kil ayırma laboratuvarlarındaki yardımlarından dolayı Teknisyen Latife CERAN' a,

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

Tezin çeşitli aşamalarındaki yardımlarından dolayı Jeoloji Mühendisliği öğrencilerinden Aydan ÖZÇEKER, Gülşen GÜMÜŞER, Büşra ÇERİKÇİOĞLU' na,

Tez çalışmalarım sırasında gösterdikleri sabır ve anlayışla bana destek olan aileme,

teşekkür ederim.

Ömer BOZKAYA

25.08.1995

## İÇİNDEKİLER

ÖZET.....	v
ABSTRACT.....	vii
TEŞEKKÜR.....	ix
İÇİNDEKİLER.....	x
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	xvi
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	xxv
EK ÇİZELGELER DİZİNİ.....	xxviii
SİMGELER DİZİNİ.....	xxx
1. GİRİŞ.....	1
1.1. Amaç ve Kapsam.....	1
1.2. İnceleme Alanının Tanıtılması.....	1
1.3. Önceki Çalışmalar.....	3
2. STRATİGRAFİ VE TEKTONİK.....	10
2.1. Otokton Litostratigrafi Birimleri.....	12
2.1.1. Emirgazi formasyonu (Ee).....	12
2.1.1.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü.....	12
2.1.1.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar.....	13
2.1.1.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum.....	17
2.1.2. Değirmentaş formasyonu (Ed).....	18
2.1.2.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü.....	18
2.1.2.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar.....	18
2.1.2.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum.....	19
2.1.3. Armutludere formasyonu (Oa).....	20
2.1.3.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü.....	20
2.1.3.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar.....	20
2.1.3.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum.....	25
2.1.4. Halityayla formasyonu (Sh).....	26
2.1.4.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü.....	26
2.1.4.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar.....	26
2.1.4.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum.....	26
2.1.5. Puşçutepe formasyonu (Sp).....	27
2.1.5.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü.....	27
2.1.5.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar.....	27
2.1.5.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum.....	28
2.1.6. Yukarıyayla formasyonu (Sy).....	30
2.1.6.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü.....	30
2.1.6.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar.....	30
2.1.6.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum.....	32
2.1.7. Ayitepesi formasyonu (Da).....	32
2.1.7.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü.....	32
2.1.7.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar.....	32
2.1.7.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum.....	35
2.1.8. Şafaktepe formasyonu (Dş).....	35
2.1.8.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü.....	35
2.1.8.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar.....	36
2.1.8.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum.....	39
2.1.9. Gümüşali formasyonu (Dg).....	40
2.1.9.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü.....	40

2.1.9.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar	40
2.1.9.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum	41
2.1.10. Ziyarettepe formasyonu (Cz).	43
2.1.10.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü	43
2.1.10.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar	43
2.1.10.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum	46
2.1.11. Yiğiltepe formasyonu (Py).	47
2.1.11.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü	47
2.1.11.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar	48
2.1.11.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum	48
2.1.12. Katarası formasyonu (Trk).	49
2.1.12.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü	49
2.1.12.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar	49
2.1.12.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum	54
2.1.13. Ayvat formasyonu (Tra).	54
2.1.13.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü	54
2.1.13.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar	55
2.1.13.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum	55
2.1.14. Köroğlutepe formasyonu (JKkö)	56
2.1.14.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü	56
2.1.14.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar	56
2.1.14.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum	58
2.1.15. Yanıktepe formasyonu (Ky).	58
2.1.15.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü	58
2.1.15.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar	59
2.1.15.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum	59
2.1.16. Elmaçat formasyonu (Ke).	59
2.1.16.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü	59
2.1.16.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar	60
2.1.16.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum	60
2.1.17. Güzelimköy formasyonu (Kg).	62
2.1.17.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü	62
2.1.17.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar	62
2.1.17.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum	62
2.1.18. Hocabet formasyonu (Th).	63
2.1.18.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü	63
2.1.18.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar	63
2.1.18.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum	65
2.1.19. Kayapınar formasyonu (Tk).	66
2.1.19.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü	66
2.1.19.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar	66
2.1.19.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum	67
2.2. Örtü Litostratigrafi Birimleri	68
2.2.1. Demirelölük formasyonu (Td).	68
2.2.1.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü	68
2.2.1.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar	68
2.2.1.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum	69
2.2.2. Sümbüldağ formasyonu (Ts).	70
2.2.2.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü	70

2.1.3.2.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar . . . . .	70
2.1.3.2.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum . . . . .	71
2.2.3. Pliyosen oluşukları . . . . .	72
2.2.3.1. Evciköy formasyonu (Te). . . . .	72
2.2.3.2. Volkanik kayaçlar. . . . .	72
2.2.3.3. Piroklastik kayaçlar. . . . .	73
2.2.4. Kuvaterner oluşukları. . . . .	73
2.3. Allohton Birimler . . . . .	73
2.3.1. Kireçlikayla karmaşığı . . . . .	73
2.3.2. Andırın karmaşığı . . . . .	74
2.3.3. Göksun metamorfileri . . . . .	74
2.4. Tektonik. . . . .	75
3. MİNERALOGİ-PETROGRAFI . . . . .	76
3.1. İnceleme ve Çözümleme Yöntemleri . . . . .	76
3.1.1. Optik mikroskop incelemeleri . . . . .	76
3.1.2. Taramalı elektron mikroskop incelemeleri . . . . .	76
3.1.3. X-ışınları çözümlenmeleri . . . . .	76
3.1.3.1. Tüm kayaç çözümlenmeleri . . . . .	78
3.1.3.2. Kil fraksiyonu ayırımı ve çözümlenmeleri . . . . .	78
3.1.4. Organik madde incelemeleri . . . . .	90
3.1.5. DTA-TGA çözümlenmeleri . . . . .	92
3.2. İnceleme ve Çözümleme Sonuçları . . . . .	92
3.2.1. Emirgazi formasyonu. . . . .	92
3.2.1.1. Optik mikroskop incelemeleri . . . . .	92
3.2.1.2. Taramalı elektron mikroskop incelemeleri . . . . .	100
3.2.1.3. X-ışınları incelemeleri . . . . .	100
3.2.2. Değirmentaş formasyonu. . . . .	106
3.2.2.1. Optik mikroskop incelemeleri . . . . .	106
3.2.2.2. X-ışınları incelemeleri . . . . .	107
3.2.3. Armutludere formasyonu. . . . .	110
3.2.3.1. Optik mikroskop incelemeleri . . . . .	110
3.2.3.2. Taramalı elektron mikroskop incelemeleri . . . . .	115
3.2.3.3. X-ışınları incelemeleri . . . . .	115
3.2.3.4. Organik madde incelemeleri . . . . .	120
3.2.4. Halıyayla formasyonu. . . . .	121
3.2.4.1. Optik mikroskop incelemeleri . . . . .	121
3.2.4.2. X-ışınları incelemeleri . . . . .	122
3.2.4.3. DTA-TGA incelemeleri . . . . .	126
3.2.5. Puşçutepe formasyonu. . . . .	127
3.2.5.1. Optik mikroskop incelemeleri . . . . .	127
3.2.5.2. X-ışınları incelemeleri . . . . .	128
3.2.5.3. Organik madde incelemeleri . . . . .	131
3.2.6. Yukarıyayla formasyonu. . . . .	135
3.2.6.1. Optik mikroskop incelemeleri . . . . .	135
3.2.6.2. X-ışınları incelemeleri . . . . .	135
3.2.6.3. Organik madde incelemeleri . . . . .	138
3.2.7. Aytepesi formasyonu. . . . .	139
3.2.7.1. Optik mikroskop incelemeleri . . . . .	139
3.2.7.2. X-ışınları incelemeleri . . . . .	140
3.2.7.3. Organik madde incelemeleri . . . . .	143

3.2.8. Şafaktepe formasyonu. . . . .	143
3.2.8.1. Optik mikroskop incelemeleri . . . . .	143
3.2.8.2. X-ışınları incelemeleri . . . . .	146
3.2.8.3. Organik madde incelemeleri . . . . .	149
3.2.9. Gümüşali formasyonu. . . . .	149
3.2.9.1. Optik mikroskop incelemeleri . . . . .	149
3.2.9.2. Taramalı elektron mikroskop incelemeleri . . . . .	150
3.2.9.3. X-ışınları incelemeleri . . . . .	151
3.2.9.4. Organik madde incelemeleri . . . . .	154
3.2.9.5. DTA-TGA incelemeleri . . . . .	154
3.2.10. Ziyarettepe formasyonu. . . . .	155
3.2.10.1. Optik mikroskop incelemeleri . . . . .	155
3.2.10.2. X-ışınları incelemeleri . . . . .	156
3.2.10.3. Organik madde incelemeleri . . . . .	160
3.2.10.4. DTA-TGA incelemeleri . . . . .	161
3.2.11. Yiğiltepe formasyonu. . . . .	161
3.2.11.1. Optik mikroskop incelemeleri . . . . .	161
3.2.11.2. X-ışınları incelemeleri . . . . .	162
3.2.11.3. Organik madde incelemeleri . . . . .	165
3.2.12. Katarası formasyonu. . . . .	165
3.2.12.1. Optik mikroskop incelemeleri . . . . .	165
3.2.12.2. X-ışınları incelemeleri . . . . .	167
3.2.12.3. Organik madde incelemeleri . . . . .	168
3.2.13. Ayvat formasyonu. . . . .	170
3.2.13.1. Optik mikroskop incelemeleri . . . . .	170
3.2.13.2. X-ışınları incelemeleri . . . . .	170
3.2.13.3. Organik madde incelemeleri . . . . .	171
3.2.14. Köroğlutepe formasyonu. . . . .	171
3.2.14.1. Optik mikroskop incelemeleri . . . . .	171
3.2.14.2. X-ışınları incelemeleri . . . . .	172
3.2.15. Yanıktepe formasyonu. . . . .	174
3.2.15.1. Optik mikroskop incelemeleri . . . . .	174
3.2.15.2. X-ışınları incelemeleri . . . . .	174
3.2.16. Elmaçat formasyonu. . . . .	174
3.2.16.1. Optik mikroskop incelemeleri . . . . .	174
3.2.16.2. X-ışınları incelemeleri . . . . .	175
3.2.17. Güzelimköy formasyonu. . . . .	176
3.2.17.1. Optik mikroskop incelemeleri . . . . .	176
3.2.17.2. X-ışınları incelemeleri . . . . .	176
3.2.18. Hocabet formasyonu. . . . .	178
3.2.18.1. Optik mikroskop incelemeleri . . . . .	178
3.2.18.2. X-ışınları incelemeleri . . . . .	179
3.2.19. Kayapınar formasyonu. . . . .	180
3.2.19.1. Optik mikroskop incelemeleri . . . . .	180
3.2.19.2. X-ışınları incelemeleri . . . . .	182
3.2.20. Demiroluk formasyonu. . . . .	182
3.2.20.1. Optik mikroskop incelemeleri . . . . .	182
3.2.20.2. X-ışınları incelemeleri . . . . .	183
3.2.21. Sümbüldağ formasyonu. . . . .	183
3.2.21.1. Optik mikroskop incelemeleri . . . . .	183

3.2.21.2.X-ışınları incelemeleri . . . . .	184
3.2.22.Volkanik kayaçlar . . . . .	184
3.2.22.1.Optik mikroskop incelemeleri . . . . .	184
4. JEOKİMYA . . . . .	185
4.1. Çözümleme Yöntemleri . . . . .	185
4.2. Çözümleme Sonuçları . . . . .	186
4.2.1. Kil minerallerinin kimyası . . . . .	186
4.2.1.1. Muskovit/İllitler . . . . .	186
4.2.1.2. Kloritler . . . . .	199
4.2.1.3. Kaolinitler . . . . .	211
4.2.1.4. İllit-Smektit karışık tabakalılar . . . . .	213
4.2.1.5. Smektitler . . . . .	213
4.2.2. Karbonat minerallerinin kimyası.. . . .	217
4.2.2.1. Kalsitler . . . . .	217
4.2.2.2. Dolomitler . . . . .	223
5. MİNERALLERİN DAĞILIMLARI VE OLUŞUMLARI . . . . .	227
5.1. Minerallerin Dikey ve Yanal Dağılımları . . . . .	227
5.1.1. Emirgazi formasyonu . . . . .	227
5.1.2. Değirmentaş formasyonu . . . . .	227
5.1.3. Armutludere formasyonu . . . . .	229
5.1.4. Halityayla formasyonu . . . . .	229
5.1.5. Puşçutepe formasyonu . . . . .	231
5.1.6. Yukarıyayla formasyonu . . . . .	231
5.1.7. Ayıtepesi formasyonu . . . . .	231
5.1.8. Şafaktepe formasyonu . . . . .	231
5.1.9. Gümüşali formasyonu . . . . .	235
5.1.10.Ziyaretepe formasyonu . . . . .	237
5.1.11.Yığıltepe formasyonu . . . . .	239
5.1.12.Katarası formasyonu . . . . .	239
5.1.13.Ayvat formasyonu . . . . .	242
5.1.14.Köroğlutepe formasyonu . . . . .	242
5.1.15.Yanıktepe formasyonu . . . . .	244
5.1.16.Elmaçat formasyonu . . . . .	244
5.1.17.Güzelinköy formasyonu . . . . .	244
5.1.18.Hocabet formasyonu . . . . .	244
5.1.19.Kayapınar formasyonu . . . . .	246
5.1.20.Demirölük formasyonu . . . . .	246
5.1.21.Sümbüldağ formasyonu . . . . .	248
5.2.Minerallerin Kronostratigrafik Dağılımları . . . . .	248
5.3. Minerallerin Oluşumları . . . . .	252
5.3.1. Kil mineralleri . . . . .	252
5.3.1.1. İllit/muskovitler . . . . .	252
5.3.1.2. Kloritler . . . . .	257
5.3.1.3. Kaolinitler . . . . .	263
5.3.1.4. Karışık tabakalı kil mineralleri . . . . .	264
5.3.1.5. Smektitler . . . . .	267
5.3.1.6. Paligorskitler . . . . .	268
5.3.2. Karbonat mineralleri.. . . .	269
6. SONUÇLAR . . . . .	272
7. EK AÇIKLAMALAR . . . . .	278

A-OM İnceleme Sonuçları. ....	278
B-XRD-TK ve KF Çözümleme Sonuçları. ....	297
8. KAYNAKLAR. ....	316
ÖZGEÇMİŞ	
EK-1. SARIZ-TUFANBEYLİ-SAIMBEYLİ BÖLGESİNİN JEOLojİ HARİTASI	



## ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1	İnceleme alanının yer bulduru haritası ve 1:25 000 ölçekli pafta indeksi . . . . .	2
Şekil 1.2.	İnceleme alanı ve yakın çevresinde yapılan çalışmaların deneştirilmesi . . . . .	9
Şekil 2.1.	İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafi dikme kesiti . . . . .	11
Şekil 2.2.	Toros otoktonunun yayılımı ve diğer birliklerle ilişkisi (Özgül' den 1976 basitleştirilerek alınmıştır) . . . . .	13
Şekil 2.3.	Emirgazi formasyonunun Emirgazi köyü kuzeyindeki dikme kesiti . .	14
Şekil 2.4.	Emirgazi formasyonundaki kahverengimsi-bordomsu renkli kesişen kalem yapısına sahip arduvazlar (Emirgazi köyü kuzeyi) . . . . .	15
Şekil 2.5.	Emirgazi formasyonu içerisindeki kahverengimsi yumrulu metakireçtaşı arakatlıları (Emirgazi köyü kuzeyi), a. Uzaktan, b. Yakından görünüm. . . . .	15
Şekil 2.6.	Emirgazi formasyonundaki alacalı görünüme sahip yumrulu metakireçtaşları içerisindeki arduvaz arakatlıları (Emirgazi köyü kuzeyi) . . . . .	16
Şekil 2.7.	Emirgazi formasyonunun düşey tabakalanma gösteren yeşilimsi-grimsi renkli arduvazlar içinde çıkıntılar oluşturan metasittaşları (Emirgazi köyü kuzeyi). . . . .	16
Şekil 2.8.	Değirmentaş formasyonunun dikme kesitleri, a. Emirgazi köyü güneyi, b. Emirgazi köyü kuzeyi . . . . .	19
Şekil 2.9.	Armutludere formasyonunun Tufanbeyli ve Saimbeyli yörelerindeki tip ve referans kesitleri a. Toybuk yaylası-Halayiktepe arası (Değirmentaş-Tufanbeyli), b. Toybuk yaylası (Değirmentaş-Tufanbeyli), c. Cinlipınar dere (Saimbeyli) . . . . .	21
Şekil 2.10.	Bozunma rengi, sarımsı-kahverengimsi, tane kırık yüzeyi yeşilimsi, yer yer trilobitli, kırık ve çatlaklı arduvazlar (Toybuk yaylası, Değirmentaş köyü) . . . . .	22
Şekil 2.11.	Armutludere formasyonunun orta seviyelerindeki yeşilimsi-kahverengimsi renkli konkoyidal kırılmalı arduvazlar (Halevik dere)	22
Şekil 2.12.	Armutludere formasyonunun orta-üst seviyelerindeki yeşilimsi renkli ankimetamorfik ve metasilttaşı seviyeleri (Halevik dere) . . .	23
Şekil 2.13.	Armutludere formasyonunun en üst seviyelerindeki yeşilimsi renkli şeyl (Halevik dere) . . . . .	23
Şekil 2.14.	Halıtyayla formasyonunun tip kesiti (Halevik dere, Değirmentaş-Tufanbeyli) . . . . .	27
Şekil 2.15.	Puçşutepe formasyonunun tip kesiti (Halevik dere) . . . . .	28
Şekil 2.16.	Puçşutepe formasyonunun alt seviyelerindeki yeşil renkli şeyller (Halevik dere) . . . . .	29
Şekil 2.17.	Puçşutepe formasyonunun üst seviyelerindeki grimsi-siyahımsı renkli organik maddeli silttaşı ve şeyl aralanması (Halevik dere) . .	29
Şekil 2.18.	Yukarıyayla formasyonunun a. Halevik dere, b. ve c. Saimbeyli güneyindeki dikme kesitleri . . . . .	31
Şekil 2.19.	Yukarıyayla formasyonunun alt seviyelerindeki şeyl aratabakalı kireçtaşları ( Saimbeyli-Gürleşen arası yol kenarı ) . . . . .	31



Şekil 2.20.	Ayıtepesi formasyonunun a. Halevik deredeki tip kesiti, b.Çinlipınarderedeki referans kesiti . . . . .	33
Şekil 2.21.	Ayıtepesi formasyonunun alt seviyelerindeki kumtaşı-şeyl ardalanması (Halevik dere) . . . . .	34
Şekil 2.22.	Ayıtepesi formasyonunun orta seviyelerindeki yeşilimsi renkli yarılgan şeyller (Halevik dere) . . . . .	34
Şekil 2.23.	Şafaktepe formasyonunun tip kesitleri a. Mirzaağa köyü-Tufanbeyli, b.Hüseyinbelen köyü kuzeyi-Saimbeyli . . . . .	37
Şekil 2.24.	Şafaktepe formasyonunun referans kesitleri a. Kısaçlı-Sarız yol ayrımı, b. Kısaçlı kuzeyi, c. Halevik dere . . . . .	37
Şekil 2.25.	Şafaktepe formasyonunun tabakalı dolomitik kireçtaşları (Halevik dere) . . . . .	38
Şekil 2.26.	Şafaktepe formasyonunun orta seviyelerindeki yeşilimsi-sarımsı renkli çakıltaşlarının yakın görünümü (Kısaçlı-Sarız yol ayrımı) . . . . .	39
Şekil 2.27.	Gümüşali formasyonunun tip kesitleri a. Kısaçlı (Sarız yöresi), b. Akdaşalan (Tufanbeyli yöresi), c. Hüseyinbelen (Saimbeyli yöresi) . . . . .	41
Şekil 2.28.	Gümüşali formasyonuna ait ince silttaşı ve kumtaşı aratabakaları içeren yeşilimsi renkli şeyller (Akdaşalan köyü, Tufanbeyli) . . . . .	42
Şekil 2.29.	Gümüşali formasyonundaki şeyllerle aratabakalı beyazımsı-krem renkli kuvars kumtaşları (Kısaçlı güneyi, Sarız) . . . . .	43
Şekil 2.30.	Ziyarettepe formasyonunun dikme kesitleri : a. Değirmendere (Sarız), b. Kısaçlı-Yağoluğu dere (Sarız), c. Ayvat (Tufanbeyli) . . . . .	44
Şekil 2.31.	Ziyarettepe formasyonunun tip kesiti (Saimbeyli güneydoğusu) . . . . .	44
Şekil 2.32.	Ziyarettepe formasyonuna ait kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı ve dolomit türü karbonatlı kayalar ve sarımsı ve siyahımsı renkli şeyl ardalanması (Değirmendere, Sarız) . . . . .	46
Şekil 2.33.	Ziyarettepe formasyonu üst seviyelerdeki kırmızımsı-bordomsu renkli marnlar (Değirmendere, Sarız) . . . . .	47
Şekil 2.34.	Yığıltepe formasyonunun dikme kesitleri a. Kısaçlı-Yağoluğu dere (Sarız), b. Değirmendere (Sarız), c. Akdaşalan (Tufanbeyli) . . . . .	49
Şekil 2.35.	Yığıltepe formasyonu şeyl laminasyonlu kireçtaşları (Değirmendere-Sarız) . . . . .	50
Şekil 2.36.	Yığıltepe formasyonundaki siyah renkli organik maddeli şeyller ve sarımsı renkli kireçtaşları (Değirmendere) . . . . .	50
Şekil 2.37.	Katarası formasyonunun Sarız yöresindeki dikme kesitleri : a. Kısaçlı, b. Değirmendere . . . . .	51
Şekil 2.38.	Katarası formasyonunun Tufanbeyli yöresindeki dikme kesitleri : a. Kayapınar güneyi, b. Polatpınarı doğusu . . . . .	52
Şekil 2.39.	Katarası formasyonunun Saimbeyli yöresindeki dikme kesitleri : a. Kuzey kesimi, b. Güney kesimi . . . . .	52
Şekil 2.40.	Yığıltepe ve Köroğlutepe formasyonları sınırındaki Katarası formasyonu marn-kireçtaşı ardalanması (Değirmendere-Sarız). . . . .	53
Şekil 2.41.	Katarası formasyonu için karakteristik olan grimsi-sarımsı renkli, kırılğan ve ince tabakalanmalı kireçtaşları (Kayapınar-Tufanbeyli) . . . . .	53
Şekil 2.42.	Ayvat formasyonunun Tekneli (Sarız) yöresindeki dikme kesiti . . . . .	56
Şekil 2.43.	Köroğlutepe formasyonunun a. Tufanbeyli-Kayapınar köyü arasındaki tip kesiti, b. Eyüplü köyü (Saimbeyli) güneyindeki referans kesiti . . . . .	57
Şekil 2.44.	Köroğlutepe formasyonunun Sarız yöresindeki dikme kesitleri : a. Başçeşme tepe (Kısaçlı), b. Değirmendere. . . . .	57

Şekil 2.45.	Yanıktepe formasyonu a. Büyüksebeçimen köyü kuzeyindeki (Sarız) tip kesiti, b. Eyüplü köyü güneyindeki (Saimbeyli) referans kesiti. . .	60
Şekil 2.46.	Elmaçat formasyonunun Büyüksöbeçimen köyü güneyindeki (Sarız) tip kesiti. . . . .	61
Şekil 2.47.	Güzelimköy ve Kayapınar formasyonlarının Kayapınar güneyindeki (Tufanbeyli) dikme kesitleri. . . . .	63
Şekil 2.48.	Hocabet formasyonunun a. tip kesiti (Hocabet dere, Saimbeyli) b. alt seviyelerine ait referans kesiti (Gökkaya tepe, Saimbeyli). . . . .	64
Şekil 2.49.	Üst Kretase ve Alt Tersiyer yaşlı birimlerin Sarız, Tufanbeyli ve Saimbeyli yörelerindeki dikme kesitleri. . . . .	67
Şekil 2.50.	Demirolok formasyonunun dikme kesiti (Küçükörtülü köyü, Sarız)	69
Şekil 2.51.	Sümüludağ formasyonunun dikme kesitleri : a. Kayapınar (Sarız), b. Kayapınar (Tufanbeyli). . . . .	71
Şekil 3.1.	Kil Ayırma Laboratuvarı'ndaki iş akış şeması (Gündoğdu ve Yılmaz 1983' den değiştirilerek). . . . .	80
Şekil 3.2.	C.Ü.MİPJAL X-ışınları difraktometresiyle ölçülen CIS standartlarının yönlendirilmiş normal plaketlerinden itibaren hesaplanan düzeltilmiş ve düzeltilmemiş 10 Å ve 7 Å kristalinite değerleri (Kübler indisi ; °Δ2θ).. . . . .	83
Şekil 3.3.	C.Ü.MİPJAL X-ışınları difraktometresiyle ölçülen CIS standartlarının yönlendirilmiş glikollü plaketlerinden itibaren ölçülen düzeltilmiş ve düzeltilmemiş 10 Å kristalinite değerleri (Kübler indisi ; °Δ2θ). . . . .	83
Şekil 3.4.	Normal ve glikollü çekimlerden elde edilen illit "kristalinite" değerleri arasındaki ilişki . . . . .	90
Şekil 3.5.	Emirgazi formasyonu arduvazlarındaki mikrolittonlar içerisinde yönelmiş serisiz ve klorit büyümelerinin oluşturduğu sleyt klivajı (çift nikol, örnek no: TTB-717). . . . .	93
Şekil 3.6.	Emirgazi formasyonu metasittaşlarında mikrolaminalanma (tek nikol, örnek no: TTB-612). . . . .	94
Şekil 3.7.	Emirgazi formasyonu metasittaşlarında klorit-mika istifleri ve mika minerallerinin oluşturduğu kaba klivaj (tek nikol, örnek no: TTB-616). . . . .	94
Şekil 3.8.	Emirgazi formasyonu metaklastitlerinde bazı mineralojik-dokusal özelliklerin şematik gösterimi (Q=Kuvars, Kl=Klorit, Mu=Muskovit). . . . .	96
Şekil 3.9.	Emirgazi formasyonu kataklastik metakumtaşlarında pod türü dokular (tek nikol, örnek no: TTB-614). . . . .	97
Şekil 3.10.	Kataklastik metakumtaşlarında kuvars ve klorit arasındaki girift sınır ilişkileri, (tek nikol, örnek no: TTB-614). . . . .	97
Şekil 3.11.	Emirgazi formasyonu metakireçtaşlarında speküler hematitce zengin siyah ezik zonlar (tek nikol, örnek no: TTB-603). . . . .	99
Şekil 3.12.	Emirgazi formasyonu metadolomitlerinde dağınık ve lifsi kümecikler halindeki kloritler (tek nikol, örnek no: TTB-1078). . . . .	99
Şekil 3.13.	Emirgazi formasyonu arduvazlarında yaprağımsı klorit ve serizit mikroyönlenmeleri, (ölçek 10 µ, örnek no: TTB-616). . . . .	101
Şekil 3.14.	Emirgazi formasyonuna ait X-ışınları kil difraktogramları, a. illit + klorit, b. illit + klorit +C-V, c. illit ± klorit ±C-S, d. illit ± C-V. . . . .	102

Şekil 3.15.	Emirgazi ve Değirmentaş formasyonu illitlerinin "kristalinite"-(002)/(001) şiddet oranları diyagramındaki konumları ve kristalinite indeksi frekans dağılımı (zonlar arasındaki sınırlar Kübler, 1984 den alınmıştır). . . . .	104
Şekil 3.16.	Emirgazi formasyonuna ait illitlerin X-ışınları toz difraktogramları a. % 100 2M <sub>1</sub> , b. % 62 2M <sub>1</sub> /(2M <sub>1</sub> +1Md). . . . .	106
Şekil 3.17.	Emirgazi formasyonuna ait Ib politipine sahip kloritlerin X-ışınları toz difraktogramı. . . . .	107
Şekil 3.18.	Değirmentaş formasyonuna ait X-ışınları kil difraktogramları, a. illit, b. illit + klorit, c. illit+ klorit ±C-S, d. illit + klorit + C-V + S. . . . .	109
Şekil 3.19.	Armutludere formasyonu arduvazlarında gözenekte gelişmiş neoforme kloritler, a. çift nikol, b. tek nikol (örnek no:TTB-726) . . . . .	111
Şekil 3.20.	Armutludere formasyonu arduvazlarında kaba sleyt klivajı (tek nikol, örnek no:TTB-232) . . . . .	111
Şekil 3.21.	Armutludere formasyonu metasilttaşlarında klorit-mika istiflerinin oluşturduğu mikroyönlenme (tek nikol, örnek no:TTB-237). . . . .	113
Şekil 3.22.	Armutludere formasyonu metasilttaşlarında klorit-mika istifleri, açık kahverengi neoforme klorit ve detritik mikalar (tek nikol, örnek no:TTB-243). . . . .	113
Şekil 3.23.	Armutludere formasyonu yönlü doku göstermeyen metakumtaşlarında açık kahverengi neoforme kloritler (tek nikol, örnek no:TTB-254). . . . .	114
Şekil 3.24.	Armutludere formasyonu arduvaz ve metaklastitlerinde bazı mineralojik-dokusal özelliklerin şematik gösterimi (Q=Kuvars, Kl=Klorit, Mu=Muskovit, Bi=Biyotit). . . . .	114
Şekil 3.25.	Armutludere formasyonu arduvazlarında iri mika podları ve üzerinde gelişmiş iğnemsiz illitler, (ölçek 10 µ,örnek no:TTB-227). . . . .	116
Şekil 3.26.	Armutludere formasyonu arduvazlarında matrikste gelişmiş yapraksı serisitler ve klorit-mika istifleri, (ölçek 10 µ,örnek no:TTB-227). . . . .	116
Şekil 3.27.	Armutludere formasyonuna ait X-ışınları kil difraktogramları, a. illit + klorit + C-V, b. klorit + illit c. illit + klorit + C-V + smektit, d. klorit +C-S. . . . .	118
Şekil 3.28.	Armutludere formasyonuna ait illitlerin "kristalinite"-(002)/(001) şiddet oranları diyagramındaki konumları ve kristalinite indeksi frekans dağılımı (zonlar arasındaki sınırlar Kübler, 1984 den alınmıştır). . . . .	119
Şekil 3.29.	Armutludere formasyonuna ait illitlerde kalınlık-kristalinite indeksi arasındaki ilişkiler (Toybuk yaylası-Halayik tepe). . . . .	120
Şekil 3.30.	Armutludere formasyonuna ait Ib politipine sahip kloritlerin X-ışınları toz difraktogramı. . . . .	121
Şekil 3.31.	Halıtyayla formasyonu kumtaşlarında kuvarslar arasında oluşmuş otijenik kloritler, a. çift nikol, b. tek nikol (örnek no:TTB-265). . . . .	123
Şekil 3.32.	Halıtyayla formasyonu kumtaşlarında plajiyoklazları ornatılan kloritler, a. çift nikol, b. tek nikol (örnek no:TTB-265). . . . .	123
Şekil 3.33.	Halıtyayla formasyonu kumtaşlarında zirkon toplulukları, (tek nikol, örnek no:TTB-265). . . . .	124
Şekil 3.34.	Halıtyayla formasyonuna ait X-ışınları kil difraktogramı, illit+C-V	125

Şekil 3.35.	Halıtyayla, Puşçutepe, Yukarıyayla ve Ayıtepesi formasyonlarına ait illitlerin "kristalinite"-(002)/(001) şiddet oranları diyagramındaki konumları ve kristalinite indeksi frekans dağılımı (zonlar arasındaki sınırlar Kübler, 1984 den alınmıştır). . . . .	126
Şekil 3.36.	Halıtyayla formasyonuna ait Ia politipine sahip kloritlerin X-ışınları toz difraktogramı. . . . .	127
Şekil 3.37.	Bazı formasyonlara ait klorit, kaolinit ve klorit + kaolinit minerallerinin DTA ve TGA eğrileri . . . . .	128
Şekil 3.38.	Puşçutepe formasyonuna ait organik madde ve piritce zengin silttaşları (tek nikol, örnek no:TTB-276). . . . .	129
Şekil 3.39.	Puşçutepe formasyonuna ait X-ışınları kil difraktogramları, a., b. ve c. illit, d. illit + C-V + klorit. . . . .	130
Şekil 3.40.	Puşçutepe ve Yukarıyayla formasyonlarına ait şeyllerden elde edilen grafitlerin X-ışınları toz difraktogramları (TTB-281 ve TTB-287:grafit d1A, TSM-982:grafit d2, KS-10915:grafit d3). . . . .	133
Şekil 3.41.	Puşçutepe ve Yukarıyayla formasyonlarına ait grafitlerin d(002)-Lc(002) diyagramındaki konumları (Pesquera ve Velasco, 1988) . .	134
Şekil 3.42.	Puşçutepe ve Yukarıyayla formasyonlarına ait örneklerin a. Rm-GD, b. illit "kristalinite"-Rm diyagramlarındaki konumları. . . . .	134
Şekil 3.43.	Yukarıyayla formasyonuna ait X-ışınları kil difraktogramları, a. illit + C-V, b. ve c. illit, d. illit + klorit + C-V. . . . .	137
Şekil 3.44.	Ayıtepesi formasyonu silttaşlarında piritce zengin kumtaşı yamacıkları, (tek nikol, örnek no:TTB-304), b. kumtaşlarında silttaşı yamacıkları, (tek nikol, örnek no:TTB-308) . . . . .	140
Şekil 3.45.	Ayıtepesi formasyonuna ait X-ışınları kil difraktogramları, a. illit + I-S, b. illit +C-V, c. illit + klorit + I-S, d. illit + C-S. . . . .	141
Şekil 3.46.	Şafaktepe formasyonu kireçtaşlarında özşekilli kuvars kristalleri, (tek nikol, örnek no:TSR-5). . . . .	144
Şekil 3.47.	Şafaktepe formasyonu kumtaşlarında volkanik ve metamorfik kayaç parçacıkları, (tek nikol, örnek no:TSR-2007). . . . .	145
Şekil 3.48.	Şafaktepe formasyonuna ait X-ışınları kil difraktogramları, a. illit + I-S, b. illit + C-S + smektit + I-S + klorit, c. illit + klorit + C-S + C-V, d. illit + klorit + C-S + smektit. . . . .	148
Şekil 3.49.	Gümüşali formasyonu kumtaşlarında yuvarlaklaşmış zirkon taneleri, (tek nikol, örnek no:TSR-56). . . . .	150
Şekil 3.50.	Gümüşali formasyonu şeyllerinde matrikste gelişen bükülmüş-buruşmuş klorit ve serizit yaprakçıkları, (ölçek 10 µ,örnek no:TSR-23). . . . .	151
Şekil 3.51.	Gümüşali formasyonuna ait X-ışınları kil difraktogramları, a. ve b. illit + I-S + kaolinit, c. illit ± I-S, d. illit . . . . .	153
Şekil 3.52.	Ziyarettepe formasyonu X-ışınları kil difraktogramları, a. illit + I-S, b. illit + I-S + kaolinit c. illit + I-S + smektit ± klorit/kaolinit, d. kaolinit . . . . .	158
Şekil 3.53.	Ziyarettepe formasyonu kaolinitlerinin X-ışınları toz difraktogramı.	160
Şekil 3.54.	Yığıltepe formasyonu kireçtaşlarında mikrolaminasyonlu organik madde ve piritler, (tek nikol, örnek no:TSR-1072). . . . .	163
Şekil 3.55.	Yığıltepe formasyonuna ait X-ışınları kil difraktogramları, a. ve b. illit + I-S, c. ve d. illit + I-S ±kaolinit. . . . .	164
Şekil 3.56.	Katarası formasyonuna ait X-ışınları kil difraktogramları, a. ve b. illit + I-S + kaolinit, c. illit + smektit + I-S, d. illit + C-V. . . . .	169

Şekil 3.57.	Ayvat formasyonuna ait X-ışınları kil difraktogramı, illit + I-S + kaolinit. ....	172
Şekil 3.58.	Köroğlutepe formasyonu kireçtaşlarında otijenik kloritler, a. çift nikol, b. tek nikol (örnek no:TSR-90). ....	173
Şekil 3.59.	Elmaçat formasyonuna ait X-ışınları kil difraktogramı, smektit + paligorskit + klorit/serpantin. ....	177
Şekil 3.60.	Güzelimköy formasyonu kireçtaşlarında (litosparit) serpantinit, radyolarit ve volkanik kayaç parçacıkları, a. çift nikol, b. tek nikol (örnek no:TTB-677). ....	178
Şekil 3.61.	Güzelimköy formasyonuna ait X-ışınları kil difraktogramları, a. smektit + klorit + serpantin, b. smektit + klorit + serpantin + talk. .	179
Şekil 3.62.	Hocabet formasyonuna ait X-ışınları kil difraktogramları, a. smektit + illit + I-S, b. smektit + klorit + serpantin + C-S + illit, c. smektit+illit+C-S+klorit+serpantin, d. C-S+illit + klorit + serpantin	181
Şekil 4.1.	XRF analizi yapılan muskovit/illitlerin illit "kristalinite" ( $\Delta 2\theta$ )-şiddet oranı diyagramında (Eberl ve Velde, 1989) genişleyebilen tabaka içerikleri (%) ve kristalit büyüklükleri ....	192
Şekil 4.2.	Bazı formasyonlara ait muskovit/illit, I/S ve smektitlerin muskovit-seladonit-pirofillit üçgen diyagramındaki konumları ....	195
Şekil 4.3.	Bazı formasyonlara ait muskovit/illit, I/S ve smektitlerin (Na+K)-Si diyagramındaki konumları (Simgelerin açıklamaları Şekil 4.2 deki gibidir) ....	195
Şekil 4.4.	Emirgazi, Armutludere, Puşcutepe ve Gümüşali formasyonlarına ait muskovit/illitlerin Si-Al <sup>toplam</sup> ve Na-K diyagramlarındaki konumları ....	196
Şekil 4.5.	Kambriyen-Triyas yaş aralığına sahip formasyonlara ait muskovit/illitlerdeki bazı eser elementlerin NASC-normalize dağılımları ....	198
Şekil 4.6.	Kambriyen-Triyas yaş aralığına sahip formasyonlara ait muskovit/illitlerdeki bazı REE'in NASC-normalize dağılımları . . . .	198
Şekil 4.7.	Emirgazi, Armutludere ve Gümüşali formasyonlarına ait kloritlerin Al (oktahedral)-Al (tetrahedral) diyagramında sınıflandırılması . . .	204
Şekil 4.8.	Emirgazi, Armutludere ve Gümüşali formasyonlarına ait kloritlerin Si-Fe/(Fe+Mg) diyagramında adlandırılması (simgelerin açıklamaları Şekil 4.7 deki gibidir) ....	204
Şekil 4.9.	Emirgazi, Armutludere ve Gümüşali formasyonlarına ait kloritlerin oktahedral Al-Fe-Mg diyagramındaki konumları (simgelerin açıklamaları Şekil 4.7 deki gibidir) ....	206
Şekil 4.10.	Emirgazi, Armutludere ve Gümüşali formaasyonlarına ait kloritlerin Al <sup>toplam</sup> -Fe-Mg diyagramındaki konumları. 1:metamorfik alan, 2:diyajenetik-ankimetamorfik alan (Velde, 1977 ve 1978), (simgelerin açıklamaları Şekil 4.7 deki gibidir). ....	206
Şekil 4.11.	Emirgazi, Armutludere ve Gümüşali formaasyonlarına ait kloritlerin Si-Fe+Mg-Al diyagramındaki konumları. Düşük ve yüksek sıcaklık kloritlerin alanları Velde'ye (1992) göre çizilmiştir. Ce:Seladonit, Ph:Filogopit, Mu:Muskovit, (simgelerin açıklamaları Şekil 4.7 deki gibidir) ....	208

Şekil 4.12.	Emirgazi, Armutludere ve Gümüşali formasyonlarına ait kloritlerin Al (oktahedral)-Al (tetrahedral)-(Fe+Mg) üçgen diyagramındaki konumları. Ok yönü artan diyajenez/metamorfizma derecesini göstermektedir (simgelerin açıklamaları Şekil 4.7 deki gibidir) . . . .	208
Şekil 4.13.	Emirgazi, Armutludere ve Gümüşali formasyonlarına ait kloritlerin Tetrahedral Al-oktahedral Fe/(Fe+Mg) diyagramındaki konumları. Şişen ve Ib Curtis ve diğerleri (1985), Iİb tipi kloritlerin alanları Foster'e (1962) göre çizilmiştir (simgelerin açıklamaları Şekil 4.7 deki gibidir) . . . . .	209
Şekil 4.14	Halıtyayla formasyonuna ait kloritlerdeki bazı eser elementlerin NASC-normalize dağılımları . . . . .	210
Şekil 4.15.	Halıtyayla formasyonuna ait kloritlerdeki bazı REE'in NASC-normalize dağılımları . . . . .	210
Şekil 4.16.	Ziyarettepe formasyonuna ait kaolinitlerdeki bazı eser elementlerin NASC-normalize dağılımları . . . . .	212
Şekil 4.17	Ziyarettepe formasyonuna ait kaolinitlerdeki bazı REE'in NASC-normalize dağılımları . . . . .	212
Şekil 4.18.	Ziyarettepe formasyonuna ait I-S'lerdeki bazı eser elementlerin NASC-normalize dağılımları . . . . .	215
Şekil 4.19.	Elmaçat (TSR-165) ve Hocabet (TSM-945) formasyonlarına ait smektitlerdeki bazı eser elementlerin NASC-normalize dağılımları	217
Şekil 4.20	Çeşitli formasyonlara ait kalsitlerde bazı eser element çiftleri arasındaki korelasyon ilişkileri, a.Fe-Mn, b.K-Sr, c.Co-Sr, d.Co-Na	220
Şekil 4.21.	Karbonat minerallerindeki bazı eser elementlerin miktarlarının (ortalama) kronostratigrafik dağılımları . . . . .	221
Şekil 4.22.	Çeşitli formasyonlara ait dolomitlerde bazı eser element çiftleri arasındaki korelasyon ilişkileri, a.Fe-Mn, b.Na-Sr, c.Ni-Co, d.Ni-Li	226
Şekil 5.1.	Emirgazi formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları (Emirgazi Köyü kuzeyi). . . . .	228
Şekil 5.2.	Değirmentaş formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Emirgazi Köyü güneyi, b. Emirgazi Köyü kuzeyi. . .	228
Şekil 5.3.	Armutludere formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Tufanbeyli Toybuk yaylası-Halayik tepe, b. Saimbeyli Cinlipınar dere. . . . .	230
Şekil 5.4.	Halıtyayla formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları (Halevik dere).. . . . .	230
Şekil 5.5.	Puşçutepe formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları (Halevik dere). . . . .	232
Şekil 5.6.	Yukarıyayla formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Tufanbeyli Halevik dere, b. ve c. Saimbeyli. . . . .	232
Şekil 5.7.	Ayıtpeşi formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Saimbeyli Cinlipınar dere, b. Tufanbeyli Halevik dere . . . . .	233
Şekil 5.8.	Şafaktepe formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Kıskaçlı-Sarız yol ayrımı, b. Kıskaçlı köyü kuzeydoğusu, c. Halevik dere. . . . .	234
Şekil 5.9.	Şafaktepe formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Tufanbeyli Mirzaağa köyü, b. Saimbeyli Hüseyinbelen köyü kuzeyi . . . . .	234

Şekil 5.10.	Gümüőalı formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Sarız Yağoluğu dere ayrımı, b. Tufanbeyli Ağdaşalan köyü, c. Saimbeyli Hüseyinbelen köyü. ....	236
Şekil 5.11.	Ziyarettepe formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Sarız Değirmendere, b. Sarız Yağoluğu dere, c. Tufanbeyli Ayvat köyü. ....	238
Şekil 5.12.	Ziyarettepe formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları (Saimbeyli güneyi). ....	238
Şekil 5.13.	Yığıltepe formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Yağoluğu dere, b. Değirmendere. ....	240
Şekil 5.14.	Katarası formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Yağoluğu dere (Kıskaçlı), b. Değirmendere. ....	240
Şekil 5.15.	Katarası formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Kayapınar köyü, b. Polatpınar köyü doğusu. ....	241
Şekil 5.16.	Katarası formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Saimbeyli doğusu (kuzey kesimi), b. Saimbeyli doğusu (güney kesimi) ....	242
Şekil 5.17.	Ayvat formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları (Sarız-Tekneli). ....	243
Şekil 5.18.	Köroğlutepe formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Tufanbeyli Kayapınar köyü, b. Sarız Büyüksöbeçimen köyü kuzeyi. ....	243
Şekil 5.19.	Elmaçat formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları (Sarız-Büyüksöbeçimen köyü güneyi) ....	245
Şekil 5.20.	Güzelimköy formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları (Tufanbeyli-Kayapınar köyü). ....	245
Şekil 5.21.	Hocabet formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Saimbeyli-Hocabet dere, b. Saimbeyli-Gökkaya tepe. ....	247
Şekil 5.22.	Demiroluk formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları (Sarız-Büyüksöbeçimen köyü güneyi). ....	248
Şekil 5.23.	Sümbüldağ formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Sarız-Karapınar köyü, b. Tufanbeyli-Kayapınar köyü. ....	249
Şekil 5.24.	İnceleme alanında belirlenen tüm kayaç ve kil fraksiyonunu oluşturan minerallerin formasyonlara göre kronostratigrafik dağılımı ....	250
Şekil 5.25.	Diyajenetik ve çok düşük dereceli metamorfik parametrelerin denestirilmesi ....	253
Şekil 5.26.	Paleozoyik yaşlı formasyonlara ait illitlerin, a. "kristalinite" indeksi (KI)-I(002)/(001) şiddet oranları diyagramındaki konumları, b. kristalinite indeksi frekans dağılımı ....	254
Şekil 5.27.	Paleozoyik yaşlı formasyonlara ait illit "kristalinite" verilerinin KI-WI diyagramında dağılımları. Progresif metamorfizma yönelimini gösteren ok işareti Arkai (1993)' den alınmıştır. ....	255
Şekil 5.28.	İnceleme alanındaki illitlerin "kristalinite" indeksi (KI) ve $b_0$ değerleri arasındaki ilişkisi. ....	256
Şekil 5.29.	İnceleme alanındaki illitlerin "kristalinite" (KI) ve %2M1 içerikleri arasındaki ilişki ....	258
Şekil 5.30.	Bazı formasyonlara ait örneklerin illit "kristalinite"-Rm diyagramındaki konumları. ....	258

Şekil 5.31. İnceleme alanındaki illit ve kloritlere ait "kristalinite" indeksleri ( $\Delta 2\theta$ ) arasındaki korelasyonlar, a. Normal çekim, b. Glikollü çekim .....	260
Şekil 5.32. Değişik formasyonlara ait dolomitlerin d(104) Å pik değerleri ve genişlikleri ( $\Delta 2\theta$ ) arasındaki ilişkiler. ....	271





## ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 2.1.	Kayaç örneklerinin litostratigrafik birimlere göre dağılımı . . . . .	12
Çizelge 3.1.	Kayaç örnekleri ve mineral fazlarında uygulanan inceleme ve çözümlenme yöntemlerinin litostratigrafik birimlere göre dağılımı.	77
Çizelge 3.2.	X-ışınları toz difraktogramlarında kullanılan aletsel koşullar. . . . .	78
Çizelge 3.3.	Minerallerin yanıt oranları (Gündoğdu, 1982) . . . . .	79
Çizelge 3.4.	İllit "kristalinite" standartlarının standart (CIS) ve C.Ü. MİPJAL değerleri ile regresyon ilişkileri . . . . .	82
Çizelge 3.5.	Emirgazi formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%) . . . . .	100
Çizelge 3.6.	Emirgazi formasyonu dolomitlerinde d(104) yansımaları ara değeri ve yarı yükseklikteki genişlikleri . . . . .	101
Çizelge 3.7.	Emirgazi formasyonuna ait kristalinite, $b_0$ ve politipi değerleri. . .	104
Çizelge 3.8.	Değirmentaş formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%) . . . . .	108
Çizelge 3.9.	Değirmentaş formasyonuna ait kristalinite, $b_0$ ve politipi değerleri	108
Çizelge 3.10.	Armutludere formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%) . . . . .	115
Çizelge 3.11.	Armutludere formasyonuna ait kristalinite, $b_0$ ve politipi değerleri	117
Çizelge 3.12.	Armutludere formasyonuna ait örneğin organik madde çözümlenme sonuçları (%) . . . . .	121
Çizelge 3.13.	Halityayla formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%) . . . . .	122
Çizelge 3.14.	Halityayla formasyonuna ait kristalinite, $b_0$ ve politipi değerleri. .	125
Çizelge 3.15.	Puşçutepe formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%) . . . . .	129
Çizelge 3.16.	Puşçutepe formasyonuna ait kristalinite, $b_0$ ve politipi değerleri	131
Çizelge 3.17.	Puşçutepe formasyonuna ait örneklerin organik madde çözümlenme sonuçları (%) . . . . .	132
Çizelge 3.18.	Puşçutepe formasyonuna ait çeşitli grafitlerin X-ışınları parametreleri . . . . .	132
Çizelge 3.19.	Yukarıyayla formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%) . . . . .	135
Çizelge 3.20.	Yukarıyayla formasyonuna ait kristalinite, $b_0$ ve politipi değerleri	136
Çizelge 3.21.	Yukarıyayla formasyonuna ait örneklerin organik madde çözümlenme sonuçları (%) . . . . .	138
Çizelge 3.22.	Yukarıyayla formasyonuna ait çeşitli grafitlerin X-ışınları parametreleri . . . . .	138
Çizelge 3.23.	Ayitepesi formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%) . . . . .	142
Çizelge 3.24.	Ayitepesi formasyonuna ait kristalinite, $b_0$ ve politipi değerleri. . .	142
Çizelge 3.25.	Ayitepesi formasyonuna ait örneklerin organik madde çözümlenme sonuçları (%) . . . . .	143
Çizelge 3.26.	Şafaktepe formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%) . . . . .	146
Çizelge 3.27.	Şafaktepe formasyonu dolomitlerinde d(104) yansımaları ara değeri ve yarı yükseklikteki genişlikleri . . . . .	147

Çizelge 3.28. Şafaktepe formasyonuna ait kristalinite, $b_0$ ve politipi değerleri	149
Çizelge 3.29. Şafaktepe formasyonuna ait örneklerin organik madde çözümü sonuçları (%)	149
Çizelge 3.30. Gümüşali formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%)	151
Çizelge 3.31. Gümüşali formasyonuna ait kristalinite, $b_0$ ve politipi değerleri	154
Çizelge 3.32. Gümüşali formasyonuna ait örneklerin organik madde çözümü sonuçları (%)	154
Çizelge 3.33. Ziyarettepe formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%)	156
Çizelge 3.34. Ziyarettepe formasyonu dolomitlerinde d(104) yansıması ara değeri ve yarı yükseklikte ki genişlikleri	157
Çizelge 3.35. Ziyarettepe formasyonuna ait kristalinite, $b_0$ ve politipi değerleri	159
Çizelge 3.36. Ziyarettepe formasyonuna ait örneklerin organik madde çözümü sonuçları (%)	160
Çizelge 3.37. Yığıltepe formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%)	162
Çizelge 3.38. Yığıltepe formasyonu dolomitlerinde d(104) yansıması ara değeri ve yarı yükseklikteki genişlikleri	163
Çizelge 3.39. Yığıltepe formasyonuna ait örneklerin organik madde çözümü sonuçları (%)	165
Çizelge 3.40. Katarası formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%)	167
Çizelge 3.41. Katarası formasyonu dolomitlerinde d(104) yansıması ara değeri ve yarı yükseklikteki genişlikleri	167
Çizelge 3.42. Katarası formasyonuna ait kristalinite, $b_0$ ve politipi değerleri	168
Çizelge 3.43. Katarası formasyonuna ait örneklerin organik madde çözümü sonuçları (%)	170
Çizelge 3.44. Ayvat formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%)	170
Çizelge 3.45. Ayvat formasyonuna ait örneklerin organik madde çözümü sonuçları (%)	171
Çizelge 3.46. Köroğlutepe formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%)	173
Çizelge 3.47. Köroğlutepe formasyonu dolomitlerinde d(104) yansıması ara değeri ve yarı yükseklikteki genişlikleri	173
Çizelge 3.48. Yanıktepe formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%)	174
Çizelge 3.49. Elmaçat formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%)	175
Çizelge 3.50. Güzelimköy formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%)	177
Çizelge 3.51. Hocabet formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%)	180
Çizelge 3.52. Kayapınar formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%)	182
Çizelge 3.53. Demiroluk formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%)	183
Çizelge 3.54. Sumbüldağ formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%)	184

Çizelge 4.1.	Emirgazi, Armutludere, Puşçutepe ve Gümüşali formasyonlarına ait muskovit/illitlerin ana element mikroprop kimyasal çözümleme sonuçları ve yapısal formülleri . . . . .	187
Çizelge 4.2.	Değirmentaş, Puşçutepe, Yukarıyayla, Ayıtepesi, Gümüşali, Ziyarettepe ve Katarası formasyonlarına ait muskovit/illitlerin ana ve eser element kimyasal çözümleme sonuçları ve yapısal formülleri . . . . .	188
Çizelge 4.3.	Emirgazi, Armutludere ve Gümüşali formasyonlarına ait kloritlerin ana element mikroprop kimyasal çözümleme sonuçları ve yapısal formülleri . . . . .	200
Çizelge 4.4.	Halityayla formasyonuna ait kloritin ana ve eser element kimyasal çözümleme sonuçları . . . . .	201
Çizelge 4.5.	Ziyarettepe formasyonuna ait kaolinitlerin ana ve eser element kimyasal çözümleme sonuçları . . . . .	211
Çizelge 4.6.	Ziyarettepe formasyonuna ait I-S'lerin ana ve eser element kimyasal çözümleme sonuçları ve yapısal formülleri . . . . .	214
Çizelge 4.7.	Elmaçat ve Hocabet formasyonlarına ait smektitlerin ana ve eser element kimyasal çözümleme sonuçları ve yapısal formülleri . . . .	216
Çizelge 4.8.	Değişik formasyonlara ait kalsitlerin eser element kimyasal çözümleme sonuçları . . . . .	218
Çizelge 4.9.	Değişik formasyonlara ait kalsitlerdeki eser element çiftlerinin korelasyon katsayıları . . . . .	219
Çizelge 4.10.	Kalsitlerdeki eser elementlerin ortalama miktarlarının formasyonlara göre dağılımı . . . . .	219
Çizelge 4.11.	Değişik formasyonlara ait dolomitlerin eser element kimyasal çözümleme sonuçları . . . . .	224
Çizelge 4.12.	Değişik formasyonlara ait dolomitlerdeki eser element çiftlerinin korelasyon katsayıları . . . . .	225
Çizelge 4.13.	Dolomitlerdeki eser elementlerin ortalama miktarlarının formasyonlara göre dağılımı . . . . .	225

## EK ÇİZELGELER DİZİNİ

Ek Çizelge A1.	Emirgazi formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları . . . . .	279
Ek Çizelge A2.	Değirmentaş formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları . . . . .	280
Ek Çizelge A3.	Armutludere formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları . . . . .	281
Ek Çizelge A4.	Halityayla formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları . . . . .	281
Ek Çizelge A5.	Puşçutepe formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları . . . . .	282
Ek Çizelge A6.	Yukarıyayla formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları . . . . .	282
Ek Çizelge A7.	Ayıtpeşi formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları . . . . .	282
Ek Çizelge A8.	Şafaktepe formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları . . . . .	283
Ek Çizelge A9.	Gümüşali formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları . . . . .	285
EkÇizelge A10.	Ziyarettepe formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları . . . . .	287
Ek Çizelge A11.	Yığıltepe formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları . . . . .	287
Ek Çizelge A12.	Katarası formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları . . . . .	289
EkÇizelge A13.	Ayvat formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları . . . . .	290
Ek Çizelge A14.	Köroğlutepe formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları . . . . .	290
Ek Çizelge A15.	Yanıktepe formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları . . . . .	292
EkÇizelge A16.	Elmaçat formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları . . . . .	292
Ek Çizelge A17.	Güzelimköy formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları . . . . .	293
Ek Çizelge A18.	Hocabet formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları . . . . .	293
EkÇizelge A19.	Kayapınar formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları . . . . .	295
Ek Çizelge A20.	Demirölük formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları . . . . .	296
Ek Çizelge A21.	Sümbüldağ formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları . . . . .	296

Ek Çizelge B1.	Emirgazi formasyonu örneklerinin XRD-TK ve XRD-KF çözümü sonuçları . . . . .	429
Ek Çizelge B2.	Değirmentaş formasyonu örneklerinin XRD-TK ve XRD-KF çözümü sonuçları . . . . .	430
Ek Çizelge B3.	Armutludere formasyonu örneklerinin XRD-TK ve XRD-KF çözümü sonuçları . . . . .	431
Ek Çizelge B4.	Halıtyayla formasyonu örneklerinin XRD-TK ve XRD-KF çözümü sonuçları . . . . .	432
Ek Çizelge B5.	Puşçutepe formasyonu örneklerinin XRD-TK ve XRD-KF çözümü sonuçları . . . . .	433
Ek Çizelge B6.	Yukarıyayla formasyonu örneklerinin XRD-TK ve XRD-KF çözümü sonuçları . . . . .	434
Ek Çizelge B7.	Ayıtapesi formasyonu örneklerinin XRD-TK ve XRD-KF çözümü sonuçları . . . . .	435
Ek Çizelge B8.	Şafaktepe formasyonu örneklerinin XRD-TK ve XRD-KF çözümü sonuçları . . . . .	436
Ek Çizelge B9.	Gümüşali formasyonu örneklerinin XRD-TK ve XRD-KF çözümü sonuçları . . . . .	438
Ek Çizelge B10.	Ziyarettepe formasyonu örneklerinin XRD-TK ve XRD-KF çözümü sonuçları . . . . .	441
Ek Çizelge B11.	Yığıltepe formasyonu örneklerinin XRD-TK ve XRD-KF çözümü sonuçları . . . . .	443
Ek Çizelge B12.	Katarası formasyonu örneklerinin XRD-TK ve XRD-KF çözümü sonuçları . . . . .	445
Ek Çizelge B13.	Ayvat formasyonu örneklerinin XRD-TK ve XRD-KF çözümü sonuçları . . . . .	447
Ek Çizelge B14.	Köroğlutepe formasyonu örneklerinin XRD-TK ve XRD-KF çözümü sonuçları . . . . .	448
Ek Çizelge B15.	Yanıktepe formasyonu örneklerinin XRD-TK ve XRD-KF çözümü sonuçları . . . . .	449
Ek Çizelge B16.	Elmaçat formasyonu örneklerinin XRD-TK ve XRD-KF çözümü sonuçları . . . . .	449
Ek Çizelge B17.	Güzelimköy formasyonu örneklerinin XRD-TK ve XRD-KF çözümü sonuçları . . . . .	450
Ek Çizelge B18.	Hocabet formasyonu örneklerinin XRD-TK ve XRD-KF çözümü sonuçları . . . . .	450
Ek Çizelge B19.	Kayapınar formasyonu örneklerinin XRD-TK ve XRD-KF çözümü sonuçları . . . . .	451
Ek Çizelge B20.	Demiroluk formasyonu örneklerinin XRD-TK ve XRD-KF çözümü sonuçları . . . . .	452
Ek Çizelge B21.	Sümbüldağ formasyonu örneklerinin XRD-TK ve XRD-KF çözümü sonuçları . . . . .	453

## SİMGELER DİZİNİ

AAS	Atomik absorpsiyon spektrometresi
Ap	Apatit
Bi	Biyotit
C	Klorit
C-S	Klorit-Smektit
C-V	Klorit-Vermikülit
Ce	Seladonit
Do	Dolomit
DTA	Diferansiyel termal analiz
EDS	Enerji dispersiyon spektrometresi
Ep	Epidot
Fel	Feldispat
F	Fırın
G	Glikollü
GD	Grafitleşme derecesi
Hb	Hornblend
HFSE	Yükük değerlikli elementler
HREE	Ağır nadir toprak elementleri
I	İllit
I-S	İllit-Smektit
ICP	Plasma emisyon spektrometresi
İK	İnce kesit
INNA	Instrumental nötron aktivasyon analizi
K	Kaolinit
Ka	Kalsit
KF	Kil fraksiyonu
KI	Kristalinite indeksi
Kl	Klorit
Kls	Kalsedon
Krb	Karbonat
Ku	Kuvars
LFSE	Düşük değerlikli elementler
LILE	İri kation yarıçaplı litofil elementler
LREE	Hafif nadir toprak elementleri
MİPJAL	Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları
Mkp	Metamorfik kayaç parçacıkları
MREE	Ortaç nadir toprak elementleri
MS	Mikroprop
Mu	Muskovit
n	Örnek sayısı
N	Normal çekim
NASC	Kuzey Amerikan Şeyli
OM	Optik mikroskop
Om	Opak mineral
OMY	Organik madde yansımaları
Or	Ortoklaz

Pe	Pertit
Pl	Paligorskit
Pl	Plajiyoklaz
REE	Nadir toprak elementleri
Rm	Ortalama vitrinit yansması
Rmax	Maksimum vitrinit yansması
Rmin	Minumum vitrinit yansması
S	Smektit
Se	Serizit
SEM	Taramalı elektron mikroskop
Srp	Serpantin
TGA	Termo-gravimetrik analiz
Ti	Titanit
TK	Tüm kayaç
TOC	Toplam organik karbon
Tr	Tremolit
TS	Toplam sülfür
Tu	Turmalin
WI	Weaver indeksi
XRD	X-ışınları difraksiyonu/difraktometresi
XRF	X-ışınları floresans spektrometresi
Zr	Zirkon

## 1. GİRİŞ

### 1.1. Amaç ve Kapsam

İnceleme alanının yer aldığı Doğu Torosların batı kesimi özellikle Paleozoyik yaşlı otokton sedimanter ve metasedimanter birimlerin araştırılması açısından tip lokalite konumunda olup, bölgede Kambriyen'den Kuvaterner'e kadar tüm sistemlere ait formasyonlar izlenebilmektedir. Geyikdağı Birliği (Özgül, 1976) veya Doğu Toros Otoktonu olarak adlandırılan (Metin ve diğerleri, 1987) istif, bu özelliği nedeniyle birçok yazar tarafından incelenmiştir. Daha ziyade genel jeolojik (stratigrafik, yapısal jeolojik, paleontolojik) ve petrol jeolojisi amaçlı olan incelemelerin çokluğuna karşın, birimlerin gerek formasyon tanımlamaları ve gerekse kayaç adlamaları bile yeterince yapılamamıştır. Bu eksiklik bölgede özellikle Paleozoyik yaşlı sedimanter-metasedimanter birimlerde analitik tekniklerin ve güncel literatürün kullanıldığı mineralojik-petrografik ve jeokimyasal ayrıntılı araştırmaların bulunmamasından kaynaklanmaktadır. Bu tür eksikliklerin giderilmesi göz önüne alınarak, bölgedeki otokton sedimanter-metasedimanter istifin incelenmesi doktora tez konusu olarak seçilmiştir.

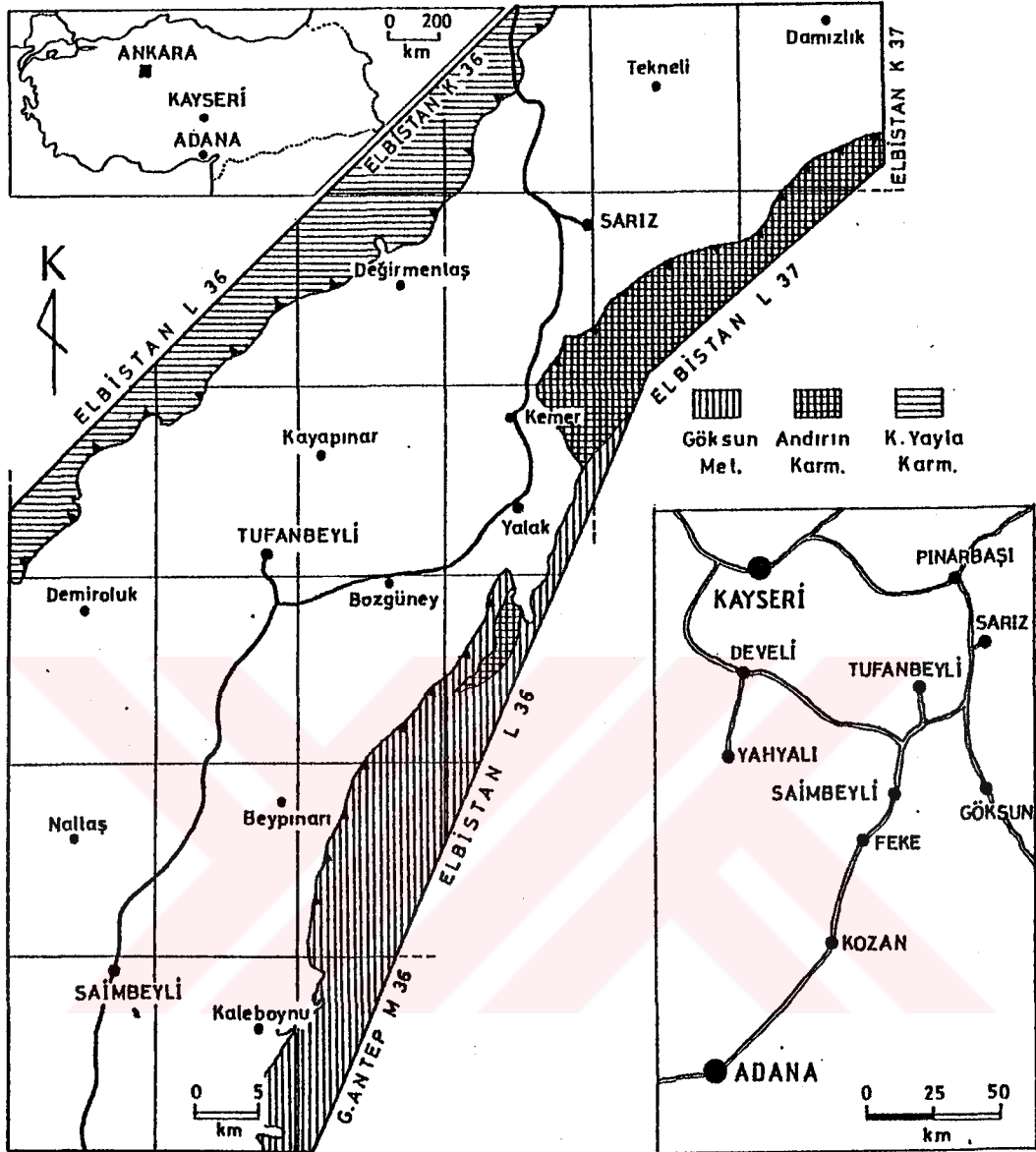
Bu çalışmanın amacı; istifi oluşturan birimlerin mineraloji-petrografi ve jeokimyasını inceleyerek diyajenez-ankizon-epizon geçişlerinin belirlenmesidir. Bu temel çerçeve içerisinde ayrıntılı tip kesit ölçümleri yardımıyla birimlerin yanal ve düşey yöndeki mineralojik ve jeokimyasal dağılımları, sedimanter kayaçları oluşturan özellikle kil ve karbonat minerallerinin kökenleri, ayrıca mineral fazında ana ve iz element içerikleri ortaya konulacaktır.

Yukarıdaki amaç doğrultusunda öncelikle inceleme alanının önceki araştırmacılarca yapılan 1:25 000 ölçekli jeoloji haritalarındaki formasyonlar incelenmiş ve birtakım revizyonlar yapılmıştır. Otokton istife ait tüm birimlerden genellikle ölçülü ve ender olarak da noktasal olmak üzere toplam 1117 adet kayaç örneği alınmıştır. Alınan örnekler üzerinde optik ve elektron mikroskop, X-ışınları, termal analizler ve jeokimyasal incelemeler yapılmıştır.

### 1.2. İnceleme Alanının Tanıtılması

Doğu Torosların batı kesiminde Kayseri ve Adana arasında yer alan inceleme alanı Sarız, Tufanbeyli ve Saimbeyli bölgelerini kapsamaktadır (Şekil 1.1). 1:25 000 ölçekli 25 paftanın çoğunluğunun yer aldığı (bkz. Ek-1; pafta indeksi) bölge toplam 2900 km<sup>2</sup> lik bir alanı kapsamaktadır. Bu alanın yaklaşık 2300 km<sup>2</sup>' sini otokton 600 km<sup>2</sup>' sini allokton birimler oluşturmaktadır.





Şekil 1.1 İnceleme alanının yer bulduru haritası ve 1:25 000 ölçekli pafta indeksi

Sarız ve Tufanbeyli bölgeleri sarp ve çıplak bir topoğrafyaya sahip olup jeolojik incelemeler için oldukça elverişlidir. Güneydeki Saimbeyli yöresi ise daha sarp ve daha yaygın bitki örtüsü ve/veya ormanlık alanlar kaplamaktadır. İnceleme alanındaki yükseltiler 3000 m ye kadar ulaşmaktadır.

Bölgenin önemli akarsularını Sarız çayı ve Saimbeyli deresi ve Göksu ırmağı oluşturmaktadır. Saimbeyli' nin doğusunda yer alan Göksu ırmağı Jura-Kretase yaşlı kireçtaşlarının arasında büyük kanyonlar ve sarplıklar oluşturmuştur.

Yöre halkı geçimini Tufanbeyli ve Sarız çevresinde tarım ve hayvancılıkla, Saimbeyli' de ise daha çok bahçecilikle sağlamaktadır.

### 1.3. Önceki Çalışmalar

İnceleme alanı ve yakın çevresini kapsayan bölgede 1800' lü yıllardan günümüze kadar değişik araştırmacılarca birçok çalışma gerçekleştirilmiştir. Kapsamlı çalışmalar 1940'lı yıllardan sonra gerçekleştirilmiş olup, bunlar yazarların farklı yıllardaki çalışmaları da gruplandırılarak kronolojik olarak aşağıda sıralanmıştır:

Blumenthal (1941, 1944), Kayseri, Malatya, Niğde ve Adana illerini kapsayan bölgenin 1/100.000 ölçekli jeoloji haritasını yapmış, bölgeyi stratigrafik, tektonik ve coğrafik olarak ünitelere ayırmış ve Üst Devoniyen, Permo-Karbonifer, Jura-Kretase, Eosen ve Miyosen yaşlı formasyonlardan bahsetmiştir.

Baykal (1944), Sarız ve kuzeyinde Üst Devoniyen, Permiyen ve Kretase' nin bol fosilli kireçtaşlarıyla temsil edildiğini belirtmiştir. Ünsalaner (1945), Alaylıdağ ve Beydağı arasındaki bölgede mercan ve brakyopodalarını inceleyerek Üst Devoniyen' in, Yalçınlar (1955), Feke ve Saimbeyli (Adana) arasında ilk defa graptolitli şeyllerle temsil edilen Silüriyen' in, Flügel (1956), Yahyalı dolayındaki metamorfik kayaçlarda Orta Devoniyen yaşlı fosillerin varlığını ortaya koymuştur.

Abdüselamoğlu (1958), bölgenin 1/100.000 ölçekli jeoloji haritasını yapmış ve Silüriyen' e kadar uzanan fosilsiz birimleri Paleozoyik olarak değerlendirmiştir. Bölgedeki graptolitli şeyllere Silüriyen yaşını vermiştir.

Pınarbaşı-Sarız ve Tufanbeyli (Mağara) ilçeleri arasında kalan bölgede Demirtaşlı (1967), Kambriyen' den Jura-Kretase' ye kadar tüm kaya birimlerini ayırtlayıp adlamıştır. Doğu Toros kuşağında daha sonra çalışan yerbilimciler aynı litoloji ve yaşa sahip birimler için bu araştırmacının verdiği formasyon adlamalarını kullanmışlardır.

Özgül (1971), Orta Torosların kuzey kesiminin yapısal gelişiminde blok hareketlerinin etkisini incelediği çalışmasında birbirleriyle tektonik sınırlı ve farklı havza ürünü olan birlikler ayırtlamıştır. Yazara göre, Geyikdağı ve Hadim birlikleri otokton, Güney İç Anadolu Birliği ile Orta Toros Birliği ise alloktondur. Özgül ve diğerleri (1972), Tufanbeyli ilçesinin kuzeydoğu ve güneybatı kesimlerinde ilk defa Kambriyen yaşlı kireçtaşları (Değirmentaş kireçtaşı) üzerine uyumlu gelen trilobitli Alt Ordovizyen' i tanımlamışlardır. Yazarlar, Doğu Toroslardaki Kambriyen yaşlı "Değirmentaş Kireçtaşı" nın Orta Toroslardaki Alt (?) -Orta Kambriyen yaşlı "Çaltepe kireçtaşı" na yakın benzerlik gösterdiklerini ileri sürmüşlerdir. "Emirgazi formasyonu" olarak adlandırılan ve "Değirmentaş kireçtaşı" nın tabanında yüzeyleyen şist ve kuvarsitlerin Toros orojenik kuşağındaki fosilli Alt Paleozoyik' in bilinen en alt düzeyini oluşturduğunu belirtmişlerdir. Özgül ve diğerleri (1973), Tufanbeyli çevresinde Kambriyen, Ordovizyen, Silüriyen, Devoniyen, Alt Karbonifer, Permiyen, Triyas, Jura, Kretase, Eosen ve Pliyosen yaşlı

birimleri ayırtlamışlardır. Yazarlar, ayrıntılı bir dikme kesit oluşturarak tüm birimleri bir arada incelemişler ve formasyon adlamalarında büyük ölçüde Demirtaşlı (1967) tarafından verilen adlamaları kullanmışlardır. Ayrıca Üst Kretase yaşlı "Yanıktepe kireçtaşı" üzerinde tektonik dokanaklı olarak bulunan ve farklı bir havza ürünü olan Jura yaşlı "Soğanlıdağ formasyonu" şeklinde adlandırdıkları allokton bir birim belirlemişlerdir. Özgül (1976), Toros orojenik kuşağının tümünü kapsayan birimleri tanımlamış ve bunları birtakım birlikler içerisinde gruplandırmıştır. Aladağ (Üst Devoniyen-Üst Kretase), Bolkardağı (Devoniyen-Paleosen), Geyikdağı (Orta Kambriyen-Üst Eosen), Alanya (Permiyen-Lütesiyen), Bozkır (Üst Jura-Alt Kampaniyen) ve Antalya (Ordovizyen-Kretase) olarak tanımladığı birliklerin birbirleriyle tektonik konumlu, Geyikdağı birliğinin ise diğer allokton birimlerin temelini oluşturan otokton bir birlik olduğunu belirtmiştir.

Erkan ve diğerleri (1978), Sarız, Şarkışla, Gemerek ve Tomarza ilçeleri arasındaki bölgenin jeolojisini incelemişler ve bölgenin güneyinde diğer birimlere göre görece otokton olarak düşündükleri "Geyikdağı Otoktonu" ndan bahsetmişlerdir. Kambriyen-Tersiyer yaş aralığına sahip bu birliğin üzerinde tektonik dokanaklı olarak bulunan ve Üst Kretase-Paleosen' de bölgeye yerleşen "Pınarbaşı Grubu" yer almaktadır.

Tekeli (1980), Aladağ (Adana) bölgesinde yapmış olduğu çalışmada, Aladağlar' ın yapısal evriminde üç farklı dönemin etken olduğunu belirtmiştir. Üst Triyas-Alt Kretase yaş aralığını temsil eden ve "duraylı kıta kenarı" olarak adlandırılan birinci dönemde, Tetis' in doğu kesiminde Tetis okyanusu ile Arap-Afrika kıtası arasında duraylı kıta kenarı koşullarını yansıtan ilişkiler sözkonusudur. Toros dağ oluşumu kuşağında Üst Triyas' tan itibaren bu ilişkiler gözlenebilmektedir. Senoniyen' de kıta kenarının bozulması ile bu duraylılık bozulmuş ve ilk ofiyolit yerleşmesinin gerçekleştiği ikinci dönem başlamıştır. Bu dönemde Alt Kretase yaşlı şelf karbonat platformu blok faylanması ile çökmüş, gelen ofiyolitik malzeme ise "Aladağ Ofiyolitik Melanji" nı oluşturmuştur. Maestrihtiyen' de allokton ofiyolit naplarının yerleşmesi ve kıta kenarının naplanmasıyla sonuçlanan üçüncü dağ oluşum evresinde Senoniyen havzası sıkıştırma kuvvetlerinin etkisiyle yatay taşınmalar sonucu naplı bir yapı kazanmıştır. Yukarıdaki biçimde geliştiği ifade edilen tektonostratigrafi birimleri ise yazar tarafından allokton, paraotokton ve otokton şeklinde üçe ayrılmıştır.

Işık (1981), Aladağ bölgesi Nohutluk Tepe Alt Karbonifer istifinin biyostratigrafisi ile ilgili yapmış olduğu çalışmasında birimde on iki biyozon ayırtlamış ve buradan elde edilen sonuçlara göre derin su fasiyesindeki Nohutluk Tepe Alt Karbonifer istifinin Toroslar' daki diğer Alt Karbonifer istiflerinden farklı olduğunu ileri sürmüştür. Yazar bir başka çalışmasında (Işık, 1983), Aladağ bölgesinde sedimantolojik ve stratigrafik

açından süreklilik gösterdiği öne sürülen Permian-Triyas geçişinin foraminifer topluluk ortak menzil zonları ile de süreklilik sunduğunu ortaya koymuştur.

Metin ve diğerleri (1982), Tufanbeyli, Sarız ve Saimbeyli yöresindeki çalışmalarında Kambriyen' den Kuvaterner' e kadar tüm birimleri haritalamışlardır. Yazarlar, Alp orojenezile meydana gelen büyük kırık hatlarını haritalayarak otokton Geyikdağı birliği ile metamorfik kayalardan oluşan Alanya birliğini birbirinden ayıran hattın KD-GB doğrultulu bir bindirme fayı ve bölgenin tektonik çatısını oluşturan sıkıştırma kuvvetlerinin GD-KB doğrultulu olduğunu ve etken basıncın GD' dan geldiğini savunmuşlardır. Metin (1983/1984), Saimbeyli (Adana) ve Develi (Kayseri) arasında kalan bölgede otokton Toros istifinin yanı sıra otokton pelajik çökeller üzerinde allokton konumlu ofiyolitli melanjın bulunduğunu ve bu melanjın içerdiği allokton kütlelerin K-KB yönünden geldiğini ileri sürmüş ve allokton birimlerin yerleşim yaşının Üst Maestrihtiyen-Paleosen olarak belirtmiştir. Aynı yazar (Metin, 1984), Armutalan (Saimbeyli) yöresinde en yaşlı tortul kaya birimleri olduğu belirtilen Alt Plaeozoyik (Kambro-Ordovizyen) yaşlı beş formasyondan oluşan ve Armutalan Grubu olarak adlandırılan kayaların stratigrafik özelliklerini de incelemiştir. Metin ve diğerleri (1987), Doğu Torosların batı kesimi olarak belirttikleri Sarız, Tufanbeyli, Saimbeyli, Feke, Kozan ve Göksun yörelerini kapsayan geniş bir alanı kapsayan bölgede başlıca tortul, metamorfik ve manto kökenli olmak üzere üç büyük kaya grubunun olduğunu ve bunların yapısal konumları ve özellikleri bakımından dört ana topluluk oluşturduklarını belirtmişlerdir. Bunlar Göksun metamorfikleri, Andırın karmaşığı, Toros otokton istifi ve Kireçlikyayla karmaşığı olarak adlandırılmışlardır. Yazarlar, bölgedeki iki değişik ofiyolitli karmaşığın (Kireçlikyayla ve Andırın) ayrı kaynaklardan ve Maestrihtiyen-Paleosen ve Eosen sonu olmak üzere iki ayrı zamanda bölgeye yerleştiklerini öne sürmüşlerdir. Metin ve diğerleri (1990), Sarız ve Tufanbeyli ilçelerini kapsayan ve daha önce yapılan 1/25 000 ölçekli haritalardan itibaren Elbistan İ 22 paftasınının 1/100 000 ölçekli jeolojik haritasını oluşturmuş ve otokton Geyikdağı birliği ile bu birliğin güneydoğusunda yer alan allokton birimleri (Göksun metamorfikleri) tanımlamışlardır.

Özer ve diğerleri (1984), Pınarbaşı çevresindeki allokton birimlerin stratigrafisi ve yapısal konumları ile ilgili çalışmalarında güneyde yeralan Geyikdağı birliğinin bölgedeki allokton birimlere göre görece otokton olduğunu ve allokton birimlerin bölgeye Maestrihtiyen sonunda yerleştiğini belirtmişlerdir.

Tarhan (1984), Göksun, Afşin ve Elbistan çevresinin jeolojisini incelemiş ve bölgede iki allokton birlik ayırt etmiştir. Bunlardan birisi Kampaniyen öncesi bölgeye yerleşen ve Göksun metaofiyoliti, Kabaktepe metamorfikleri ile asit intrüzyonlardan oluşan

Çardak birliği, diğeri ise Çağılhan metamorfitleeri ve Andırın grubu kayaçlarından (kireçtaşı) oluşan İğde birliğidir. Bu birimleri asit intrüzyonlar kesmektedir. İğde birliğini oluşturan Çağılhan metamorfitleeri (fillit, klorit şist, kalkşist) ve Andırın grubu kayaları Alt-Orta Eosen aralığında bölgeye tektonik olarak gelmişlerdir. Tarhan (1986), Doğu Toroslarda Neo-Tetis' in kapanımına ilişkin granitoidlerin ada yayı erüpsiyonu sırasında geliştiğini ve bu granitoidlerin Alt Kretase' den sonra devam eden, Neokomiyen sonrası artan K-G yönlü sıkıştırma kuvvetlerinin Üst Kretase' de yitim zonunda oluşturduğu çarpışma kuşaklarında yer aldığını belirtmiştir.

Tutkun (1984), Saimbeyli yöresini kapsayan çalışmasında Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik zamanlarına ait otokton serileri tanımlamıştır. Yazar, Sarız ve Tufanbeyli bölgelerinden farklı olarak tanımladığı "Hocabet formasyonu" nun en alt kesimlerinde olduğu gibi Kretase-Tersiyer geçişinin uyumlu olduğunu belirtmiştir. Yine Sarız ve Tufanbeyli bölgelerinden farklı olarak Silüriyen' in yalnızca Halıyaylası formasyonu ile temsil edildiğini ve Puşcutepe şeyli ile Yukarıyayla formasyonlarının bulunmadığını belirtmiştir. Yazar Binboğa masifi olarak adlandırdığı allokton konumlu düşük dereceli metamorfik kayaçların (Göksun metamorfitleeri) Eosen' sonu ve Miyosen öncesi bir zaman aralığında bölgeye bindirmeli olarak yerleştiğini belirtmiştir. Tutkun (1989), yine aynı yörede en belirgin yapısal olayların Alpin orojenezi sırasında geliştiğini, Hersiniyen orojenik fazının ise yalnızca Üst Permiyen tabanındaki uyumsuzlukla temsil edildiğini belirtmiştir. Tutkun ve Boztuğ (1991), Toros (Saimbeyli-Adana) ve Pontidlerdeki (Araç-Kastamonu) Paleozoyik birimlerin karşılaştırmalı incelemelerinde, her iki bölgedeki Kambriyen-Devoniyen yaş aralığındaki birimlerin çok düşük dereceli metamorfizmaya sahip olduklarını, buna karşın Karbonifer ve Permiyen yaşlı birimlerin diyajenetik koşulları yansıttıklarını öne sürmüşlerdir. Her iki bölgedeki ana yapısal hareketlerin Alpin döneminde (yaklaşık Alt Kretase döneminde) geliştiğini, bunun yanı sıra Saimbeyli yöresindekilerin daha sonraki hareketlerle de etkilendiğini öne sürmüşlerdir.

Varol ve diğerleri (1986), Sarız ve Tufanbeyli bölgesinde Triyas yaşlı kayaçların tümüyle Alt Triyas yaşlı Katarası formasyonu ile temsil edilmeyip, Katarası formasyonu ile Jura-Alt Kretase yaşlı Köroğlutepe formasyonu arasında uyumsuzlukla Orta-Üst Triyas yaşlı birimleri varlığına da işaret etmiştir. Varol ve diğerleri (1987), aynı bölgede otokton Triyas istifinin tanımlan özelliklerini incelemiş ve bölgede iki farklı lito-biyofasiyes özelliği ayırtlamışlardır. Varol ve Okan (1988), Doğu Toroslardaki Naltaş Karbonifer istifinde olası karbonat fırtına depolarının varlığını ortaya koydukları incelemelerinde, kireçtaşı istifindeki taşınma izlerini yansıtan çamurtaşı, biyoklastik istiflaşı-tanetaşı ve ince taneli kuvars kumtaşı ardalanmasının fırtına kökenli bir dönemsel

tortullaşmayı karakterize ettiğini belirtmişlerdir. Varol ve diğerleri (1988), Sarız-Tufanbeyli otokton Mesozoyik karbonatlarının önemli dasiklad algleri ile ilgili incelemelerinde, Toroslarda yüzeyleyen Mesozoyik yaşlı karbonat kayaçlarda bazı seviyelerin çökme ortamı ve belirli stratigrafik seviyelerin tanımlanması için önemli bir parametre oluşturan zengin dasiklad alg toplulukları içerdiklerini belirtmiş ve çeşitli karakteristik daisklad alg türleri saptamışlardır. Varol (1992), Tufanbeyli bölgesindeki Şafaktepe formasyonunun dolomitlerinin petrografisi ve kökeni ile ilgili incelemesinde, dolomitlerin resifal Amphipora' lı resifal kireçtaşlarıyla birlikte ostrakoda ve alg laminalı kireçtaşlarının dolomitleşmesiyle oluştuğunu belirtmiştir. Varol ve Magaritz (1992), Sarız ve Tufanbeyli arasında kalan Toros otoktonuna ait Mesozoyik yaşlı karbonat kayaçlarındaki dolomitleşme ile zaman sınırları ve uyumsuzluklar arasındaki ilişkileri incelemişlerdir.

Ayhan (1987/1988), Kozan-Elmadağı (Adana) bölgesinde Kambriyen-Miyosen yaş aralığındaki, fosilli ve metamorfizma geçirmemiş otokton kayaçların stratigrafik ve tektonik özelliklerini incelemiştir. Yazar, bölgenin Hersiniyen ve Alpin orojenezinden etkilendiğini ve KB-GD yönlü sıkışmaya bağlı olarak KD-GB yönlü tabaka doğrultuları ve kıvrım eksenlerinin geliştiğini belirtmiştir.

Demirkol (1989), Doğu Toros Otoktonunun en güney kesimini temsil eden Pozantı, Karsantı ve Karaisalı (Adana) yöresinde en yaşlı birimin Permo-Karbonifer yaşlı kireçtaşları olduğunu, bunu ise Jura-Kretase yaşlı dolomit ve dolomitik kireçtaşları ile Kampaniyen-Maestrihtiyen yaşlı pelajik kireçtaşlarının izlediğini belirlemiştir. Yazar bölgedeki duraylı platform üzerine Maestrihtiyen' e doğru Kızıldağ melanjı ve Faraşa ofiyolitinin yerleştiğini öne sürmüştür.

Dean ve Monod (1990), Tufanbeyli ve Saimbeyli yörelerini kapsayan Doğu Toroslardaki Alt Paleozoyik yaşlı kayaçların düzeltilmiş stratigrafisi ile ilgili çalışmalarında, Emirgazi formasyonu yerine Zabuk formasyonu, Değirmentaş formasyonu yerine Çaltepe formasyonu, Armutludere formasyonu yerine de Seydişehir formasyonu adlamalarını önermişlerdir. Armutludere formasyonunun en üst kesimi için ilk defa Hakkari' de tanımlanan Şorttepe formasyonu adı önerilmiştir. Yazarlar ayrıca Tutkun (1984) tarafından Saimbeyli yöresi için verilen istifte Silüriyen yaşlı Puşçutepe şeyli ve Yukarıyayla formasyonlarının eksik olduğunu ve bunların gerçekte Saimbeyli bölgesinde bulunduğunu belirtmişlerdir.

Kozlu ve diğerleri (1990), Saimbeyli-Sarız-Gürün-Afşin çevresini kapsayan Doğu Toros bölgesinde Neo-Tetis' in konumu ile ilgili çalışmalarında bölgede geç Triyas' tan itibaren birbirinden ayrı iki okyanus kolunun (kuzey ve güney) bulunduğunu ileri

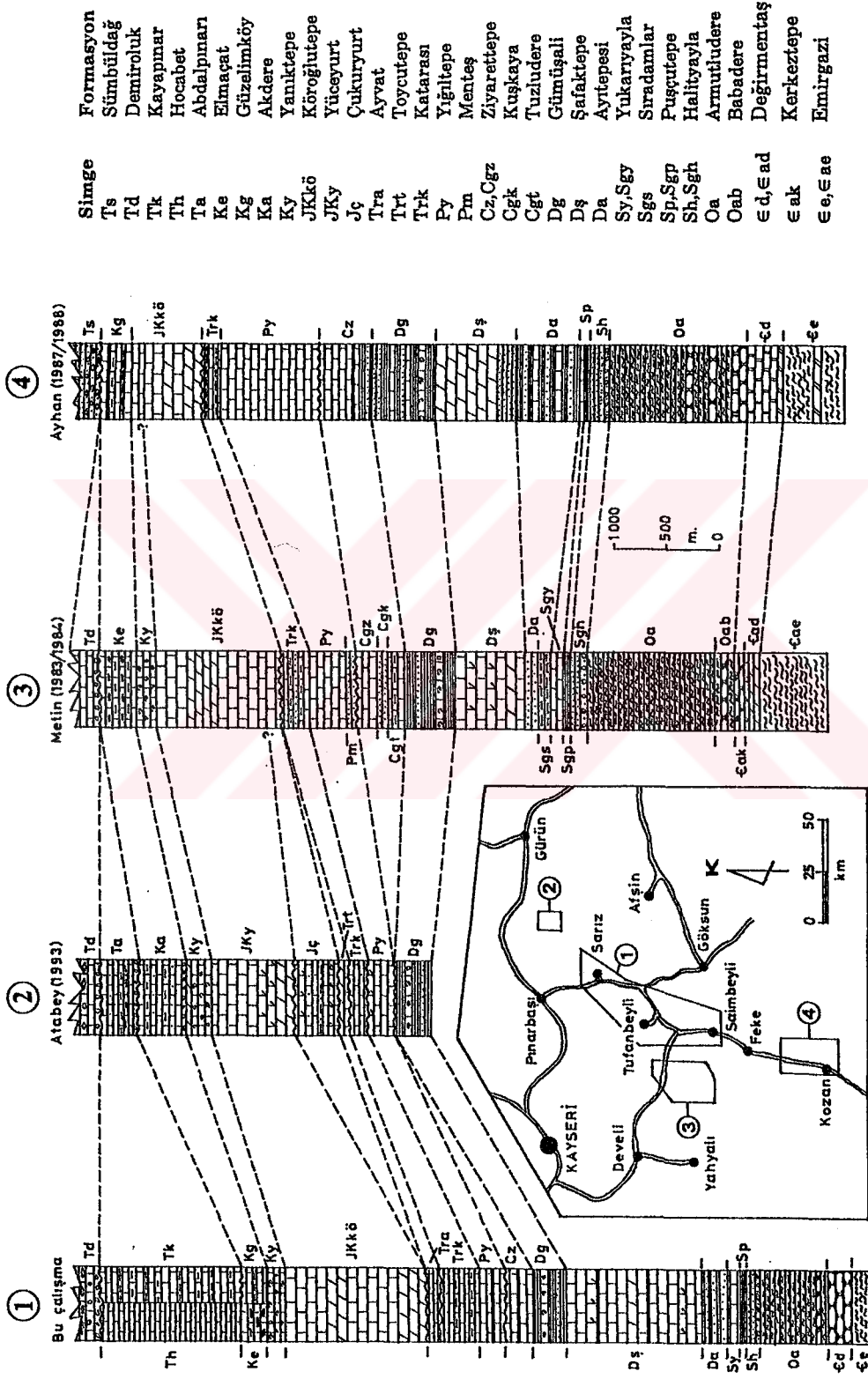
sürmüşlerdir. Kuzey Tetis kolunun kapanmasıyla güneye aktarılan ofiyolitler Doğu Toros Otoktonunun kuzey kenarı üzerine geç Kampaniyen sonu-geç Maestrihtiyen öncesi yerleşmişlerdir. Yazarlara göre ofiyolitler ve beraberindeki allokton dilimler, Mesozoyik platformunun üzerinden aşırp da güneye geçmemiştir. Otoktonun güneyinde yer alan allokton dilimlerin bugünkü konumunu ise erken Eosen' de başlayan ve erken Miyosen' e kadar zaman zaman devam eden doğrultu atımlı fay tektoniği ile aldığıını belirtmişlerdir.

Karayığit ve Akdağ (1992), Sarız kuzeyindeki Miyosen yaşlı Karapınar kömür havzasının jeolojisini ve kömürlerin petrografisini incelemişlerdir. Yazarlar, Miyosen yaşlı kahverengi kömürlerin yanı sıra Permiyen yaşlı iki adet taşkömürünün de organik petrografisini de incelemişler ve Permiyen yaşlı kömürlerin ASTM sınıflamasına göre "yüksek uçuculu C-B bitümlü kömür", DIN sınıflamasında "alevli taşkömürü" aşamasında kömürleşme derecesine sahip olduğunu belirtmişlerdir.

Otlu (1992), Sarız ilçesinin kuzeyini kapsayan bölgede, kuzeybatı ve güneydoğusunda yer alan ofiyolitli kayaçlardan oluşan allokton birimlerin arasında kalan otokton sedimanter istif ile ilgili yapmış olduğu stratigrafik-sedimantolojik amaçlı çalışmasında en yaşlı birimin Orta Devoniyen yaşlı Şafaktepe formasyonu olduğunu belirtmiştir. Diğer bölgelerdekinden farklı olarak Alt Triyas yaşlı Katarası formasyonunun yaklaşık 5 m kalınlığındaki dolomitik kireçtaşlarıyla temsil edildiğini vurgulamıştır.

Atabey (1993), Gürün-Sarız arasında yüzeyleyen Doğu Toros otoktonunun uzantısını oluşturan Gürün otoktonunun stratigrafisini incelemiş ve bölgede en yaşlı birim olarak Üst Devoniyen yaşlı Gümüşali formasyonunun bulunduğunu belirtmiştir.

Önceki çalışmalara bakıldığında bölgede gerçekleştirilen incelemelerin büyük çoğunluğunun stratigrafik veya genel jeolojik, diğer az bir bölümünün ise paleontolojik, petrol jeolojisi ve yapısal jeoloji amaçlı olduğu göze çarpmaktadır. Karbonat kayaçların petrografisi, jeokimyası ve kökeniyle ilgili birkaç çalışma dışında, genelde diyajenez-ankimetamorfizma-epimetamorfizma geçişlerinin belirlenmesine, dar anlamda sedimanter kayaçların özellikle kil ve karbonat mineraloji-petrografisi ve jeokimyasına yönelik ayrıntılı incelemeler bulunmamaktadır. Stratigrafik incelemeler değerlendirildiğinde de yazarların aynı formasyon adlamaları kullanmalarına rağmen farklı litolojileri temel aldıkları görülmüştür. Şöyleki, litostratigrafi birimleri bölümünde de ayrıntılı olarak açıklanacağı gibi, bazı araştırmacılar aynı litolojiler için aynı formasyon adı kullanmakla birlikte, bazıları ise aynı formasyon adını litolojilerin bir kısmı için kullanmış, diğer bölümü için ayrı bir formasyon tanımlaması yapmıştır. Bu karışıklıklar ise deneştirmelerde birtakım güçlüklerle yol açmaktadır. Bu farklılıkları göstermek için yakın bölgede gerçekleştirilen ayrıntılı çalışmaların bir korelasyonu verilmiştir (Şekil 1.2).



Şkil 1.2. İncelene alanı ve yakın çevresinde yapılan çalışmaların denştirilmesi



## 2. STRATİGRAFİ VE TEKTONİK

İnceleme alanının saha çalışmaları 1991-1994 yılları arasında gerçekleştirilmiştir. İlk aşamada bölgede önceki araştırmacılarca yapılan 1:25 000 ölçekli haritalar (bkz. Ek-1; 1:25 000 pafta indeksi) yardımıyla birimlerin litolojik özellikleri ve stratigrafik ilişkileri incelenmiş ve gerekli görülen yerlerde bazı değişiklikler yapılmış olup, bunlar formasyonların özelliklerinin anlatılması sırasında ayrı ayrı belirtilecektir. Metin ve diğerleri (1990) tarafından derlenen Elbistan İ 22 paftasının 1:100 000 ölçekli jeolojik haritasının kuzeydoğusuna (Sarız kuzeyi), Oflu (1992) tarafından yapılan 3 adet 1:25 000 ölçekli pafta ile güneybatısına (Saimbeyli) Tutkun (1984) tarafından yapılan 2 adet 1:25 000 ölçekli jeolojik harita eklenerek bölgenin tümünü temsil eden daha geniş bir alanın 1/100 000 ölçekli bir jeoloji haritası düzenlenmiştir. Jeolojik haritanın düzenlenmesinde yukarıdaki araştırmacıların haritalarının yanı sıra, aynı bölgede daha önce çalışan diğer araştırmacıların haritaları da (Özgül ve diğ., 1972; Metin ve diğ., 1987) göz önüne alınmıştır. Doğu Toros otoktonunun incelendiği çalışmada allokton birimlerin ayrıtısına inilmemiş ve haritada yalnızca otokton birimle olan bindirmeli sınırları çizilmiştir.

Birimlerin bölgedeki düşey ve yanal yöndeki gerek litolojik-stratigrafik ve gerekse mineralojik-jeokimyasal değişimlerini belirlemek amacıyla her formasyondan mümkün olduğunca Sarız, Tufanbeyli ve Saimbeyli bölgelerini temsil edecek şekilde en az birer adet stratigrafik kesit ölçümleri gerçekleştirilmiştir. Bölgede geniş bir yayılım gösteren otokton istifin ölçülen stratigrafik kesitlere dayanılarak genelleştirilmiş kronostratigrafik istifi oluşturulmuştur (Şekil 2.1).

Birimlerden alınan 1117 örnekten 45' i noktasal 1072' i ölçülü kesit örnekleridir. Bu örneklerin litostratigrafik birimlere göre dağılımı Çizelge 2.1. de verilmiştir. Kayaçların adlandırılmasında yapısal-dokusal özelliklerinin yanı sıra X-ışınları ve kimyasal çözümleme sonuçlarından da yararlanılmıştır.

İncelemenin konusunu oluşturan Doğu Toros Otoktonu (Geyikdağı Birliği; Özgül, 1976) Kambriyen' den Tersiyer' e kadar uzanan birimleri kapsamakta olup (Şekil 2.2), bölgedeki allokton birimlerin (Kireçlik Yayla Karmaşığı, Andırın Karmaşığı ve Göksun Metamorfileri) temelini oluşturmaktadır (bkz. Şekil 1.1). Otokton istife ait Kambriyen-Eosen yaş aralığına sahip on beş litostratigrafi birimi ayrıntılı olarak incelenmiş olup, Eosen' den daha genç olan örtü kaya birimleri ile allokton birimler inceleme konusunun dışında kaldığı için kısaca tanımlanmıştır.

ÜST SİSTEM		SİSTEM		SERİ		SİMGE		KALINLIK m.		LİTOLOJİ	
P A L E O Z O Y İ K		M E S O Z O Y İ K		S E N O Z O Y İ K		K U V A T E R N					
KAMBRİYEN		DEVONİYEN		SİLÜRYEN		KRETAZE		T E R S İ Y E R			
ALT		ÜST		ALT		ÜST		PALEOSEN		EÖSEN	
OÜ		D		Ü		Ü		Th		Ts	
e		d		a		a		AL		ORTA	
100		210		300-4000		170-55		125		240	
?											
<p><b>A Ç I K L A M A L A R</b></p> <p>Alüvyon Pekışmemiş konglomera, kumtaşı ve marn Olivin bazalt ve dasit      Andezitik tüf Kömür arakatlı killi kireçtaşı, marn</p> <p>Bol nummulitli yer yer çörtlü ve killi kireçtaşı</p> <p>Tk : Kireçtaşı-killi kireçtaşı-marn ardalanması</p> <p>Th : Killi, kumlu ve çörtlü kireçtaşı arakatlı ince tabakalı kireçtaşı</p> <p>Kg : Kumlu kireçtaşı-marn-killi kireçtaşı ardalanması Ke : Pelajik çörtlü kireçtaşı Rudist kavkılı sarımsı krem renkli kireçtaşı</p> <p>Masif kireçtaşı ve dolomit</p> <p>Kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı ve dolomit Kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı, kumtaşı ve marn Organik maddeli şeyl laminasyonlu kireçtaşı Kireçtaşı-dolomitik kireçtaşı-şeyl ardalanması</p> <p>Resifal kireçtaşı arakatlı kumtaşı-silttaşı-şeyl ardalanması</p> <p>Şeyl arakatlı kristalize kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı ve dolomit</p> <p>Kumtaşı-kumlu kireçtaşı-şeyl ardalanması Ortoşerâslı ve yumrulu kireçtaşı-şeyl ardalanması Şeyl, silttaşı-organik maddeli şeyl ardalanması Şeyl arakatlı konglomera, kumtaşı Yeşil renkli şeyl Metasilttaşı arakatlı ankimetamorfik şeyl Yumrulu metakireçtaşı-arduvaz ardalanması Yumrulu metakireçtaşı, dolomitik metakireçtaşı Yumrulu metakireçtaşı aratabakalı arduvaz ve metasilttaşı</p>											

Şekil 2.1. İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafi dikme kesiti

Çizelge 2.1. Kayaç örneklerinin litostratigrafik birimlere göre dağılımı

	Noktasal	Kesit
<b>ÖRTÜ KAYA BİRİMLERİ</b>		
Pliyosen oluşuklar	2	-
Sümbüldağ formasyonu	2	26
Demiroluk formasyonu	-	20
<b>OTOKTON KAYA BİRİMLERİ</b>		
Kayapınar formasyonu	-	19
Hocabet formasyonu	3	111
Güzelinköy formasyonu	-	20
Elmaçat formasyonu	-	28
Yanıktepe formasyonu	1	19
Köroğlutepe formasyonu	-	85
Ayvat formasyonu	-	17
Katarası formasyonu	6	116
Yığıltepe formasyonu	6	69
Ziyarettepe formasyonu	-	73
Gümüşali formasyonu	3	110
Şafaktepe formasyonu	1	117
Ayitepesi formasyonu	2	40
Yukarıyayla formasyonu	1	43
Puşutepe formasyonu	-	15
Halityayla formasyonu	-	14
Armutludere formasyonu	-	60
Değirmentaş formasyonu	-	40
Emirgazi formasyonu	6	30
<b>ALLOKTON KAYA BİRİMLERİ</b>	12	
<b>Toplam</b>	45	1072

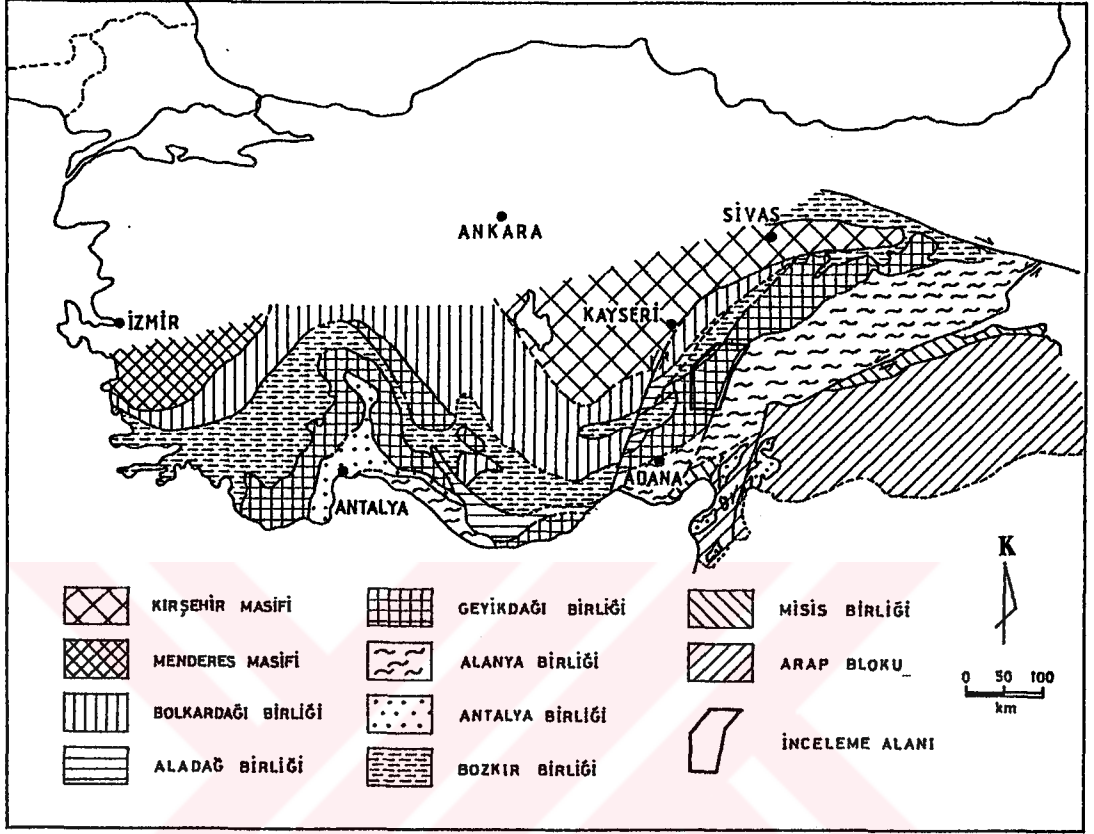
## 2.1. Otokton Litostratigrafi Birimleri

### 2.1.1. Emirgazi formasyonu (εe)

#### 2.1.1.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü

İnceleme alanının batı kesiminde Emirgazi ve Çeralan ile Ayvat ve Akdere köyleri çevresinde yüzlek vermektedir. Yayılmı KD-GB doğrultulu olup KB ve GD sınırları faylıdır (bkz. Ek-1). Ayrıca Çakırlar ve Güzelim köyleri çevresinde de küçük yüzlekler (yaklaşık 1-2 km<sup>2</sup>) sunmaktadır.

Aşınmaya elverişli litolojilere sahip olması nedeniyle çevresindeki karbonatlı kayalardan oluşan birimlere göre daha düşük topografik seviyelerde yer almaktadır. Bununla birlikte, arduvazlarla arakatlı olarak bulunan 3-5 m kalınlıktaki yumrulu metakireçtaşı seviyeleri az engebeli birim içerisinde yer yer küçük çıkıntılar oluşturmaktadır.



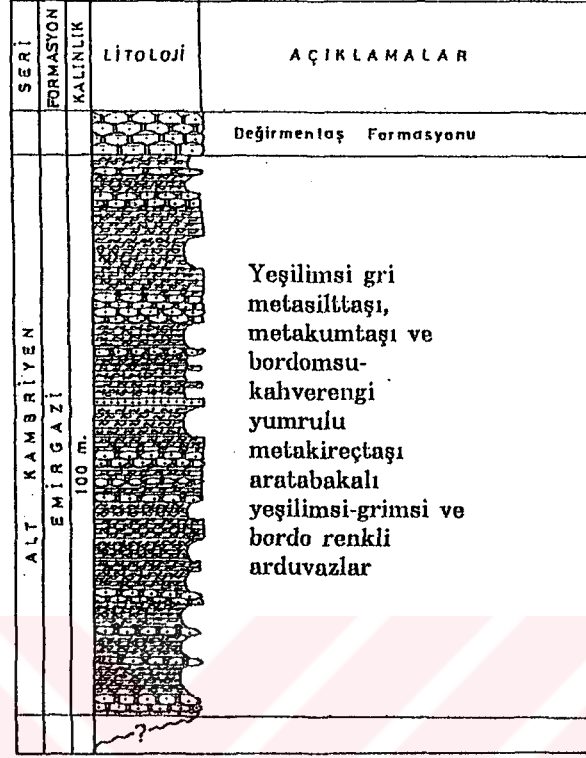
Şekil 2.2. Toros otoktonunun yayılımı ve diğer birliklerle ilişkisi (Özgül' den 1976 basitleştirilerek alınmıştır)

#### 2.1.1.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar

Emirgazi formasyonunun (Özgül ve diğerleri, 1973) tip kesit ölçümü en karakteristik olarak yüzeylendiği yer olan Emirgazi köyü kuzey kesiminde yapılmış (bkz. Ek-1) ve 100 m kalınlık ölçülmüştür (Şekil 2.3). Birimin tabanı gözlenmediği için ölçülen kalınlık birimin gerçek kalınlığını yansıtmamaktadır.

Birimin egemen litolojisini arduvaz ve bunlarla arakatlı metasilttaşı ve metakireçtaşı seviyeleri oluşturmaktadır. Arduvazlar zeytin yeşili, grimsi yeşil ve yer yer bordo renkli olup, tabakalanma düzlemine çapraz durumlu diğer bir ifadeyle kesişen kalem yapısı (Ramsay ve Huber,1989) gösteren yarılımlı, parlak ve kırılğan bir görünüm sunmaktadır (Şekil 2.4).

Metakireçtaşları yumrulu ve mikrokıvrımlı görüntüleriyle karakteristikler. Orta ve yer yer kalın tabakalı olup (3-4 m) belirgin bir yönlenmeye ve bol kırıklı yapıya sahip olması nedeniyle buruşma klivajına ve gözlü gnayslara benzer yumrulu yapıya sahiptirler (Şekil 2.5). Genellikle bordo-kahverengimsi renkli olup bordo ve yeşilimsi bir



Şekil 2.3. Emirgazi formasyonunun Emirgazi köyü kuzeyindeki dikme kesiti

kalsit hamuru içerisinde 3-5 cm' kalınlığa sahip pembemsi-beyazımsı renkli kalsit ve kuvars minerallerinden oluşan yumrular içermeleri nedeniyle alacalı bir görünüme sahiptirler. Metakireçtaşlarını oluşturan yumrulu bileşenler uzun eksenleri tabakalanma ve/veya şistozite düzlemine paralel olacak şekilde dizilmişlerdir. Metakireçtaşları 10-15 cm kalınlığa sahip bordomsu-yeşilimsi arduvaz arakatıkları içermektedir (Şekil 2.6). Metakireçtaşı seviyeleri formasyon içerisinde alttan üste doğru homojen bir dağılım sunmakla birlikte orta ve üst seviyelere doğru kısmen artmaktadır (Şekil 2.3).

Metasilttaşları daha çok yeşilimsi renkli ve el örneği düzeyinde arduvazlara göre daha sert ve daha belirgin yönelme sunarlar. Arduvazlara göre daha fazla çıkıntılar oluşturmaları ile karakteristiktir (Şekil 2.7). Metasilttaşları arasında 2-3 cm kalınlığında, genellikle yeşilimsi ve bordo renkli, daha yumuşak ve oldukça kaygan arduvaz arakatıkları da gözlenmektedir. Ender olarak gözlenen grimsi-siyahımsı renkli metakumtaşları 10 cm kalınlığında olup, arduvazlar içerisinde metasilttaşları gibi küçük çıkıntılar oluşturmaktadır.

Birim Çakırlar köyü güneyinde tümüyle yeşil renkli breşik arduvaz parçaları içeren ve varlığı ilk defa bu çalışmada ortaya konulan altere görünümlü grimsi-sarımsı renkli metadolomit arakatıklı yeşilimsi-grimsi renkli arduvazlar ile temsil edilmektedir. Gerek görünüm ve litoloji, gerekse metamorfizma derecesinin biraz daha yüksek olması açısından Emirgazi köyü çevresindekilerden farklıdır.



Şekil 2.4. Emirgazi formasyonundaki kahverengimsi-bordomsu renkli kesişen kalem yapısına sahip arduvazlar (Emirgazi köyü kuzeyi )

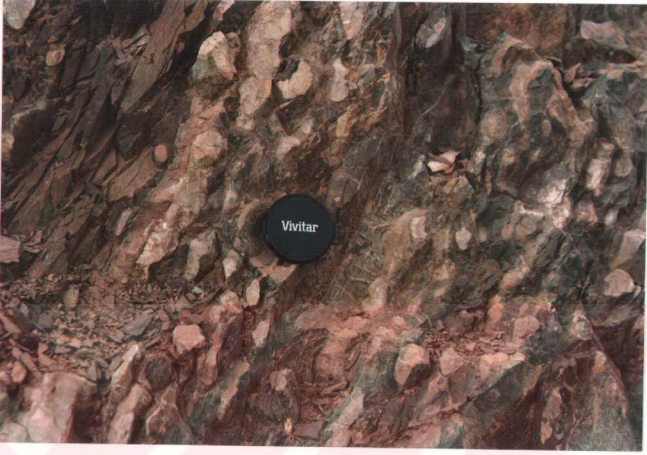


a



b

Şekil 2.5. Emirgazi formasyonu içerisindeki kahverengimsi yumrulu metakireçtaşı arakatıkları (Emirgazi köyü kuzeyi ), a. Uzaktan, b. Yakından görünüm



Şekil 2.6. Emirgazi formasyonundaki alacalı görünüme sahip yumrulu metakireçtaşları içerisindeki arduvaz arakatlıları ( Emirgazi köyü kuzeyi)



Şekil 2.7. Emirgazi formasyonunun düşey tabakalanma gösteren yeşilimsi-grimsi renkli belirgin şistozite (klivaj) düzlemlerine sahip arduvazlar içinde çıkıntılar oluşturan metasittaşları (Emirgazi köyü kuzeyi)

Birimin sınırlarının faylı olması ve dike yakın tabaka eğimlerine ve yaygın mikro kıvrımlara sahip olması, kırılğan ve yumrulu görünümünü tektonik hareketler sonucu kazandığını ortaya çıkarmaktadır. Arduvazların parlak ve kaygan olmasının nedeni de kayma yüzeylerinin bol olmasının yanı sıra ve bol miktarda içerdikleri mika ve klorit minerallerinden de ileri gelmektedir.

### 2.1.1.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum

Birim içerisinde herhangi bir fosil bulunamamıştır. Bununla birlikte gerek stratigrafik konumu ve gerekse Toros kuşağındaki eşdeğerleri ile karşılaştırılarak yaşının Kambriyen (Özgül ve diğerleri, 1973) veya Alt Kambriyen (Metin, 1984, Metin ve diğerleri, 1984) olduğu belirtilmiştir.

Dean ve Monod (1990) formasyonun tip kesiti Derik (Mardin) yöresinde bulunan Zabuk formasyonu'na karşılık geldiğini vurgulamışlardır. Formasyonun Doğu Torosların batı kesimindeki Kozan, Mansurlu ve Feke dolayları (Ayhan ve diğerleri, 1972; Metin ve diğerleri, 1987; Ayhan, 1987/1988) ile Armutalan ve Gedikli (Saimbeyli) yörelerinde de (Metin, 1983/1984; Metin, 1984) değişik fasiyeslerde yüzyletiği bildirilmektedir.

Karşılaştırma yapıldığında jeolojik yaş veya stratigrafik konumdan ziyade litolojik tanımlamaların oldukça farklı ve yetersiz olması birimlerin denestirilmesini zorlaştırmaktadır. Önceki araştırmacılar kil, silttaşı ve kumtaşı olarak tanımlanan litolojiler sırasıyla arduvaz ve metasilttaşlarına karşılık gelmekte, diğer taraftan aynı litolojiler için kullanılan şist şeklindeki adlamalar da metamorfizma derecesinin gerçektekenden daha yüksek anlaşılmasına neden olmaktadır.

Formasyonun genelde kuvars ve feldispatca zengin bir kaynaktan (metamorfik ve magmatik) beslenen az derin bir ortamda (litoral-sublitoral) yüksek enerjide çöklediği belirtilmiştir (Özgül ve diğerleri, 1973; Metin, 1984; Ayhan, 1987/1988). Birimin egemen litolojisini oluşturan arduvaz ve metasilttaşları, kiltası ve silttaşı türü sedimanter kayalardan itibaren gelişmişlerdir. Arakatıklar şeklinde gözlenen metakireçtaşları ise silttaşı, kiltası ve kumtaşı arasındaki kireçtaşlarını temsil etmektedir. Sonuçta; daha çok kırıntılı ve yer yer kimyasal kayalardan oluşan sedimanter istif çok düşük dereceli metamorfizmaya (gömülme metamorfizması) uğramış ve yoğun tektonik hareketlerin etkisiyle oldukça kırıklı, yarılımlı, kıvrımlı ve yönlü yapılar kazanmışlardır. Birimin Çakırlar köyü çevresinde yüzyleyen litolojileri tümüyle arduvaz ve dolomitik metakireçtaşları ile temsil edilmekte metamorfizma dereceleri daha yüksektir. Bu da Çakırlar köyü çevresinde gözlenen litolojilerin Emirgazi formasyonunun en alt seviyelerini temsil ettiğini düşündürmektedir.



### 2.1.2. Değirmentaş formasyonu (€ d)

#### 2.1.2.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü

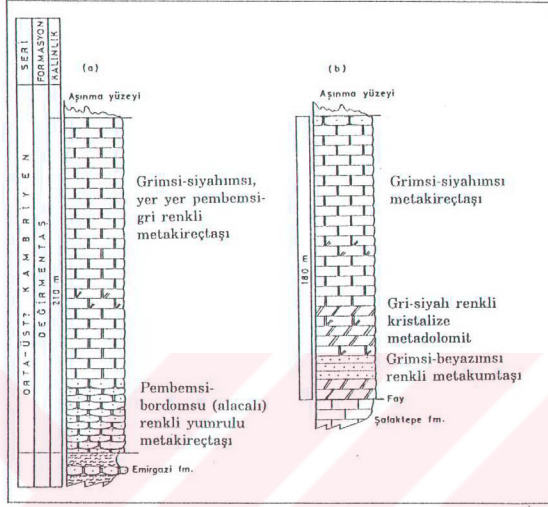
İnceleme alanının batı kesiminde Emirgazi ve Doğanlı köyleri çevresinde geniş yüzlekler şeklinde izlenmektedir. Değirmentaş köyü kuzeyinde ise daha küçük yüzlekler verecek şekilde KD-GB yönlü bir uzanıma sahiptirler. Yüksek ve sarp topoğrafyalar ile sivri tepeler oluşturmaları nedeniyle altında uyumlu olarak yeralan ve daha fazla aşınmış olan Emirgazi formasyonu üzerinde yüksek ve sivrimsi tepcıklar şeklinde kolaylıkla ayırt edilebilmektedir.

#### 2.1.2.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar

Değirmentaş formasyonunun (Demirtaşlı, 1967) kesit ölçümleri Emirgazi köyünün güney ve kuzeyinde olmak üzere iki yörede gerçekleştirilmiş ve sırasıyla 210 ve 180 m kalınlıklar ölçülmüştür (Şekil 2.8). Güneydeki kesitte formasyonun alt sınırı uyumlu olmakla birlikte üst sınırı aşınma yüzeyine karşılık gelmektedir. Kuzeyde ölçülen kesitte referans kesit özelliğinde olup her iki kesit de gerçek kalınlığı yansıtmamaktadır.

Güneydeki kesitte (Şekil 2.8.a) en alt seviyelerdeki kırmızımsı-bordomsu alacalı renkli ve yumru metakireçtaşları Emirgazi formasyonundakilere büyük benzerlik göstermektedir. Bu benzerlik, formasyonun Emirgazi formasyonu üzerine uyumlu geldiğinin bir göstergesi olarak değerlendirilmiştir. Metakireçtaşlarının pembemsi-kırmızımsı alacalı renkli olması içerdiği karbonat dışı bileşenlerden (litoklastlardan) kaynaklanmaktadır. Bu nedenle alt seviyedeki metakireçtaşları gerek el örneği ve gerekse mikroskopik ölçekte belirgin bir yönlenmeye sahiptirler. Üst kesimlere doğru beyazımsı-gri ve en üst seviyelerde de grimsi-siyah renkli metakireçtaşlarına geçmektedirler. Üst seviyelerdeki metakireçtaşları alt seviyelerdekine göre yaygın kalsit dolgulı çatlaklar içerirler. Metamorfizma izi alt seviyelerdeki kireçtaşlarında daha belirgindir.

Değirmentaş formasyonunun kuzeydeki kesitte (Şekil 2.8.b) formasyonun alt sınırı Devoniyen yaşlı Şafaktepe formasyonu ile faylıdır. Alt seviyelerinde 5-6 m kalınlığında grimsi-siyahımsı renkli metadolomitlerle başlamakta bunu 3-4 m kalınlıktaki beyaz renkli metakuvarskumtaşları izlemektedir. Birim orta kesimlere doğru dolomitik metakireçtaşı ve metadolomit ardalanmasına, en üst seviyelerde ise 5-6 m kalınlığındaki kahverengimsi bordo alacalı renkli yumru kireçtaşlarına geçmektedir. Üstte yer alan bu seviyenin kılavuz seviye niteliğinde olduğu önceki çalışmalarda da vurgulanmıştır (Özgül ve diğerleri, 1972; Metin ve diğerleri, 1987). Metin (1983/1984, 1984), Develi ve Saimbeyli çevrelerinde yaptığı çalışmalarında bu formasyonun üst seviyesindeki alacalı ve yumru kireçtaşlarını Kerkeztepe formasyonu olarak ayrıca ele almıştır.



Şekil 2.8. Değirmentaş formasyonunun dikme kesitleri, a. Emirgazi köyü güneyi, b. Emirgazi köyü kuzeyi

Formasyonun üstteki birime uyumlu geçiş gösterdiği en üst seviyeleri Değirmentaş köyü kuzeyinde gözlenmekte olup, yaklaşık 30 m kalınlığındadır. Altta gri-krem renkli, üste doğru grimsi alacalı renkli ve kısmen yumrulu özellik kazanmaktadır.

### 2.1.2.3. Yaş, karşılaştırma ve Yorum

Konodont (Metin, 1983/1984, 1984; Ayhan, 1987/1988), trilobit (Dean ve Krumenacher, 1961; Özgül ve diğerleri, 1973) fosillerine ve stratigrafik konumuna göre formasyonun yaşı Orta-Üst (?) Kambriyen'dir.

Formasyonun Orta Torosların batı kesiminde Seydişehir bölgesinde yer alan Çaltepe kireçtaşı ile aynı stratigrafî ve kaya türü özellikleri gösterdiği belirtilmektedir (Özgül ve diğerleri, 1973). Hakkari güneyindeki Koruk formasyonu da Değirmentaş formasyonuna eşdeğer kabul edilmiştir (Dean ve diğerleri, 1981; Dean ve Monod, 1990).

Rekristalizasyon süreçleri kireçtaşlarının metamorfizma öncesi gerçek dokusunu kısmen de olsa yok etmiş olmakla birlikte, formasyonun alt ve orta seviyelerindeki tekdüze metakireçtaşları duraylı bir şelf ortamını karakterize etmekte, üst seviyelerdeki alacalı renkli ve yumrulu serisitli metakireçtaşları ise ortamın giderek duraysızlık kazandığını diğer bir ifadeyle karadan türeyen malzemenin daha etkin olduğunu işaret etmektedir.

### 2.1.3. Armutludere formasyonu (Oa)

#### 2.1.3.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü

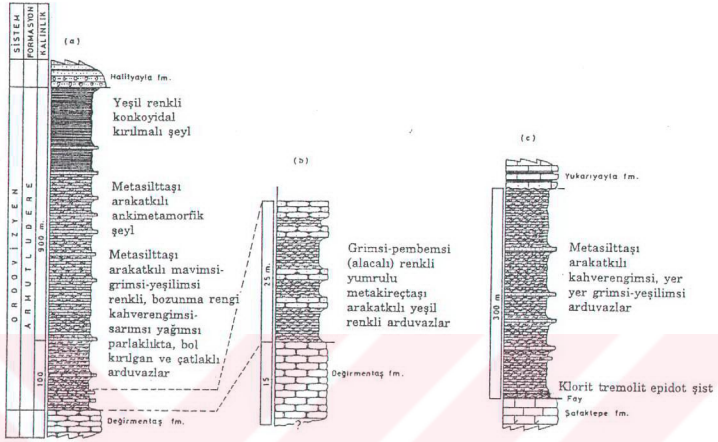
Formasyon inceleme alanının batı kesiminde kuzeyden güneye doğru Değirmentaş, Akdere, Tozlu, Doğanlı, Evcı, Ortaköy köyleri boyunca KD-GB doğrultulu olarak geniş yüzlekler vermektedir. Formasyonun KB sınırı faylı olup GD sınırı Halıyaylası formasyonu tarafından uyumlu olarak örtülmektedir. Daha güneyde ise Saimbeyli ilçesi ve Gürleşen köyleri arasında asfalt yol boyunca yaklaşık K-G doğrultulu olarak yüzeylenmektedir. Burada ise doğu sınırı faylı olup batı sınırı Silüriyen yaşlı formasyonlarla uyumlu olarak örtülür. Formasyon, çok geniş alanları kaplayan az engebeli düzlükler oluşturacak şekilde yayvan bir görünüm sunar.

#### 2.1.3.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar

Demirtaşlı (1967) tarafından adlandırılan formasyonun tip kesit ölçümü Sarız ve Tufanbeyli arasında yer alan Değirmentaş köyünün yaklaşık 3 km kuzeydoğusundaki Toybuk yaylası ile Halayık tepe arasında yapılmış ve 1000 m kalınlık ölçülmüştür (Şekil 2.9.a). Alt seviyeleri üst seviyelere göre daha heterojen olması nedeniyle 25 m kalınlıktaki kesimde daha ayrıntılı tip kesit ölçümü ve örnek alımı gerçekleştirilmiştir (Şekil 2.9.b). Daha güneyi temsil eden tip kesit ölçümü, Saimbeyli ilçesinin yaklaşık 5 km güneyindeki Cinlipınar derede gerçekleştirilmiş ve burada da 300 m kalınlık elde edilmiştir (Şekil 2.9.c).

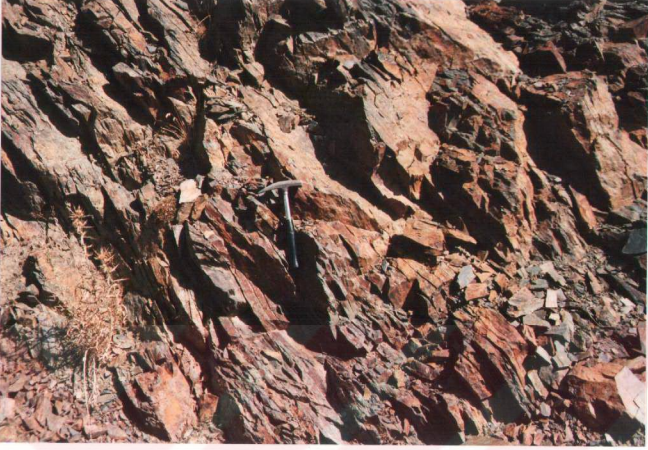
Formasyonun alt seviyeleri yeşilimsi renkli, yer yer trilobit içeren parlak yüzeyli ve üst seviyelere göre daha belirgin yönelme ve/veya klivaj düzlemleri gösteren arduvaz (Şekil 2.10) ve pembemsi-grimsi renkli yumru lu metakireçtaşı arakatıklarından oluşmaktadır. Arduvazların dış yüzeyi sarımsı kahverengimsi, taze kırık yüzeyleri ise yeşilimsidir. Bu seviyedeki arduvazların çatlaklarında spekülait dolguları da gözlenmiştir.

Arakatkılar şeklinde gözlenen metakireçtaşları içerdikleri mikamsı minerallerden ileri gelen yönelmelerinin yanı sıra yumru lu görünümleriyle de karakteristiktir. Tektonik etkiler sonucu sucuk yapısı kazanmış yumru lu metakireçtaşları daha önceki bazı yazarlarca "fileli kireçtaşı" olarak adlandırılmıştır (Ayhan, 1987/1988). Yaklaşık 50 m kalınlığındaki bu seviyenin üzerinde tümüyle homojen bir görünüm sunan metasilttaşı arakatıklarından oluşan arduvazlar yer almaktadır. Daha üstteki seviyelerde yer alan yeşilimsi-kahverengimsi renkli arduvazlar alt seviyelerdekilere göre daha az yönelme buna karşın daha çok keşişen kalem yapısı göstermesi nedeniyle konkoyidal kırılmalara sahiptir (Şekil 2.11). Bu seviyelerdeki arduvazlarda tabakalanma düzlemine vev konumlu yarılmlar da tipiktir. Birimin orta seviyelerinde genellikle yeşilimsi grimsi ve kahverengimsi gibi değişik renkli litolojiler daha ince tabakalı ve/veya laminalı görünüme sahip olup,

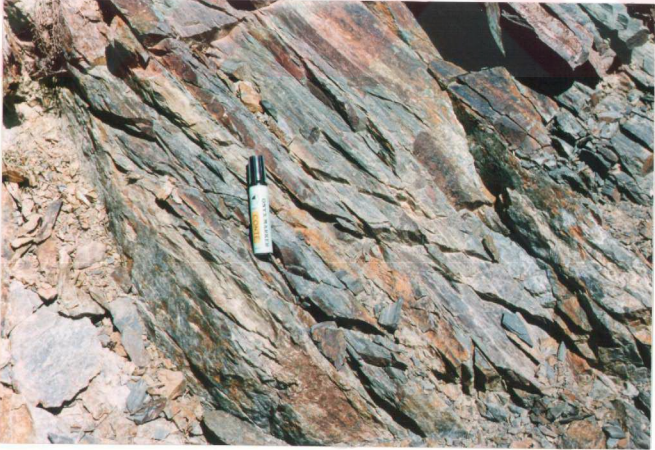


Şekil 2.9. Armutludere formasyonunun Tufanbeyli ve Saimbeyli yörelerindeki tip ve referans kesitleri a. Toybuk yaylası-Halayiktepe arası (Değirmentaş-Tufanbeyli), b. Toybuk yaylası (Değirmentaş-Tufanbeyli), c. Cinlipınar dere (Saimbeyli).

ankimetamorfik şeylleri temsil etmektedir. Kuvars ve feldispat türü silikat minerallerinin arttığı metasilttaş seviyeleri ankimetamorfik şeyllere göre biraz daha çıkıntı oluşturduğu için bazı kesimler ardanalmalı gibi görünüm sunmaktadır (Şekil 2.12). Konkoyidal kırınımlı görünüm bu seviyelerde daha belirgindir. Önceki araştırmacılar benzer şekilde arduvazlarda yaygın olarak gözlenen içiçe konili yapıların bu formasyon için tipik olduğunu vurgulamışlardır (Özgül ve diğerleri, 1973; Metin, 1983/1984; 1984). En üst seviyelere doğru ise şeyller egemen olmaktadır (Şekil 2.13). Alt seviyelerden üst seviyelere doğru yönelme ve/veya şistozite izlerinin azalması veya diğer bir ifadeyle arduvazların şeyl benzeri görünüm kazanması, 1000 m kalınlığındaki birim metamorfizma derecesinin alttan üste doğru azalmasına işaret etmektedir. Formasyondaki özellikle alt seviyede gözlenen arduvazların daha fazla yeşilimsi renklere sahip olması bol miktarda içerdiği klorit minerallerinden ileri gelmektedir. Orta seviyelerdeki ankimetamorfik şeyller ile arakatlı olarak gözlenen metasilttaşları genellikle koyu grimsi renklere sahip olup, daha önce de belirtildiği gibi arduvazlara göre çıkıntular oluşumlarıyla karakteristiktir. Arduvazlara göre daha fazla kuvars ve feldispat içermeleri metasilttaşlarının daha sert ve belirgin konkoyidal kırınımlı olmalarına neden olmaktadır.



Şkil 2.10. Bozunma rengi, sarımsı-kahverengimsi, tane kırık yüzeyi yeşilimsi, yer yer trilobitli, kırık ve çatlaklı klivaj yapısı gösteren arduvazlar (Toybuk yaylası, Değirmentaş köyü )



Şkil 2.11. Armutludere formasyonunun orta seviyelerindeki yeşilimsi- kahverengimsi renkli konkoyidal kırılmalı kesişen kalem yapılı arduvazlar (Halevik dere)



Şekil 2.12. Armutludere formasyonunun orta-üst seviyelerindeki kalem yapısı gösteren yeşilimsi renkli ankimetamorf şeyl ve metasilttaşı seviyeleri (Halevik dere)



Şekil 2.13. Armutludere formasyonunun en üst seviyelerindeki yeşilimsi renkli şeyl (Halevik dere)

Formasyonun Saimbeyli bölgesindeki yüzlekleri Sarız ve Tufanbeyli yöresindekilere büyük benzerlik göstermekle birlikte en alt seviyedeki yumrulu metakireçtaşı arakatlı yeşil arduvazlı seviyeler gözlenmemektedir. Arduvazlar genellikle grimsi, yeşilimsi ve yer yer kahverenklidir. Diğer bölgelerdekine göre biraz daha kahverengimsi renklere sahip olması daha fazla Fe-oksihidroksit (götüt) içermesinden kaynaklanmaktadır. Alt sınırı Orta Devoniyen yaşlı Şafaktepe formasyonu ile faylıdır. Buradaki kayalar desimetre kalınlığında olup, tektonizmanın etkisiyle tremolit/aktinolit şist şeklinde tümüyle metamorfik bir özellik sergilerler.

Gerek Sarız ve Tufanbeyli ve gerekse Saimbeyli yörelerinde formasyonun en üst seviyelerinde kuvars ve feldispat türü kırıntılı bileşenlerin daha da azaldığı dikkati çekmekte ve metasilttaşı arakatlıları gözlenmemektedir (Şekil 2.9).

Birimin alt sınırı Değirmentaş formasyonu ile dereceli geçişlidir. Formasyonun alt düzeylerindeki arduvazlarla arakatlı olarak gözlenen yumrulu metakireçtaşları Değirmentaş formasyonundakilere benzerliği göz önüne alındığında, tümüyle kimyasal bir çökeltimden (Değirmentaş formasyonu) sonra Armutludere formasyonunun başlangıcını temsilen tedrici olarak kırıntılı (arduvaz) ve kimyasal çökeltimin (yumrulu metakireçtaşları) meydana geldiğini işaret etmektedir. Üst sınırının inceleme alanının yer aldığı Tufanbeyli bölgesinde yapılan çalışmalara göre (Özgül ve diğerleri, 1972; 1973) Halıtyaylası formasyonu tarafından açılı uyumsuzlukla örtüldüğü bildirilmiştir. Bununla birlikte Develi ve Saimbeyli yörelerinde Metin (1983/1984; 1984), Kozan ve Elmadağı bölgelerinde Ayhan (1987/1988) ile Saimbeyli güneyinde Tutkun (1984), Armutludere formasyonunun Halıtyaylası formasyonu ile uyumlu sınıra sahip olduğunu belirtmişlerdir. Gerçekte arazi gözlemlerine göre belirgin bir uyumsuzluk gözlenmemiş olup, bir uyumsuzluğu yansıtmak şeklinde önemli bir mineralojik ve illit kristalinite farklılığı da bulunmamaktadır. Önceki araştırmacılarca Halıtyayla formasyonunun çakıltaşı ve kumtaşı türü litolojiler kapsamı taban çakıltaşı olarak değerlendirilmişse de çakıl ve kum bileşenlerinin hiç birisi Armutludere formasyonundaki litolojileri içermemektedir. Çakıltaşı ve kumtaşı türü epiklastik kayalar olası olarak taban çakıltaşından ziyade akış rejimindeki değişimi yansıtmaktadır. Nitekim, bölgede son yıllarda gerçekleştirilen çalışmalarda da formasyonun üst sınırının Silüriyen yaşlı Halıtyaylası formasyonu ile uyumlu olduğu belirtilmektedir (Metin ve diğerleri, 1987; 1990).

### 2.1.3.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum

Formasyonun trilobit (Özgül ve diğerleri, 1972), graptolit (Özgül ve diğerleri, 1967; Metin ve diğerleri, 1967) ve brakyopod (Özgül ve diğerleri, 1973) türü fosiller kapsadığı ve yaşının da Ordovizyen olduğu bilinmektedir.

Dean ve Monod (1990), Armutludere formasyonu yerine Seydişehir formasyonu adlamasının yapılmasını önermiştir. Develi ve Saimbeyli bölgelerindeki incelemelerinde Metin (1983/1984; 1984) Armutludere formasyonunun alt seviyelerindeki yumrulu metakireçtaşı arakatlı yeşil ardıvaz seviyelerini "Babadere formasyonu" adı altında ayrı bir formasyon olarak değerlendirmiştir.

Formasyonu oluşturan litoloji adlamaları farklı araştırmacılarca farklı şekillerde yapılmıştır. Örneğin alt seviyedeki yeşil ardıvaz ve yumrulu metakireçtaşları değişik araştırmacılarca; yeşil silttaşı-yumrulu kireçtaşı (Metin, 1983/1984; Ayhan, 1987/1988) ve klorit-serizit-kuvars şist (Özgül ve diğerleri, 1972; 1973) olarak adlandırılmıştır. Orta seviyedeki metasilttaşı arakatlı ankimetamorfik şeyl ile üst seviyelerdeki şeyller ise; kuvarsit aratabakalı şeyl (Özgül ve diğerleri, 1972), milli şeyl (Özgül ve diğerleri, 1973), şeyl, silttaşı, kumtaşı (Metin, 1983/1984; 1984; Metin ve diğerleri, 1987; 1990; Ayhan, 1987/1988), ve metamorfik şisti şeyl ve kıltaşı (Tutkun, 1984) şeklinde isimlendirilmiştir. Tutkun (1984) formasyonun çok düşük dereceli metamorfizmaya uğradığını belirtmiş ancak "metamorfik şisti şeyl ve kıltaşı" gibi kullanımı olmayan adlamalar yapmıştır. Özgül ve diğerleri (1972; 1973) ise, alt seviyeler için "klorit-serizit-kuvars şist" gibi daha yüksek bir metamorfizma derecesini yansıtan adlamalar yapmışlardır. Yazarlar aynı formasyonun üst seviyeleri için diyajenetik koşulları yansıtan "milli şeyl" terimini kullanmışlardır.

Formasyonun Halevik dere kesitinden de görüldüğü gibi, görünüm ve dokusal özellikleri yardımıyla epimetamorfik-ankimetamorfik-diyajenetik zonlar birbirinden ayrırtedilebilmektedir.

Birimin alt seviyeleri kırıntılı ve kimyasal sedimantasyonu temsil eden metakireçtaşı arakatlı ardıvazlardan oluşmaktadır. Bu litolojiler kimyasal sedimantasyon ürünü Değirmentaş formasyonuna ait metakireçtaşlarından itibaren tedrici geçişi işaret eder niteliktedir. Üst seviyelere doğru karbonatlı kayaçların gözlenmemesi tümüyle kırıntılı sedimantasyona geçildiğinin bir göstergesidir. Formasyonu oluşturan litolojiler daha sonra çok düşük dereceli gömülme metamorfizmasına uğramış ve sedimanter kayaçların yerine ardıvaz, metasilttaşı, ankimetamorfik şeyl ve metakireçtaşı türü kayaçlar oluşmuştur. Yoğun tektonik etkiler sonucu mineralojik bileşimlerine de bağlı olarak oldukça kırıklı ve kaygan bir görünümüne sahip olmuşlardır.



## 2.1.4. Halıyayla formasyonu (Sh)

### 2.1.4.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü

İnceleme alanında yayılımı en az olan birimlerden birisidir. Batıda Değirmentaş, Akdere, Evcı, Ortaköy ve Pekmezli köyleri boyunca KD-GB doğrultulu ince bir şerit halinde yüzeylemektedir. Güneyde Saimbeyli ilçesi ve Gürleşen köyü arasında yaklaşık K-G yönlü bir uzanımına sahiptir.

Aşınmaya dayanımının yüksek olması nedeniyle altında ve üstünde yer alan aşınmaya elverişli birimler arasında dirsek şeklinde çıkıntılar oluşturması ve aşınma yüzeylerinin yeşil likenle kaplı olması arazideki ayırtman özelliğidir.

### 2.1.4.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar

Tip kesit ölçümü birimin en tipik gözlemlendiği Değirmentaş köyü güneydoğusunda Halevik dereye gerçekleştirilmiş ve 120 m kalınlık ölçülmüştür (Şekil 2.14).

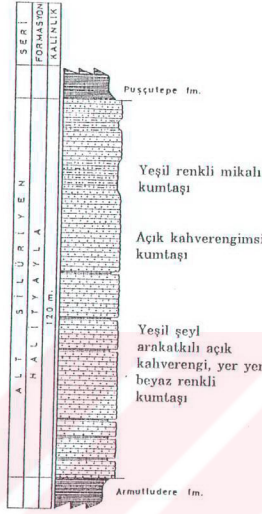
Halıyayla formasyonunun (Demirtaşlı, 1967) egemen litolojisini açık kahverengimsi, beyazımsı ve yer yer yeşilimsi renklere sahip kumtaşları oluşturmaktadır. Çakıltaşları ve çakıllı kumtaşları formasyonun alt seviyelerinde yer almaktadır. Çakıltaşlarının bileşenleri 1-3 cm boyutlarındaki kuvars ve feldispat tanelerinden oluşmaktadır. Kumtaşları 0.5-1 m arasında değişen kalın tabakalanmalı ve bazen laminalı olup, çapraz tabakalanma ve oygu yapıları gibi birincil sedimanter yapılar da içermektedir. Bazı seviyelerde kahverengimsi bordomsu renkli okside zonlar da bulunmaktadır. Kumtaşları düzenli bir tabakalanma göstermemekte olup, bol miktarda kuvars içermesi nedeniyle konkoyidal kırıklı yüzeylere sahiptir. Kumtaşları alt ve orta kesimlerde genellikle 5-10 cm lik ince seviyeler halinde yeşil şeyl, üst seviyelerde killi/mikalı kumtaşları arakatlıları da içerirler.

Formasyonun alt sınırı Armutludere formasyonu, üst sınırı da Puşçütepe formasyonu ile uyumlu bir ilişkiye sahiptir.

### 2.1.4.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum

Birim fosil içermemektedir. Ancak altta Ordovizyen yaşlı Armutludere formasyonu üzerinde uyumlu olarak bulunması ve üzerine de yine uyumlu olarak Alt Silüriyen yaşlı Puşçütepe formasyonunun gelmesi göz önüne alınarak daha önceki araştırmacıların da benimsediği gibi Alt Silüriyen'dir.

Formasyonun Develi-Saimbeyli (Metin, 1983/1984) ve Kozan-Elmadağı (Ayhan, 1987/1988) bölgelerinde de gözlemlendiği belirtilmektedir.



Şekil 2.14. Halityayla formasyonunun tip kesiti (Halevik dere, Değirintaş-Tufanbeyli)

Formasyon içerdiği kayalardan da anlaşılacağı gibi hızlı çökelimin olduğu duraysız ve/veya çalkantılı litoral bir ortamda çökelmiştir. Çakıl ve kum bileşenlerinin çok iyi yuvarlaklaşmamış olması çökelmenin hızlı geliştiğinin bir göstergesidir.

### 2.1.5. Puşçutepe formasyonu (Sp)

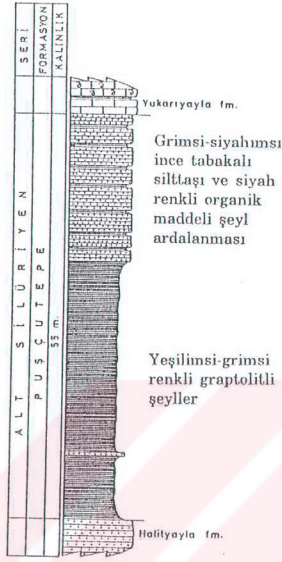
#### 2.1.5.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü

Formasyon inceleme alanının batısında Değirintaş ile Pekmezli köyleri arasında Halityaylası formasyonu ile birlikte KD-GB yönlü ince bir şerit şeklinde uzanır. Tutkun (1984) tarafından gözlenmediği bildirilmekle birlikte, Saimbeyli ilçesinin güneyinde de Saimbeyli-Gürleşen arasında da yüzeylediği belirlenmiştir.

#### 2.1.5.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar

Tip kesit ölçümü Değirintaş köyü güneydoğusundaki Halevik dereye yapılmış ve 55 m kalınlık ölçülmüştür (Şekil 2.15). Saimbeyli güneyinde ise 30 m kalınlığa sahip referans kesit ölçümü gerçekleştirilmiştir.

Demirtaşlı (1967) tarafından Puşçutepe şeyli olarak adlandırılan birim bu çalışmada Puşçutepe formasyonu olarak adlandırılmıştır. Formasyonun alt ve üst seviyeleri



Şekil 2.15. Puşçütepe formasyonunun tip kesiti (Halevik dere )

farklı litolojilere sahiptir (Şekil 2.15). Alt seviyenin egemen litolojisini genellikle açık yeşilimsi yer yer grimsi renkli graptolitli şeyller oluşturmaktadır (Şekil 2.16). Tipik olarak tabakalanma düzlemine paralel yarılım gösteren şeyller oldukça yumuşak olup dağılgan bir özellik sunarlar. Üst seviyeler tümüyle siyah renkli organik maddeli şeyl ve grimsi-siyahımsı renkli silttaşı ardalanmasından oluşur (Şekil 2.17). Silttaşları 5-10 cm kalınlığında oldukça düzgün tabakalanma düzlemlerine sahip olup, bol organik madde içermeleri nedeniyle kömürümsü bir görünüm sunarlar. Silttaşlarıyla ardalanmalı olarak gözlenen organik maddeli şeyller 2-3 cm lik lamimasyonlar halindedir. Birim alttaki ve üstteki formasyonlarla uyumlu sınır ilişkileri sunmaktadır.

### 2.1.5.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum

Özgül ve diğerleri (1973) tarafından birimin alt seviyelerindeki şeyller arasında iyi korunmuş graptolitler belirlenmiş ve Landoveriyen (Alt Silüriyen) yaşı verilmiştir.

Birim Develi-Saimbeyli (Metin, 1983/1984) ve Kozan-Elmadağ (Ayhan, 1987/1988) bölgelerinde de aynı litolojilerle temsil edilmektedir. Ayhan (1987/1988), birime Alt Devonyen yaşlı Yukarıyağa formasyonunu da katarak ikisini birden "Puşçütepe şeyli" olarak tek bir formasyon şeklinde tanımlamıştır.



Şekil 2.16. Puçşutepe formasyonunun alt seviyelerindeki yeşil renkli şeyller (Halevik dere)



Şekil 2.17. Puçşutepe formasyonunun üst seviyelerindeki grimsi-siyahımsı renkli organik maddeli silttaşı ve şeyl ardalanması (Halevik dere)

Formasyon bol organik maddeli şeyleri içermesi göz önüne alındığında aneorobik koşulların egemen olduğu derin ve kapalı bir çökme ortamını karakterize etmektedir. Organik madde ve kuvars içeriğinin alt seviyeden üst seviyeye doğru artması, diğer bir ifadeyle üst seviyede silttaşlarının gözlenmesi ortamın üst seviyelere doğru daha hareketli ve sık olduğunun göstergesidir.

### **2.1.6. Yukarıyla formasyonu (Sy)**

#### **2.1.6.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü**

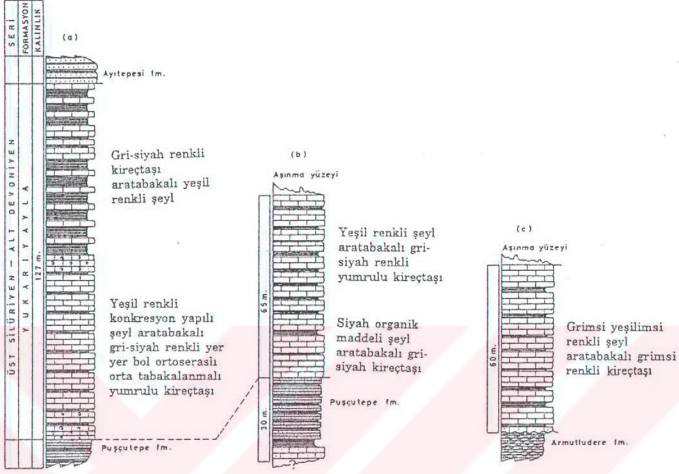
İnceleme alanının batısında Değirmentaş ve Pekmezli köyleri arasında Puşçutepe formasyonunun hemen üzerinde ince bir şerit şeklinde KD-GB doğrultulu bir uzanımına sahiptir. Güneyde Saimbeyli-Gürleşen arasında da benzer şekilde K-G yönlü çok ince bir şerit halinde yüzeylenmektedir. Alttan yukarıya Puşçutepe formasyonuna göre daha engebeli bir topoğrafya sunar. Özellikle kireçtaşlarının daha yoğun olduğu alt seviyeler üst seviyelere göre daha fazla çıkıntılar oluşturur.

#### **2.1.6.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar**

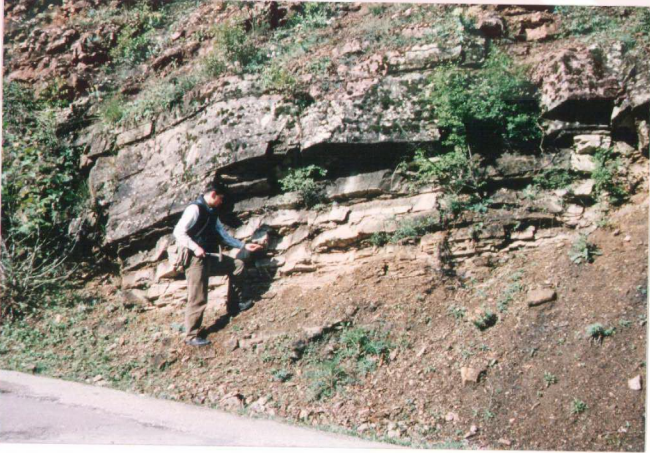
Formasyonun tip kesit ölçümü en iyi gözlemlendiği lokasyon olan Tufanbeyli ve Sarız arasındaki Halevik derede gerçekleştirilmiş ve 127 m kalınlık ölçülmüştür (Şekil 2.18.a). Ayrıca Saimbeyli güneyinde de 60 ve 65 m kalınlıklara sahip iki referans kesit ölçümü yapılmıştır (Şekil 2.18.b-c).

Demirtaşlı (1967) tarafından adlandırılan formasyonun alt seviyeleri gri-siyah renkli, yumrulu (yumru büyüklükleri 2-3 cm) ve bol ortoseras fosilli orta tabakalanmalı (25-30 cm, yer yer 1 m ye kadar ulaşmakta) yumrulu kireçtaşı ve bunlarla aratabakalı yeşil renkli, yarılgan, yer yer konkresyon yapılı, ince tabakalı (5-10 cm) şeylerden oluşmaktadır (Şekil 2.19). Üst seviyelere doğru kireçtaşı oranındaki azalmaya karşın şey miktarı artmaktadır (Şekil 2.18.a). Üst seviyedeki şeylerin kalınlığı 40-50 cm' ye kadar ulaşmakta, buna karşın kireçtaşı seviyelerinin kalınlıkları 15-20 cm ye düşmektedir. Diğer taraftan, Tufanbeyli bölgesindeki benzer litolojilere sahip olan Saimbeyli bölgesinde formasyonun alt seviyesindeki şeylerin Puşçutepe formasyonundakilere benzer şekilde yüksek miktarda organik madde içerdikleri göze çarpmaktadır.

Formasyonun alt sınırı Puşçutepe formasyonu ile, üst sınırı ise Aytepesi formasyonu ile tedicri geçişli bir uyumlu ilişki sunmaktadır.



Şekil 2.18. Yukarıyayla formasyonunun a. Halevik dere, b. ve c. Saimbeyli güncyindeki dikme kesitleri



Şekil 2.19. Yukarıyayla formasyonunun alt seviyelerindeki şeyl aratabakalı kireçtaşları (Saimbeyli-Gürleşen arası yol kenarı)

### 2.1.6.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum

Formasyonun Develi-Saimbeyli (Metin, 1983/1984) ve Kozan-Elmadağ (Ayhan, 1987/1988) bölgelerindeki eşdeğerlerinde Üst Silüriyen yaşlı ortoseras tanımlanmıştır. Birimin stratigrafik konumu da dikkate alınarak önceki araştırmacılarca da belirtildiği gibi (Özgül ve diğerleri, 1973) Üst Silüriyen-Alt Devoniyen yaşlı benimsenmiştir.

İnceleme alanının yakın çevresi olan Develi-Saimbeyli (Metin, 1983/1984) ile Kozan-Elmadağ (Ayhan, 1987/1988) bölgelerinde aynı litolojilerden bahsedilmektedir. Ayhan (1987/1988), formasyonu Puşçutepe formasyonu içinde değerlendirmiştir. Metin (1983/1984), Formasyonun üst seviyelerini temsil eden kalın şeyl-kireçtaşı ardalanmasını "Sıradamlar formasyonu" adı altında ayrı bir formasyon olarak adlandırmıştır.

Formasyon sığ, düşük enerjili ve duraysız şelf koşullarını yansıtan denizel ortamda çöktülmüştür. Kireçtaşı seviyelerinin üste doğru azalması veya şeyl miktarının artması, üst seviyelerin kıvrıntılı sedimantasyonun daha egemen olduğu ve alt seviyelere göre daha sığ bir ortamda oluştuğunu düşündürmektedir.

### 2.1.7. Aytepesi formasyonu (Da)

#### 2.1.7.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü

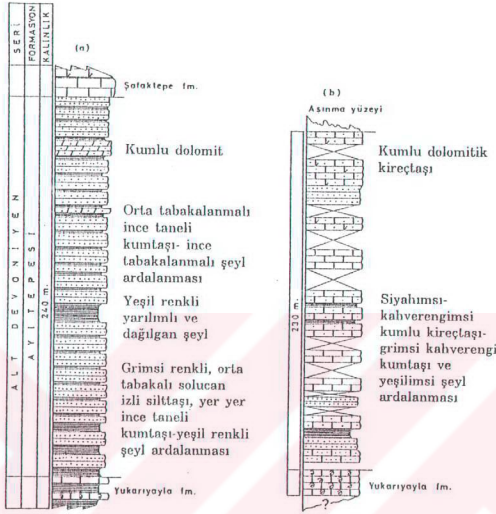
Formasyon inceleme alanının batısında Değirmenteş, Mirzaağa, Akdere ve Tozlu köyleri boyunca ve Damlalı, Akpınar ve Karsavuran köyleri batısında KD-GB doğrultulu uzanım sunarlar. Doğanbeyli ve Çiflik köyleri çevresinde oldukça geniş yüzey alanına sahip yüzlekler de gözlenmektedir. Güneyde, Saimbeyli ve Avcıpınar köyü ile Saimbeyli ve Gürleşen arasında ve Cumhurlu köyü doğusunda yaklaşık K-G yönlü uzanım sergilerler.

Üstte yer alan Yukarıyayla formasyonuna benzer bir görünüme sahip olmakla birlikte biraz daha engebeli bir topoğrafya sunarlar.

#### 2.1.7.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar

Tip kesit ölçümü Halevik derede gerçekleştirilmiş ve 240 m kalınlık ölçülmüştür (Şekil 2.20.a). Saimbeyli güneyinde gerçekleştirilen referans kesit ölçümünde de 230 m kalınlık saptanmıştır (Şekil 20.b).

Formasyon ince taneli kumtaşı (yer yer iri taneli silttaşı) ve şeyl ardalanmasından oluşmaktadır. Kumtaşı dış yüzeyi sarımsı-kahverengimsi, taze kırık yüzeyi koyu grimsi renkli, alt seviyelerde solucan izli olup 20 cm ile 1 m arasında değişen kalınlıklara sahiptir (Şekil 2.21). Kumtaşlarıyla ardalanmalı olarak gözlenen yeşil renkli şeyller alt seviyelerde 20-30 cm kalınlıklarda iken daha üst seviyelerde daha da incelmektedir (10-15 cm). Bununla birlikte orta seviyelerde oldukça kalın şeyl seviyeleri de (10 m) yer alır.



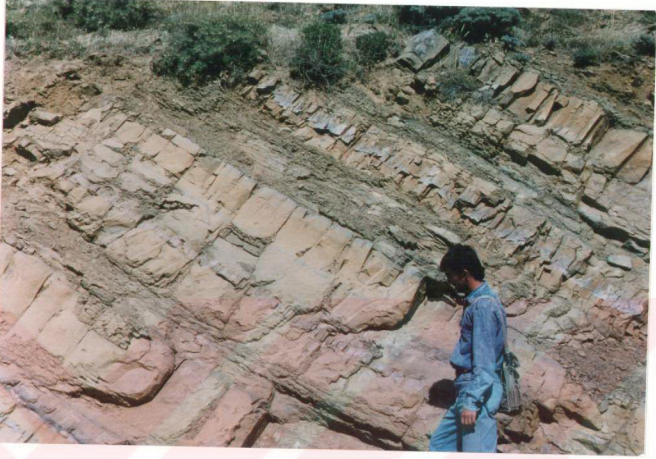
Şekil 2.20. Ayitepesi formasyonunun a. Halevik deredeki tip kesiti, b. Çinlipınar deredeki referans kesiti

Şeyller yarılmalı ve oldukça kırıklı bir görünümlüdürler (Şekil 2.22). Formasyonun üst seviyelerine doğru dolomit çimentolu kumtaşları ve yer yer kumlu dolomitik kireçtaşları ortaya çıkmaktadır. Üste doğru dolomitik kireçtaşlarının ortaya çıkışı Saimbeyli güneyindeki kesitte de görülmektedir (Şekil 2.20b).

Saimbeyli yöresinde formasyon Tufanbeyli bölgesindekinden farklı olarak kumtaşı ve şeyl' in yanı sıra bol fosilli kireçtaşları da içermektedir. Kireçtaşları siyahımsı-kahverengimsi renklerde ve bol miktarda brakyopod içermektedir. Kumtaşları grimsi-kahverengimsi ve yer yer beyazımsı renklere sahip olup kireçtaşı ve kumlu kireçtaşlarına göre daha az bulunmaktadır. Kireçtaşı ve kumtaşları arasında laminalı olarak gözlenen şeyller genellikle grimsi-kahverengimsi ve yeşilimsi renklerde. Kireçtaşı ve kumtaşları 20-40 cm arasında değişen kalınlıklara sahip orta-kalın tabakalıdır. Şeyller ise genellikle 15-20 cm arasında değişen laminalı seviyeler halindedir.

Formasyonun alt sınırı Yukarıyayla formasyonu ile, üst sınırı ise Şafaktepe formasyonu ile uyumludur.





Şekil 2.21. Ayıtepesi formasyonunun alt seviyelerindeki kumtaşı-şeyl ardalanması (Halevik dere)



Şekil 2.22. Ayıtepesi formasyonunun orta seviyelerindeki yeşilimsi renkli yarılgan şeyiller (Halevik dere)

### 2.1.7.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum

Formasyon brakyopod, mercan, krinoid ve trilobitlerden oluşan fosil topluluğuna sahiptir (Özgül ve diğerleri, 1973; Metin, 1983/1984). Bu fosillere ve stratigrafik ilişkilere göre formasyonun yaşı Alt Devoniyen' dir.

Birim inceleme alanının dışındaki Develi-Saimbeyli (Metin, 1983/1984) ve Kozan-Elmadağ (Ayhan, 1987/1988) bölgelerinde de saptanmıştır. İnceleme alanında daha önce çalışan Demirtaşlı formasyonu "Şafaktepe kalkerleri" adı altında üstteki kireçtaşlarıyla birlikte bir bütün olarak değerlendirmiştir. Daha sonra Özgül ve diğerleri (1973), alttaki kumtaşı ve şeyl ardalanmasını burada da kullandığı gibi Ayıtepesi formasyonu olarak ayrı bir formasyon olarak adlandırmışlardır. Tutkun (1984), inceleme alanının güneyini temsil eden Saimbeyli bölgesinde yaptığı çalışmasında en alt seviyede yer alan ve diğer araştırmacılarla Yukarıya formasyonunun karakteristiği olan ortoseraslı kireçtaşlarını da Ayıtepesi formasyonu içerisinde değerlendirmiştir.

Formasyon sığ, litoral-sublitoral bir ortamı yansıtan kırıntılı litolojiler içermektedir. Önemli miktarda kumlu bileşenlere sahip olması bu dönemde mekanik enerjinin etkin olduğuna işaret etmektedir. Üst seviyelere doğru karbonat minerallerinin ortaya çıkışı Şafaktepe formasyona doğru tedrici bir kimyasal çökelimin başladığını göstermektedir.

## 2.1.8. Şafaktepe formasyonu (Dş)

### 2.1.8.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü

İnceleme alanındaki geniş yayılıma sahip birimlerden birisidir. Sarız ilçesinin kuzeybatısından Karapınar, Kıskaçlı köyleri boyunca, ayrıca Tufanbeyli ilçesinin güneyinde Akpınar ve Karsavuran boyunca KD-GB, Tufanbeyli doğusunda ise İğdebel, Bozgüney ve Belbaşı köyleri arasında yaklaşık K-G doğrultulu bir uzanıma sahiptirler. Daha güneyde Yamanlı ve Avcıpınarı arasında KD-GB, Saimbeyli ve Hüseyinbelen köyü arasında K-G, Cumhurlu çevresinde ise yine KD-GB uzanlı olarak yüzülemektedir.

Oldukça kalın istifeye sahip olması ve aşınmaya dayanıklı litolojiler içermesi nedeniyle yüksek topoğrafyalı ve sarp sırt ve tepeler oluşturur. En sarp topoğrafya Saimbeyli kuzeyinde yol boyunca belirgin olarak gözlenmektedir. Yayılımın geniş olması nedeniyle Toroslardaki yüksek dağ serilerinin bir bölümünü de bu formasyon oluşturmaktadır.

### 2.1.8.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar

Tip kesit ölçümü formasyonun en tipik olarak yüzeylediği Tufanbeyli ve Sarız arasındaki Mirzaağa köyü güneyinde yapılmış ve 1300 m kalınlık ölçülmüştür (Şekil 2.23.a). İnceleme alanının en güneyini temsilen Saimbeyli' nin güneyindeki Hüseyinbelen köyü kuzeyinde de kesit ölçümü gerçekleştirilmiş ve burada da 1300 m kalınlık saptanmıştır (Şekil 2.23.b). Formasyonun yanal ve düşey yöndeki değişimlerini belirlemek amacıyla kuzeyden güneye doğru Sarız kuzeyinde Kısaçlı köyü ile Sarız yol ayrımında ve Kısaçlı köyü kuzeydoğusunda olmak üzere iki adet, Sarız ve Tufanbeyli arasındaki Halevik derede bir adet olmak üzere toplam üç adet referans kesit ölçümü gerçekleştirilmiş ve sırasıyla 200, 60 ve 280 m kalınlıklar elde edilmiştir (Şekil 2.24).

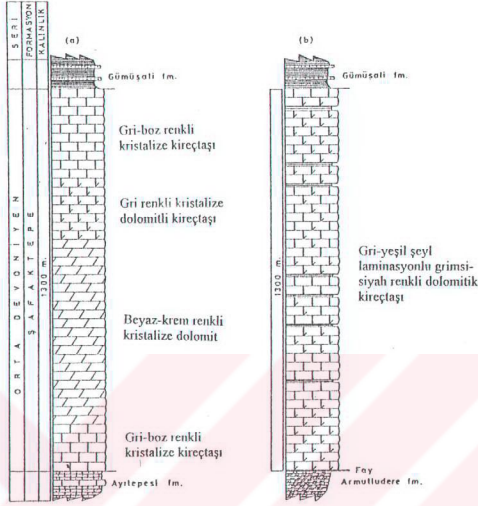
Birimin egemen litolojisini düzenli tabakalanmalı, bazen masif görümlü dolomitik kireçtaşı, kireçtaşı ve ender olarak dolomit türü karbonat kayaçları oluşturmaktadır (Şekil 2.25). Ayrıca Kısaçlı ve Sarız yol ayrımındaki kesitte gözlemlendiği gibi karbonatlı kayaçların yanı sıra arakatlı ve yer yer ardalı olarak çakıltı, kumtaşı, şeyl ve çakıllı veya kumlu kireçtaşı litolojileri de yer alır.

Formasyona ait tip ve referans kesitlerden de görülebileceği gibi karbonat kayaçların dağılımı düzenli olmayıp bollukları ve seviyeleri bölgelere göre farklılık göstermektedir.

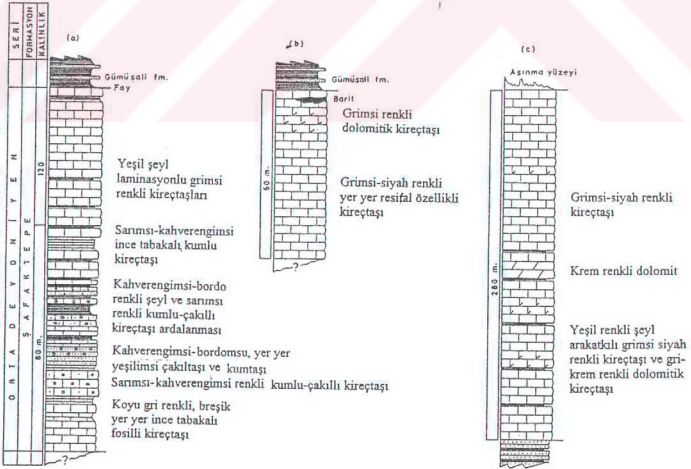
Mirzaağa köyü güneyindeki tip kesitte (Şekil 2.23.a), en alt seviyelerde yaklaşık 150 m kalınlığında gri-boz renkli yağın kalsit damarlı kristalize kireçtaşları yer almaktadır. Bunun üzerine 650 m kalınlığındaki beyaz-krem renkli iri kristalli dolomitler gelmekte, bu seviyeyi 200 m kalınlığındaki gri renkli dolomitik kireçtaşları izlemektedir. En üst seviyede ise 300 m kalınlığındaki grimsi-boz renkli kristalize kireçtaşları yer almaktadır. Bu kesitte alttan üste doğru kireçtaşı, dolomit, dolomitik kireçtaşı, kireçtaşı şeklinde bir dağılım gözlenmektedir.

Halevik deredeki referans kesitte (Şekil 2.24.c) egemen litolojiyi grimsi-siyahımsı renkli kireçtaşı oluşturmakta, krem renkli dolomit ve dolomitik kireçtaşları ender olarak yalnızca arakatlılar şeklinde gözlenmektedir. Daha çok alt seviyelerde olmak üzere yeşil renkli şeyl arakatlıları da yer almaktadır.

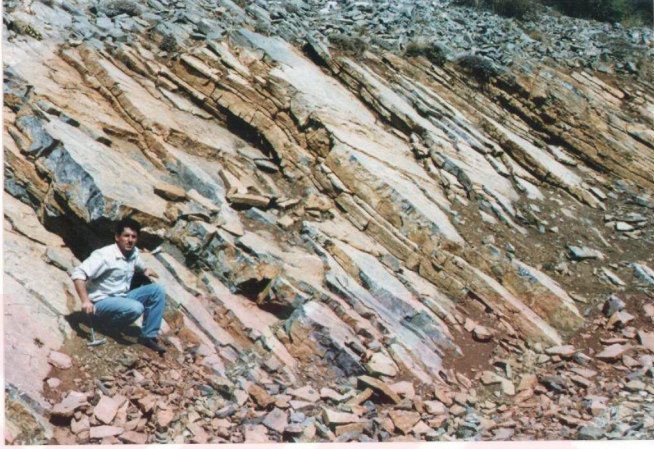
Kısaçlı köyü kuzeydoğusunda (Şekil 2.24.b), kireçtaşları egemen litoloji olup, az miktardaki dolomitik kireçtaşları üst seviyelere doğru ortaya çıkmaktadır. Bu bölgede en üst seviyedeki kireçtaşlarının içerisinde mercek şekilli barit oluşumları da gözlenmektedir. Benzer barit oluşumlarının Mirzaağa köyü yakınlarında da bulunduğu belirtilmiştir (Özgül ve diğerleri, 1973).



Şekil 2.23. Şafaktepe formasyonunun tip kesitleri a. Mirzaağa köyü-Tufanbeyli, b. Hüseyinbelen köyü kuzeyi-Saimbeyli



Şekil 2.24. Şafaktepe formasyonunun referans kesitleri a. Kışkaçlı-Sarız yol ayrımı, b. Kışkaçlı kuzeyi, c. Halevik dere



Şekil 2.25. Şafaktepe formasyonunun tabakalı dolomitik kireçtaşları (Halevik dere)

Saimbeyli bölgesindeki Hüseyinbelen köyü kuzeyindeki kesitte (Şekil 2.23.b), formasyon bu bölgede oldukça homojen olup, bütünüyle gri-yeşil renkli şeyl laminasyonlu dolomitik kireçtaşlarından oluşmaktadır. Kireçtaşları arasındaki şeyl laminasyonları 5-10 cm kalınlığında ve yeşilimsi-grimsi renklerdedir.

Formasyonda karbonatlı kayaçların yanı sıra çakıllıtaşı, kumtaşı, çakıllı ve kumlu kireçtaşı ve şeyl gibi kırıntılı kayaçlar saptanmıştır. Kısaçaklı ve Sarız yol ayrımında gözlenen bu kayaçlar 30 m kalınlığında bir seviye oluşturmaktadır (Şekil 2.24.a). Alt seviyeler koyu gri renkli, breşik ve fosilli kireçtaşlarıyla başlamakta, üste doğru kahverengimsi-sarımsı renkli yer yer laminalı kumlu kireçtaşlarına geçilmektedir. Orta seviyeler bordomsu-kahverengimsi yer yer grimsi renkli çakıllıtaşı, kumtaşı, şeyl ile grimsi-açık kahverengimsi kireçtaşı arakatıklarından oluşur. Çakıllıtaşı kahverengimsi-bordomsu ve yeşilimsi renkli olup 0.5-1.5 m arasında değişen kalınlıklara sahiptir (Şekil 2.26). 30-40 cm kalınlığındaki kumtaşları genellikle yeşilimsi ve daha az kahverengimsi renklidir. Orta seviyelerde miktarı büyük artış gösteren ve kalınlıkları 4-5 m ye ulaşan kahverengimsi-bordo renkli şeyller üst seviyelere doğru daha ince seviyeler (10-15 cm) oluşturlar. Birimin en üst seviyeleri yeşil şeyl laminasyonlu grimsi kireçtaşlarından oluşmaktadır.



Şekil 2.26. Şafaktepe formasyonunun orta seviyelerindeki yeşilimsi-sarımsı renkli çakıltaşlarının yakın görünümü (Kıskaçlı-Sarız yol ayrımı)

Formasyonun alt sınırı Halevik dere (Şekil 2.24.c) ve Mirzaağa da (Şekil 2.23.a) gözleendiği gibi Alt Devonyen yaşlı Aytepesi formasyonu ile üst sınırı ise Kıskaçlı (Şekil 2.24.b), Mirzaağa (Şekil 2.23.a) ve Hüseyinbelen (Şekil 2.23.b) kesitlerindeki gibi Üst Devonyen yaşlı Gümüşali formasyonu ile uyumludur.

### 2.1.8.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum

Formasyon bol mercan, brakyopod ve stramoporid fosillerine göre Orta Devonyen' dir (Özgül ve diğerleri, 1973).

Formasyon inceleme alanına daha yakın olan Develi-Saimbeyli (Metin, 1983/1984) ve Kozan-Elmadağ (Ayhan, 1987/1988) arasında da geniş yüzleklere sunmaktadır. Demirtaşlı (1967), Şafaktepe formasyonu altında yer alan Aytepesi formasyonu ile birlikte "Şafaktepe kalkeri" adıyla tek bir formasyon olarak tanımlanmıştır. Benzer şekilde Ayhan (1987/1988), Kozan-Elmadağ bölgesinde Aytepesi formasyonunun en üst seviyesindeki kumtaşlarını Şafaktepe formasyonu içerisinde değerlendirmiştir.

Önceki araştırmacılar tarafından formasyonun tümüyle karbonat kayaçlarından oluştuğu belirtilmekle birlikte birimin şeyl laminasyonları içerdiği de göz ardı edilmemelidir. Diğer taraftan özellikle Kıskaçlı-Sarız yol ayrımında gözlenen kırıntılı

bileşenler formasyonun litolojik içeriğine değişik bir bakış açısı getirmiştir. Volkanik ve metamorfik bir kaynaktan türediği düşünülen kırıntılı bileşenler içeren konglomera ve kumtaşı türü kırıntılı kayaçlar Orta Devoniyen sırasındaki bir orojenez işaret eder gözükmektedir (S. İnan, sözlü görüşme, 1995, C.Ü.). Bilindiği gibi bu dönemde Hersiniyen orojenezinin başlangıcına karşılık gelmektedir. Ancak bu verinin yalnızca bir lokasyonda gözlenmesi genel bir yaklaşım yapılmasını güçleştirmektedir.

Formasyon bol mercan, brakyopod ve stromaporit içermesi ve bazı seviyelerde resifal (biyostromal) özellikler sergilemesi göz önüne alındığında sıcak, sıg ve dalga enerjisinin etkin olduğu bir şelf ortamını karakterize etmektedir.

### 2.1.9. Gümüşali formasyonu (Dg)

#### 2.1.9.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü

İnceleme alanındaki geniş yayılıma sahip formasyonlardan birisidir. Kuzeyde Kıskaçlı köyünden güneyde Tufanbeyli ilçesine doğru KD-GB uzanımı yüzleklere sahiptir. Bozgüney çevresinde ve Kazıklı ile Avcıpınar köyleri arasında da benzer doğrultuda yayılım sunarlar. Saimbeyli bölgesinde Mahmutlu ve Hüseyinbelen köyleri çevresinde daha küçük yüzleklere sahiptirler.

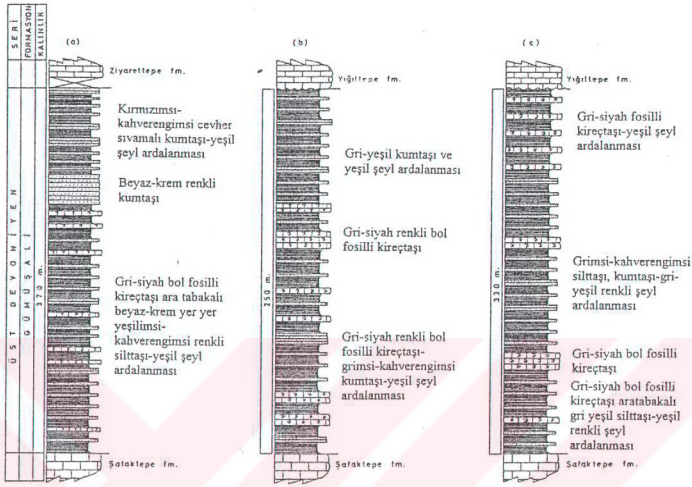
Formasyon geniş yayımlı az engebeli düzlükler oluşturur. Arakatlılar şeklindeki kumtaşları ve resifal kireçtaşları daha yumuşak şeyller arasında çıkıntılar oluşturmaktadır.

#### 2.1.9.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar

Formasyonun tip kesit ölçümleri Kıskaçlı (Sarız), Akdaşalan (Tufanbeyli) ve Hüseyinbelen (Saimbeyli) olmak üzere üç yörede gerçekleştirilmiş ve sırasıyla 370, 250 ve 330 m kalınlıklar ölçülmüştür (Şekil 2.27).

Formasyonun egemen litolojisini ince (5-10 cm) silttaşı, kumtaşı aratabakalı grimsi-yeşilimsi renkli, parlak görünümlü, oldukça yumuşak ve yarılım gösteren şeyller oluşturmaktadır (Şekil 2.28). Grimsi-siyahımsı renkli bol brakyopod ve mercan içeren 50-60 cm arasında değişen kalınlıklara sahip resifal kireçtaşları ve beyazımsı-krem renkli 30-100 cm kalınlığındaki kuvars kumtaşları (Şekil 2.29) arakatlılar şeklinde gözlenirler.

Kıskaçlı (Sarız) yöresinde (Şekil 2.27a), şeyller içerisindeki silttaşı ve kumtaşı aratabakaları genelde homojen bir dağılım sunmakta ise de üst seviyelere doğru miktarı artmaktadır. Resifal kireçtaşları alt ve orta seviyelerde seyrek olarak gözlenir. Üst seviyelere doğru resifal kireçtaşlarının yerini tümüyle kumtaşları alır. Kumtaşlarının kalınlığı 50-100 cm arasında değişmekte, bazı seviyelerde ise 20 m'ye ulaşan ve ince (2-3 cm) şeyl



Şekil 2.27. Gümüşali formasyonunun tip kesitleri a. Kıskaçlı (Sarız yöresi), b. Akdaşalan (Tufanbeyli yöresi), c. Hüseyinbelen (Saimbeyli yöresi)

laminyasyonlu kalın tabakalar oluştururlar (Şekil 2.29). Üst seviyedeki kumtaşları cevher sıvamlı veya hematit yumrulu ve yer yer limonitli olmaları nedeniyle kırmızımsı-kahverengimsi ve sarımsı renklere gözlenirler. Benzer şekilde cevherli kumtaşları Hüseyinbelen köyü (Saimbeyli) çevresinde de gözlenmiştir. Yine Kozan-Elmadağ bölgesinde Ayhan (1987/1988), Gürün-Sarız bölgesinde de Atabey (1993) bu tür kumtaşlarından söz etmişlerdir.

Formasyonun alt sınırı Şafaktepe formasyonu, üst sınırı da Ziyarettepe formasyonu ile uyumludur. Birim, Akdaşalan ve Hüseyinbelen köyü çevresindeki kesitlerde olduğu gibi (Şekil 2.27.b ve c) Permian yaşlı Yığıltepe formasyonu ile uyumsuz olarak örtülür. Saimbeyli ilçesinin hemen güneyinde (Yellibelen tepe doğusu) uyumlu sınır ilişkisi açıkça görülebilmektedir.

### 2.1.9.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum

Şeyllerle arakatlı olarak gözlenen resifal kireçtaşları bol miktarda Üst Devoniyen brakyopod ve mercanları içermekte olup yaşlı Üst devonyen olarak belirlenmiştir (Özgül ve diğerleri, 1973; Metin, 1983/1984).





Şekil 2.28. Gümüşali formasyonuna ait ince silttaşı ve kumtaşı aratabakaları içeren yeşilimsi renkli şeyller (Akdaşalan köyü, Tufanbeyli)

Formasyonun adı Özgül ve diğerlerinden (1973) alınmıştır. Metin (1983/1984) Develi-Saimbeyli, Ayhan (1987/1988) Kozan-Elmadağ ve Atabey (1993) ise Gürün-Sarız arasındaki bölgede formasyonu aynı adla tanımlamışlardır.

Formasyon resifal kireçtaşı ve bol fosilli kumtaşlarının yanı sıra önemli oranda şeyl-kumtaşı ardalanmasına sahip olması nedeniyle sık, sıcak, karasal malzeme getiriminin yoğun, dalga enerjisinin etkin olduğu resifal oluşumların da mümkün olduğu sublitoral ortamda çökelmiş olmalıdır. Formasyonun kireçtaşı ve kumtaşı seviyelerinin alttan üste doğru değişim göstermesi, ortam koşullarının ve malzeme getiriminin zaman içerisinde değiştiğine işaret etmektedir.



Şekil 2.29. Gümüşali formasyonundaki şeylerle aratabakalı beyazımsı-krem renkli kuvars kumtaşları (Kıskaçlı güneyi, Sarız )

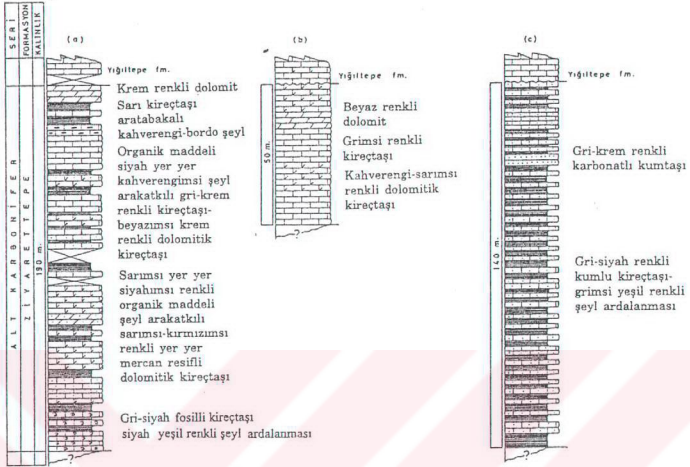
### 2.1.10. Ziyarettepe formasyonu (Cz)

#### 2.1.10.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü

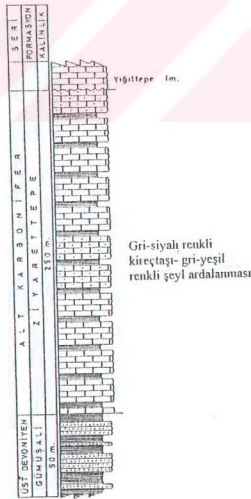
İnceleme alanında en küçük yüzlek veren birimlerdendir. Sarız çevresinde Karapınar, Kıskaçlı ve Gümüşali köyleri boyunca KD-GB yönlü uzanım sunarlar. Tufanbeyli bölgesinde Ayvat ve Hanyeri köyleri çevresinde, Naltaş köyü güneyinde ve Saimbeyli ile Gürleşen köyü arasında ince şerit halinde mostralar vermektedir. Karbonatlı kayalarca zengin olan kesimleri orta-kalın tabakalı sert topoğrafyalar oluşturur. Benzer görünümülü gri-siyah renkli Permiyen kireçtaşlarından krem renkli olmasıyla ayırt edilir. Şeyle zengin seviyeler daha az eğimli yamaçlar oluşturur.

#### 2.1.10.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar

Formasyonun en tipik gözleendiği yer olan Sarız kuzeybatısındaki Değirmendere'deki yol boyunca kesit ölçümü yapılmış ve 190 m kalınlık bulunmuştur (Şekil 2.30.a). Kıskaçlı köyü kuzeydoğusunda 50 m, Ayvat köyü güneyinde ise 140 m kalınlıkta referans kesit ölçümleri gerçekleştirilmiştir (Şekil 2.30. b ve c). Saimbeyli güneyindeki tip kesit ölçümünde de 250 m kalınlık ölçülmüştür (Şekil 2.31).



Şekil 2.30. Ziyarettepe formasyonunun dikme kesitleri a. Değirmendere (Sarız), b. Kısaçlı-Yağoluğu dere (Sarız), c. Ayvat (Tufanbeyli)



Şekil 2.31. Ziyarettepe formasyonunun tip kesiti (Saimbeyli güncydoğusu)

Farklı bölgelerde gerçekleştirilen kesitlerden de görülebileceği gibi (Şekil 2.30 ve 2.31) formasyon önemli bir yanall fasiyes değışimini sunmaktadır. Bu farklılık yanall değışimin yanı sıra üst sınırının uyumsuz olması nedeniyle farklı miktarda aşınmalarından da kaynaklanabilir.

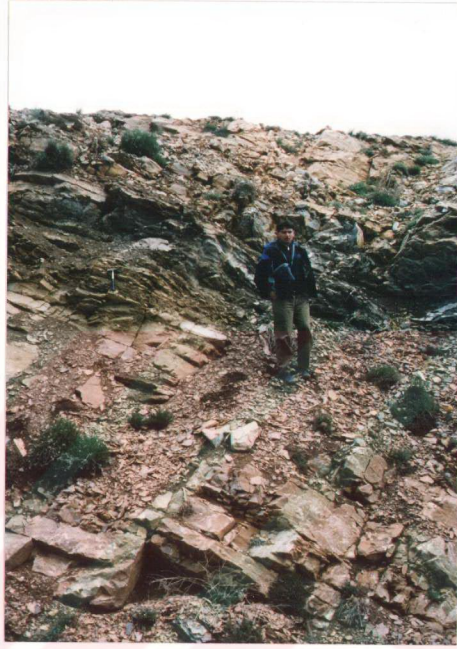
Sarız (Değirmendere) yöresinde (Şekil 2.30.a) formasyonun egemen litolojisini kireçtaşı, dolomit ve dolomitik kireçtaşı türü karbonat kayaçları oluşturmaktadır. Alt seviyede yer alan kireçtaşları gri renkli, yer yer mercan resifleri içeren dolomitik kireçtaşları ise genellikle sarımsı-kırmızımsı renklerdedir. Üst seviyelere doğru daha yaygın gözlenen kireçtaşları, krem renkli olmalarıyla hemen üzerine gelen Üst Permiyen yaşlı Yiğiltepe formasyonuna ait grimsi-siyahımsı kireçtaşlarından ayrılır. Dolomitik kireçtaşları orta seviyelerde daha yaygındır. Karbonat kayaçlarla arakatlı olarak 0.5-1 m arasında değışen kalınlıklara sahip jipsli ve siyah renkli organik madde içeren şeyller ile kalınlıkları 2 m ye kadar ulaşan yeşil renkli şeyl ve marnlar yer alırlar (Şekil 2.32). Üst seviyelere doğru 4-5 m kalınlığında bordomsu renkli şeyller egemen duruma geçer (Şekil 2.33).

Kıskaçlı köyü kuzeydoğusu Yağoluğu derede gerçekleştirilen ve formasyonun üst seviyelerini temsil eden kesitte (Şekil 2.30.b), grimsi renkli kireçtaşları ile açık kahverengimsi-sarımsı renkli dolomitik kireçtaşları ve beyaz renkli dolomitler gözlenmiştir.

Tufanbeyli (Ayvat güneyi) yöresinde (Şekil 2.30.c), diğer bölgelerdekinden farklı olarak formasyon üst seviyelere doğru ortaya çıkan gri-krem renkli karbonatlı kumtaşı dışında bütünüyle gri-siyah renkli kumlu kireçtaşı ile gri-yeşil renkli şeyl ardalanmasından oluşmaktadır. Genellikle homojen bir dağılım gözlenmekle birlikte üst seviyelere doğru kumlu kireçtaşı oranı artmaktadır. En üst seviyelerde Değirmendere' deki ne benzer şekilde siyahımsı renkli organik maddeli şeyller gözlenmiştir.

Saimbeyli yöresinde yüzeyleyen formasyona ait litolojiler (Şekil 2.31), Ayvat köyü kesitinedekine (Şekil 2.30.c) benzer şekilde kireçtaşı-şeyl ardalanması gösteriyor ise de, kireçtaşı seviyelerinin daha kalın, şeyl seviyelerinin ise daha ince olması açısından farklılık sunmaktadır. Gri-siyah renkli kireçtaşları 0.5-1 m kalınlığa sahip iyi tabakalanma sunarlar. Gri-yeşil şeyl ve marnlar ise, 15-20 cm kalınlığında ince seviyeler şeklindedir.

Formasyonun alt sınırı Üst Devoniyen yaşlı Gümüşali formasyonuyla uyumlu, üst sınırı ise Üst Permiyen yaşlı Yiğiltepe formasyonu ile uyumsuzdur. Formasyon Üst Devoniyen yaşlı Gümüşali formasyonu ile Üst Permiyen yaşlı Yiğiltepe formasyonları arasında yer almakla birlikte, çoğunlukla Gümüşali formasyonunun üzerine (Ziyarettepe formasyonu olmaksızın) doğrudan Yiğiltepe formasyonu gelmektedir. Bunun nedeni Üst Karbonifer-Alt Permiyen dönemindeki aşınma nedeniyle birimin bazı bölgelerde tümüyle aşınmasından ileri gelmektedir.



Şekil 2.32. Ziyarettepe formasyonuna ait kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı ve dolomit türü karbonatlı kayalar ve sarımsı ve siyahımsı renkli şeyl ardalanması (Değirmendere, Sarız)

### 2.1.10.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum

Formasyondaki karbonat kayaçlarının içerdiği mercan (Özgül ve diğerleri, 1973), brakyopod (Metin ve diğerleri, 1990) ve çeşitli mikrofosillere (Metin ve diğerleri, 1982) göre, Alt Karbonifer yaşı verilmiştir.

Formasyon ilk kez Demirtaşlı (1967) tarafından Ziyarettepe kalkeri olarak adlandırılmış, daha sonra Özgül ve diğerleri tarafından Ziyarettepe formasyonu şeklinde değiştirilmiştir. Ayhan (1987/1988), Kozan-Elmadağı arasında Ziyarettepe formasyonunun yer aldığını belirtmiş ve aynı ad kullanılmıştır. Metin (1983/1984), Develi-Saimbeyli bölgesindeki çalışmada Karbonifer yaşlı kayaçları Gezbel Grubu altında üç ayrı formasyona ayırarak incelemiştir.



Şekil 2.33. Ziyarettepe formasyonu üst seviyelerdeki kırmızımsı-bordomsu renkli marnlar (Değirmendere, Sarız)

Formasyon güneyden kuzeye doğru ortamın giderek sığıştığına işaret eden litolojiler sergilemektedir. Tufanbeyli ve Saimbeyli bölgesinde derin şelf ortamını temsil eden mikrofosilli kireçtaşı ve şeyl ardalanmasına karşın Sarız bölgesinde daha sığ ortamı yansıtan mercan resifli dolomitik kireçtaşı ve dolomit türü karbonat kayaların yanı sıra, jips içeren organik maddeli şeyller ile demirli (spekülar hematit) oksidasyon zonunu işaret eden kırmızımsı-kahverengimsi renkli şeyl ve marnlar içermektedir.

Bu verilere göre, formasyonun Sarız yöresinde sığ, sıcak, karasal getirimin fazla olmadığı sublitoral ortamda, Tufanbeyli ve Saimbeyli bölgesindekilerin ise daha derin ve duraysız bir ortamda çökeldiği söylenebilir.

#### 2.1.11. Yığıltape formasyonu (Py)

##### 2.1.11.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü

Sarız kuzeyinde Tekneli köyü batısında ve Kıskaçlı, Çörekdere, Akdaşalan ve Ayvat köyleri boyunca KD-GB yönlü bir uzanım sunar. Bozgüney çevresinde geniş yüzlekler vermektedir. Güneye doğru Naltaş köyü GB'sı ile en güneyde Saimbeyli' nin GD ve GB'sında da geniş yayılımlara sahiptir.

Çok iyi tabakalanma düzlemlerine sahip olmasıyla karakteristik olup, genellikle dikçe eğimli sırtlar oluşturur.

### 2.1.11.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar

Homojen bir litoloji sergileyen formasyonun Sarız ve Tufanbeyli yörelerinde tip kesit ölçümleri yapılmış ve 210, 230 ve 200 m kalınlıklar bulunmuştur (Şekil 2.34).

Formasyonun egemen litolojisini yeşil şeyl laminasyonlu grimsi-siyahımsı renkli oldukça düzenli tabakalanmalı (15-80 cm) kireçtaşları oluşturur (Şekil 2.35). Kısaçlı ve Akdaşalan kesitlerinde (Şekil 2.34.a ve c) formasyon tümüyle kireçtaşlarından oluşmaktadır. Kireçtaşları bol fosilli, bitüm kokulu ve grimsi-siyahımsı renkli olup ender olarak çörtlü ve killi kireçtaşı arakatıkları içerir.

Değirmen derede yol boyunca çok iyi mostra veren kireçtaşlarının yer yer gri-siyah renkli organik maddece zengin şeyl laminasyonları içerdiği gözlenmiştir. Şeyl arakatıklarının yanı sıra, özellikle orta kesimlerde 2 m kalınlığa ulaşan organik maddece zengin şeyl ve sarımsı renkli travertenimsi kireçtaşlarından oluşan bir seviye de belirlenmiştir. Bu seviyede; altta sarımsı renkli 15-20 cm kalınlığında travertenimsi özellik gösteren sert kireçtaşları, hemen üzerinde 10 cm kalınlığında sarı renkli şeyl ve 1.5-2 m kalınlığa sahip grimsi siyahımsı renklere sahip kömür görünümlü, ince laminasyonlu, yarılgan, dağılgan ve yumuşak organik maddeli şeyller bulunur (Şekil 2.36). Yer yer kalsit kristal merccekleri de gözlen en organik maddeli şeylleri sarı renkli, küremsi ve elipsoidal şekilli kalsit jodları içeren ve travertenimsi bir görünüm sunan kireçtaşı izlemektedir.

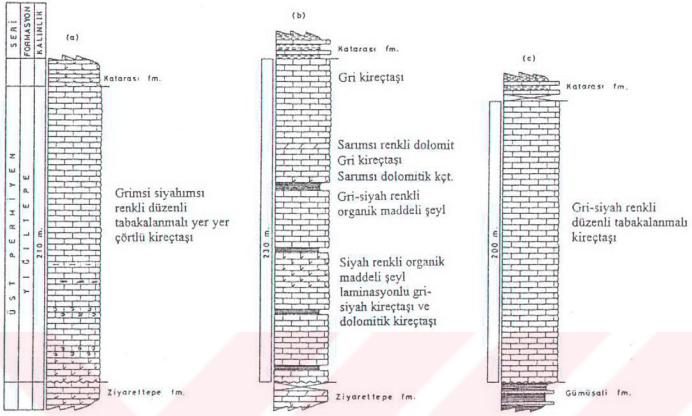
Formasyonu oluşturan kayaçlar organik maddeli şeyl içermeleri dışında önemli bir yanal değişim sunmamaktadır. İnceleme alanının tümünde birimin organik maddeli (bitümlü) şeyl içerip içermemesi çökelme ortamı koşullarından kaynaklanabileceği gibi kesit ölçümü sırasında bazı kesimlerin örtülü olması nedeniyle gözden kaçması da olasıdır.

Formasyonun alt sınırı genellikle Ziyarettepesi bazen de Gümüşali formasyonu ile uyumsuz ilişki sunar. Üst sınırı ise Katarası formasyonu ile uyumludur.

### 2.1.11.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum

Formasyon alg ve foraminifer bakımından zengin bir mikrofaunaya sahip olup, bol *Mizzia* sp. türü alg içermesiyle karakteristiktir. Kireçtaşlarında saptanan fosillere göre formasyonun yaşı Üst Permiyen'dir (Metin ve diğerleri, 1982).

İnceleme alanının yakın çevresinde çalışan birçok araştırmacı Doğu Toroslarda formasyonun yaygın olarak yüzeylediğini ortaya koymuştur. Bu bölgeler Gürün-Sarız (Yoldaş, 1972; Atabey, 1993), Develi-Saimbeyli (Metin, 1983/1984) ve Kozan-Elmadağ (Ayhan, 1987/1988) arasında kapsamaktadır. Metin (1983/1984), Develi-Saimbeyli arasında yüzeyleyen Permiyen yaşlı kayaçları "Menteş kuvarsiti" ve "Yığıltepe kireçtaşı" olarak iki formasyon altında incelemiştir.



Şekil 2.34. Yığıltepe formasyonunun dikme kesitleri : a. Kıskaçlı-Yağoluğu dere (Sarız), b. Değirmendere (Sarız), c. Akdaşalan (Tufanbeyli)

Birimin algli kireçtaşları sıg, sıcak ve düşük enerjili bir lagüner ortamı karakterize etmektedir. Yer yer gözlenen dolomitik seviyeler ortamdaki su dolaşımının zaman zaman azaldığını ve sıcaklığın daha da arttığına işaret etmektedir.

## 2.1.12. Katarası formasyonu (Trk)

### 2.1.12.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü

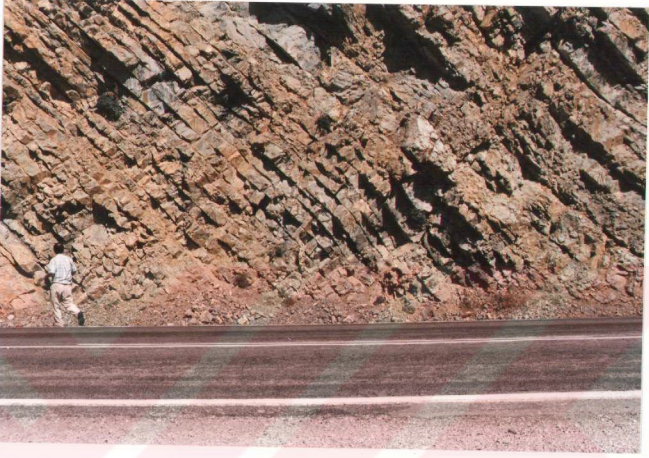
İnceleme alanının kuzeyinde çok ince ve haritalanamayacak boyutlarda yüzeyleyen formasyon Tufanbeyli ilçesi çevresinde (Kayapınar ve Şarköy köyleri güneyinde, Bozgüney çevresinde, Naltaş köyü güneyinde) geniş yayılımlar sunar. Sainbeyli yöresinde de Eyüplü köyünün kuzey ve batısında gözlenmektedir.

Altında yer alan Yığıltepe formasyonuna göre daha fazla aşınmış ve daha yoğun bitki örtüsü içermekte olup, genellikle az engebeli düzlükler oluştururlar.

### 2.1.12.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar

Formasyonun önemli yanal değişim farklılıkları içermesi nedeniyle farklı yöreleri kapsayacak şekilde toplam 6 adet kesit ölçümü gerçekleştirilmiştir. Sarız yöresinde 5 m olarak ölçülen kalınlıklar (Şekil 2.37) diğer bölgedekilere göre çok küçük kalmaktadır. Bunun nedeni üst sınırının Üst Triyas ve Alt Jura dönemindeki Erken Alpin orojenik fazına bağlı olarak daha fazla aşınmasından kaynaklanmaktadır. En ideal tip kesit ölçümleri

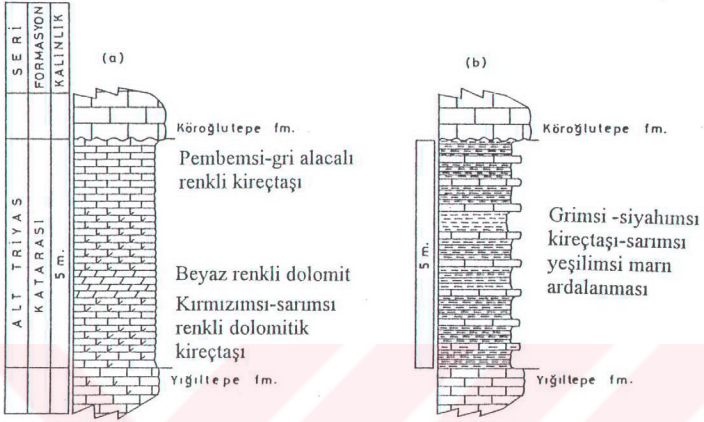




Şekil 2.35. Yığıltepe formasyonu şeyl laminasyonlu kireçtaşları (Değirmendere-Sarız )



Şekil 2.36. Yığıltepe formasyonundaki siyah renkli organik maddeli şeyller ve sarımsı renkli kireçtaşları (Değirmendere)



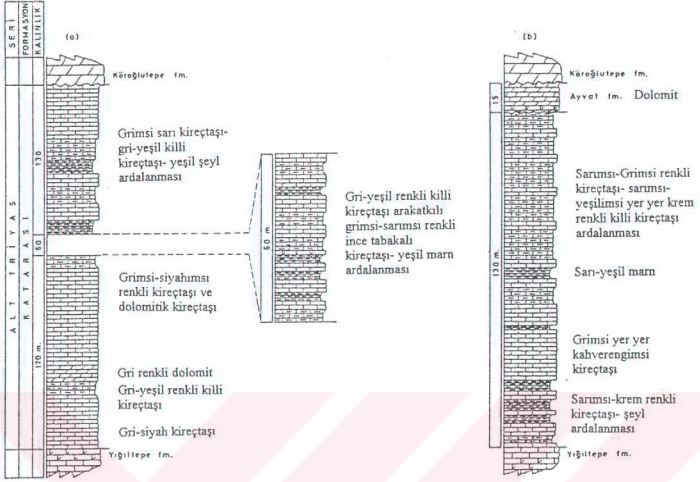
Şekil 2.37. Katarasi formasyonunun Sarız yöresindeki dikme kesitleri : a. Kıskaçlı, b. Değirmendere

formasyonun en iyi gözleendiği Tufanbeyli yöresinde gerçekleştirilmiş ve 360 ile 130 m kalınlıklar ölçülmüştür (Şekil 2.38). Saimbeyli bmlgesinde ise Eyüplü köyünün kuzeyinde 2 adet referans kesit ölçümü yapılmış ve 90 ile 100 m kalınlıklar saptanmıştır (Şekil 2.39).

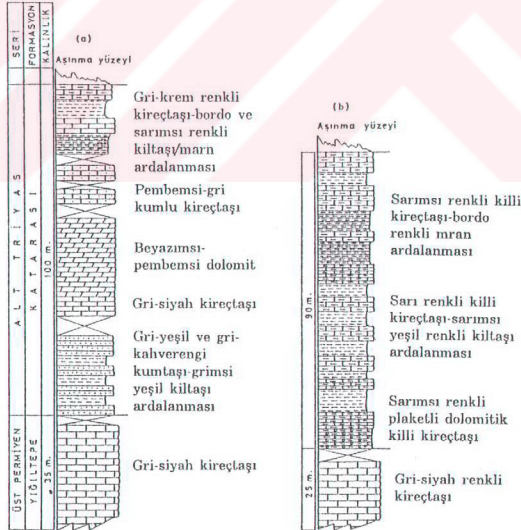
Kıskaçlı köyü doğusunda birim 5 m kalınlığında kırmızımsı sarımsı renkli ve alacalı görünümlü dolomitik kireçtaşı, beyaz renkli dolomit ve kırmızımsı-pembemsi dolomitik kireçtaşı ve pembemsi-gri renkli alacalı kireçtaşlarından oluşur (Şekil 2.37.a)

Formasyonun Değirmendere bölgesinde gözlenen yüzleği (Şekil 2.37.b) Kıskaçlı bölgesindeki gibi 5 m kalınlığa sahip olmakla birlikte litolojik açıdan farklılık sunmaktadır. Bu kesimdeki egemen litolojii gri-siyah bazen sarımsı-kahverengimsi renklere sahip kireçtaşı ile sarımsı-yeşilimsi yer yer grimsi marn ar dalanması oluşturur (Şekil 2.40). Marn seviyeleri 25-30 cm, kireçtaşları ise 15-20 cm kalınlıktadır.

Kayapınar köyü güneyinde formasyon daha kalın olup (Şekil 2.38.a), formasyon için tipik olan grimsi-sarımsı renkli, kırılğan ve ince tabakalı kireçtaşlarıyla (Şekil 2.41) birlikte yeşil renkli marn aratabakaları gözlenmektedir. Alt seviyeleri grimsi-siyahımsı renkli kireçtaşı, dolomit ve dolomitli kireçtaşlarından oluşmaktadır. Orta ve üst seviyelere doğru ince tabakalı sarımsı renkli killi kireçtaşı arakatlı grimsi-sarımsı renkli kireçtaşı ile yeşil marn ar dalanmasına geçmektedir. Benzer şekildeki ar dalanmalar Bozğüney doğusundaki Kan geçidi olarak bilinen yol kenarında belirgin olarak gözlenmektedir. En üst seviyeler ise grimsi renkli kireçtaşlarıyla temsil edilmektedir.



Şekil 2.38. Katarasi formasyonunun Tufanbeyli yöresindeki dikme kesitleri : a. Kayapınar güneyi, b. Polatpınarı doğusu



Şekil 2.39. Katarasi formasyonunun Saimbeyli yöresindeki dikme kesitleri : a. Kuzey kesimi, b. Güney kesimi



Şekil 2.40. Yiğiltepe ve Köroğlutepe formasyonları sınırındaki Katarası formasyonu marn-kireçtaşı ardalanması (Değirmendere-Sarız)



Şekil 2.41. Katarası formasyonu için karakteristik olan grimsi-sarımsı renkli, kırılğan ve ince tabakalanmalı kireçtaşları (Kayapınar-Tufanbeyli)

Saimbeyli yöresinde Eyüplü köyü kuzey kesimlerinde yüzeyleyen formasyon kuzeydekilere göre kırıntılı litolojiler de içermesiyle farklılık gösterir (Şekil 2.39.a ve b). Aynı bölgede gerçekleştirilen iki kesit ölçümünden kuzeydeki kesitte (Şekil 2.39.a) alt seviyeler gri-yeşil ve grimsi-kahverengimsi kumtaşı ile grimsi-yeşilimsi kilitaş araldanmasından oluşur. Orta seviyeler grimsi, yer yer beyazımsı-pembemsi renkli dolomit, üst seviyeler ise pembemsi-grimsi renkli kumlu kireçtaşı ve gri-siyah renkli kireçtaşı ile bordo ve sarımsı renkli marn araldanması içerir. Yörede gerçekleştirilen güneydeki kesitte (Şekil 2.39.b) alt seviyeleri sarımsı renkli plaketli dolomitik killi kireçtaşı, orta seviyeleri sarı renkli killi kireçtaşı ve sarımsı-yeşil renkli kilitaş araldanmasından oluşur. Üst seviyelere doğru kilitaşlarının yerini bordo renkli marnlar almaktadır.

Yukardaki açıklamalardan da görülebileceği gibi formasyon büyük oranda yan al değişim sunmaktadır. Şöyleki, Saimbeyli yöresine doğru kırıntılı bileşenler bol bulunmaktayken, Sarız ve Tufanbeyli yörelerinde daha çok kimyasal sedimantasyon ürünü litolojiler yer almaktadır.

Formasyonun alt sınırı Yığıltepe formasyonu ile uyumlu, üst sınırı ise Ayvat ve Köroğlutepe formasyonu ile uyumsuzdur.

### 2.1.12.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum

Formasyonun makro ve mikrofossil içeriğine göre Alt Triyas yaşlı olduğu belirtilmektedir (Özgül ve diğerleri, 1973; Ayhan, 1987/1988; Atabey, 1993).

Demirtaşlı (1967) tarafından adlandırılan formasyonun Develi-Saimbeyli (Metin, 1983/1984) ve Gürün-Sarız (Atabey, 1993) bölgelerinde de varlığı bilinmektedir.

Formasyonun kuzey kesimlerde daha çok kimyasal sedimantasyonun egemen olduğu sığ denizel ortamda, güneyde ise karaya daha yakın, duraysız bir şelf ortamında çökeldiği düşünülmektedir.

### 2.1.13. Ayvat formasyonu (Tra)

#### 2.1.13.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü

Oldukça sınırlı yüzlekler sunan formasyon haritalanabilir ölçekte yalnızca Sarız ilçesinin kuzeydoğusundaki Tekneli köyünün doğusunda yaklaşık 4 km<sup>2</sup>' lik bir alanı kaplayacak şekilde KD-GB doğrultulu olarak yüzeyler. Polatpınar bölgesinde Katarası ve Köroğlutepesi formasyonlarının sınırında haritalanamayacak şekilde küçük yüzlekler vermektedir. Formasyon orta ve yer yer ince katmanlı olup düşük topoğrafyalarda yer alır. Üzerinde bulunan Köroğlutepesi formasyonuna göre daha ince ve düzenli tabakanlamaya sahip olmasıyla ayırt edilir.

### 2.1.13.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar

Varol ve diğerleri (1987) tarafından adlandırılan formasyonun kesit ölçümleri alt seviyeleri temsilen Tekneli köyünün güneyinde, üst seviyeler için ise Polatpınar köyünün doğusunda olmak üzere iki lokasyonda gerçekleştirilmiş olup sırasıyla 150 ve 15 m kalınlıklar ölçülmüştür (Şekil 2.42 ve bkz.2.38.b).

Alt seviyelerde dış görünümü sarımsı taze kırık yüzeyi grimsi-mavimsi renkli yer yer laminalı killi kireçtaşı arakatıkları içeren orta tabakalanmalı fosilli kireçtaşlarından oluşmaktadır. En üst seviyeleri Polatpınarı köyü doğusunda da görüldüğü gibi tümüyle dolomit ve dolomitik kireçtaşlarıyla temsil edilmektedir. Dolomitik kireçtaşları sarımsı-kırmızımsı renklere iken dolomitler beyazımsı- grimsi renklere sahiptir.

Formasyonun alt sınırı Katarası formasyonu, üst sınırı Köroğlutepe formasyonu ile uyumsuz ilişkiler sunmaktadır.

### 2.1.13.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum

Bölgede Varol ve diğerleri (1986; 1987) tarafından yapılan incelemelerde formasyona ait kayaçlarda saptanan fosillere göre Üst Triyas yaşı verilmiştir.

Formasyonun Sarız-Tufanbeyli bölgesindeki varlığı ilk kez Varol ve diğerleri (1986; 1987) tarafından ortaya konulmuştur. Daha sonra Otlu (1992), Sarız yöresinde formasyonu bu araştırmacılara uygun şekilde Katarası formasyonundan ayrı haritalamıştır.

Varol ve diğerleri (1987) formasyonun aşınmadan korunan çökel alanlarında oluştuğunu belirterek bazı bölgelerde çok ince olması nedeniyle önceki araştırmacılar tarafından gözden kaçırıldığını ve bu durumda da birimin ya alttaki Katarası formasyonuna ya da üstteki Köroğlutepe formasyonuna dahil edildiğini ileri sürmüşlerdir. Yazarlar, özellikle üst seviyelerde yer alan dolomitleşme nedeniyle birimin maskelendiğini, diğer bir ifadeyle üstteki Köroğlutepesi formasyonunun dolomitlerinden ayırt edilemediğini, bununla birlikte dolomitli seviyenin hemen altındaki dolomitik kireçtaşlarında bazen iyi korunmuş fosillerin bulunmasıyla Üst Triyas'ın varlığının saptanabildiğini belirtmişlerdir.

Birim Sarız-Tufanbeyli yöreleri dışında, Aladağlarda tanımlanan (Tekeli ve diğerleri, 1983) Orta-Üst Triyas yaşlı birimler (Emlî kireçtaşı, Minaretepecler formasyonu ve Horozkaya dolomiti) ve Gürün-Sarız arasında yüzeyleyen Gürün otoktonundaki Üst Triyas yaşlı Toyucepe formasyonu (Atabey, 1993) ile denestirilebilir.

Formasyon zaman zaman dolomitleşmeye açık olan sınırlı su dolaşımına sahip sığ ortam koşullarını yansıtır. Mikritik karakterli olması nedeniyle sakin ve yumuşak taban özelliğine sahip denizel-lagün ortamında çökelmiştir.



Şekil 2.42. Ayvat formasyonunun Tekneli (Sarız) yöresindeki dikme kesiti

#### 2.1.14. Köroğlutepe formasyonu (JKkö)

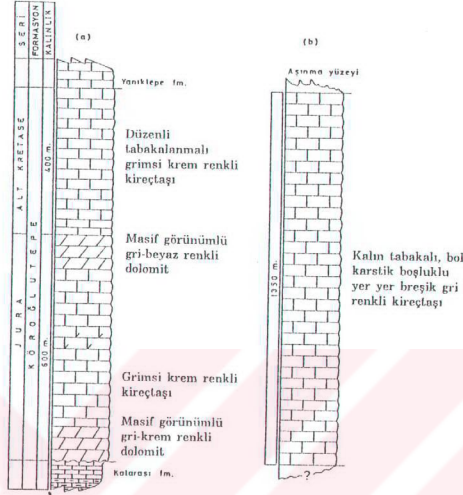
##### 2.1.14.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü

İnceleme alanındaki en geniş yayılıma sahip olan formasyon Sarız kuzeyinde geniş yüzlekler vermektedir.

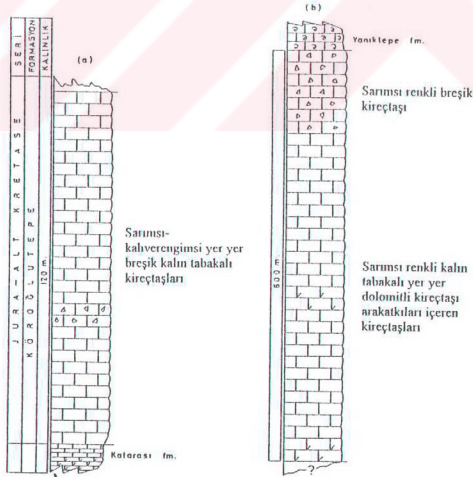
Oldukça yüksek topoğrafyalarda yer alması ve büyük sarplıklar oluşturması tüm Toros kuşağı için karakteristiktir. Formasyonun Jura yaşlı bölümünün grimsi-krem renkli ve daha masif görünümlü, Alt Kretase bölümünün ise beyazımsı-krem renkli ve daha iyi tabakalanmalı olduğu gözlenmiştir. Formasyonun büyük karstik boşluklar ve mağaralar oluşturacak şekilde morfolojik yapılar sergilemesi de tipiktir.

##### 2.1.14.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar

Tip kesit ölçümü Tufanbeyli ilçesi ve Kayapınar köyü arasında gerçekleştirilmiş ve 1000 m kalınlık ölçülmüştür (Şekil 2.43.a). Ayrıca Saimbeyli yöresinde bir adet (1350 m : Şekil 2.43.b) ve Sarız yöresinde de iki (120 ve 600 m : Şekil 2.44) olmak üzere üç referans kesit ölçümü yapılmıştır. Ölçülen en yüksek değer 1350 m ise de birimin gerçek kalınlığının daha da yüksek olması da olasıdır.



Şekil 2.43. Köroğlutepe formasyonunun a. Tufanbeyli-Kayapınar köyü arasındaki tip kesiti, b. Eyüplü köyü (Saimbeyli) güneyindeki referans kesiti



Şekil 2.44. Köroğlutepe formasyonunun Sarız yöresindeki dikme kesitleri : a. Başçeşme tepesi (Kıskaçlı), b. Büyük Söbecimen köyü kuzeyi



Formasyon tümüyle kalın tabakalı, kıvrımlı ve yer yer breşik karbonatlı kayalardan oluşmaktadır. Egemen litolojiyi grimsi-krem ve beyazımsı krem renkli kireçtaşları oluşturur. Dolomitik kireçtaşları sarımsı-açık kahverengimsi, dolomitler ise beyaz veya grimsi-beyaz renklidir. Tufanbeyli ile Kayapınar köyü arasındaki kesitten de görülebileceği gibi (bkz. Şekil 2.43.a), dolomitler birimin alt sınırı ile Jura-Alt Kretase sınırında ortaya çıkmaktadır. Saimbeyli yöresinde Eyüplü köyü çevresinde oldukça geniş yüzlek sunan birim Tufanbeyli ve Sarız yöresindekilerden farklı olarak daha çok grimsi renklere sahip olması ve dolomitik seviyeler içermemesidir. Alt sınırı Ayvat ve Katarası formasyonları ile uyumsuz, üst sınırı Yanıktepe formasyonu ile uyumludur.

#### 2.1.14.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum

Makrofosil bakımından fakir ancak zengin bir foraminifer faunasına sahip olduğu belirtilen formasyondaki fosillere göre Jura-Alt Kretase yaşı önerilmiştir (Metin ve diğerleri, 1982; Metin, 1983/1984). Metin ve diğerleri (1990) ile Otlu (1992) Jura' yı Dogger' den (Orta Jura) başlatmış, Ayhan (1987/1988) ise Alt Jura' ya kadar indirmiştir.

Koroğlutepe formasyonu (Demirtaşlı, 1967) tüm Toros kuşağı boyunca "komprehansif seri" olarak bilinen Jura-Kretase kireçtaşları ile yakın kaya türü ve ortam benzerliği göstermektedir.

Duraylı, sıcak, düşük enerjili platform nitelikli denizel ortamda çökelmiştir. Formasyondaki masif dolomitlerin Triyas-Jura ve Jura-Alt Kretase sınırlarında ortaya çıkması bu dönemlerdeki küçük çaplı transgresif ve regresif periyotlar boyunca meydana gelen deniz seviyesi değişimlerinden kaynaklandığı düşünülmektedir (Varol ve Magaritz, 1992). Zaman sınırları ve uyumsuzluklar (Triyas-Jura ve Jura-Kretase) ile dolomitleşme arasındaki bu ilişki Varol ve Magaritz (1992) tarafından da ortaya konmuştur. Dolomitin Jura'nın en üst kesimlerinde bulunduğu, Doğu Toros otoktonun kuzeydoğu uzantısı olan Hekimhan çevresinde de işaret edilmiştir (Bozkaya ve Yalçın, 1992).

#### 2.1.15. Yanıktepe formasyonu (Ky)

##### 2.1.15.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü

İnceleme alanındaki en az yüzey alanları kapsayan formasyonlardan birisidir. En yaygın yüzeylemeleri kuzeybatıda Kireçlik yayla karmaşığının sınırına yakın kesimlerde KD-GB doğrultulu uzanıma sahiptir. Kayapınar ve Kirazlıyurt köyleri çevresinde de yüzlemektedir. Saimbeyli yöresinde Kaleboynu ve Eyüplü köyleri arasında KD-GB doğrultulu ince bir şerit halinde uzanmaktadır. Birimin Eyüplü köyü güneyindeki sınırı bu çalışmada çizilmiştir.

Birim Koroğlutepesi formasyonuna oldukça benzer görünümüne sahiptir. Ancak daha sarımsı renkli ve daha düzenli tabakalanma göstermesiyle ve en önemlisi de el örneği düzeyinde bol rudist kavkı fosilli olmasıyla ayırtedilebilir. Daha fazla aşınma gösteren Elmaçatıyla formasyonu ile dokanaklarında önemli engebe farklılıkları bulunmaktadır.

#### 2.1.15.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar

Homojen bir litolojiye sahip olan formasyonun tip kesit ölçümü Büyüksöbeçimen köyü kuzeyinde gerçekleştirilmiş ve 150 m. kalınlık ölçülmüştür (Şekil 53.a). Ayrıca Saimbeyli yöresinde Eyüplü köyü güneyinde de referans kesit ölçümü yapılmış ve 200 m. kalınlık belirlenmiştir (Şekil 2.45.b).

Birim tümüyle sarımsı-açık kahverengimsi ve krem renkli orta-kalın tabakalı bol fosilli kireçtaşlarından oluşmaktadır. Kayaçta rudist kavkuları yaygın olarak gözlenebilir.

Formasyonun alt ve üst sınırları sırasıyla Koroğlutepe ve Elmaçat (Sarız) ile Hocabet (Saimbeyli) formasyonları ile uyumlu bir ilişki sunmaktadır.

#### 2.1.15.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum

Birim bol rudist kavklı olması yanında zengin bir mikrofaunaya da sahiptir. Kireçtaşlarında belirlenen fosillere göre formasyonun yaşı Üst Kretase (Santoniyen-Kampaniyen) olarak belirlenmiştir (Metin ve diğerleri, 1982).

Formasyon (Özgül ve diğerleri, 1973) Develi-Saimbeyli arasında (Metin, 1983/1984) ve Kozan-Elmadağı bölgesinde de (Ayhan, 1987/1988) tanımlanmıştır.

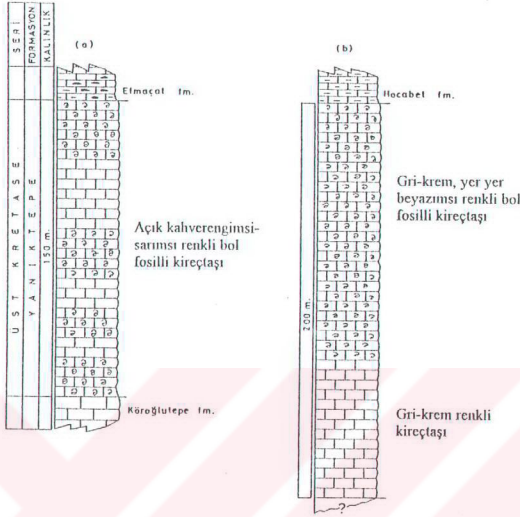
Bol rudist kavkısı kapsayan formasyon tümüyle biyokimyasal sedimantasyonun geliştiği sıcak ve dalga enerjisinin etken olduğu çalkantılı bir sublitoral ortam koşullarını yansıtmaktadır.

#### 2.1.16. Elmaçat formasyonu (Ke)

##### 2.1.16.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü

İnceleme alanının batısında Kireçlikyayla karmaşığı sınırı boyunca ve kuzeydoğusunda Büyüksöbeçimen kuzeyi ve Damızlık köyü çevresi olmak üzere sınırlı bir yayılıma sahiptir.

Altında yer alan Yanıktepe ve Koroğlutepe formasyonlarına göre daha fazla aşınmaya uğramaları nedeniyle az engebeli düzlükler oluştururlar. Formasyonun egemen litolojisini oluşturan çörtlü pelajik kireçtaşları genellikle konkoyidal kırıklı görünümüne sahip olmalarıyla da karakteristiktir. Arakatlı olarak gözlenen daha sert kireçtaşları ise dirsek şeklinde çıkıntılar oluşturmaktadır.



Şekil 2.45. Yaniktepe formasyonu a. Büyüksöbeçimen köyü kuzeyindeki (Sarız) tip kesiti, b. Eyüplü köyü güneyindeki (Saimbeyli) referans kesiti

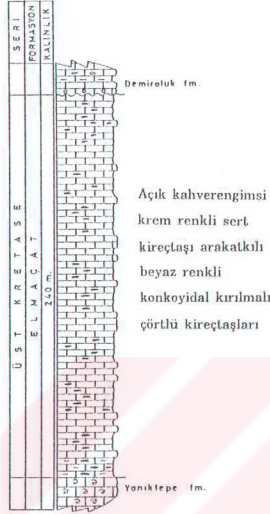
### 2.1.16.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar

Formasyonun tip kesit ölçümü en iyi gözlemlendiği yer olan Büyüksöbeçimen köyü kuzeyinde yapılmış ve 240 m kalınlık ölçülmüştür (Şekil 2.46).

Birimin egemen litolojisini beyaz renkli, konkoyidal kırılmalı yer yer çört yumrulu, ince taneli, 2-3 m kalınlığındaki seviyeler halinde gözlenen pelajik kireçtaşları oluşturmaktadır. Çört yumruları kahverengimsi renkli olup 1-10 cm büyüklüğünde yamacıklar oluştururlar. Bu kireçtaşlarıyla arakatlı olarak 0.5-1 m kalınlığında açık kahverengimsi-krem renkli kumtaşı veya kumlu kireçtaşı görünümüne sahip daha sert, iri taneli, breşik neritik fosillerce zengin kireçtaşları yer almaktadır. Formasyonun alt sınırı Üst Kretase yaşlı Yaniktepe formasyonu ile uyumlu, üst sınırı ise Orta Eosen yaşlı Demirelülük formasyonu ile uyumsuzdur.

### 2.1.16.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum

Formasyondaki pelajik fosiller içeren çörtlü kireçtaşlarında *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *Globotruncana cf. stuartiformis* (DALBIEZ), *Globotruncana ganseri* (BOLLI), *Globotruncana lapparenti* (BROTZEN), *Globotruncana contusa* (CUSHMAN), *Rugoglobigerina sp.*, *Heterohelix sp.*, *Racemiguembelina sp.*, *Globigerinella sp.*,



Şekil 2.46. Elmaçat formasyonunun Büyüksöbeçimen köyü güneyindeki (Sarız) tip kesiti

*Globigerinoides sp.*, *Radiolaria sp.* gibi fosillerin (M.Tunç, C.Ü.) yanı sıra, arakatlı halinde gözlenen ve breşik neritik fosillerce zengin kireçtaşlarında *Orbitoides medius* (d'ARCHIAC), *Lepidorbitoides minor* (SCHLUMBERGER), *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK türleri de belirlenmiştir (N.İnan, C.Ü.). Yukardaki fosil içeriklerine göre formasyonun yaşı Üst Maestrihtiyen olarak değerlendirilmiştir.

Formasyon Elmaçat formasyonu adı altında ilk kez Erkan ve diğerlerinin (1978) Sarız-Şarkışla-Gemerek-Tomarza arasındaki çalışmalarında tanımlanmıştır. Metin (1983/1984), Develi-Saimbeyli arasındaki incelemelerinde formasyonu benzer litolojide tanımlamış ve aynı formasyon adını kullanmıştır. Gerek fosil içeriği ve gerekse benzer litolojilere sahip olması açısından Torosların kuzeydoğu uzantısındaki (Hekimhan bölgesi) Zorbahan formasyonu (Bozkaya ve Yalçın, 1992) ile değiştirilebilir.

Birim içerdiği fosillere göre pelajik (açık şelf) ortamda çökelmiştir. Egemen litolojiji oluşturan mikritik dokulu beyaz renkli çörtlü kireçtaşlarının yanı sıra bunlarla arakatlı breşik (detritik/allokton) neritik ortam fosilleri içeren daha çok sparitik dokulu olmakla birlikte pelajik fosiller de içeren kireçtaşlarının da bulunması ortamın derin denizel olmakla birlikte aşırı hareketli, diğer bir ifadeyle tektonik açıdan duraysız olduğuna işaret etmektedir.

### 2.1.17. Güzelinköy formasyonu (Kg)

#### 2.1.17.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü

Formasyon inceleme alanının orta ve doğu kesimlerinde Güzelim köyü doğusu ve Kirazlıyurt köyü güneyi olmak üzere sınırlı bir yayılıma sahiptir. Bu çalışmada, önceki araştırmacılarca (Metin ve diğerleri, 1987 ve 1990) Demiroluk formasyonu olarak haritalanan Kayapınar köyü çevresinde de bu formasyonun varlığı belirlenmiş ve harita üzerinde revizyonu yapılmıştır (bkz. Ek-1).

Birimin genel görünümü sarımsı-krem renkli olup az engebeli topoğrafya oluştururlar. Formasyondaki 10 m ye kadar ulaşan sert kireçtaşı seviyeleri diğer killi kireçtaşı ve marnlar arasında yer yer sarpıklar oluşturmaktadır.

#### 2.1.17.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar

Kayapınar köyü çevresinde iki adet referans kesit ölçümü yapılmış (Şekil 2.47) olup, alt ve üst sınırı belirlenememekle birlikte yaklaşık 200 m kalınlıkta olduğu söylenebilir.

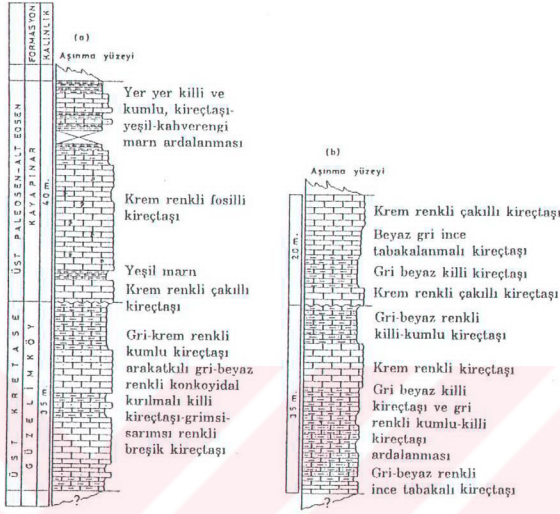
Formasyon aynı yaşa sahip olduğu Elmaçat formasyonuna göre kırıntılı bileşenleri daha fazla içermektedir. Özellikle kumlu kireçtaşı ve killi kireçtaşı-marn seviyeleri içermeleriyle Elmaçat formasyonundan ayrılırlar. Kumlu kireçtaşları grimsi-krem renkli, killi kireçtaşı-marn seviyeleri ise yeşilimsi-beyazımsı renklerdedir. Kumlu ve yer yer çakıllı kireçtaşı seviyeleri 2 m den 10 m ye kadar ulaşan kalınlıklara sahiptir. Killi kireçtaşı-marn seviyeleri ise genellikle 30-40 cm kalınlığındadır.

Birimin alt sınırı gözlenmemekle birlikte Metin ve diğerleri (1982) tarafından Yanıktepe formasyonu üzerine uyumlu olarak geldiği bildirilmektedir. Üst sınırı ise bölgedeki varlığı ilk kez bu çalışmada ortaya konulan ve tanımlanan "Kayapınar formasyonu" ile uyumsuz ilişkiye sahiptir.

#### 2.1.17.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum

Formasyonu oluşturan kireçtaşlarında yaygın olarak gözlenen pelajik fosillere göre birimin yaşı Maestrihtiyen (Üst Kretase) olarak belirlenmiştir. Belirlenen fosiller *Abothomphalus mayaroensis* (BOLLI), *Globotruncana citae* BOLLI, *Globotruncana bulloides* VOGLER, *Globotruncana conica* (WHITE), *Rosita contusa* (CUSHMAN) olarak sıralanabilir (M.Akyazı, C.Ü.). Ayrıca breşik/detritik Alg (*Melobesia* sp.), *Echinidae* ve *Miliolidae* şeklindeki neritik fosiller de bulunmaktadır (N.Özgen, C.Ü.).

Birim Ayhan (1987/1988) tarafından Kozan-Elmadağ arasındaki bölgede de aynı isimle tanımlanmıştır. Gürün-Sarız arasında tanımlanan Akdere formasyonu da (Atabey, 1993) bu formasyona eşdeğer gibi gözükmektedir.



Şekil 2.47. Güzelinköy ve Kayapınar formasyonlarının Kayapınar güneyindeki (Tufanbeyli) dikme kesitleri

Formasyon fosil içeriklerinden de anlaşılabilceği gibi duraysız bir açık şelf ortamında çökelmiştir. Neritik ve pelajik fosil birlikteliği Elmaçat formasyonunda olduğu gibi ortamın oldukça duraysız olduğuna işaret etmektedir.

## 2.1.18. Hocabet formasyonu (Th)

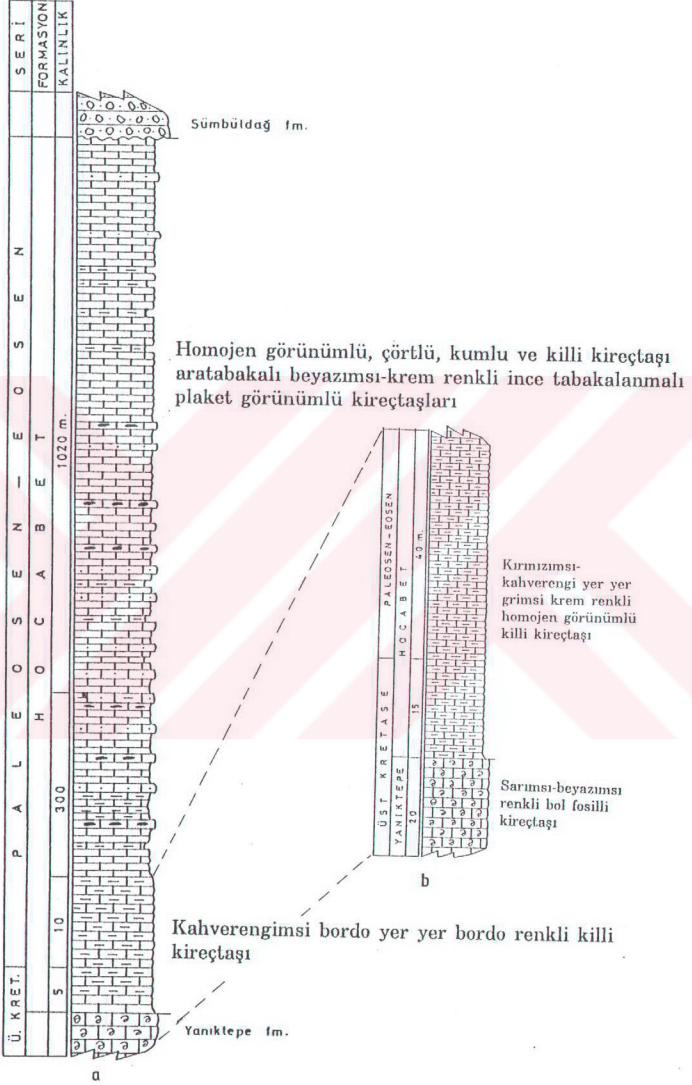
### 2.1.18.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü

İnceleme alanında yalnızca Saimbeyli yöresinde (Eyüplü köyü güneydoğusu) yayılmaktadır. Homojen bir görünüm sunan formasyona ait litolojiler dikey tabakalanmalı, alt seviyelere doğru ise tümüyle devriktirler.

İnce ve oldukça düzenli tabakalanma göstermesiyle ve 1000 m yi aşan kalınlığa sahip olmasıyla kolaylıkla tanınabilmektedir.

### 2.1.18.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar

Tutkun (1984) tarafından tanımlanan formasyonun tip kesit ölçümü Hocabet dere boyunca gerçekleştirilmiş ve 1335 m kalınlık ölçülmüştür (Şekil 2.48a). Ayrıca en alt düzeylerindeki Kretase-Tersiyer geçişinin belirlenebilmesi için Gökkaya Tepe' de de 55 m lik referans kesit ölçümü gerçekleştirilmiştir (Şekil 2.48b).



Şekil 2.48. Hocabet formasyonunun a. tip kesiti (Hocabet dere, Saimbeyli), b. alt seviyelerine ait referans kesiti (Gökkaya tepesi, Saimbeyli)

En alt seviyelerinde düzenli bir Kretase-Tersiyer geçişinin gözlemlendiği kırmızımsı-kahverengimsi ve yer yer krem renkli, çok az dolomit içeren killi kireçtaşları yer almaktadır. Üst Maestrihtiyen ve Alt Paleosen yaşlı pelajik fosiller içeren bu kayalar makroskopik olarak birbirinden ayırt edilememektedir. Bu nedenle 5-15 m arasında değişen oldukça ince bir seviye halinde izlenen benzer görünümlü Üst Kretase yaşlı bu kayalar da formasyona dahil edilmiştir. Kırmızımsı-kahverengimsi renklerin egemen olduğu bu seviyenin üzerinde tümüyle homojenlik sunan beyazımsı-krem ve grimsi renkli ince tabakalı (5-20 cm) plakets görünümlü, düzenli tabakalanmalı kireçtaşları ve bunlarla aratabakalı çörtlü, kumlu ve killi kireçtaşları ile ender olarak karbonatlı kumtaşları yer almaktadır. Kumlu kireçtaşları genellikle grimsi-kahverengimsi renkli ve daha daha serttirler. Killi kireçtaşları ise yeşilimsi-grimsi renkli ve konkoyidal kırılmaları ile marm görünümlüdür. Üst Kretase yaşlı Yanıktepe formasyonu ile uyumlu, üst sınırı ise yatay tabakalı Sümbüldağ formasyonu ile uyumsuz olarak örtülmektedir.

### 2.1.18.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum

Formasyon pelajik fosillerle zengin bir faunaya sahiptir. En alt seviyelerdeki killi kireçtaşlarında Üst Kretase yaşını veren *Globotruncana arca CUSHMAN*, *Rosita formicata (PLUMMER)*, *G. lapparenti BROTZEN*, *G. stuarti De LAPPARENT*, *Globotruncanita elevata (BROTZEN)*, *Racemigumbelina sp.*, *Heterohelix sp.*, *Rugoglobigerina sp.* gibi Üst Kretase yaşlı fosiller ile bunun hemen üzerinde *Globigerina sp.*, *Globorotalia sp.* türü Alt Paleosen fosilleri belirlenmiştir (M. Tunç, C.Ü.).

Formasyonun yaşı Paleosen-Eosen olarak verilmekle birlikte (Tutkun, 1984), alt seviyelerdeki bordsomu renkli Paleosen yaşlı killi kireçtaşlarıyla uyumlu olarak gözlenen, aynı çökme ortamının ürünü olan ve arazide Paleosen yaşlı kireçtaşlarından ayırt edilemeyen 5-15 m kalınlığındaki Üst Maestrihtiyen yaşlı kireçtaşları da göz önüne alınırsa birimin yaşı Üst Kretase'nin en üst seviyelerini de kapsar gözükmektedir.

Diğer taraftan, çok az dolomit içeren kireçtaşlarının Tersiyer'de ortaya çıkması, en üst Kretase'de hiç gözlenmemesi, zaman sınırları ve/veya geçişleri ile dolomitin kronostratigrafik dağılımı arasında bir ilişkinin olduğuna işaret eder niteliktedir. Çok daha geçerli bulgular, incelenen bölgeye göre daha sık ortamları karakterize eden Hekimhan (Bozkaya ve Yalçın, 1992; Yalçın ve Bozkaya, 1992), Tecer (Yalçın ve İnan, 1992a) ve Koyullhisar (Yalçın ve İnan, 1992b) yörelerinde elde edilmiştir.

Formasyon yaş olarak daha kuzeyde gözlenen Kayapınar formasyonu ile Güzelimköy ve Elmaçat formasyonlarının üst seviyelerine karşılık geliyorsa da, litoloji ve görünüm açısından diğerlerine benzememektedir. Mineralojik açıdan da farklılık gösteren



Hocabet formasyonu aynı yaşlı diğer eşdeğerlerine göre tümüyle farklı bir çökeltme havzası ürünü olup ayrı bir formasyon adıyla tanımlanması uygun görülmüştür (A.Poisson, sözlü görüşme, 1994, Paris-Sud Üniversitesi-Fransa).

Alt seviyelerde pelajik formların gözlendiği formasyonun neritik fosiller içeren ve sığ denizel ortamı temsil eden Yanıktepe formasyonunun üzerinde uyumlu olarak yer alması bu dönemde çökeltme havzasının düşey salınımlarla aniden derinleştiğini göstermektedir. Formasyonun derin ve duraylı bir şelf ortamında çöktüğü, üst seviyelerde Nummulit ve Discocyclina gibi neritik fosillerin yanı sıra alglerin de gözlenmesi Eosen'e doğru ortamın sığlaştığının göstergesidir. Aynı seviyelerde yer alan nummulit kırıntılı biyoklastik kireçtaşlarının resif yamacını karakterize ettiği belirtilmiştir (Tutkun, 1984).

Üst Kretase ve Tersiyer yaşlı birimlerin dağılımı ve fasiyes değişimleri Paleozoyik ve Alt Mesozoyik yaşlı birimlerin aksine önemli farklılıklar sunmaktadır. Şekil 2.49 dan da görülebileceği gibi Üst Kretase-Tersiyer yaşlı birimler inceleme alanının güneyinden kuzeyine doğru sürekliliğini kaybetmektedir. Özellikle Sarız bölgesinde Alt Tersiyer yaşlı birimler hiç gözlenmemektedir. Saimbeyli yöresinde Üst Kretase ve Alt Tersiyer süresince kesiksiz bir sedimentasyon sürmesine karşın aynı dönemde kısmen Tufanbeyli ve tümüyle Sarız yörelerinde olmak üzere bir aşınma veya karasallaşma söz konusudur. Tufanbeyli bölgesinde uyumsuzlukla da olsa Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı çökellerin gözlenmesi, karasallaşmanın Saimbeyli' den Sarız' a doğru tedrici olarak geliştiğine işaret etmektedir. Bu dağılım allokon birimlerin KD ve GB bölgelerinde farklı zamanda yerleşiminden ve orojenik etkilerin yöresel farklılık sunmasından kaynaklanmaktadır.

## **2.1.19. Kayapınar formasyonu (Tk)**

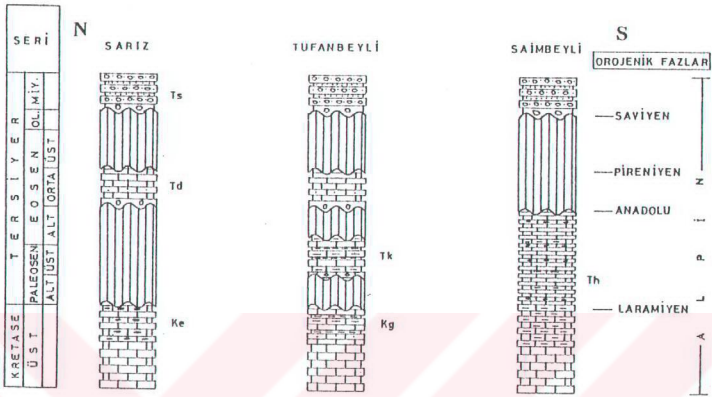
### **2.1.19.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü**

Kayapınar köyü kuzeyinde sınırlı bir yüzlek vermekle birlikte ayrıntılı incelemelerle daha doğu ve batıya doğru uzanımı da belirlenebilmektedir.

Az engebeli düzlükler oluşturan formasyon daha fazla marn içermesi ve özellikle farklı fosil içeriğiyle Güzelinköy formasyonundan kesin olarak ayrıtı edilebilmektedir.

### **2.1.19.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar**

İlk kez bu çalışmada tanımlanan formasyonun Kayapınar köyü kuzeyinde iki adet referans kesit ölçümü yapılmış ve 20 ve 40 m kalınlık belirlenmiştir (bkz. Şekil 2.47). Alt sınırı uyumsuz ilişki sunan formasyonun üst sınırı da aşınma yüzeyine karşılık gelmesi nedeniyle bu kalınlıklar gerçek kalınlığı yansıtmamaktadır.



Şekil 2.49. Üst Kretase ve Alt Tersiyer yaşlı birimlerin Sarız, Tufanbeyli ve Saimbeyli yörelerindeki dikme kesitleri

Formasyonun egemen litolojisini krem ve yer yer grimsi renkli orta-kalın tabakalı (40-50 cm) kireçtaşları oluşturmaktadır. Kireçtaşları genellikle bol çatlaklı ve breşik özellikler sunmaktadır. Kireçtaşlarıyla birlikte grimsi renkli killi kireçtaşları ve üst seviyelerde de yeşilimsi ve kahverengimsi marnlar yer almaktadır. Özellikle üst seviyeler hemen hemen bütünüyle kireçtaşı-marn ardalanmasından oluşmaktadır.

Formasyonun alt sınırı Güzelimköy formasyonu ile uyumsuzdur. Üst sınırı aşınma yüzeyine karşılık gelmekle birlikte, bölgesel stratigrafi açısından ele alındığında Lütesiyen yaşlı Demiroluk formasyonu ile uyumsuz olarak örtülmektedir.

### 2.1.19.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum

Alt seviyedeki kireçtaşlarında pelajik fosillerden Üst Paleosen'i karakterize eden *Planorotalites pseudomenardii* (BOLLI) ve *Morrozovella sp.* fosilleri belirlenmiştir (M.Akyazı, C.Ü.). Ayrıca bu kireçtaşlarıyla arakatlı neritik fosillerce zengin kireçtaşlarında da *Rotalia trochidiformis* LAMARCK, *Distictoplast biserialis* DIETRICH, *Idalina sinjarica* GRIMSDALE, *Gypsina linearis* (HANZAWA), *Rotalia perovalis* TERQUEM, *Miscellanea miscella* (d'ARCHIAC & HAIME), *Planorbulina aff. antiqua* MANJIN fosilleri bulunmuş ve Üst Paleosen yaşı verilmiştir (N.Özgen, C.Ü.). Üst seviyelerdeki kireçtaşlarında ise *Idalina sinjarica* GRIMSDALE, *Assilina yvette* SCHAUB, *Lockhartia conditi* DAVIES, *Donatae liburnica* DROBNE, *Cibicides sp.*, *Gyroidina sp.*,

*Kathina sp.*, *Anomalina sp.*, *Miscellanea sp.*, *Mississippina sp.*, *Rotalia sp.*, *Chrysalidina sp.*, *Daviesina sp.*, *Fabularia*, *Miliolidae*, *Bryozoa*, *Alg* ve *Ekinid diken*i belirlenmiş (N.İnan ve N.Özgen, C.Ü.) İlerdiyen (Üst Paleosen-Alt Eosen) yaşı verilmiştir. En üst seviyelerdeki bir kireçtaşına ise *Assilina placentula* DESHAYES, *Idalina aff. sinjarica* GRIMSDALE, *Cibicides sp.*, *Gyroidina sp.*, *Hadonia sp.*, *Eponides sp.*, *Discocyclusina sp.*, *Schlosserina sp.*, *Ekinid diken*i ve *Alg* fosilleri saptanmış ve Küviziyen (Alt Eosen) yaşı verilmiştir (N.İnan ve N.Özgen, C.Ü.). Yukardaki verilere göre birimin yaşı Üst Paleosen-Alt Eosen olarak belirlenmiştir.

Formasyon Erkan ve diğerlerinin (1978) Pınarbaşı yöresinde tanımladığı Malakköy formasyonu ve Atabay' in (1993) Gürün-Sarız arasında tanımladığı Abdalpinarı formasyonu ile denleştirilebilir.

Birim Güzelimköy formasyonu gibi duraysız açık şelf ortamında çökelmiştir. Neritik fosillerin daha yaygın olması formasyonun bu dönemde daha sık ortamda oluştuğunu, üst seviyelere doğru marn türü litolojilerin artması da Eosen' e doğru derinleşmenin daha da arttığını düşündürmektedir.

## 2.2. Örtü Litostratigrafisi Birimleri

Otokton istifi büyük çaplı bir transgresyon sonucu uyumsuzlukla örten Orta Eosen yaşlı karbonatlı ve kırıntılı kayalar ile Miyosen yaşlı kırıntılı ve karbonatlı, Pliyosen yaşlı kırıntılı, volkanik ve piroklastik kayaları içeren birimlerdir.

### 2.2.1. Demirolok formasyonu (Td)

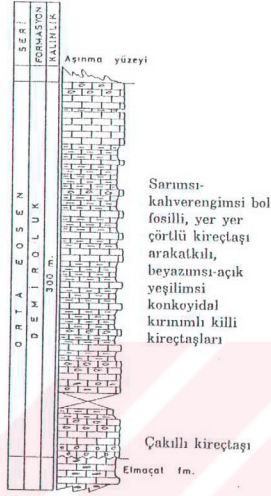
#### 2.2.1.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü

İnceleme alanının kuzey kesimlerinde geniş yayılım sunan formasyon güneyde gözlenmemektedir. En yaygın gözleendiği bölgeler Sarız ilçesinin doğu ve kuzeydoğusu ile Sarız ve Tufanbeyli arasındadır.

Formasyon az engebeli düzlükler oluşturmaktadır. En alt seviyelerdeki çakıllı kireçtaşı veya karbonatlı çakıllıtaşı olarak adlandırılan seviyeler küçük sapsıklar ve çıkıntılar oluştururlar. Üst seviyelere doğru konkoyidal kırınımlı, marn görünümlü killi kireçtaşı litolojilerinin artması nedeniyle daha düşük topoğrafyalı ve daha az engebeli görünümlüdürler.

#### 2.2.1.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar

Formasyonun adı Özgül ve diğerlerinden (1973) alınmıştır. Kesit ölçümü inceleme alanının kuzeydoğusunda yer alan Küçük Örtülü köyünün batısında gerçekleştirilmiş ve 300 m kalınlık ölçülmüştür (Şekil 2.50).



Şekil 2.50. Demirözlük formasyonunun dikme kesiti (Küçükörtülü köyü, Sarız)

Formasyon alt seviyeleri hariç egemen litolojisini karbonat kayalar oluşturmaktadır. Alt seviyelerde çakıllı kireçtaşı ve karbonatlı çakıltı olarak adlandırılabilen kalın tabakalı (1-2 m) kayalar yer almaktadır. Orta seviyelerin ana litolojisini oluşturan killi kireçtaşları beyazımsı-açık yeşilimsi ve konkoyidal kırınımlıdır. 0.5-1 m kalınlığındaki killi kireçtaşları ile ardalanmalı olarak 10-50 cm arasında değişen kalınlıklarda sarımsı-kahverengimsi bol fosilli ve yer yer çörtlü kireçtaşları bulunmaktadır. Marn görünümlü killi kireçtaşları en üst seviyelere doğru ortaya çıkmaktadır.

Birim, daha yaşlı formasyonları uyumsuz olarak örtmekte, üst sınırı ise Miyosen yaşlı Sümbüldağ formasyonu ile yine uyumsuz olarak örtülmektedir.

### 2.2.1.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum

Formasyonu oluşturan kireçtaşları neritik fosillerle zengin bir faunaya sahiptir. Belirlenen önemli fosiller *Fabiana cassis* (OPPENHEIM), *Nummulites globulus* (LEYMERIE), *Europertia magna* (CALVEZ), *Rotalia trochidiformis* (LAMARCK), *Nummulites levigatus* (BRUGUIERE), *Discocyclus seunesi* (DOUVILLE), *Solenomeris sp.*, *Orbitoclypeus sp.*, *Asterocyclina sp.*, *Alveolina sp.*, *Amphistegina sp.* olarak sıralanabilir (N.İnan, C.Ü.). Yukardaki bentik foraminiferlerin yanı sıra inceleme alanında gerçekleştirilen daha önceki çalışmalarda belirtilmeyen pelajik formlar da yer almaktadır.

Konkoyidal kırınımlı killi kireçtaşlarından bir örneğin ince kesitinde *Morrozovella spinolusa* (CUSHMAN), *Hantkenina* sp. ve *Globigerina* sp. türü pelajik fosiller belirlenmiştir (M.Akyazı, C.Ü.).

Orta Eosen (Lütesiyen) dönemindeki transgresyonu (Anadolu fazı) temsil eden formasyonun Batı (Geyikdağı) ve Orta (Seydişehir, Beyşehir, Hadim) Toroslarda yaygın yüzlekler verdiği belirtilmektedir (Özgül ve diğerleri, 1973). İnceleme alanının yakın çevresindeki incelemeler de göz önüne alındığında, formasyonun inceleme alanının kuzey bölümü de dahil olmak üzere Develi-Saimbeyli (Metin, 1983/1984) ve Gürün-Sarız (Atabey, 1993) bölgelerinde yaygın olarak gözlenmesine karşın, güney kesimi temsil eden Saimbeyli yöresi ile Kozan ve Elmadağ bölgesinde (Ayhan, 1987/1988) gözlenmemektedir.

Alt seviyelerde yaygın olan nummulit fosilleri içeren sparikalsit çimentolu yarı yuvarlak-yarı köşeli kötü boylanmalı karbonatlı çakıltaşı ve çakıllı kireçtaşları ortam enerjisinin yüksek olduğu sığ kıta şelfini karakterize etmektedir. Orta ve üst seviyelerdeki neritik ve yer yer pelajik fosiller içeren kireçtaşı ve killi kireçtaşları ise açık şelf ortamını yansıtmaktadır.

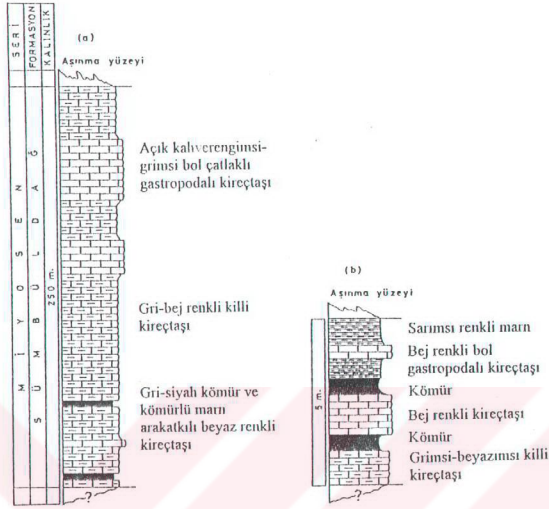
## 2.2.2. Sümbüldağ formasyonu (Ts)

### 2.2.2.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü

İnceleme alanının kuzey (Karapınar köyü çevresi), güneydoğu (Çukurkişla, Kırzlıyurt, Kaleboynu ve Sülümen köyleri arası ve Yardibi köyü kuzeyi) ve Tufanbeyli kuzeyinde yüzeylenmektedir. Saimbeyli' nin güneydoğusunda gözlenen ve formasyonun alt seviyelerini oluşturan çakıltaşı ve kumtaşları yatay konumlu geniş alanlar kaplamaktadır. Kuzeyde ise Karapınar köyü çevresinde Kötüköy-Çavdar çöküntü alanı olarak adlandırılan (Karayığıt ve Akdağ, 1992) bölgede kömür bantlı killi kireçtaşı, marn ve kireçtaşı litolojileri gözlenmektedir.

### 2.2.2.2. Tip kesit, kayaç türü ve alt/üst sınırlar

Sümbüldağ formasyonunun (Metin ve diğerleri, 1982) üst seviyelerinin yüzeylendiği Karapınar köyünün yaklaşık 3 km batısında açılan bir kömür ocağında referans kesit ölçümü yapılmış ve 250 m kalınlık ölçülmüştür (Şekil 2.51.a). Tufanbeyli ilçesinin kuzeyindeki Kayapınar köyü batısındaki küçük bir mostrada da aynı litolojiler gözlenmiş ve 5 m lik örnekleme yapılmıştır (Şekil 2.51.b). Birimin Saimbeyli bölgesinde yüzeyleyen alt seviyelerinin kalınlığının 600 m olduğu belirtilmiştir (Tutkun, 1984).



Şekil 2.51. Sümüladağ formasyonunun dikme kesitleri : a. Karapınar (Sarız), b. Kayapınar (Tufanbeyli)

Birimin alt seviyelerini oluşturan kumtaşı arakatlı kalın tabakalı (1.5-2 m) çakıltaşları metamorfik, ofiyolitik ve sedimenter kökenli, iyi yuvarlaklaşmış, iri çakıllı yer yer bloklu polijenik bileşenlere sahiptir. Çakıltaşlarının üst seviyelerinde ise orta-ince tabakalı (15-20 cm) sarımsı-kahverengimsi kumtaşları yer almaktadır.

Formasyonun üst seviyeleri Karapınar (Sarız yöresi) ve Kayapınar (Tufanbeyli yöresi) çevresinde görüldüğü gibi kömür arakatlı karbonatlı kayaçlardan oluşmaktadır (Şekil 2.52). Alt seviyeler gri-siyah kömür ve kömürlü marl arakatlı karbonatlı kayaçlardan oluşmakta iken, orta ve üst seviyeler 15-20 m lik seviyeler halinde açık kahverengi-gri renkli bol çatlaklı kireçtaşı arakatlıları içeren beyaz-bej renkli yer yer gastropodalı killi kireçtaşlarından oluşmaktadır.

Birimin alt sınırı genelde daha yaşlı birimlerle, üst sınırı Pliyosen ve Kuvaterner yaşlı birimlerle uyumsuz ilişki sunmaktadır.

### 2.2.2.3. Yaş, karşılaştırma ve yorum

Formasyonun alt seviyelerindeki kumtaşlarında yer alan fosillere göre Alt-Orta Miyosen yaşı verilmiştir (Tutkun, 1984). Benzer şekilde Ayhan (1987/1988) Kozan-Elmadağ bölgesinde kireçtaşlarında da Orta Miyosen yaşlı fosiller saptamıştır.

Formasyonun üst seviyelerindeki kömür örneklerindeki palinolojik analizler sonucunda 15 adet spor ve polen saptanmış (Karayığit ve Akdağ, 1992) ve Miyosen yaşı verilmiştir.

Gürün-Sarız arasındaki bölgede Atabey' in (1993) Miyosen yaşlı Gövdelidağ formasyonuna karşılık gelmektedir. Aynı şekilde Metin' in (1983/1984) Develi-Saimbeyli arasında tanımladığı ve olasılı olarak Üst Eosen yaşını verdiği Suludere formasyonu da birimin alt seviyelerindeki litolojilere benzer litolojiler içermektedir. Kozan-Elmadağ bölgesinde de geniş yayılımı sahip olduğu belirtilmiştir (Ayhan, 1987/1988).

Formasyonun üst seviyelerini oluşturan kömür arakatlı ve bol gastropodalı killi kireçtaşı ve marn litolojileri Gürün bölgesindeki görsel ortamda çökelen Miyosen yaşlı Gürün formasyonuna (Kurtman, 1978) karşılık gelmektedir.

Formasyonun çakıltaşı ve kumtaşından oluşan alt seviyeleri sığ ve yüksek enerjili bir ortamda oluşmuştur. Üst seviyelerdeki kömür arakatlı killi kireçtaşı ve marnlar ise sığ ve duraylı bir ortam ürünüdür. Kömür arakatlarının ise floranın ve iklimin uygun olduğu göl kenarlarında oluştuğu ifade edilmektedir (Karayığit ve Akdağ, 1992).

### **2.2.3. Pliyosen oluşukları**

Karasal ortam ürünü gevşek çimentolu kırıntılı kayalar ile volkanik ve piroklastik kayalardan oluşan birimlerdir. İnceleme amacının dışında oldukları için ayrıntılı bir inceleme yapılmamış olup, yalnızca litolojik özelliklerinden bahsedilecektir.

#### **2.2.3.1. Evciköy formasyonu (Te)**

Tufanbeyli-Sarız ilçeleri ve Yalak nahiyesi çevresinde tarım alanlarını oluşturan geniş düzlüklerde yer alır. Gevşek çimentolu çakıllardan ve görsel kireçtaşı, aglomera ve marn ardalanmasından oluştuğu bildirilen formasyon (Metin ve diğerleri, 1990) Özgül ve diğerleri (1973) tarafından adlandırılmıştır.

#### **2.2.3.2. Volkanik kayalar**

İnceleme alanının kuzeyinde ve orta kesimlerinde gözlenir. Sarız ilçesi kuzeydoğusundaki Büyüksöbeçimen köyü çevresinde Orta Eosen yaşlı Demiroluk formasyonunu örten yaklaşık 5-6 km<sup>2</sup> lik alanı kaplayan siyah renkli olivin bazaltlar yer almaktadır. Bu kayalar Otlu (1992) tarafından Büyüksöbeçimen bazaltı olarak adlandırılmıştır. Metin ve diğerleri (1990) ise farklı yörede yüzeyleyen eşdeğeri olan olivin bazaltları Güzelce bazaltı olarak adlandırmışlardır. Daha kuzeyde Kayapınar köyünün batısında yer alan Firenk tepede de açık gri-bej renkli olup petrografik incelemede dasit olarak tanımlanan yaklaşık 1 km ' lik alanı kapsayan volkanik kayalar gözlenmektedir.

Frenktepe volkaniti olarak adlandırılan (Oflu, 1992) kayaların kimyasal olarak da dasit karekterini yansıttığı belirtilmiştir (Karayığit ve Akdağ, 1992). Burada gözlenen dasitler de Miyosen yaşlı Sömbüldağ formasyonunu kesmiş konumdadır. Volkanik kayaların kuzeyde ortaya çıkmaları ve inceleme alanının daha kuzeybatısına doğru artış göstermeleri bu kayaların Erciyes volkanizması ile ilişkili olduklarını düşündürmektedir.

#### 2.2.3.3. Piroklastik kayalar

Tufanbeyli ilçesinin yakınında Damlalı köyü çevresinde yüzlekleri görülmektedir. Andezitik karakterli olduğu belirtilen (Metin ve diğerleri, 1990) tüflerin Pliyosen yaşlı çökeller ile girift ilişkiler sunduğu gözlenmiştir. Bunların da volkanik lavlarla birlikte Erciyes volkanizmasının ürünleri olduğu sanılmaktadır.

#### 2.2.4. Kuvaterner oluşukları

Akarsu vadileri, vadi ağızları ve düzlükler ile sarp yamaç eteklerinde gözlenen alüvyon, yamaç molozu ve alüvyon konisi şeklinde gelişmiş çakıl, kum ve çamur bileşenlerinden oluşmaktadır.

### 2.3. Allokton Birimler

Bölgenin kuzeybatı ve güneydoğusu boyunca geniş alanlar kapsayan, başka bir çökelme havzasını karakterize eden ve bölgeye daha sonra tektonik olarak yerleşen belirgin stratigrafik dizilimi olmayan kaya toplulukları allokton olarak değerlendirilmiştir.

#### 2.3.1. Kireçlikyayla karmaşığı

Bölgenin kuzeybatı sınırını oluşturur. Ofiyolitik dizilime ait ultrabazik (serpantinleşmiş dünit, harzburgit, piroksenit) ve volkanik kayaç blokları ile düzensiz bir biçimde dağılmış çeşitli yaş ve fasiyese sahip sedimanter kayaç bloklarından oluşmuş bir karmaşıktır. Birimin adı Erkan ve diğerlerinden (1978) alınmıştır. Özgül ve diğerleri (1973) tarafından Soğanlıdağ formasyonu, yine benzer şekilde Varol ve Magaritz (1992) tarafından Soğanlı alloktonu olarak adlandırılmıştır. Özgül (1971) tarafından, Orta Toroslardaki Hadim bölgesindeki ofiyolitli serinin eşdeğeri olarak kabul edilmiştir. Özgül'e göre (1976) bu karmaşık Toroslardaki allokton birliklerden Bozkır Birliği içerisinde değerlendirilmiştir (bkz. Şekil 2.2). Karmaşığı oluşturan büyük kayaç kütleleri bölgeye olasılı olarak Üst Maestrihtiyen-Palcosen aralığında gelmiştir (Metin ve diğ., 1987). Tekeli (1980), Aladağlar' da ofiyolitinin Senoniyen sonunda yerleştiğini belirtmiştir.



### 2.3.2. Andırın karmaşığı

Kireçlikyayla karmaşığı gibi serpantinleşmiş bazik ve ultrabazik kayalar kütelleri ile özellikle Mesozoyik yaşlı kireçtaşı kütellerinden oluşmaktadır. Birimin adı Metin ve diğerlerinden 1987 alınmıştır. Yazarlar birimin Andırın dolaylarında oldukça geniş yayılım gösterdiğini ve karmaşığın doğu ve güneydoğudan gelecek bölgeye yerleştiklerini, yerleşim yaşının ise olasılı olarak Eosen sonrası olduğunu belirtmişlerdir. Metin ve diğerleri (1987), Kireçlikyayla ve Andırın karmaşığının ayrı kaynaklardan ve Maestrihtiyen-Paleosen ve Eosen sonu olmak üzere iki ayrı zamanda bölgeye yerleştiklerini öne sürmüştür. Şengör ve Yılmaz (1983) ile Kozlu ve diğerleri de (1990) aynı görüşü benimsemekte olup iki karmaşığın da kuzeyden aynı kaynaktan geldiği görüşüne karşın, Doğu Toros Otoktonu'ndaki Kretase-Paleosen yaşlı birimlerin herhangi bir ofiyolitik parça veya kalıntı içermemesini, iki ofiyolitik karmaşığın kuzey ve güney olmak üzere ayrı bölgelerden geldiğinin işareti olarak değerlendirmiştir.

### 2.3.3. Göksun metamorfileri

İnceleme alanının güneydoğusunda KD-GB doğrultulu uzanmaktadır. Metin ve diğerleri (1987) bu metamorfilerin Göksu fayı doğusunda KB ya devrik bir antiklinoryum meydana getirdiğini ve antiklinoryumun çekirdeğinden itibaren alta gnays ve şist, ortada mermer üstte ise az kristalize kireçtaşından oluştuğunu belirtmişlerdir. Birimin adı Demirtaşlı ve diğerlerinden (1983) alınmıştır. Metin ve diğerleri (1982), metamorfileri alttan üste doğru Koççağız şistleri, Tahirbey mermeri ve Keklikoluk kireçtaşları, Tutkun (1984), Saimbeyli yöresinde Binboğa masifi, Tarhan (1984) daha doğuda Göksun-Afşin-Elbistan bölgesinde Kabaktepe metamorfileri olarak adlandırmıştır. Metin ve diğerleri (1990), Tufanbeyli çevresinin hazırlanmış oldukları Elbistan İ-22 nolu 1/100.000 ölçekli harita çalışmasında da bunları Göksun metamorfileri olarak değerlendirmiştir. Kozlu ve diğerleri (1990) Malatya metamorfileri olarak tanımladıkları birimi kıtasal kabuk kökenli metamorfik kayalar olarak değerlendirmiş olup Perinçek (1979)' un da belirttiği gibi bunların Anatolitlere ait olduğunu belirtmişlerdir. Göksun metamorfitlerinin düşey ve yanal yönde metamorfizma derecesinin değiştiği bildirilmektedir. Tarhan (1984), Kabaktepe metamorfitlerindeki bu değişimi, alttan üste doğru; iki mikalı gnays (gözlü gnays), pegmatitik gnays, amfibol şist, kuvars şist, fillat-kalkşist ve mermer arakatıkları ile başlayıp üste doğru bantlı mermer ve yer yer dolomitik mermerlerden oluşan bir istif şeklinde gözlemiştir. Şistlerin Göksun ilçesinin batısında kuzeyden güneye doğru yanal olarak izlendiğinde, bu kayaların kökenini oluşturan bileşenlerin (kum ve çakıl) daha da belirginleştiği belirtilmiştir (Metin ve diğerleri, 1987). Metamorfitlerin en üst

kesimlerindeki az kristalize kireçtaşlarında Malm-Neokomiyen yaşlı fosiller saptanmıştır (Metin ve diğerleri, 1982). Tarhan (1984), Kabaktepe şistlerinin yaşını Devoniyen olarak kabul etmiştir. Göksun metamorfitlelerinin otokton birimlere karşılık gelebileceği belirtilmekle birlikte henüz kesin veriler bulunmamaktadır. Metamorfik birimler güneydoğuda otokton birimlerle faylı dokanaktır. Fayın yaşı, Üst Miyosen yaşlı birimlerle örtülmesi göz önüne alınarak Üst Miyosen öncesi olarak değerlendirilmiştir.

#### 2.4. Tektonik

İnceleme alanı tektonik hareketlerden etkilenen bir bölgede yer almaktadır. Bölge Maestrihtiyen' den itibaren KB-GD doğrultusunda etkili bir sıkışma rejimi etkisine girmiştir. Bu sıkışmada kuzeybatıda yer alan Kireçlikyayla karmaşığı bindirmesinin etkisi büyüktür. Sıkışma Orta Miyosen sonuna kadar devam etmiştir. Allohton birimlerin B-KB ve D-GD doğrultulu iki ana bindirme kuşağı boyunca bölgeye kuzeybatıdan ve güneydoğudan olmak üzere iki farklı kaynaktan Maestrihtiyen-Paleosen ile Eosen sonu olmak üzere iki ayrı zamanda yerleştikleri öne sürülmektedir (Metin ve diğerleri, 1987; Kozlu ve diğerleri, 1990). Bu Kretase-Tersiyeer yaşlı birimlerin dağılımı ile de uyumludur. KB-GD doğrultulu sıkışmalar sonucunda KD-GB doğrultulu kıvrımlar gelişmiştir. Haritanın büyük ölçekli (1:100 000) ve karmaşıklığa yol açmaması nedeniyle kıvrım eksenleri harita üzerine işaretlenmemiştir. Kıvrım eksenleri veya tabaka doğrultularıyla uyumlu olarak formasyonların bölgedeki yayılımları da KD-GB doğrultulu yönlüdür (bkz. Ek-1). Saimbeyli yöresinde ise yaklaşık K-G yönlü doğrultular kazanırlar. Aynı sıkışma rejimi KD-GB doğrultulu tabaka konumları ve kıvrım eksenlerinin yanı sıra kilometrelerce uzunluktaki doğru atımlı ve ters faylar oluşturmuştur. Ters veya itki faylarının doğrultuları da benzer şekilde ana bindirme kuşaklarına paralel olarak uzanmaktadır. Emirgazi ve Demirölük köyleri çevresinde Kambriyen' in Eosen üzerine bindirmesi, yine Saimbeyli yöresinde Göksun metamorfitlelerinin Paleosen-Eosen yaşlı birimlere bindirmesi, sıkışma hareketinin Eosen' den sonra maksimuma ulaştığına işaret etmektedir.

Bölgedeki otokton istifte Karbonifer-Permiyen, Alt Triyas-Üst Triyas, Triyas-Jura, Üst Kretase-Üst Paleosen, Üst Kretase-Orta Eosen, Üst Paleosen-Orta Eosen, Eosen-Miyosen arasında diskordanslar saptanmıştır. Hersiniyen orojenik fazı Orta Devoniyen yaşlı Şafaktepe formasyonunda gözlenen ve Hersiniyen orojenezinin başlangıcına işaret eden yersel konglomeratik seviye dışında yalnızca Üst Permiyen tabanındaki uyumsuzlukla kendisini göstermektedir. Bu veriler bölgenin Kambriyen' den Alt Karbonifer sonuna kadar herhangi bir orojeneze uğramadığını, buna karşın bölgenin genel tektonik yapısının Alpin orojenezi sonucunda kazanıldığını göstermektedir.

### **3. MİNERALOJİ-PETROGRAFİ**

#### **3.1. İnceleme ve Çözümleme Yöntemleri**

İnceleme alanındaki çok düşük dereceli metamorfik ve sedimanter birimlerin mineralojik-petrografik özelliklerinin saptanması, diğer bir ifadeyle kayaç oluşturan minerallerin ve özellikle de kil grubu minerallerinin yanal, düşey ve alansal dağılımlarının incelenmesi amacıyla, araziden yaklaşık 1 kg ağırlığında örnekler alınmıştır.

Bu çalışmada kullanılan inceleme ve çözümleme yöntemleri optik mikroskop (OM), X-ışınları difraksiyonu (XRD) tüm kayaç (TK) ve kil fraksiyonu (KF), diferansiyel termal analiz (DTA)-termo-gravimetrik analiz (TGA), vitrinit yansıtma mikroskobu ve taramalı elektron mikroskop (SEM) incelemelerinden oluşmaktadır. Kil fraksiyonu incelemeleri, kil mineral türlerinin tanımlanması, kristalinite ölçümleri, karışık tabakalılarda oranların belirlenmesi ve politipi ayrımlarını kapsamaktadır. Kayaç ve mineral fazları (kil boyu bileşenler) üzerinde gerçekleştirilen laboratuvar incelemelerinin birimlere göre sayıları Çizelge 3.1 de topluca verilmiştir.

##### **3.1.1. Optik mikroskop incelemeleri**

OM incelemeleri, Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü İnce Kesit Laboratuvarı biriminde hazırlanan lam preparatlar (ince kesit) üzerinde Nikon marka, binoküler alttan aydınlatmalı polarizan mikroskobunda yapılmıştır. Bu incelemeler arduvaz/sleyt ve metaklastitler ile kumtaşı, silttaşı ve kısmen şeyl türü epiklastik ve metakarbonat ve karbonat kayaçlarında yaygın olarak uygulanmıştır.

Bu yöntem ile dokusal özellikler ve mineraller tanımlanarak kayaçların adlandırılmalarının yanı sıra, bileşenlerin bozunma dereceleri ve birbirleriyle olan dokusal ilişkileri, dolayısıyla oluşumları, kökenleri ve evrimleri aydınlatılmaya çalışılmış, ayrıca epimetamorfik, ankimetamorfik ve diyajenetik petrografik dokusal zonlar ayırt edilmiştir.

##### **3.1.2. Taramalı elektron mikroskop incelemeleri**

Bu incelemeler, Paris-Sud Üniversitesi Jeoloji Bölümü'nde (Orsay-Paris, Fransa) EDS (enerji dispersiyon spektrometresi) ataçmanlı Philips marka 505 model taramalı elektron mikroskobunda yapılmıştır. Bu yöntem ile submikroskopik bazı kil minerallerinin morfolojileri ve dokusal ilişkileri araştırılmıştır.

##### **3.1.3. X-ışınları çözümlemeleri**

İnceleme alanındaki sedimanter ve metasedimanter kayaçların önemli bir kesiminin submikroskopik tane boyuna sahip olması ve kil boyu bileşenlerinin belirlenmesi, ayrıca

kimyasal analizlerde kullanılacak örneklerin önceden seçilmesi için bu yöntem oldukça sık kullanılmıştır. Araziden alınan örneklerin X-ışınları çalışmaları Rigaku marka DMAX IIC model X-ışınları Difraktometresi'nde Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları'nda (MİPJAL) gerçekleştirilmiştir.

TK ve KF çalışmalarında kullanılacak örnekler önce çekiçle 3-5 cm' lik, sonra Fritsch marka çeneli kırıcıda 5 mm den küçük parçalar halinde kırılmış ve yine aynı marka silikon karbid çanaklı öğütücüde yaklaşık 10-20 dk. boyunca öğütülmüştür. Bu haliyle elde edilen malzeme naylon torbaya konulup etiketlendikten sonra X-ışınları çözümlerine hazır konuma getirilmiştir.

Çizelge 3.1. Kayaç örnekleri ve mineral fazlarında uygulanan inceleme ve çözümleme yöntemlerinin litostratigrafik birimlere göre dağılımı

	XRD			Kimyasal Analiz			Organik Madde			Toplam Örnek Sayısı	
	OM	TK	KF	SEM/EDS	XRF	AAS Karb.	TOC TS	OMY	GD		DTA
<b>ÖRTÜ KAYA BİRİMLERİ</b>											
Pliyosen oluşuklar	2										2
Sümbüldağ fm.	19	24	6								28
Demiroluk fm.	13	20	9			3					20
<b>OTOKTON KAYA BİRİMLERİ</b>											
Kayapınar fm.	13	19	5			1					19
Hocabet fm.	104	69	21		1	3					114
Güzelinköy fm.	16	20	7								20
Elmaçat fm.	22	27	6		1	1					28
Yanıktepe fm.	21	20	2			2					20
Koroğlutepe fm.	82	65	7			13					85
Ayvat fm.	14	16	3			2	1	1			17
Katarası fm.	82	113	41		1	8	8	1			122
Yığıltepe fm.	64	66	12			11	5	2			75
Ziyarettepe fm.	42	69	28			10	6	6	3		73
Gümüşali fm.	61	123	51	1/1	3	2	11	4		3	113
Şafaktepe fm.	95	101	23			12	5	1			118
Aytepesi fm.	33	41	9		1	1	5	2			42
Yukarıyayla fm.	22	38	14		2		7	4	7		44
Puşçutepe fm.	4	15	10	1	1		4	2	2		15
Halıyayla fm.	8	14	6		1					1	14
Armutludere fm.	34	60	27	1/3			1	1			60
Değirmentaş fm.	40	32	6		2	4					40
Emirgazi fm.	28	35	23	1/3		1					36
Allokton Birimler	9	12	2								12
<b>TOPLAM</b>	<b>828</b>	<b>999</b>	<b>318</b>	<b>3/8</b>	<b>23</b>	<b>70</b>	<b>53</b>	<b>21</b>	<b>9</b>	<b>6</b>	<b>1117</b>

### 3.1.3.1. Tüm kayaç çözümlenmeleri

X-ışınları tüm kayaç çözümlenmelerinden elde edilen toz difraktogramları için Çizelge 3.2. de verilen aletsel koşullar kullanılmıştır.

Tüm kayaç difraktogramlarının çözümlenmelerinde A.S.T.M. (1972) kartotekslerinden yararlanılmıştır. Minerallerin yarı nicel yüzdeleri, pik şiddetlerinden yararlanılarak minerallerin Gündoğdu (1982) tarafından belirlenen kütleli absorpsiyon katsayısına bağlı olarak hesaplanan yanıt oranları dikkate alınarak hesaplanmıştır (Çizelge 3.3). Yöntemdeki hata oranı araştırmacıya göre killi-karbonatlı kayaçlarda yaklaşık % 15 dir.

### 3.1.3.2. Kil fraksiyonu ayırımı ve çözümlenmeleri

Kil içeren sedimanter kayaçlarda, kil minerallerinin diğer minerallerden ayrılması için Gündoğdu ve Yılmaz (1983), tarafından belirlenen yöntem kullanılmıştır. Kil fraksiyonu ayırımı işlemleri C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Kil Ayırma Laboratuvarı'nda gerçekleştirilmiştir. Kil ayırma işlemi esas itibarıyla kimyasal çözüme (karbonat, silis ve organik madde gibi kil-dışı fraksiyonun uzaklaştırılması), dekantasyon-yıkama, sedimentasyon-sifonlama-santrifüjleme ve şişelemeden oluşmaktadır (Şekil 3.1). Santrifüjleme işlemi Heraeus Sepatech marka Varifuge 3.2 S model 5600 devir/dk hızı ve 200 cc kapasiteli metal kodelere sahip santrifüjde yapılmıştır.

XRD-KF çözümlenmeleri için ayırılmış her kil çamurundan üzerine sıvama veya kabarıp çatlayanlarda süspansiyon halinde üç adet yönlendirilmiş oluklu lam preparat hazırlanmış ve bunlar oda sıcaklığında kurutulmuştur. Sonra, aynı kağıta normal (havada kurutulmuş), fırınlı (500 °C de 4 saat kül fırınında tutma), etilen glikollü (60 °C de 16 saat desikatörde etilen glikol buharında bırakma) kayıtlar yapılmıştır. Çekimlerde gonyometre hızı 1°/dak ve kayıt aralığı  $2\theta = 2-30^\circ$  (hata miktarı  $\pm 0.04^\circ$ ) olarak ayarlanmıştır.

Çizelge 3.2. X-ışınları toz difraktogramlarında kullanılan aletsel koşullar

Anot	Cu ( $\text{CuK}\alpha=1.541871 \text{ \AA}$ )
Filtre	Ni
Gerilim	35 kV
Akım	15 mA
Goniyometre hızı	2° /dak
Kağıt hızı	2 cm/dak
Duyarlılık	4.10 <sup>2</sup>
Zaman sabiti	1 sn
Yarıklar	1° -0.1 mm- 1°
Kağıt aralığı	20 = 5-35°

Çizelge 3.3. Minerallerin yanıt oranları (Gündoğdu, 1982)

Mineral	Yansıma (Å)	Yanıt oranı	Standart sapma
Dolomit	2.89	1	-
Kalsit	3.04	0.74 ± 0.03	0.10
Feldispat	3.18-3.20	1.62 ± 0.08	0.24
Kuvars	3.34	0.35 ± 0.02	0.07
Opal-CT	4.04	2.72 ± 0.03	0.10
Kil minerali	4.48	14.63 ± 0.29	0.92

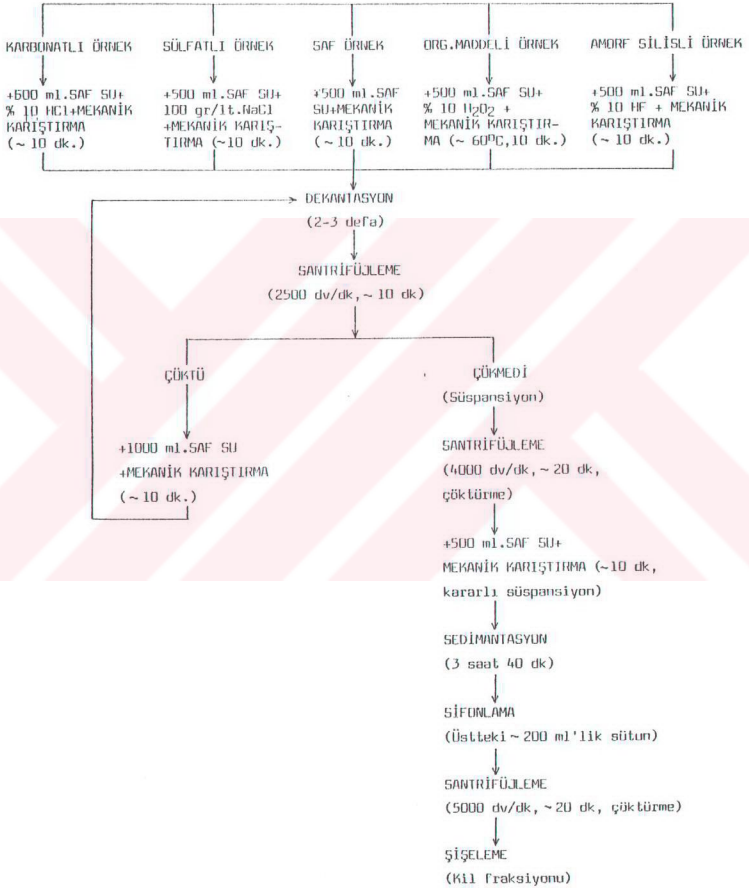
Difraktogramlardan itibaren kil minerallerinin tanımlanması (001) bazal yansımalarına göre yapılmış, yarı nicel yüzdeleri de pik şiddetlerinden yararlanılarak hesaplanmıştır.

Kil fraksiyonu difraktogramlarından itibaren tanımlanan ve miktarı genellikle % 50 den fazla olan örneklerde diyajenez-ankimetamorfizma-epimetamorfizma zonlarının belirlenmesi amacıyla yaygın biçimde illit "kristalinite" ölçümleri yapılmıştır. Çok düşük dereceli metamorfizmada önemli bir kavram olan kristalinite, genellikle herhangi bir maddedeki kristalin materyalin miktarını belirtir (Frey, 1987). Kübler (1967a) kristaliniteyi, kristal kafesteki "düzenlenme" derecesi olarak tanımlamıştır.

Kristalinite terimi genellikle illit için uygulansa da kristalinite indisleri klorit, kaolinit, smektit veya pirofillit gibi diğer fillosilikatlarda da belirlenebilir. Kübler (1984) "illit kristalinite" teriminin yerine "Scherrer genişliği" (Scherrer width/largeur de Scherrer) terimini önermiştir ki, bu terim Scherrer eşitliği ile tanımlanır (Scherrer, 1918 ; Klug ve Alexander, 1974 ; Brindley, 1980 ; Arkai ve Toth, 1983). Kübler tarafından yapılan terminolojideki bu değişimin iki nedeni vardır. Birincisi illit kristalografik açıdan sıkı bir yapıda değildir. İkincisi ise kristalinite, Scherrer eşitliğinde ölçülen B değeri (2θ radyanında maksimum şiddetin yarı yüksekliğindeki açılal genişlik farkı) için uygun bir terim değildir. Günümüz yazarları illit kristalinitesinin orijinal tanımının biraz problemli olduğu konusunda görüş birliğindedir. Bununla birlikte, illit kristalinite teriminin literatürde yerleşmiş bir terim olması nedeniyle, burada aynı şekilde kullanılması tercih edilmiş, ancak Kisch' in (1983) önerisiyle bundan sonra tırnak içinde yazılacaktır.

Literatürde birçok illit "kristalinite" ölçüm yöntemi bulunmakla birlikte (örneğin, Weber indeksi: Weber, 1972a; Flehmig indeksi: Flehmig, 1973; ve Weber-Dunoyer de Segonzac-Economou indeksi: Weber, Dunoyer de Segonzac ve Economou, 1976), bu çalışmada kullanılan Weaver ve Kübler indisleri aşağıda açıklanmış ve tartışılmıştır:

## KİL AYIRMA İŞ AKIŞ ŞEMASI



Şekil 3.1. Kil Ayırma Laboratuvarındaki iş akış şeması (Gündoğdu ve Yılmaz, 1983' den değiştirilerek).

a) **Weaver indeksi** : Weaver (1960) ilk olarak illitin 10 Å pikinin keskinliği ile şeyllerin metamorfizma derecesi arasındaki ilişkiyi araştırmıştır. Bu şekilde keskinlik oranı ( $10 \text{ Å}$  ve  $10.5 \text{ Å}$  şiddetlerinin oranı ; Weaver indeksi =  $H (10.0 \text{ Å}) / h (10.5 \text{ Å})$ ) saptamıştır. Keskinlik oranının sayısal değeri "kristalinite" nin artmasıyla birlikte artmaktadır, yani 2.3 den küçük değerler diyajenetik zonu, 2.3 den 12.1 e kadar ki değerler ankizonu ve 12.1 den büyük değerler ise epizonu işaret etmektedir (Weaver, 1960 ; Kübler, 1968).

Kübler (1968) Weaver ve Kübler indeksleriyle tanımlanan illit "kristalinite" değerleri için doğrusal olmayan bir korelasyon eğrisi elde etmiştir. Weaver tarafından önerilen yöntemin metamorfizmaya uğramamış sedimanlarda daha iyi uygulanabileceği vurgulanmıştır. Ancak, keskinlik oranının belirlenmesindeki hatanın artması nedeniyle ankizon ve epizona uygulanabilirliği daha sınırlıdır. Diğer bir ifadeyle, Weaver indeksinde hata oranı daha düşük "kristalinite" değerlerine (diyajenetik), Kübler indeksinde ise daha yüksek "kristalinite" değerlerine (epizon) doğru azalmaktadır. Weaver tekniğinin bu sınırlaması çok düşük dereceli metamorfik bölgelerde sınırlı kullanılmasına neden olmuştur (Weaver, 1960 ; Kübler, 1964 ; Gill ve diğ., 1977 ; Brazier ve diğ., 1979 ; Robinson ve diğ., 1980 ; Weaver, 1984 ; Robinson ve Bevens, 1986).

Weaver indeksi kristalinite ölçümü yapılan tüm örneklerde ölçülmüş olmakla birlikte, sadece KI-WI korelasyonunda kullanılmıştır.

b) **Kübler İndeksi** : Bu indeks birinci illit yansımasının yarı yüksekliğindeki genişliği olarak tanımlanır. Bu ölçüm yöntemi ilk önce Kübler (1964) tarafından önerilmiş ve Kübler (1967a; 1968) ve Dunoyer de Segonzac ve diğerleri (1968) tarafından geliştirilmiştir. Kübler indeksinin sayısal değeri "kristalinite" nin artmasıyla azalır. Daha önceki çalışmalarda yarı yükseklikteki pik genişliği değeri mm şeklinde ifade edilirdi, ancak şimdi genellikle  $\Delta 2\theta$  olarak verilmektedir (Kisch, 1983 ve 1990; Kübler, 1984).

Kübler indeksinin ölçümü çalışılan koşullara bağlı olduğundan illit "kristalinite" standartları kullanılması zorunludur. Kisch (1983), Kübler indeksi tanımlaması için çeşitli yazarlar tarafından kullanılan deneysel koşulları ve ayrıca ankizon sınırına karşılık gelen illit "kristalinite" değerlerini çizelge haline getirmiştir. Kübler (1984) tarafından ankizonun düşük ve yüksek derece limiti için verdiği değerler  $0.42$  ve  $0.25^\circ \Delta 2\theta \text{ Cu K}\alpha$  'dır. Kübler indeksinin belirlenmesindeki hata "kristalinite" nin artmasıyla azalmaktadır (Kübler, 1968).

Bu çalışmada da zonların saptanmasında, son yıllarda literatürdeki yaygın kullanımı göz önüne alınarak Kübler indeksi kullanılmıştır.

C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü MİPJAL X-ışınları difraktometresi biriminde gerçekleştirilen "kristalinite" ölçümlerinin kalibrasyonu için Warr ve Rice (1993, 1994)



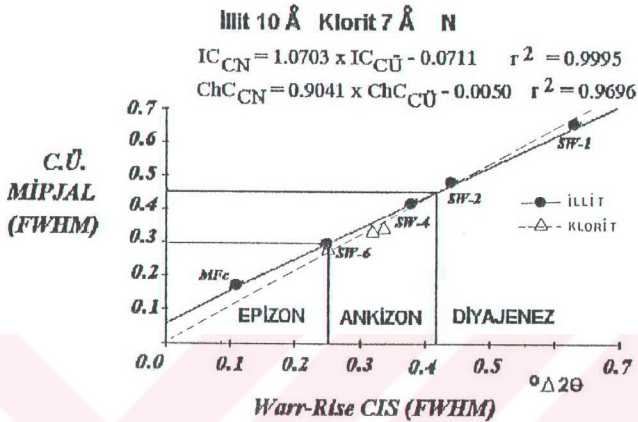
tarafından tanımlanan "kristalinite indeksi standartları (CIS)" kullanılmaktadır. Şimdiye kadar tanımlanan en son standartlar özelliğini taşıyan örnekler (SW-1, SW-2, SW-4, SW-6) İngiltere'nin güneybatısındaki Variscan çok-düşük dereceli metamorfik kuşağından alınmıştır (Warr ve Rice, 1993, 1994). Yazarlarca petrografik ve mineralojik özellikleri ayrıntılı olarak tanımlanan standart örneklerden diyajenetik bölgeye düşen SW-1 ve SW-2'nin normal çekimdeki (N) illit "kristalinite" (IC) değerleri (yarı yükseklikteki maksimum genişlik = FWHM) sırasıyla 0.63 ve  $0.47^\circ\Delta 2\theta$ ; glükollü çekimde (G) ise 0.57 ve  $0.44^\circ\Delta 2\theta$  dir. SW-2 diyajenez-ankizon sınırına ( $42^\circ\Delta 2\theta$ ; Kübler, 1984) yakın değerdedir. SW-4 (IC =  $0.38^\circ\Delta 2\theta$ ) ankizon' da, SW-6 (IC =  $0.25^\circ\Delta 2\theta$ ) ise ankizon-epizon sınırında, kristalit büyüklüğü (crystallite size) ölçümleri için standart olarak kullanılan muskovit kristalinin (Mfc) IC değeri ise  $0.11^\circ\Delta 2\theta$  olup, epizon bölgesinde yer alır. Yukarıda belirtilen standart örneklerin CIS (FWHM) değerleri ile MİPJAL da ölçülen FWHM değerleri Çizelge 3.4 de verilmiştir. Çizelgede verilen değerler x-y diyagramlarına yerleştirilmiş olup (Şekil 3.2 ve 3.3),  $y=ax+b$  regresyon doğrusu ve korelasyon katsayıları hesaplanmıştır.

Çizelge 3.4. İllit "kristalinite" standartlarının standart (CIS) ve C.Ü. MİPJAL değerleri ile regresyon ilişkileri.

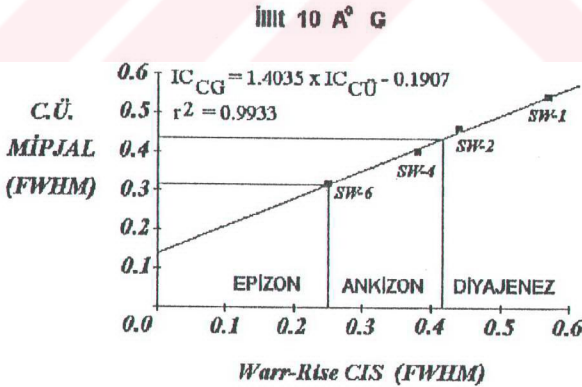
Standart No	İLLİT				KLORİT	
	NORMAL ÇEKİM (N)		GLİKOLLÜ ÇEKİM (G)		NORMAL ÇEKİM (N)	
	CIS	CÜ	CIS	CÜ	CIS	CÜ
SW-1	0.63	0.657	0.57	0.539	0.34	0.377
SW-2	0.44	0.479	0.44	0.459		
SW-4	0.38	0.418	0.38	0.398	0.32	0.338
SW-6	0.25	0.295	0.25	0.316	0.25	0.275
Mfc	0.11	0.174				
Doğrusal regresyon eşitlikleri ve $r^2$ değerleri :						
Regresyon türü	Regresyon eşitliği				$r^2$	
Doğrusal	$IC_{CN} = 1.0703 \times IC_{CÜ} - 0.0711$				$r^2 = 0.9995$	
Doğrusal	$IC_{CG} = 1.4035 \times IC_{CÜ} - 0.1907$				$r^2 = 0.9933$	
Doğrusal	$ChC_{CN} = 0.9041 \times ChC_{CÜ} - 0.0050$				$r^2 = 0.9696$	

İllit "kristalinite" gerek kayacın oluşumuyla ilgili jeolojik koşullar ve gerekse örnek hazırlama yöntemleri şeklinde birçok değişkene bağlıdır. Bu faktörlerden en önemlileri aşağıda sıralanmıştır :

a) **Sıcaklık** : Sıcaklığın illit "kristalinitesine" etki eden en önemli faktör olduğuna inanılmaktadır (Kübler, 1967a,b, 1968). Bu etki kontakt metamorfik hâlelerde çok iyi gözlenir (Schaer ve Persoz, 1976). Ayrıca az sayıdaki hidrotermal deneyler ile de desteklenmiştir (Smykatz-Kloss ve Althaus, 1974 ; Krumm, 1984).



Şekil 3.2. C.Ü. MİPJAL X-ışınları difraktometresiyle ölçülen CIS standartlarının yönlendirilmiş normal plaketterinden itibaren hesaplanan düzeltilmiş ve düzeltilmemiş 10 Å ve 7 Å kristalinite değerleri (Kübler indisi ; °Δ2θ).



Şekil 3.3. C.Ü. MİPJAL X-ışınları difraktometresiyle ölçülen CIS standartlarının yönlendirilmiş glikollü plaketterinden itibaren ölçülen düzeltilmiş ve düzeltilmemiş 10 Å kristalinite değerleri (Kübler indisi ; °Δ2θ).

**b) Sıvı basıncı :** Bu değişken genellikle önemsiz sayılabilecek bir etkiye sahiptir. Gerçi doğrudan kanıt sayılıp sayılmayacağı da bilinmemektedir (Frey, 1987).

**c) Stress :** İllit "kristalinite" değerine etki eden olası bir faktör olarak stresin rolü henüz açık değildir. Kübler (1967a), şistozitesiz ankimetamorfizma ve ankimetamorfizmasız sistozite gibi birtakım bölgesel-ölçekli örnekler vermiştir. Bu açıdan şistoziteyi kontrol eden en önemli faktörlerden biri olan dinamik faktörün illit "kristalinite" değerlerine farkedilir bir etkisi olmadığı sonucuna varmıştır (Kübler 1967b). Diğer yandan Kübler (1967a), Frey ve diğerleri (1973) ile Aldahan ve Morad (1986), bazı tektonik makaslama zonlarında artış gösteren illit "kristalinite" değerleri ölçmüştür. Birçok yazar (Flehmig ve Langheinrich, 1974; Gruner, 1976; Teichmüller ve diğ., 1979; Nyk, 1985), mostra ölçeğinde bir kırım içerisinde deformasyon ve illit kristalinite arasında ilişki kurmayı denemişlerdir. Kübler indeksi kullanıldığında pozitif bir ilişki bulunamazken, Flehmig indeksi kullanılan iki çalışmada tektonik gerilmenin artmasıyla illit "kristalinite" artışı arasında açık bir ilişki elde edilmiştir (Flehmig ve Langheinrich, 1974; Nyk, 1985). Diğer yandan, Roberts ve Merriman (1985), gergin bir antiklinalin menteşe zonunda artan Kübler indeksli illit "kristalinite" değerleri saptamışlar ve illit "kristalinite" ile bölgesel gerilme arasında doğrudan bir ilişki ortaya çıkarmışlardır.

**d) Zaman :** Essene (1982) zamanın illit "kristalinite" değerlerine kesin etkisinin olası olduğunu vurgulamıştır. Bu yarı-duraylı malzemenin tipik olarak dengeye doğru yönelimini öngörmektedir. Diğer bir ifadeyle, illit sabit sıcaklıkta ne kadar uzun kalırsa daha iyi kristalleşecektir. Bununla birlikte, günümüzde laboratuvar ve arazi verileri bu hipotezi destekler görünmemektedir.

**e) Litoloji :** İllit "kristalinite" belirlenmesinde litoloji önemli bir rol oynar. İri-taneli klastik sedimanlar, ince-taneli sedimanlardan iyi kristalin illitleri içermeye daha elverişlidir. Bunun iki nedeni vardır. Birincisi detritik illit veya muskovitin "kristalinite" değerlerinin yüksek olması, ikincisi ise kaba taneli sedimanların yüksek gözeneklilik ve geçirgenliğe sahip olmasıdır ki, bu da illitin agradasyonuna neden olan gözenek suyunun sirkülasyonuna daha uygundur. Her iki faktör de kumtaşlarında şeyllerdekinden daha iyi kristalin illit olmasını sağlayabilir (Dunoyer de Segonzac, 1970).

Metakarbonatlardaki illitin agradasyonu, potasyum yetersizliği nedeniyle "normal" metaklastitlere göre gecikebilir. Bazı özel durumlarda smektitler epizonda dahi korunabilirler (Wilson ve Bain, 1970; Dunoyer de Segonzac ve Abbas, 1976; Schaer ve Persoz, 1976; Zingg ve diğ., 1976). Benzer biçimde illit agradasyonundaki gecikme yüksek organik madde içerikli sedimanlarda da gözlenebilir (Kübler, 1968; Weber, 1972b). Bu durumda illit kristalleri hidrofobik organik materyalle örtülmesi sonucu iyonik çözültürlerin

sirkülasyonundan korunmuştur. Diğer yandan, evaporitlerde yüksek potasyum olması nedeniyle illit "kristalinitesi" artacaktır (Rumcau ve Kulbicky, 1966 ; Kübler, 1968).

Kübler (1968; 1984) ve Dunoyer de Segonzac' a göre (1970), illit "kristalinitesine" litolojinin etkisi diyajenez veya metamorfizma derecesinin artmasıyla birlikte azalır ve ankizonun başlangıcında önemsiz olur. Bununla birlikte, farklı kayaç türlerinde ankizonun yüksek sıcaklık kesiminde bile illit "kristalinite" değerlerinde sistematik farklılıklar saptanmıştır (Árkaı ve diğ., 1981).

Yukarıdaki araştırmaların görüşleri doğrultusunda "kristalinite" ölçümlerinde klastik bileşenlerce zengin silttaşı ve kumtaşı gibi kısmen iri taneli detritik kayaçların yerine şeyl ve arduvaz gibi ince taneli kayaçlar kullanılmıştır. Ayrıca bol miktarda organik madde içeren, diğer bir ifade ile toplam organik karbon (T.O.C.) miktarı % 5 den büyük olan şeyl ve silttaşları da "kristalinite" ölçümlerinin dışında tutulmuştur.

**f) İllit kimyası :** İllitteki K içeriğinin artması daha iyi illit "kristalinitesi"ne neden olur (Riedel, 1966; Weaver ve Beck, 1971; Brauckmann, 1984; Hunziker ve diğ., 1986). Gerekli potasyum detritik K-feldispat, muskovit veya biyotitin bozunmasından sağlanabilir.

İllitte Al içeriğinin "kristaliniteye" etkisi çelişkilidir. Esquevin (1969) yalnızca alüminyumlu illitlerin "kristalinite" değerlerinin metamorfizma derecesini belirlemede kullanılabileceğini, magnezyumlu illitlerin uygun olmadığını belirtmiştir. Alüminyumlu ve magnezyumlu illitlerin ayrımı için yazar ikinci ve birinci bazal yansımaları arasındaki şiddet oranını  $I(002) / I(001)$  önermiştir. Bununla birlikte, Hunziker ve diğerleri (1986), illitlerin 10 ve 5 Å şiddet oranlarından illitlerin kimyasal bileşimlerinin tahmin edilmesine çok az güvenebileceğini göstermişlerdir.

**g) Bazal yansımaların karışımı :** Ankizon veya epizonda 10 Å' a yakın bazal yansımaları diğer fillosilikatların varlığı illitin (001) pikinin genişlemesine neden olabilir. Böylesi mincraler pirofillit (9.2 Å), karışık-tabakalı paragonit/muskovit (9.8 Å), margarit (9.6 Å) ve biyotit (10.0 Å) dir. Bu fazların bulunması durumunda gerçek illit "kristalinite" değerlerinden şüphe edilmelidir.

Bu tezde "kristalinite" ölçümü yapılan örneklerde yukarıda belirtilen fazların bulunmaması nedeniyle, bazal yansıma karışımları söz konusu olmamıştır.

**h) Deneysel ve örnek hazırlama ile ilgili koşullar :** İllitin ölçülen pik genişliğine örnek hazırlamanın etkisi Frey ve Kisch (1987) tarafından ayrıntılarıyla açıklanmıştır. Yazarlar kil ayırma yöntemleri, asitleme etkisi, plaklet hazırlama yöntemleri, tane-boyu, katyon doygunluğu ve etilen glikol etkisi gibi laboratuvar işlemlerinin pik genişliğinde önemli değişiklikler yapabileceğini vurgulamışlardır.

Aletsel koşullara bağlı olarak farklı pik genişlikleri belirlenmiştir. Kisch (1983) kullanılan çeşitli ölçekleri karşılaştırmış ve bunları açılal değerlere (2 $\theta$ ) çevirmiştir. Yazar tarafından önerilen bu yöntem daha yaygın olarak kullanılmaya başlanmıştır. Bununla birlikte, X-ışınları yapılacak örneklerin hazırlanmasındaki farklılıklar sonucu pik genişliği değerlerinde önemli farklılıklar gözlenmiştir:

(i) *Kil ayırma yöntemleri* : Bazı yazarlar (Foscolos ve Kodama, 1974; Merriman ve Roberts, 1985; Kemp ve diğ., 1985; Robinson ve Bevins, 1986) öğütme işleminden sonra çeşitli aşamalarda ultrasonik ayırıcı kullanmışlardır.

Weber (1972a) kısa süreli bir öğütmeden sonra (tane boyu yaklaşık 1 mm olacak biçimde) ayırım yapılmasını önermiştir. Öğütme işlemini H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> ile tepkime ve amonyak çözeltisiyle yıkama (ultrasonik temizleyici kullanmaksızın) izlemiştir (Teichmüller ve diğ., 1979). Toselli ve Weber (1982) ultrasonik ayırıcının amonyum çözeltisiyle ayırma işlemine göre "kristalinite" değerlerinde bir artmaya neden olduğunu göstermiştir. Diğer yandan Frey (1987), düşük-dereceli ankizonun 0.1-2  $\mu$  fraksiyonundaki bir illitin 30 dakikayı aşan bir ultrasonik etkilemeden sonra bile "kristalinite" değerlerinde herhangi bir değişim olmadığına dikkat çekmiştir.

(ii) *Asitleme etkisi* : Karbonatlı sedimanlarda illitin zenginleştirilmesi için gerekli görülen asitleme işlemi "kristalinite" indeksinde artmaya neden olur. Bu artma özellikle genişleyebilen yapraklar içeren diyajenetik illitler için daha çok geçerlidir (Kübler, 1984; Krumm, 1984). Ayrıca, sülfatlı sedimanlarda NaCl, organik maddeli örneklerde H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>, amorf silisli olanlarında ise HF' in "kristaliniteye" olan etkisine ilişkin veriler literatürde bulunamamıştır.

Kayaçlarda asitleme (% 10 HCl) işleminin illit "kristalinite" derecesinde atrmaya neden olduğu bu çalışmada da gözlenmiştir. Şöyle ki, aynı formasyona hatta aynı seviyeye ait karbonat mineralleri içermeyen, diğer bir deyişle asitlemeden geçirilmeyen bir örnek diyajenetik bölgeyi temsil eden "kristalinite" değerleri vermekte iken, asitleme işlemi yapılan karbonatlı örnekler ankizonu yansıtan değerler sunmaktadır. Ancak, bu değişikliğin asitlemenin yanı sıra litolojik farklılıklardan da kaynaklandığı göz önüne alınmalıdır. Bu problemin aşılması amacıyla "kristalinite" ölçümlerinde çok az veya hiç karbonat içermeyen kayaç örnekleri seçilmiştir.

(iii) *Plaket hazırlama yöntemleri* : Plaket hazırlamada kullanılan en yaygın yöntem cam yarıklar/oluklar (slitler) üzerine pipetle kil süspansiyonunun dökülmesidir (Dunoyer de Segonzac, 1969 ; Kisch, 1980 a, b).

Weber (1972a) "ince" ve "kalın" sedimantasyonlu yarıklarda (sırasıyla 1.5 ve 7.5 mg/cm kil minerali) ölçülen illit "kristaliniteyi" çalışmıştır. Kalın yarıklardaki yarı-

yükseklik genişliğinin % 50 ye kadar (ortalama % 20-25) arttığını göstermiştir. Weber (1972a) kalın sedimantasyonlu örneklerdeki bu pik genişlemesini sedimantasyon sırasındaki tane boyu ayrışmasına (dikey tane boylanması) bağlamıştır. Bu durumda en ince fraksiyon kuruma periyodunun ve işlemin uzun sürmesinin bir sonucu olarak tabakanın en üst kesiminde yoğunlaşacaktır. Bu şekildeki farklı sedimantasyon durumunda, ve yine cam üzerine santrifüjlemede, plaketin en üst yüzeyine göre alt yüzeyinin kuvars/illit oranının daha yüksek olduğu kaydedilmiştir (Hosterman ve Whitlow, 1983). Kalın yarıktaki 10 Å piklerinin ince yarıklardakinden % 100 daha geniş olduğu Teichmüller ve diğ. (1979) tarafından da belirlenmiştir. Kinter ve Diamond' a (1956) göre daha sonra kullanılan emme (suction) yönteminin kullanımı bu farklılıkları minimuma indirir veya ortadan kaldırır.

Brime (1980), üç farklı yöntemle hazırlanan slit plaketlerinden ölçtüğü pik genişliklerini karşılaştırmıştır. Sivama ile hazırlanan lamların sedimente slitlerden biraz daha geniş pikler gösterdiğini saptamıştır. Daha kalın olmalarından dolayı sivamalı lamlar pipetlenmiş lamlardan daha yüksek  $I_{002}/I_{001}$  şiddet oranları da gösterirler (Brime, 1980 ; Robinson ve Bevins, 1986).

Warr ve Rice (1993) kalın, orta, ince ve çok ince sedimantasyonlu kil plaketlerinde kalınlığın genelde kristaliniteyi azalttığı ve pik şiddetini ise artırdığını saptamıştır. Diğer bir ifadeyle örnek kalınlığı arttıkça pik genişliği de artmaktadır. İnce- ve kalın-sivamalı plaketlerde de aynı ilişkiler söz konusudur.

Süspansiyon yöntemiyle dikey tane boylanması illit "kristaliniteyi" etkileyeceği dikkate alınarak cam plaket üzerine ince kil çamuru homojen olacak biçimde sıvanarak kurumaya bırakılmış ve sonra çekim yapılmıştır.

(iv) *Tane-boyu fraksiyonları arasındaki farklılıklar* : İllit "kristalinite" aynı zamanda örneğin tane boyuna da bağlıdır (Weber, 1972a; Teichmüller ve diğ., 1979; Brauckmann, 1984; Weaver, 1984). Çoğu çalışmalarda 2 µ dan küçük kil boyu fraksiyon kullanılmıştır. Çok daha küçük tane boyları (< 0.01 µ) piklerde genişlemeye neden olur (Brindley, 1980). Bu nedenle Weber (1972a), 2-6 µ luk fraksiyonları çalışmayı önermiştir. Bununla birlikte, daha kaba tane-boyu fraksiyonunun kullanılmasının dezavantajı da sözkonusudur. Şöyle ki, iri tane boyu daha iyi "kristalinite" li detritik illiti daha fazla oranda içermektedir. Bu zorlukları yenmek için Weber milimetrik boşluklu filtreler yardımıyla < 0.1 µ fraksiyonun uzaklaştırılması sonucu 0.1-2 µ boyutlu fraksiyonu zenginleştirmişlerdir.

Weber (1972a) 2-6 µ ve < 2 µ (ince plaket) den ölçülen 10 Å pik genişlikleri arasında önemli farklılıklar gözlenmemiştir. Bununla birlikte, < 2 µ fraksiyonlar (kalın plaketler) % 50 ye kadar ulaşan (ortalama % 20) şişen piklere sahiptir. Bu şekilde Teichmüller ve diğ. (1979), yüksek-dereceli ankizon-epizondaki < 2 µ fraksiyonların (kalın

preparatlar) 10 Å pik genişliklerinin, 2-6 µ fraksiyonlarından % 10-40 daha geniş kaldığını göstermiştir.

Kemp ve diğ. (1985), diyajenez-ankimetamorfizma geçişi için < 2 µ fraksiyonlarında 2-6 µ fraksiyonlarına göre % 20 ye ulaşan daha yüksek  $Hb_{rel}$  değerleri belirtmişlerdir, ancak orta-ankizonda aynı değerler söz konusudur.

Árkai (1983 ; Árkai ve diğ., 1981), tüm kayalar ve çözünmüş-kalıntı örnekleri ( $\Delta\theta = 0.34^\circ$  veya  $Hb_{rel} = 150-155$ ), < 2 µ sedimante fraksiyonlardakine ( $\Delta\theta = 0.38^\circ$  veya  $Hb_{rel} = 160$ ) göre daha geniş pik genişlikleriyle temsil edilen bir metamorfizma derecesine (lömöntit-prehnit-kuvars fasiyesi ve pumpellyit-prehnit-kuvars fasiyesi arasındaki sınır) yerleştirmiştir.

Bu çalışmada kil fraksiyonları Stokes yasasına göre 3 saat 40 dakika sedimantasyonda bırakılan süspansiyondan elde edilmiş olup, bütünüyle 2 µ dan küçük tane boyunu temsil etmektedir.

(v) *Katyon doygunluğu etkisi* : Birçok yazar, örnekleri K ve Mg iyonlarıyla doyurduktan sonra karşılaştırmıştır. Örneğin, Van Bijlon ve Bensch (1970) ve Kisch (1980 a,b) tarafından K-ile doygun örneklerde Mg-ile doygun olanlardan daha dar pikler elde edilmiştir. Jämtland bölgesi diyajenetik zonundan ve düşük dereceli ankizondan alınan ( $B_{001} > \Delta\theta$ ) örneklerde K- ve Mg-ile doygun olanlar arasında 0.05-0.10  $\Delta\theta$  farklılıklar bulunmuştur (Kisch, 1980a). Jämtland ve Helvetid'lerden alınan örneklerin B değerlerindeki farklılıklar % 20 den daha azdır (Kisch, 1980 a,b). Bununla birlikte, diyajenetik bölgedeki yazarlarca ölçülen pikler için K-ile doygun olanlar Mg ve Ca-ile doygun olanlardan daha çok kullanılmıştır (Foscolos ve Kodama, 1974; Foscolos ve Stott, 1975). K-ile doyurulan örneklerdeki pikler Mg veya Ca-ile doygunluğu kullanan yazarlarından bir dereceye kadar daha dar beklenmiştir. Kisch, bir süre hem K- hem de Mg-ile doygun olanları kullanmış, ancak son zamanlarda K-ile doygun olanlardan vazgeçmiştir.

(vi) *Etilen glikol etkisi (EG)* : Diyajenetik ve düşük-dereceli ankimetamorfik zonun illitlerinin 10 Å pikleri genellikle bir tarafı düşük-açılı (geniş aralıklı) olacak şekilde asimetriktir (Kisch, 1980 a, b; Ivanova ve diğ., 1979 ; Árkai ve Toth, 1983). Etilen glikolün bu piklerin daralmasına etkisi birkaç yazar tarafından incelenmiş ve sürekli olarak uygulanabilir gibi gözükmektedir. Etilen glikollü örneklerdeki bu daralma genellikle piklerin simetrisindeki artmayla ilişkilidir (Triplehorn, 1970 ; Kisch, 1980 a,b, 1981).

İllit "kristalinite" tanımlamaları genellikle normal olarak havada-kurutulmuş örnekler üzerinde gerçekleştirilmiştir. Şişen tabakaların bulunması durumunda, rutubet "kristaliniteyi" etkileyecektir (Kübler, 1968, 1984). Bu nedenle bazı yazarlar (Kisch,

1980b; Frey ve diğ., 1980; Brauckmann, 1984) hem havada-kurutulmuş hem de etilen glikolden sonraki pik genişliklerini vermişlerdir.

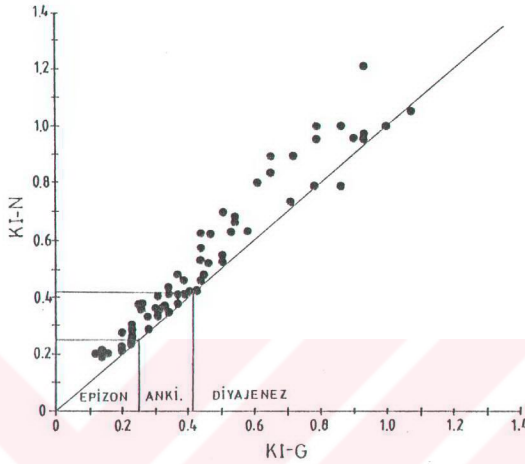
EG etkisi sonucu daralma yüzdesi, diyajenetik bölgenin yüksek-dereceli kesiminde (Brime ve Perez-Estaun, 1980; Rohde, 1980) veya biraz daha ileri evrede (Teichmüller ve diğ., 1979; Kisch, 1980a,b) bile % 30 a kadar ulaşabilir. Ancak diyajenez-ankimetamorfizma geçişinde nadiren % 20' yi aşar (Kisch, 1980b; Teichmüller ve diğ., 1979). Ankizonda ise genellikle % 10 dan daha azdır (Kisch, 1980b; Brime ve Perez-Estaun, 1980; Frey ve diğ., 1980; Dandois, 1981; Brauckmann, 1984; Ahrendt ve diğ., 1977; Toselli ve Toselli, 1982). Benzer ilişkiler Warr ve Rice (1993, 1994) tarafından da gözlenmiştir. Ankizonda, kısmen de ankizon-epizon geçişi yakınlarında bile glikollü örneklerde pik genişlemesi gözlenmiştir (Ahrendt ve diğ., 1977; Toselli ve Toselli, 1982; Toselli ve Weber, 1982).

2-6  $\mu$  fraksiyonu glikollenmeden sonra önemsiz derecede değişiklik sunar, ender olarak % 10 civarında daralma ve bazı örneklerde de biraz genişleme meydana gelebilir (Brauckmann, 1984). Bu tez çalışmasında normal ve glikollü çekimlerin her ikisinde de "kristalinite" ölçümü yapılmış, ancak zonların ayırımında normal çekimlerden elde edilen veriler kullanılmıştır. Çünkü Şekil 3.4 den görüleceği gibi, glikollü çekimlerde pik genişlikleri normal çekimlerde ölçülen "kristalinite" değerlerine göre artma göstermektedir.

Bu çalışmada illitin yanı sıra klorit "kristalinite" ölçümleri de yapılmıştır. Klorit 7 Å pik genişliği birçok araştırmacı tarafından incelenmiştir (Ludwig, 1973; Schamel, 1973; Le Corre, 1975; Schaer ve Persoz, 1976; Deutloff ve diğ., 1980; Dandois, 1981; Duba ve Williams-Jones, 1983b; Brauckmann, 1984; Árkai, 1991). Genelde klorit "kristalinitesi" ile illit "kristalinitesi" arasında doğrusal bir ilişki olduğu gözlenmiştir. Her ikisinin mutlak değerleri genellikle aynıdır (Duba ve William-Jones, 1983b). Ancak diğer çalışmalarda kloritin aynı örnekteki illitten daha iyi kristaliniteye sahip olduğu belirtilmiştir (Schaer ve Persoz, 1976; Dandois, 1981; Brauckmann, 1984; Árkai, 1991). Metamorfik derecenin artmasıyla kloritin "kristalinitesinin" düzelmesinin nedeni bilinmemektedir. Klorit "kristalinite" kristal kafesinin yapışma düzlemlerinin boyutunun artmasından veya tekdüze kimyasal bileşimden ileri gelebilir. Kimyasal açıdan farklı kloritler pik genişlemesine neden olan bazal boşlukları çok az farklılık sunarlar.

Árkai (1991), kloritlerin normal ve etilen glikollü çekimlerden itibaren 14 Å ve 7 Å piklerini ölçmüş ( $\Delta^2\theta$ ) ve illit "kristalinitesi" ( $\Delta^2\theta$ ) değerleriyle karşılaştırmıştır. Illit "kristalinitesi" değerlerine göre kloritlerin 14 Å piklerinin "kristalinitesinin" genellikle daha düşük, buna karşın 7 Å piklerinin "kristalinitesinin" daha yüksek olduğunu belirlemiştir.





Şekil 3.4. Normal ve glükollü çökimlerden elde edilen illit "kristalinite" değerleri arasındaki ilişki

İllit, klorit ve smektitlerin oktaedrik bileşimlerinin belirlenmesi amacıyla  $d(060)$  yansıması yardımıyla  $b_0$ -parametresi hesaplanmıştır (Caillère ve Hénin, 1963; Grim, 1968; Weaver ve Pollard, 1973; Brown ve Brindley, 1980). Bu ölçüm, kuvarın (211) piki ( $2\theta = 59.97^\circ$ ,  $d = 1.541 \text{ \AA}$ ) referans alınarak gerçekleştirilmiştir. Kayıt aralığı  $2\theta = 59-63^\circ$  arasında olup,  $2\theta$  değerleri  $\pm 0.01^\circ$  hata ile ölçülmüştür. Politipi incelemeleri illit, klorit ve kaolinit minerallerinde yapılmış olup, kayıt aralığı  $2\theta = 2-65^\circ$  arasındadır.

### 3.1.4. Organik madde incelemeleri

Sedimanter kayalarındaki organik madde kayacın sıcaklık ve basınç değişimleri ile ilgili çok hassas veriler sunmaktadır. Kömürleşme derecesi (veya coal rank) kayacın diyajenez veya metamorfizma derecesinin tahmininde önemli bir rol oynaması nedeniyle çok düşük dereceli metamorfik kayalarla ilgili çalışmalarda birçok araştırmacı tarafından diğer parametrelerle birlikte yaygın bir şekilde kullanılmıştır (Dunoyer de Segonzac, 1969; Helling ve Teichmüller, 1974; Kisch, 1974; 1980; 1983; Wolf, 1975; Saupé ve diğerleri, 1977; Heroux ve diğerleri, 1979; 1980; Kübler ve diğerleri, 1979; Frey ve diğerleri, 1980; Kübler, 1980; Breitschmid, 1982; Kralik, 1984; Robert, 1985; Guthrie ve diğerleri, 1986; Velde ve Lanson, 1993). Çok düşük dereceli metamorfik kayalarda gömülmeye veya diyajenetik-metamorfik dereceye bağlı olarak organik maddenin gösterdiği değişimler

çoğunlukla organik madde yansımasının yanı sıra antrasit ve meta-antrasit evresindekiler için ayrıca grafitleşme derecesi gibi incelemelerle de (Landis, 1971; Itaya, 1981; Tagiri, 1981; Pesquera ve Velasco, 1988; Barranechea ve diğerleri, 1992) belirlenebilmektedir.

İnceleme alanında organik maddece zengin kayalarda "toplam organik karbon" (TOC) ve "toplam sülfür" (TS) analizlerinin yanı sıra, organik madde yansıması ve grafitleşme derecesi gibi optik ve X-ışınları incelemeleri gerçekleştirilmiştir.

Vitrinit yansıması ve grafitleşme derecesi incelemelerinde kullanılacak örneklerin belirlenmesi amacıyla Ordovizyen-Triyas yaş aralığına sahip birimlerden toplam 53 örnek üzerinde TOC ve TS analizleri yapılmıştır. Analizler Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Maden Mühendisliği Bölümü Laboratuvarlarında LECO SC 444 sülfür ve karbon analizi cihazında gerçekleştirilmiştir. Cihazın kalibrasyonunu sağlamak amacıyla karbon 12 standardı kullanılmıştır. İncelemeler 1450 °C fırın sıcaklığı ve 70-180 sn analiz süresi aralığında gerçekleştirilmiştir. Örneklerin analizi yapılmadan önce inorganik kökenli ve karbonat bileşenlerine bağlı karbonun yok edilmesi gerekmektedir (Tissot ve Welte, 1978). Bu nedenle örnekler öğütme işleminden sonra % 10 luk hidroklorik asit etkisiyle inorganik karbondan arındırılmış, üç kez dekantasyon işleminden sonra iyice temizlenen örnek kurutulduktan sonra 1 saat süreyle 104 °C de etüvde bekletilmiştir. Yaklaşık 0.2-0.5 gr örnek tartılarak fırına yerleştirilmiş ve yakma işleminden sonra sonuçlar elde edilmiştir.

Organik kökenli maddelerin petrografik analizi (yansıma ölçümü, maseral ve mineral madde analizi) özellikle vitrinit/hüminit yansımaları yardımıyla kömürleşme dereceleri ve sınıflandırılmaları yapılmıştır. Toplam 23 örneği kapsayan bu incelemeler Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde üstten aydınlatmalı Leitz-Wetzlar marka Mpv-II model orthoplan mikroskopta yapılmıştır. Örneklerin hazırlanması ve analiz yönteminin ayrıntıları Karayığit (1983) de verilmiştir. Özellikle antrasit derecesindeki kömürleşme evrelerini yansıtan organik maddelerin kökeninin bilinmemesi nedeniyle vitrinit veya inertinit yansıması gibi terimlerin yerine organik madde yansıması teriminin kullanılması uygun görülmüştür (A.İhsan Karayığit sözlü görüşme, H.Ü., 1995).

Silüriyen yaşlı bol organik maddeli 9 örnek üzerinde gerçekleştirilen grafitleşme derecesi incelemelerinde, örnekler öncelikle öğütülmüş ve birkaç aşamada % 30 luk HCl yardımıyla inorganik karbonatlarca arındırılmıştır. Örneklerdeki karbonatların yok edilmesinden sonra % 40' lık HF kullanılarak silikatlar çözüldürülmüş ve silikat tuzlarına dönüşen bileşenler üç-dört kez yıkama işlemiyle örnekten atılmıştır. Daha sonra gerekli görülen örneklerde çinkobromür yardımıyla (ZnCl<sub>2</sub>) daha yoğun olan ağır minerallerden ayırt edilen organik maddece zengin örnekler kurutulmuş XRD çekimlerine hazır hale getirilmiştir.

### 3.1.5. DTA-TGA çözümlenmeleri

Bu çözümlenmeler, kil minerallerini daha iyi tanımlayabilmek ve özellikle 7 Å klorit-kaolinit ayırımını daha sağlıklı yapabilmek için C.Ü. Kimya Mühendisliği Bölümü'nde Shimadzu DT-TG-50 model birleşik termal analizörde gerçekleştirilmiştir.

Platin kefelelerden birine  $Al_2O_3$  referans maddesi, diğerine yaklaşık 10 mg örnek konularak 20 °C/dak ısıtma hızı ile havada 1000 °C ye kadar ısıtılmıştır. Kağıt hızı 4 mm/dak ve aralık  $\pm 100$  mV olarak ayarlanmıştır. Killere ait termogramların çözümünde birçok araştırmacıdan (Grim ve Kulbicki, 1961; Grim, 1968; Trauth,1977; Gündoğdu,1982; Paterson ve Swaffield,1987) yararlanılmıştır.

## 3.2. İnceleme ve Çözümleme Sonuçları

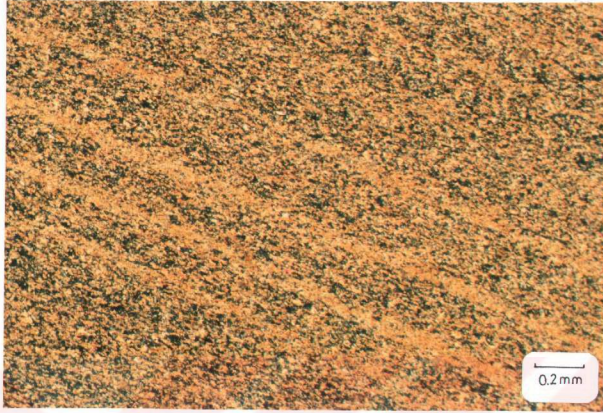
### 3.2.1. Emirgazi formasyonu

#### 3.2.1.1. Optik mikroskop incelemeleri

Birimdeki ana litolojileri birbirleriyle ardalanmalı ve/veya arakatlı olarak bulunan arduvazlar, metaklastitler ve metakarbonatlar oluşturmaktadır (Ek çizelge A1)

Arduvazlar çok ince taneli kuvars, feldispat, serizit, klorit, kalsit ve opak minerallerden oluşmaktadır. Bu kayaçalarda, matriksteki kil minerallerinden itibaren neomineralizasyon ve rekristalizasyon süreçleriyle oluşan serizit ve klorit büyümeleri sleyt klivajı oluşturacak şekilde sıkışma yönüne dik olarak yönelmişlerdir (Şekil 3.5). Sık aralıklı (<0.05mm) mikrolitonların (klivaj düzlemleri arasında kalan kayaç malzemesi : DeSitter, 1954), sleyt klivajının gelişimindeki ileri bir aşamayı ve düşük-orta dereceli ankimetamorfik dereceyi temsil ettiği, bununla birlikte yüksek diyajenetikten epimetamorfik dereceye kadar geniş bir aralığı da kapsayabileceği belirtilmiştir (Kisch, 1991). İnceleme alanında daha çok epizonu yansıtan illit "kristalinite" ile birlik oluşturur.

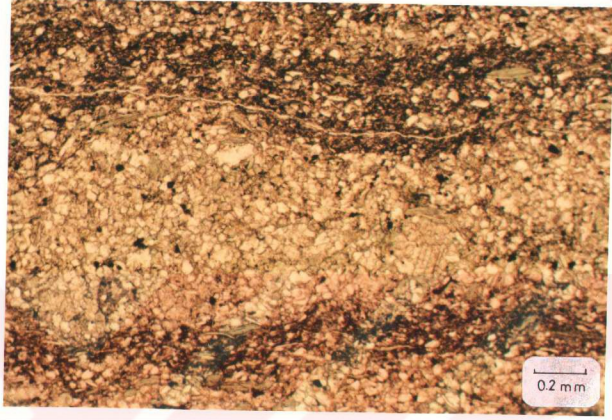
Arduvazlarda neomineralize serizit ve kloritlerin yanı sıra çok az miktarda detritik muskovit ve klorit mineralleri de bulunmaktadır. Kuvars miktarının arttığı örnekler kuvars-arduvaz şeklinde adlandırılmışlardır. Sedimenter kayaçlardaki ilksel kil mineralleri tümüyle serizit ve klorite dönüşmüştür. Kuvarslar ise gözenek dolgusu veya rekristalize olup, basınç çözünmesi nedeniyle matriksteki serizit ve kloritlerle iğnemi biçimlerde sınır ilişkileri sunmaktadır. İlksel kırıntılı dokunun hemen hemen kaybolduğuna işaret eden bu dokusal özellikler Rus yazarlarca (Kossovskaya ve Shutov, 1958; 1963; 1970 : Kisch, 1983 ve Frey, 1987' den) tanımlanan ve Kisch (1983) tarafından batı literatürüne tanıtılan çok düşük dereceli metamorfik kayaçlara ait dokusal zonlardan "iğnemi yapı ve muskovit-klorit matriks zonu" (dokusal zon 4 : Kisch, 1983), kısmen de "yeşilist fasiyesinin muskovit-klorit alt fasiyesi zonu" na (dokusal zon 5 : Kisch, 1983) benzemektedir.



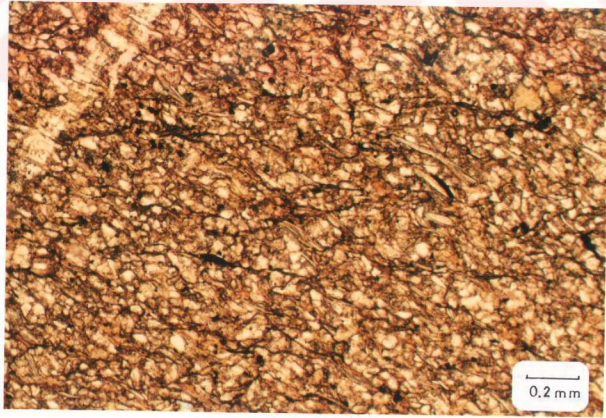
Şekil 3.5. Emirgazi formasyonu arduvazlarındaki mikrolitonlar içerisinde yönelmiş serizit ve klorit büyümelerinin oluşturduğu sleyt klivajı (çift nikol, örnek no: TTB-717).

Dokusal zon 4' ün yaklaşık erken metajenez evresine veya prehnit-pumpellyit fasiyesine, dokusal zon 5' in ise geç metajenez evresi veya pumpellyit-aktinolit fasiyesine karşılık geldiği belirtilmektedir (Kisch, 1983). Bölgede yer alan bu tür kayaçların ileride bahsedilecek olan illit "kristalinite" verilerine göre üst epizon (ankizona yakın epizon) bölgesine düşmesi bu denestirmenin doğruluğunu ortaya koymaktadır.

Metaklastitler başlıca kuvars, plajiyoklaz, kalsit, serizit, muskovit, biyotit, klorit ve eser miktarda zirkon, turmalin ve opak mineraller içermekte olup, tane boylarına göre metasilttaşı ( $\phi$  = kaba silt) ve metakumtaşı ( $\phi$  = ince kum) şeklinde adlandırılmışlardır. Kalsit miktarının fazla olduğu (% 15-20) metasilttaşları için karbonatlı metasilttaşı adlanması kullanılmıştır. Tipik blastopsamitik (metakumtaşı) ve blastopelitik (metasilttaşı) dokuya (Spry, 1969) sahip olan metaklastitler ilksel sedimanter dokularını (psamitik ve pelitik doku, mikrolaminalanma) korumakla birlikte, fillosilikat minerallerince oluşturulan yönelme ve kil matriks türü bağlayıcı malzemeden itibaren gelişen serizitleşme ve kloritleşme gibi metamorfizma etkilerini de taşımaktadırlar (Şekil 3.6). Feldispat miktarının fazla olduğu metaklastitler arkozik karekterdedir. Detritik bileşenleri oluşturan kuvars ve feldispatlar yarı yuvarlak-yarı köşeli biçimlere sahip iken detritik mika mineralleri uzun ve yönelmiş levhamsı biçimlere sahiptirler (Şekil 3.7). Klorit-mika istifleri ve diğer beyaz mikalarca oluşturulan klivaj düzlemleri arduvazlarınkine göre daha kaba veya pürüzlüdür.



Şekil 3.6. Emirgazi formasyonu metasittaşlarında mikrolaminasyon (tek nikol, örnek no: TTB-612).



Şekil 3.7. Emirgazi formasyonu metasittaşlarında klorit-mika istifleri ve mika minerallerinin oluşturduğu kaba klivaj (tek nikol, örnek no: TTB-616).

Kuvars ve feldispat tanelerinin sınırları basınç çözünmesi süreçleri nedeniyle matriksteki serizit ve kloritlerle kaynaşmış, çok ince testere dişi şeklinde görülürler. Kuvarlardaki bu tür sınırsal ilişkiler ve matriksin tümüyle serizit ve kloritten oluştuğu doku "altare kil matriks zonu" (dokusal zon 2 : Kisch, 1983; Frey, 1987) ile "kuvarsitik yapı ve hidromika-klorit matriks zonu" na (dokusal zon 3 : Kisch, 1983; Frey, 1987) karşılık gelmektedir. Derin epijenez evresi veya zeolit fasiyesine karşılık geldiği belirtilen (Kisch, 1983; Frey, 1987) bu dokusal zonlar, arduvazlarınkine göre daha düşük metamorfizma derecelerini yansıtmaktadır. Bu farklılık metamorfizma derecesinden ziyade, dokusal evrimin litolojiye bağımlı olarak gelişmesinden kaynaklanmaktadır (Frey, 1987). Nitekim, aynı seviyede yer alan arduvazlarda mikroyönlenme veya pürüzsüz sleyt klivajı, metaklastitlerde ise kaba klivaj belirgindir (Şekil 3.8). Gray (1977,1978) grovaplarda klivajın gözlenmesi için şeyl ve çamurtaşlarından çok daha ileri bir diyajenez veya metamorfizma derecesine gereksinim olduğunu belirtmiştir. Diğer taraftan Yoshida (1969), Gray (1978) ve Van der Pluijm (1981), siltli şeyl ve çamurtaşlarındaki şistozite düzlemleri arasındaki mesafenin genellikle klastik bileşenleri oluşturan tane boyunun bir fonksiyonu olarak geliştiğini vurgulamışlardır. Bu nedenle Álvarez ve diğerleri (1978), Powell (1979) ile Borradaile ve diğerleri (1982), klivaj sınıflamasındaki ana karakteristiklerden biri olan klivaj düzlemleri arasındaki mesafenin deformasyon şiddetinin parametresi olarak kullanılamayacağını ileri sürmüşlerdir. Klivajın belirgin olmasının yanı sıra şekli de şiddetinden çok litolojiye bağımlıdır (Kisch, 1991). Pürüzsüz klivaj sleyt için, pürüzlü klivaj ise grovaplarda için tipiktir (Born, 1929 : Dennis, 1972' den).

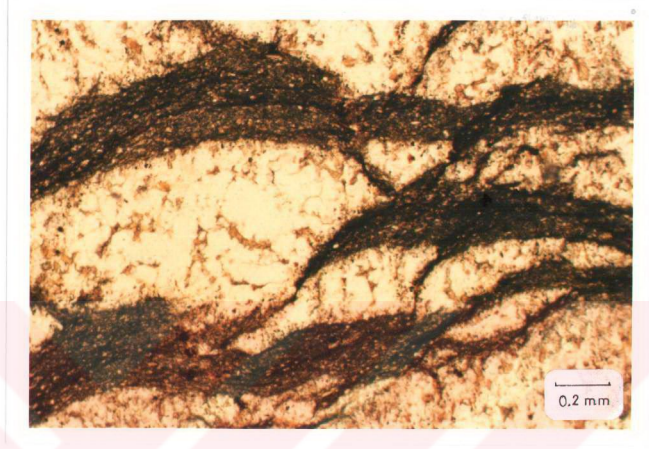
Orta-iyi boylanma derecesine sahip olan metaklastitlerin bağlayıcı malzemesinde ve gözeneklerinde oluşan yerli kloritler ile podlar (veya porfiroblastlar) biçimindeki kloritler şekil biçim ve girişim rengi açısından birbirinden oldukça farklıdır (Şekil 3.7). Gözeneklerde yer alan neomineralize kloritler daha çok izotropik, yuvarlağımsı boşluk dolguları görünümünde, bazen de yine izotropik uzun levhamsı kristal büyümeleri (Cole ve Picard, 1975) şeklindedir. Optik engebesi daha yüksek olan klorit podları genellikle beyaz mika pulları içermekte olup, daha belirgin bir anizotropiye ve tipik grimsi-yeşilimsi anormal girişim renklerine sahiptir. Mika bantlı klorit şeklindeki bu oluşumlar, diğer mikalar gibi sıkışma yönüne dik olarak yönelmiş yer yer levhamsı/yapraksı podlar veya porfiroblastlar şeklinde bir görünüm sunarlar. Klorit-mika istifleri (chlorite-mica stacks; Voll, 1960; Craig ve diğerleri, 1982; Krinsley ve diğerleri, 1983) klivaj fabriğinin ileri aşamasının karakteristik özelliklerinden birisi olarak değerlendirilmiştir (Kisch, 1991). Bu tür oluşumlar araştırmacılarca değişik şekillerde adlandırılmıştır. Örneğin; Williams (1972) klorit ve mika kenetlenmesi şeklindeki "iri mikalar", Holeywell ve Tullis (1975) içiçe

ÖRNEK NO KAYAÇ ADI	F A B R İ K	K U V A R S	F İ L L O S İ L İ K A T
TTB 621 TTB 717 ARDUVAZ			
TTB 605, 612 TTB 616 METASİLTTAŞI			
TTB 614 METAKUMTAŞI (Kataklastik)			

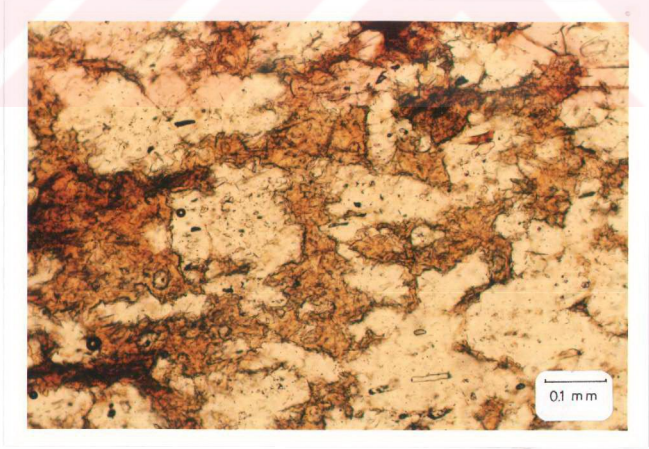
Şekil 3.8. Emirgazi formasyonu metaklastitlerinde bazı mineralojik-dokusal özelliklerin şematik gösterimi (Q=Kuvars, Kl=Klorit, Mu=Muskovit).

büyümeyle oluşan "beyaz mika-klorit kenetlenmeleri", Van der Pluijm ve Kaars-Sijpesteijn (1984) "klorit-mika agregatları", Hoepfener (1956) ve Weber (1976) "klorit-mika veya klorit-muskovit agregatı", Roy (1978), Weber (1981) ve Woodland (1985) "klorit-mika porfiroblastları", Woodland (1982) "klorit-muskovit birleşik taneleri" veya "klorit-muskovit birleşik porfiroblastları", Pique ve Wybrecht (1987) "klorit fiçiraları" (chlorites en tonnelets) veya "klorit bademleri" (chlorites en amandes) şeklinde tanımlamalar kullanılmıştır.

Kataklastizmanın egemen olduğu bazı metakumtaşlarında kuvarsit-benzeri mozaik dokular ve makaslama hareketleri sonucu gelişen arduvaz laminalarının oluşturduğu pod dokuları gözlenmektedir (Şekil 3.8 ve Şekil 3.9). Matriksteki neomineralize ve/veya rekristalizasyon ürünü kloritlerin kuvarslarla girift sınır ilişkisi de tipik olarak gözlenmektedir (Şekil 3.10). Kuvars-mika "saçakları" (quartz-mica "beards") olarak adlandırılan bu tür dokusal özellikler çok düşük dereceli metamorfik kayalarda gözlenen sleyt klivajı için ileri bir aşamayı karakterize etmektedir (Kisch, 1991).



Şekil 3.9. Emirgazi formasyonu kataklastik metakumtaşlarında pod türü dokular (tek mikroskop, örnek no: TTB-614).



Şekil 3.10. Kataklastik metakumtaşlarında kuvars ve klorit arasındaki giriftir sınır ilişkileri (tek mikroskop, örnek no: TTB-614).



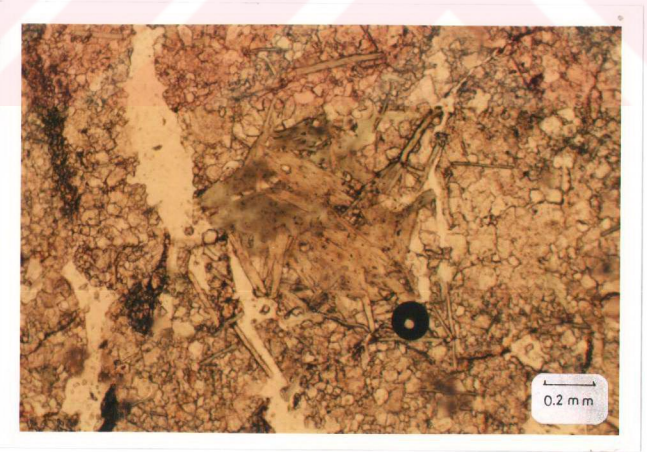
Metakarbonatlar, ilksel karbonat kayaç dokusunun korunmuş olması, bununla birlikte çok düşük dereceli metamorfizma etkilerinin de gözlenbilmesi nedeniyle metakireçtaşı veya metadolomit şeklinde adlandırılmışlardır. Bu adlandırmada XRD-TK sonuçlarından itibaren belirlenen karbonat minerallerinin türü, mineralojik bileşim ve dokusal ilişkilerin yanı sıra, aynı seviyede yer alan arduvaz ve metasilttaşlarının illit "kristalinite" değerleri de göz önüne alınmıştır.

Metakireçtaşları mikrogranoblastik dokuya sahip olup, bunların kalsitin yanı sıra kuvars, feldispat (plajiyoklaz), biyotit, muskovit, klorit, zirkon ve opak mineraller gibi litoklastlar içerdikleri ortaya konulmuştur (Ek çizelge A1). Litosparitik (Folk, 1968) metakireçtaşlarında az orandaki muskovit, biyotit ve klorit gibi fillosilikatlar ile birlikte düşük dereceli metamorfizma koşulları altında kil minerallerinden itibaren neomineralizasyon veya detritik fillosilikatlardan itibaren pozitif transformasyon (agradasyon) sonucu gelişen serizit ve klorit büyümeleri de gözlenmektedir. Özellikle metasilttaşı ve metakumtaşlarında daha belirgin gözlenebilen neomineralize serizit ve kloritler, metakireçtaşlarında daha ziyade spekülarityçe zengin ezik zonlarda ve mikrolaminallanma oluşturan ince taneli klastik bileşenlerce zengin seviyelerde yer almaktadır (Şekil 3.11). Spekülaritytin ezik veya çatlak zonlarında gözlenmesi, çözeltilerin kireçtaşı çatlaklarına yerleşmesi ile demir oksit mineralinin ikincil veya postsedimenter süreçlerle oluştuğuna işaret etmektedir. Kuvars ve feldispat mineralleri dağınık tanelerin yanı sıra fosil kavkı dolgularını ornatmış biçimde de gözlenebilmektedir. Ender olarak korunmuş fosillerin de gözlendiği metakireçtaşları genellikle birbirini keser konumda yaygın kalsit damarları içermektedir.

Formasyonun Çakırlar köyü güneyindeki mostrasında ortaya çıkan ve Kambriyen'in en alt seviyelerini temsil eden metadolomitler başlıca dolomit ve az miktarda kalsit, kuvars, feldispat, fillosilikat mineralleri ve turmalin içermektedir. Metakireçtaşlarına göre daha ileri derecede metamorfizmaya uğradığı düşünülen metadolomitlerdeki plajiyoklazların metakireçtaşlarındakilerin aksine polisentetik ikizlenme göstermemesi detritik plajiyoklazların albitleştiğini düşündürmektedir. Kloritleşmeye uğramamış biyotitlerin gözlenmemesi, metadolomitlerin daha iri mikrogranoblastik dokuya sahip olmaları ve illit "kristalinite" derecelerinin daha yüksek olması bu görüşü doğrular niteliktedir. Metadolomitler yer yer dağınık ve lifsi kümecikler halinde iğnemi-çubuksu kloritler içermektedirler (Şekil 3.12).



Şekil 3.11. Emirgazi formasyonu metakireçtaşlarında spekülär hematitce zengin siyah ezik zonlar (tek nikol, örnek no: TTB-603).



Şekil 3.12. Emirgazi formasyonu metadolomitlerinde dağımık ve lifsi kümecikler halindeki kloritler (tek nikol, örnek no: TTB-1078).

### 3.2.1.2. Taramalı elektron mikroskop incelemeleri

Formasyondaki arduvazları temsil eden bir örnek üzerinde yapılan incelemeler ile matrikste oluşan submikroskopik serizit ve klorit minerallerinin morfolojik özellikleri incelenmiştir. EDS yöntemiyle mika+klorit bileşimine sahip oldukları belirlenen fillosilikatlar tekdüze bir görünüme sahip olup, optik mikroskop verilerine uyumlu bir şekilde sleyt klivajını oluşturan mikroyönlenebilir yapıya sahiptirler (Şekil 3.13). Yönlenebilir gösteren mika ve kloritler yaprağımsı biçimlerde gözlenmektedir.

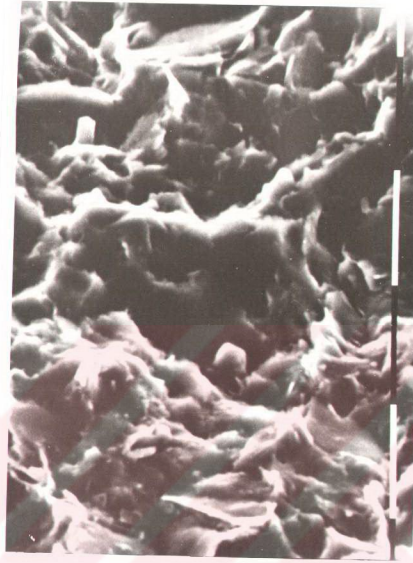
### 3.2.1.3. X-ışınları incelemeleri

Formasyondaki kayaçlar (35 örnek) başlıca kalsit, dolomit, kuvars, feldispat ve kil (fillosilikat) minerallerinden oluşmaktadır (Ek çizelge B1). Kil mineralleri gerek bulunuş frekansı ve gerekse genel ortalama bakımından en yüksek yüzdeyi oluşturmaktadır (Çizelge 3.5). Fillosilikatları bolluk sırasına göre kuvars, plajiyoklaz, kalsit ve dolomit izlemektedir. Karbonat mineralleri daha çok metakarbonatlara bağımlı olduğu için silikat minerallerine göre daha düşük bulunuş frekansına sahiptirler. Birkaç örnekte gözlenen dolomitin ortalaması yüksek olmakla birlikte, frekansının çok düşük olması nedeniyle genel ortalama en düşük yüzdeyi oluşturmaktadır. Bu minerallerin yanı sıra genellikle çatlak zonlarında yoğunlaşan spekülait türü hematit de belirlenmiştir.

Çizelge 3.5. Emirgazi formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%)

Mineral	Bulunuş Frekansı	En az	En çok	Ortalama	Genel Ortalama
Kalsit	57	2	68	24	14
Dolomit	11	6	93	55	6
Kuvars	97	4	61	19	18
Feldispat	91	2	30	15	14
Kil	97	13	77	49	48
İllit	100	10	85	66	66
Klorit	96	5	80	30	29
C-V	39	5	20	11	4
C-S	5	10	15	13	1

Dolomitlerin (3 örnek) d (104) Å pik değerleri ile bu pikin yarı yükseklikteki genişlikleri ( $\Delta 2\theta^\circ$ ) sırasıyla 2.887-2.982 ve 0.20-0.24 arasındadır (Çizelge 3.6). Bu değerlere göre (Goldsmith ve Graf, 1958a), dolomitler % 48-49.5 arasında  $MgCO_3$  içermekte, diğer bir ifadeyle 2.885 Å pikine sahip ideal dolomite yakın bileşime sahiptirler. Nitekim safâ yakın dolomitlerin  $2\theta = 32-38^\circ$  ile  $65-72^\circ$  arasındaki yansımalarında d (110, 015, 006, 00.12 ve 030) pikleri de Goldsmith ve Graf'ın (1958b) bulgularına benzer şekilde ideal dolomit özelliği sergilemektedirler.



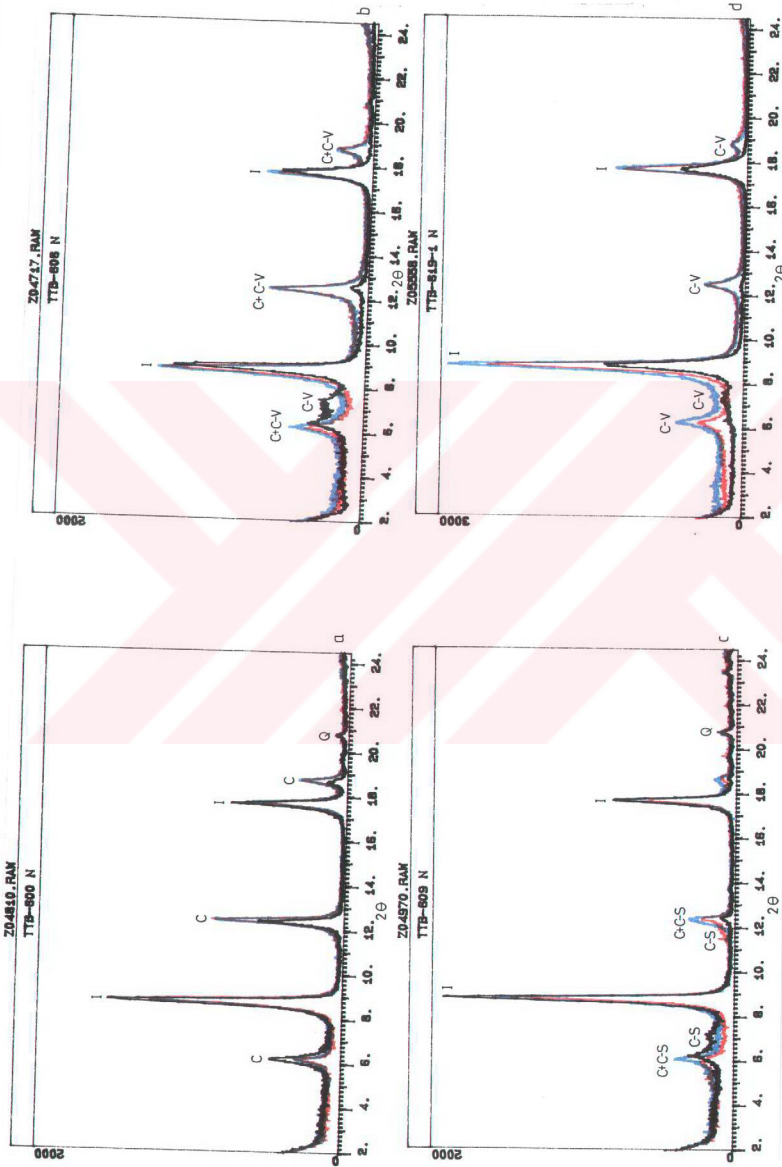
Şekil 3.13. Emirgazi formasyonu arduvazlarında yaprağımsı klorit ve serizit mikroyönlenmeleri, (ölçek 10  $\mu$ , örnek no: TTB-616).

Çizelge 3.6. Emirgazi formasyonu dolomitlerinde d(104) yansınası ara değeri ve yarı yükseklikteki genişlikleri

Örnek No	d (104) Å	$\Delta 2\theta^\circ$	Örnek No	d (104) Å	$\Delta 2\theta^\circ$
TTB-716	2.887	0.24	TTB-1078	2.892	0.20
TTB-718	2.889	0.20			

Formasyondaki kayalara ait (23 adet) kil mineral bileşenlerini başlıca illit, klorit ve daha az da klorit-vermikülit (C-V) ile klorit-smektit (C-S) aratabakalları oluşturmaktadır (Ek çizelge B1). En yaygın kil mineral parajenezlerini illit + klorit ve illit + klorit + C-V olmakta, ender olarak illit  $\pm$  klorit  $\pm$  C-S ve illit + C-V oluşturmaktadır. İllit en bol bulunan fillosilikat olup, bunu klorit, C-V ve C-S izlemektedir (Çizelge 3.5).

İllitlerin normal, glikollü ve fırınlı çekimleri aynı d Å değerinde pik vermekte aratabakalların arttığı bazı durumlarda fırınlı pik şiddeti biraz düşmektedir (Şekil 3.14). İllitlerin glikollü çekimlerinde pik simetrisinin daha da düzeldiği dikkati çekmektedir.



Şekil 3.14. Emirgazi formasyonuna ait X-ışınları kil difraktogramları, a. illit + klorit, b. illit + klorit + C-V, c. illit ± klorit ± C-S, d. illit ± C-V

Kloritlerin normal ve glikollü çekimlerindeki piklerde herhangi kayma gözlenmezken, fırınlı çekimlerinde (001) ve (002) pikleri daha yüksek  $2\theta$  ya doğru kaymaktadır (Şekil 3.14). Kayma miktarı (001) pikinde yaklaşık +0.10, (002) pikinde ise yaklaşık +0.20 °2 $\theta$ ' dir. Diğer bir ifadeyle, normal ve glikollü çekimlerinde 14.24 ve 14.15 Å arasında değişen d(001) değerleri 14.01 ve 13.80 Å' a, 7.11 ve 7.07 Å daki pikleri de 7.00 ve 6.96 Å' a düşmektedir. Kloritlerin 14 Å daki piklerinin 7 Å dakilere göre daha düşük şiddetli olmasının yanı sıra, özellikle fırınlı çekimlerinde 14 Å pik şiddetinin arttığı, buna karşın 7 Å pik şiddetinin azaldığı dikkati çekmektedir. Bu veriler kloritlerin demirce zengin olduğuna işaret etmektedir (Brindley ve Brown, 1980). Ayrıca, kloritlerin (003)/(001) pik oranlarının genellikle 1.05-1.25 arasında değişmesi, oktaedrik Fe' in talk ve brusit tabakasında hemen hemen eşit olarak dağıldığını veya daha çok brusit tabakasında yer aldığı göstermektedir (Brown ve Brindley, 1980). Bu kloritte belirlenen  $b_0$  değeri de (9.2604 Å), birçok yazar tarafından (Von Engelhardt, 1942; Shirozu, 1958; Brindley, 1961; Hey, 1954; Radoslavich, 1962) verilen formül ilişkilerine göre yaklaşık 1.35 Fe<sup>2+</sup> içeriğine sahip olduğunu göstermektedir.

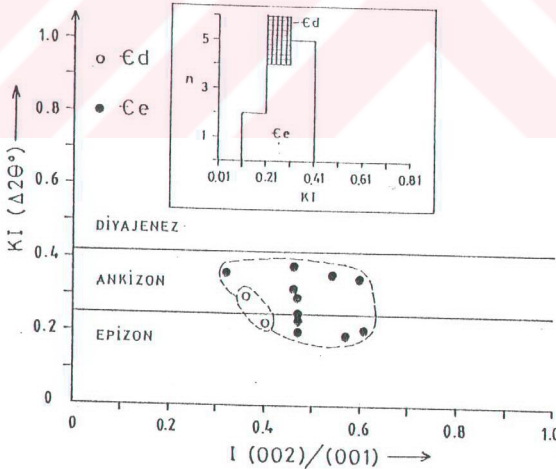
Normal çekimdeki piklerinin gerek yaklaşık 14 Å yakınındaki (002) ve gerekse 7 Å yakınındaki (004) pikleri kloritlere göre daha geniş veya diğer bir ifadeyle yayvan olmasıyla dikkati çeken C-V ve C-S aratabakalıları glikollü ve fırınlı çekimlerinden itibaren kolaylıkla ayırt edilebilmektedir (Şekil 14b, c ve d). (001) pikleri gözlenmeyen karışık katmanlı kil minerallerinden C-V normal ve glikollü çekimlerde aynı yerlerde pik vermekte, ancak fırınlı çekimde yaklaşık (002) piki 14.24 Å' dan 12-12.5 Å' a düşmektedir. C-S aratabakalıları ise 14.24 Å daki piklerinin glikollü çekimde 14.82 Å' a şişmektedir.

Formasyona ait "kristalinite",  $b_0$  ve politipi değerlendirmelerine ait veriler, Weaver indisleri ve klorit "kristalinite" değerleri ile birlikte Çizelge 3.7 de verilmiştir. 0.19-0.38 (KI-N,  $\Delta 2\theta^\circ$ ) arasında ölçülen illit "kristalinite" verilerine göre formasyon epizon ve ankizon bölgesinde yer almaktadır (Şekil 3.15). İllit "kristalinite" değeri 0.60 ( $\Delta 2\theta^\circ$ ) olan bir örnek (TTB-619) yüzeysel bozunmaya uğradığı düşünülerek değerlendirmeye dışı tutulmuştur. Örnekler epizon ve ankizon bölgesine eşit şekilde yayılmakla birlikte, ankizon bölgesine biraz daha fazla örneğin düştüğü gözlenmektedir. Epizon bölgesine düşen örnekler daha çok metasilttaşları, ankizon ise arduvazlarla temsil olunmaktadır. Klorit "kristalinite" verileri 0.21-0.30 ( $\Delta 2\theta^\circ$ ) arasında değişmekte olup illit "kristalinite" değerlerine göre daha iyi "kristaliniteye" sahip olup, değerler daha dar bir aralıkta değişim göstermektedir.

Çizelge 3.7. Emirgazi formasyonuna ait kristalinite,  $b_0$  ve politipi değerleri

ÖR. NO	KI-N	KI-G	WI-N	WI-G	002/ 001	ChC N	ChC G	d(060) İllit	$b_0$ -I	% 2M1	Litoloji
TTB-600	0.25	0.23	5.74	07.00	0.47	0.25	0.25	1.505	9.029	74	Arduvaz
TTB-602	0.29	0.28	7.74	11.25	0.47						Arduvaz
TTB-606	0.36	0.30	4.03	05.13	0.54						Arduvaz
TTB-614-1	0.38	0.37	3.75	04.90	0.46	0.30	0.32				Arduvaz
TTB-615	0.35	0.34	4.23	04.90	0.60	0.28	0.28				Arduvaz
TTB-617	0.20	0.16	8.63	10.00	0.47	0.22	0.22			100	Metasilttaşı
TTB-619	0.60	0.51	2.05	2.67	0.66			1.504	9.023	74	Metasilttaşı
TTB-619-1	0.36	0.31	5.88	10.35	0.32						Arduvaz
TTB-622	0.23	0.23	8.07	14.00	0.47	0.24	0.26	1.503	9.018	65	Arduvaz
TTB-623	0.19	0.14	9.60	16.71	0.57	0.21	0.21				Metasilttaşı
TTB-625	0.33	0.28	5.14	06.00	0.46			1.505	9.031	62	Arduvaz
TTB-719	0.21	0.20	9.00	10.28	0.61	0.23	0.23	1.506	9.035	100	Arduvaz

**KI-N** : İllit 10 Å normal çekim Kübler indeksi ( $\Delta^20$ ), **KI-G** : İllit 10 Å glikollü çekim Kübler indeksi, **WI-N** : İllit 10 Å normal çekim Weaver indeksi ( $h(10.5 \text{ Å}) / H(10 \text{ Å})$ ), **WI-G** : İllit 10 Å glikollü çekim Weaver indeksi, **002/001** : İllit 1 (5 Å) / 1 (10 Å), **ChC-N** : Klorit 7 Å normal çekim Kübler indeksi, **ChC-G** : Klorit 7 Å glikollü çekim Kübler indeksi, **d(060)-I** : İllit d(060) değeri (Å),  **$b_0$ -I** : İllit  $b_0$ -değeri ( $6 \times d(060)$ ) Å, % 2M1 : İllitlerdeki % 2M1/(2M1+1Md) politipi oranı.



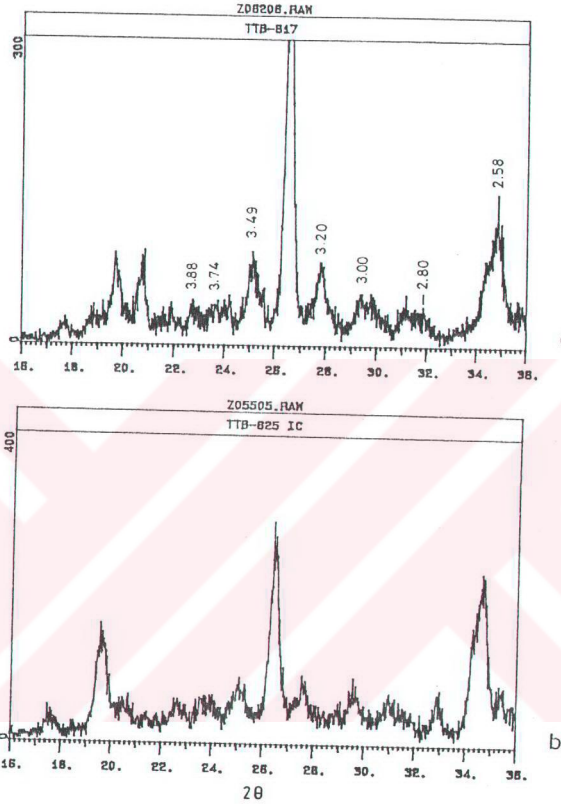
Şekil 3.15. Emirgazi ve Değirmentaş formasyonu illitlerinin "kristalinite"-(002)/(001) şiddet oranları diyagramındaki konumları ve kristalinite indeksi frekans dağılımı (zonlar arasındaki sınırlar Kübler, 1984 den alınmıştır).

İllitlerin  $d(060)$  değerleri (5 adet) 1.5030-1.5059 Å ( $b_0=9.018-9.035$  Å) arasında değişmektedir. Ölçülen  $b_0$  parametresi değerleri orta basınç fasiyesi olarak adlandırılan (Sassi ve diğerleri, 1976; Guidotti ve Sassi, 1986) bölgede (9.000-9.040 arası) yer almaktadır.  $b_0$  değerleri çok belirgin olmamakla birlikte illit "kristalinite" verileriyle doğrusal bir ilişki sunmaktadır. Diğer bir ifadeyle, artan metamorfizma derecesine bağlı olarak "kristalinite" ve  $b_0$  birlikte artmaktadır. Kloritlerin  $d(060)$  ölçümü, kuvarsin (221) piki ile kloritlerin yaklaşık aynı yerdeki  $d(060)$  piki çakışması nedeniyle kil fraksiyonunda kuvars bulunmayan bir örnekte yapılabilmiş ve 1.5434 Å değeri elde edilmiştir.

Bol miktarda illit içeren altı adet kil fraksiyonunun  $2\theta=16-36^\circ$  arasındaki diyagnostik pikleri (Bailey, 1980a, 1988a) incelenmesi sonucu illitlerin hem 2M1 (Şekil 3.16a), hem de 1M+2M (Şekil 3.16b) politipine sahip oldukları belirlenmiştir. Bilindiği gibi, 2M1 politipi karakteristik 3.88, 3.74, 3.49, 3.20, 3.00 ve 2.80 Å, 1M politipi ise 3.66, 3.07 ve 2.69 Å daki pikleri ile ayırt edilebilmektedir. 2M1 ve 1M politipini birlikte içeren örneklerde 2M1 oranları Maxwell ve Hower (1967) tarafından önerilen  $I(2.80 \text{ Å}) / I(2.58 \text{ Å})$  oranına karşın % 2M1/(2M1+1Md) oranının belirlendiği diyagram kullanılmıştır. 2M1 politipine sahip örneklerin illit "kristalinite" değerleri epizonu, % 62-74 arasında 2M1 içeren örneklerinki ise daha çok ankizonu temsil etmektedir. Bu veriler de 1M→2M1 dönüşümünün epizonda tamamlandığına işaret etmektedir. Benzer ilişkiler Brauckmann (1984) ve Frey (1987) tarafından da saptanmıştır. Bu veriler illitin metamorfizma derecesinin artmasına bağlı olarak 1M den 2M1'e doğru evrim geçirdiğine işaret etmektedir.

Formasyonda illitten sonra önemli yüzdeyi oluşturan kloritlerin  $2\theta=31-52^\circ$  arasındaki diyagnostik pikleri (Bailey ve Brown, 1962; Bailey, 1980, 1988) incelenmiş ve 1Ib politipine sahip oldukları belirlenmiştir. Toplam üç adet kloritçe zengin örnekte yapılan politip incelemesinde 1Ib politipini karakterize eden 2.59, 2.55, 2.45, 2.26 ve 2.01 Å daki şiddetli pikler belirlenmiştir (Şekil 3.17). Politip belirlemelerinde klorit piklerinin illitin pikleri ile maskelenmesi nedeniyle illiti az içeren örnekler kullanılmıştır. Bazı örneklerde illit piklerinin etkisini ölçmek amacı ile Hillier (1993) tarafından kullanılan asitleme işlemi yapılmıştır. Bu yöntemle göre örneğin önce normal konumdaki politip çekimleri yapılmış, daha sonra sıcak 1N HCl ile 1.5 saat muamele edilmiş ve tekrar politip çekimleri yapılmıştır. Kloritler asitlemeden dolayı yıkılmaları nedeniyle asitlemeden sonra kloritin bulunduğu yerdeki piklerin şiddetleri azalmaktadır. Asitlemeden önceki ve sonraki pik farklılıklarından gidilerek zayıflayan pik şiddetleri klorit pikleri olarak değerlendirilmiştir. Kloritlerin 1Ib politipine sahip olmaları illitlerin 2M1 politipi bakımından zengin olmasına uygun şekilde formasyonun diyajenetik zonu aştığını ve tümüyle metamorfik bir bölgede yer aldığını göstermektedir.



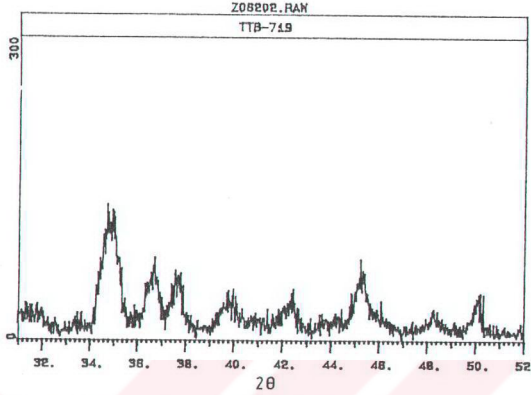


Şekil 3.16. Emirgazi formasyonuna ait illitlerin X-ışınları toz difraktogramları a. % 100  $2M_1$ , b. % 62  $2M_1/(2M_1+1Md)$ .

### 3.2.2. Değirmentaş formasyonu

#### 3.2.2.1. Optik mikroskop incelemeleri

Birim metakarbonatların yanı sıra ender olarak metaklastitler de içermektedir (Ek çizelge A2). Metakireçtaşları, Emirgazi formasyonundakilere benzer özellikler sergilemekte olup, alttan üst kesimlere doğru kuvars, feldispat, muskovit, klorit, zirkon ve opak mineral türü klastik bileşenler azalmaktadır. Armutludere formasyonuna yakın en üst kesimlerde ise klastik minerallerin miktarı artmaktadır. Mikrolaminalanma ve mikroyönlenme gibi,



Şekil 3.17. Emirgazi formasyonuna ait IIb politipine sahip kloritlerin X-ışınları toz difraktogramı.

sırasıyla sedimanter ve metamorfik dokusal özelliklerin yanı sıra, bazı seviyelerde yaygın kalsit dolgulu damarlar da yer almaktadır. Allokem olarak fosil ve intraklastlar tanımlanabilmektedir. Ekstraklastların büyük bir bölümünü oluşturan kuvars ve feldispatlar yer yer fosil kavki dolguları oluşturmaktadır. Metasiltaşı ve arduvaz mikrolaminaları içeren bazı metakireçtaşları makaslama hareketlerine uğramaları sonucu birbirinden kopmuş metasiltaşı ve arduvaz dilimleri de içermektedirler. Formasyonun en alt seviyelerini temsil eden metadolomitler ve metadolomitik kireçtaşları metakireçtaşlarına göre daha iri granoblastik (mozayik) dokuya sahip olup daha az ekstraklast içerirler. Alt seviyelerde gözlenen ve kuvars arenit olarak adlandırılabilen metakumtaşları blastopsamitik dokuya sahip olup, bol miktarda kuvarsin yanı sıra az miktarda serizitleşmiş plajiyoklaz, muskovit, serizit, klorit, apatit, zirkon, epidot ve opak mineraller içermekte ve bağlayıcı malzemesini ise serizit ve silis oluşturmaktadır.

### 3.2.2.2. X-ışınları incelemeleri

Birimde 32 örnek üzerinde yapılan çözümlmelerine göre kalsit, dolomit, kuvars, plajiyoklaz ve fillosilikat mineralleri belirlenmiştir (Ek çizelge B2). Silikat mineralleri karbonat minerallerine göre daha düşük yüzdeye sahiptirler (Çizelge 3.8). Dolomitler en düşük bulunuş frekansına sahip olmakla birlikte kuvars, feldispat ve kil minerallerinden daha yüksek genel ortalamaya sahiptirler. Ayrıca özellikle kahverengimsi-bordo renkli metakireçtaşlarında spekül hematit ve pirit türü demir mineralleri de belirlenmiştir.

Dolomitlerin iki örnek üzerinde (TTB-584 ve 588) ölçülen  $d(104)$  Å pik değerleri sırasıyla 2.888 ve 2.887 Å olup % 49-49.5 arasında  $MgCO_3$  içeriğine karşılık gelmekte (Goldsmith ve Graf, 1958a) ve ideal dolomit (Goldsmith ve Graf, 1958b) özelliği göstermektedir. Dolomitlerin  $d(104)$  Å piklerinin yarı yükseklikteki genişlikleri ise 0.24 ( $\Delta 2\theta$ ) olarak belirlenmiştir.

Çizelge 3.8. Değirmentaş formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%)

Mineral	Bulunış Frekansı	En az	En çok	Ortalama	Genel Ortalama
Kalsit	100	3	100	71	71
Dolomit	22	4	94	57	13
Kuvars	78	1	64	5	4
Feldispat	34	2	64	15	5
Kil	38	5	42	15	7
İllit	100	60	100	87	88
Klorit	67	10	20	13	9
C-V	33	5	10	8	3

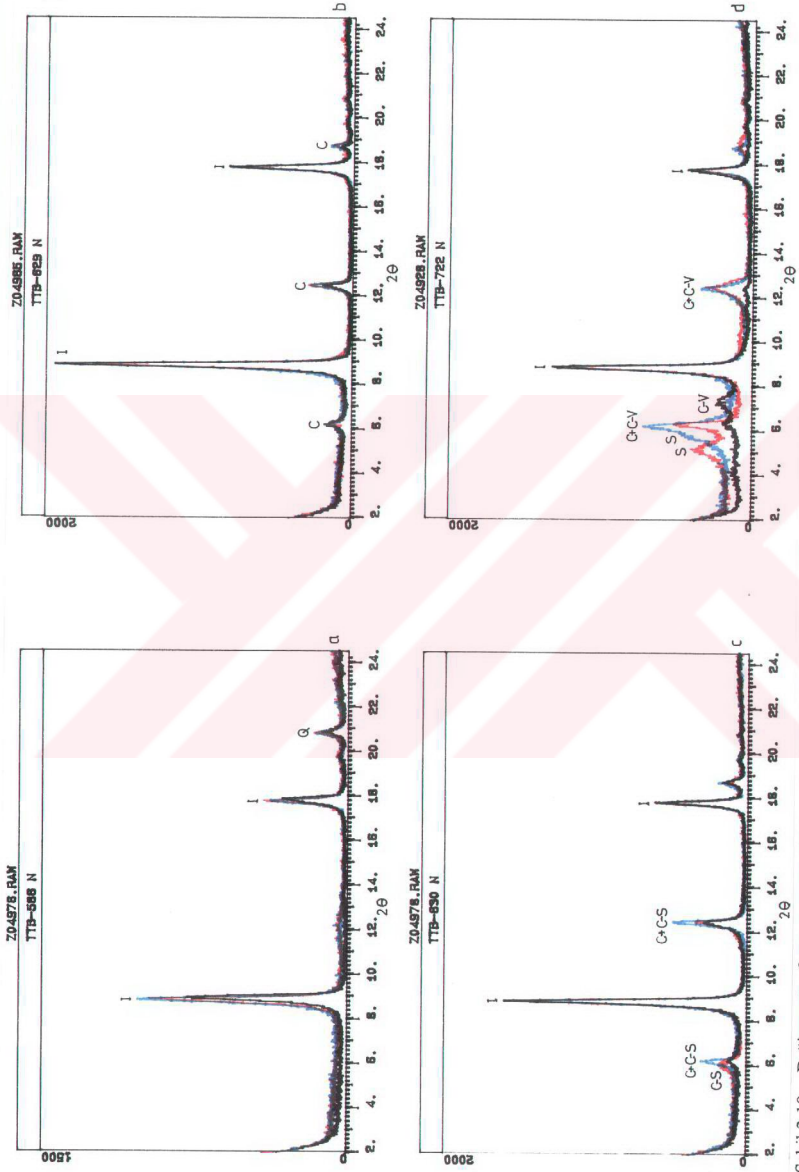
Formasyondaki kil minerallerini (6 örnek) başlıca illit olmak üzere daha az da klorit, C-V ve smektit temsil etmektedir (Ek çizelge B2). İllit bulunış frekansı ve ortalama bakımından en bol bulunan mineraldir (Çizelge 3.8).

İki örnekte saf illit (Şekil 3.18a), diğer örneklerde ise illit + klorit (Şekil 3.18b), illit + klorit ± C-S (Şekil 3.18c) ve illit + klorit + C-V + S (Şekil 3.18d) parajenezleri gözlenmiştir. Birimdeki ana kil parajenezi illit + klorit olup, diğer C-V, C-S aratabakalıları ve smektitin degradasyon ürünüdürler.

İllit "kristalinite" verileri (Çizelge 3.9) ankizon-epizon sınırına yakın bölgeyi temsil etmektedir (bkz. Şekil 3.15). İllitlerin 1.5066 ve 1.5067 Å olarak ölçülen  $d(060)$  verilerine göre 9.040 Å olan  $b_0$ -değerleri orta-yüksek basınç sınır değerini (Sassi ve diğerleri, 1976; Guidotti ve Sassi, 1986) temsil edecek şekilde yüksektir. İllitler tümüyle 2M1 veya 2M1+1M (% 82 2M1 içerikli) politiplerine sahiptir.

Çizelge 3.9. Değirmentaş formasyonuna ait kristalinite,  $b_0$  ve politipi değerleri

ÖRNEK NO	KI-N	KI-G	WI-N	WI-G	002/001	$d(060)$ -I	$b_0$ -I	% 2M1	Litoloji
TTB-586	0.25	0.25	6.40	7.38	0.36	1.5066	9.040	100	Metakumtaşı
TTB-636	0.23	0.20	8.84	15.33	0.40	1.5067	9.040	82	Metakireçtaşı



Şekil 3.18. Değirmentaş formasyonuna ait X-ışınları kıl difraktogramları, a. illit, b. illit + klorit, c. illit+ klorit +C-V, d. illit + klorit + C-V + S

### 3.2.3. Armutludere formasyonu

#### 3.2.3.1. Optik mikroskop incelemeleri

Birime ait arduvaz, metakireçtaşı, metakumtaşı ve metasilttaşlarının optik mikroskop inceleme sonuçları Ek çizelge A3 de verilmiştir.

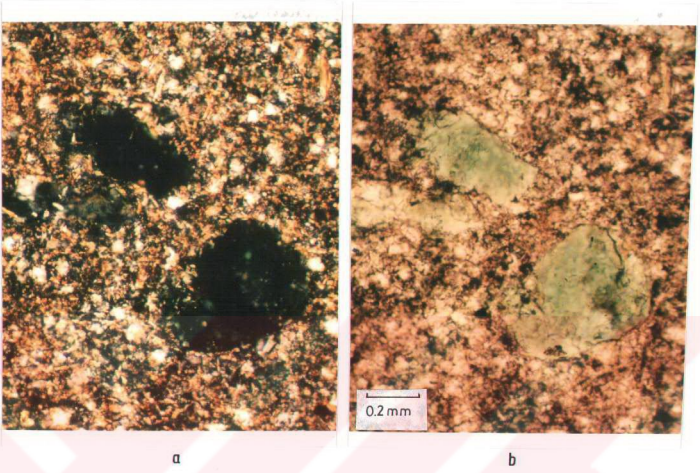
Alt seviyelerdeki kırıntılı dokunun hemen hemen gözlenmediği metamorfitlet önemli miktarlarda klorit içermeleri nedeniyle klorit arduvaz olarak adlandırılmışlardır. Arduvazlar başlıca kuvars, plajiyoklaz, klorit, muskovit, kalsit, biyotit ve eser miktardaki turmalin, zirkon ve opak (çoğunlukla pirit, kısmen spekülarit) minerallerden oluşmaktadır.

Klorit arduvazlar kil hamurdan itibaren gelişen yaygın serizit ve kloritlerin yanı sıra mikroyönlenmeyi oluşturan önemli miktarda iri klorit podları ve ince-uzun mikalar içermektedir. Bu tür arduvazlar "iğnemi yapı ve muskovit-klorit matriks zonu" na (Kisch, 1983; Frey, 1987), sedimanter dokunun hiç gözlenmediği arduvazlar ise "yeşilşist fasiyesinin muskovit-klorit alt fasiyesi zonu" na (Kisch, 1983) karşılık gelmektedir. Erken ve geç metajenez evresi prehnit-pumpellyit ve pumpellyit-aktinolit fasiyesine karşılık gelen (Kisch, 1983; Frey, 1987) bu dokusal tanımlamalar yüksek ankizon ve düşük epizona işaret eden kristalinite verilerine de uyumluluk göstermektedir.

Gözenek veya matrikste gelişen klorit oluşumları, mika bantlı iri klorit podlarından daha düşük optik engebeli olması ve belirgin bir anizotropi göstermemesi ile ayırt edilebilmektedir (Şekil 3.19). Klorit podları morumsu-kahverengimsi girişim renkli olmasına karşın gözenekteki kloritler koyu grimsi-yeşilimsi grişim renkli ve çoğunlukla da sönme konumundadır. Ayrıca, klorit podlarının yeşil renkli ve pleokroyizna göstermelerine karşın, gözenektekilerin daha açık yeşil renkli ve pleokroyizna göstermemektedir. Emirgazi formasyonunda da gözlenen bu tür mika bantlı kloritler düşük-orta ankimetamorfik ve ender olarak yüksek diyajenetik IC değerleriyle birlik oluşturduğu belirtilmektedir (Kisch, 1991).

Matriksten itibaren gelişen serizitleşmeler parlak girişim renkli pulcuklar şeklinde olup, bazı kesimlerde tane boylarının büyüyecek küçük muskovit boyutuna ulaştıkları da gözlenmektedir. Metasilttaşlarına göre daha ince taneli ve daha belirgin mikroyönlenmeye sahip arduvazlarda sedimanter doku izleri büyük ölçüde silinmiştir (Şekil 3.20). Gerek klorit-mika istifleri, gerekse diğer fillosilikatlar pürüzlü sleyt klivajı oluşturacak biçimde yönlenmeye sahiptirler.

Klorit arduvazlarla ardalanmalı metakireçtaşları Değirmentaş ve Emirgazi formasyonlarındaki metakireçtaşlarına büyük benzerlik göstermektedir. Mikrogranoblastik doku gösteren metakireçtaşları kalsitin yanı sıra fosil kavkı dolgulu kuvars, feldispat, klorit, muskovit, zirkon ve opak mineralleri içermektedir.



Şekil 3.19. Armutludere formasyonu arduvazlarında gözenekte gelişmiş neoforme kloritler, a. çift nikel, b. tek nikel (örnek no:TTB-726).



Şekil 3.20. Armutludere formasyonu arduvazlarında kaba sleyt klivajı, (tek nikel, örnek no:TTB-232).

Orta seviyelerde klorit arduvazların yerini daha düşük dereceli metamorfizma izleri taşıyan metakumtaşı ve metasilttaşı arakatlı arduvazlar almaktadır. Metaklastitler bolluk sırasına göre kuvars, plajiyoklaz, serizit, klorit, muskovit, kalsit, dolomit, biyotit, turmalin, zirkon, apatit ve opak mineraller içermekte olup, çoğunlukla metakumtaşı daha az da metasilttaşları ile temsil edilirler. Metakumtaşları ince ve çok ince taneli kum, metasilttaşları ise kaba silt boyutundaki bileşenlere sahiptir. Orta seviyenin en altında yer alan bazı metasilttaşları kırıntılı bileşenlerin yanı sıra bol miktarda klorit-mika podları/istifleri içermektedir (Şekil 3.21). Uzun eksenleri stress yönüne dik olarak gelişen ( $S_0$ ) düzlemine paralel olarak yönelen klorit podlarının kenar kesimleri daha sonra şistozitenin başlamasıyla gelişen ( $S_1$ ) düzlemleriyle kesilerek aniden kütleşmekte ve detritik bir görünüm kazanmaktadır. Benzer özellikler Fas' taki Kambriyen yaşlı epimetamorfik metagrovaklarda da belirlenmiştir (Piqué ve Wybrecht, 1987).

Metakumtaşları ve metasilttaşları alttan üste doğru gerek bileşimsel ve gerekse dokusal açıdan önemli farklılıklar sunmaktadır. Epizonu temsil eden alt seviyedeki arduvaz ve metasilttaşlarında biyotit hemen hemen hiç bulunmaz iken ankizonu temsil eden metakumtaşı ve metasilttaşlarında gözlenmekte ve üste doğru artmaktadır. Gözeneklerde oluşan neoforme kloritler alt seviyelerde açık yeşilimsi renklere iken (bkz. Şekil 3.19), üst seviyelerde daha çok kahverengimsi yeşil ve hatta yeşilimsi kahverengimsi renklidir (Şekil 3.22 ve 3.23). Bu da kloritlerin demir içeriğinin üst seviyelere doğru artmasına işaret eder gözükmektedir. Dokusal olarak ise arduvazlarda olduğu gibi alt seviyelerde ilksel kırıntılı doku gözlenmemekte, orta kesimlerdeki metaklastitlerde ortaya çıkmakta, üste doğru daha da belirginleşmektedir. Metaklastitlerdeki bileşimsel farklılaşmanın yanı sıra yönlü doku da ilksel sedimanter dokunun belirginleşmesine paralel olarak alttan üste doğru tedrici olarak azalmaktadır (Şekil 3.24).

Saimbeyli yöresindeki Cinlipınar deredeki kesitte birimin tabanı gözlenmemekte olup, Tufanbeyli yöresindeki kesitin orta seviyelerini temsil eden metaklastitler ile ankimetamorfik arduvazlar yüzylemektedir. Alt sınırı Şafaktepe formasyonu ile tektonik dokanıklı fay zonunda klorit-tremolit-epidot-şist olarak adlandırılan metamorfik bir kayaç bulunmaktadır. Tümüyle fay zonuna bağlı oluşan şistler bol miktardaki epidot (pistazit, klinozoyisit), tremolit ve kloritin yanı sıra kuvars, feldispat, muskovit ve opak mineraller içermektedir. Metakumtaşı ve metasilttaşlarındaki yüzeysel bozunma sonucu hematit ve pirit gibi mineraller oksitlenerek götite dönüşmüştür. Götit mineralleri, fillosilikat ve kuvars ve feldispat gibi diğer minerallerin çevresini kaplayarak veya içlerine nüfuz ederek kırmızımı-s-kahverengimsi bir görünüm kazandırmıştır.

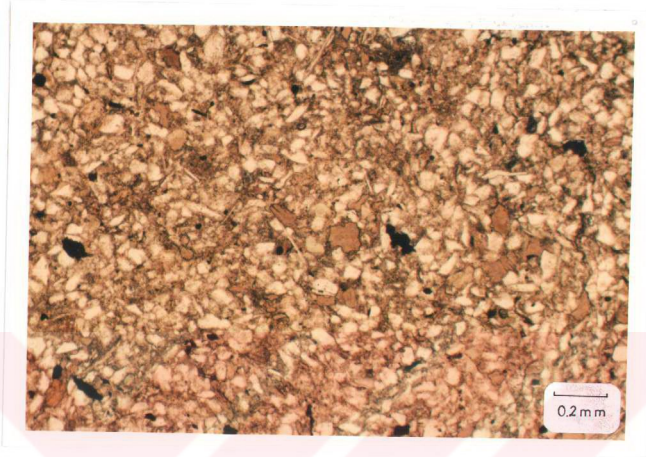


Şekil 3.21. Armutludere formasyonu metasilttaşlarında klorit-mika istiflerinin oluşturduğu mikroyönlenme (tek nikol, örnek no:TTB-237).



Şekil 3.22. Armutludere formasyonu metasilttaşlarında klorit-mika istifleri, açık kahverengi neoforme klorit ve detritik mikalar (tek nikol, örnek no:TTB-243).





Şekil 3.23. Armutludere formasyonu yönlü doku göstermeyen metakumtaşlarında açık kahverengi neoforme kloritler (tek nikol, örnek no:TTB-254).

ÖRNEK NO KAYAC ADI	FABRİK	KUVAR S	FİLLOSİLİKAT	ANKLİZON BİLİZON
TTB 250 METAKUMTAŞI				
TTB 241 METAKUMTAŞI				
TTB 237 METASİLTİTAŞI				
TTB 226 KLORİT ARDUVAZ				

Şekil 3.24. Armutludere formasyonu arduvaz ve metaklastitlerinde bazı mineralojik-dokusal özelliklerin şematik gösterimi (Q=Kuvars, Kl=Klorit, Mu=Muskovit, Bi=Biyotit).

### 3.2.3.2. Taramalı elektron mikroskop incelemeleri

Birimin alt seviyelerindeki arduvazları temsil eden bir örnek üzerinde yapılan inceleme ile klorit-mika podları ile matrikteki serizit+klorit minerallerinin ilişkisi incelenmiştir. Şekil 3.25 de orta kesimde gözlenen iri mika podunun kenarlarının tırtıklı bir görünüm aldığı ve üzerinde yer yer iğnemi illitlerin geliştiği gözlenmektedir. Bu ilişkiler detritik mikaların çok düşük dereceli metamorfizma koşulları altında re-organize olduklarına işaret etmektedir. Şekil 3.26'nın sol alt kesiminde, matrikteki yapraklı serizitlerden farklı olarak mika ve klorit levhalarının üst üste gelecek paketlendikleri göze çarpmaktadır. Fillosilikat mineralleri yatay yönde sleyt klivajının mikro boyutundaki görünümünü yansıtacak şekilde belirgin bir mikroyönlenme göstermektedirler.

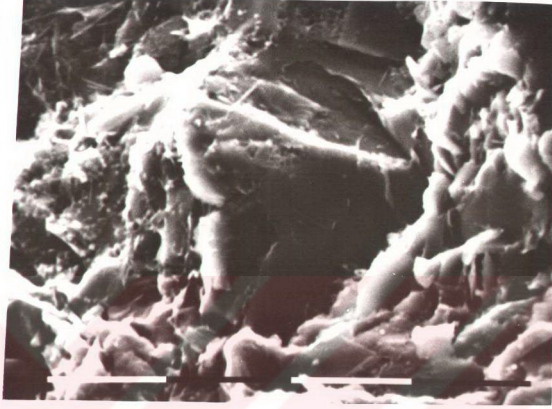
### 3.2.3.3. X-ışınları incelemeleri

Formasyondaki kayalar (60 örnek) başlıca kil mineralleri (fillosilikatlar) ile kuvars, feldispat, kalsit ve dolomit içermektedir (Ek çizelge B3). Kil mineralleri en büyük ortalama yüzde değerine sahip olup, bunu sırasıyla kuvars, feldispat, kalsit ve dolomit izlemektedir (Çizelge 3.10). Silikat minerallerinin ortalamalarının yanı sıra bulunış frekansları da karbonat minerallerine göre yüksektir. Tufanbeyli bölgesinde spekülari yer almakta iken Saimbeyli bölgesinde götit ortaya çıkmaktadır. Dolomit yalnızca üç örnekte saptanmış olup en düşük frekans ve ortalamaya sahiptir.

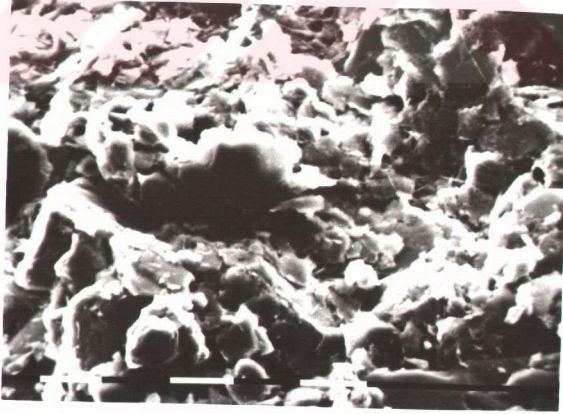
Çizelge 3.10. Armutdere formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirmeleri (%)

Mineral	Bulunış Frekansı	En az	En çok	Ortalama	Genel Ortalama
Kalsit	29	3	78	27	8
Dolomit	5	6	17	11	1
Kuvars	100	3	62	24	24
Feldispat	93	3	29	13	12
Kil	95	21	81	57	55
İllit	96	10	100	53	50
Klorit	81	10	90	45	36
C-V	58	10	30	20	11
C-S	8	15	30	23	2
S	4	10	10	10	1

Birimin kil fraksiyonunu (26 örnek) illit, klorit, C-V, C-S ve smektit türü kil mineralleri oluşturmaktadır (Ek çizelge B3). En bol bulunan kil minerali illit olup, bunu klorit ve C-V izlemektedir (Çizelge 3.10). C-S iki, smektit ise yalnızca bir örnekte belirlenmiştir.



Şekil 3.25. Armutludere formasyonu arduvazlarında iri mika podları ve üzerinde gelişmiş iğnemi illitler, (ölçek 10  $\mu$ , örnek no:TTB-227).



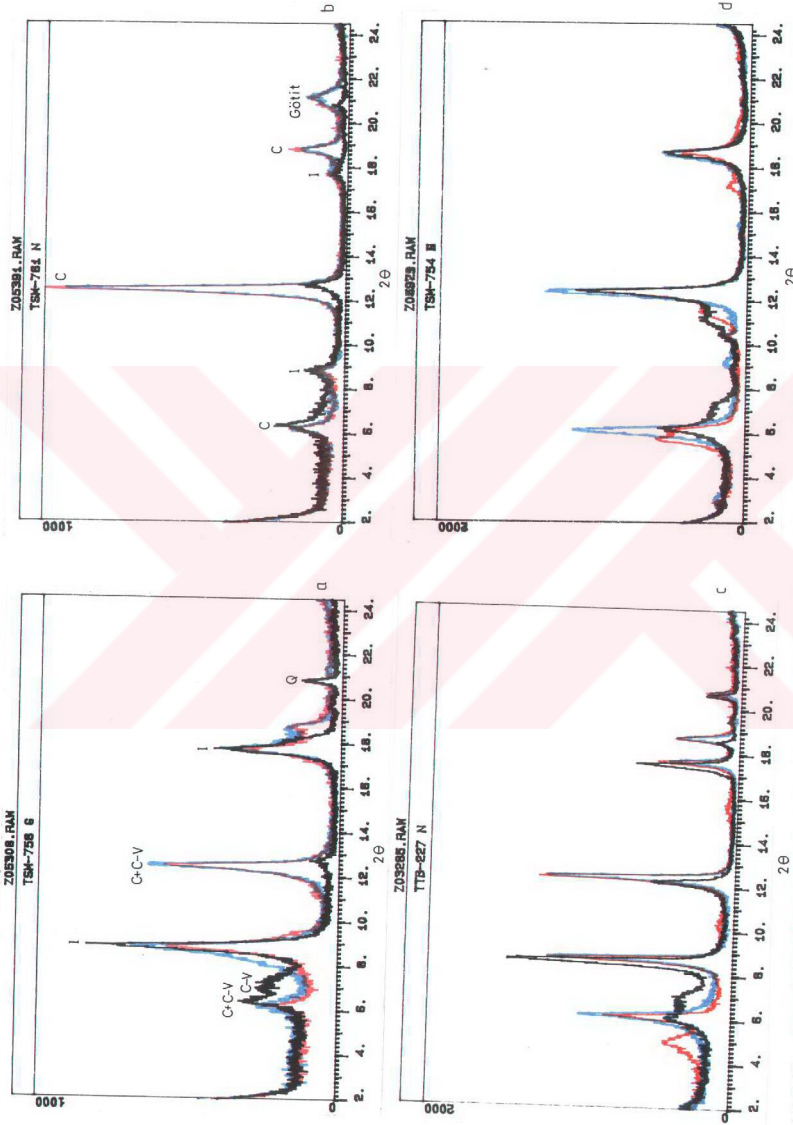
Şekil 3.26. Armutludere formasyonu arduvazlarında matrikste gelişmiş yapraklı srisitler ve klorit-mika istifleri, (ölçek 10  $\mu$ , örnek no:TTB-227).

Kil mineralleri illit + klorit, illit + C-V, illit + klorit + C-V (Şekil 3.27a) gibi illitin bol bulunduğu parajenez ilişkileri sunmakla birlikte, illitin az miktarda olduğu klorit + illit (Şekil 3.27b) şeklinde de gözlenmektedir. Smektit, illit + klorit + C-V ile birlikte epizonu karakterize eden illit "kristalinite" değerine sahip ( $0.22 \Delta 2\theta$ ) klorit arduvaz örneğinde (TTB-227) belirlenmiştir (Şekil 3.27c). Bu örnekteki smektit tümüyle degradasyon ürünüdür (Dunoyer de Segonzac, 1970; Millot, 1970). C-S ise yine degradasyon ürünü olarak klorit-tremolit-epidot şist örneğinde klorit ile birlikte gözlenmiştir (Şekil 3.27d). Şekil 3.27a ve özellikle Şekil 3.27b' de  $2\theta = 21.24^\circ$  ( $d = 4.18 \text{ \AA}$ ) kil fraksiyonunda kalmış götit mineraline ait pikler de görülmektedir.

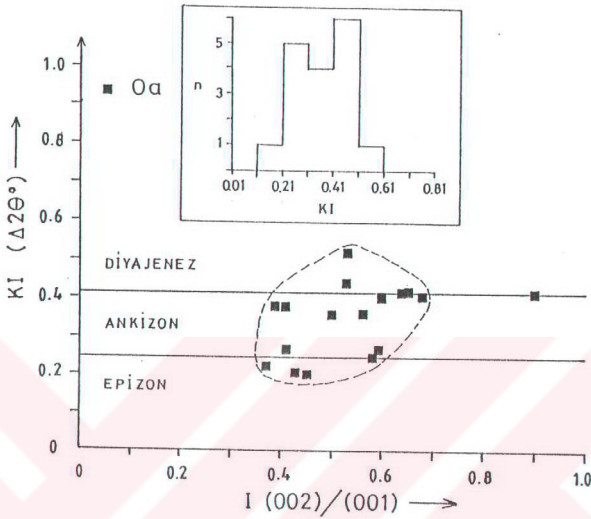
İllit "kristalinite" değerleri  $0.20-0.52 \Delta 2\theta$  arasında değişmekte olup epizondan diyajenez zonuna kadar geniş bir aralığı temsil etmektedir (Çizelge 3.11 ve Şekil 3.28). Çizelgede yer alan TSM-762 nolu örneğin illit "kristalinite" değeri örneğin yüzeyssel bozunmaya uğramasından dolayı yüksek çıkmış olup ( $0.98 \Delta 2\theta$ ), "kristalinite" diyagramında değerlendirilmemiştir. İllit "kristalinite" verilerinin çoğunluğu ankızonda bir kaç örnek de epizon ve diyajenetik bölgede yer almaktadır.

Çizelge 3.11. Armutludere formasyonuna ait kristalinite,  $b_0$  ve politipli değerleri

ÖR. NO	KI-N	KI-G	WI-N	WI-G	002/ 001	ChC N	ChC G	d(060) İllit	$b_0$ -I	% 2M1	Litoloji
TTB-226	0.21	0.14	08.66	10.56	0.43	0.25	0.26	1.5068	9.041	100	Arduvaz
TTB-227	0.22	0.20	10.14	10.92	0.37	0.21	0.25	1.5037	9.022	100	Arduvaz
TTB-230	0.27	0.20	05.65	12.40	0.41						Arduvaz
TTB-233	0.25	0.23	06.67	07.83	0.58	0.24	0.24				Arduvaz
TTB-235	0.20	0.12	10.00	14.00	0.45	0.19	0.17	1.5026	9.016	100	Arduvaz
TTB-239	0.42	0.43	03.85	05.00	0.64	0.34	0.33				Anki.şeyl
TTB-246	0.38	0.25	04.60	05.57	0.39	0.23	0.23				Anki.şeyl
TTB-249	0.42	0.34	03.40	06.41	0.65	0.28	0.30				Anki.şeyl
TTB-253	0.41	0.34	03.75	05.19	0.59						Anki.şeyl
TTB-255	0.41	0.40	03.05	04.24	0.67			1.5019	9.011	70	Anki.şeyl
TTB-258	0.38	0.26	02.92	04.80	0.41	0.28	0.30				Anki.şeyl
TTB-259	0.41	0.38	02.75	05.13	0.90	0.25	0.25	1.5022	9.013	62	Anki.şeyl
TTB-262	0.52	0.46	02.57	03.54	0.53						Şeyl
TTB-726	0.27	0.20	06.00	08.67	0.59	0.23	0.21	1.5039	9.023	100	Arduvaz
TSM-757	0.44	0.34	02.56	03.69	0.53	0.25	0.28				Metakumtaşı
TSM-760	0.36	0.26	02.67	04.80	0.50	0.25	0.25				Arduvaz
TSM-762	0.98	0.79	1.57	3.09	0.78			1.4980	8.988	70	Arduvaz
TSM-1013	0.36	0.33	03.50	04.33	0.56						Arduvaz



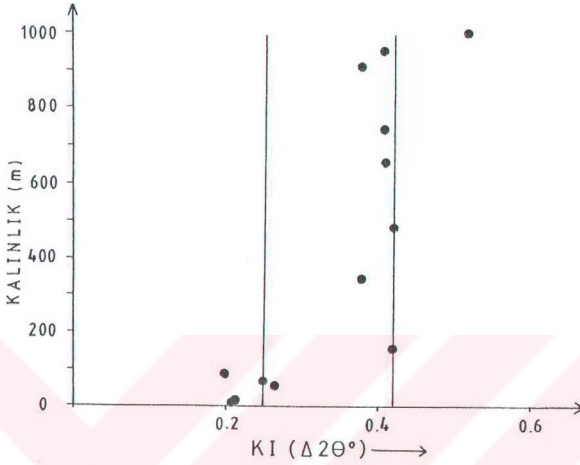
Şekil 3.27. Armutludere formasyonuna ait X-ışınları kıl difraktogramları, a. illit + klorit + C-V, b. klorit + illit c. illit + klorit + C-V + smektit, d. klorit +C-S



Şekil 3.28. Armutludere formasyonuna ait illitlerin "kristalinite"-(002)/(001) şiddet oranları diyagramındaki konumları ve kristalinite indeksi frekans dağılımı (zonlar arasındaki sınırlar Kübler, 1984 den alınmıştır).

Tufanbeyli bölgesinde 100 m lik kalınlığı temsil eden en alt seviyelere ait illit "kristalinite" verileri ankizon-epizon, 150-1000 m arasındakiiler diyajenez-ankizon sınırına yakın bölgeye, 1000 m den sonraki en üst seviyeler ise tümüyle diyajenetik bölgeye düşmektedir (Şekil 3.29). Saimbeyli bölgesindeki illit "kristalinite" verileri yüzeysel alterasyon nedeniyle tümüyle üst diyajenetik bölgeyi temsil etmektedir. Aynı yöredeki metaklastitler mikroskopik açıdan ankizon ve hatta epizon bölgesine ait dokusal özellikler sergilemektedirler. Klorit "kristalinite" değerleri 0.19-0.34  $\Delta 2\theta^\circ$  arasında değişmekte, illit "kristalinite" değerlerine uygun şekilde artmakta veya azalmaktadır.

Formasyondaki illit  $b_0$ -parametresi değerleri 8.988-9.041 gibi geniş bir aralıkta yer almaktadır (Çizelge 3.11). Birimin en alt seviyesini temsil eden ve epizonda yer alan arduvazlar 9.022 ve 9.041 (orta basınç fasiyesi ; Sassi ve diğerleri, 1976; Guidotti ve Sassi, 1986) gibi yüksek değerlere sahiptir. Ankizon ve diyajenez bölgesindekiler ise 9.011 ve 9.023 arasında değişen daha düşük değerlere sahiptir. Saimbeyli bölgesindeki bir örnekte 8.988 gibi düşük basınç fasiyesini yansıtan  $b_0$  değeri ölçülmüştür. Üst seviyelerde yer alan bu örneğin illit pik genişliği de fazladır (0.98  $\Delta 2\theta^\circ$ ).

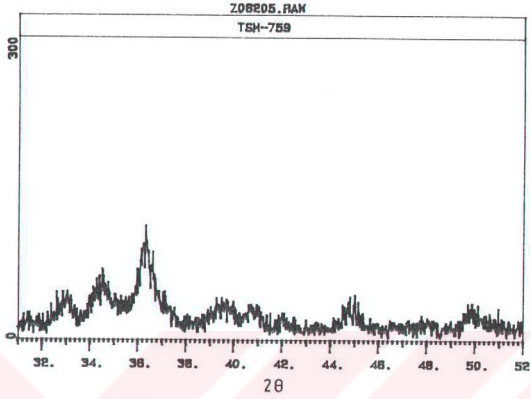


Şekil 3.29. Armutludere formasyonuna ait illitlerde kalınlık-kristalinite indeksi arasındaki ilişkiler (Toybuk yaylası-Halayik tepe).

Toplam 9 örnekte gerçekleştirilen politip incelemelerine göre epizonu temsil eden illitlerin tümüyle 2M1, ankızondakilerin ise 1Md+2M1 (% 62-70 2M1) şeklinde oldukları gözlenmiştir. Kloritler ise Tufanbeyli yöresindeki gibi alt seviyelerde tümüyle Ib, Saimbeyli yöresindeki üst seviyelerde de Ib (monoklinik) politipine sahiptir (Şekil 3.30).

### 3.2.3.4. Organik madde incelemeleri

Formasyondaki kayaların organik madde içeriklerinin son derece düşük olması nedeniyle ancak Tufanbeyli yöresinden alınan bir örnek üzerinde organik madde incelemeleri yapılabilmektedir. Örneğe ait sülfür ve organik karbon içerikleri son derece düşüktür (Çizelge 3.12). Toplam 5 organik madde üzerinde ölçülebilen rastgele (random) organik madde yansımastı (Rm) değerleri Kuzey Amerikan (ASTM) sınıflamasına göre örnek antrasit evresini temsil eden kömürleşme derecesine sahiptir (Teichmüller, 1987). Yalnızca bir organik maddede ölçülebilen Rmax ve Rmin değerlerine göre çift yansıma değeri (veya vitrinit anizotropisi : Rmax-Rmin) yüksek olup, antrasit evresi için biraz yüksektir (4.370). Bunun nedeni özellikle klastik kayalardaki vitrinit partiküllerinin iki optik ekseni doğasından kaynaklanabileceği gibi, makaslama hareketlerinin çift yansıma değerlerini artırmasından da ileri gelebilir (McCartney ve Ergun, 1967; Alpern ve Lemos de Sousa, 1970; Diessel ve diğerleri, 1978; Raben ve Gray, 1979a ve 1979b). Yazarlar



Şekil 3.30. Armutludere formasyonuna ait Ib politipine sahip kloritlerin X-ışınları toz difraktogramı.

mikroskopik ölçekteki makaslama hareketlerinin bile çift yansıma derecesini arttıracakını belirtmektedir. Diğer taraftan yüksek ranklı organik maddede ölçülen geniş aralıklı Rmax değerlerinin, düşük rank evrelerinde farklı yansımalarıyla ayırt edilebilen çeşitli maserallerin yüksek ranklı evrelerde optik özelliklerinin az çok aynı olması nedeniyle ayırt edilemeyip tümünün aynı maseral gibi ölçülmesinden kaynaklandığı da belirtilmektedir (Saupé ve diğerleri, 1977; Teichmüller ve Teichmüller, 1979; Teichmüller, 1987).

Formasyondaki organik maddenin üstte yer alan diğer formasyonlara göre yüksek anizotropiye sahip olmaları gömülme metamorfizmasından ziyade tektonik hareketlerin daha yoğun olmasından kaynaklanmaktadır.

Çizelge 3.12. Armutludere formasyonuna ait örneğin organik madde çözümü sonuçları (%)

Örn. No	TS	TOC	Rm	n	St.Sapma	Rmax	Rmin
TTB-238	0.097	0.647	3.812	5	0.512	5.870	1.500

### 3.2.4. Halıyayla formasyonu

#### 3.2.4.1. Optik mikroskop incelemeleri

Birimde başlıca kuvars olmak üzere feldispat (plajiyoklaz, ortoklaz, perlit) serizit, klorit, biyotit, muskovit, zirkon, turmalin, apatit, metamorfik kayaç parçacıkları (kuvarsit, klorit şist) ve opak mineraller belirlenmiştir (Ek çizelge A4).



Kumtaşları orta-kaba kum boyutunda olup genellikle subarkoz, daha az da kuvars arenit türündedir (Folk, 1968). Matriks oranı çok az olan (< % 5) bazı kumtaşlarında kuvarsların detritik doğasını koruduğu, diğer bir ifadeyle önemli bir rekristalizasyona uğramadığı görülmektedir. Genellikle orta-iyi dereceli boylanmaya ve yarı yuvarlak bileşenlere sahip olan kumtaşları dokusal ve mineralojik açıdan yarı olgundurlar. Bağlayıcı malzeme kil matriksten itibaren gelişen klorit ve daha az serizitten oluşmaktadır.

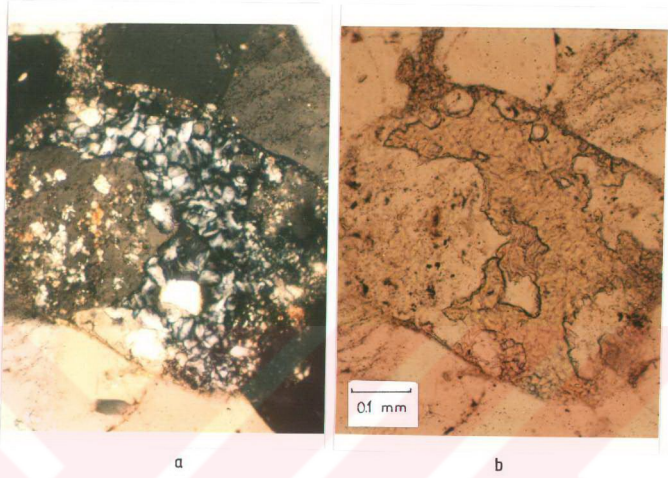
Formasyondaki kumtaşları otijenik klorit oluşumu için ilginç veriler sunmaktadır. Hamurda kil matriksten itibaren gelişen kloritlerin yanı sıra (Şekil 3.31), ortoklaz ve plajiyoklazlar üzerinde gelişen veya özellikle plajiyoklazları ornatın klorit oluşumları da sözkonusudur (Şekil 3.32). Benzer şekilde oluşumlar çeşitli araştırmacılar tarafından da bahsedilmiştir (Hurley ve diğerleri, 1962; Aldahan ve Morad, 1986). Dokusal zonlardan "altre kil matriks zonu : dokusal zon 2" na (Kisch, 1983) benzerlik gösteren metaklastitler ileri diyajenez veya ankizon başlangıcını temsil etmektedir. Tali minerallerden zirkon miktarı da diğer birimlere göre daha fazla olup bazı kesimlerde zirkonca zengin kümecekler de gözlenmektedir (Şekil 3.33). Kuvarsit ve klorit şist gibi metamorfik kayaç parçacıklarının yanı sıra detritik mika ve turmalin gibi minerallerin bulunması metamorfik bir kökeni işaret etmektedir. Bununla birlikte polisentetik ikizlenmeli plajiyoklazların yanı sıra perititik ortoklazların da yer alması kaynak bölgede plütonik kayaçların da bulunduğunu göstermektedir.

#### 3.2.4.2. X-ışınları incelemeleri

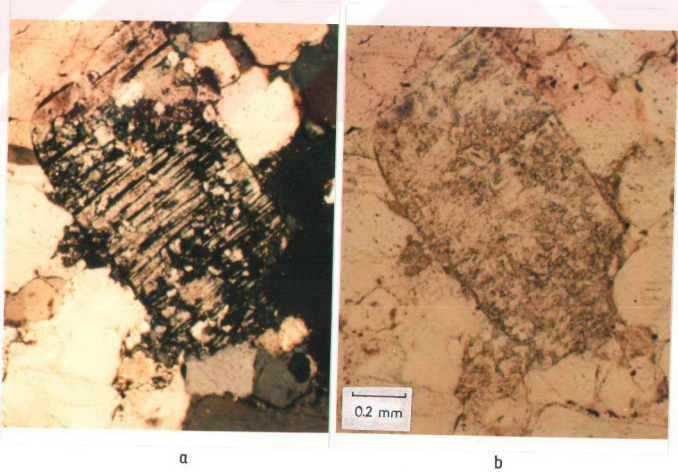
Birim başlıca kuvars, kil ve feldispat mineralleri içermektedir (Ek çizelge B4). Kuvars ve feldispatlar tüm örneklerde gözlenmekle birlikte fillosilikatlar daha düşük bulunuş frekansına sahiptir (Çizelge 3.13). Kuvars en bol bulunan mineral olup, bunu kil ve feldispatlar izlemektedir.

Çizelge 3.13. Halityayla formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%)

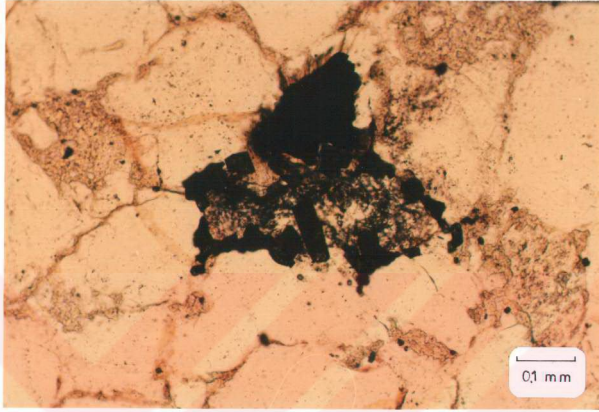
Mineral	Bulunuş Frekansı	En az	En çok	Ortalama	Genel Ortalama
Kuvars	100	8	95	55	55
Feldispat	100	5	18	12	12
Kil	57	15	81	58	33
İllit	83	30	80	66	55
Klorit	33	70	100	85	28
C-V	67	20	30	25	17



Şekil 3.31. Halityayla formasyonu kumtaşlarında kuvarslar arasında oluşmuş otijenik kloritler, a. çift nikol, b. tek nikol (örnek no:TTB-265).



Şekil 3.32. Halityayla formasyonu kumtaşlarında plajiyoklazları ornatın kloritler, a. çift nikol, b. tek nikol (örnek no:TTB-265).

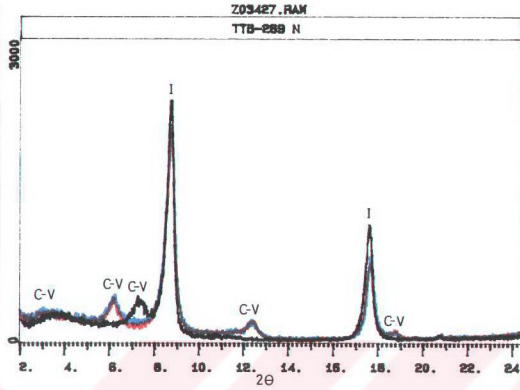


Şekil 3.33. Halityayla formasyonu kumtaşlarında zirkon toplulukları, (tek nikol, örnek no:TTB-265).

Formasyondaki 6 örneğin XRD-KF incelemeleri sonucu illit, klorit ve C-V belirlenmiştir (Ek çizelge B4). En bol bulunan kil minerali illit olup, bunu klorit ve C-V izlemektedir (Çizelge 3.13).

En yaygın gözlenen kil mineral parajenezi illit + C-V olup (Şekil 3.34) tümüyle klorit ve klorit + illit şeklinde parajenezler de bulunmaktadır.

X-ışınları toz paternlerinden itibaren ( $d_{001}$  ve  $b_0$ ) TTB-265 nolu kloritin kimyasal bileşimi hesaplanmıştır. Burada öncelikle Wetzel (1973) tarafından da önerildiği gibi kloritlerin (005) piki yardımıyla  $d(001)$  Å ile  $d(060)$  piki yardımıyla bo değeri hesaplanmış ve sırasıyla 14.145 ve 9.303 Å değerleri bulunmuştur. Brindley (1961) tarafından verilen  $d(001) = 14.55 \text{ Å} - 0.29 \times \text{Al}^{\text{IV}}$  formülüyle tetrahedral Al miktarı hesaplanmıştır ( $\text{Al}^{\text{IV}} = 1.40$ ).  $\text{Si} + \text{Al}^{\text{IV}} = 4$  eşitliğiyle Si miktarı belirlenmiştir ( $\text{Si} = 2.60$ ).  $\text{Al}^{\text{IV}} = \text{Al}^{\text{VI}}$  kabul edilerek (Wetzel, 1973) oktaedrik Al miktarı hesaplanmıştır ( $\text{Al}^{\text{IV}} = 1.40$ ). Diğer yandan bo içeriği demir içeriğiyle ilişkili olduğundan Von Engelhardt (1942) tarafından verilen  $b_0 = 9.22 \text{ Å} + 0.028 \text{ Fe}^{+2}$  formülü yardımıyla  $\text{Fe}^{+2}$  içeriği hesaplanmış ve 2.96 değeri bulunmuştur (14 oksijen atomuna göre). Daha sonra  $\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{+2} + \text{Mg} = 6$  eşitliğiyle Mg miktarı hesaplanmış ( $\text{Mg} = 1.64$ ) ve sonuçta  $(\text{Si}_{2.60}, \text{Al}_{1.40})_4 (\text{Mg}_{1.64}, \text{Al}_{1.40}, \text{Fe}_{2.96})_6 \text{O}_{10} (\text{OH})_4$  şeklinde bir yapısal formül elde edilmiştir.



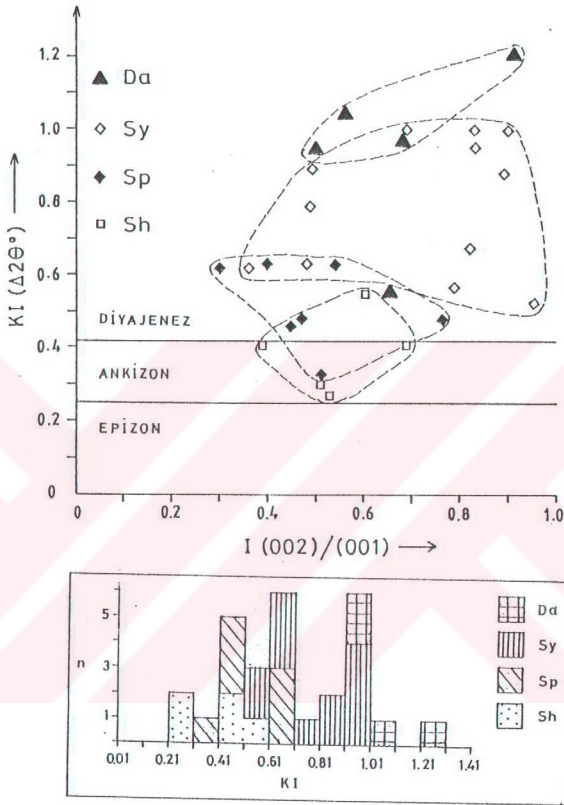
Şekil 3.34 Halityayla formasyonuna ait X-ışınları kil difraktogramı, illit + C-V

Diğer yandan, kloritlerin  $Fe^{+2}$  içeriğinin yaklaşık 4.5-5 (28 oksijen atomuna göre; Brown ve Brindley, 1980) ve yaklaşık 5 (Chagnon ve Desjardins, 1991) arasında değişmektedir. Demirin talk ve brusit tabakasında eşit oranlarda paylaşıldığı saptanmıştır. Düzenlenme derecelerinin iyi olmaması nedeniyle C-V aratabakalılarının (001) pikleri belgin olmayıp yaklaşık 14 Å daki (002) pikleri daha iyi gelişmiştir (Şekil 34).

Formasyona ait 5 örnek üzerinde ölçülen illit "kristalinite" değerleri (0.27 ile 0.55 ( $\Delta 2\theta^\circ$ ) arası ; Çizelge 3.14), ankizon-diyajenez bölgesini temsil etmektedir (Şekil 3.35). Birimdeki örneklerin çoğunluğunun ankizona düşmesi metamorfizma derecesinden çok detritik mikalardan ileri gelmektedir. Kloritler  $b_O$  değerine göre (9.303 Å) Fe-ce zengin trioktahedral karektededir. Kil fraksiyonu tümüyle kloritten oluşan bir örnekte politip incelemesi yapılmış ve Ia politipine (Hayes, 1970; Bailey, 1988) sahip olduğu belirlenmiş (Şekil 3.36) ve bunlar diyajenetik zonun ürünleri olarak değerlendirilmiştir (Hurley ve diğerleri, 1962; Weaver ve diğerleri, 1984). Hayes (1970) ise Ia kloritlerinin Ib tiplerinin bozunmasıyla oluştuğunu ve vermikülite doğru geliştiğini belirtmektedir.

Çizelge 3.14. Halityayla formasyonuna ait kristalinite,  $b_O$  ve politipi değerleri

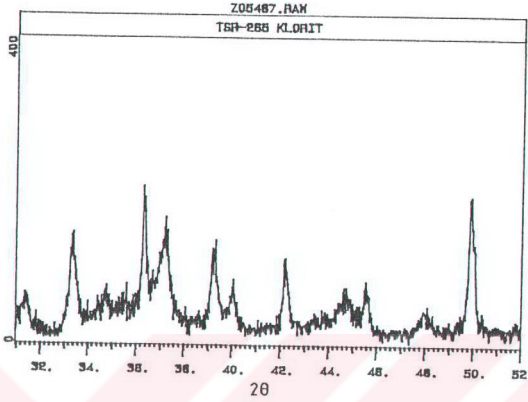
ÖR. NO	KI-N	KI-G	WI-N	WI-G	002/001	ChC-N	ChC-G	d(060)-Ch	$b_n$ -Ch	Litoloji
TTB-264	0.55	0.51	2.18	3.35	0.60					Şeyl
TTB-265						0.28	0.30	1.5505	9.303	Kumtaşı
TTB-267	0.27	0.23	4.38	6.77	0.53					Şeyl
TTB-269	0.41	0.38	3.86	5.03	0.39					Şeyl
TTB-271	0.30	0.23	3.45	5.85	0.51					Şeyl
TTB-274	0.41	0.37	2.46	6.33	0.69	0.30	0.30			Kumtaşı



Şekil 3.35. Halıtyayla, Puşçütepe, Yukarıyayla ve Aytepesi formasyonlarına ait illitlerin "kristalinite"- $(002)/(001)$  şiddet oranları diyagramındaki konumları ve kristalinite indeksi frekans dağılımı (zonlar arasındaki sınırlar Kübler, 1984 den alınmıştır)

### 3.2.4.3. DTA-TGA incelemeleri

Formasyondaki TTB-265 nolu örneğin saf klorit içeren kil fraksiyonu üzerinde DTA ve TGA incelemesi gerçekleştirilmiştir (Şekil 3.37). Örnek 86 °C de (42-185°C) adsorbe suyunun atılmasına karşılık gelen endotermik pik vermektedir. Brusit tabakasındaki OH-tipi kristal suyun atılmasına karşılık gelen geniş ve büyük endotermik pik 574°C de (429-643°C) bulunmaktadır. Bu pikin yanında 650-700 °C sıcaklığa karşılık gelen oldukça



Şekil 3.36. Halıtyayla formasyonuna ait Ia polıtıpıne sahip klorıtlerrın X-ışınları toz dıfraktogramı.

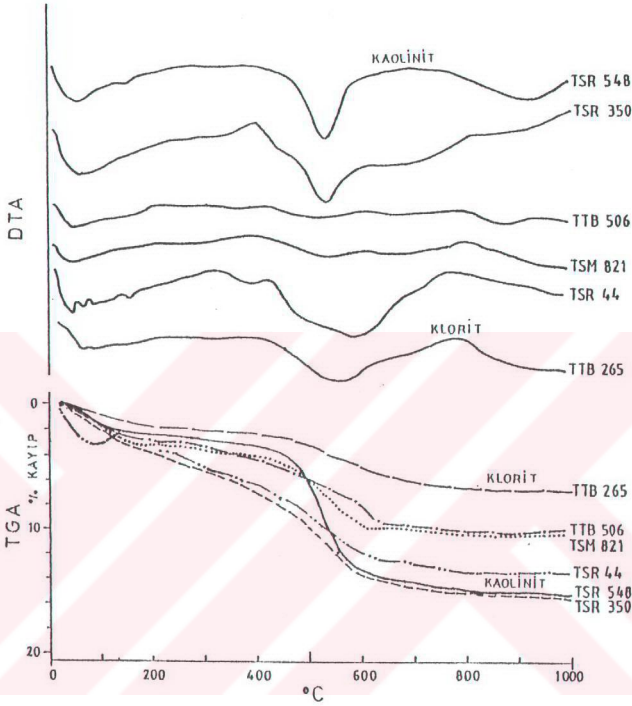
ıyvan bır endotermık pik daha gözlenmektedir. Bu pik klorıtın 2:1 tabakasındaki OH-tıpi kristal suyunun atılmasına karşılık gelmektedir. Örneğin 600 °C den daha düşük sıcaklıkta endotermık pik vermesi bunun Mg' dan ziyade Al ve Fe bakımından daha zengin klorıt olmasından kaynaklanmaktadır (Caillère ve Hénin, 1963; Paterson ve Swaffield, 1987).

TGA verisinde görüleceği gibi klorıt sıcaklığa karşın çok düşük bır kütle kaybına uğramaktadır. 400-700 °C gibi geniş bır sıcaklık aralığında % 6' lık bır kütle kaybı gözlenmekte olup, toplam kütle kaybı % 9' a ulaşabilmektedir.

### 3.2.5. Puşçutepe formasyonu

#### 3.2.5.1. Optik mikroskop incelemeleri

Birimdeki silttaşları başlıca kuvars, feldispat, biyotit, muskovit, serizit, zirkon, klorıt ve opak mineraller (çoğunlukla pirit) içermektedir (Ek çizelge A5). Örnekler karbon içeriğinin fazla olması nedeniyle çoğunlukla izotropik bır görünüm sunmakta ve yer yer özşekilli pirit mineralleri içermektedir (Şekil 3.38). Silttaşları kaba silt boyutunda olup bol miktarda detritik klorıt ve mika mineralleri içermektedir. Arkozik bileşime sahip silttaşlarının bağlayıcı malzemesini çoğunlukla serizit ve daha az da klorıt oluşturmaktadır. Saimbeyli bölgesindeki bır kireçtaşı örneği başlıca kalsit, ender olarak kuvars, plajiyoklaz, muskovit ve opak mineral içermekte olup, fosilli mikrosparit olarak adlandırılmıştır.

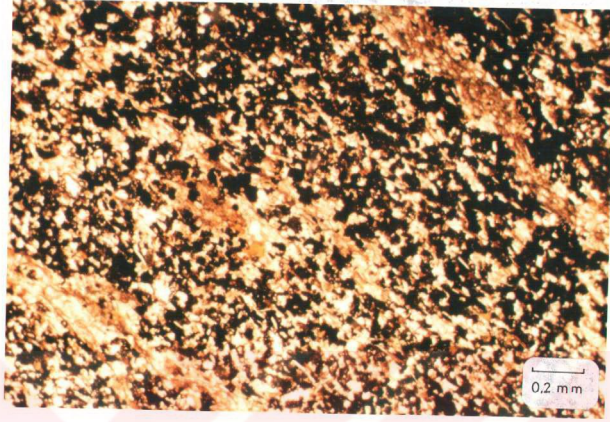


Şekil 3.37. Bazı formasyonlara ait klorit, kaolinit ve klorit + kaolinit minerallerinin DTA ve TGA eğrileri

### 3.2.5.2. X-ışınları incelemeleri

Birimdeki 15 örneğin çözümlenmeleri bunların başlıca kil, kuvars, feldispat ve kalsit içerdiğini ortaya koymuştur (Ek çizelge B5) Kil mineralleri frekans ve ortalama bakımından en yüksek yüzdeye sahiptir (Çizelge 3.15). Bunu sırasıyla kuvars, feldispat ve kalsit izlemektedir. Kalsit yalnızca dört örnekte belirlenmiş olup, en düşük yüzdeyi oluşturmaktadır. Bu minerallerin organik maddece zengin seviyelerde grafit, pirit ve florit mineralleri de saptanmıştır.

Formasyonun kil mineralleri başlıca illit, klorit ve C-V ile temsil edilmektedir (Ek çizelge B5). İllit en bol gözlenen kil minerali olup, bunu C-V izlemektedir (Çizelge 3.15). Klorit ise bulunuş frekansı ve ortalaması bakımından en az yüzdeye sahip mineraldir.



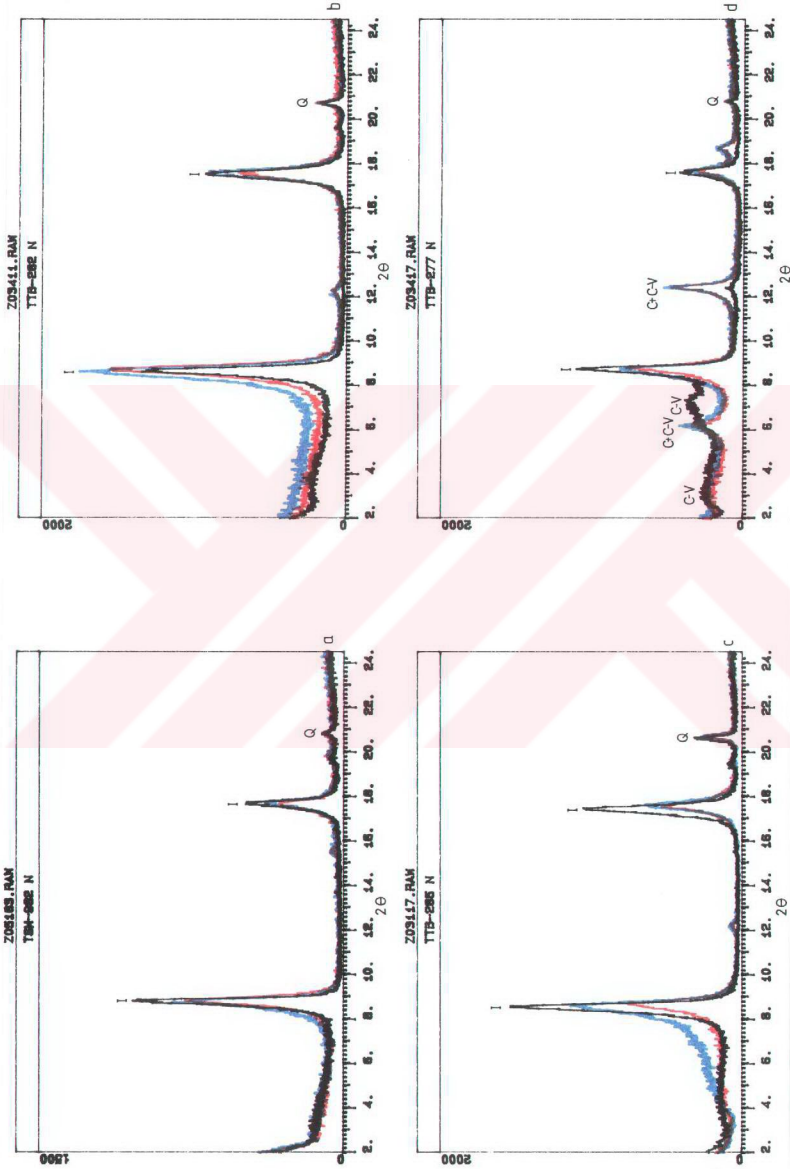
Şekil 3.38. Puşçütepe formasyonuna ait organik madde ve piritce zengin siltaşları (tek nikol, örnek no:TTB-276).

Çizelge 3.15. Puşçütepe formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirmeleri (%)

Mineral	Bulunuş Frekansı	En az	En çok	Ortalama	Genel Ortalama
Kalsit	27	3	55	19	5
Kuvars	100	7	90	35	36
Feldispat	67	4	17	10	7
Kil	100	4	78	52	52
İllit	100	50	100	84	84
Klorit	30	5	20	10	3
C-V	50	20	30	27	13

Örneklerde saf illitin yanı sıra (Şekil 3.39a, b ve c), en yaygın kil parajenezini illit + C-V + klorit (Şekil 3.39d) oluşturmaktadır. Şekil 3.39c deki illitin (001) pikinin düşük  $2\theta$  ya doğru asimetri göstermesi, bazı seviyelerde illitlerle birlikte az miktarda I-S aratabakalıları da yer almaktadır. Diğer taraftan, simetrik pike sahip diğer illitler de tümüyle saf illit olmayıp bir miktar smektit aratabakası içermektedir. Srodon (1984) tarafından önerilen yöntemle göre, illitlerin normal ve glikollü çekimlerden itibaren pik şiddet oranlarının  $\left(\frac{[(001)/(003)\text{normal çekim}]}{[(001)/(003)\text{glikollü çekim}]}\right) 1'$  den fazla olması (1.227-1.456 arası) bunların bir miktar şişen tabaka içerdiğine işaret etmektedir. İllitlerin Srodon, (1984) diyagramına göre % 5, Eberl ve Velde (1989) diyagramında da % 2-4 arasında değişen genişleyebilen tabaka içerdikleri belirlenmiştir.





Şekil 3.39. Puşçutepe formasyonuna ait X-ışınları kır difraktogramları, a., b. ve c. illit, d. illit + C-V + klorit

İllit "kristalinite" değerleri 0.46-0.63 ( $\Delta 2\theta^\circ$ ) arasında değişmekte (Çizelge 3.16) ve bir örnek dışında tümüyle diyajenetik zonu temsil etmektedir (bkz. Şekil 3.35). Anlizonda yer alan bir örnekte klorit "kristalinite" değeri 0.26 ( $\Delta 2\theta^\circ$ ) olarak ölçülmüştür.  $b_O$  değerleri 9.005-9.013 arasında değişmekte ve orta-basınç zonunu (Sassi ve diğerleri, 1976; Guidotti ve Sassi, 1986) karakterize etmektedir. İllitler 2M1+1M politipinde olup, 2M1 oranı % 62 ile 78 arasındadır.

Çizelge 3.16. Puşçütepe formasyonuna ait kristalinite,  $b_O$  ve politipi değerleri

ÖR. NO	KI-N	KI-G	WI-N	WI-G	002/ 001	ChC N	ChC G	d(060) İllit	$b_O$ -I	% 2M1	Litoloji
TTB-275	0.48	0.45	2.75	3.96	0.76						Şeyl
TTB-277	0.48	0.37	2.42	3.35	0.47						Şeyl
TTB-278	0.62	0.47	2.03	5.00	0.30						Şeyl
TTB-279	0.33	0.31	4.05	4.49	0.51	0.26	0.26	1.5013	9.008	78	Şeyl
TTB-280	0.63	0.53	2.37	3.40	0.40						Şeyl
TTB-282	0.63	0.57	2.42	3.21	0.54			1.5009	9.005	78	Kumlu kiltası
TTB-982	0.46	0.37	2.53	5.04	0.45			1.5021	9.013	62	Org. şeyl

### 3.2.5.3. Organik madde incelemeleri

Bol organik madde içeriğine sahip formasyona ait üç örnekte TS ve TOC, iki örnekte de organik madde yansımaları ölçümleri yapılmıştır (Çizelge 3.17).

TSM-982 nolu örnekte (Saimbeyli) sülfür ve organik karbon içerikleri son derece yüksektir. Daha çok pirit ve kalkopiritlerden ileri gelen TS içeriklerinin TOC ile birlikte artması bu minerallerin indirgen ortamda organik madde ile birlikte oluştuğuna işaret etmektedir. Nitekim makroskopik olarak organik maddece zengin silttaşı ve şeyller arasında boyu 10 cm ye ulaşan 3-4 cm kalınlığındaki pirit-kalkopirit mercleklerinin bulunması ve gerekse parlatma kesitlerinde organik madde ile birlikte mikroskopik boyutta bol miktarda piritlerin gözlenmesi bu görüşü desteklemektedir.

Organik madde yansımaları ( $R_m = \% 2.806$  ve  $3.863$ ) değerleri ASTM sınıflamasına göre antrasit evresini temsil eden kömürleşme derecesine (Teichmüller, 1987) sahip olup, TSM-982 nolu örnekte ölçülen  $R_{max}$  ve  $R_{min}$  değerlerine göre çift yansıma değeri (ortalama 2.20) Armutludere formasyonunkinden düşüktür. Bu da organik maddenin, önemli bir basıncın etkisinde kalmadığını göstermektedir (Teichmüller, 1987).

Meta-antrasit-grafit aralığındaki karbonlu materyallerin grafitleşme derecesi ile ilgili XRD toz karakteristikleri çok düşük dereceli metamorfizma çalışmalarında bazı araştırmacılarca kullanılmıştır (Landis, 1971; İtaya, 1981; Tagiri, 1981; Pesquera ve Velasco, 1988; Barranechea ve diğerleri, 1992). 2 örnek üzerinde grafitlerin d(002) Å

değerlerinin yanı sıra d(002) piklerinin yüksekliği ve yarı yükseklikteki genişliğinin oranı (H/W), kristalit büyüklüğü (Lc(002) Å) ve grafitleşme derecesi (GD) belirlenmiştir (Çizelge 3.18). Kristalit büyüklüğü  $L_c = 91 / \beta$  (Tagiri, 1981), g rafitleşme derecesi  $GD = [d(002) - 3.70] / \log(L_c(002) / 1000) \times 100$ ,  $\beta$  ise d(002) pikinin yarı yükseklikteki genişliği ile ifade edilmektedir (Tagiri, 1981; Pesquera ve Velasco, 1988). ( $\Delta 2\theta^\circ$ ).

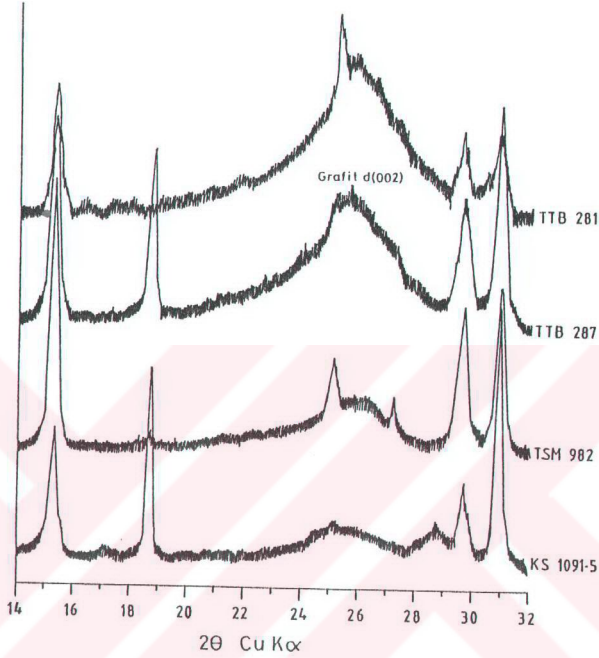
Çizelge 3.17. Puşçutepe formasyonuna ait örneklerin organik madde çözülme sonuçları (%)

Örn. No	TS	TOC	Rm	n	S.S.	Rmax	n	S.S.	Rmin	n	S.S.
TSR-281	0.123	4.706	2.806	107							
TSR-283	0.009	1.106									
TSM-982	0.909	6.442	3.863	52	0.47	4.330	3	0.32	2.133	3	0.78

Çizelge 3.18. Puşçutepe formasyonuna ait çeşitli grafitlerin X-ışınları parametreleri

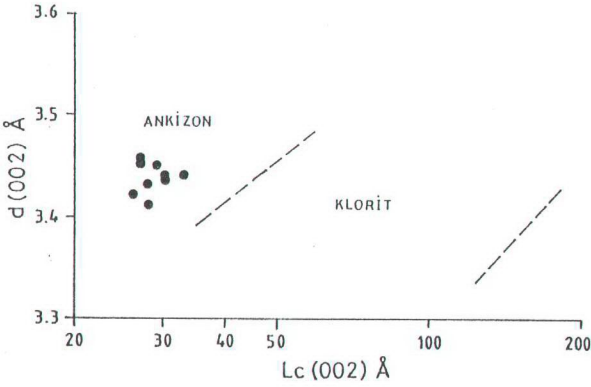
Örnek No	d(002) Å (I max.)	$c_n$ Å	d(002) Å (1/2W 1/2H)	d(002) Å (1/2W 1/3H)	H/W (002) (1/2H)	Lc (002) Å	GD
TTB-281	3.453	6.906	3.440	3.446	1.5	27	16
TSM-982	3.435	6.870	3.445	3.477	0.5	30	20

Grafitlere ait pik şiddeti ve pik simetrisi gibi çeşitli kriterler (Landis, 1970) göz önüne alındığında, Tufanbeyli bölgesindeki örneğin (TTB-281) daha iyi kristalin grafit-d1A tipinde iken, Saimbeyli bölgesindeki örneğin (TSM-982) daha düşük kristaliniteli grafit-d2 tipinde oldukları dikkati çekmektedir (Şekil 3.40). Ancak, bu farklılık kristalit büyüklüğü ve grafitleşme derecesindeki değerlere önemli ölçüde yansımamıştır. Grafitleşmiş maddeki grafitlerin yöresel olarak göstermiş oldukları bu tür küçük çaplı kristalinite farklılıkları bölgedeki grafitlerin oluşumunda tümüyle sıcaklığın değil, basıncın daha önemli olduğunu ortaya koymaktadır (Bonijoly ve diğerleri, 1982; Teichmüller, 1987). Grafitlerin kristalinite özelliklerine göre, formasyonun Tufanbeyli kesimi Saimbeyli'ye oranla daha fazla stres etkisinde kalmış gözükmektedir. Grafit kristalinite değişimlerinin basınçtan başka tane boyu ve kuvars içeriğinin etkilediği de belirtilmektedir (Barrancchea ve diğerleri, 1992). Yazarlar iri taneli ve kuvars içeriği yüksek olan kayaçlardaki grafitlerin daha düşük kristaliniteli olabileceğini savunmuşlardır. Itaya (1981) grafit kristalinitesine hem basınç hem de tane boyu ve kuvars içeriğinin önemli olduğunu vurgulamıştır. Bölgedeki örneklerin kuvars içeriklerinde ise tam aksine daha iyi kristalin grafit içeren Tufanbeyli yöresindekilerin Saimbeyli yöresindekilere göre kuvarsa daha zengindir. Bu farklılık Saimbeyli bölgesindeki örneklerin daha fazla karbonat mineralleri içermelerinden kaynaklanmaktadır.



Şekil 3.40. Puşçütepe ve Yukarıyayla formasyonlarına ait şeyillerden elde edilen grafitlerin X-ışınları toz difraktogramları (TTB-281 ve TTB-287:grafit d1A, TSM-982:grafit d2, KS-10915:grafit d3)

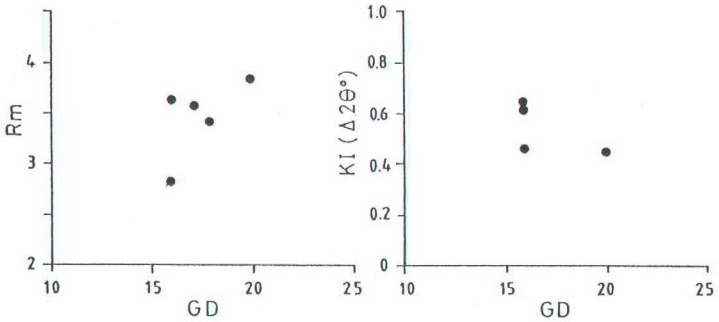
Grafitlerin  $d(002)$  Å ve  $L_c(002)$  Å değerleri ankizon ve klorit zonlarının ayırtlandığı diyagramda (Pesquera ve Velasco, 1988) tümüyle ankizon bölgesinde kaldıkları gözlenmiştir (Şekil 3.41). İllit "kristalinite" verilerine göre diyajenez-ankizon sınırına yakın bölgede yer alan bu örneklerin ilgili diyagramda ankizon bölgesinde yer alması organik madde yansıma derecelerinde de olduğu gibi grafitleşme derecesinin de illit "kristalinite" verilerine göre daha yüksek diyajenetik ve/veya metamorfik dereceyi yansıtmalarından ileri gelmektedir. Bunun nedeni ortamdaki sıcaklık ve basınç değişimlerine karşı organik madde ve minerallerin göstermiş olduğu değişimlerin farklı olmasından kaynaklanmaktadır (Kisch, 1974; 1983; Teichmüller, 1987; Kübler ve diğerleri, 1979; Héroux ve diğerleri, 1979; Frey ve diğerleri, 1980). Örneğin, şiddetli fakat kısa süreli ısınmaya uğrayan arazilerde kömürleşme mineral transformasyonlarından daha



Şekil 3.41. Puşçutepe ve Yukarıyayla formasyonlarına ait grafitlerin d(002)- Lc(002) diyagramındaki konumları (Pesquera ve Velasco, 1988)

önce meydana gelebilmektedir (Frey, 1987). Diğer taraftan kömürleşme derecesi mineral transformasyonlarının aksine geri dönüşü olmayan bir süreç olup, iyon konsantrasyonları, pH, Eh ve kısmi su basıncı gibi faktörlere bağımlı değildir.

Puşçutepe ve Yukarıyayla formasyonlarındaki organik maddelere ait grafitleşme derecesi (GD) değerleri ile Rm ve illit "kristalinite" değerleri karşılaştırıldığında (Şekil 3.42), GD ile Rm arasında pozitif bir ilişki, artan GD ile azalan "kristalinite" değerleri arasında az belirgin olmakla birlikte negatif bir ilişki söz konusudur. Diğer bir ifadeyle, "kristalinite" derecesinin artmasıyla GD değerleri de arttığı saptanmıştır.



Şekil 3.42. Puşçutepe ve Yukarıyayla formasyonlarına ait örneklerin a. Rm-GD, b. illit "kristalinite"-Rm diyagramlarındaki konumları.

### 3.2.6. Yukarıyayla formasyonu

#### 3.2.6.1. Optik mikroskop incelemeleri

Kireçtaşlarının optik mikroskop incelemeleri bunların kalsitin yanı sıra dolomit, kuvars, feldispat, biyotit, muskovit, klorit ve opak minerallerden (çoğunlukla pirit) oluştuklarını göstermiştir (Ek çizelge A6).

Genellikle mikrosparitik (mikrosparit, biyomikrosparit, fosilli mikrosparit, litoklastlı fosilli mikrosparit) ve sparitiktir (sparit, biyosparit, biyolitosparit, fosilli sparit). Allokemleri tümüyle fosillerden oluşan kireçtaşları biyosparit veya fosilli biyomikrosparit şeklinde adlandırılmıştır. Litoklastların artmasına bağlı olarak "litoklastlı--" ve "--litosparit" şeklinde adlamalar yapılmıştır (Folk, 1968). Kireçtaşlarının tümü az veya çok ekstraklast içermekte olup, bunları başlıca kuvars ve feldispatların yanı sıra metamorfik bir provenanstan kaynaklanan fillosilikatlar oluşturmaktadır. Birimin en alt seviyelerindeki kireçtaşları genellikle daha çok ekstraklast içermekte olup, "litoklastlı --" veya "--litosparit" adlı litolojilerle temsil edilmektedir.

Birim, Puşçütepe formasyonu gibi organik maddece zengin bir ortamda oluşması nedeniyle kireçtaşları organik karbon ve otijenik piritce zengin zonlar içermektedir. Tek nikolde kahverengimsi görünümüne sahip bu zonlarda ekstraklast miktarı da artmaktadır.

#### 3.2.6.2. X-ışınları incelemeleri

Toplam 38 örnek üzerinde yapılan çözümlemelere göre birimin çoğunluğunu kalsit ve kil mineralleri oluşturmakta ve bunu bolluk sırasına göre kuvars, feldispat ve dolomit izlemektedir (Ek çizelge B6). Kuvars en yüksek frekansa sahip olmakla birlikte bolluk sırasında kalsit ve kil minerallerinden sonra gelmektedir (Çizelge 3.19). Yalnızca dokuz örnekte saptanan dolomit en düşük frekans ve ortalamaya sahiptir.

Çizelge 3.19. Yukarıyayla formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirmeleri (%)

Mineral	Bulunuş Frekansı	En az	En çok	Ortalama	Genel Ortalama
Kalsit	92	3	99	43	40
Dolomit	24	4	12	7	2
Kuvars	100	1	27	10	10
Feldispat	84	3	17	9	8
Kil	89	17	77	45	40
İllit	100	70	100	86	86
Klorit	13	10	20	15	2
C-V	53	10	30	22	12

Şeyllerden oluşan 14 örnekte illit, C-V, klorit ve bir örnekte de C-S belirlenmiştir (Ek çizelge B6). Illit en yüksek frekans ve ortalamaya sahiptir (bkz. Çizelge 3.19). İllitten sonra en yaygın kil mineralini C-V oluşturmakta, iki örnekte belirlenen klorit ile bir örnekte belirlenen C-S çok düşük bir yüzdeyi oluşturmaktadır.

En yaygın kil mineral parajenezlerini illit + C-V (Şekil 3.43a) ve yalnızca illit (Şekil 3.43b ve c) oluşturmakta ender olarak da illit + klorit + C-V (Şekil 3.43d) gözlenmektedir. Difraktogramlarda yer alan illitlerin normal çekimdeki (001) piklerinin düşük  $2\theta$  ya doğru asimetric özellik göstermeleri (özellikle Şekil 3.43a) illitle birlikte eser miktarda I-S aratabakalılarının olduğuna işaret etmektedir.

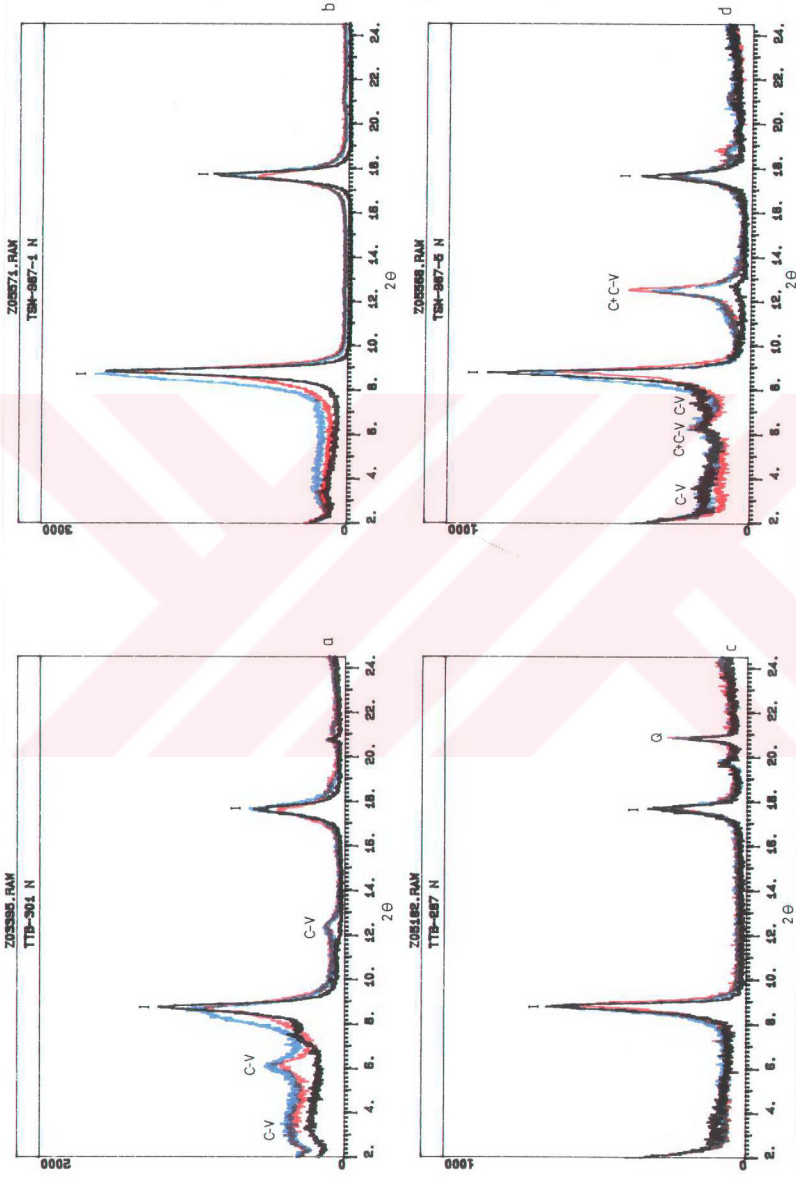
Diğer taraftan, belirgin bir pik asimetrici sunmayan illitlerin pik şiddet oranları (Srodon, 1984) 1' den fazla olması da (1.432-1.551 arası), illitlerin bir miktar smektit tabakası içerdiğini göstermektedir. İllitler (002) ve (003) yansımalarının  $2\theta$  değerlerine göre oluşturulan diyagrama göre (Srodon, 1984) yaklaşık % 7 smektit, Eberl ve Velde (1989) diyagramında ise yaklaşık % 4 genişleyebilen tabaka (smektit) içermektedir.

Formasyondaki illit "kristalinite değerleri 0.53-1.00 ( $\Delta 2\theta^\circ$ ) arasında değişmekte (Çizelge 3.20) ve tümüyle diyajenetik zonu temsil etmektedir (bkz. Şekil 3.35). Bir örnekte ölçülen klorit "kristalinite" değeri 0.39 ( $\Delta 2\theta^\circ$ ) olup illit "kristalinite" verilerine uyumlu bir pik genişliği sergilemektedir.

İllitlerin  $b_0$  değerleri 8.995-9.004 arasında olup düşük basınç zonu ile orta basınç zonu başlangıcını (Sassi ve diğerleri, 1976; Guidotti ve Sassi, 1986) temsil etmektedir. İllitler 2M1+1Md politiplerine sahip olup, % 41-71 arasında değişen % 2M1 oranları alttaki formasyonlara göre oldukça düşüktür.

Çizelge 3.20. Yukarıya ait formasyonuna ait kristalinite,  $b_0$  ve politipi değerleri

ÖRN. NO	KI-N	KI-G	WI-N	WI-G	002/ 001	ChC N	ChC G	d(060) İllit	$b_0$ -I	% 2M1	Litoloji
TTB-289	0.53	0.44	2.50	3.73	0.95						Şeyl
TTB-290	0.95	0.93	1.77	2.10	0.82			1.5004	9.002	45	Şeyl
TTB-292	0.57	0.44	1.86	3.09	0.79						Şeyl
TTB-294	1.00	1.00	1.33	1.73	0.95						Şeyl
TTB-296	0.89	0.72	1.63	2.17	0.49			1.4991	8.995	41	Şeyl
TTB-301	1.00	0.86	1.41	2.50	0.69						Şeyl
TSM-987-1	0.63	0.58	2.24	2.86	0.48			1.4991	8.995	70	Şeyl
TSM-987-3	0.79	0.86	1.99	2.19	0.49						Şeyl
TSM-987-5	0.62	0.44	2.07	3.83	0.36	0.39	0.37				Şeyl
TSM-1015	0.68	0.54	2.19	3.17	0.82			1.5007	9.004	49	Şeyl
TSM-1017	0.89	0.65	1.56	2.53	0.89						Şeyl
TSM-1020	1.00	0.79	1.53	2.52	0.83						Şeyl



Şekil 3.43. Yukarıya formasyonuna ait X-ışınları kil difraktogramları, a. illit + C-V, b. ve c. illit, d. illit + klorit + C-V



### 3.2.6.3. Organik madde incelemeleri

8 örnek üzerinde TS ve TOC, 4 örnek üzerinde de organik madde yansımaları ölçümleri yapılmıştır (Çizelge 3.21). Saimbeyli yöresindeki örneklerin TS ve TOC içerikleri Tufanbeyli yöresindekilere göre daha yüksektir. Bu da Saimbeyli yöresinde sülfürlü minerallerin oluşumu için daha uygun indirgen ortam koşullarının olduğuna işaret etmektedir. 4 örnekteki organik madde yansımaları değerlerine göre birim antrasit evresinde kömürleşme derecesine sahiptir. TTB-287 ve KS-1091-5 nolu örneklerde ölçülen Rmax ve Rmin değerlerine göre çift yansıma değerleri oldukça düşük (1.19 ve 1.218) olup, organik maddenin şiddetli bir basınca uğramadığını göstermektedir (Teichmüller, 1987).

Grafitlere ait XRD sonuçları (Çizelge 3.22) ve paternlerine göre (bkz. Şekil 3.40), Tufanbeyli bölgesindeki örnek (TTB-287) daha iyi kristalin grafit-d1A tipinde iken, Saimbeyli bölgesindeki örnek (KS-1091-5) daha düşük kristaliniteli grafit-d3 tipine sahiptir. Bu farklılık yöresel basınç ve organik madde içeren örneklerin tane boyu ve kuvars içeriğindeki farklılıklarından kaynaklanmaktadır. Grafitlerin Pesquera ve Velasco (1988) diyagramında Puşçutepe formasyonundakiler gibi tümüyle ankizon bölgesinde kaldıkları gözlenmiştir (bkz. Şekil 3.41). İllit "kristalinite" verilerine göre diyajenez-ankizon sınırına yakın bölgeyi temsil bu örneklerin bu diyagramda ankizon bölgesinde yer alması ortamdaki sıcaklık ve basınç değişimlerine karşı organik madde ve minerallerin göstermiş olduğu değişimlerin farklı olmasından kaynaklanmaktadır.

Çizelge 3.21. Yukarıya formasyonuna ait örneklerin organik madde çözünme sonuçları (%)

Örn. No	TS	TOC	Rm	n	S.S.	Rmax	n	S.S.	Rmin	n	S.S.
TTB-287	0.196	15.810	3.607	50	0.465	3.750	2		2.560	2	
TSM-980	0.172	5.287									
TSM-986	2.600	10.200	3.169	70	0.812						
KS.1091-1	4.650	9.442	3.416	7	0.951						
KS.1091-2	2.160	9.198									
KS.1091-3	1.670	9.603									
KS.1091-5	1.470	14.450	3.586	52	0.439	3.860	6	0.55	2.642	6	0.95
KS.1091-6	3.100	10.800									

Çizelge 3.22. Yukarıya formasyonuna ait çeşitli grafitlerin X-ışınları parametreleri

Örnek No	d(002) Å (I max.)	c <sub>0</sub> Å	d(002) Å (1/2W 1/2H)	d(002) Å (1/2W 1/3H)	H/W (002) (1/2H)	Lc (002) Å	GD
TTB-287	3.456	6.912	3.450	3.477	1.3	27	16
TSM-986	3.450	6.900	3.442	3.442	0.6	29	16
KS.1091-1	3.414	6.828	3.414	3.409	0.4	28	18
KS.1091-2	3.440	6.880	3.427	3.431	0.7	30	17
KS.1091-3	3.440	6.880	3.417	3.417	0.5	33	18
KS.1091-5	3.431	6.862	3.431	3.431	0.3	28	17
KS.1091-6	3.424	6.848	3.424	3.443	0.3	26	17

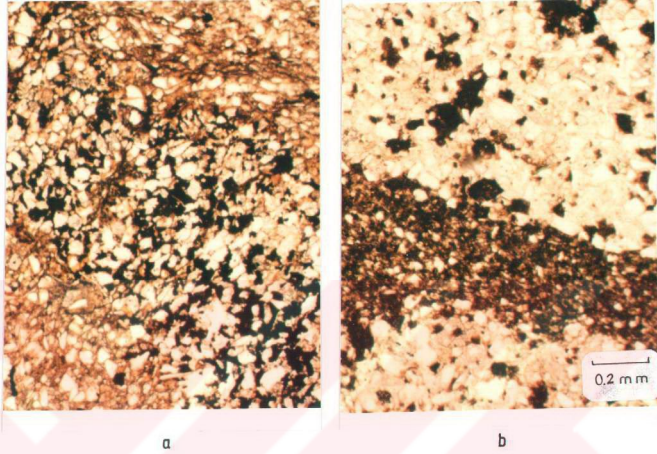
### 3.2.7. Ayıtepesi formasyonu

#### 3.2.7.1. Optik mikroskop incelemeleri

Kumtaşı ve silttaşları başlıca kuvars ve feldispat (plajiyoklaz, ortoklaz, mikroklin) ile kalsit, dolomit, biyotit, muskovit, klorit, serizit, turmalin, zirkon, apatit ve opak mineraller içermektedir (Ek çizelge A7). Kumtaşları ince kum, silttaşları ise kaba silt-çok ince kum boyutunda bileşenlere sahiptirler. Genellikle köşeli-yarı köşeli bileşenlerden oluşan kumtaşı ve silttaşları orta-iyi boylanmaya sahip olup, dokusal ve mineralojik açıdan yarı olgunlaşmışlardır. Tufanbeyli yöresinde Halevik derede şeyllerle ardalanmalı kumtaşları genellikle arkoz, en alt seviyelerde yer alan silttaşları daha çok subarkoz karakterinde olup, kumtaşlarına göre daha fazla kuvars içerirler. Bağlayıcı malzemeyi genellikle serizitleşmiş ve kloritleşmiş kil matriksi ve karbonat çimento oluşturmaktadır. Bağlayıcı malzemede karbonat çimentonun egemen olduğu kayaçlar karbonatlı arkoz veya karbonatlı silttaşı şeklinde adlandırılmışlardır. Detritik mika mineralleri ince-uzun pullar şeklinde ve genellikle gelişigüzel yönelmişlerdir.

Yer yer mikrolaminlanma gösteren silttaşlarında bazen opak minerallerce zengin kumtaşı yamacıklarının gözlenmesiyle birlikte arkozik kumtaşlarında da silttaşı yamacıkları yer almaktadır (Şekil 3.44). Dokusal açıdan tümüyle diyajenetik özelliklere sahip olan kırıntılı kayaçlar kısmen "altere kil matriksi zonu : dokusal zon 2" (Kisch, 1983) özellikleri taşımaktadır. Ancak, alttaki Halıtyayla formasyonundaki kumtaşlarına göre matrikste ki serizitleşme ve kloritleşme çok ince taneli gelişmiş ve hatta bazılarında koyu kahverengimsi görünümdeki kil matriksi tümüyle serizit ve klorite dönüşmemiştir. Orta ve üst seviyelerde bağlayıcı malzemede kalsitin yanı sıra dolomit ortaya çıkmakta ve üst kesimlerde daha da egemen olmaktadır. Karbonatlı arkoz ve dolomitli arkoz olarak isimlendirilen kumtaşlarının yanı sıra karbonat minerallerinin daha da fazla olduğu karbonat kayaçları dolomitli litosparit şeklinde adlandırılmışlardır.

Saimbeyli yöresinde kırıntılı kayaçların yanı sıra karbonat kayaçlar da egemendir. Kumtaşları genellikle kuvars arenit ve daha az da subarkoz türünde olup, feldispat miktarı Tufanbeyli bölgesindekilere göre daha azdır. Karbonat kayaçları tümüyle sparitik (sparit, biyosparit, biyolitosparit, fosilli sparit, fosilli litosparit, litoklastli sparit) karakterdedir. Karbonatlı kayaçların ekstraklast ve fosil içeriği fazla olup, fosilli litosparit ve biyolitosparit türü karbonat kayaçları daha yaygındır. Ekstraklastların çoğunluğunu kuvars ve fillosilikatlar oluşturmakta, feldispat, turmalin, zirkon ve opak mineraller de yer almaktadır. Formasyon az da olsa kalsirudit ve dolosparit gibi karbonat kayaçlarını da içermektedir.

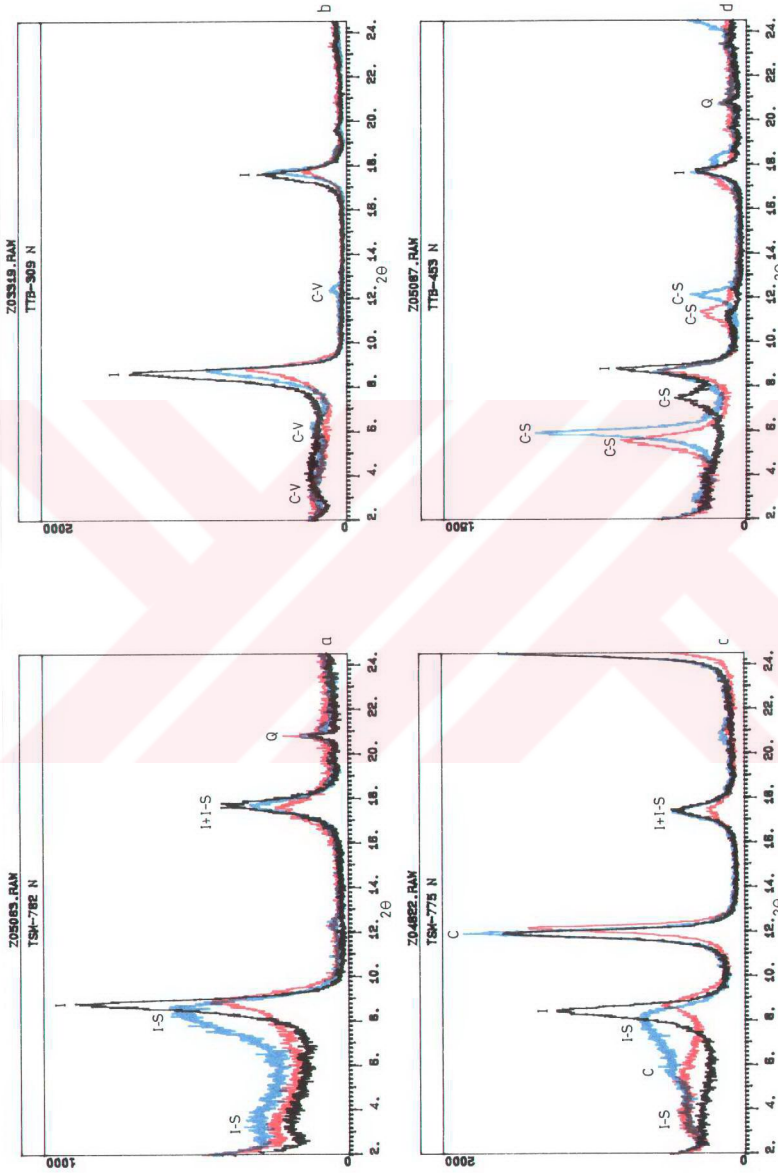


Şekil 3.44. Aytepesi formasyonuna ait a. silttaşlarında piritce zengin kumtaşı yamacıkları, (tek nikol, örnek no:TTB-304), b. kumtaşlarında silttaşı yamacıkları, (tek nikol, örnek no:TTB-308)

### 3.2.7.2. X-ışınları incelemeleri

Formasyondaki 41 örneğin çözümlenmelerinde başlıca kalsit, dolomit, kuvars ve kil mineralleri belirlenmiştir (Ek çizelge B7). Kuvars yüksek frekanslı olmakla birlikte genel ortalama bakımından kalsit ve kil minerallerinden daha düşük kalmaktadır (Çizelge 3.23). Dolomit birim içerisindeki en düşük frekans ve ortalamaya sahip mineraldir. Bir örnekte ölçülen  $d(104)$  pik değerine göre ( $2.891 \text{ \AA}$ ) dolomit % 48  $\text{MgCO}_3$  içeriğiyle ideal dolomite yakın özelliktedir (Goldsmith ve Graf, 1958a). Dolomitin  $d(104) \text{ \AA}$  pikinin yarı yükseklikteki genişliği ise  $0.22 (\Delta 2\theta^\circ)$  olarak ölçülmüştür.

Formasyondaki kil minerallerini illit, klorit, I-S, C-V ve C-S mineralleri oluşturmaktadır (Ek çizelge B7). İllit tüm örneklerde gözlenmesi ve yüksek ortalamaya sahip olması nedeniyle en bol bulunan kil mineralidir (Çizelge 3.23). I-S ve C-S türü aratabakalı killer alttaki formasyonlara göre artış göstermektedir. Tüm kil mineral parajenezlerinde aratabakalı kil mineralleri bulunmaktadır. Kil mineral parajenezlerini illit + I-S (Şekil 3.45a), illit + C-V (Şekil 3.45b), illit + klorit + I-S (Şekil 3.45c), illit + C-S (Şekil 3.45d) oluşturmaktadır.



Şekil 3.45. Aytepesi formasyonuna ait X-ışınları difraktogramları, a. illit + I-S, b. illit + klorit + I-S, c. illit + C-V, d. illit + C-S

Çizelge 3.23. Ayıtepesi formasyonunda belirlenen mincraillerin istatistiksel değeriendirilmeleri (%)

Mineral	Bulunuş Frekans	En az	En çok	Ortalama	Genel Ortalama
Kalsit	78	3	96	44	36
Dolomit	46	2	89	12	6
Kuars	98	1	100	20	20
Feldispat	66	2	30	13	9
Kil	71	6	80	40	29
İllit	100	15	90	62	62
Klorit	22	5	60	60	8
I-S	44	10	40	25	11
C-V	33	10	20	15	5
C-S	22	60	70	65	14

Karışık tabakalı I-S minerallerinin yanı sıra illitlerin pik şiddet oranının (Srodon, 1984) 1' den yüksek olması (1.356), bir miktar smektit aratabakası içerdiğini göstermektedir. İllitler yaklaşık % 5 (Srodon, 1984) veya % 4 (Eberl ve Velde, 1989) smektit tabakasına sahiptirler.

I-S aratabakalıları illitle birlikte bulunmaları nedeniyle normal çekimde illitin yer aldığı 10 Å pik bölgesinden 14 Å bölgesine kadar geniş ve asimetrik bir pik sunmaktadır (Şekil 3.45a ve c). Glikollü çekimde pik daha yüksek 2θ ya doğru kaymaktadır. Bu pik I-S' lerin yaklaşık 9.5 Å yakınındaki (003) piki ile illitlerin 10 Å pikine karşılık gelmektedir. I-S lerin gerek (001) piklerinin iyi gelişmemesi ve gerekse I-S karışık tabakalılarının 10 ve 17 Å arasında pik vermemeleri bunların düzensiz karışık tabakalanmaya sahip olduğuna işaret etmektedir (Hower, 1967; Reynolds ve Hower, 1970). Karışık tabakalı I-S lerin içermiş olduğu illit ve smektit tabakalarının miktarı Reynolds (1980) tarafından önerilen glikollü çekimde 5 Å yakınındaki pik değerinden (5.16 Å) itibaren hesaplanmış ve yaklaşık % 80 illit ve % 20 smektit tabakasından oluştuğu belirlenmiştir.

5 örnekte yapılan kristalinite değerleri 0.95-1.21  $\Delta 2\theta^\circ$  arasında değişmekte ve alttaki formasyonların daha üzerinde yer alan diyajenetik bölgeyi karakterize etmektedir (Çizelge 3.24). İllitlerin  $b_0$ -parametreleri 9.007 ve 9.026 olarak ölçülmüştür. İllitler 2M1+1Md politiplerini birlikte içermekte ve % 2M1/(2M1+1Md) oranları % 45 dir.

Çizelge 3.24. Ayıtepesi formasyonuna ait kristalinite,  $b_0$  ve politipi değerleri

ÖRNEK NO	KI-N	KI-G	WI-N	WI-G	002/001	d(060)-I	$b_0$ -I	% 2M1	Litoloji
TTB-303	1.21	0.93	1.26	1.79	0.91				Şeyl
TTB-307	0.97	0.93	1.71	1.76	0.63				Şeyl
TTB-309	0.55	0.511	2.12	3.18	0.60				Şeyl
TTB-310	1.05	1.07	1.29	1.72	0.56	1.5011	9.007	45	Şeyl
TTB-314	0.95	0.79	1.59	2.12	0.50	1.5044	9.026	45	Şeyl

### 3.2.7.3. Organik madde incelemeleri

Tufanbeyli yöresinden alınan bir örnekte (TTB-314) ölçülen organik madde yansımaya değeri ( $R_m = \% 1.643$ ) kayacın düşük uçuculu bitümlü kömür evresine karşılık gelen kömürleşme derecesine işaret etmektedir (Çizelge 3.25). Saimbeyli yöresini temsil eden bir örnekte ise (TTB-782) formasyonun gerçek kömürleşme derecesini yansıtmayan oldukça yüksek dereceli bir yansımaya değeri ( $R_m = \% 3.69$ ) ölçülmüştür. Ölçülen yüksek değerlerin büyük olasılıkla detritik organik maddelerden kaynaklandığı düşünülmektedir (A.İ. Karayığit sözlü görüşme, H.Ü., 1995).

Çizelge 3.25. Ayıtepesi formasyonuna ait örneklerin organik madde çözümüleme sonuçları (%)

Örn. No	TS	TOC	Rm	n	S.S.	Rmax	n	Rmin	n
TTB-306	0.025	0.506							
TTB-310	----	0.512							
TTB-314	0.029	1.478	1.643	4	0.108				
TTB-317	0.051	0.351							
TSM-782	0.007	0.849	3.692	5	0.402	5.730	1	3.260	1

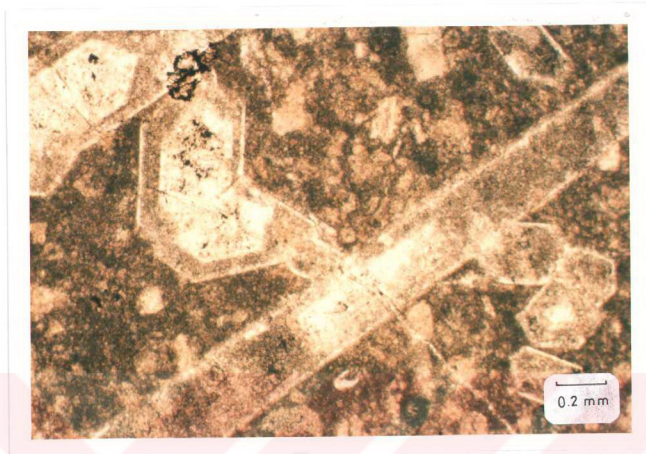
### 3.2.8. Şafaktepe formasyonu

#### 3.2.8.1. Optik mikroskop incelemeleri

Formasyon hemen hemen tümüyle karbonatlı kayaçlardan oluşmaktadır. Ek çizelge A8 de verildiği gibi, birimdeki karbonatlı kayaçların dokusal ve mineralojik bileşimleri yöresel olarak bir takım farklılıklar göstermektedir.

Sarız yöresinde Kıskaçlı kuzeyinde formasyonun üst seviyelerini temsil eden kireçtaşlarının çoğunlukla sparitik (sparit, fosilli sparit, intrabiyosparit) daha az da mikrosparit (intraklastlı biyomikrosparit, biyomikrosparit) olduğu belirlenmiştir. Allokemlerin büyük bir bölümünü fosiller ve mikritik dokulu intraklastlar oluşturmaktadır. Kireçtaşlarında bu formasyona özgü bir özellik olarak özşekilli kuvarslar gözlenmektedir (Şekil 3.46). Karbonat minerallerinin üzerinde gelişmiş ve görünümleriyle diyajenetik ornatma ürünü olarak düşünülen kuvarsların, çubuksu prizmatik biçimlerde de gözlenmesi otijenik olarak oluştuklarını da ortaya koymaktadır. Gümüşi formasyonuna yakın en üst seviyelerinde mercek şekilli kuvars ve fluorit içeren barit oluşumları da gözlenmektedir.

Kıskaçlı-Sarız yol ayrımında, formasyon, karbonat kayaçlarının yanı sıra kırıntılı (çakıltaş, kumtaş, şeyl) litolojiler de içermektedir. Çoğunlukla volkanik ve metamorfik bir provenanstan kaynaklanan bu kırıntılı kayaçlar litarenit olarak adlandırılmışlardır. Bu veriler formasyonun yaklaşık orta seviyelerinde gerçekleşen kırıntılı sedimantasyonun tedrici olarak arttığını ve yine üste doğru tedrici olarak azaldığını göstermektedir.

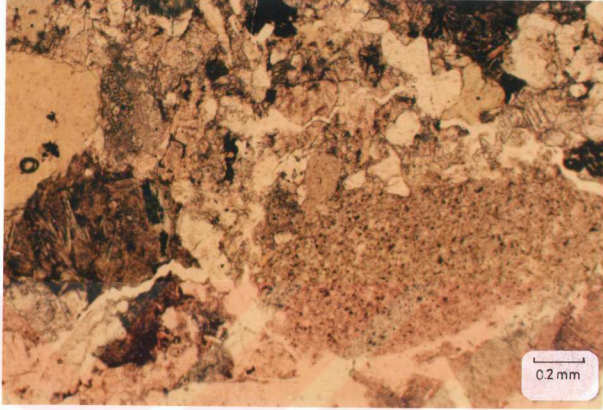


Şekil 3.46. Şafaktepe formasyonu kireçtaşlarında özşekilli kuvars kristalleri, (tek nikol, örnek no:TSR-5).

Kırıntılı seviyeleri temsil eden kumtaşları bol miktardaki porfirik dokulu volkanik ve daha az da metamorfik kayaç parçacıklarıyla (arduvaz veya fillit türü kayaçlar ile kuvarsitler) birlikte kuvars, feldispat (plajiyoklaz, ortoklaz), kalsit, dolomit, klorit, muskovit, biyotit, turmalin, zirkon, apatit ve opak mineraller içermektedir (Şekil 3.47). Volkaniklerin fenokristalleri çoğunlukla çubuksu plajiyoklazlar ve tümüyle kloritleşmiş mafik mineraller hamuru ise tümüyle kloritleşmiş cam oluşturmaktadır.

Tufanbeyli yöresinde birimin en alt seviyelerini temsil eden Halevik derece, karbonat kayaçların çoğunluğunu sparitik (sparit, fosilli litoklastlı sparit, litoklastlı fosilli sparit) ve mikrosparitik (litoklastlı biyomikrosparit, intramikrosparit, fosilli mikrosparit) kireçtaşları ile dolosparit ve fosilli dolomitik mikrosparit türü dolomit ve dolomitik kireçtaşları oluşturmaktadır. Sparitik dolomitler sparitik kireçtaşlarına göre daha iri sparitik dokuya sahiptir.

Tufanbeyli Mirzaağa köyünde birimin alt seviyelerinde genellikle ekstraklastlarca (kuvars, plajiyoklaz, biyotit, muskovit, klorit) zengin mikrosparitik (litomikrosparit, fosilli litomikrosparit, litoklastlı mikrosparit) kireçtaşları yer almaktadır. Orta kesimlere doğru tümüyle iri sparitik dokulu dolomitler (dolosparit), üst kesimlere doğru dolomitli kireçtaşları (dolomilli intrasparit) en üst kesimlerde de fosil ve intraklast içeriği yüksek sparitik (biyosparit, intraklastlı biyosparit, biyointrasparit, fosilli intrasparit) kireçtaşları



Şekil 3.47. Şafaktepe formasyonu kumtaşlarında volkanik ve metamorfik kayaç parçacıkları, (tek nikol, örnek no:TSR-2007).

bulunmaktadır. Formasyonun taban ve tavan kesimleri kireçtaşları, orta kesimi ise tümüyle dolomitlerle temsil edilmektedir. Orta kesimdeki temiz ve tekdüze sparitik dolomitler, Varol (1992) tarafından "homojen dolomitler" şeklinde adlandırılmıştır. Yazar bu tür dolomitlerin erken diyajenezde karışım suyu (deniz-tatlı su) alanında (gelgit-düzlüğü) dolomitleşen kireçtaşlarından türediğini belirtmiştir.

Saimbeyli yöresinde, formasyonun karbonat kayaçlarının hemen hemen hepsi dolomit ve ekstraklast içermekte ve tabandan tavana doğru önemli bir mineralojik ve dokusal farklılık sunmamaktadır. Ekstraklast (kuvars, plajiyoklaz, muskovit, klorit ve biyotit) içeriğinin fazla olması ve dolomitli seviyelerin az da olsa hemen hemen tüm seviyelerde yer alması ile Tufanbeyli ve Sarız yöresindekilerden ayrılırlar. Formasyonun alt seviyeleri intraklast ve fosil türü allokemlerce zengin sparitik (dolomitli intrasparit, dolomitli fosilli intrasparit, intraklastlı biyosparit) dokulu olup, ekstraklast içeriği azdır. Orta seviyelere doğru ekstraklast miktarı artmakta ve litosparit, litoklastlı biyomikrosparit, kalsitli litodolosparit olarak adlandırılan karbonat kayaçlarına geçilmektedir. Orta-üst seviyelerde yer yer litoklast miktarı daha da artmakta litosparitlerin yanı sıra karbonatlı subarkoz ismi verilen kırıntılı kayaçlar da yer alabilmektedir.



### 3.2.8.2. X-ışınları incelemeleri

Formasyonda (101 örnek) kalsit, dolomit, kuvars, feldispat, kil mineralleri ile bir örnekte de barit ve flourit belirlenmiştir (Ek çizelge B8). Kalsit, kil ve dolomit en bol bulunan mineraller olup, kuvars ve feldispatlar ise düşük bir ortalamaya sahiptir (Çizelge 3.26). Kalsit en yüksek frekans ve ortalamaya sahip mineraldir. Dolomit ise düşük bulunuş frekanslı olmakla birlikte genel ortalaması kuvars ve feldispattan daha yüksektir.

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

Mineral	Bulunuş Frekansı	En az	En çok	Ortalama	Genel Ortalama
Kalsit	99	1	100	57	56
Dolomit	46	2	99	30	14
Kuvars	72	1	35	8	6
Feldispat	53	2	43	12	6
Kil	47	8	75	37	18
Illit	100	10	80	43	43
Klorit	83	5	90	35	29
I-S	26	10	20	15	4
C-V	35	5	20	12	4
C-S	30	10	40	26	8
S	48	10	50	24	12

Dolomitlerin d(104) Å pik değerleri 2.886 ile 2.906 Å arasında değişmekte (Çizelge 3.27), bu da MgCO<sub>3</sub> içeriğinin yaklaşık % 43 ile % 50 arasında değiştiğine (Goldsmith ve Graf, 1958a) işaret etmektedir. TTB-simgeli Tufanbeyli yöresindeki dolomitlerin d(104) Å pik değerleri, diğer bir ifadeyle MgCO<sub>3</sub> içerikleriyle TSM-simgeli Saimbeyli yöresindeki dolomitlerin değerleri farklılık sunmaktadır. Bu farklılık formasyonun yanal yöndeki fasiyes değişimini işaret etmektedir. Saimbeyli yöresindeki karbonatlı kayaçların kırıntılı bileşen içeriği Tufanbeyli ve Sarız yöresindekilerden daha yüksektir. Bu da kırıntılı bileşenlerin ortamın pH'ını biraz daha düşürerek dolomitin MgCO<sub>3</sub> içeriğinin daha da az olmasına neden olduğu biçiminde değerlendirilebilir. Diğer yandan, dolomitlerin d(104) Å pik değerlerinin değişimini beslenme rejiminin yanı sıra karbonat mineral parajenezleri de etkilemektedir. Örneğin, düşük d(104) Å pik değerleri sunan kayaçlar hemen hemen tümüyle dolomit içerirlerken, yüksek d(104) Å pik değerleri sunan kayaçlar kalsit+dolomit parajenezine sahiptirler.

Formasyonun kil mineralleri illit, klorit, C-V, C-S, I-S ve smektit mineralleri ile temsil olunmaktadır (23 örnek : Ek çizelge B8). Illit ve klorit egemen kil mineralleri olup, bunları bolluk sırasına göre smektit, C-S, I-S ve C-V izlemektedir (Çizelge 3.26).

Çizelge 3.27. Şafaktepe formasyonu dolomitlerinde d(104) yansımaları ara değeri ve yarı yükseklikteki genişlikleri

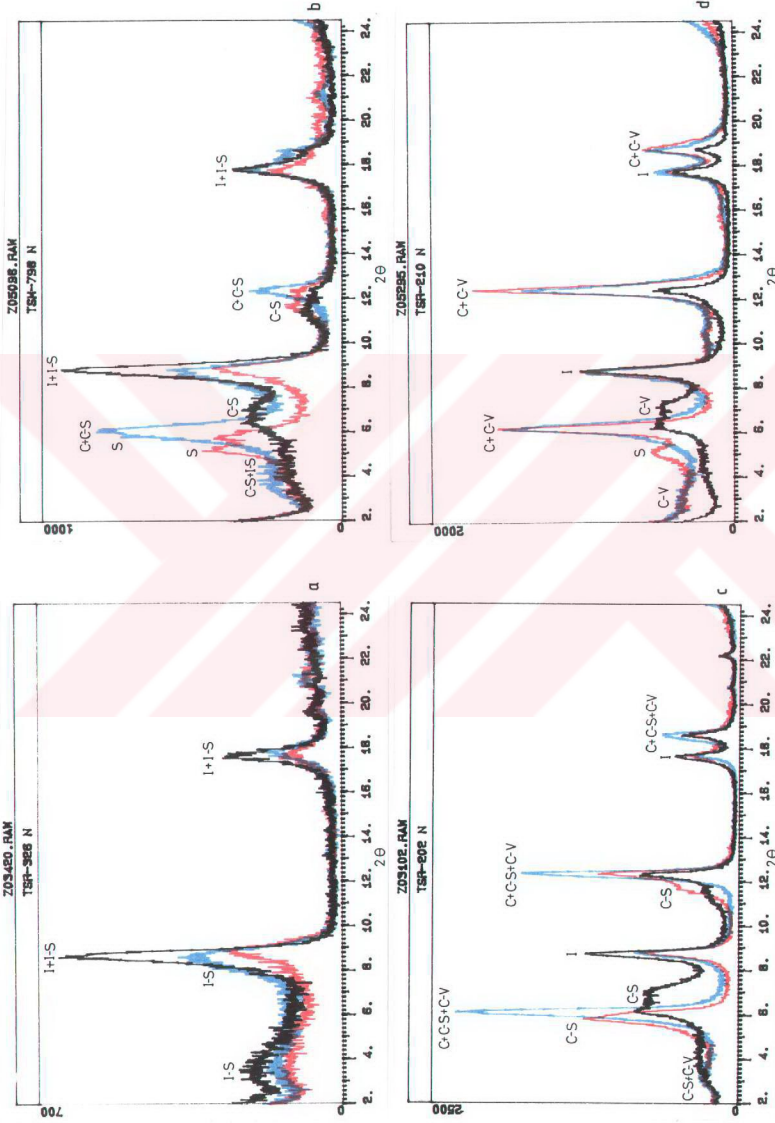
Örnek No	d (104) Å	$\Delta 2\theta^\circ$	Örnek No	d (104) Å	$\Delta 2\theta^\circ$
TTB-325	2.886	0.20	TSM-795-1	2.895	0.33
TTB-473	2.888	0.44	TSM-796	2.905	0.29
TTB-475	2.888	0.36	TSM-810	2.906	0.31
TTB-480	2.887	0.22	TSM-814	2.893	0.33
TTB-481	2.888	0.33	TSM-815	2.902	0.31

Kil mineral parajenezlerini başlıca illit + I-S (Şekil 3.48a), illit + klorit + C-S, illit + C-S + smektit + I-S + klorit (Şekil 3.48b) ve illit + C-S + smektit + I-S oluşturmaktadır. Bununla birlikte Sarız yöresi Kıskaçlı köyü yol ayrımında bol miktarda kırıntılı bileşen içeren litolojilerde başlıca illit + klorit + C-V ve illit + klorit + C-S + C-V (Şekil 3.48c) parajenezleri sözkonusudur. İllit ve kloritlerin "kristalinitesi" yüksek olmakla birlikte smektitler de yer almaktadır (Şekil 3.48d). Kloritlerin fırınlı çekim 7 Å pik şiddetlerinin düşmesi bunların demirce zengin olduğunu göstermektedir (Brindley ve Brown, 1980).

C-S ve C-V aratabakalıların yaklaşık 29 Å daki (001) piklerinin belirgin olmamakla birlikte gözlenmesi bunların düzenli aratabakalanmaya sahip olduğuna işaret etmektedir (Reynolds, 1980). Düşük miktarda gözlenen I-S aratabakalıları glükollü çekimlerinde (002) piklerinin gözlenmemesi nedeniyle düzensiz aratabakalanmaya sahiptirler (Hower, 1967; Reynolds ve Hower, 1970). Saimbeyli yöresinden alınan iki örnekteki (TSM-793 ve 800) I-S deki illit ve smektit oranları sırasıyla % 15 ve % 85' dir.

Birimde illit ile birlikte I-S aratabakalıların da bulunması "kristalinite" ölçümlerinin yapılmasına izin vermemiştir. Bununla birlikte Sarız yöresinde Kıskaçlı ve Sarız yol ayrımındaki lokasyona ait örneklerin illit ve klorit "kristalinite" ölçümleri yapılmış ve sırasıyla 0.37-0.46 ve 0.25-0.30 ( $\Delta 2\theta^\circ$ ) arasında değişen değerler bulunmuştur (Çizelge 3.28). Bu değerler birimin alttaki Silüriyen ve Alt Devonyen yaşlı formasyonlara göre daha yüksek diyajenez derecesine sahip olduğuna işaret eder gözükmektedir. Gerçekte bu değerler formasyonun detritik muskovit içeriğinin fazla olmasından kaynaklanmaktadır. Tufanbeyli bölgesinden bir örnek ise (TTB-319) 0.70 ( $\Delta 2\theta^\circ$ ) illit "kristalinite" derecesine sahip olup, birimin gerçek "kristalinite" değerini yansıtmaktadır.

İllitlerin  $b_0$ -parametresi ve polipit özellikleri yalnızca Sarız yöresinden alınan bir örnekte (TSR-205) incelenmiş ve orta basınç fasiyesini temsil eden  $b_0$ -değeri (9.028) ölçülmüştür. İllit polipiti 2M1+1Md karışımından oluşmakta ve 2M1 oranı % 65 olarak belirlenmiştir.  $b_0$  ve polipit özellikleri "kristalinite" verileri gibi alttaki formasyonlara göre daha yüksek diyajenetik dereceyi işaret etmesi tümüyle detritik muskovitlerden kaynaklanmaktadır.



Şekil 3.48. Şafaktape formasyonuna ait X-ışınları kil difraktogramları, a. illit + I-S, b. illit + C-S + smektit + I-S + klorit, c. illit + klorit + C-S + C-V, d. illit + klorit + C-S + smektit

Çizelge 3.28. Şafaktepe formasyonuna ait kristalinite,  $b_0$  ve politipi değerleri

ÖRN. NO	KI-N	KI-G	WI-N	WI-G	002/ 001	ChC N	ChC G	d(060) İllit	$b_0$ -I	% 2M1	Litoloji
TSR-205	0.40	0.31	3.97	4.91	0.51	0.25	0.30	1.5047	9.028	65	Şeyl
TSR-207	0.42	0.41	3.52	4.60	0.49	0.28	0.28				Şeyl
TSR-210	0.46	0.44	3.12	4.67	0.58	0.32	0.32				Şeyl
TSR-215	0.37	0.33	3.78	6.06	0.61	0.25	0.25				Şeyl
TSR-217	0.46	0.39	3.72	5.80	0.65	0.28	0.30				Şeyl
TTB-319	0.70	0.51	1.70	2.53	0.71						Şeyl

### 3.2.8.3. Organik madde incelemeleri

Formasyona ait şeyl ve marnlardan oluşan 5 örnekte TS ve TOC incelemeleri sonucu bunların organik madde içeriklerinin son derece düşük olduğu saptanmıştır (Çizelge 3.29). TOC değeri yüksek olan bir örnekte organik madde yansımaları ölçülmeye çalışılmış ancak ölçüm yapılabilecek organik madde bulunamamıştır.

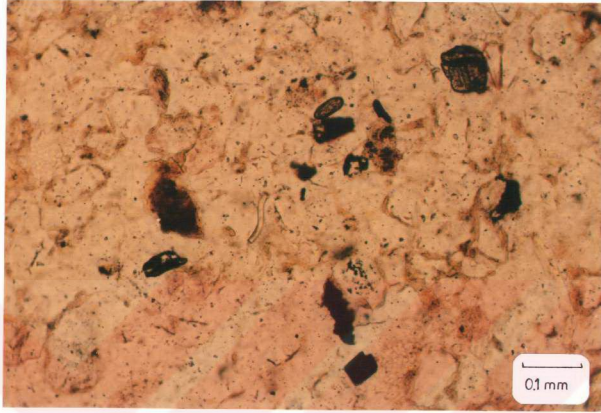
Çizelge 3.29. Şafaktepe formasyonuna ait örneklerin organik madde çözümleme sonuçları (%)

Örnek No	TS	TOC	Organik madde yansımaları
TSR-202	0.006	0.213	
TSR-208	0.003	0.075	
TSR-215	0.013	0.123	
TTB-326	0.040	1.410	Steril
TSM-793	0.017	0.259	

### 3.2.9. Gümüşali formasyonu

#### 3.2.9.1. Optik mikroskop incelemeleri

Birindeki kırıntılı kayaçların çoğunluğunu çok ince kum boyuna sahip (0.0625-0.125 mm) kumtaşları, az bir bölümünü ise kaba silt tane boyuna (0.0312-0.0625 mm) sahip silttaşları oluşturmaktadır. Ana bileşenleri kuvars ve feldispatların (plajiyoklaz, ortoklaz) yanı sıra bazen önemli miktarlarda (> % 10) fillosilikatlardan (serizit, muskovit, biyotit ve klorit) oluşan bu kayaçlar tali miktarlarda hornblend, turmalin, zirkon, apatit ve opak mineraller içermektedir (Ek çizelge A9). Bazı kumtaşlarında zirkon miktarı artmaktadır (Şekil 3.49). Arkoz ve subarkoz olarak adlandırılan kumtaşları iyi boylanmış, yarı köşeli, yarı yuvarlak olup, dokusal ve mineralojik açıdan olgunlaşmışlardır. Bağlayıcı malzemeyi serizit ve klorite dönüşmüş kil matriks oluşturmaktadır. Muskovit ve biyotit gibi fillosilikatları fazla içeren kayaçlar mikali arkoz veya mikali subarkoz şeklinde adlandırılmışlardır. Dokusal zonlardan "altere kil matriks zonu" na (Kisch, 1983; Frey, 1987) benzer ilişkiler sunan kumtaşı ve silttaşlarında tane sınırları oldukça belirgin olup, hamurdaki klorit ve serizitle geçişli bir sınırlı ilişkisi sunmamaktadır.



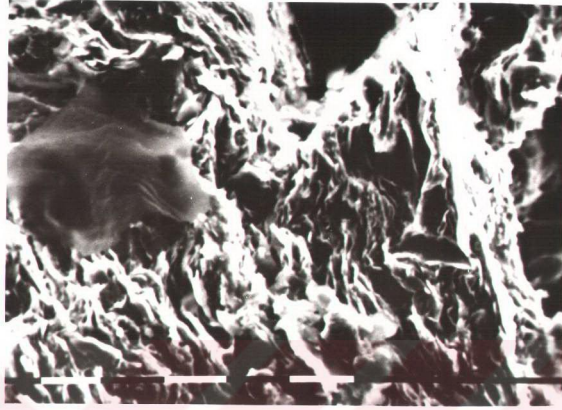
Şekil 3.49. Gümüşali formasyonu kumtaşlarında yuvarlaklaşmış zirkon taneleri, (tek nikol, örnek no:TSR-56).

Sparitik ve mikrosparitik dokulu kireçtaşları bol litoklast ve brakyopod kavkıları içermesi nedeniyle litobiyomikrosparit, litosparit, litoklastlı biyosparit şeklinde adlandırılmışlardır.

Kumtaşı ve silttaşlarının bağlayıcı malzemesindeki kil minerallerinden itibaren agrade ve otijenik oluşumların yanı sıra biyotitlerden itibaren gelişen degrade klorit oluşumları da gözlenmektedir. Matrikste serizitle birlikte bulunan veya gözeneklerde gelişen kloritler yeşilimsi renklere iken biyotitlerden itibaren oluşanlar daha çok kahverengimsi yeşil renklidir. Kloritlerin genelde yaygın olmasının yanı sıra Saimbeylinin güneydoğusunda da gözleendiği gibi fillosilikatlar tümüyle serizit ve detritik muskovitten de oluşabilmektedir.

### 3.2.9.2. Taramalı elektron mikroskop incelemeleri

Sarız yöresinden alınan bir adet şeyl örneği üzerinde klorit ve serizitlerin mikrodokusal özelliklerinin belirlenmesi amacıyla taramalı elektronik mikroskop incelemesi yapılmıştır. Matriksin tek düze bir görünüm sunan otijenik klorit ve serizitler mikroyönlenme gösteren bükülmüş/buruşmuş yaprakçıklar biçimindedirler (Şekil 3.50).



Şekil 3.50. Gümüşali formasyonu şeylerinde matrikste gelişen bükülmüş-buruşmuş klorit ve serizit yaprakçıkları, (ölçek 10  $\mu$ , örnek no:TSR-23).

### 3.2.9.3. X-ışınları incelemeleri

Birime ait 123 örnekte kil, kuvars, feldispat, kalsit ve dolomit mineralleri belirlenmiştir. (Ek çizelge B9). Kuvars hemen hemen tüm örneklerde gözlenmekte, bulunuş frekansı bakımından bunu feldispat ve kil mineralleri izlemektedir (Çizelge 3.30). Dolomit yalnızca dört örnekte belirlenmiş olup, en düşük genel ortalamaya (% 1) sahiptir.

Kalsit ve dolomit içeren bir örnekte (TSM-824) ölçülen dolomit d(104) değeri (2.911 Å),  $MgCO_3$  içeriğinin (yaklaşık % 41) alttaki formasyonlara göre düşük, diğer bir ifadeyle ideal dolomitten (Goldsmith ve Graf, 1958a) uzak olduğuna işaret etmektedir.

Çizelge 3.30. Gümüşali formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirmeleri (%)

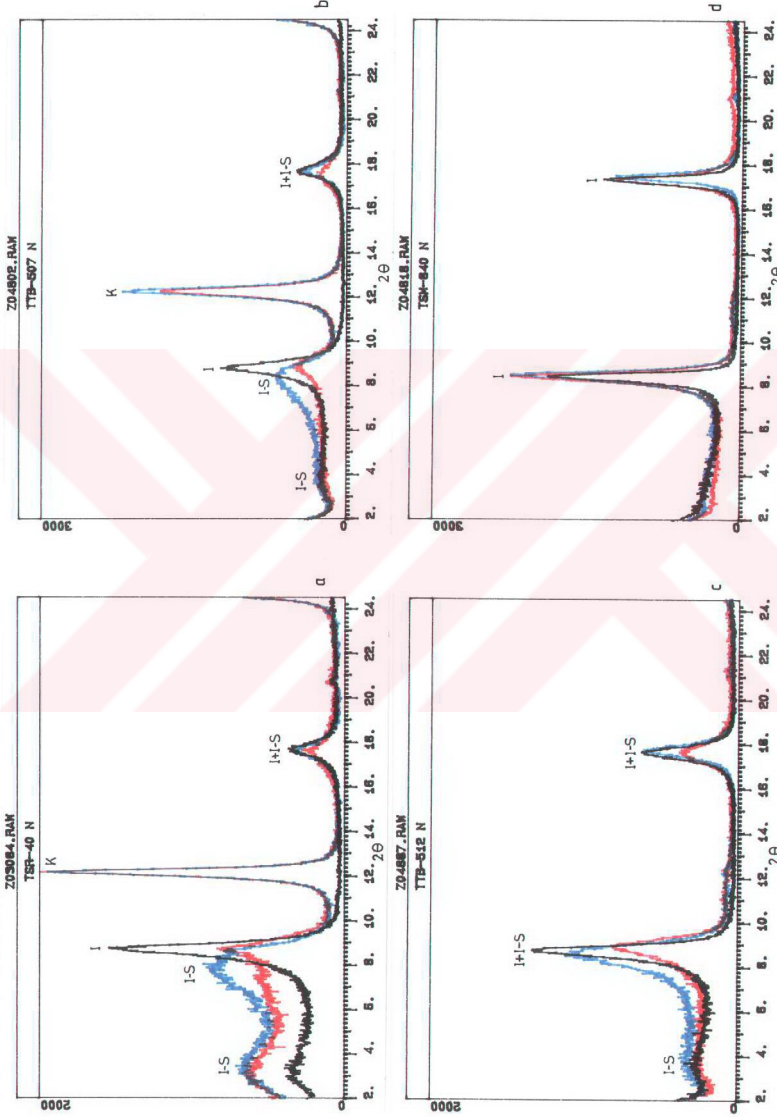
Mineral	Bulunuş Frekansı	En az	En çok	Ortalama	Genel Ortalama
Kalsit	34	2	100	41	14
Dolomit	4	3	11	6	1
Kuvars	98	2	89	29	28
Feldispat	87	1	39	12	10
Kil	86	12	88	54	47
İllit	98	5	100	20	20
Klorit	43	5	15	9	4
Kaolinit	94	10	90	54	51
I-S	94	5	60	21	20
C-V	41	5	30	12	5

Formasyondaki kil minerallerini başlıca kaolinit, illit ve I-S ve az miktarda da klorit ve C-V oluşturmaktadır (51 örnek : Ek çizelge B9). Kaolinit en yüksek yüzdeyi oluşturmakta, bunu illit ve I-S izlemektedir (Çizelge 3.30).

En yaygın kil mineral parajenezleri illit + I-S + kaolinit (Şekil 3.51a ve b) ve illit + kaolinit + klorit + C-V ± I-S şeklindedir. Bunlarla birlikte I+I-S (Şekil 3.51c) ve tümüyle illit (Şekil 3.3.51d) parajenezleri de gözlenmektedir. Kaolinitler 14 Å da pik vermemeleri ve fırınlı çekimlerinde tümüyle yıkılmaları ile karakteristiktirler. I-S karışık tabakalılarının (001) pikleri bazı örneklerde daha belirgin (Şekil 3.51a) bazılarında ise daha az belirgindir (Şekil 3.51b). (002) pikleri normal çekimde  $2\theta = 8^\circ$  yakınında geniş ve asimetriktrir. İllitlerin az olması durumunda illit ve I-S' e ait pikler ayırt edilememekte ve  $2\theta = 6-8.5$  arasında geniş bir pik vermektedir (Şekil 3.51b). İllitlerin biraz daha fazla olduğu örneklerde ise illit ve I-S' e ait pikler ayırt edilebilmektedir (Şekil 3.51a). I-S' lerin glükollü çekimlerinde az belirgin de olsa 12 Å yakınında pik vermesi ve ayrıca 30 Å yakınındaki süperlatis pikinin hafif bir izinin gözlenmesi bunların düzenli aratabakalanmalı olduğuna işaret etmektedir (Hower, 1967; Reynolds ve Hower, 1970; Hoffman ve Hower, 1979). Ancak süperlatis ve 12 Å yakınındaki piklerin çok iyi gelişmemiş olması düzenlenme derecesinin iyi olmadığına işaret etmektedir (Hower, 1967). I-S' lerdeki düzenlenme derecesinin aratabakalanmayı oluşturan bileşenlerin yüzde miktarları tarafından kontrol edildiği ileri sürülmüştür (Hower, 1981). Yazar, illit miktarının % 85 i aşmasıyla ISII veya R=3 şeklinde belirtilen düzene geçileceğini belirtmiştir. Nitekim, formasyondaki karışık tabakalı I-S minerallerinden belirlenen illit ve smektit tabakalarının miktarına göre formasyondaki I-S lerin çoğunluğu % 85 illit, % 15 smektit, daha az bir kısmı da % 90 ve % 80 illit içermektedir.

Şekil 3.51c de difraktogramı görülen örnekteki 10 Å yakınındaki illit pikinin başlangıç ve bitiş zeminleri arasındaki mesafe (BB1 ( $\Delta 2\theta$ ) ölçülmüş (Srodon, 1984) ve bunun 4' den fazla olduğu belirlenmiştir. Buna göre, örnekte illit+I-S varlığı söz konusudur ve I-S deki smektit miktarı % 15-50 arasındadır (Srodon, 1984). 27 Å yakınında az belirgin bir pikin gözlenmesi de bu sonucu destekler niteliktedir. İllit ve bir miktar da I-S içeren bu örneğin aynı yazar tarafından önerilen illitlerin pik şiddet oranı 2.169 gibi oldukça yüksek değere sahiptir. İllitler yaklaşık % 7 smektit tabakası içermektedir.

Saimbeyli bölgesinden alınan bazı örneklerin I-S aratabakalısı içermeyip tümüyle illitten oluştuğu (Şekil 3.51d) ve bu illitlerin de daha az (% 3) smektit tabakasına sahip oldukları gözlenmiştir. Bu farklılık, kil fraksiyonunda detritik mikaların egemen olmasından kaynaklanmaktadır.



Şekil 3.51. Gümüşali formasyonuna ait X-ışınları kil difraktogramları, a. ve b. illit + I-S + kaolinit, c. illit ± I-S, d. illit



Formasyonda ölçülebilir nitelikte illit içeren üç örnek belirlenmiş ve bunlarda illit "kristalinite" ölçümlerinin yanı sıra  $b_0$  ve politipi incelemeleri de yapılmıştır (Çizelge 3.31). Bu örneklerden TSM-840 ve TSM-842 nolu örnekler, detritik muskoviti fazla miktarda içermeleri nedeniyle ölçülen değerler formasyonun diyajenetik derecesinden daha yüksek "kristalinite" değerleri sunmaktadırlar. TTB-512 nolu örnek ise tümüyle diyajenetik olup, formasyonun gerçek "kristalinite" değerini yansıtmaktadır.  $b_0$  değerleri 8.980-9.020 arasında değişmektedir. % 2M1/(2M1+1Md) oranı ise oldukça düşüktür (% 41-45).

Çizelge 3.31. Gümüşali formasyonuna ait kristalinite,  $b_0$  ve politipi değerleri

ÖRNEK NO	KI-N	KI-G	WI-N	WI-G	002/001	d(060)-I	$b_0$ -I	% 2M1	Litoloji
TTB-512	0.91	1.03	1.84	1.76	0.62	1.5000	9.000	41	Şeyl
TSM-840	0.52	0.51	2.73	3.56	0.58	1.4967	8.980	45	Şeyl
TSM-842	0.53	0.45	2.54	3.32	0.55	1.5033	9.020	45	Şeyl

### 3.2.9.4. Organik madde incelemeleri

Gümüşali formasyonundaki 11 adet şeyl örneği üzerinde TS ve TOC incelemeleri yapılmış ve TOC miktarı yüksek olan 4 örnekte organik madde yansıması ölçülmüştür (Çizelge 3.32). Random organik madde yansıma değerlerine göre yüksek uçuculu bitümlü kömür evresini temsil etmektedirler.

Çizelge 3.32. Gümüşali formasyonuna ait örneklerin organik madde çözünme sonuçları (%)

Örnek No	TS	TOC	Rm	n	S.S.
TSR-8	0.005	0.356			
TSR-15	0.006	0.487			
TSR-18	----	0.539	0.973	4	0.179
TSR-38	----	0.785			
TSR-43	0.007	0.547			
TSR-58	0.002	0.615			
TSR-68	0.002	0.546	0.866	7	0.117
TTB-500	0.019	0.487	0.983	4	0.286
TSM-820	0.002	0.654	0.607	3	0.429
TSM-836	0.035	0.633			
TSM-842	0.006	0.498			

### 3.2.9.5. DTA-TGA incelemeleri

Formasyonda belirlenen 7 Å da pik veren kil minerallerinin kesin olarak kaolinit veya klorit olarak tanımlanamaması nedeniyle formasyona ait üç örnek (TSR-44, TTB-506 ve TSM-821) üzerinde DTA ve TGA incelemeleri gerçekleştirilmiştir (bkz. Şekil 3.37). Silüriyen yaşlı Halıtyayla formasyonuna ait TTB-265 nolu klorit örneği ile Karbonifer yaşlı Ziyarettepe formasyonuna ait TSR-548 nolu kaolinit örneğine ait DTA ve TGA verileri referans olarak kullanılmıştır.

TSR-44 nolu örnek DTA verilerine göre hem kaolinit hem de klorite özgü endotermik piklere sahip gibi gözükmektedir. 500 ve 590 °C deki endotermik pikler hem kaolinit hem klorite aittir. 590 °C deki endotermik pikin daha büyük olması örnekteki kloritin, kaolinite göre daha çok olmasından kaynaklanmayıp, daha çok kil difraktogramlarında da görüldüğü gibi I-S aratabakalılarından ileri gelmektedir. TGA eğrileri de klorit ve kaolinit arasında yer almakta ve örneğin hem kaolinit, hem de klorit içerdiğini destekler niteliktedir.

TTB-506 ve TSM-821 nolu örnekler ise sırasıyla 531 ve 554 °C ile 663 ve 700 °C de oldukça yayvan ve geniş pikler içermektedir. Bu piklerden 531 ve 554 °C de yer alanlar kaolinitleri temsil etmekte iken, diğer 663 ve 700 °C dekiler az miktardaki klorit ve I-S aratabakalı minerallerini temsil etmektedir. Bu minerallerin TGA eğrilerinin klorit ve kaolinitin TGA eğrilerinin hemen hemen ortasında yer aldığı gözlenmektedir. Bu sonuç, kaolinit+klorit karışımından I-S aratabakalılarından da kaynaklanabilir.

### 3.2.10. Ziyarettepe formasyonu

#### 3.2.10.1. Optik mikroskop incelemeleri

Sarız yöresindeki karbonat kayaçları çoğunlukla sparitik dokulu ve dolomitce zengin olmakla birlikte Tufanbeyli ve Saimbeyli yörelerindeki sparitik dokuyla birlikte mikrosparitik doku da sergilemekte ve dolomit içermemektedir (Ek çizelge A10). Sarız yöresi Değirmendere' de formasyonun en üst seviyelerinde intraklastlı dolosparitlerin gözlenmesi ve üzerinde yer alan Yığıltepe formasyonunda dolomitin gözlenmemesi bu formasyonların ayırt edilmesinde mineralojik ölçüt olarak kullanılabilmesine işaret etmektedir. Dolomitlerin, formasyonun en üst seviyelerinde yer alması, Alt Karbonifer sonuna doğru ortamın oldukça sıkıştığına veya diğer bir ifadeyle karasallaşmaya başladığına işaret eder niteliktedir. Hemen üzerine gelen Yığıltepe formasyonunda dolomitin bulunmaması da bu iki formasyon arasındaki uyumsuz ilişkinin bir sonucu olarak değerlendirilebilir. Karbonifer ile Permiyen sınırları için fosil gözlenilmediği durumlarda, dolomitin mineralojik bir indikatör olarak kullanılabilmesi, bu iki sınırın uyumsuz olması nedeniyle tüm bölge için mümkün olamamaktadır.

Dolomitin yanı sıra az da olsa kalsit içeren dolosparit türü kayaçlardaki sparitik doku birimdeki diğer karbonat kayaçlarına göre daha iri gelişmiştir. Kuvars, feldispat (plajiyoklaz, ortoklaz), muskovit, klorit, biyotit, turmalin, zirkon ve opak minerallerden oluşan ekstraklast içeriğine göre biyolitosparit, litodolosparit, kalsitli litodolosparit, litoklastlı intrabiyosparit, litoklastlı biyosparit gibi adlamalar kullanılmıştır. Allokemleri genellikle fosil ve mikritik dokulu intraklastlar oluşturmaktadır. Resifal özellikteki bazı fosil kavkılarında kalsedonik kuvars oluşumları gelişmiştir. Ekstraklast oranı kuzeyden

güneye doğru kısmen artmakta ve Tufanbeyli bölgesinde olduğu gibi yer yer karbonatlı subarkoz türü kırıntılı kayaçlarına geçilmektedir. İnce kum tane boyutuna sahip bileşenler içeren ve iyi boyılanmaya sahip olan bu kırıntılı kayaçların bağlayıcı malzemelerini karbonat çimento ve kil mineralleri oluşturmaktadır. Herhangi bir mikroyönlenmenin gözlenmediği bu kayaçlar "altere olmamış kil matriks zonu" na özgü (Dokusal zon I : Kisch, 1983; Frey, 1987) dokusal özellikler sergilemektedir. Sarız bölgesinde yer alan mikrosparit ve sparit türü kayaçlar, yer yer post sedimanter kalsit damarları içermektedir.

### 3.2.10.2. X-ışınları incelemeleri

Formasyon başlıca kalsit, dolomit, kuvars, feldispat, jips ve kil mineralleri içermektedir (69 örnek : Ek çizelge B10). En bol gözlenenler kalsit ve kil mineralleri olup, bunları bolluk sırasına göre kuvars, feldispat ve jips izlemektedir (Çizelge 3.33). Dolomitin bulunuş frekansı kuvars ve fedispattan düşük olmakla birlikte genel ortalama bakımından daha yüksektir. Jips yalnızca organik maddece zengin dört örnekte belirlenmiş olup, frekans ve ortalama bakımından en düşük yüzdeye sahip mineraldir. Organik maddeli seviyelerde otijenik piritler ile kaolinitli seviyelerde de spekülait belirlenmiştir.

Dolomitlerin  $d(104)$  Å pik değerleri 2.901 Å arasında değişmekte olup (Çizelge 3.34), dolomitlerdeki  $MgCO_3$  içeriğinin yaklaşık % 45 ile 48.5 arasında ve ideal (Goldsmith ve Graf, 1958a) bileşimine biraz uzak olduklarına işaret etmektedir. Saf veya safaya yakın dolomitlerin diğer kalsit+dolomit parajenezi sunanlara göre  $MgCO_3$  içeriğinin daha yüksek olması, bu mineralin kimyasını karbonat mineral parajenezlerinin denetlediğini düşündürmektedir. Ayrıca dolomitlerin  $2\theta = 32-38^\circ$  ile  $65-72^\circ$  arasındaki pikleri de (Goldsmith ve Graf, 1958b) ideal dolomit özelliği sergilemektedir.

Çizelge 3.33. Ziyarettepe formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%)

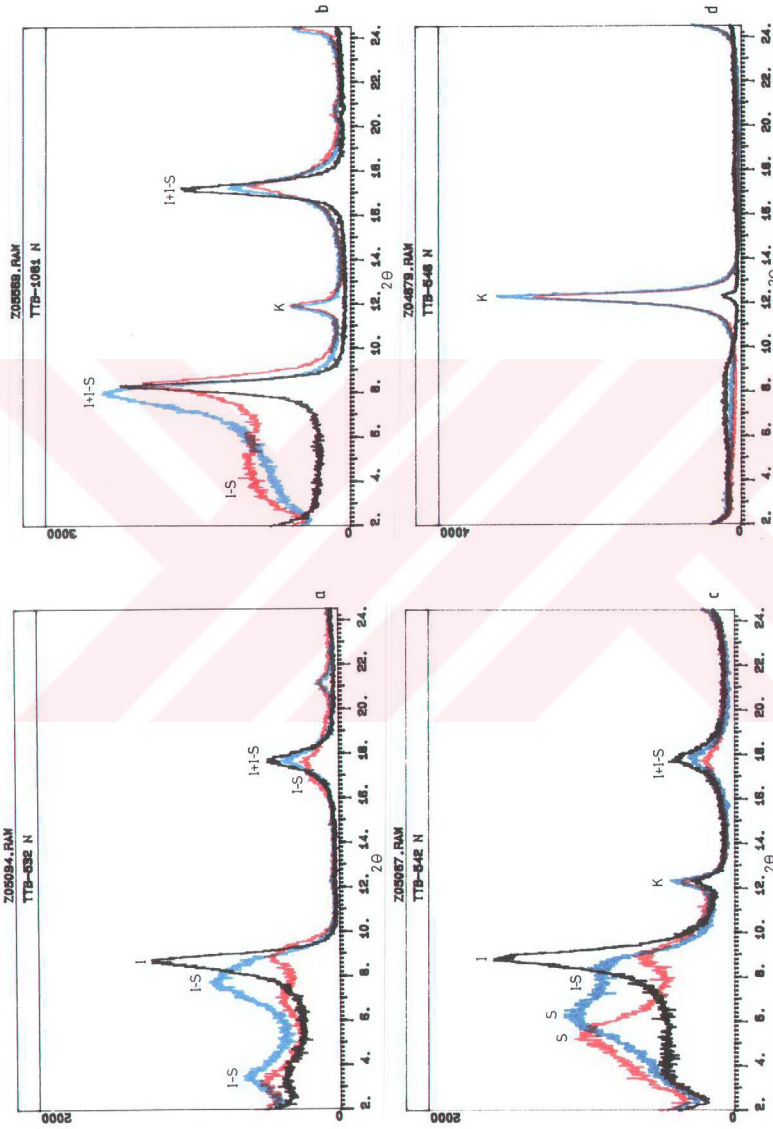
Mineral	Bulunuş Frekansı	En az	En çok	Ortalama	Genel Ortalama
Kalsit	86	2	100	58	49
Dolomit	35	2	96	32	11
Jips	6	5	16	11	1
Kuvars	86	1	66	8	7
Feldispat	38	2	38	8	3
Kil	62	9	97	47	29
İllit	89	10	100	56	50
Klorit	21	5	10	9	2
Kaolinit	50	5	100	55	28
I-S	54	10	70	33	18
S	7	10	50	30	2

Çizelge 3.34. Ziyarettepe formasyonu dolomitlerinde d(104) yansıması ara değeri ve yarı yükseklikteki genişlikleri

Örnek No	d (104) Å	$\Delta 20^\circ$	Örnek No	d (104) Å	$\Delta 20^\circ$
TSR-354	2.899	0.30	TTB-553	2.899	0.22
TTB-534	2.901	0.24	TTB-554	2.893	0.27
TTB-539	2.897	0.27	TTB-738	2.890	0.33
TTB-552	2.891	0.28			

Birimin kil minerallerini başlıca illit, kaolinit, I-S, smektit ve klorit oluşturmaktadır (28 örnek : Ek çizelge B10). En bol bulunan smektiti bolluk sırasına göre kaolinit ve I-S izlenmektedir (Çizelge 3.33). Klorit ve smektit hem frekans hem de ortalama bakımından oldukça düşük bir yüzdeye sahiptirler.

Birimde en yaygın gözlenen kil mineral parajenezlerini İllit + I-S (Şekil 3.52a) ve I + I-S + kaolinit (Şekil 3.52b) oluşturmaktadır. İllit + smektit + I-S ± klorit ± kaolinit (Şekil 3.52c) ve illit ± klorit parajenezleri daha az gözlenmektedir. Ayrıca illit veya kaolinitten oluşan saf kil fraksiyonlar da saptanmıştır (Şekil 3.52d). Formasyondaki I-S'lerin süperlatis ve glikollü çekimde gözlenen 13 Å piklerinin Gümüşali formasyonundakilere göre daha iyi gelişmiş olması (Şekil 3.52a), bu formasyondaki I-S'lerin daha iyi düzenlenme derecesine sahip olduklarını göstermektedir. I-S aratabakalılarının % illit ve smektit içerikleri % 75-70 ve % 25-30 olarak saptanmıştır. Bu değerler formasyonun alttaki Devoniyen yaşlı formasyonlara göre daha yüksek smektit içerikli I-S karışık tabakalarına sahip olduğunu göstermektedir. I-S aratabakalılarının yanı sıra az veya çok saf illitler de yer almaktadır. İllitin az olduğu durumlarda I-S pikleri illit piklerini maskeleyen (Şekil 3.52a), saf illitin daha çok olduğu durumlarda I-S' in (002) piki 10 Å' a doğru kaymakta, glikollü çekimde ise 9.5 Å yakınındaki pik şiddeti 12 Å yakınındaki pike göre daha şiddetli olmaktadır. Tufanbeyli ve Sarız bölgesinde gözlenen düzenli I-S' lerin yanı sıra Saimbeyli bölgesinde ender de olsa düzensiz aratabakalanmalı türler de yer almaktadır (Şekil 3.52b). Buradaki I-S' in süperlatis pikinin gözlenmemesi ve daha da önemlisi glikollü çekimde 10 Å ile 17 Å arasında pik vermemesi bunun düzensiz aratabakalanmaya sahip olduğuna işaret etmektedir. Bazı örneklerde I-S' in yanı sıra bol miktarda smektitin yer aldığı (Şekil 3.52c), bazı örneklerde ise I-S ve smektitlerin hiç gözlenmeyip tümüyle illitlerin bulunduğu gözlenmiştir. Bu farklılık birimin yanal yöndeki fasiyes değişiminden, diğer bir ifadeyle beslenme rejimi farklılığından ileri gelmektedir. Tufanbeyli ve Sarız yörelerinde detritik malzeme getirimi fazla değilken, Saimbeyli yöresinde büyük ölçüde detritik muskovit getirimi söz konusudur.



Şekil 3.52. Ziyarettepe formasyonu X-ışınları kır difraktogramları, a. illit + I-S, b. illit + I-S + kaolinit c. illit + I-S + smektit ± klorit/kaolinit, d. kaolinit

Tufanbeyli bölgesindeki illitler normal ve glükollü çekimlere ait şiddet oranları ve pik genişliklerine göre (Eberl ve Velde, 1989) yaklaşık % 5 smektit tabakası içerir iken, Saimbeyli bölgesindeki illit örneği % 2 gibi düşük bir smektit yüzdesine sahiptir. Saf kaolinitler normal ve glükollü çekimde eşit şiddette pik vermekte, fırınlı çekimlerinde ise pik şiddeti büyük ölçüde düşmekte veya tümüyle yıkılmaktadır (Şekil 3.52d).

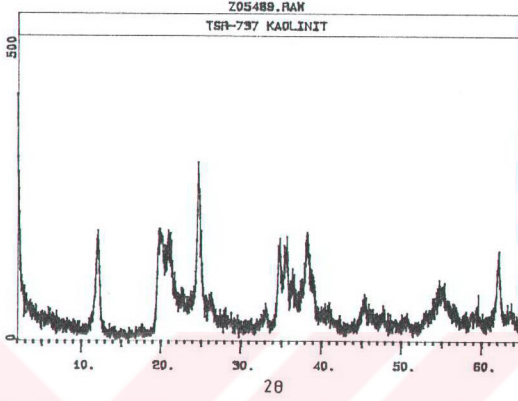
Tufanbeyli bölgesine ait illit "kristalinite" ölçümü üç örnekte (TTB-1079, 1085 ve 1087) yapılmış ve 0.79-0.95 ( $\Delta 2\theta^\circ$ ) gibi diyajenetik değerler elde edilmiştir (Çizelge 3.35). Saimbeyli yöresinden ise 4 örneğin (TSM-844, 846, 850 ve 851) illit "kristalinite" değerleri ölçülmüştür. Örneklerden yalnızca birisi (TSM-851) 0.83 ( $\Delta 2\theta^\circ$ ) şeklinde formasyonun gerçek durumuna yakın diyajenetik değere sahip iken, diğerleri tümüyle ankizon bölgesini temsil eden değerler (0.31-0.35  $\Delta 2\theta^\circ$ ) sunmaktadır. Bu farklılık örneklerin karbonatlı olması nedeniyle kil fraksiyonu zenginleştirilmesinde asitleme yapılmasından kaynaklanmaktadır.

İllitlerin  $b_0$ -parametresi değerleri 9.007-9.037 Å gibi geniş bir aralığı temsil etmektedir. İllitlerin politip incelemeleri ise bunların % 53-55 arasında 2M1 içeren 2M1 ve 1Md politiplerinden oluştuğunu ortaya koymuştur. İllitlerin yanı sıra bir örnekte (TSR-532) I-S' in de  $b_0$ -değeri ölçülmüştür (9.013 Å).

Kaolinitlerin politip incelemesinde (Bailey, 1988a) bunların 3.84, 3.37, 2.29 ve 1.619 Å piklerinin gözlenmesi göz önüne alınarak tümüyle kaolinit politipine sahip oldukları belirlenmiştir (Şekil 3.53). Kaolinitin kristallik derecesi (Hinckley, 1963; Brauckmann ve Füchtbauer, 1983) iyi olarak değerlendirilebilir. Kaolinitin çok geniş bir zaman aralığında oluşmaması, diğer bir ifadeyle alttaki ve üstteki formasyonlarda da ölçülebilir boyutlarda kaolinitlerin olmaması derinliğe göre "kristalinite" derecesi değişiminin belirlenmesine olanak vermemektedir.

Çizelge 3.35. Ziyarettepe formasyonuna ait kristalinite,  $b_0$  ve politipi değerleri

ÖRNEK NO	KI-N	KI-G	WI-N	WI-G	002/001	d(060)-I	$b_0$ -I	% 2M1
TSM-844	0.31	0.26	5.43	5.84	0.54	1.5018	9.011	53
TSM-846	0.31	0.28	5.31	5.68	0.69	1.5011	9.007	53
TSM-850	0.35	0.34	3.67	4.10	0.79	1.5033	9.020	55
TSM-851	0.83	0.65	2.15	2.41	0.76	1.5062	9.037	
TTB-1079	0.95	0.90	1.29	1.30	0.50			
TTB-1085	0.80	0.61	1.75	2.68	0.55			
TTB-1087	0.79	0.78	1.86	2.48	0.50			



Şekil 3.53. Ziyarettepe formasyonu kaolinitlerinin X-ışınları toz difraktogramı.

### 3.2.10.3. Organik madde incelemeleri

Bol organik maddeli şeyller içeren formasyondaki 6 örnek üzerinde TS ve TOC, 4 örnekte de organik madde yansımaları ölçümleri gerçekleştirilmiştir (Çizelge 3.36). Özellikle Sarız yöresinden alınan TSR- simgeli örneklerde TOC ve TS içeriklerinin daha yüksek olduğu göze çarpmaktadır. TOC değerlerine paralel olarak TS içeriklerinin de artması sülfürlerin organik maddenin yer aldığı indirgen ortam ürünü pirit ve kalkopirit gibi minerallerden kaynaklandığını düşündürmektedir. Buna karşın Saimbeyli yöresini temsil eden TSM- simgeli örnekler daha düşük TOC ve TS değerleri sunmaktadır. Karasal kökenli odunsu maddeleri temsil eden vitrinitlerin yanı sıra düşük dereceli yansımaya, buna karşın daha yüksek floresans özelliğine sahip denizel kökenli liptinitlerin birlikte gözlenmesi ortamın geçiş ortamı olabileceğini düşündürmektedir. Vitrinit yansıma değerlerine göre formasyondaki organik maddeli şeyller yarı-bitümlü kömür ile yüksek uçuculu bitümlü kömür evresindeki kömürleşme derecesine sahiptir.

Çizelge 3.36. Ziyarettepe formasyonuna ait örneklerin organik madde çözümleme sonuçları (%)

Örn. No	TS	TOC	Vitrinit			Liptinit		
			Rm (V)	n	S.S.	Rm (L)	n	S.S.
TSR-525	2.360	1.693	1.004	70		0.495	76	
TSR-528	2.110	2.537	0.762	5	0.134	0.250	12	0.064
TSR-550	1.960	3.192	0.554	5	0.097	0.260	3	0.042
TSR-737	0.017	0.423						
TSM-846	0.022	0.367	0.940	2				
TSM-851	0.029	1.436	0.990	16	0.099	0.200	1	

### 3.2.10.4. DTA-TGA incelemeleri

Formasyona ait bir adet saf kaolinit (TSR-548) ve bir adet de kaolinitin yanı sıra az miktarda illit ve I-S içeren örnek üzerinde (TSR-350) DTA ve TGA incelemesi yapılmıştır (bkz. Şekil 3.37).

TSR-548 nolu kaolinit örneği 57 °C de (10-120 °C) geniş ve yayvan, 125 °C de küçük olmak üzere adsorbe suyun atılmasına karşılık gelen endotermik piklere sahiptir. 537 °C (468-586 °C) de ise OH-tipi kristal suyun atılmasına karşılık gelen daha keskin bir endotermik pik sunmaktadır. Kaolinit örneğinin 600 °C den düşük derecede endotermik pik vermesinin nedeni kristalinitesi ile de ilişkilidir. Bilindiği gibi kristalinitesi yüksek olan kaolinitler 600 °C yi aşan endotermik pikler de verebilmektedir (Paterson ve Swaffield, 1987). TSR-548 nolu kaolinit örneğinin TGA verisinde ise 450-600 °C arasında % 10 a ulaşan önemli bir kütle kaybı söz konusudur. 600 °C den sonra toplam kütle kaybı % 15 civarındadır.

TSR-350 nolu örneğin DTA ve TGA eğrileri yukarıda bahsedilen kaolinite büyük benzerlik göstermektedir. Örnek 62 °C de (9-205 °C) adsorbe suyun atılmasına karşılık gelen endotermik pik, daha sonra 529 °C de (474-581 °C) belirgin ve 650-700 °C arasında oldukça geniş ve yayvan olmak üzere iki endotermik pik vermektedir. Yüksek sıcaklıktaki geniş endotermik pik kil fraksiyonunda da gözlemlendiği gibi illit ve I-S minerallerine aittir. TGA eğrisinde ise toplam kütle kaybı kaolinitinkine ile aynı olmakla birlikte maksimum kütle kaybının gözlemlendiği sıcaklık aralığı (350-600 °C) saf kaolinitinkine göre daha geniştir.

### 3.2.11. Yığıltepe formasyonu

#### 3.2.11.1. Optik mikroskop incelemeleri

Formasyonun ana litolojisini oluşturan karbonatlı kayaçlarında kalsit ve dolomitin yanı sıra kuvars/kalsedon, feldispat, muskovit ve opak mineraller saptanmıştır (Ek çizelge A11). Çoğunlukla spartik (spartit, dolospartit, oospartit, biyospartit, intrabiyospartit, çörtlü biyointraspartit, fosilli spartit, oolitle spartit, dolomitik spartit, intraklastlı biyospartit, litoklastlı biyospartit) ve daha az da mikrospartitik (mikrospartit, biyomikrospartit, fosilli mikrospartit, intrabiyomikrospartit, intraklastlı biyomikrospartit, intraklastlı dolomikrospartit, litoklastlı biyomikrospartit) dokulu kireçtaşları Ziyarettepe formasyonundakilere göre daha az dolomit ve ekstraklast içermektedir. Kalsedonik kuvars veya çört yumruları içermeleri de, alt ve üstteki benzer görünümlü kireçtaşlarından ayırt edilmelerini sağlayabilmektedir. Allokemleri bol miktardaki fosillerin (özellikle Mizzia sp. türü algler) yanı sıra intraklast ve bazen de oolitle oluşturmaktadır. İntraklastlar mikritik dokulu olup az köşeli elipsoidal şekillerdedir. Spartitik bir bağlayıcı içerisinde yer alan



oolitler çoğunlukla yuvarlağımsı ve daha az da elipsoidal şekilli olarak gözlenmekte ve çekirdeklerindeki intraklast, kalsit ve yer yer de fosil parçacıklarını saran mikritik dokulu konsantrik lamellerin sayısı azdır.

Sarız bölgesi (Değirmendere) ile Tufanbeyli ve Sarız arasında da (Kan geçidi) gözleendiğı gibi formasyon organik maddece zengin şeyller içermektedir. Bu seviyelerdeki kireçtaşlarının bol miktarda organik madde ve pirit içerdikleri gözlenmiştir (Şekil 3.54). Fay zonlarına yakın veya kıvrımlı bölgelerdeki karbonatlı kayaçların oldukça breşik bir dokunun yanı sıra yaygın kalsit dolgulu damarlar içerdığı de gözlenmektedir.

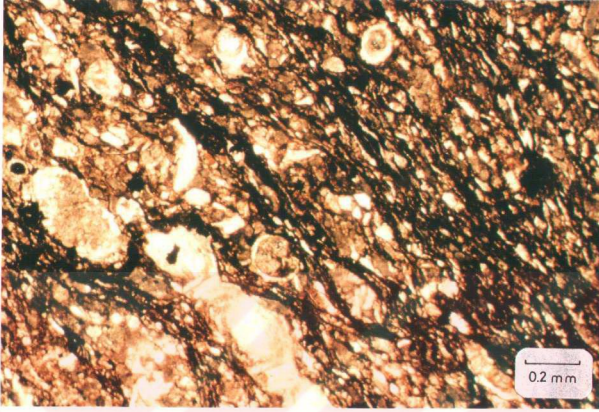
### 3.2.11.2. X-ışınları incelemeleri

Formasyondaki kayaçların ana bileşenlerini kalsit, dolomit ve kil minerallerinin yanı sıra daha az kuvars, feldispat ve jips oluşturmaktadır (66 örnek : Ek çizelge B11). Kalsit bulunuş frekansı ve ortalama bakımından en yüksek yüzdeye sahip mineraldir (Çizelge 3.37). Kuvars frekansı yüksek olmakla birlikte genel ortalaması dolomit ve kil minerallerinden daha düşüktür. Jips organik madde içeren seviyede belirlenmiştir.

Çizelge 3.37. Yığıltepe formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerdendirilmeleri (%)

Mineral	Bulunuş Frekansı	En az	En çok	Ortalama	Genel Ortalama
Kalsit	100	2	100	80	80
Dolomit	32	1	92	26	8
Kuvars	69	1	83	4	3
Feldispat	6	3	7	5	1
Kil	47	8	75	37	8
İllit	100	15	90	47	47
Kaolinit	58	5	15	8	4
I-S	100	10	70	49	49

Dolomitlerin 2.886-2.907 Å arasında değışen (104) Å değeri (Çizelge 3.38) yaklaşık % 43-50 MgCO<sub>3</sub> biçiminde geniş bir kimyasal bileşim aralığına karşılık gelmektedir (Goldsmith ve Graf, 1958a). MgCO<sub>3</sub> içeriğı düşük olan TSR-69 nolu örnek kalsit+dolomit parajenez sunmakta ve kalsit miktarı dolomitten çok fazla olmaktadır. d(104) Å değeri düşük olan diğer üç örnek ise hemen hemen tümüyle dolomitten oluşmaktadır. Bu veriler dolomitin MgCO<sub>3</sub> içeriğinin parajenzle de ilişkili olabileceğini düşündürmektedir. Goldsmith ve Graf (1958b) tarafından verilen XRD verilerine göre de ideal dolomit özelliğı sergilemektedir.



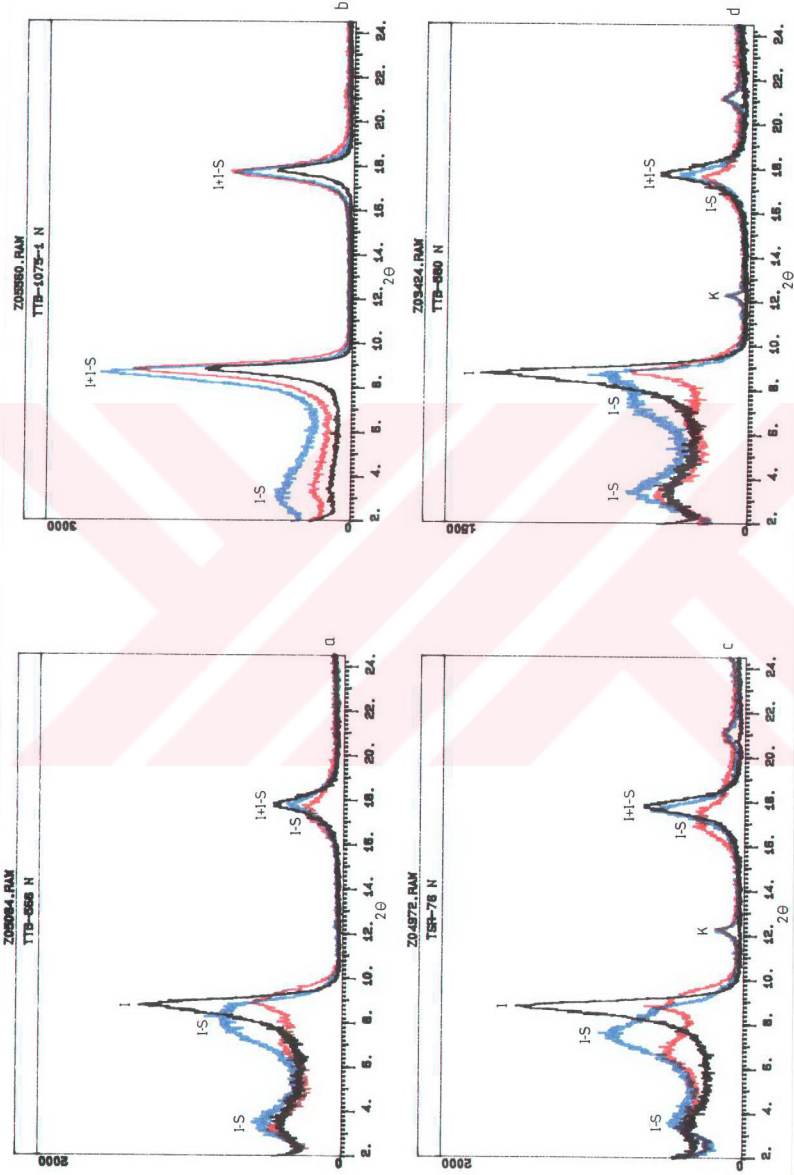
Şekil 3.54. Yığıltepe formasyonu kireçtaşlarında mikrolaminasyonlu organik madde ve piritler (tek nikol, örnek no:TSR-1072).

Çizelge 3.38. Yığıltepe formasyonu dolomitlerinde d(104) yansıması ara değeri ve yarı yükseklikteki genişlikleri

Örnek No	d (104) Å	( $\Delta 2\theta^\circ$ )	Örnek No	d (104) Å	( $\Delta 2\theta^\circ$ )
TSR-69	2.907	0.20	TTB-411	2.886	0.26
TTB-370	2.886	0.31	TSM-857	2.887	0.37

Birimde I-S, illit ve kaolinit mineralleri belirlenmiştir (12 örnek : Ek çizelge B11). En bol gözlenen kil minerali I-S olup, bunu illit izlemektedir (Çizelge 3.37) . Kaolinit ise düşük frekansı ve ortalaması ile en düşük yüzdeye sahiptir.

En yaygın gözlenen kil mineral parajenezleri I-S + illit ve I-S + illit + kaolinittir (Şekil 3.55). İllitin az olduğu durumlarda pikleri çoğunlukla I-S tarafından maskelenmiş olmakla birlikte (Şekil 3.55a), illiti biraz fazla içeren örneklerdeki illit pikleri hem normal çekimde (Şekil 3.55b) hem de glikollü çekimde (Şekil 3.55c) ayırt edilebilmektedir. I-S iyi düzenlenme derecesine sahiptirler (Şekil 3.55d). I-S aratabakalllarına ait iki örnekte 70 I ve 30 S, üç örnekte 75 I ve 25 S diğer iki örnekte ise 80 I ve 20 S ölçülmüş ve sonuçta ortalama % 75 I ve % 25 S içeriği belirlenmiştir.



Şekil 3.55. Yığıltepe formasyonuna ait X-ışınları kil difraktogramları, a. ve b. illit + I-S, c. ve d. illit + I-S + kaolinit

### 3.2.11.3. Organik madde incelemeleri

Bol organik madde içeren şeyllerden oluşan 5 örnek üzerinde TS ve TOC, 2 örnekte de organik madde yansımaları ölçümleri gerçekleştirilmiştir (Çizelge 3.39). Ziyarettepe formasyonundakine benzer şekilde karasal kökenli odunsu maddeleri temsil eden vitrinitlerin yanı sıra düşük dereceli yansımaya ve buna karşın daha yüksek floresans özelliğine sahip denizel kökenli liptinitlerin birlikte gözlenmesi ortamın geçiş ortamı olabileceğini düşündürmektedir. Vitrinit yansımaları değerlerine göre formasyondaki organik maddeli şeyller yarı-bitümlü kömür ile yüksek uçuculu bitümlü kömür evresindeki kömürleşme derecesini yansıtmaktadırlar.

Bölgedeki Yığıltepe formasyonuna ait kömürlü seviyelerde daha öncede Karayığıti ve Akdağ (1992) tarafından bu çalışmadakilerden farklı yerlerden alınan iki adet kömür örneği üzerinde vitrinit (vitrinit-A : telokollinit) ve vitrinit-B : desmokollinit) yansımaları ölçümleri yapılmış ve % 0.55-0.70 arasında ortalama Rm değerleri elde edilmiştir. Ancak, yazarlar düşük yansımaya ve yüksek floresans özelliği gösteren liptinitlerden bahsetmemişlerdir.

Çizelge 3.39. Yığıltepe formasyonuna ait örneklerin organik madde çözümü sonuçları (%)

Örn. No	TS	TOC	Vitrinit			Liptinit		
			Rm (V)	n	S.S.	Rm (L)	n	S.S.
TSR-561	4.070	11.800	0.443	4	0.020	0.265	11	0.057
TSR-566	2.490	7.512						
TSR-570	0.556	2.103						
TSR-575	4.430	3.275						
TSR-576	3.430	8.909	0.557	3	0.065	0.258	110	0.065

### 3.2.12. Katarası formasyonu

#### 3.2.12.1. Optik mikroskop incelemeleri

Ek çizelge A12 de mineralojik bileşimleri ayrıntılı olarak verilen kayaçlar bölgenin Sarız ve Tufanbeyli yörelerini kapsayan kuzey ve orta kesimlerinde önemli bir farklılık göstermemekte, en önemli farklılık Saimbeyli yöresinde, ayrıca Permian-Triyas geçişinde ortaya çıkmaktadır.

Sarız ilçesinin kuzeyindeki Yağoluğu dere (Kıskaçlı köyü) formasyon tümüyle karbonat kayaçlardan oluşmaktadır. Dolomit içeriği bakımından zengin olan bu kayaçlar çoğunlukla sparit (dolosparit, fosilli dolomitli sparit, dolomitli intraklastlı sparit, sparit) daha az da mikrosparit (mikrosparit, fosilli mikrosparit, fosilli dolomitli mikrosparit) dokuludur. Dolomit ve kalsitten oluşan karbonat mineralleri dışında herhangi bir mineral

içermemeleri ve çok az allokem içeriğine sahip olmaları ile diğer bölgelerdekinden ayrılmaktadır. Formasyonda alttaki ve üstteki birimlere göre dolomitli spartitlerin veya dolospartitlerin ortaya çıkması veya dolomit miktarının artış göstermesi bu yöre için Yiğiltepe ve Katarası formasyonlarının ayırt edilmesinde, diğer bir ifadeyle Permiyen-Triyas geçişinin belirlenmesinde bir belirteç konumundadır.

Sarız kuzeybatısındaki Değirmendere' de yüzeyleyen karbonat kayaçlarda Yağoluğu deredekilerden farklı olarak dolomit hiç gözlenmemekte ve allokem içeriği yüksek spartitlerin (intrabiyospartit) yanı sıra mikritler de (fosilli mikrit, dismikrit) yer almaktadır. Burada alttaki Yiğiltepe formasyonuna göre herhangi bir mineralojik farklılık gözlenmemekte, yalnızca mikritler ortaya çıkmaktadır.

Tufanbeyli kuzeyindeki Kayapınar köyü güneyindeki karbonat kayaçları alt seviyelerde mikrosparitik (litomikrosparit, intraklastlı mikrosparit) orta seviyelerde spartitik (dolomitik spartit, intraklastlı spartit, intraspartit, fosilli intraspartit, litoklastlı biyointraspartit) üst seviyelerde ise mikritik (fosilli mikrit, intraklastlı fosilli mikrit) doku bakımından daha zengindirler. Kuzeydekilere göre daha yaygın kalsit dolgulu damarlar içeren karbonat kayaçlarının ekstraklast (kuvars, plajiyoklaz, muskovit, klorit, biyotit, opak mineral) içerikleri daha fazladır.

Tufanbeyli doğusunda yer alan Polatpınar köyü kuzeyindeki karbonat kayaçları genellikle spartitik (spartit, litospartit, oospartit, intrabiyospartit, dolomitli litospartit, fosilli spartit, fosilli intraspartit, litoklastlı biyospartit) daha az mikrosparitik (mikrosparit, fosilli mikrosparit, intraklastlı mikrosparit) ve ender olarak da mikritik bileşimdedir. Formasyonun alt sınırında dolomitli kireçtaşının yer alması (dolomitli litospartit) Kıskaçlı köyündekine benzer şekilde dolomitin formasyonun alt sınırı için ölçüt olabileceğine işaret etmektedir. Yöredeki kayaçlardaki ekstraklastlar kuzeydekilere göre biraz daha fazladır.

Saimbeyli yöresindeki karbonat kayaçların ekstraklast içeriğinin kuzeydekilere göre çok daha fazla oluşu ile dikkati çekmektedir. Diğer taraftan, bu yörede yüzeyleyen birimler kuzeydekiler gibi tümüyle karbonat kayaçlardan oluşmamakta, mikali kuvars arenit ve karbonatlı subarkoz olarak adlandırılan kırıntılı kayaçlar da bulunmaktadır. Kırıntılı kayaçların ana bileşenlerini kuvars ve daha az da feldispat oluşturmakta, bunların yanısıra muskovit, biyotit, klorit, hornblend, titanit, turmalin, zirkon ve opak mineraller de gözlenmektedir. Kuzeydekilere göre ekstraklastların yanı sıra mikritik (dismikrit, litoklastlı intramikrit) kireçtaşlarını daha fazla içermektedir. Spartitik-mikrosparitik kireçtaşları da (spartit,dolospartit, biyospartit, litoklastlı biyospartit, mikrosparit, fosilli mikrosparit, litoklastlı biyomikrosparit ve dolomitli mikrosparit) gözlenmektedir. Saimbeyli doğusunda formasyon aynı yörede birbirine yakın ölçekte bile önemli yanall fasiyes değişimi

göstermektedir. Bu yanal değişim litolojilere kırıntılı bileşenlerin ve dolomitin miktarındaki farklılıklar şeklinde yansımaktadır. Ayrıca, Permian Triyas geçişi açısından da farklılık gözlenmektedir. Formasyon Sarız ve Tufanbeyli' dekilere benzer şekilde dolomitli kireçtaşı ile başlamakta, diğerinde ise mikalı kuvars arenit olarak adlandırılan kırıntılı kayalarla başlamaktadır.

### 3.2.12.2. X-ışınları incelemeleri

Birimde başlıca kalsit, dolomit, kuvars, feldispat ve kil mineralleri belirlenmiştir (113 örnek:Ek çizelge B12). Kalsit ve kil mineralleri en bol gözlenen mineralleri olup bunları dolomit, kuvars ve feldispat izlemektedir (Çizelge 3.40).

Çizelge 3.40. Katarası formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%)

Mineral	Frekans	En az	En çok	Ortalama	Genel Ortalama
Kalsit	97	2	100	68	66
Dolomit	29	1	96	23	7
Kuvars	82	1	65	6	5
Feldispat	19	3	14	5	1
Kil	59	7	83	36	21
İllit	100	30	100	56	56
Klorit	17	5	30	16	2
Kaolinit	54	5	30	14	7
I-S	66	10	65	44	29
C-V	27	10	30	15	4
S	7	15	30	23	2

Formasyonda kalsit ve kil minerallerinden sonra önemli bir yüzeyi oluşturan dolomitlerin  $d(104)$  Å pik değerleri 2.887-2.893 Å arasında değişmekte olup (Çizelge 3.41), bu değerler de dolomitlerdeki  $MgCO_3$  içeriklerinin yaklaşık % 47.5-49.5 (Goldsmith ve Graf, 1958a) olduğunu, diğer bir ifadeyle ideal dolomite yakın bir özellik sunduğunu göstermektedir. Nitekim, saf yakın dolomit içeren kayalardaki dolomitlerin  $2\theta = 32-38^\circ$  ile  $65-72^\circ$  arasındaki çekimlerdeki piklerinin konumu da (Goldsmith ve Graf, 1958b) ideal dolomiti yansıtmaktadır.

Çizelge 3.41. Katarası formasyonu dolomitlerinde  $d(104)$  yansımaları ara değeri ve yarı yükseklikteki genişlikleri

Örnek No	$d(104)$ Å	$\Delta 2\theta^\circ$	Örnek No	$d(104)$ Å	$\Delta 2\theta^\circ$
TSR-362	2.893	0.29	TSM-866	2.887	0.36
TSR-363	2.889	0.38	TSM-868	2.887	0.36
TTB-374	2.893	0.25			

Birimdeki kil fraksiyonu çözümlenmelerine göre (41 örnek) illit, I-S, kaolinit, klorit, C-V ve smektit mineralleri belirlenmiştir (Ek çizelge B12). İllit ve I-S, hem bulunuş frekansı hem de ortalama bakımından en yüksek yüzdeyi oluşturmaktadırlar (Çizelge 3.40). Bu mineralleri bolluk sırasına göre kaolinit, C-V, klorit ve smektit izlenmektedir. Smektit yalnızca üç örnekte belirlenmiştir.

Birimdeki en yaygın kil mineral parajenezini illit + I-S + kaolinit (Şekil 3.56a ve b) oluşturmakta, bunun yanı sıra illit + smektit + I-S (Şekil 3.56c), illit + C-V (Şekil 3.56d), illit + I-S + C-V + smektit ve yalnızca illitten oluşan parajenezler de gözlenmektedir.

Ziyarettepe ve Yığıltepe formasyonlarındakilere benzer şekilde I-S' lerin düzenlenme derecesinin iyi olduğu belirlenmiştir (Şekil 3.56a). İllitlerin fazla olduğu örneklerde illit ve I-S aratabakalısına ait piklerin karışması ile normal çekimde illitlerin 10 Å pikinden 14 Å' a doğru şiddeti azalan asimetrik bir pik gözlenmektedir (Şekil 3.56b). Bu pik glikollü çekimde 12.5 ve 9.5-10 Å' a ayrılmaktadır. 9.5-10 Å daki pik hem illite ait 10 Å hem de I-S' e ait 9.5 Å piklerinin birleşimi olması nedeniyle 12.5 Å daki pike göre daha şiddetlidir. I-S aratabakalılarının % illit ve % smektit içerikleri sırasıyla %70-80 ve % 30-20 arasında değişmektedir.

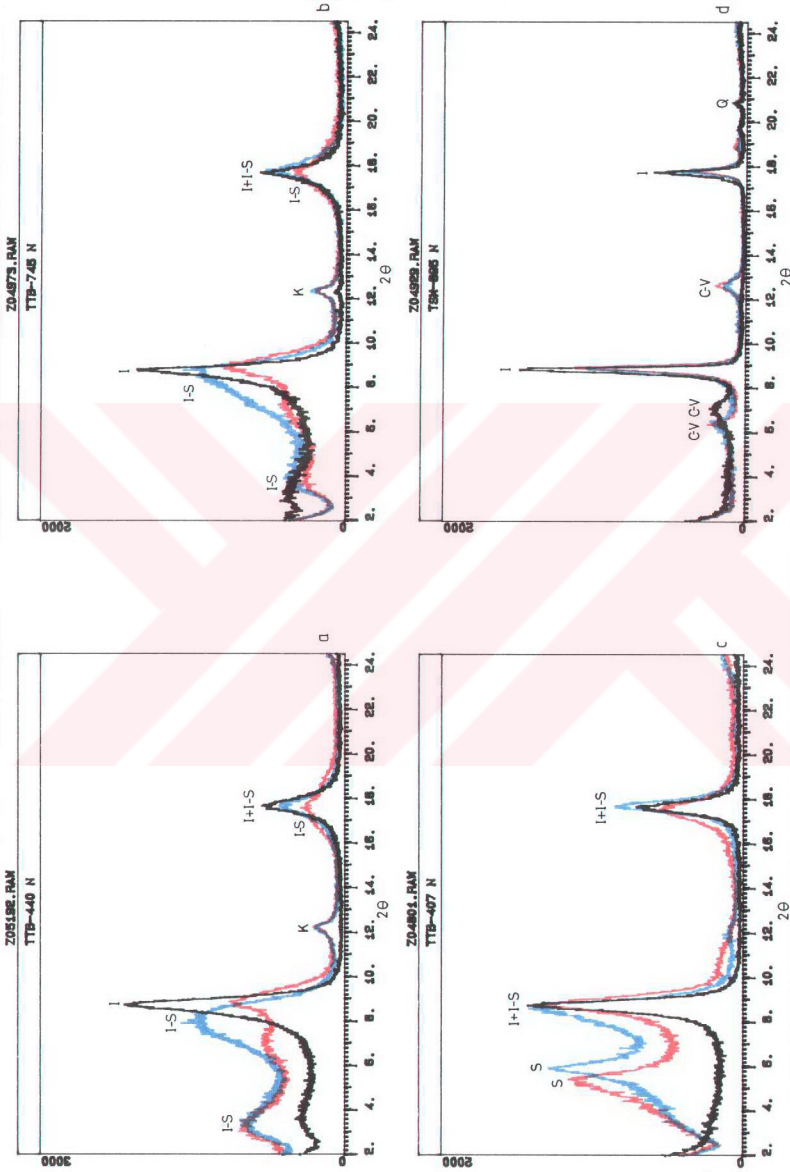
Saimbeyli yöresinde gözlenen iki örnekte 0.51 ve 0.60  $\Delta 2\theta^\circ$  olarak ölçülen illit "kristalinite" değerleri (Çizelge 3.42) diyajenetik bölgeyi temsil etmekle birlikte detritik kökenli illitlerin fazla olması nedeniyle formasyonun diyajenetik değerine göre daha yüksek kristallik derecesini yansıtmaktadır. Gerek  $b_0$ -parametrelerinin (9.024 ve 9.031 Å) ve gerekse % 2M1/(2M1+1Md) oranının yüksek olması (% 55-62) illitlerin detritik olduğuna işaret etmektedir.

Çizelge 3.42. Katarası formasyonuna ait kristalinite,  $b_0$  ve politipi değerleri

ÖRNEK NO	KI-N	KI-G	WI-N	WI-G	002/001 d(060)-I	$b_0$ -I	% 2M1	Litoloji	
TSM-882	0.51	0.46	2.56	4.84	0.59	1.5052	9.031	55	Kiltaşı
TSM-888	0.62	0.57	2.20	2.69	0.61	1.5040	9.024	62	Marn

### 3.2.12.3. Organik madde incelemeleri

Formasyondaki 8 örnek üzerinde TS ve TOC incelemesi yapılmış ve TOC içeriği en yüksek olan bir örnekte organik madde yansması ölçümleri yapılmıştır (Çizelge 3.43). Formasyondaki vitrinitlerin yansması ortalama  $R_m = \% 0.788$  olup yüksek uçuculu bitümlü kömür evresini yansıtmaktadır.



Şekil 3.56. Katarası formasyonuna ait X-ışınları kil difraktogramları, a. ve b. illit + I-S + kaolinit, c. illit + smektit + I-S, d. illit + C-V



Çizelge 3.43. Katarası formasyonuna ait örneklerin organik madde çözümleme sonuçları (%)

Örnek No	TS	TOC	Rm	n	S.S.
TTB-378	0.021	0.218			
TTB-442	0.101	0.767			
TTB-447	0.032	1.117			
TTB-451	0.326	1.440	0.788	6	0.095
TSM-862	0.003	0.305			
TSM-875	0.007	0.259			
TSM-881	0.015	0.086			
TSM-896	0.012	0.331			

### 3.2.13. Ayvat formasyonu

#### 3.2.13.1. Optik mikroskop incelemeleri

Birindeki karbonatlı kayalar başlıca kalsit, dolomit ve kuvarstan oluşmaktadır (Ek çizelge A13). Genelde mikritik olup, az miktarda mikrosparitik (mikrosparit, biyointramikrosparit) dokulu kireçtaşları da yer almaktadır. Dolomitler tümüyle sparitik (dolosparit, dolomitli intrasparit) dokuludurlar. Allokem içeriği formasyon bazında düşük olup birkaç örnekle sınırlı kalmaktadır.

#### 3.2.13.2. X-ışınları incelemeleri

16 adet örnekteki çözümlenmeler sonucu karbonat mineralleri (kalsit, dolomit), kuvars ve kil mineralleri belirlenmiştir (Ek çizelge B13). Kalsit frekans ve ortalama bakımından en yüksek değere sahiptir (Çizelge 3.44). Kuvarsin frekansı dolomit ve kil minerallerinden yüksek olmakla birlikte genel ortalama bakımından düşüktür.

Bir örnekte (TTB-403) dolomitin  $d(104) \text{ \AA}$  pik değeri (2.886) ve bu pikin yarı yükseklikteki pik genişliği ( $0.27 \Delta 2\theta^\circ$ ) ölçülmüştür. Buna göre dolomitin  $\text{MgCO}_3$  içeriğinin yaklaşık % 50 olması, ideal dolomit bileşiminde olduğunu göstermektedir (Goldsmith ve Graf, 1958a). Diğer taraftan, aynı örneğe ait dolomitin  $2\theta = 32-38^\circ$  ile  $65-72^\circ$  arasındaki çekimlerde (Goldsmith ve Graf, 1958b) ideal dolomite işaret etmektedir.

Çizelge 3.44. Ayvat formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%)

Mineral	Frekans	En az	En çok	Ortalama	Genel Ortalama
Kalsit	100	2	100	81	81
Dolomit	19	15	98	71	13
Kuvars	56	1	3	2	1
Kil	19	23	34	27	5
İllit	100	30	35	33	34
Kaolinit	100	30	35	33	33
I-S	100	30	35	33	33

Killi kireçtaşlarından oluşan 3 örnek üzerinde yapılan çözümlenmeler, bunların başlıca illit, I-S ve kaolinit içerdiklerini ortaya koymuştur (Ek çizelge B13). Bu minerallerin istatistiksel sonuçlarına göre (Çizelge 3.44), kil mineralleri hemen hemen eşit miktarda bulunmaktadır. Kil mineral parajenezi tümüyle illit + I-S + kaolinitten oluşmaktadır (Şekil 3.57). I-S lerin 13 Å ve özellikle süperlatis piklerinin belirgin olması düzenlenme derecesinin iyi olduğunu göstermektedir. I-S lerin I ve S oranları sırasıyla % 70 ve 30 olarak belirlenmiştir.

### 3.2.13.3. Organik madde incelemeleri

Formasyona ait bir killi kireçtaşı örneği üzerinde organik madde incelemeleri yapılmıştır (Çizelge 3.45). Formasyondaki vitrinitlerin yansımata ortalama  $R_m = \% 0.823$  olup, yüksek uçuculu bitümlü kömür evresini yansıtmaktadır.

Çizelge 3.45. Ayvat formasyonuna ait örneklerin organik madde çözümleme sonuçları (%)

Örnek No	TS	TOC	R <sub>m</sub>	n	S.S.
TSR-103	0.100	0.714	0.823	3	0.049

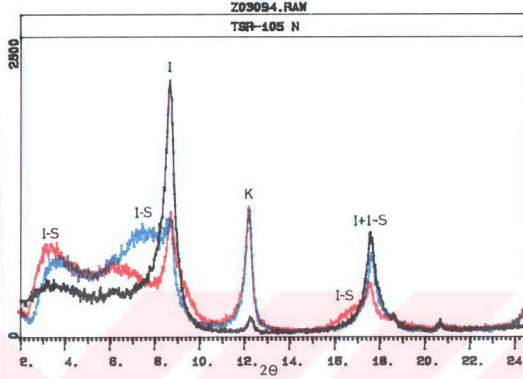
### 3.2.14. Köroğlutepe formasyonu

#### 3.2.14.1. Optik mikroskop incelemeleri

Kireçtaşı ve dolomitler genellikle kalsit ve/veya dolomit şeklinde tekdüze bir mineralojik bileşime sahip olup, ancak birkaç örnekte ekstrakt (kuvars, plajiyoklaz, muskovit, klorit) içerdikleri belirlenmiştir (Çizelge A14).

Kireçtaşları bölgesel açıdan önemli bir dokusal farklılık sunmamaktadır. Mikritik kireçtaşlarının (mikrit, dismikrit, biyomikrit, fosilli mikrit, intramikrit, intrabiyomikrit, fosilli intramikrit, oomikrit, pelmikrit) yanı sıra mikrosparitik (mikrosparit, biyomikrosparit, intrabiyomikrosparit, intraklastlı mikrosparit, intraklastlı biyomikrosparit, fosilli mikrosparit, fosilli intramikrosparit, dolomitik mikrosparit, dolomitik intramikrosparit) ve spartitik (spartit, intraspartit, oointraspartit, biyointraspartit, intrabiyospartit, litoklastlı spartit, intraklastlı oospartit, fosilli intraspartit) kireçtaşları da yer almaktadır.

Karbonat kayaçlarında ender de olsa otijenik klorit oluşumu gözlenmiştir (Şekil 3.58). Buradaki klorit oluşumları koyu yeşilimsi canlı girişim renkli ve lifsi-iğnemsiz görünüme sahip Paleozoyik' yaşlı kireçtaşı ve metakireçtaşlarından oldukça farklıdır. Formasyona ait kireçtaşları genellikle, mikritik doku göstermesi ve yaygın kalsit dolgulu damarlar içermesi ile Paleozoyik yaşlı diğer kireçtaşlarından ayırt edilmektedir.



Şekil 3.57. Ayvat formasyonuna ait X-ışınları kil difraktogramı, illit + I-S + kaolinit.

Dolomitler tümüyle iri sparitik dokuya sahiptirler. Dolomitlerin Jura' nın alt ve üst kesimlerinde ortaya çıkması Triyas-Jura ve Jura-Kretase devirlerinin ayırt edilmesine olanak sağlamaktadır. Tufanbeyli-Kayapınar köyü arasında gerçekleştirilen tip kesitte, formasyon dolosparit ve dolomitik intramikrosparit türü dolomit ve dolomitik kireçtaşlarıyla başlamaktadır. Dolomitik seviyenin üzerine çoğunlukla mikritik dokuya sahip kireçtaşları gelmekte, Jura' nın en üst kesimlerinde ise yine tümüyle dolosparitlerden oluşan dolomitler yer almaktadır. Alt Kretase' den itibaren yine mikritik kireçtaşları ortaya çıkmakta ve dolomit gözlenmemektedir. Dolomitlerin Triyas-Jura ve Jura-Kretase sınırlarına yakın yerlerde ortaya çıkması Varol ve Magaritz (1992) tarafından da vurgulanmıştır. Yazar dolomitlerin oluşumunun küçük çaplı transgresif ve regresif periyotlar sırasında deniz seviyesinin değişimi ile ilişkili olduğunu ileri sürmüştür. Dolomitlerin Jura için karakteristik oldukları Torosların kuzeyini temsil eden Hekimhan bölgesinde yapılan çalışmalarda da ortaya konulmuştur (Bozkaya ve Yalçın, 1991).

### 3.2.14.2. X-ışınları incelemeleri

Toplam 66 örneğin çözümülemesi yapılmış ve başlıca kalsit, dolomit ve kuvars mineralleri belirlenmiştir (Ek çizelge B14). Kalsit en bol gözlenen mineral olup, bunu düşük frekans ve yüksek ortalamaya sahip dolomit ile çok düşük ortalamaya sahip (% 1) kuvars izlemektedir (Çizelge 3.46).



Şekil 3.58. Koroğlutepe formasyonu kireçtaşlarında otijenik kloritler (çift nikol : örnek no:TSR-90).

Çizelge 3.46. Koroğlutepe formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirmeleri (%)

Mineral	Frekans	En az	En çok	Ortalama	Genel Ortalama
Kalsit	99	1	100	90	89
Dolomit	23	1	99	44	10
Kuvars	20	1	4	1	1
İllit	100	60	100	68	68
I-S	67	10	30	25	17
Klorit/Kaolinit	67	10	40	22	15

Dolomitler  $d(104)$  Å değerlerine göre (Çizelge 3.47) % 49.5-50  $MgCO_3$  içermekte (Goldsmith ve Graf, 1958a) ve ideal dolomite yakın bileşimdedirler. Dolomitlerin  $d(110, 015, 006, 00.12$  ve  $030)$  piklerinin konumu da (Goldsmith ve Graf, 1958b) benzer biçimde ideal dolomit özelliği göstermektedir.

Çizelge 3.47. Koroğlutepe formasyonu dolomitlerinde  $d(104)$  yansıması ara değeri ve yarı yükseklikteki genişlikleri

Örnek No	$d(104)$ Å	$\Delta 20^\circ$	Örnek No	$d(104)$ Å	$\Delta 20^\circ$
TTB-405	2.887	0.29	TTB-657	2.887	0.27
TTB-406	2.886	0.22			

Mikritik kireçtaşlarından oluşan 6 örnek üzerinde XRD-KF çözümlenmesi yapılmış ve başlıca illit, I-S ve klorit/kaolinit türü kil mineralleri belirlenmiştir (Ek çizelge B14). Belirlenen bu minerallerin bolluk sırası illit, I-S ve klorit/kaolinit şeklindedir (Çizelge 3.46). Kil mineral parajenezlerini illit + I-S + klorit/kaolinit, illit + klorit/kaolinit ve tümüyle illit oluşturmaktadır.

### 3.2.15. Yanıktepe formasyonu

#### 3.2.15.1. Optik mikroskop incelemeleri

Formasyondan alınan kireçtaşlarının tümüyle kalsit içerdiği ve sparit (biyosparit), mikrosparit (biyomikrosparit, intramikrosparit, intrabiyomikrosparit, fosilli intramikrosparit, intraklastlı biyomikrosparit) ve mikritten (biyomikrit, fosilli mikrit, intraklastlı biyomikrit) oluştuğu ortaya konulmuştur (Ek çizelge A15). Benzer görünümlü olan Köroğlutepe formasyonuna göre bol fosil içermesiyle ayırt edilmektedir.

#### 3.2.15.2. X-ışınları incelemeleri

Formasyonu oluşturan kireçtaşlarından 18' i üzerinde XRD-TK, iki örnek üzerinde de XRD-KF çözümlenmesi yapılmış (Ek çizelge B15) ve formasyonun eser miktarda gözlenen kuvars dışında tümüyle kalsitten oluştuğu belirlenmiştir (Çizelge 3.48).

Çizelge 3.48. Yanıktepe formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%)

Mineral	Frekans	En az	En çok	Ortalama	Genel Ortalama
Kalsit	100	99	100	100	100
Kuvars	6	1	1	1	±
İllit	100	40	80	60	60
I-S	100	20	30	25	25
Klorit/Kaolinit	50	30	30	30	15

İki adet mikritik kireçtaşından elde edilen kil fraksiyonunu illit, I-S ve klorit/kaolinit mineralleri oluşturmaktadır (Ek çizelge B15). illit + I-S + klorit/kaolinit ve illit + I-S şeklinde parajenez sunan bu mineraller bolluk bakımından illit, smektit ve klorit/kaolinit şeklinde sıralanmaktadır (Çizelge 3.48).

### 3.2.16. Elmaçat formasyonu

#### 3.2.16.1. Optik mikroskop incelemeleri

Kireçtaşları genellikle mikritik (biyomikrit, çörtlü biyomikrit) daha az da mikrosparitik (biyomikrosparit, intrabiyomikrosparit, intraklastlı biyomikrosparit) ve sparitik (intraklastlı biyosparit, çörtlü fosilli intrasparit) dokuludur (Ek çiz. A16).

Alloekmler açısından kireçtaşlarının tümünde fosil gözlenmekte, bazılarında ise intraklastlar daha bol bulunmaktadır. Breşik/detritik Rudist, Orbitoides ve Siderolites gibi neritik ortamı karakterize eden fosillerin yanı sıra bol miktarda Globotruncana sp. türü pelajik ortamı yansıtan derin deniz fosilleri ile birlikte, litoklast ve bol miktarda çört ve/veya kalsedonik kuvars içermesi ile Yanıktepe formasyonundakilerden ayrılırlar. Ekstraklastlar sırasıyla kuvars, feldispat, biyotit, klorit, muskovit ile birlikte yer yer volkanik ve serpantin türü ofiyolitik kayaç parçacıkları ile temsil edilir. Metamorfik ve ofiyolitik birimlerden kaynaklanan ekstraklast miktarı alloekmlere göre oldukça azdır. Genellikle derin deniz fosilleri içeren kireçtaşları içerisinde bazı seviyelerde yoğunlaşacak şekilde sığ denize ait fosil kavkı parçaları da bulunmaktadır. Sığ denize ait ve genellikle breşik şekillerde gözlenen fosillerin havzanın çökme sırasındaki tektonik duraysızlığına bağlı olarak sığ deniz resifal bölgelerinden aktarıldığını düşündürmektedir. Benzer ilişki Torosların kuzeyini oluşturan Hekimhan bölgesindeki aynı yaşlı kayaçlarda da gözlenmiştir (Bozkaya, 1991; Bozkaya ve Yalçın, 1992). Çok az da olsa gözlenen serpantin parçacıkları birimin çökmesi sırasında (Maestrihtiyen) ofiyolitlerin bölgede bulunduğuna işaret etmektedir. Ofiyolitik kayaç parçacıklarının yanı sıra paligorskit türü Mg-kil minerallerinin gözlenmesi bu tür bir ofiyolitik beslenmeyi destekler niteliktedir.

### 3.2.16.2. X-ışınları incelemeleri

Birimi oluşturan kireçtaşlarında başlıca kalsitin yanı sıra kuvars, feldispat ve kil mineralleri belirlenmiştir. (27 örnek : Ek çizelge B16). Kalsit ve kuvars bulunuş frekansı bakımından en yüksek yüzdeye sahip minerallerdir (Çizelge 3.49). Kil minerallerinin frekansı düşük olmakla birlikte ortalaması kuvars ve feldispata göre daha yüksektir. Genel ortalama bakımından bolluk sırasına göre kalsit, kuvars, kil mineralleri ve feldispat şeklinde bir sıralanım söz konusudur.

Çizelge 3.49. Elmaçat formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%)

Mineral	Bulunuş Frekansı	En az	En çok	Ortalama	Genel Ortalama
Kalsit	96	13	100	88	85
Kuvars	95	1	87	7	7
Feldispat	22	2	10	5	2
Kil	15	20	42	31	6
Smektit	100	80	90	88	87
Paligorskit	100	10	15	12	12
Klorit/Serpantin	33	5	5	5	1

Formasyon başlıca smektit olmak üzere paligorskit ve daha az da klorit ve serpantin türü kil mineralleri içermektedir (Ek çizelge B16). Smektit ve paligorskit tüm örneklerde gözlenmekte iken klorit ve serpantin yalnızca iki örnekte belirlenebilmiştir. Paligorskit miktarı maksimum % 15' e kadar ulaşmaktadır. Serpantinit ve kloritler ise eser miktarda (% 5) yer almaktadır. Smektit en yüksek frekans ve yüzdeye sahip mineral olup bunu yine yüksek frekansa ancak düşük ortalamaya sahip paligorskit ve düşük frekans ve ortalamaya sahip klorit ve serpantin izlemektedir (Çizelge 3.49).

Kil mineral parajenezlerini smektit + paligorskit + klorit + serpantinit (Şekil 3.59) veya tümüyle smektit + paligorskit oluşturmaktadır. Smektitlerin TSR-128, TSR-167 ve TSR-172 nolu üç örnek üzerinde d(060) piklerinden itibaren sırasıyla 9.009, 9.018 ve 9.019 Å bo-değerleri ölçülmüş dioktahedral olduğu belirlenmiştir.

Formasyon altta yer alan birimlerden farklı olarak bol miktarda smektitin yanı sıra paligorskit ve serpantin içermektedir. Kil mineralojisindeki bu farklılık havzanın beslenme rejimiyle ilişkili olup, bu dönemde ofiyolitik dizilime ait kayaçlardan (özellikle serpantinit) itibaren bir beslenime işaret etmektedir.

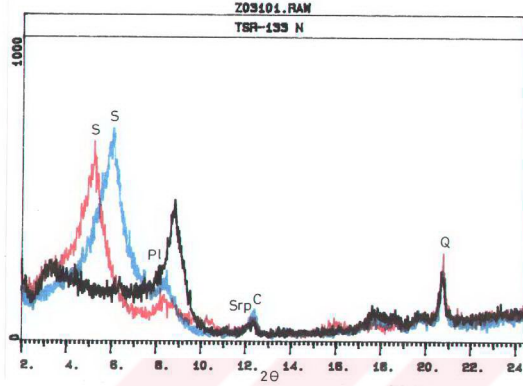
Üst Kretase' nin en üst seviyelerindeki derin deniz ortamını temsil eden kireçtaşlarında smektit ve paligorskitin gözlenmesi otokton Toros istifinin kuzeydeki uzantısı olan Hekimhan bölgesinde de belirtilmiştir (Bozkaya ve Yalçın, 1993; Yalçın ve Bozkaya, 1995a). İnceleme alanındaki Elmaçat formasyonu ile Hekimhan bölgesindeki Zorbehan formasyonu provenas, çökelme ortamı, litoloji ve mineralojik bileşim açısından birbirlerine yakın özellikler sunmaktadırlar (Bozkaya, 1991; Bozkaya ve Yalçın, 1991b).

### **3.2.17. Güzelimköy formasyonu**

#### **3.2.17.1. Optik mikroskop incelemeleri**

Elmaçat formasyonuna göre çok daha fazla ekstraklast içeren kireçtaşları genellikle mikritik (fosilli mikrit, biyomikrit, litoklastlı biyomikrit, litobiyomikrit) ve sparitik (fosilli intrasparit, litoklastlı fosilli intrasparit, litoklastlı intrabiyosparit, fosilli litosparit, fosilli intraklastlı litosparit) özelliktedir (Ek çizelge A17).

Karbonat kayaçlarında allokem olarak fosil ve intraklastlar gözlenmektedir. Fosiller mikritik dokulu kireçtaşlarında pelajik, sparitik olanlarda ise neritik türdedirler. Sparitik kireçtaşlarında sığ deniz fosillerinin yanı sıra bol miktarda ekstraklastların da yer alması kıyıya yakın sığ bir ortamda çökeldiğine işaret etmektedir. Sığ ve derin deniz fosillerinin birlikte gözlenmesi çökelme ortamının duraysız olduğunu göstermektedir. Ekstraklastlar kuvars, plajiyoklaz, muskovit, biyotit, klorit, hornblend, piroksen, epidot; litoklastlar volkanik, serpantinit ve radyolarit gibi ofiyolitik ve kuvarsit türü metamorfik kayaç parçacıklarından oluşmaktadır (Şekil 3.60).



Şekil 3.59. Elmaçat formasyonuna ait X-ışınları kil difraktogramı, smektit + palıgorskit + klorit/serpantin.

### 3.2.17.2. X-ışınları incelemeleri

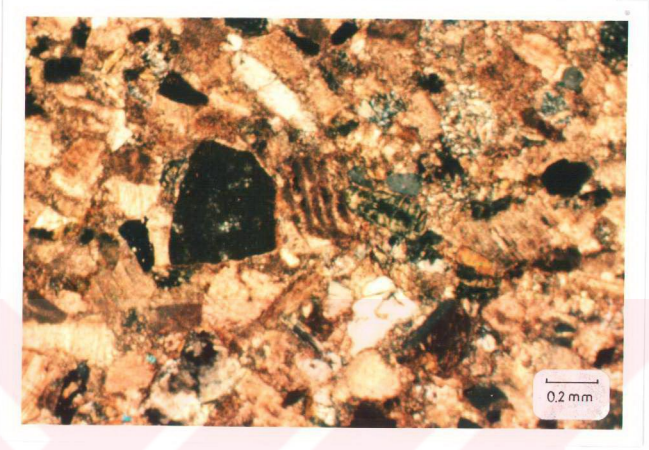
Birime ait kayaçlar (20 örnek) başlıca kalsit, kuvars, feldispat, dolomit ve kil mineralleri içermektedir (Ek çizelge B17). Dolomit yalnızca iki örnekte ve çok düşük miktarda (% 2) belirlenmiştir. Kalsit, kil mineralleri, feldispat ve kuvars şeklinde bir bolluk sırası söz konusudur (Çizelge 3.50). Birimin feldispat ve özellikle kil mineral içeriği Elmaçat formasyonunkinden daha fazladır.

Çizelge 3.50. Güzelinköy formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%)

Mineral	Frekans	En az	En çok	Ortalama	Genel Ortalama
Kalsit	100	55	99	79	79
Kuvars	100	1	5	2	2
Feldispat	65	3	12	6	4
Kil	65	16	34	23	15
Smektit	100	50	95	80	80
Palıgorskit	71	5	40	17	12
Klorit/Serpantin	100	5	10	8	8

Formasyonun egemen kil mineralini smektit oluşturmakta, smektitin yanı sıra palıgorskit ile klorit ve serpantin de gözlenmektedir (Ek çizelge B17). Ayrıca, bir örnekte (TTB-677) eser miktarda talk minerali de saptanmıştır (Şekil 3.61). Smektit en yüksek frekans ve ortalama değerine sahip mineraldir (Çizelge 3.50). Klorit/serpantin, tüm örneklerde gözlenmekle birlikte genel ortalamada palıgorskitten sonra gelmektedir.





Şekil 3.60. Güzelinköy formasyonu kireçtaşlarında (litosparit) serpantinit, radyolarit ve volkanik kayaç parçacıkları (çift nikol : örnek no:TTB-677).

Formasyondaki kil mineral parajenezlerini smektit + paligorskit + klorit + serpantin ve smektit + klorit + serpantin (Şekil 3.61) oluşturmaktadır.

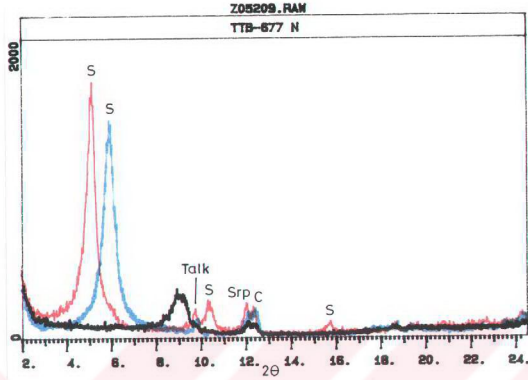
Birimdeki TTB-677, TTB-678 ve TTB-688 nolu üç örnek üzerinde smektitlerin  $b_0$ -parametreleri hesaplanmış ve sırasıyla 9.175, 9.066 ve 9.020 Å (sırasıyla 1.5291, 1.5110, 1.5033 Å) değerleri (dioktaedrik ve trioktaedrik) elde edilmiştir.

### 3.2.18. Hocabet formasyonu

#### 3.2.18.1. Optik mikroskop incelemeleri

Alt seviyeleri mikritik (biyomikrit), orta seviyeleri sparitik (intrabiyosparit, çörtlü intrasparit, çörtlü intrabiyosparit, litoklastlı sparit, fosilli çörtlü sparit, litointrasparit, intralitosparit, litointrabiyosparit, fosilli litointrasparit) üst seviyeleri ise mikritik ve mikrosparitik (biyomikrit, fosilli mikrit, fosilli mikrosparit, litoklastlı biyomikrosparit) kireçtaşlarınca zengin olan formasyona ait karbonat kayacının optik mikroskop incelemesi Ek çizelge A18 de verilmiştir.

Üst Kretase-Tersiyer geçişinin yer aldığı en alt seviyelerde allokemler, mikritik ortokem içerisinde yer alan ve tümüyle pelajik (derin deniz) ortamı temsil eden fosillerden oluşmaktadır. Üst seviyelere göre ekstraklast içeriği çok az olan bu seviyelerde ender de



Şekil 3.61. Güzelimköy formasyonuna ait X-ışınları kil difraktogramları (smektit + klorit + serpantin + talk)

olsa kuvars, biyotit, klorit, muskovit ve serpantinit parçacıkları gözlenmiştir. Sparitik dokunun daha egemen olduğu orta seviyelerde neritik (sığ deniz) fosillerle birlikte intraklastlar da bulunmakta, ekstraklast miktarı ise belirgin bir biçimde artmaktadır. Karbonat minerallerinden başlıca kalsit ve ender olarak dolomitin gözleendiği bu kayalarda başlıca kuvars, feldispat, muskovit, biyotit, klorit ve amfibol mineralleri ile serpantinit, volkanik ve kuvarsit parçacıkları bulunmaktadır.

### 3.2.18.2. X-ışınları incelemeleri

Formasyon başlıca kalsit, dolomit, kuvars, feldispat ve kil mineralleri saptanmıştır (69 örnek : Ek çizelge B18). Kalsit ve kuvars tüm örneklerde gözlenmekte iken feldispat ve özellikle dolomit az sayıdaki örnekte yer almaktadır. Bu minerallerin istatistiksel değerlendirilmelerine göre (Çizelge 3.51), kalsit, kil mineralleri, kuvars, feldispat ve dolomit şeklinde bir bolluk sırası sözkonusudur. Kalsit en yüksek frekans ve ortalamaya sahip mineraldir. Kil minerallerinin bulunuş frekansı kuvarsa göre daha düşük olmakla birlikte, bolluk sıralamasında ikinci sırayı almaktadır. Dolomitin bulunuş frekansının düşük olmasının yanı sıra örnekteki miktarı da çok düşük olup, genel ortalama bakımından feldispatlarla birlikte en düşük yüzdeyi oluşturmaktadır.

Başlıca smektit, illit, klorit, serpantin, S-C ve I-S' den oluşan (Ek çizelge B18) birimde en bol gözlenen kil mineralleri smektit, illit, klorit ve serpantindir (Çizelge 3.51). S-C ve I-S aratabakalları ise daha düşük ortalamaya sahiptirler.

Çizelge 3.51. Hocabet formasyonunda belirlenen mincrallerin istatistiksel değerlendirmeleri (%)

Mineral	Frekans	En az	En çok	Ortalama	Genel Ortalama
Kalsit	100	36	99	78	75
Dolomit	10	1	7	4	1
Kuvars	100	1	35	7	7
Feldispat	18	2	10	6	1
Kil	72	6	46	22	16
İllit	95	5	100	21	20
Klorit/Serpantin	82	5	50	17	14
I-S	45	5	25	14	6
S-C	32	10	80	25	8
Smektit	82	10	90	63	52

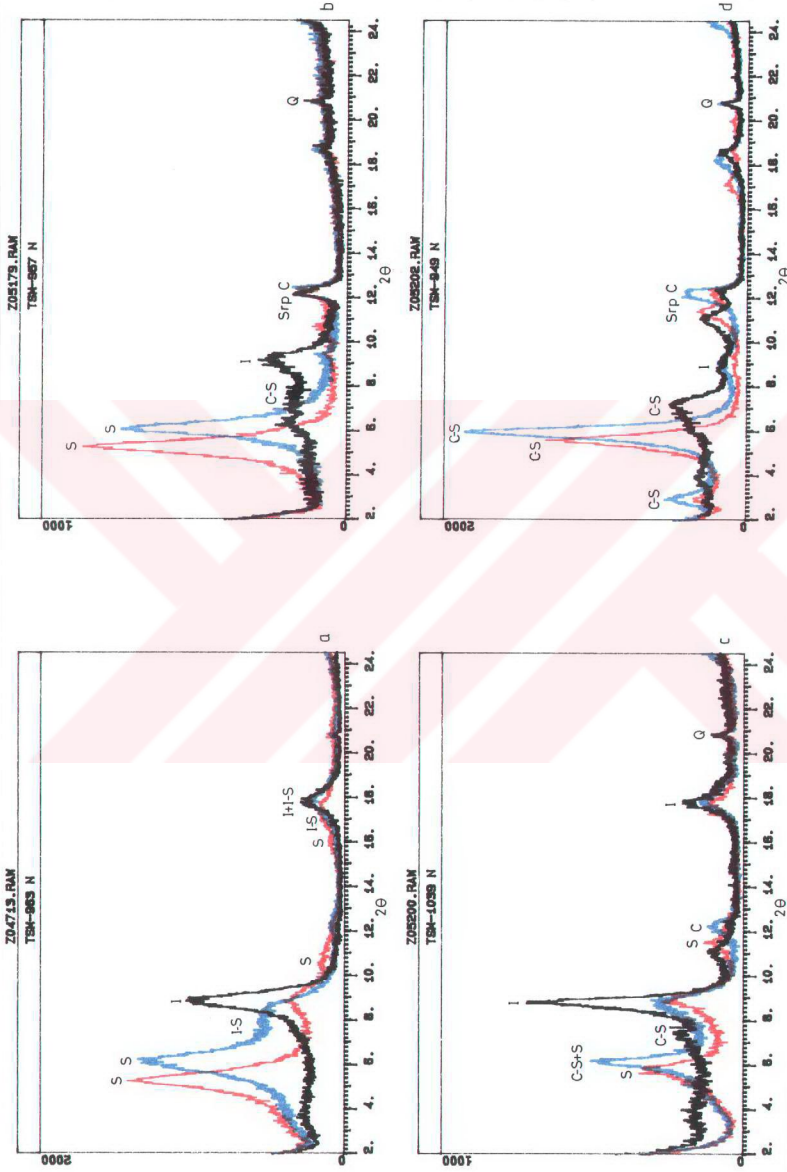
Kil mineralleri smektit + illit + I-S (Şekil 3.62a), smektit + klorit/serpantin + C-S + illit (Şekil 3.62b), smektit + illit + C-S + I-S + klorit/serpantin (Şekil 3.62c), C-S + illit + klorit/serpantin (Şekil 3.62d), illit + I-S + klorit + serpantin + smektit, smektit ± illit ± klorit/serpantin ve illit + I-S gibi oldukça çeşitli parajenezler sunmaktadır. C-S'lerin (001) piklerinin gözlenmesi düzenli bir aratabakalanmaya işaret etmektedir (Şekil 3.62d).

Formasyondaki smektitte zengin 2 örnekte (TSM-945 ve TSM-948) smektitlerin d (060) değerleri (sırasıyla 1.5383 ve 1.5453 Å) yardımıyla 9.230 ve 9.272 Å  $b_0$ -değerleri ölçülmüştür. Bu sonuçlara göre formasyondaki smektitler trioktaedrik karakterdedir. Kil difraktogramlarında ayırt edilebilen serpantin mineralleri (Şekil 3.62 b ve d) ofiyolitik kayalardan türemiştir. Ofiyolitik beslenmeye rağmen Saimbeyli yöresini temsil eden bu formasyonda Sarız ve Tufanbeyli bölgelerindeki gibi paligorskite rastlanılmamış, buna karşın Mg-ca zengin trioktaedrik smektitler gözlenmiştir.

### 3.2.19. Kayapınar formasyonu

#### 3.2.19.1. Optik mikroskop incelemeleri

Karbonat kayaları çoğunlukla sparit (intrabiyosparit, intraklastlı biyosparit, litoklastlı biyosparit, fosilli intralitosparit) ve daha az da mikritik (litoklastlı biyomikrit, intraklastlı biyomikrit) dokuya sahiptirler (Ek çizelge A19). Mikritik kireçtaşlarında pelajik, sparitik kireçtaşlarında ise neritik fosillerin egemen olduğu ve bu fosillerin bir arada bulunduğu gözlenmiştir. Ekstraklastlar başlıca kuvars, feldispat (plajiyoklaz), biyotit, klorit, muskovit, hornblend ve apatit mineralleri ile serpantin ve volkanik kayac parçacıklarından oluşmaktadır.



Şekil 3.62. Hocabet formasyonuna ait X-ışınları kil difraktogramları, a. smektit + illit + I-S, b. smektit + klorit + serpantin + C-S + illit, c. smektit+illit+C-S+klorit+serpantin, d. C-S+illit + klorit + serpantin

### 3.2.19.2. X-ışınları incelemeleri

Formasyonu oluşturan kayaların (19 örnek) XRD-TK çözümlenmesi sonucu başlıca kalsit, kuvars, feldispat ve kil mineralleri saptanmıştır (Ek çizelge A19). Kalsit, kil mineralleri, feldispat ve kuvars gibi bolluk sıralaması sözkonusudur. Kalsit hem frekans hem de ortalama bakımından en bol gözlenen mineral olup, bunu düşük frekans ve yüksek ortalamaya sahip kil mineralleri izlemektedir (Çizelge 3.52). Dolomit bir örnekte saptanmıştır. Feldispat kuvarsa göre daha düşük frekansa sahip olmakla birlikte genel ortalama bakımından kalsit ve kil minerallerinden sonra üçüncü sırayı almaktadır.

Çizelge 3.52. Kayapınar formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirmeleri (%)

Mineral	Frekans	En az	En çok	Ortalama	Genel Ortalama
Kalsit	100	28	100	79	79
Kuvars	89	1	2	1	1
Feldispat	63	1	59	9	6
Kil	53	12	42	26	14
Smektit	100	55	85	73	73
Paligorskit	100	15	40	24	24
Klorit/Serpantin	60	5	5	5	3

Formasyondaki 5 örnek üzerinde gerçekleştirilen XRD-KF çözümlenmesi bunların başlıca smektit, paligorskit, klorit ve serpantin minerallerinden oluştuğunu ortaya koymuştur (Ek çizelge A19). En yüksek frekans ve ortalamaya sahip mineral smektit olup, bunu yüksek frekans ve daha düşük ortalamaya sahip paligorskit izlemektedir (Çizelge 3.52). Klorit ve serpantin mineralleri en düşük genel ortalamaya sahip kil minerallerini oluşturmaktadır. Kil mineral parajenezleri smektit + paligorskit + klorit + serpantin ve smektit + paligorskit biçimindedir.

### 3.2.20. Demirolok formasyonu

#### 3.2.20.1. Optik mikroskop incelemeleri

Formasyonun ana litolojisini oluşturan kireçtaşları kalsit ile birlikte az miktarda da kuvars/kalsedon, plajiyoklaz, biyotit, muskovit, klorit ve kayaç parçacıkları (volkanik, serpantin, çört) içermektedir (Ek çizelge A20).

Kireçtaşları mikritik (biyomikrit, çörtlü biyomikrit, fosilli mikrit), mikrosparitik (intrabiyomikrosparit, intraklastlı biyomikrosparit, fosilli mikrosparit) ve sparitik (çörtlü biyosparit, çörtlü biyointrasparit) özelliktedir. Allokemleri genellikle fosiller ve daha az intraklastlar oluşturmaktadır. Silis oluşumlarının fazla olduğu birimdeki kireçtaşlarında çört parçacıklarının yanı sıra gözeneklerde gelişen kalsedonik kuvarslar da yer almaktadır.

### 3.2.20.2. X-ışınları incelemeleri

Formasyon başlıca kalsit, kuvars ve kil minerallerinden oluşmaktadır (21 örnek : Ek çizelge B20). Kalsit ve kuvars hemen hemen tüm örneklerde gözlenmek iken dolomit yalnızca bir örnekte belirlenmiştir. Bu minerallerin istatistiksel çözümlmelerine göre (Çizelge 3.53), kalsit en yüksek genel ortalama yüzdesine sahip mineraldir. Kil mineralleri düşük frekansa sahip olmakla birlikte kuvarstan daha yüksek genel ortalamaya sahiptir.

Çizelge 3.53. Demiroluk formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%)

Mineral	Frekans	En az	En çok	Ortalama	Genel Ortalama
Kalsit	100	60	95	85	85
Kuvars	95	1	5	3	3
Kil	52	5	39	24	12
Smektit	100	55	90	67	68
Paligorskit	100	10	45	30	30
Klorit/Serpantin	44	5	5	5	2

Birimde başlıca smektit, paligorskit, klorit ve serpantin mineralleri belirlenmiş (9 örnek : Ek çizelge B20) ve bunların istatistiksel değerlendirilmeleri yapılmıştır (Çizelge 3.53). En fazla gözlenen kil minerali smektit olup, bu minerali paligorskit ve klorit/serpantin mineralleri izlemektedir. Talk yalnızca bir örnekte (TTB-188) saptanabilmiştir. Kil mineral parajenezlerini smektit + paligorskit + klorit/serpantin ve smektit + paligorskit oluşturmaktadır. Smektitçe zengin bir örnekte yapılan d(060) Å ölçümüne göre  $b_0$ -parametresi 9.013 Å (1.5022 Å) olarak ölçülmüş ve bu mineralin dioktahedral karakterde olduğu belirlenmiştir.

### 3.2.21. Sümbüldağ formasyonu

#### 3.2.21.1. Optik mikroskop incelemeleri

Saimbeyli yöresinde gözlenen ve formasyonun alt seviyelerini temsil eden ve litarenit olarak adlandırılan iri taneli bir adet kumtaşı örneğinin çok fazla tür ve miktarda kayaç parçacıkları (kuvarsit, metasilttaşı, radyolarit, volkanik, çört, kireçtaşı) içerdiği belirlenmiştir (Ek çizelge A21). İyi derecede yuvarlaklaşmış olan bu bileşenler birimden daha yaşlı metamorfik, ofiyolitik ve sedimanter kayaçlardan türemiştir.

Formasyonunun üst seviyelerini temsil eden Sarız kuzeyi ve Tufanbeyli kuzeyindeki kömür arakatlı, yer yer gastropoda içeren kireçtaşları ise mikrosparit (mikrosparit, fosilli mikrosparit) daha az da mikritik (mikrit, fosilli mikrit) dokuludur. Kalsitin yanı sıra aragonit ve eser miktarda dolomit de içeren kireçtaşları gerek allokem gerekse ekstraklast (kuvars, biyotit, muskovit, klorit) bakımından fakirdir.

### 3.2.21.2. X-ışınları incelemeleri

Birimde gerçekleştirilen çözümlerine göre (24 örnek) başlıca kalsit, aragonit, dolomit, kuvars, feldispat, jips ve kil mineralleri saptanmıştır (Ek çizelge B21). Feldispat ve jips eser miktarda gözlenmekte olup, minerallerin istatistiksel değerlendirilmelerinde göz önüne alınmamıştır (Çizelge 3.54). Kalsit, kil mineralleri ve aragonit gerek bulunuş frekansları ve gerekse ortalamaları bakımından en yüksek yüzdeye sahip minerallerdir. Kuvars ve dolomit birim için çok düşük bir yüzdeyi temsil etmektedir.

Birimdeki 6 adet örneğin çözümlenmesi sonucu başlıca smektit, illit ve kaolinit  $\pm$  klorit saptanmıştır (Ek çizelge B21). Smektit yüksek frekans ve ortalamasıyla en bol gözlenen kil mineralidir (Çizelge 3.54). Bunu yüksek frekans ve düşük ortalamasıyla kaolinit  $\pm$  klorit izlemekte, illit ise en düşük frekans ve ortalamasıyla en az mineral konumunda olmaktadır. Kil parajenezlerini smektit+illit+kaolinit $\pm$ klorit ve smektit+kaolinit  $\pm$ klorit oluşturmaktadır. Formasyondaki iki örnekteki (TSR-333 ve TTB-710) smektitler dioktahedral bileşimdedir (sırasıyla  $b_{00} = 1.4956$  ve  $1.5033$ ,  $b_{01} = 8.974$  ve  $9.020$  Å).

Çizelge 3.54. Sümbüldağ formasyonunda belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%)

Mineral	Frekans	En az	En çok	Ortalama	Genel Ortalama
Kalsit	96	26	100	70	69
Dolomit	8	1	11	6	1
Aragonit	46	4	53	17	8
Kuvars	67	1	33	4	3
Kil	67	14	57	27	19
Smektit	100	60	90	77	77
İllit	83	5	10	9	7
Klorit/kaolinit	100	10	30	16	16

### 3.2.22. Volkanik kayalar

#### 3.2.22.1. Optik mikroskop incelemeleri

Sarız yöresindeki bazaltlar holokristalin porfirik dokulu olup, olivin, ojit, plajiyoklaz ve opak minerallerden oluşmaktadır. Fenokristaller şeklinde gözlenen olivinler kenarlarından itibaren yaygın iddingsitleşme türü bozunma göstermektedir. Ofitik dokuya sahip hamur tümüyle plajiyoklaz mikrolitleri ile bunların arasını dolduran ojit mikrokristallerinden oluşmaktadır. Hipokristalin porfirik dokulu dasit türü volkanikler plajiyoklaz, hornblend, kuvars, biyotit fenokristalleri ile opak minerallerden içerir. Kuvarslar yuvarlağımsı, plajiyoklazlar ise kısa prizmatik biçimli ve genellikle zonlu dokuludur. Kersutitik hornblendler ve ince-küçük kristaller şeklinde gözlenen biyotitler kenarlarından itibaren yaygın bir biçimde opasitleşme türü bozunma göstermektedirler.

## 4. JEOKİMYA

### 4.1. Çözümleme Yöntemleri

Ana ve iz element çözümlenmelerinin büyük bir kısmı C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları'nda (MİPJAL) Rigaku marka 3270 model X-ışınları floresans spektrometresi (XRF) ve Perkin Elmer marka 2380 model atomik absorpsiyon spektrometresinde (AAS) gerçekleştirilmiştir. Analizlerin doğruluğu U.S.G.S. (Flanagan, 1976) ve C.R.P.G. kayaç standartları (Govindaraju, 1989) kullanılarak denetlenmiş olup, ana elementlerde  $\pm$  % 2, eser elementlerde  $\pm$  % 5 hata sınırları içinde kalmaktadır.

23 adet kil fraksiyonunun (illit/muskovit, klorit, kaolinit, I-S ve smektit) kimyasal bileşimi XRF de yapılmış olup, ana (major) elementler % oksit ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  = toplam demir,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  ve  $\text{P}_2\text{O}_5$ ), ateşte kayıp (LOI) ise 110 °C de bir gece kurutulduktan sonra örneğin 1000 °C de  $\text{H}_2\text{O}$  ve uçucu bileşenlerin ağırlık cinsinden yüzdesi olarak ifade edilmiştir. Kil minerallerinde ölçülen  $\Sigma \text{Fe}_2\text{O}_3$  değerleri daha sonra hesaplama ile  $\Sigma \text{FeO}$ 'e dönüştürülmüştür.

XRF'te 9 adet kil fraksiyonunda yapılan iz/eser element çözümlenmeleri 17 elementi (Cr, Ni, Co, V, Cu, Pb, Zn, S, As, Rb, Ba, Sr, Ga, Nb, Zr, Y ve Th) kapsamaktadır. Ayrıca, 14 adet saf veya safa çok yakın kil boyu bileşeninde (10 adet illit/muskovit : TTB-586, TTB-636, TTB-282, TTB-290, TSM-1015, TTB-314, TTB-512, TSM-840, TSM-846, TSM-888, 1 adet klorit : TSR-265 ve 3 adet kaolinit : TTB-548, TTB-735, TTB-737) eser ve nadir toprak (REE) elementler Activation Laboratories Ltd. firmasına (Ontario, Kanada) yaptırılmıştır. İlgili firmaca Cr, Co, Sc, W, As, Sb, Au, Cs, Ga, Ta, Nb, Hf, Zr, Th, U, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu ve Br Instrumental Nötron Aktivasyon Analizi (INNA), Ni, V, Cu, Pb, Zn, Mo, Sr ve Y elementlerin konsantrasyonları ise Plasma Emisyon Spektrometresi'nde (ICP) ölçülmüştür.

Illit + klorit türü kil parajenezine sahip çok düşük dereceli metamorfik kayalarındaki illit/muskovit ve kloritlerin ana element kimyası, Blaise Pascal Üniversitesi ve CNRS' de (Clermont-Ferrand, Fransa) Camebax marka microsound 1981 model taramalı elektron mikroskobu X-ışınları mikroprob spektrometresi' nde gerçekleştirilmiştir. Altı örnekte (TSR-23, TTB-619, TTB-625, TTB-226, TTB-259, TTB-279) yapılan çözümlenmelerde analitik hata  $\pm$  % 0.1-0.01 arasında değişmektedir.

Monominerali karbonat kayaçlarının kimyasal çözümlenmeleri AAS de yapılmıştır. Karbonat fazının analize hazırlanmasında XRD verilerine göre % 90 dan fazla karbonat minerali içeren örnekler IN' lik HCl ile asitleme işleminden geçirilmiştir. Çözme işlemi mümkün olduğunca hızlı bir biçimde gerçekleştirilmiş, böylece killerin



çözünmesinden ileri gelebilecek kirlenmeler önlenmeye çalışılmıştır. Karbonat kayaçlarının bileşimine katılan karbonat-dışı fraksiyon (genellikle kil, kısmen silis ve feldispat) çözme işleminden sonra tartularak hesaplamalarda dikkate alınmıştır. Karbonat minerallerinin kimyası, 14 elementi (Ca, Mg, Sr, Fe, Mn, Na, K, Cu, Zn, Pb, Ni, Co, Cr ve Li) kapsamaktadır.

## 4.2. Çözümleme Sonuçları

### 4.2.1. Kil minerallerinin kimyası

#### 4.2.1.1. Muskovit/İllitler

Bölgedeki değişik formasyonlara ait sedimanter-metasedimanter kayaçlardan 6 örnek üzerinde (21 adet) mikroprop (Çizelge 4.1), 14 örnek üzerinde de XRF (Çizelge 4.2) olmak üzere toplam 20 örnekte yer alan 35 adet muskovit/illitin kimyasal analizi yapılmış ve 11 oksijen bazına göre (Weaver ve Pollard, 1973) yapısal formülleri hesaplanmıştır. "Muskovit/illit" şeklindeki yazılımın nedeni mikroprop çözülmesi yapılan örnekler mikroskopik olarak muskovit şeklinde tanımlanan mineraller iken, XRF çözülmesi yapılan örneklerin 2 mikrondan küçük ve daha çok illit olarak tanımlanabilen kil boyu mikalardan (muskovit, biyotit) oluşmasından dolayıdır. Kimyasal analiz sonuçlarına göre de muskovit ve illit kimyasını yansıtan değerler söz konusudur. Weaver ve Pollard (1973), illitin ideal muskovitlerdeki tetrahedral Al' un yarısını, oktahedral Mg ve  $Fe^{+2}$ ' in 1/8' ini içerdiğini, toplam negatif yaprak yükünün de 0.75 olduğunu belirtmiştir.

Emirgazi formasyonundaki muskovit/illitlerin tetraederlerde Si' un yanısıra önemli miktarda Al süstitüsyonunu bulunmaktadır (Çizelge 4.1). Tetrahedral Al, TTB-619 nolu örnekte yüksek (0.79-0.89, ortalama 0.86), TTB-625 nolu örnekte ise daha düşüktür (0.65-0.87, ortalama 0.71). Tetrahedral Al miktarları veya tetrahedral yükleri illitlerden yüksek olup, illitlerle ideal muskovitler arasında yer almaktadır. Oktaedrik kation olarak başlıca Al' un yanı sıra Mg,  $Fe^{+2}$  ve eser miktarda Ti yer almaktadır. Oktaedrik Al miktarı TTB-625 nolu örnekte düşük iken (1.52-1.75, ortalama 1.61), TTB-619 nolu örnekte biraz daha yüksektir (1.69-1.82, ortalama 1.75).  $Fe^{+2}$  ve Mg içerikleri de iki örnekte küçük farklılıklar sunmaktadır. TTB-619 nolu örnekte  $Fe^{+2}$  ve Mg içerikleri sırasıyla 0.08-0.30 (ortalama 0.15) ve 0.11-0.18 (ortalama 0.14) dir. TTB-625 nolu örnekteki  $Fe^{+2}$  ve Mg ise sırasıyla 0.06-0.32 (ortalama 0.25) ve 0.15-0.24 (ortalama 0.21) arasında değişmektedir. Ti içerikleri (0.01-0.07, ortalama 0.03) TTB-625 nolu örnekteki muskovit/illitlerde biraz daha fazladır. Oktaedrik kation sayısı TTB- 619 nolu örnekte 2.03-2.12 (ortalama 2.06), oktaedrik yük de 0.03-0.16 (ortalama 0.09) arasında değişmektedir. TTB-625 nolu örnekte ise oktaedrik kation sayısı ve oktaedrik yük

Çizelge 4.1. Emirgazi, Armütlerde, Puşçitepe ve Gümüşali formasyonlarına ait muskovit/ilitlerin ana element mikroprop kimyasal çözümlerle sonuçları ve yapısal formlülter

	Emirgazi										Armütlerde								Puşçitepe		Gümüşali	
	TTB-619		TTB-625		TTB-226		TTB-259		TTB-279		TSR-23		TTB-226		TTB-259		TTB-279		TSR-23			
	7	8	11	15	114	115	124	78	79	81	84	84	22	29	34	87	90	92	97	103		
% Okta <sub>1</sub>	48.70	48.60	48.11	45.84	49.22	48.87	48.18	49.15	50.51	47.10	45.33	49.87	47.38	46.27	46.53	46.39	47.57	52.23	50.18	46.32	46.66	
SiO <sub>2</sub>	0.49	0.44	0.30	0.31	0.55	0.83	1.44	0.13	0.37	0.30	0.59	0.44	0.47	1.32	0.48	0.38	0.65	0.93	0.32	0.27	0.07	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35.16	35.46	31.63	32.25	29.57	28.24	34.16	27.60	28.39	32.30	32.85	30.96	32.15	24.77	29.52	33.85	26.86	28.48	28.90	35.28	32.52	
ZnFeO	1.48	1.47	2.34	5.26	3.06	5.58	1.05	6.34	5.84	3.07	2.67	3.11	3.60	7.13	3.80	1.77	4.99	5.82	3.55	1.67	3.26	
MnO	0.01	0.08	0.06	0.05	0.02	0.11	0.04	0.08	0.11	0.03	0.01	0.00	0.00	0.08	0.05	0.01	0.03	0.00	0.00	0.04	0.10	
MgO	1.51	1.22	1.85	1.10	2.36	2.10	1.58	2.40	2.02	1.67	0.78	2.05	1.47	3.63	1.98	1.11	2.81	2.39	2.26	0.72	1.27	
CaO	0.03	0.00	0.10	0.00	0.10	0.03	0.01	0.11	0.02	0.11	0.05	0.29	0.05	0.04	0.03	0.04	0.02	0.03	0.07	0.04	0.18	
Na <sub>2</sub> O	1.46	0.96	0.37	0.22	0.18	0.06	0.38	0.43	0.12	0.18	0.55	0.39	0.63	0.14	0.59	0.55	0.25	0.11	0.28	1.09	0.30	
K <sub>2</sub> O	9.46	9.88	10.56	10.79	8.80	8.26	10.28	9.66	9.70	9.57	9.11	10.17	9.25	10.24	9.45	9.98	7.96	9.36	9.57	9.35		
H <sub>2</sub> O	4.64	4.66	4.50	4.43	4.46	4.42	4.61	4.44	4.52	4.45	4.35	4.56	4.49	4.24	4.34	4.44	4.32	4.63	4.50	4.50	4.43	
<b>Toplam</b>	102.43	102.76	100.12	100.25	98.33	98.49	101.72	100.33	101.54	98.91	96.75	100.78	100.41	96.87	97.56	97.99	97.48	102.58	94.92	99.50	98.12	
<b>Yapısal formlül</b>																						
<b>Tetrahedral</b>																						
Si	3.13	3.13	3.21	3.11	3.31	3.32	3.13	3.32	3.35	3.17	3.12	3.28	3.17	3.27	3.21	3.13	3.30	3.38	3.35	3.09	3.17	
Al	0.87	0.87	0.79	0.89	0.69	0.68	0.87	0.68	0.65	0.83	0.88	0.72	0.83	0.73	0.79	0.87	0.70	0.62	0.65	0.91	0.83	
<b>Oktahedral</b>																						
Al	1.79	1.82	1.70	1.69	1.65	1.58	1.75	1.52	1.57	1.73	1.79	1.68	1.70	1.33	1.61	1.82	1.50	1.55	1.63	1.86	1.77	
Ti	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.04	0.07	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.07	0.03	0.02	0.03	0.05	0.02	0.01	0.01	
Fe	0.08	0.08	0.13	0.30	0.17	0.32	0.06	0.36	0.32	0.17	0.15	0.17	0.20	0.42	0.22	0.10	0.29	0.32	0.20	0.09	0.09	
Mg	0.14	0.12	0.18	0.11	0.24	0.21	0.15	0.24	0.20	0.17	0.08	0.20	0.15	0.38	0.21	0.11	0.29	0.23	0.23	0.13	0.13	
T.O.K.	2.03	2.04	2.04	2.12	2.09	2.15	2.03	2.13	2.11	2.09	2.05	2.07	2.05	2.20	2.07	2.05	2.11	2.15	2.08	2.03	2.10	
O.Y.	-0.11	-0.06	-0.16	-0.03	-0.11	-0.04	-0.03	-0.11	-0.05	-0.05	-0.12	-0.12	-0.13	-0.19	-0.04	-0.22	-0.05	-0.17	-0.06	-0.01	-0.01	
<b>Yapraklıraren</b>																						
Ca	—	—	0.01	—	—	—	—	0.01	—	0.01	—	0.02	—	—	—	—	—	—	—	0.01	—	
Na	0.18	0.12	0.05	0.03	0.02	0.01	0.05	0.06	0.02	0.02	0.07	0.05	0.08	0.02	0.08	0.07	0.03	0.01	0.04	0.14	0.04	
K	0.78	0.81	0.91	0.92	0.76	0.72	0.83	0.83	0.82	0.84	0.76	0.87	0.83	0.90	0.81	0.88	0.66	0.80	0.81	0.81	0.87	
Y.A.Y.	0.96	0.93	0.98	0.91	0.80	0.73	0.90	0.84	0.87	0.91	0.85	0.95	0.83	0.98	0.88	0.91	0.67	0.86	0.93	0.87	0.87	
T.Y.Y.	-0.98	-0.93	-0.95	-0.92	-0.80	-0.72	-0.92	-0.88	-0.84	-0.88	-0.93	-0.86	-0.95	-0.86	-0.98	-0.91	-0.92	-0.67	-0.82	-0.97	-0.85	



sırasıyla 2.03-2.15 (ortalama 2.10) ve 0.04-0.20 (ortalama 0.11) arasındadır. Yapraklararası egemen katyon K olup bunu Na ve eser miktarda Ca izlemektedir. TTB-619 nolu örnekte 0.78-0.92 (ortalama 0.86) arasında değişen yüksek K içeriğine karşın, TTB-625 nolu örnekte 0.72-0.85 (ortalama 0.80) arasında değişen K içerikleri söz konusudur. Na, Ca' a göre daha yaygın gözlenen yapraklararası katyon konumunda olup, bazı muskovitlerde miktarı 0.18' e kadar çıkmaktadır. Toplam yaprak yükleri 0.72, 0.80 ve 0.84 olan üç mikroprop ölçümü dışında 0.88-0.98 arasında değişmekte olup, ideal muskovitinkine oldukça yakındır.

Değirmentaş formasyonu muskovit/illitlerinin tetraedral Si içeriklerinin Emirgazi formasyonundakilerden yüksek (3.56 ve 3.87), diğer bir ifadeyle tetrahedral Al süstitüsyonunun daha düşük olduğu (0.13 ve 0.83) gözlenmektedir (Çizelge 4.2). Bunun nedeni kil fraksiyonundaki illit dışı fraksiyonlardan (kuvars, olası feldispat) kaynaklandığı gibi illitlerin az da olsa içermiş olduğu genişleyebilen tabaka bileşenlerinden de (smektit) ileri gelebilmektedir. TTB-586 nolu illit/muskovit örneği tümüyle serizitlerle temsil edilmekte ve hiç smektit tabakası içermemektedir. Tetrahedral Al azlığı illitin kristal yapısından ziyade kil fraksiyonunda eser miktarda kuvars bulunmasından kaynaklanmaktadır. Oktaederlerdeki egemen katyon Al (1.23 ve 1.50) olup, buna bir miktar Fe (0.19 ve 0.49), Mg (0.17 ve 0.28) ve Ti (0.03 ve 0.10) eşlik etmektedir. Fe ve Mg içeriklerinin sırasıyla 0.49 ve 0.28 gibi değerlere ulaşması, diğer bir ifadeyle oktahedral yükün 0.37 ve 0.66 gibi yüksek değerlere ulaşması metamorfizma derecesinin artmasına paralel olarak oktaedrik Al yerine Fe ve Mg süstitüsyonundan (Robinson ve diğerleri, 1980; Ireland ve diğerleri, 1983; Hunziker ve diğerleri, 1986; Cathelineau, 1988; Brill, 1988), ayrıca kil fraksiyonundaki dioktahedral mikaların yanı sıra trioktahedral mikaların (biyotit) ve eser miktardaki kloritlerin yer almasından kaynaklanmaktadır. Diğer taraftan TTB-636 nolu örneğin kil fraksiyonunda speküler hematit gibi Fe-oksit minerallerinin bulunması da Fe ve Ti içeriğini artırmaktadır. Toplam oktahedral katyon sayıları 1.89 ve 2.10 olarak belirlenmiştir. Yapraklararası katyon olarak K' un yanı sıra Na ve Ca bulunmaktadır. Tümüyle saf illit/muskovit bileşimine sahip olmamalarına rağmen yapraklararası K içerikleri yüksektir (0.70 ve 0.78). Ca (0.04 ve 0.00) ve Na (0.01 ve 0.02) çok düşük değerlerde kalmaktadır. İllit "kristalinite" derecesinin ve K<sub>2</sub>O (% ağırlık) içeriklerinin diğer formasyonlara ait illit/muskovitlere göre daha yüksek olmasının yanı sıra, toplam negatif yaprak yüklerinin de 0.79 ve 0.81 gibi yüksek değerler sunması bunların ideal muskovit bileşimine daha yakın olduğuna işaret etmektedir.

Armutludere formasyonundaki TTB-226 nolu örneğe ait muskovitlerde tetraederal Si' un yanısıra önemli miktarda Al süstitüsyonu (0.72-0.88, ortalama 0.82) söz

konusudur. TTB-259 nolu örnekteki muskovitlerin tetrahedral süstitüsyon değerleri (0.73-0.87, ortalama 0.80) de TTB-226 nolu örnekteki ile hemen hemen aynıdır. Tetrahedral yükleri illitlere göre yüksek olup, illitlerle ideal muskovitler arasında yer almaktadır. Oktaedrik katyon olarak başlıca Al' un yanı sıra Mg, Fe<sup>+2</sup> ve eser miktarda Ti bulunmaktadır. Fe<sup>+2</sup> ve Mg içerikleri birbirine yakın olmakla birlikte (sırasıyla 0.10-0.22, ortalama 0.20; 0.08-0.22, ortalama 0.19) bazılarında (TTB-229 nolu örnekteki 22 nolu ölçüme ait muskovit) daha yüksek değerler (0.42 ve 0.38) alabilmektedir. Ti içerikleri 0.02-0.07 (ortalama 0.03) arasında olup, Fe<sup>+2</sup> ve Mg miktarı yüksek olan muskovitte 0.07 ye çıkmaktadır. Oktahedral katyon sayıları genellikle 2.00 den büyüktür (2.05-2.20, ortalama 2.08, 22 nolu ölçüm yapılan muskovitte 2.20). Oktahedral yükleri ise 0.05-0.19 (ortalama 0.10) arasındadır. Yapraklararası egemen katyon K (0.76-0.90, ortalama 0.83) olup, bunu Na (0.02-0.08, ortalama 0.06) ve eser miktarda Ca (0.01 ve 0.02) izlemektedir. İllit "kristalinite" verilerine göre epizon (TTB-226) ve ankizonu (TTB-259) temsil eden örneklerdeki illt/muskovitlerin toplam negatif yaprak yükleri 0.86-0.95 arasında değişmekte ve ideal muskovite yakın değerler sergilemektedirler.

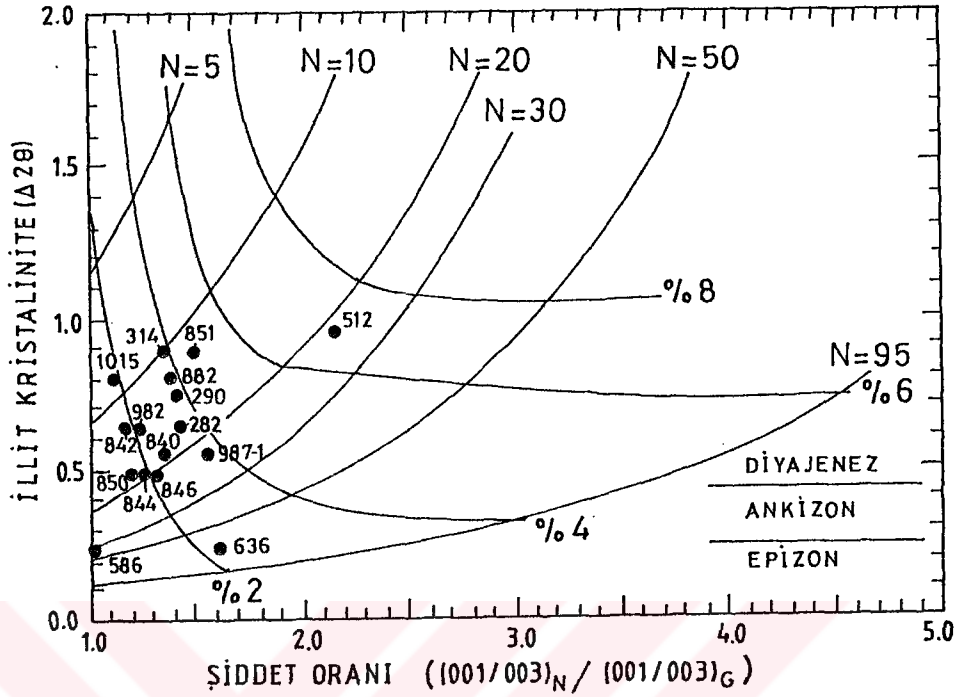
Puşçutepe formasyonuna ait TTB-279 nolu örnekte elektron mikroprop (3 adet), TTB-282 örneğin saf kil fraksiyonu üzerinde ise XRF analizleri yapılmıştır. Mikroprop analizi yapılan örnekteki muskovit/illitlerin tetrahedral Al süstitüsyonu (0.62-0.70, ortalama 0.66) Kambriyen ve Ordovizyen yaşlı muskovitlerinkinden daha düşüktür. Oktahedral Al miktarı (1.50-1.63, ortalama 1.56) yaşlı birimlere ait muskovitlere göre biraz daha düşüktür. Fe<sup>+2</sup> ve Mg içerikleri sırasıyla 0.20-0.32 (ortalama 0.27) ve 0.23-0.29 (0.25) arasındadır. Ti içerikleri (0.02-0.05) Fe<sup>+2</sup> miktarı ile paralel olarak artmaktadır. Oktahedral katyon sayıları genellikle 2.00 den büyüktür (2.08-2.15, ortalama 2.11). Oktahedral yükleri ise 0.05-0.22 (ortalama 0.15) arasında değişmektedir. K, yapraklararası egemen katyon konumundadır (0.66-0.80, ortalama 0.78). K' un yanısıra Na (0.01-0.04, ortalama 0.03) ve eser miktarda Ca (0.01) yer almaktadır. Toplam negatif yaprak yükleri 0.67-0.91 arasında değişmekte ve 90 nolu örnek dışında ideal muskovite yakın değerler sergilemektedirler. XRF yöntemiyle analiz edilen TTB-282 nolu örneğe ait muskovit/illitlerin tetrahedral Al süstitüsyonunun daha düşük olduğu (0.32) gözlenmektedir. Diğer taraftan oktahedral Al (1.67) ve Fe miktarı (0.18) yüksek, yapraklararası K miktarı (0.42) ve toplam negatif yaprak yükü (0.57) düşüktür. Bunun nedeni örneğin bir miktar organik madde içermesi ve illitlerin az da olsa genişleyebilen tabaka (smektit) ve/veya eser miktarda I-S aratabakalı kil mineralleri bulunması ile ilişkilidir. Nitekim illitin normal ve glikollü çekimlerdeki pik şiddet oranının (Srodon, 1984) 1' den büyük çıkması bunun bir miktar smektit aratabakası içerdğine işaret

etmektedir. Eberl ve Velde' nin (1989) pik genişliğine karşın pik şiddet oranlarının değerlendirildiği diyagramda da saf illit örneğinin yaklaşık % 3.5 genişleyebilen tabaka içerdiği belirlenmiştir (Şekil 4.1).

Yukarıyayla formasyonundaki iki örneğe ait illit/muskovitlerin tetrahedral Al miktarının Değirmentaş ve Puşçutepe formasyonlarına göre yüksek olduğu (0.59-0.61) gözlenmektedir (Çizelge 4.2). Oktahedral Al 1.50 ve 1.68 olup, diğer illitlerden daha yüksektir. Fe ve Mg miktarı sırasıyla 0.24-0.50 ve 0.11-0.14, Ti ise 0.04 olarak belirlenmiştir. Fe miktarının 0.50 değerine ulaşması bir miktar organik madde de içeren örneğin kil fraksiyonundaki olası otijenik piritlerden kaynaklanabilir. Toplam oktahedral katyon sayıları 2.10 ve 2.15 gibi ideal dioktahedral mika bileşimini yansıtmamaktadır. Oktahedral yükleri (0.04 ve 0.12) ve K miktarı (0.68 ve 0.63) ve toplam negatif yaprak yükleri (0.65-0.71) diğer örneklerle göre düşük iken, yapraklararası Na (0.03) ve Ca (0.05) içerikleri biraz daha yüksektir. Bu da muskovit/illit örneklerinin tümüyle saf olmayıp bir miktar genişleyebilen tabaka içermesinden kaynaklanmaktadır (Şekil 4.1). Nitekim formasyondaki illit "kristalinite" verileri de tümüyle diyajenetik bölgeyi yansıtmaktadır.

Aytepesi formasyonuna ait TTB-314 nolu şeyl örneğine ait illitin tetrahedral Si miktarı 3.41 olup, 0.59 Al veya tetrahedral yük miktarına sahiptir. Oktaederlerde egemen katyon konumundaki Al miktarı 1.43, buna eşlik eden Fe, Mg ve Ti miktarları ise sırasıyla 0.33, 0.32 ve 0.05 dir. Örnekte bir miktar trioktahedral mikanın da bulunması nedeniyle Mg miktarının diğer örneklerle göre biraz daha yüksektir. Fe ve Mg' un yüksek olması toplam oktahedral katyon sayılarını da artırmaktadır (2.13). Oktahedral yük (0.21) Yukarıyayla formasyonundakilerden daha yüksektir. Yapraklararası katyonlardan K' un miktarı 0.73 gibi yüksek bir değer sunmaktadır. Na ve Ca içerikleri sırasıyla 0.02 ve 0.04 olup, diğer illitlere benzer değerlere sahiptir. Toplam negatif yaprak yükü 0.80 gibi ideal muskovite uzak bir değer sunmaktadır.

Gümüşali formasyonundaki bir örnekte (TSR-23) 2 muskovit/illitte mikroprop üç şeyl örneğinin (TTB-512, TSM-840 ve TSM-842) saf illit fraksiyonları üzerinde de XRF olmak üzere toplam 5 adet illit/muskovit analizi yapılmıştır (Çizelge 4.1 ve 4.2). Mikroprop yöntemiyle ana element çözümlenmeleri yapılan muskovit/illitin tetraederlerde Si yerine Al substitüsyonunun diğer yaşlı birimlerdeki muskovitlerdekinden daha yüksektir (0.83 ve 0.91). Oktahedral Al miktarı da yüksek (1.77-1.86), buna karşın  $Fe^{+2}$  (0.09-0.19) ve Mg (0.07-0.13) içerikleri diğer muskovitlere göre daha düşüktür. Ti içeriği her iki örnekte de 0.01 dir. Oktahedral katyon sayıları genellikle 2.00 den büyüktür (2.03-2.10). Bununla birlikte oktahedral yükleri diğer muskovitlere göre çok düşüktür (0.01-0.06). K içeriği her iki örnekte de 0.81 dir. Na 0.04-0.14, Ca ise 0.01 olarak belirlenmiştir.



Şekil 4.1. XRF analizi yapılan muskovit/illitlerin illit "kristalinite" ( $\Delta 2\theta$ )-şiddet oranı diyagramında (Eberl ve Velde, 1989) genişleyebilen tabaka içerikleri (%) ve kristalit büyüklükleri

Toplam negatif yaprak yükleri 0.85 ve 0.97 olup muskovite yakın değerler elde edilmiştir. XRF analizi yapılan örneklere ait illit/muskovitlerin tetrahedral Al (0.60-0.83, ortalama 0.73) ve oktahedral Al (1.54-1.67, ortalama 1.60) mikroprop analizi yapılanlardan düşük buna karşın Fe (0.28-0.50, ortalama 0.38) ve Ti (0.03-0.04, ortalama 0.04) içerikleri yüksektir. Buna bağlı olarak oktahedral kation miktarları (2.16 ve 2.20) ve oktahedral yükleri (0.21) yüksek değerler sunmaktadır. Fe miktarının fazla olması kil fraksiyonunda önemli oranlarda demirce daha zengin trioktaedrik mikaların (biyotit) bulunmasından kaynaklanmaktadır. Mg miktarı (0.05-0.16, ortalama 0.11) benzer değerler sunmaktadır. Yapraklararası kationlardan K (0.60-0.74, ortalama 0.68) ve Na (0.02-0.03, ortalama 0.02) içeriklerinin düşük olmasına karşın Ca içerikleri biraz daha yüksektir (0.03-0.06, ortalama 0.04). Bu farklılık XRF analizi yapılan örneklerin % 3-7 arasında smektit aratabakası içermesinden ileri gelmektedir (bkz. Şekil 4.1.).

Ziyarettepe formasyona ait Saimbeyli yöresinden alınan örneklerdeki (TSM-844, TSM-846, TSM-850 ve TSM-851) illitlerin tetrahedral Si miktarı 3.36-3.73 (ortalama 3.51), tetrahedral Al ise 0.27-0.64 (ortalama 0.49) gibi geniş bir aralıkta değişmektedir. Özellikle TSM-851 nolu örneğin tetrahedral Si miktarı daha yüksek, dolayısıyla tetrahedral Al içeriği daha düşüktür. Oktahedral Al miktarı 1.36-1.44 (ortalama 1.41) dir. Fe (0.39-

0.49, ortalama 0.40) ve Mg (0.19-0.31, ortalama 0.26) miktarının ideal muskovittekine göre yüksek olması örneklerin bir miktar trioktahedral mika fraksiyonları içerdiğine işaret etmektedir. Ti miktarı da 0.04-0.07 (ortalama 0.06) arasında olup, benzer şekilde yüksek değerler sunmaktadır. Fe, Mg ve Ti içeriklerinin yüksek olması toplam oktahedral katyon sayılarını (2.08-2.17) ve oktahedral yüklerini (0.10 ve 0.40) artırmaktadır. K miktarı 0.53-0.73 (ortalama 0.67), Na ve Ca içerikleride sırasıyla 0.01-0.02 (ortalama 0.02) ve 0.01-0.05 (ortalama 0.02) arasında değişmektedir. Toplam negatif yaprak yüklerinin 0.67 ve 0.76 gibi değerler sunması bunların ideal muskovit bileşimine uzak olduğuna işaret etmektedir. Diğer yandan, TSM-851 nolu örneğin daha fazla şişen tabaka içermesi (% 5, bkz. Şekil 4.1) nedeniyle diğer üçüne göre daha düşük tetrahedral yük, K ve toplam negatif yaprak yüküne sahip olduğu gözlenmektedir. Ayrıca smektit aratabakasının artması ile yapraklararası Ca miktarının artması arasında da pozitif bir ilişki söz konusudur.

Katarası formasyonuna ait illitin tetrahedral Si miktarı 3.70 ve Al veya tetrahedral yük miktarı ise 0.30 dur. Oktahedral Al miktarı 1.46, buna eşlik eden Fe, Mg ve Ti miktarları ise sırasıyla 0.41, 0.21 ve 0.05 dir. Fe ve Mg miktarları ideal dioktahedral muskovit bileşimini yansıtmamaktadır. Bu da ya oktahedral Al yerine Mg ve Fe süstitüsyonunundan ya da örnekteki trioktahedral mika fraksiyonlarından ileri gelmektedir. Fe ve Mg miktarının yüksek olması toplam oktahedral katyon sayılarını (2.13) ve oktahedral yükünü (0.18) artırmaktadır. K miktarı 0.52 gibi oldukça düşük bir değer sunmaktadır. Na içeriği 0.03 olup, diğer illitlere benzer değerler sunmaktadır. Toplam negatif yaprak yükü (0.55) de ideal muskovite oldukça uzak bir değer vermektedir. Örneğin % 4 genişleyebilen tabaka (smektit) içermesi (bkz. Şekil 4.1) K ve toplam negatif yaprak yükünün düşük olmasına neden olmaktadır.

Ankizon veya epizonu temsil eden muskovit ve/veya serizitler bölgedekilere benzer şekilde 0.9 dan daha az K içermeleri (ideal muskovit için 1) ile karakteristiktir. Hunziker ve diğerleri (1986) Orta Alplerdeki illit ve muskovitlerle ilgili çalışmalarında  $K_2O$  (% ağırlık) miktarının diyajenez (% 6-8)→ankizon (% 8.5-10)→epizon (% 10-11.5) yönünde arttığını belirtmişlerdir. İnceleme alanındaki Emirgazi (ankizon = % 8.26-10.79), Armutludere (epizon = 9.11-10.17, ortalama 9.64; ankizon = 9.25-10.24, ortalama 9.65) ile Puşçutepe (ankizon = 9.36-9.98) formasyonuna ait  $K_2O$  (% ağırlık) değerleri yazarlarca verilen değerlere oldukça yakındır. Yazarlar ayrıca,  $K_2O$  (% ağırlık) daki artışa paralel olarak toplam negatif yaprak yükünün de diyajenez (0.50-0.80)→ankizon (0.80-0.95)→epizon (0.95-1.00) yönünde arttığını belirtmişlerdir. Benzer şekilde Emirgazi (ankizon = 0.80-0.98), Armutludere (epizon = 0.86-0.95, ortalama 0.91; ankizon = 0.86-0.98, ortalama 0.92) ve Puşçutepe (ankizon = 9.36-9.98) formasyonlarına ait toplam

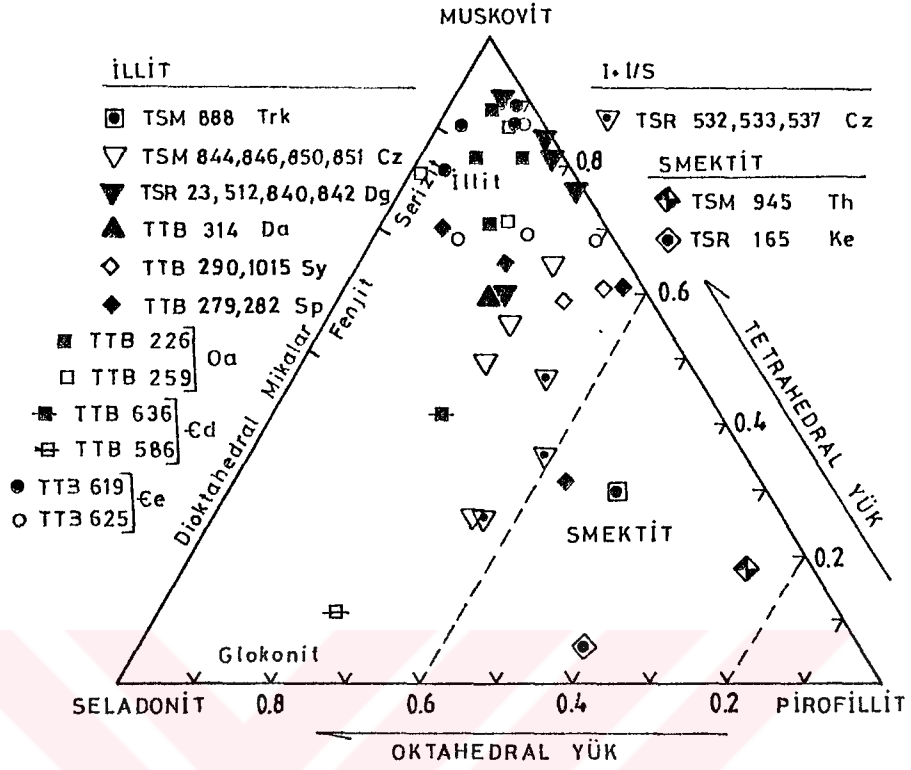


negatif yaprak yükü değerleri de yazarlarca verilen ankizon ve epizon sınırlamaları içerisinde kalmaktadır. Bununla birlikte diyajenezi temsil eden Gümüşali formasyonundaki muskovitlerin  $K_2O$  (9.35 ve 9.57) ve toplam negatif tabaka yükü (0.85 ve 0.97) değerleri yazarlarca verilen diyajenez değerlerini aşmaktadır. Bunun nedeni analizi yapılan muskovitlerin daha yüksek diyajenez/metamorfizma derecesine sahip kayalara ait, diğer bir ifadeyle detritik olmalarından kaynaklanmaktadır.

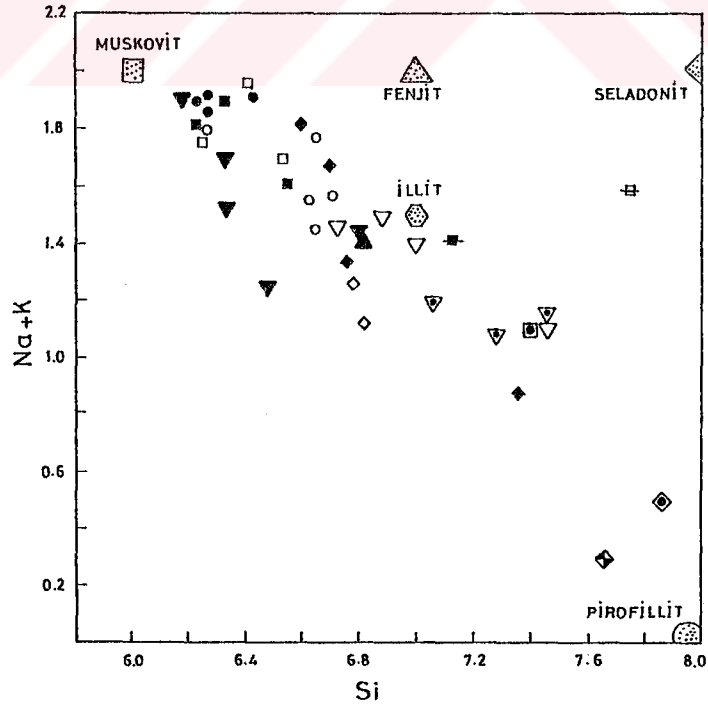
İnceleme alanındaki muskovit/illitlerin Hower ve Mowatt' ın (1966) dioktahedral mika, smektit ve karışık tabakalı kil minerallerinin tetraedrik yüklerine karşın oktaedrik yüklerinin yerleştirildiği üçgen diyagramda (Şekil 4.2) pirofillit-seladonit-muskovit arasında oldukça geniş bir bileşimsel aralığa sahip oldukları belirlenmiştir. Diyajenez/metamorfizma derecesinin artmasına bağlı olarak pirofillit köşesinden muskovit köşesine doğru progresif bir evrim söz konusudur. Ankizon ve epizonu temsil eden Emirgazi ve Armutludere formasyonlarına ait muskovit/illitler muskovit köşesine daha yakın konumda iken diyajenezi temsil eden Yukarıyayla, Ayıtepesi ve Ziyarettepe formasyonları smektit ile illit arasındaki bölgede yer almakta olup, muskovit köşesine daha uzak konumdadırlar. Bununla birlikte diyajenezi temsil eden Gümüşali formasyonuna ait örneklerin muskovit köşesine yakın oldukları da gözlenmiştir. Bu farklılık formasyondaki muskovitlerin detritik olmasından kaynaklanmaktadır. Diğer taraftan Değirmentaş formasyonu örneklerinin illit fraksiyonlarına ait iki örneğin oktahedral yüklerinin fazla olması nedeniyle diğerlerinden farklı olarak seladonit köşesine daha yakın oldukları gözlenmektedir. Katarası ve Puşçutepe formasyonlarına bağlı bazı illitlerin diyagramdaki smektit bölgesinde kalmaları kil fraksiyonu içerisinde yer alan trioktahedral mika ve illit dışı fraksiyonlardan (smektit, I/S) kaynaklanmaktadır.

Muskovit/illitlerin Na+K ile Si içeriklerinin değerlendirildiği diyagramda da (Aldahan ve diğerleri, 1988) yukardaki verilere benzer sonuçlar elde edilmiştir (Şekil 4.3). Emirgazi ve Armutludere formasyonlarındaki muskovit/illitler illit ve muskovit arasında ve muskovite yakın konumda yer alırken, Yukarıyayla, Ayıtepesi, Ziyarettepe ve Katarası formasyonlarındakiler daha çok illit ve pirofillit arasında yer almaktadırlar. Değirmentaş formasyonundaki örnekler seladonit köşesine daha yakın konumdadırlar.

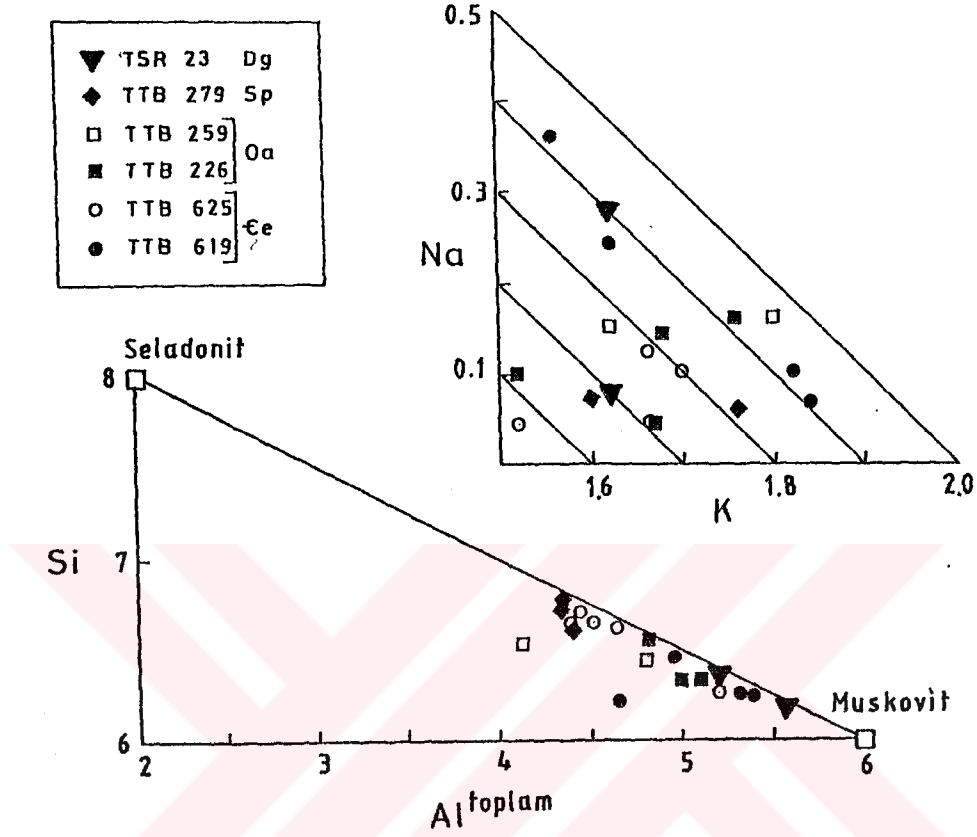
İnceleme alanındaki muskovit/illitler Si -  $Al^{toplam}$  ile Na ve K içeriklerinin kullanıldığı diyagramlarda da değerlendirilmiş (Şekil 4.4.) ve özellikle Si -  $Al^{toplam}$  diyagramında muskovit/illitlerin artan diyajenez/metamorfizma derecesine bağlı olarak seladonit köşesinden muskovit köşesine doğru kaydıkları gözlenmiştir. Buna karşın Na-K diyagramında önemli bir fark gözlenmemiş ancak Na+K içeriklerinin diyajenezden ankizon ve epizonu temsil eden birimlere doğru kısmen arttığı belirlenmiştir.



Şekil 4.2. Bazı formasyonlara ait muskovit/illit, I/S ve smektitlerin muskovit-seladonit-pirofillit üçgen diyagramındaki konumları



Şekil 4.3. Bazı formasyonlara ait muskovit/illit, I/S ve smektitlerin (Na+K)-Si diyagramındaki konumları (Simgelerin açıklamaları Şekil 4.2 deki gibidir)



Şekil 4.4. Emirgazi, Armutludere ve Gümüşali formasyonlarına ait muskovit/illitlerin Si-Al<sup>toplam</sup> ve Na-K diyagramındaki konumları

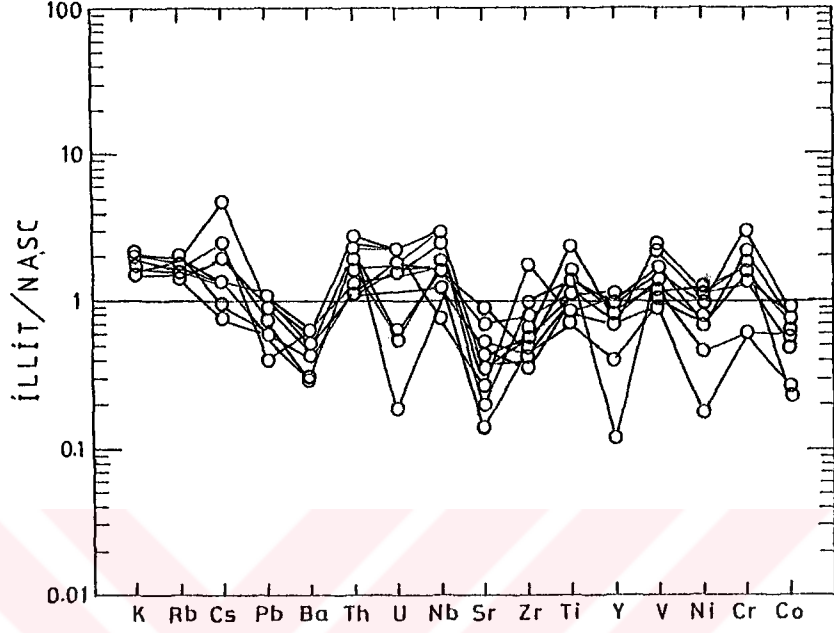
Muskovit/illitlere ait bileşimsel farklılıklar tümüyle diyajenetik-metamorfik evrimin yanı sıra örneklerin mineralojik ve tane boyu farklılıklarından da kaynaklanmaktadır. İri taneli örnekler daha çok gözenekli olması illitlerin muskovite doğru progresif evrimini kolaylaştıracağı gibi detritik muskovitlerin illite degradasyonuna neden olabilir. Diğer yandan düşük dereceli metamorfik kayalardaki serizit ve mikaların kimyasal bileşimlerinin mineral birlikteliğine bağlı olduğu da ileri sürülmüştür (Guidotti ve Sassi, 1976; Frey ve diğerleri, 1988). Yazarlar Al-ca zengin mineralleri (mika, klorit ve feldispat mineralleri) daha fazla içeren kayalardaki muskovitlerin Al-ca, buna karşın Al-ca fakir veya Al içermeyen minerallerce (kuvars, kalsit) daha zengin kayalardaki muskovitlerin ise seladonitçe daha zengin olduklarını belirtmişlerdir. Kalsit ve kuvarsa daha zengin örneklerdeki (Al-ca fakir) muskovitlerin seladonit bakımından daha zengin olduğu inceleme alanındaki örneklerde de sözkonusudur.

Kambriyen-Triyas yaş aralığına sahip (Değirmentaş-Katarası formasyonları) örneklerden elde edilen saf veya safa yakın illit fraksiyonlarında bazı eser ve REE çözümlenmeleri de gerçekleştirilmiş (Çizelge 4.2) ve Kuzey Amerikan Şeylerine (NASC) göre normalize edilerek incelenmiştir (Şekil 4.5 ve 4.6). NASC element konsantrasyonları Cs hariç (Gromet ve diğerleri, 1984) tümüyle Condie (1993)' den alınmıştır. Eser elementlerin değerlendirildiği diyagramda (Şekil 4.5) U içeriğinin anormal pik vermesi nedeniyle organik madde içeren örnekler değerlendirilmeye alınmamıştır.

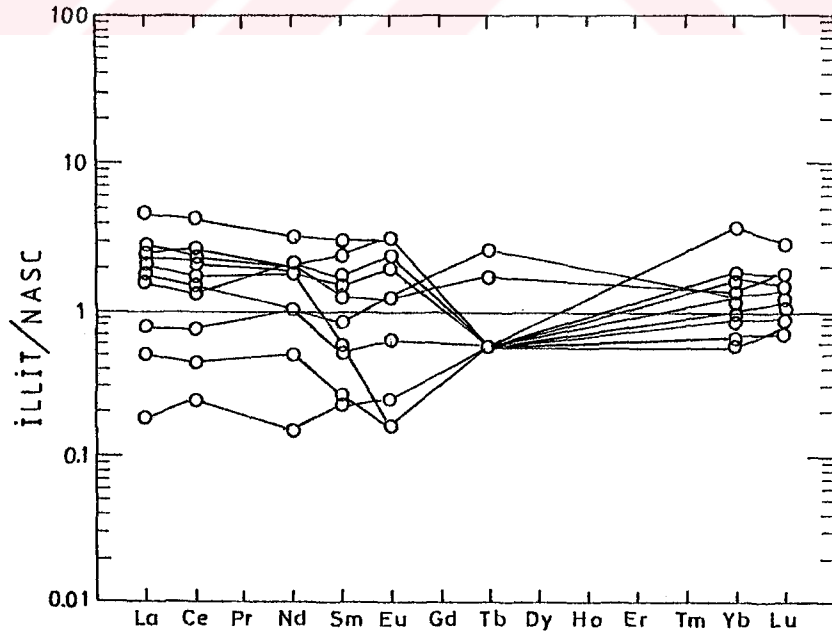
İllitler genelde NASC' ye uygun bir yönelim göstermekle birlikte K, Rb, Cs gibi düşük değerlikli elementler (LFSE), Th, Nb gibi yüksek değerlikli elementler (HFSE) ile V ve Cr gibi geçiş metalleri bakımından zenginleşmeye sahiptirler (Şekil 4.5). Buna karşın Pb, Ni ve Co gibi geçiş metalleri, Ba ve Sr gibi LFSE ve Zr ve Y gibi HFSE bakımından fakirleşmeye sahiptirler. Ti ve U değerleri ise önemli bir farklılık sunmamaktadır. Muskovit/illit örneklerinde NASC' e göre zenginleşme gösteren Th, Nb, V ve Cr gibi HFSE ve geçiş metalleri immobil elementler olması nedeniyle kil minerallerinde yoğunlaşmaları normal gözükmemektedir (Ronov ve diğerleri, 1967, 1972; Culler ve diğerleri, 1987, 1988; Culler ve Stone, 1991; Culler, 1988). Bununla birlikte K, Rb, Cs gibi düşük değerlikli ve iri katyon yarıçaplı elementler mobil olup, sediman-su sisteminde genel davranışlarının anlaşılması ve tartışılmasının zor olduğu belirtilmekle birlikte (Anderson ve Hawkes, 1958; Short, 1961; Middleburg ve diğerleri, 1988; Culler ve Stone, 1991) özellikle muskovit/illit türü kil minerallerindeki artışları beklenmelidir. Çok yönlü (miscellaneous) davranış gösteren S, As ve Sb miktarı diğer formasyondakilere göre daha bol bulunmakta ve miktarı organik madde ve pirit içeriğiyle ilişkili olarak artmaktadır.

İz element içeriklerindeki farklılıklar REE içeriklerinde de olduğu gibi artan diyajenez/metamorfizma derecesinden ziyade ana kayaç, yüzeysel bozunma ortamındaki fizikokimyasal koşullar ve sedimenter süreçler gibi çeşitli kriterlere bağımlı olduğu bilinmektedir (Fleet, 1984; McLennan, 1989). İncelenen örneklerin farklı litoloji ve tane boyuna, buna bağlı olarak muskovit/illitlerin farklı oluşum süreçlerine sahip olmaları da bu farklılıklara neden olabilmektedir. Diğer taraftan Değirmentaş formasyonundaki Mo ve özellikle W miktarı diğer formasyondakilere göre daha yüksek olması da dikkat çekicidir. Granitik kayaçlarda (özellikle alkali içeriği yüksek S-tipi granitoidik kayaçlarda) bol miktarda bulunan (Chappel ve White, 1974; Collins ve diğerleri, 1982) bu elementler örneğin beslendiği kaynağın magmatik kökenli olduğunu düşündürmektedir.

İllitlerin REE içerikleri göz önüne alındığında (Şekil 4.6) özellikle LREE' ler açısından NASC' e göre önemli farklılaşmalar gözlenmektedir. Kambriyen yaşlı illitlerde (Değirmentaş formasyonu) NASC' e yakın ve daha düşük değerler söz konusu olup daha



Şekil 4.5. Kambriyen-Triyas yaş aralığına sahip formasyonlara ait muskovit/ illitlerdeki bazı eser elementlerin NASC-normalize dağılımları



Şekil 4.6. Kambriyen-Triyas yaş aralığına sahip formasyonlara ait muskovit/ illitlerdeki bazı REE'in NASC-normalize dağılımları

genç olan illitlerin aksine La, Ce ve Sm gibi LREE bakımından fakirleşme göstermektedirler. Ayrıca Karbonifer yaşlı bir örneğin de REE değerlerinin tümüyle NASC' den düşük olduğu gözlenmiştir. Ancak bu örnek diyajenetik/metamorfik etkiden ziyade kil ayırma işlemi sırasında adsorbe konumdaki REE' lerin yıkanmasından kaynaklanmıştır. Genel olarak Silüriyen-Triyas yaş aralığındaki formasyonlar (Puşçutepe-Katarası) Kambriyen yaşlı Değirmentaş formasyonuna göre LREE bakımından daha zengindirler. Silüriyen yaşlı formasyonlarda (Puşçutepe ve Yukarıyaşla formasyonları) Tb daha belirgin negatif anomali vermektedir.

Sedimanter kayaçlardaki REE' lerin mobilizasyonunda ana kayaç, yüzeysel bozunma ortamındaki fizikokimyasal koşullar ve sedimanter süreçlerin dışında düşük pH, diğer bir ifadeyle asidik koşullar etkili olmaktadır (Fleet, 1984). Balashov ve Girin (1969) deneysel çalışmalarında killerdeki REE' lerin % 20-95' inin kolaylıkla yıkanabileceğini ve bu nedenle diyajenez sırasındaki asidik koşullarda da göç edebileceğini belirtmişlerdir. Yazarlar bu tür mobilizasyon süreçlerinde ortaç REE' lere göre (MREE), hafif REE' lerin (LREE) daha hassas olduğunu vurgulamışlardır. Roaldset ve Rosenqvist (1971) de benzer sonuçlar elde etmiş ve bazı gölsel killerdeki REE' lerin % 80' inin killerin yapısından ziyade adsorbe olduklarını göstermişlerdir. REE bolluklarının killerin sorpsiyon mekanizmasına bağlı olduğu kaolinitlerle ilgili çalışmalarda da vurgulanmıştır (Wyszomirski ve Janczyszyn, 1991). Buna göre kil minerallerinde daha çok adsorbe konumda olan REE' lerin kil ayırma sırasındaki asitleme işleminden de etkilenebileceğini düşündürmektedir. Nitekim, bu çalışmada da kil ayırma sırasında asitleme işlemi yapılan örneklerin genelde REE açısından bir azalma gösterdiği belirlenmiştir.

#### 4.2.1.2. Kloritler

Emirgazi, Armutludere ve Gümüşali formasyonlarından alınan 5 örnekte toplam 26 klorit üzerinde mikroprop analizleri yapılmış ve 14 oksijen bazına göre (Weaver ve Pollard, 1973) yapısal formülleri hesaplanmıştır (Çizelge 4.3). Ayrıca Halityayla formasyonuna ait bir kumtaşı örneğindeki (TTB-265) kil ayrımı sonucu elde edilen ve saf yakın Ia politipine sahip kloritten oluşan kil fraksiyonunun ana ve eser element kimyasal analizi de yapılmıştır (Çizelge 4.4.). Örneğin tümüyle saf olmaması, diğer bir ifadeyle bir miktar kuvars, illit ve olası feldispat mineralleri içermesi nedeniyle yapısal formülü hesaplanmamıştır.

Emirgazi formasyonundaki TTB-619 ve TTB-625 nolu örnekteki kloritlerin gerek tetrahedral ve gerekse oktahedral ve yapraklararası katyon miktarları oldukça farklıdır. TTB-619 nolu örnekteki kloritlerin tetrahedral Si içeriklerinin 2.64-2.96 arasında



Çizelge 4.4. Halityayla formasyonuna ait kloritin ana ve eser element kimyasal çözümü sonuçları

% Oksit	TTB-265
SiO <sub>2</sub>	55.14
TiO <sub>2</sub>	0.34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.95
∑FeO	17.29
MnO	0.15
MgO	4.49
CaO	0.34
Na <sub>2</sub> O	0.63
K <sub>2</sub> O	1.54
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09
A.K.	4.91
Toplam	99.87

Element		Element		Element	
Cr	56	Sb	2.2	Th	16
Ni	15	Au	<5	U	1.1
Co	59	Rb	66	La	22
Sc	11	Cs	<2	Ce	56
V	130	Ba	361	Nd	18
Cu	35	Sr	55	Sm	4.0
Pb	77	Ga	16	Eu	2.9
Zn	239	Ta	2.0	Tb	1.2
W	4200	Nb	2	Yb	0.5
Mo	55	Hf	6	Lu	0.07
S	30	Zr	35	Br	<0.5
As	10	Y	7		

değiştirdiği (ortalama 2.77), buna bağlı olarak tetrahedral Al miktarlarının oldukça yüksek olduğu (1.03-1.36, ortalama 1.23) göze çarpmaktadır. TTB-625 nolu örnek diğerine göre daha yüksek Si (2.96-3.14, ortalama 3.05), dolayısıyla daha düşük tetrahedral Al (0.86-1.04, ortalama 0.95) içermektedir. TTB-619 nolu örnekteki kloritlerde oktahedral katyonlar bolluk sırasına göre Fe<sup>+2</sup> (2.27-2.83, ortalama 2.59), Al (1.61-1.78, ortalama 1.70), Mg (1.23-1.51, ortalama 1.39), Ti (0.01-0.07, ortalama 0.02) ve Mn (0.01-0.02, ortalama 0.02) olarak sıralanmaktadır. TTB-625 nolu örnektekiler ise Mg (2.25-2.37, ortalama 2.30), Al (1.74-1.90, ortalama 1.82), Fe (1.28-1.36, ortalama 1.32) ve Ti (0.01) biçiminde sıralanmaktadır. Toplam oktahedral katyon miktarları TTB-619 nolu örnekte 5.57-5.85 (ortalama 5.71), TTB-625 nolu örnekte ise 5.41-5.48 (ortalama 5.44) arasındadır. Oktahedral yükler ise sırasıyla 0.91-1.35 (ortalama 1.17) ve 0.60-0.82 (ortalama 0.71) arasında değişmektedir. Yapraklararası katyonlar Ca, Na ve K ile temsil olunur. Bu katyonların bulunuş miktarları da TTB-619 ve TTB-625 nolu örnekler arasında farklılık göstermektedir. Özellikle K miktarının TTB-619 nolu örnekte 0.01-0.04 (ortalama 0.02) gibi çok düşük miktarlarda bulunurken, TTB-625 nolu örnekte 0.20-0.23 (ortalama 0.21) arasında olup daha yüksek miktarlardadır. Yukarıda belirtilen tetrahedral ve oktahedral bileşimlerinin yanı sıra özellikle K içeriği açısından gözlenen kimyasal bileşim farklılığı analizi yapılan örneklerdeki kloritlerin farklı morfoloji ve oluşum şekline sahip olmasından kaynaklanmaktadır. Şöyleki TTB-619 nolu örnekteki kloritler tümüyle neomineralizasyon ürünü olarak kuvars ve feldispatlar arasında veya gözeneklerde yer alırken, TTB-625 nolu örnektekiler mika bantlı klorit veya klorit-mika istifli şeklindeki kloritlerden oluşmaktadır. Dolayısıyla TTB-625 nolu örnekteki tetrahedral Si, oktahedral Al ve yapraklararası K fazlalığı kloritlerin içermiş olduğu optik mikroskopik boyutta gözlenemeyen ince mika bantlarından ileri gelmektedir. Bu farklılık örneklerin tane



boyundan da kaynaklanabilmektedir. Bilindiği gibi iri tane boyuna sahip kayalar neoforme oluşumlar için ince taneli olanlara göre gerek çözelti sirkülasyonu ve gerekse oluşabilecek yer açısından daha uygun boşluk veya gözeneklere sahiptirler. Daha iri taneli bileşenlere sahip olan TTB-619 nolu örnekte neoforme kloritlerin oluşumu bu şekilde açıklanabilir. Kloritlerin toplam negatif yaprak yükleri TTB-619 nolu örnekteki çok düşük (0.03-0.13,ort.0.06), TTB-625 nolu örnekte ise daha yüksektir (0.20-0.27,ort.0.24).

Armutludere formasyondaki alt seviyeleri (epizon) temsil eden TTB-226 ve üst seviyeleri (ankizon) temsil eden TTB-259 nolu örnekteki kloritlerin gerek tetrahedral ve gerekse oktahedral ve yapraklararası katyon miktarları birbirine yakın değerler sunmaktadır. TTB-226 nolu örnekteki kloritlerin tetrahedral Si içerikleri 2.56-2.80 arasında (ortalama 2.69) değişmekte , buna bağlı olarak tetrahedral Al miktarları oldukça yüksek (1.20-1.44, ortalama 1.31) olmaktadır. TTB-259 nolu örnekteki kloritler ise biraz daha yüksek Si (2.77-3.17, ortalama 2.87) ve daha düşük tetrahedral Al (0.83-1.23, ortalama 1.13) içeriğine sahiptirler. Oktahedral katyonlar TTB-226 nolu örnekte bolluk sırasına göre  $Fe^{+2}$  (2.22-2.42, ortalama 2.33), Mg (1.98-2.10, ortalama 2.02), Al (1.43-1.62, ortalama 1.49), Mn (0.01-0.06, ortalama 0.03) ve Ti (0.01) ile temsil edilmektedir. TTB-259 nolu örnekteki element miktarları bolluk sırasına göre,  $Fe^{+2}$  = 1.82-2.61 (ortalama 2.25), Al = 1.50-2.16 (ortalama 1.72), Mg = 1.12-2.12 (ortalama 1.67), Mn = 0.02-0.07 (ortalama 0.04) ve Ti = 0.01 şeklindedir. İki örnekteki kloritlerin  $Fe^{+2}$  içerikleri birbirine yakın iken, Al ve Mg içerikleri küçük farklılıklar sunmaktadır. Toplam oktahedral katyon miktarları TTB-226 nolu örnekte 5.77-5.93 (ortalama 5.87), TTB-259 nolu örnekte ise 5.13-5.84 (ortalama 5.63) arasındadır. Oktahedral yükleri ise sırasıyla 1.16-1.33 (ortalama 1.24) ve 0.44-1.18 (ortalama 0.98) arasında değişmektedir. Yapraklararası katyonlar eser miktardaki Ca, Na ve K ile temsil edilmektedir. TTB-259 nolu örnekteki 28 ve 30 nolu kloritlerin K içeriklerinin diğer kloritlere göre yüksek olması (0.13 ve 0.35) bunların Emirgazi formasyonundaki TTB-625 nolu örnekteki gibi bir miktar mika bantları içermesinden kaynaklanmaktadır. Toplam negatif yaprak yükleri TTB-226 nolu örnekteki düşük (0.04-0.11, ortalama 0.07), TTB-259 nolu örnekte ise biraz yüksektir (0.01-0.39, ortalama 0.14).

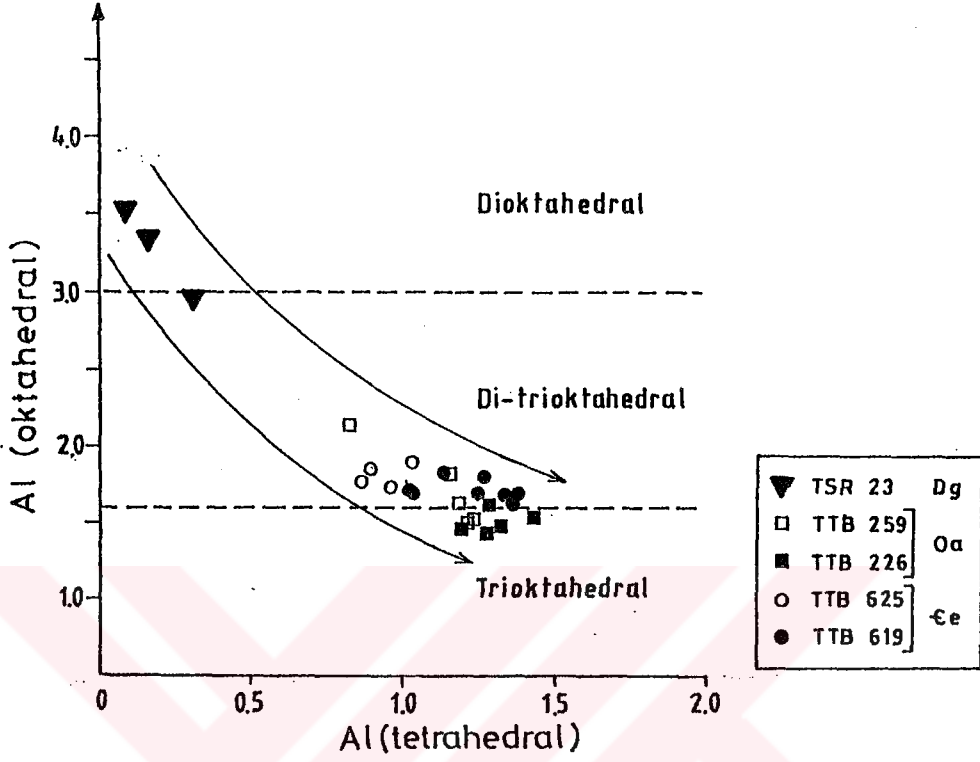
Gümüşali formasyonunda klorit+illit parajenezine sahip TSR-23 nolu örnekteki kloritlerin tetrahedral Si içerikleri 3.69-3.84 arasında (ortalama 3.82) değişmekte, buna bağlı olarak tetrahedral Al miktarları oldukça düşük (0.08-0.31, ortalama 0.18) olmaktadır. Oktahedral katyonlar başlıca Al ile temsil edilmekte (2.97-3.53, ortalama 3.28), bunun yanı sıra az miktarda  $Fe^{+2}$  (0.54-1.19, ortalama 0.83) ve Mg (0.14-0.29, ortalama 0.21) ve Ti (0.01-0.03) da bulunmaktadır. Toplam oktahedral katyon miktarı

diğer örneklere göre oldukça düşüktür (4.21-4.48, ortalama 4.33). Yapraklararası katyonlar eser miktardaki Ca (0.03-0.08, ortalama 0.05), Na (0.01-0.02, ortalama 0.01) ile K (0.05-0.18, ortalama 0.11) dur. Toplam negatif yaprak yükleri ise 0.13-0.32 (ortalama 0.21) arasındadır.

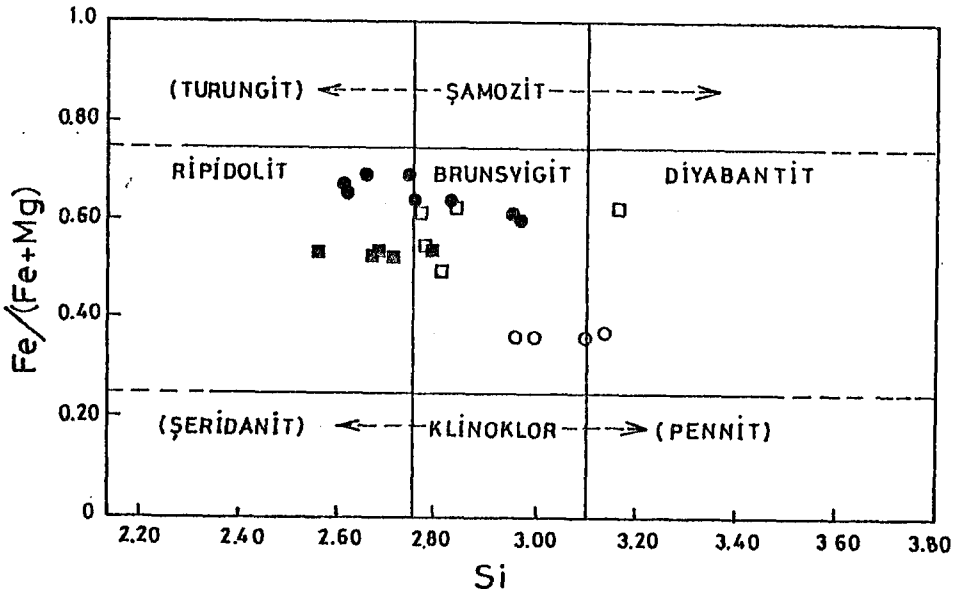
Cathelineau ve Nieva (1985) Los Azufres (Meksika) jeotermal sistemindeki sıvı kapanım, kuyu sıcaklığı ölçümleri ve kimyasal jeotermometre verilerinden elde edilen sıcaklık değerleriyle kloritlerin tetrahedral Al içerikleri arasındaki ilişkiyi baz alarak klorit jeotermometresi geliştirmişlerdir. Cathelineau (1988), bu çalışmaya ek olarak hem Los Azufres (Meksika) hem de Salton denizindeki (Kaliforniya) jeotermal sistemlerdeki kloritlerin kristalleşme sıcaklıklarını yeniden gözden geçirmiş ve önceki çalışmaya göre daha düşük ve daha yüksek sıcaklık değerlerini ekleyerek daha kullanışlı bir jeotermometre geliştirmiştir. Yazarın önermiş olduğu regresyon ilişkisine ( $T \text{ } ^\circ\text{C} = 321.9772 \times \text{Al}^{\text{IV}} - 61.9229$ ) göre TTB-619 nolu örnekteki kloritlerin kristalleşme sıcaklıkları 270-376  $^\circ\text{C}$  (ortalama 334  $^\circ\text{C}$ ) arasında değişmektedir. Bu veriler formasyonun da bulunduğu ankizon-epizon bölgesi için önerilen sıcaklık değerlerine (ankizon = ~ 200-300  $^\circ\text{C}$ , epizon = > 300  $^\circ\text{C}$  : Frey, 1986) büyük benzerlik göstermektedir. Diğer taraftan TTB-625 nolu örnekteki kloritlerin Si içeriklerinin yüksek olması nedeniyle tetrahedral Al içeriklerine göre belirlenen kristalleşme sıcaklıkları ise 215-273  $^\circ\text{C}$  (ortalama 245  $^\circ\text{C}$ ) olup, TTB-619 nolu örneğe göre daha düşük değerler sunmaktadır. Armutludere formasyonundaki kloritlerin oluşum sıcaklıkları ise TTB-226 ve TTB-259 nolu örnekler için sırasıyla ortalama 360 ve 302  $^\circ\text{C}$  olarak belirlenmiştir. Bu değerler örneklerin sırasıyla epizon (TTB-226) ve ankizon (TTB-259) bölgesini karakterize eden "kristalinite" verileriyle uyumlu gözükmektedir.

Kloritlerin tetrahedral ve oktahedral Al içeriklerinin yer aldığı diyagramda (Aldahan ve Morad, 1986) kloritlerin dioktahedralden di-trioktahedrale doğru tedrici geçiş göstermektedir (Şekil 4.7). Emirgazi formasyonuna ait kloritler trioktahedral sınırına yakın konumda, di-trioktahedral alanda kalmaktadır. Tetrahedral Al süstitüsüyonu yüksek olan örnekteki (TTB-619) kloritler trioktahedral klorit sınırına daha yakın konumdadırlar. Armutludere formasyonuna ait TTB-226 nolu örneğe ait kloritlerin biri hariç diğerlerinin trioktahedral alanda, TTB-259 nolu örneğe ait kloritlerin ise hem tiroktahedral hem de di-trioktahedral alanda kalmaktadır. Gümüşali formasyonundaki TSR-23 nolu örneğe ait iki kloritin dioktahedral, birisinin de di-trioktahedral alanda yer almaktadır.

Trioktahedral kloritlerin Si ve Fe/(Fe+Mg) içeriklerine göre sınıflandırıldığı diyagramda (Foster, 1962) Emirgazi formasyonuna ait TTB-619 nolu örnekteki kloritlerin ripidolit ve brunsvigit, TTB-625 nolu örnektekilerin ise brunsvigit ve diyabantit türünde oldukları belirlenmiştir (Şekil 4.8.). Diyagramda da görüldüğü gibi her iki örnekteki



Şekil 4.7. Emirgazi, Armutludere ve Gümüşali formasyonlarına ait kloritlerin Al (oktahedral)-Al (tetrahedral) diyagramında sınıflandırılması

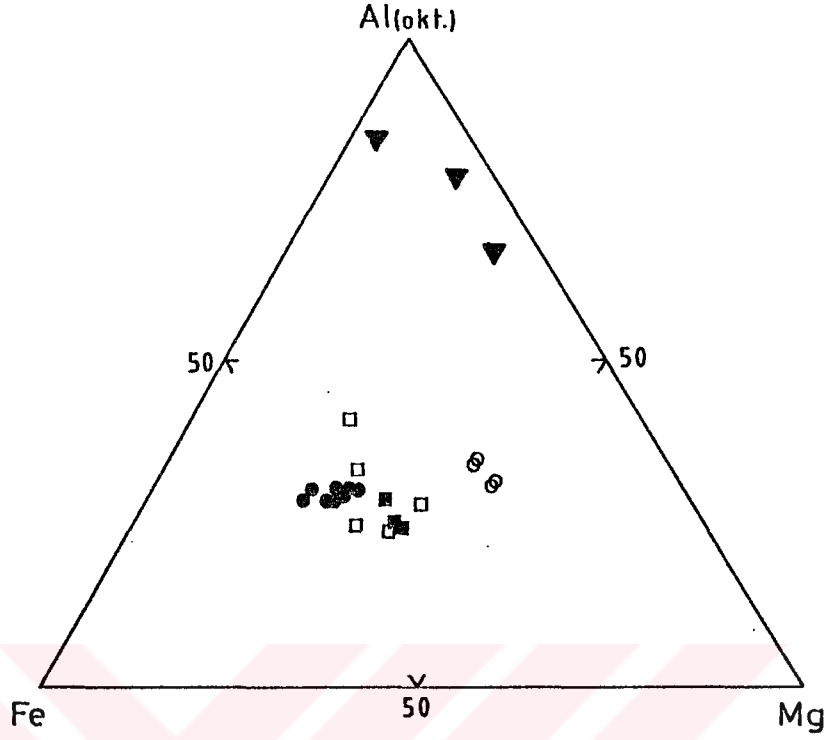


Şekil 4.8. Emirgazi, Armutludere ve Gümüşali formasyonlarına ait kloritlerin Si-Fe/(Fe+Mg) diyagramında adlandırılması (simgelerin açıklamaları Şekil 4.7'deki gibidir)

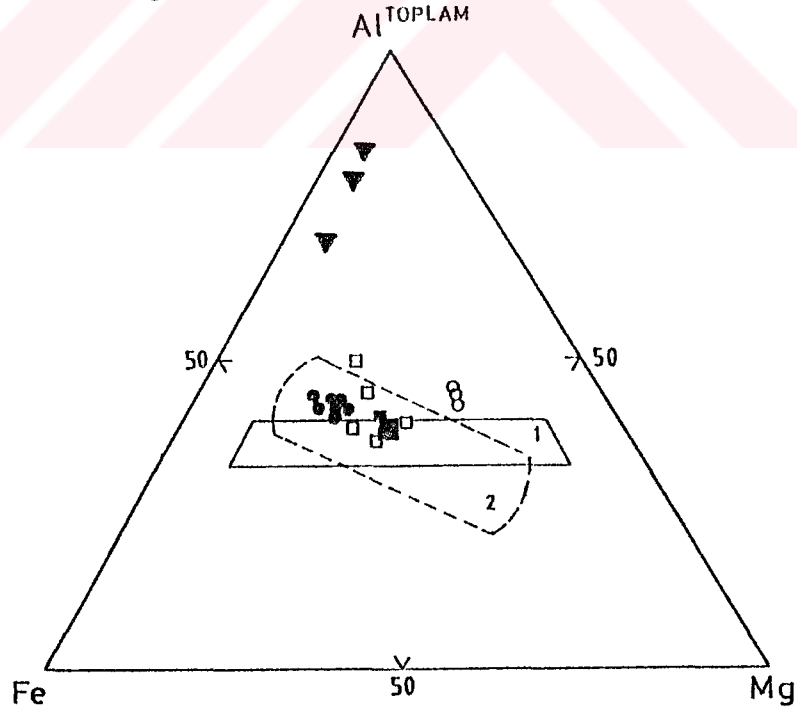
kloritlerin hem Si hem de Fe ve Mg açısından önemli farklılıklar sunması nedeniyle birbirlerinden oldukça uzak konumlarda kümелendiği dikkati çekmektedir. Armutludere formasyonunda ise, TTB-226 nolu örnekteki kloritler ripidolit, TTB-259 nolu örnekteki kloritler ise brunsvigit türündedir. Ankizonu temsil eden kloritler (TTB-259) diyagramın orta ve sağ kesiminde veya diğer bir ifadeyle brunsvigit bölgesinde, epizonu temsil eden kloritler (TTB-226) ise diyagramın sol kesiminde (ripidolit bölgesinde) yer almaktadırlar. Bu da metamorfizma derecesinin artmasına bağlı olarak kloritlerin diyagramın sol-alt kesimine doğru evrim gösterdikleri, yani Si içeriklerinin azaldığını göstermektedir. Diğer taraftan metamorfizma derecesinin artmasına bağlı olarak Fe/(Fe+Mg) oranlarında da azalma söz konusudur. Bu tür kimyasal evrimler birçok yazar tarafından da (Ernst ve diğerleri, 1970; Leitch, 1975; Weaver ve diğerleri, 1984; Aldahan ve Morad, 1986; Velde ve Medhioub, 1988; Hillier ve Velde, 1991) vurgulanmıştır.

Kloritlerin oktaedrik bileşimlerinin değerlendirildiği diyagramda (Şekil 4.9) Emirgazi formasyonuna ait TTB-619 ve TTB-625 nolu örneklerin oktahedral Al içerikleri arasında önemli bir fark olmadığı ve Al çizgisine yaklaşık paralel olarak uzandığı görülmektedir. Buna karşın iki örneğe ait kloritlerin Fe ve Mg içeriklerinin önemli farklılıklar sunması nedeniyle Fe ve Mg köşelerine doğru ayrı ayrı kümelenmektedirler. Armutludere formasyonundaki kloritler birbirinden çok belirgin bir farklılık sunmamakla birlikte TTB-259 nolu örneğin Fe ve Al bakımından daha zengin, metamorfizma derecesi daha yüksek olan TTB-226 nolu örneğin ise Mg köşesine daha yakın olduğu dikkat çekmektedir. Bu da metamorfizma derecesinin artmasıyla kloritlerin Mg köşesine doğru yöneldiğini göstermektedir. Gümüşali formasyonundaki kloritler dioktahedral olmaları nedeniyle Al köşesine yakın bölgede yer almaktadırlar.

İnceleme alanındaki kloritlerin Al<sup>toplam</sup>-Fe-Mg diyagramındaki konumlarına göre (Şekil 4.10) Emirgazi formasyonundaki TTB-619 ve 625 nolu örneklere ait kloritlerin birbirinden ayrı yerlerde kümелendikleri gözlenmiştir. Şekilde karşılaştırma açısından 1 nolu alanla temsil edilen metamorfik (Velde, 1977; 1978) ile 2 nolu alanla temsil edilen diyajenetik-ankimetamorfik bölge kloritleri (Ramamohana Rao, 1977; Weaver ve diğerleri, 1984; Velde ve Medhioub, 1988; Katagas ve diğerleri, 1991) de gösterilmiştir. TTB-619 nolu örnekteki kloritler metamorfik klorit alanının hemen üzerinde diyajenetik-ankimetamorfik kloritlere ait bölge içerisinde yer almaktadır. Buna karşın TTB-625 nolu örneğe ait kloritler iki bölgenin de dışında kalmaktadır. Bu farklılık örnekteki kloritlerin oktahedral Mg' un yüksek olmasıyla birlikte kloritlerin içerdiği ince muskovitlerden ileri gelen Al miktarının da yüksek olmasından kaynaklanmaktadır. Bilindiği gibi üçgen diyagramın sağına doğru, diğer bir ifadeyle Mg köşesine doğru



Şekil 4.9. Emirgazi, Armutludere ve Gümüşali formasyonlarına ait kloritlerin oktahedral Al-Fe-Mg diyagramındaki konumları (simgelerin açıklamaları Şekil 4.7 deki gibidir)



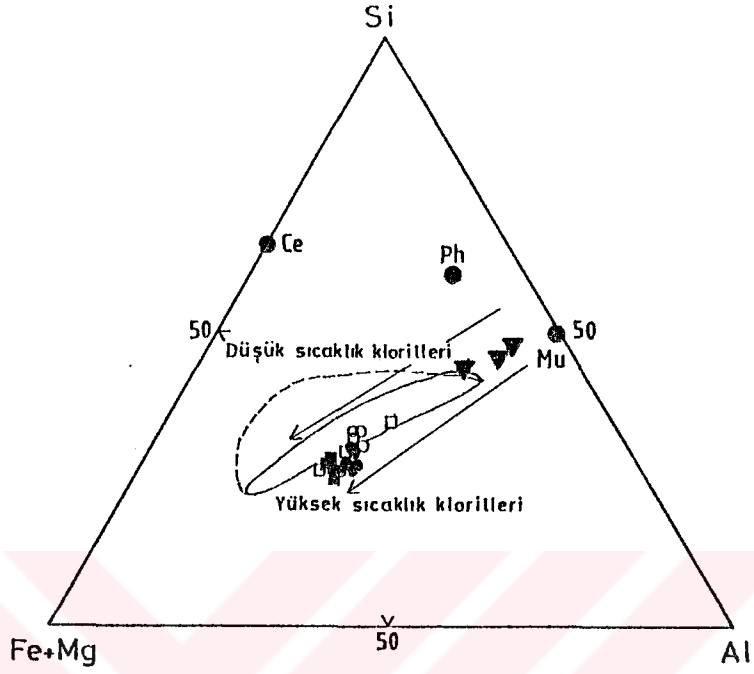
Şekil 4.10. Emirgazi, Armutludere ve Gümüşali formasyonlarına ait kloritlerin Al<sup>toplam</sup>-Fe-Mg diyagramındaki konumları. 1:metamorfik alan, 2:diyajenetik-ankimeta-morfik alan (Velde, 1977 ve 1978), (simgelerin açıklamaları Şekil 4.7 deki gibidir)

diyajenez/metamorfizma derecesinin artması söz konudur (Eckhardt, 1958; Carman, 1965; Muravjew ve Salyn, 1969; Bishop, 1972; Cooper, 1972; Baltatzis ve Katagas, 1984; Cho ve diğerleri, 1986). Buna göre TTB-619 nolu örnek çok düşük dereceli metamorfik bir oluşumu yansıtacak şekilde diyajenetik-ankimetamorfik ile metamorfik kloritler arasında bir bölgede yer almaktadır. Armutludere formasyonuna ait kloritler bir örnek dışında tümüyle diyajenez-ankimetamorfik kloritler için çizilen 1. bölgeye düşmektedir. Örneklerin illit "kristalinite" artışına göre (TTB-226 = epizon,  $0.21 \Delta 2\theta^\circ$ ; TTB-259 = ankizon,  $0.41 \Delta 2\theta^\circ$ ) üçgen diyagramın sağ-alt kesimine doğru yönelimleri sözkonusudur. Gümüşali formasyonundaki kloritler ise diyajenez-ankimetamorfik ve metamorfik kloritleri için çizilen alanların dışında kalmakta olup, Al köşesine yakın bölgede kümelenmiştir.

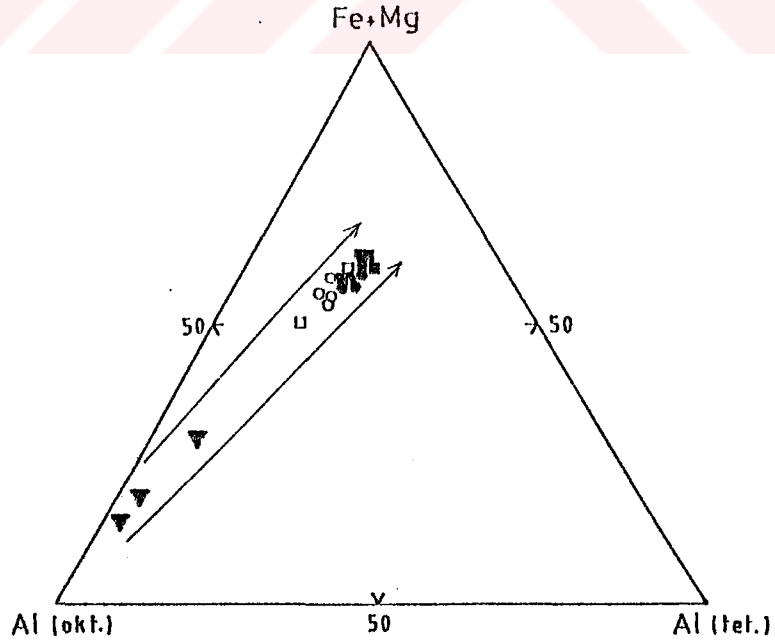
Kloritler ayrıca Si-(Fe+Mg)-Al üçgen diyagramına yerleştirilmiş olup, Velde (1992) tarafından çizilen düşük ve yüksek sıcak kloritleri bölgelerine göre değerlendirilmiştir (Şekil 4.11.). Buna göre Emirgazi ve Armutludere formasyonlarındaki kloritlerin daha çok yüksek sıcaklık kloritleri bölgesinde yer aldıkları saptanmıştır. Buna karşın Gümüşali formasyonundaki kloritlerin Velde (1992) tarafından çizilen yüksek sıcaklık ve düşük sıcaklık klorit alanlarının dışında kalmaktadır. Diyagramda kloritlerin artan diyajenez/metamorfizma derecesine bağlı olarak Fe+Mg köşesine doğru evrim gösterdikleri dikkat çekmektedir.

Devoniyen'den Kambriyen'e doğru kloritlerin artan diyajenez /metamorfizma derecesine bağlı olarak gösterdiği progresif evrim Al (oktahedral) -Al (tetrahedral)-(Fe+Mg) diyagramında daha belirgin bir biçimde gözlenmektedir (Şekil 4.12.).

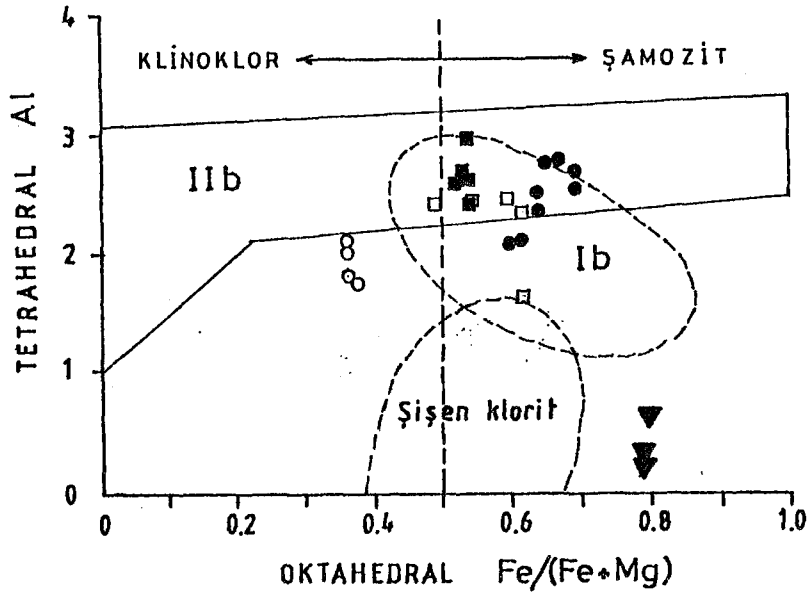
Kloritlerin politip ve tetrahedral Al-oktahedral Fe/(Fe+Mg) içeriklerinin değerlendirildiği diyagramda (Hayes, 1970), Emirgazi formasyonuna ait TTB-619 nolu örnekteki 8 kloritten 6' sının Foster (1962) tarafından çizilen Iib politipi bölgesine, ikisinin ise Curtis ve diğerleri (1985) tarafından çizilen Ib politipi bölgesine düştükleri belirlenmiştir (Şekil 4.13.). TTB-625 nolu örnek ise ideal klorit bileşimini sergilememesi nedeniyle yazarlarca verilen alanlar içerisine düşmemektedir. Armutludere formasyonundaki kloritler tümüyle Iib politipi bölgesinde yer almaktadır. Formasyonun en üst seviyelerini temsil eden TTB-259 nolu örneğin diğerine göre Ib politipi bölgesine daha yakın olduğu, hatta bir örneğin de tümüyle Ib bölgesinde olduğu gözlenmektedir. Bu veriler kloritlerin üst seviyelere doğru Ib politipine yönelim gösterdiğine işaret eder gözükmektedir. Ayrıca, Saimbeyli yöresinden alınan ve formasyonun üst seviyelerindeki bir örnekteki (TSM-759) Ib kloritlerinin politipleri ile kimyasal bileşimleri arasında uyumluluğun olduğunu göstermektedir. Gümüşali formasyonundaki kloritler tetrahedral Al miktarlarının çok düşük olması nedeniyle politip alanlarının hiç birisine düşmemektedir.



Şekil 4.11. Emirgazi, Armutludere ve Gümüşali formasyonlarına ait kloritlerin Si-Fe+Mg-Al diyagramındaki konumları. Düşük ve yüksek sıcaklık kloritlerin alanları Velde'ye (1992) göre çizilmiştir. Ce:Seladonit, Ph:Filogopit, Mu:Muskovit (simgelerin açıklamaları Şekil 4.7 deki gibidir)



Şekil 4.12. Emirgazi, Armutludere ve Gümüşali formasyonlarına ait kloritlerin Al (oktahedral)-Al (tetrahedral)-(Fe+Mg) diyagramındaki konumları. Ok yönü artan diyajenez/metamorfizma derecesini göstermektedir (simgelerin açıklamaları Şekil 4.7 deki gibidir)



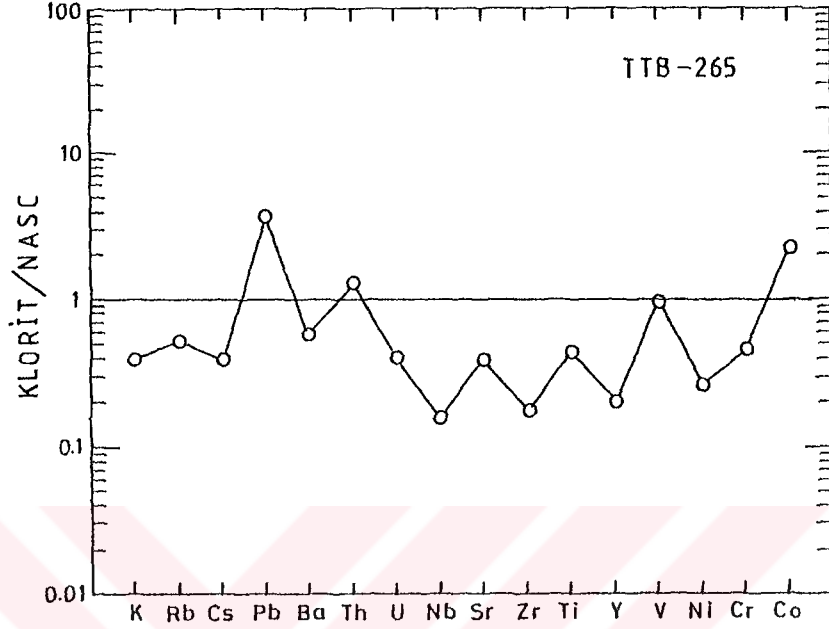
Şekil 4.13. Emirgazi, Armutludere ve Gümüşali formasyonlarına ait kloritlerin Tetrahedral Al-oktahedral Fe/(Fe+Mg) diyagramındaki konumları. Şişen ve Ib Curtis ve diğerleri (1985), Iib tipi kloritlerin alanları Foster'e (1962) göre çizilmiştir (simgelerin açıklamaları Şekil 4.7 deki gibidir)

Halıtyayla formasyonuna ait Ia politipine sahip kloritin (TTB-265) bazı eser ve nadir toprak element (REE) bollukları (bkz. Çizelge 4.4.) NASC' e göre normalize edilmiş ve Şekil 4.14 ile 4.15 de verilmiştir.

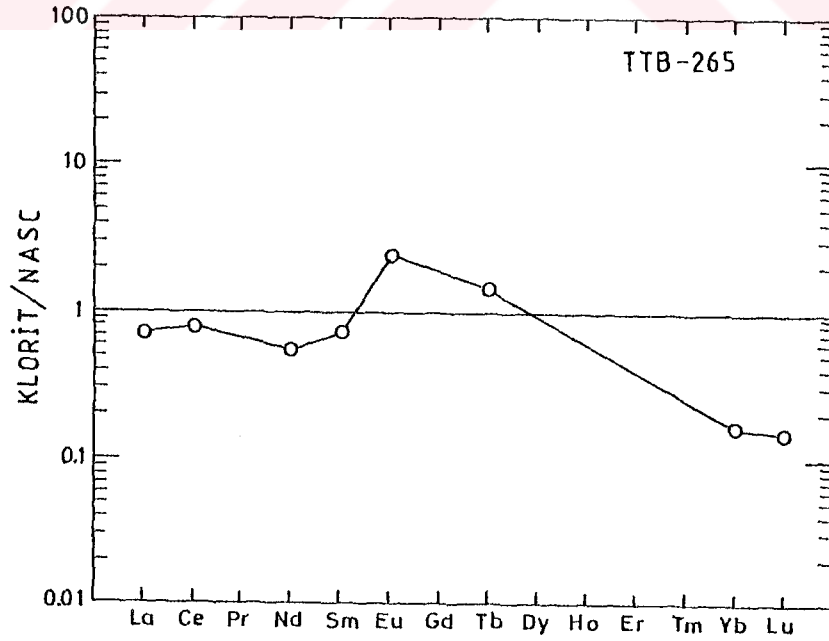
Klorit örneğinin eser element bollukları muskovit/illit örneklerinde olduğu gibi NASC deki elementlere benzer yönelim sunmamaktadır. Pb, Th ve Co dışında diğer tüm elementler NASC' e göre fakirleşme göstermektedir (Şekil 4.14.). Bunun nedeni kloritin kristal yapısında muskovit/illitlere göre eser elementleri daha kolay bulundurabileceğini düşündürmektedir. Diğer yandan muskovit/illitlerdeki yapraklararası bol olarak bulunan K ve bu elementi izleyen Rb ve Cs gibi iri katyon yarıçaplı elementlerin kloritlerde daha az bulunması beklenen bir sonuçtur. Kloritte diğer tüm kil minerallerine göre W ve Mo gibi elementlerin daha bol bulunması, bunların granitik kayalardan beslenen feldispatları ornatması biçimindeki oluşumu ile ilişkilidir.

Kloritlerin REE bollukları NASC' e göre Eu ve Tb hariç tüm REE' ler fakirleşme göstermektedir (Şekil 4.15). Eu diğer örnektekilerin tersine pozitif anomali vermektedir. Bunun formasyondaki kloritlerin Eu' u bünyesinde bol olarak bulunduran feldispatları ranplase ederek oluşmasından kaynaklandığı düşünülmektedir. Diğer taraftan LREE' den HREE' lere doğru düzenli bir azalma sözkonusudur. Bu durum özellikle Yb ve Lu ile temsil edilen HREE' lerin tüketildiğine işaret etmektedir.





Şekil 4.14 Halitayla formasyonuna ait kloritlerdeki bazı eser elementlerin NASC-normalize dağılımları



Şekil 4.15. Halitayla formasyonuna ait kloritlerdeki bazı REE'in NASC-normalize dağılımları

#### 4.2.1.3. Kaolinitler

Ziyarettepe formasyonuna ait üç kaolinit fraksiyonunun (TSR-548, TSR-735, TSR-737) ana ve eser element kimyasal analizi yapılmıştır (Çizelge 4.5). Örneğin tümüyle saf olmaması, diğer bir ifadeyle bir miktar spekül hematit içermesi nedeniyle yapısal formülü hesaplanmamıştır. Kaolinitler başlıca SiO<sub>2</sub> ve Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içermelerinin yanı sıra hematitten ileri gelen FeO ve TiO<sub>2</sub> de (sırasıyla % 6.00-9.30 ve 1.48-2.19) yer almaktadır.

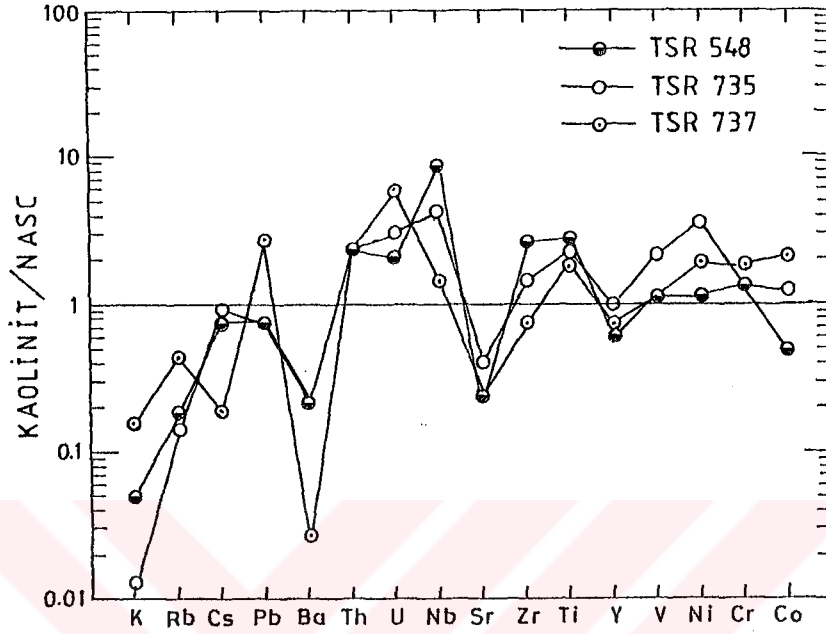
Kaolinitlerin NASC normalize eser element bollukları K, Rb, Ba, Th ve U elementleri ile temsil edilen düşük ve yüksek değerlikli elementler (LFSE ve HFSE) bakımından oldukça karmaşık bir yönelime sahip iken, sağ kesimdekiler daha düzenli bir yönelim sunmaktadırlar (Şekil 4.16). Kaolinitler muskovit/illitlerdeki tersine K, Rb ve Cs bakımından önemli derecede fakirleşme gösterdikleri bilinmektedir. Örneğin, TSR-735 nolu örnekte K' un NASC' e göre fakirleşmesi 79 kata ulaşmaktadır. Fakirleşme gösteren diğer elementler Sr ve Y' dur. Zenginleşme gösteren elementleri ise başta U ve Nb olmak üzere Th, Zr, Ti, Sc, V, Ni ve Cr oluşturmaktadır. Özellikle Ni, Cr, Sc ve V gibi geçiş elementlerinin zenginleşme göstermeleri kaolinitlerin içerdiği hematitten ileri gelmektedir.

Kaolinitlerin REE bollukları (Şekil 4.17.) Tb hariç NASC' e göre 4-5 kata ulaşan zenginleşme göstermektedir. Ce elementinin pozitif anomali vermesi dikkat çekicidir. TSR-548 nolu örnekteki REE' lerin diğer örnekler göre düşüklüğü spekül hematit gibi aksesuar fazları daha fazla içermesinden kaynaklanmaktadır.

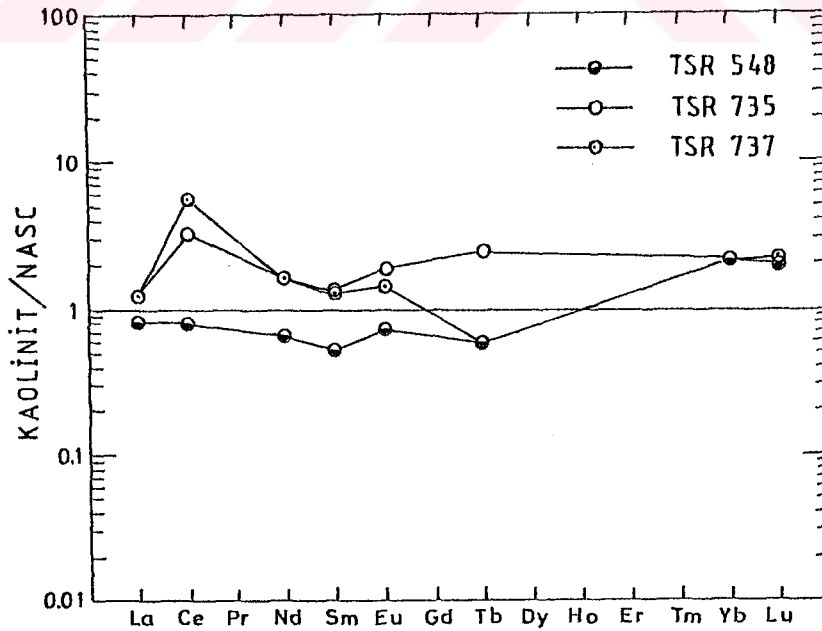
Çizelge 4.5. Ziyarettepe formasyonuna ait kaolinitlerin ana ve eser element kimyasal çözümlenme sonuçları

% Oksit	TSR-548	TSR-735	TSR-737
SiO <sub>2</sub>	38.99	39.62	43.85
TiO <sub>2</sub>	2.19	1.79	1.48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	38.72	32.80	33.27
ΣFeO	6.90	9.30	6.00
MnO	0.01	0.03	0.03
MgO	0.28	0.17	0.86
CaO	0.30	0.40	0.24
Na <sub>2</sub> O	0.07	0.08	0.06
K <sub>2</sub> O	0.20	0.05	0.62
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.06	0.03
A.K.	12.34	13.10	13.36
Toplam	100.06	97.40	99.80

	TSR-548	TSR-735	TSR-737		TSR-548	TSR-735	TSR-737		TSR-548	TSR-735	TSR-737
Cr	170	170	230	Sb	0.9	1.3	1.4	Th	28	30	30
Ni	67	207	109	Au	<2	<2	11	U	5.7	8.4	16
Co	13	33	56	Rb	23	18	57	La	26.2	40.0	39.0
Sc	27	27	24	Cs	4	5	<1	Ce	58	237	410
V	152	284	146	Ba	143	132	17	Nd	21	52	52
Cu	3	12	8	Sr	33	58	34	Sm	3	7.6	7.3
Pb	16	15	56	Ga	42	37	33	Eu	0.9	2.3	1.8
Zn	16	132	33	Ta	4.1	2.0	3.5	Tb	<0.5	2.1	<0.5
W	21	63	52	Nb	114	56	19	Yb	6.5	7	6.7
Mo	3	3	17	Hf	13	11	10	Lu	1.01	1.07	0.96
S	21	19	20	Zr	525	289	155	Br	<0.5	<0.5	<0.5
As	4	4	18	Y	22	35	26				



Şekil 4.16. Ziyarettepe formasyonuna ait kaolinitlerdeki bazı eser elementlerin NASC-normalize dağılımları



Şekil 4.17. Ziyarettepe formasyonuna ait kaolinitlerdeki bazı REE' in NASC-normalize dağılımları

#### 4.2.1.4. İllit-Smektit karışık tabakalılar

Karbonifer yaşlı Ziyarettepe formasyonuna ait marn (TSR-532), kömürlü marn (TSR-533) ve dolomitik marn (TSR-537) örneklerine ait illit-smektit karışık tabakalı kil fraksiyonlarının ana ve iz element çözümlenmeleri yapılmış ve 11 oksijen bazına göre (Weaver ve Pollard, 1973) yapısal formülleri hesaplanmıştır (Çizelge 4.6.).

I-S' lerin yapısal formülleri incelendiğinde tetrahedral Si' un 3.53-3.73 (ortalama 3.63), tetrahedral Al miktarının ise 0.27-0.47 (ortalama 0.37) arasında değiştiği gözlenmektedir. Oktahedral Al miktarı 1.22-1.33 (ortalama 1.29), Fe ve Mg miktarı sırasıyla 0.29-0.55 (ortalama 0.38) ve 0.31-0.46 (ortalama 0.37) arasında değişmektedir. Ti miktarı ise illitlere göre daha yüksek değerler sunmaktadır (0.07-0.10, ortalama 0.09). I-S' lerin toplam oktahedral katyon sayıları 2.05 ve 2.17 ve oktahedral yükleri 0.19 ve 0.38 olup, diğer örneklere göre biraz daha yüksektir. Yapraklararası K' un miktarı 0.52-0.58 (ortalama 0.55) olarak belirlenmiştir. Na ve Ca içerikleri sırasıyla 0.02 ve 0.04 tür.

Hower ve Mowatt' ın (1966) tetrahedral ve oktahedral yük değerlerinin kullanıldığı üçgen diyagramda (bkz. Şekil 4.2.), formasyona ait örneklerdeki illit-smektit karışık tabakalı fraksiyonları smektit ve illit arasındaki bölgede yer almaktadırlar. Benzer şekilde muskovit, illit, fenjit ve seladonitlerin yer aldığı Si ve Na+K miktarlarının değerlendirildiği diyagramda da (Aldahan ve diğerleri, 1988) illit ve pirofillit arasında kümelenmektedir. (bkz. Şekil 4.3.).

I-S aratabakalılarının bazı eser element bollukları NASC' e benzer bir yönelim sunmakla birlikte K, Rb, Nb, Sr, Zr, Ti, V, Ni, Cr bakımından zenginleşme Pb, Ba, Th ve Y bakımından fakirleşme göstermektedir (Şekil 4.18). Muskovit/illitlerden farklı olarak Sr ve Zr' ca zenginleşme göstermesidir. Elementlerin NASC' e göre zenginleşmesi maksimum 14, fakirleşmesi ise 7 kata ulaşabilmektedir. Çok yönlü davranış gösteren (miscellaneous) elementlerden As ve özellikle S miktarı diğer kil minerallerine göre yüksektir. Bunun nedeni Puşçutepe ve Yukarıyayla formasyonlarındaki gibi örneklerin organik madde içermelerinin bir sonucudur.

#### 4.2.1.5. Smektitler

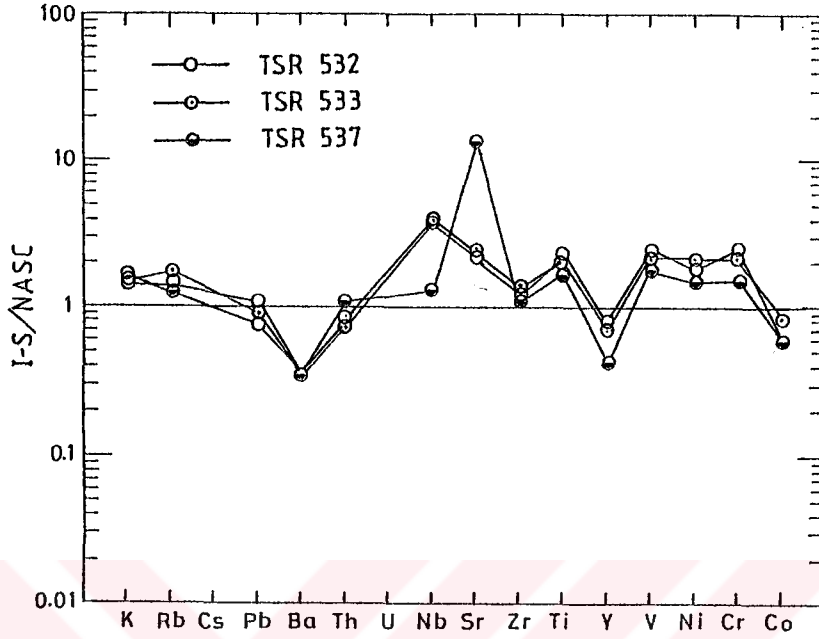
Sarız yöresindeki Elmaçat formasyonu ile Saimbeyli yöresindeki Hocabet formasyonuna ait iki adet marn (TSR-165 ve TSM-945) örneğinin smektit fraksiyonlarının ana ve iz element çözümlenmeleri yapılmış ve 11 oksijen bazına göre (Weaver ve Pollard, 1973) yapısal formülleri hesaplanmıştır (Çizelge 4.7.).

Çizelge 4.6. Ziyarettepe formasyonuna ait I-S'lerin ana ve eser element kimyasal çözümlene sonuçları ve yapısal formülleri

% Oksit	TSR- 532	TSR-533	TSR-537
SiO <sub>2</sub>	50.66	49.63	49.33
TiO <sub>2</sub>	1.65	1.79	1.31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.65	18.02	21.31
∑FeO	9.15	4.65	5.13
MnO	0.02	0.02	0.02
MgO	2.93	3.00	4.27
CaO	0.54	0.47	0.52
Na <sub>2</sub> O	0.15	0.14	0.16
K <sub>2</sub> O	5.71	5.81	6.38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.09	0.48
A.K.	9.70	15.92	9.50
Toplam	99.27	99.54	98.41
<b>Yapısal formül</b>			
<b>Tetrahedral</b>			
Si	3.64	3.73	3.53
Al	0.36	0.27	0.47
<b>Oktahedral</b>			
Al	1.22	1.32	1.33
Ti	0.09	0.10	0.07
Fe	0.55	0.29	0.31
Mg	0.31	0.34	0.46
T.O.K	2.17	2.05	2.17
O.Y.	-0.26	-0.38	-0.19
<b>Yapraklararası</b>			
Ca	0.04	0.04	0.04
Na	0.02	0.02	0.02
K	0.52	0.56	0.58
Y.A.Y.	0.62	0.66	0.66
T.Y.Y.	-0.62	-0.65	-0.68

Element	TSR- 532	TSR-533	TSR-537
Cr	278	316	195
Ni	127	107	87
Co	22	16	16
V	289	322	236
Cu	34	28	26
Pb	21	18	15
Zn	257	158	57
S	22	30326	115
As	34	27	17
Rb	171	210	153
Ba	229	224	221
Sr	308	327	1942
Ga	22	29	24
Nb	49	51	17
Zr	237	269	207
Y	25	28	15
Th	10	9	13

XRD incelemelerine göre dioktahedral olduğu belirlenen TSR-165 nolu smektit örneğinde tetrahedral Al süstitüsyonunun çok düşük veya ihmal edilebilir miktarda (0.07) olması, diğer bir ifadeyle oktahedral yükün (0.36) tetrahedral yükten (0.07) fazla olması ve oktahedral tabakada en bol bulunan katyonun Al ile temsil edilmesi (1.18) bu mineralin montmorillonit olduğunu göstermektedir (Güven, 1988). Ancak, oktahedral tabakada Al' un yanı sıra Fe (0.46) ve Mg' un (0.53) da bulunması nedeniyle ideal montmorillonit bileşiminde değildir. Bu şekildeki smektit grubu minerallerinin uç üyeleri arasındaki kimyasal değişimler, katı-çözelti oluşumu (Velde, 1985a; Velde ve Brusewitz, 1986; Velde ve Meunier, 1987; Newman ve Brown, 1987), karışık-tabakalı yapıların oluşumu, iki veya daha fazla fazın karışımı ve yapıda bileşimsel farklı bölgelerin bulunması (Vali ve diğerleri, 1993) gibi nedenlere dayanmaktadır. Fe ve Mg miktarının tümüyle kil fraksiyonunda % 10 miktarındaki paligorskit ile eser miktarda bulunabilecek klorit ve



Şekil 4.18. Ziyarettepe formasyonuna ait I-S'lerdeki bazı eser elementlerin NASC-normalize dağılımları

serpantin minerallerinden sağlanması mümkün gözükmemektedir. Bu nedenle Fe' ce zengin montmorillonit olarak adlandırılması uygun gözükmemektedir (Güven, 1988; Vali ve diğerleri, 1993). Toplam oktahedral katyon miktarı 2.20 olarak belirlenen Fe' ce zengin montmorillonitin yapraklararası katyonlarını başlıca K (0.22), Ca (0.10) ve Na (0.03) oluşturmaktadır. Yapraklararası K' un bol olarak bulunması kil fraksiyonunda eser miktarda da olsa illitin bulunmasından kaynaklanmaktadır. Fe' ce zengin dioktahedral smektitlerin varlığı Türkiye' de değişik bölgelerde de belirlenmiştir (Karacan ve diğerleri, 1989; Bozkaya ve Yalçın, 1991a; Yalçın ve Cerit, 1991; Yalçın ve diğerleri, 1994).

XRD ile trioktahedral karakterde olduğu saptanan smektit örneğinde (TSM-945) tetrahedral Al süstitüsyonunun veya tetrahedral yükün (0.18) oktahedral yükten (0.08) fazla olması ve oktahedral katyon olarak başlıca Mg' un (1.10) bulunması, bu mineralin saponit olabileceğini göstermektedir (Güven, 1988). Ancak, oktahedral tabakada Mg' un yanı sıra Al (0.78) ve Fe' in (0.61) de bulunması, Al-Fe saponit şeklinde adlandırılması daha uygundur. Toplam oktahedral katyon miktarı Fe' ce zengin montmorillonite göre daha yüksek olan (2.53) Al-Fe saponitin yapraklararası katyonlarını başlıca K (0.14), Ca (0.06) ve Na (0.01) oluşturmaktadır. Al-Fe saponit türü trioktahedral smektitler Doğu Toroslarn kuzey uzantısını temsil eden Hekimhan basenindeki incelemelerde de saptanmıştır (Bozkaya ve Yalçın, 1991a ve 1991b).

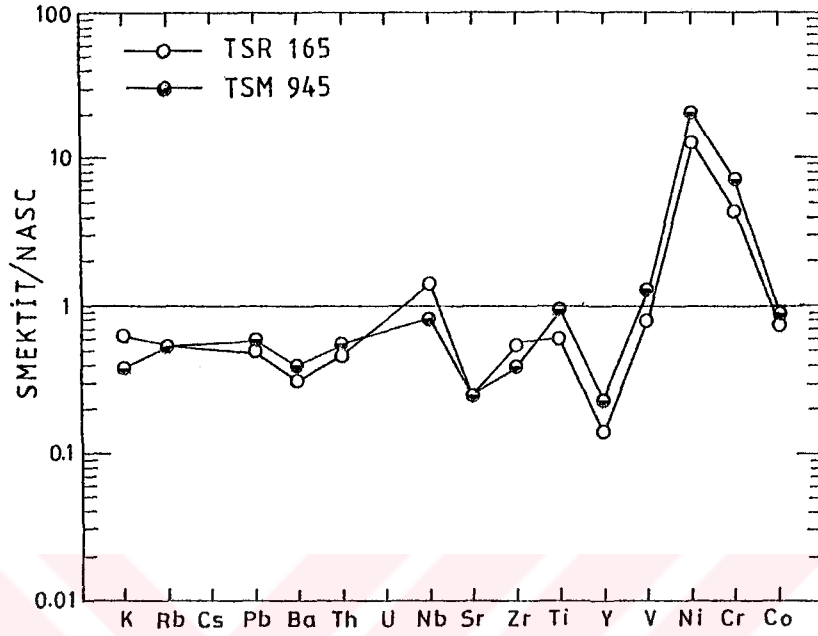
Çizelge 4.7. Elmaçat ve Hocabet formasyonlarına ait smektitlerin ana ve eser element kimyasal çözümü sonuçları ve yapısal formülleri

	Elmaçat	Hocabet
% Oksit	TSR-165	TSM- 945
SiO <sub>2</sub>	57.98	54.80
TiO <sub>2</sub>	0.49	0.78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.65	11.65
∑FeO	8.04	10.37
MnO	0.02	0.02
MgO	5.29	10.58
CaO	1.36	0.74
Na <sub>2</sub> O	0.26	0.10
K <sub>2</sub> O	2.57	1.54
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.08
A.K.	7.70	8.44
Toplam	99.42	99.10
<b>Yapısal formül</b>		
Tetrahedral		
Si	3.93	3.82
Al	0.07	0.18
Oktahedral		
Al	1.18	0.78
Ti	0.03	0.04
Fe	0.46	0.61
Mg	0.53	1.10
T.O.K	2.20	2.53
O.Y.	-0.36	-0.08
Yapraklararası		
Ca	0.10	0.06
Na	0.03	0.01
K	0.22	0.14
Y.A.Y.	0.45	0.27
T.Y.Y.	-0.43	-0.26

	Elmaçat	Hocabet
Element	TSR-165	TSM- 945
Cr	564	927
Ni	764	1254
Co	20	24
V	107	170
Cu	58	91
Pb	10	12
Zn	136	160
S	22	35
As	1	5
Rb	70	69
Ba	202	261
Sr	36	36
Ga	13	15
Nb	19	11
Zr	113	80
Y	5	8
Th	6	7

Hower ve Mowatt' ın (1966) tetrahedral ve oktahedral yük değerlerinin kullanıldığı üçgen diyagramda (bkz. Şekil 4.2.), smektitler pirofillit köşesine yakın smektit bölgesinde yer almaktadırlar. Benzer şekilde muskovit, illit, fenjit ve seladonitlerin yer aldığı Si ve Na+K miktarlarının değerlendirildiği diyagramda da (Aldahan ve diğerleri, 1988) pirofillit köşesine yakın bölgede kümelendikleri gözlenmektedir. (bkz. Şekil 4.3.).

Dioktahedral ve trioktahedral smektitlerin bazı eser element bollukları NASC'e göre normalize edilmiş ve Şekil 4.19. da verilmiştir. LFSE/LILE den K, Rb, Ba, Sr ile yüksek değerlikli elementlerden Zr, Y ve Th NASC' e göre fakirleşme, geçiş metallere Pb hariç diğerleri ise (V, Ni, Cr) NASC' e göre zenginleşme göstermektedir. Geçiş metalleri (Cr, Ni) bakımından 22 kata kadar ulaşan zenginleşme diğer kil minerallerine göre oldukça yüksektir. Geçiş metallere göre gözlenen bu farklılık smektitlerin oluşumuna



Şekil 4.19. Elmaçat (TSR-165) ve Hocabet (TSM-945) formasyonlarına ait smektitlerdeki bazı eser elementlerin NASC-normalize dağılımları

katılan elementlerin ofiyolitik kaynaktan geldiğine işaret etmektedir. Dioktahedral (TSR-165) ve trioktahedral (TSM-945) smektitlerin Zr hariç genellikle birbirine benzer yönelime sahip olmakla birlikte, trioktahedral smektit değerine göre özellikle geçiş metalleri bakımından biraz daha fazla zenginleşmeye sahiptir.

#### 4.2.2. Karbonat minerallerinin kimyası

##### 4.2.2.1. Kalsitler

Kambriyen yaşlı Değirmentaş formasyonundan (Ed) Eosen yaşlı Demiroluk formasyonuna (Td) kadar geniş yaş aralığına sahip 14 formasyondan toplam 50 örneğin tümüyle kalsitten oluşan karbonat fazında kimyasal çözümlenmeler gerçekleştirilmiştir (Çizelge 4.8.).

Kalsitlerde Fe, Mn, Mg, Na, K ve Sr elementlerinin önemli, buna karşın Cr, Ni, Co, Cu, Pb, Zn ve Li elementlerinin daha düşük miktarlarda olduğu gözlenmektedir. Element çiftleri arasında korelasyon katsayılarına göre Fe-Mn, K-Sr ve Co-Sr arasında pozitif korelasyon, Co-Na arasında ise negatif korelasyon olmak üzere 4 element çiftinde 0.50' yi aşan korelasyon katsayısı değerleri saptanmıştır (Çizelge 4.9.). Bu element çiftlerinin regresyon ilişkileri Şekil 4.20 de verilmiştir. Fe-Mn ve K-Sr arasında oldukça dağınık, Co-Sr ve Co-Na arasında daha düzenli bir ilişki söz konusudur.



Çizelge 4.8. Değişik formasyonlara ait kalsitlerin eser element kimyasal çözümlenme sonuçları

ÖRN. NO	Slıngı	Fe	Mn	Mg	Na	Cr	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	K	Sr	Li	% Ç.
TSR-150	Td	1245	258	2877	125	14	64	28	14	40	30	377	2443	1.0	82.64
TSR-177	Td	2179	299	3867	169	13	76	33	17	39	37	503	2296	1.0	85.52
TSR-189	Td	949	197	2894	200	14	57	24	8	40	30	222	573	0.6	93.69
TTB-699	Td	775	58	4349	222	14	63	24	6	40	32	121	351	0.4	94.69
TSM-913	Th	885	48	2106	199	14	55	26	6	43	35	54	185	0.6	97.37
TSM-938	Th	1109	188	3524	178	12	59	35	13	42	29	343	2426	0.9	90.10
TSM-960	Th	1144	210	2795	87	14	64	34	14	52	22	129	529	0.5	82.18
TSR-129	Kc	517	54	3460	178	12	43	33	9	45	16	98	1237	0.4	96.10
TSR-125	Ky	86	20	1492	180	13	60	23	6	42	28	36	258	0.4	99.97
TTB-668	Ky	191	19	2473	86	12	49	33	12	69	44	64	349	0.8	97.03
TSM-894	Ky	1300	113	3054	76	12	44	34	9	46	17	108	1079	0.8	94.28
TSM-903	Ky	239	41	2098	268	14	54	26	6	6	41	53	424	0.6	98.54
TSR- 84	JKkø	141	14	2680	164	7	54	23	6	38	26	63	727	0.6	98.64
TSR- 91	JKkø	389	20	1331	186	13	54	26	6	38	28	43	1172	0.4	99.31
TSR-112	JKkø	108	9	3000	164	13	54	23	6	194	31	101	210	0.4	99.41
TSR-116	JKkø	97	10	1293	148	13	54	23	6	34	30	32	132	0.4	99.58
TSR-169	JKkø	86	20	2720	190	13	54	23	6	34	29	38	354	0.4	99.68
TSR-171	JKkø	384	120	2502	239	14	55	24	8	39	33	135	333	0.6	96.19
TTB-643	JKkø	156	24	3044	202	14	55	24	6	39	33	118	179	0.4	96.30
TSM-992	JKkø	223	12	3373	218	13	54	26	6	43	53	51	228	0.6	98.48
TSM-1000	JKkø	188	30	2151	175	14	55	26	6	48	124	34	169	0.6	96.92
TSR-102	Tra	637	33	3524	117	12	59	29	9	45	19	182	1226	0.9	94.33
TTB-380	Trk	993	122	1639	44	6	59	35	10	42	19	141	714	0.4	89.95
TTB-398	Trk	1144	60	3165	57	6	49	29	9	45	108	80	711	0.8	95.31
TTB-422	Trk	283	28	3412	61	11	48	36	12	39	12	86	607	0.8	97.46
TTB-452	Trk	797	47	4192	161	13	54	23	6	42	23	34	346	0.6	99.44
TSR- 74	Py	114	14	3607	194	14	54	23	121	38	37	42	747	0.6	98.20
TSR- 78	Py	97	30	2535	182	20	54	26	6	38	31	29	400	0.6	99.60
TSR- 80	Py	107	21	3890	184	13	53	23	6	42	26	60	427	0.6	99.75
TSR- 83	Py	178	27	2659	202	14	69	21	6	39	42	265	1223	0.6	96.24
TTB-517	Py	231	32	2316	203	14	55	23	6	34	25	61	207	0.6	97.33
TTB-523	Py	178	27	4557	188	13	54	26	6	42	42	70	380	0.6	99.29
TTB-564	Py	81	12	3381	43	11	42	32	9	44	16	36	586	0.4	98.34
TSM-859	Py	118	15	4534	73	11	42	33	9	34	13	72	800	0.8	97.33
TSR- 41	Cz	1492	155	2281	179	14	56	24	8	35	24	90	616	0.6	95.82
TTB-530	Cz	221	38	3918	134	13	49	37	11	45	16	225	3098	0.5	84.93
TSM-849	Cz	1071	56	3892	76	12	45	34	10	47	18	136	4033	0.8	92.47
TSM-819	Dg	4495	1148	3652	227	6	48	32	10	51	138	185	1576	0.9	85.36
TTB-496	Dg	2053	264	3885	147	13	62	37	10	45	28	503	882	0.9	86.02
TSR- 3	Dq	781	311	1785	196	14	67	23	12	42	280	39	186	1.2	98.72
TSR-191	Dq	493	253	2367	180	14	62	24	6	52	86	53	233	1.2	96.66
TSR-194	Dq	870	532	1496	162	13	54	26	10	46	32	34	148	0.4	99.68
TSR-216	Dq	375	319	1868	155	14	62	23	6	43	25	29	123	0.6	97.09
TTB-327	Dq	325	91	3606	56	12	52	30	13	110	643	408	205	0.9	91.26
TTB-488	Dq	570	95	4526	234	14	55	23	6	43	70	63	378	0.6	97.72
TSM-802	Dq	1352	89	4222	123	12	43	34	12	35	39	100	549	0.8	94.99
TSM-771	Da	1799	634	3341	229	15	66	28	6	42	41	231	348	0.7	90.80
TTB-594	ed	93	25	4438	49	11	48	32	12	44	29	64	72	0.4	97.81
TTB-635	ed	1000	447	1582	220	14	62	24	6	43	50	95	178	0.4	96.41
TTB-642	ed	215	180	1531	164	13	60	26	6	42	43	43	222	0.4	99.62

% Ç. = Çözünen miktar

Elementlerin düşey dağılımları bakımından farklılıklarının belirlenmesi amacıyla formasyonlara göre ortalama element miktarları hesaplanmış ve Çizelge 4.10. da verilmiştir. Cr, Cu, Pb, Zn ve Li elementlerinde önemli değişiklikler bulunmamaktadır. Buna karşın özellikle Fe, Mn, Na ve Sr elementleri belirgin bir dikey dağılım farklılığına sahiptir. Kalsitlerdeki Fe, Mn, Mg, Na, Ni ve Sr elementlerinin formasyonlara göre dağılımı Şekil 4.21. de araştırılmıştır.

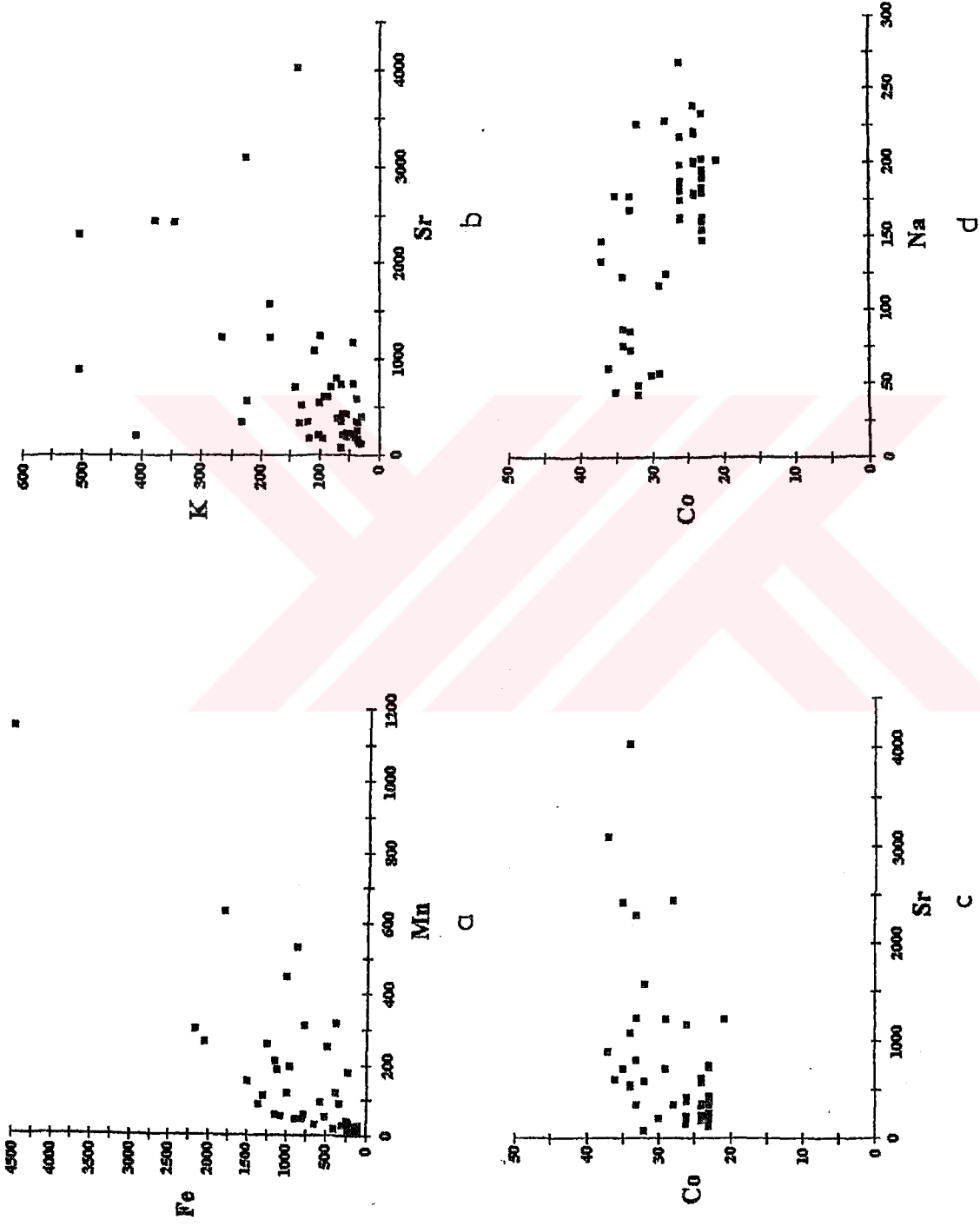
Çizelge 4.9. Değişik formasyonlara ait kalsitlerdeki eser element çiftlerinin korelasyon katsayıları

	Fe	Mn	Mg	Na	Cr	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	K	Sr	Li
Fe	1.00												
Mn	0.81	1.00											
Mg	0.16	-0.09	1.00										
Na	0.08	0.25	-0.18	1.00									
Cr	-0.32	-0.17	-0.13	0.46	1.00								
Ni	0.16	0.26	-0.29	0.41	0.34	1.00							
Co	0.36	0.11	0.38	-0.63	-0.38	-0.34	1.00						
Cu	-0.04	-0.05	0.14	-0.01	0.04	-0.02	-0.02	1.00					
Pb	-0.06	-0.02	0.07	-0.19	-0.05	-0.06	-0.01	-0.03	1.00				
Zn	0.05	0.14	0.01	-0.12	-0.07	0.04	-0.03	0.02	0.34	1.00			
K	0.47	0.27	0.31	-0.09	-0.04	0.41	0.43	0.01	0.13	0.26	1.00		
Sr	0.34	0.09	0.30	-0.20	-0.17	-0.05	0.51	0.09	-0.09	-0.15	0.50	1.00	
Li	0.41	0.28	0.23	-0.12	-0.07	0.18	0.27	0.06	-0.02	0.36	0.45	0.31	1.00

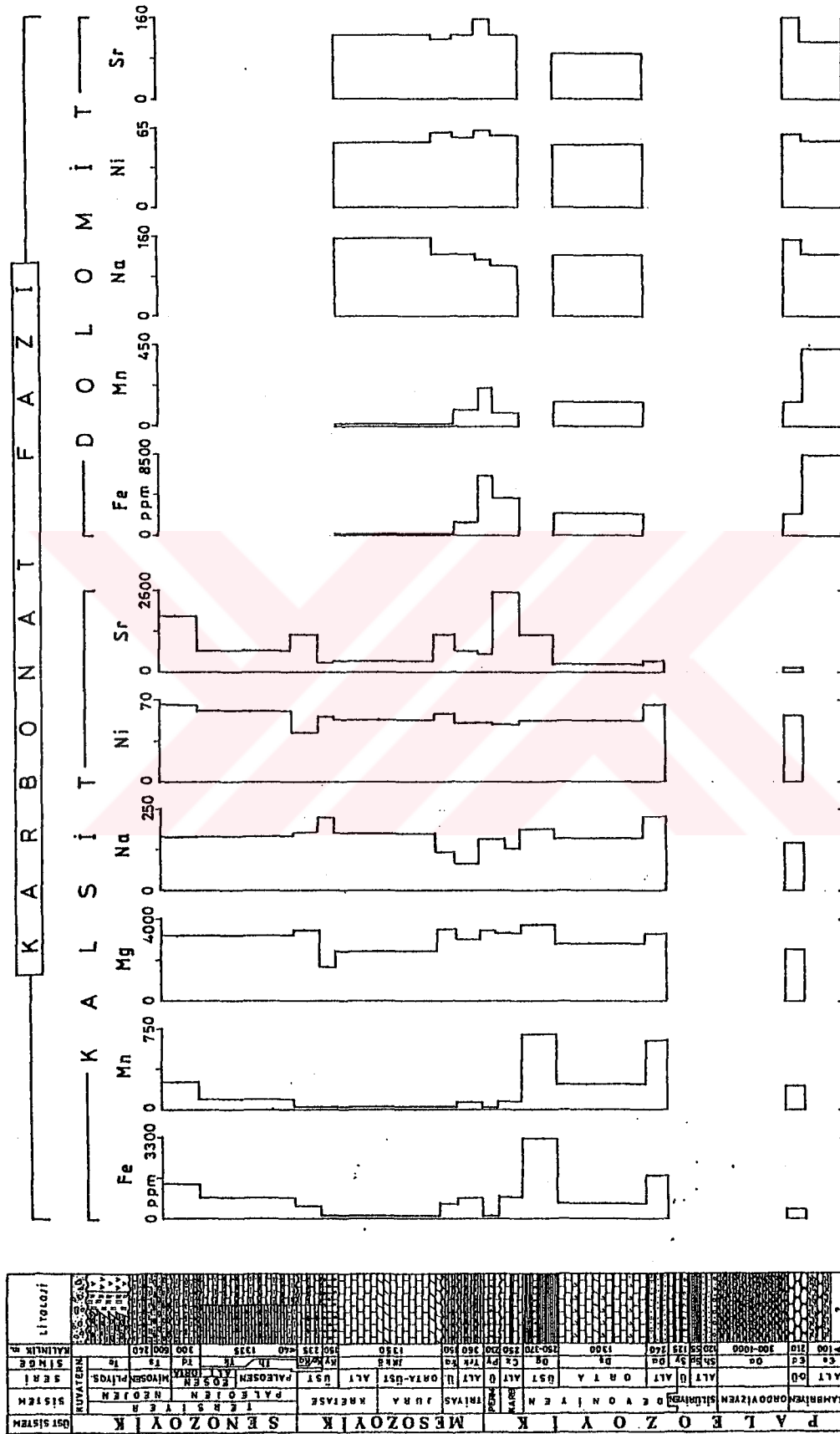
Çizelge 4.10. Kalsitlerdeki eser elementlerin ortalama miktarlarının formasyonlara göre dağılımı

FORMASYON	Simge	Fe	Mn	Mg	Na	Cr	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	K	Sr	Li
Demirobruk	Td	1458	251	3213	165	14	66	28	13	40	32	367	1771	0.9
Kayapınar	Tk	775	58	4349	222	14	63	24	6	40	32	121	351	0.4
Hocabet	Th	1046	147	2187	155	13	59	32	11	46	29	175	1047	0.7
Elmaçat	Ke	517	54	3460	178	12	43	33	9	45	16	98	1237	0.4
Yanıktepe	Ky	163	30	1795	224	14	57	25	6	24	35	45	341	0.5
Köroğlutepe	JKkö	196	28	2457	177	13	54	25	7	58	43	68	385	0.5
Ayyat	Tra	637	33	3524	117	12	59	29	9	45	19	182	1226	0.9
Katarası	Trk	903	74	3092	80	10	51	31	9	43	36	90	691	0.7
Yığıltepe	Py	138	22	3435	159	14	53	26	21	39	29	79	596	0.6
Ziyarettepe	Cz	928	83	3364	130	13	50	32	10	42	19	150	2582	0.6
Gümüşali	Dg	3274	706	3769	187	10	55	35	10	48	83	344	1229	0.9
Şafaktepe	Dş	681	241	2839	158	13	56	26	9	53	168	104	260	0.8
Aytepesi	Da	1799	634	3341	229	15	66	28	6	42	41	231	348	0.7
Değirmentaş	Ed	436	217	2517	144	13	57	27	8	43	41	67	157	0.4

Fe ve Mn düşey dağılım açısından benzerlik sunmaktadır. Bu elementler özellikle Aytepesi (Da) ve Gümüşali (Dg) formasyonları ile Demirobruk (Td) formasyonunda artış göstermekte iken, Şafaktepe formasyonu (Dş) ile Köroğlutepe formasyonunda (JKkö) minimuma inmektedir. Fe ve Mn daki bu artışla karbonat dışı fraksiyonlar arasında pozitif



Şekil 4.20. Çeşitli formasyonlara ait kalsitlerde bazı eser element çiftleri arasındaki korelasyon ilişkileri, a. Fe-Mn, b. K-Sr, c. Co-Sr, d. Co-Na



Şekil 4.21. Karbonat minerallerindeki bazı eser elementlerin miktarlarının (ortalama) kronostratigrafik dağılımları

bir ilişkinin olması bu elementlerin kalsitin kristal yapısında ziyade kil ve Fe-oksit minerallerinden itibaren çözeltilmeye geçtiklerini düşündürmektedir. Bununla birlikte hemen hemen aynı çözünmeyen fraksiyon miktarına sahip örneklerden yaşlı olanlarının daha fazla Fe ve Mn içermeleri sözkonusudur. Bu farklılık pozitif bir ilişki sunan Fe ve Mn elementlerinin dağılımının kalsitin yapısındaki farklılıkları yansıttığını düşündürmektedir. Jeolojik yaşa bağlı olarak Fe ve Mn miktarındaki artış yaşlı sedimanlara özgü bir özellik gibi gözükmektedir. Nitekim bazı yazarlar (Ronov ve Migdisov, 1971; Veizer, 1978; Veizer ve diğerleri, 1992) Prekambriyen yaşlı karbonatların yüksek Mn ve Fe içermeleriyle karakteristik olduğunu belirtmişlerdir. Bazı yazarlar (Li ve diğerleri, 1969; Suess, 1979; Aller, 1980; Burdige ve Gieskes, 1983; Burns ve Baker, 1987) ise mikrobial indirgenme sonucu Fe ve Mn' in gözenek suyuna doğru serbestleştiğini, sonuçta Fe ve Mn' in çözeltiden itibaren oluşan karbonatların bünyesine girdiğini belirtmişlerdir.

Mg, Yanıktepe formasyonunda (Ky) minimum düzeye inmesi dışında önemli bir dikey dağılım farklılığı sunmamaktadır. Yanıktepe formasyonundaki düşük miktarına karşın hemen üzerinde yer alan Elmaçat (Ke) ve Güzelinköy (Kg) formasyonlarında aniden artması ortamın Mg bakımından aniden zenginleştiğine işaret eder niteliktedir. Mg bakımından ortamın zenginleşmesi de ofiyolitik kayaçların bölgeye bu formasyonların çöktüğü dönemde (Maestrihtiyen) geldiğini göstermektedir. Benzer ilişkiler Co, Cu ve Pb açısından da gözlenmektedir. Mg içerikleri ile Sr içerikleri arasında belirgin olmasa da pozitif bir ilişki ( $r = 0.30$ ) söz konusudur.

Genelde yüksek olan Sr miktarı formasyonlara göre hesaplanan ortalama değerleri 157-2582 ppm gibi geniş bir aralık sunmaktadır. Kalsitlerdeki Sr konsantrasyonu Sr' un dağılım katsayısına (distribution coefficient), su sisteminin akış konumuna (açık veya kapalı sistem) ve ortama gelen suların kimyası ile ilişkilidir (Brand ve Veizer, 1980; Rao, 1983; Randazzo ve diğerleri, 1983). Bunun yanı sıra Sr' un mutlak konsantrasyonunun Ba ve NaCl' nin bulunması ve hızlı çökeltme oranı ile de kontrol edildiği belirtilmiştir (Pignitore ve Eastman, 1986; Carpenter ve Lohmann, 1992). Buna göre bölgedeki kalsitlerin Sr' u fazla içermeleri, deniz suyunun taze sularla karışım sunmadığı, kapalı sistemdeki tuzlu sularda diyajenez uğradığına (Randazzo ve diğerleri, 1983) işaret etmektedir. Sr' un yüksek olduğu seviyelerde Mn' in genelde düşük miktarlarda olması bu iki elementin paylaşma katsayılarının (partition coefficient) farklı olmasından ileri gelmektedir (Rao, 1983). Diğer taraftan Devoniyen ve Karbonifer yaşlı bazı bol fosilli kireçtaşlarında ise Sr miktarının yüksek olması fosillerin bünyesine girerek inorganik olanlara göre daha hızlı bir çökelmeye uğramasından kaynaklandığı düşünülmektedir (Carpenter ve Lohmann, 1992).

Pb ve Zn gibi geçiş metallerinin konsantrasyonları Devonyen yaşı Şafaktepe (Dş) ve Gümüşali (Dg) formasyonlarında artmaktadır. Bu formasyonlarda ortalama 53 ppm Pb, 168 ppm Zn gibi yüksek değerler sunması ve bu seviyelerde Sr' un daha düşük değerlerde olması ortamın meteorik sularla resirkülasyonuna uğradığına işaret eder gibi gözükmetedir (Anguilli ve diğerleri, 1985).

Li, Na ve K gibi alkali metal iyonları kalsitin kristal yapısından çok interstitial konumda yer almakta (Okamura ve Kitano, 1986) ve artan Mg ile birlik oluşturmaktadır. K içeriğinin Na ve Li' un çok yüksek olmadığı bazı seviyelerde yüksek değerler sunması bu elementin diğer alkali elementlerle birlik oluşturmasının yanı sıra karbonat çözeltisinin elde edilmesi için gerçekleştirilen asitleme sırasında çözeltiye iyon verebilen alüminyum silikat mineralleriyle (illit türü kil mineralleri ve K-feldispat) birlik oluşturduğu düşünölmektedir (Veizer ve Garrett, 1978). Buna karşın Na' un daha çok fasiyesle (paleotuzluluk) kontrol edildiği belirtilmektedir. Formasyonlara göre 80-229 ppm arasında değişen ortalama Na miktarları tuzlu sudaki çökeliyi işaret eder niteliktedir (Randazzo ve diğerleri, 1983).

#### 4.2.2.2. Dolomitler

Kambriyen yaşı Emirgazi formasyonundan (Єe) Jura-Kretase yaşı Köroğlutepe formasyonuna (JKkó) kadar uzanan yaş aralığına sahip 7 formasyondan değişik miktarlarda alınan toplam 20 örneğin hemen hemen tümüyle dolomitten oluşan karbonat fazında kimyasal çözümlenmeler gerçekleştirilmiştir (Çizelge 4.11.). Dolomitin yanı sıra eser miktarda (% 1-10 arası) kalsitin de yer aldığı bu örneklerde analizi yapılan elementler sırasıyla Fe, Mn, Mg, Na, Cr, Ni, Co, Cu, Pb, Zn, K, Sr ve Li şeklinde sıralanabilir.

Dolomitlerde Fe ve kısmen de Zn miktarı kalsitlere göre daha fazla iken özellikle Sr olmak üzere Cr, Co, Cu ve K miktarları daha düşüktür. Dolomitlerdeki element çiftleri arasında korelasyon katsayıları hesaplanmış ve Çizelge 4.12. de verilmiştir. Buna göre Fe-Mn, Na-Sr, Na-Li, Co-Ni ve Cu-K arasında pozitif korelasyon Ni-Li arasında ise negatif korelasyon olmak üzere 6 element çiftinde 0.50' yi aşan korelasyon katsayısı değerleri saptanmıştır. Bu element çiftlerinden bazılarının regresyon ilişkileri Şekil 4.22. de verilmiştir. Şekilden de görölebileceği gibi Fe-Mn arasında kalsitlerinkine benzer şekilde oldukça dağınık bir ilişki gözlenmekte iken, Na-Sr, Ni-Co ve Li-Ni arasında kısmen daha düzenli bir ilişki sözkonusudur.

Dolomitlerin içermiş olduğu elementlerin düşey dağılımları bakımından farklılıklarının belirlenmesi amacıyla formasyonlara göre ortalama element miktarları hesaplanmış ve Çizelge 4.13. de verilmiştir. Fe, Mn ve K dışındaki elementler önemli bir düşey dağılım farklılığı sunmamaktadır. Dolomitlerdeki Fe, Mn, Na, Ni ve Sr' dan oluşan

Çizelge 4.11. Değişik formasyonlara ait dolomitlerin eser element kimyasal çözümlene sonuçları

ÖR. NO	Simge	Fe	Mn	Na	Cr	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	K	Sr	Li	% Ç.
TTB-405	JKkö	77	13	156	5	52	21	4	33	48	72	140	0.9	97.52
TTB-406	JKkö	116	17	180	5	53	22	4	40	47	75	142	0.9	95.92
TTB-657	JKkö	222	13	133	5	53	22	4	51	43	47	96	0.9	96.02
TTB-403	Tra	192	17	125	5	61	25	4	33	20	52	118	0.5	97.21
TSR-363	Trk	690	38	117	9	53	22	4	34	33	82	110	0.9	96.09
TSM-866	Trk	327	43	74	5	62	26	4	34	23	57	82	0.4	96.42
TSM-868	Trk	3356	180	178	9	53	25	4	34	25	133	182	1.0	96.82
TTB-370	Py	419	133	87	5	62	25	4	40	132	137	143	0.4	95.55
TTB-411	Py	3808	83	76	5	62	22	4	40	80	87	124	0.8	95.65
TSM-857	Py	14339	419	183	9	62	26	4	34	40	185	206	0.9	96.13
TSR-354	Cz	358	44	59	23	61	25	4	34	39	105	86	0.4	97.09
TTB-552	Cz	10810	120	104	10	64	23	7	35	131	219	100	0.8	92.60
TTB-738	Cz	800	60	141	5	52	25	4	33	98	73	190	0.9	97.27
TTB-325	Dş	9270	82	118	5	54	22	4	40	126	129	144	0.8	95.49
TTB-473	Dş	921	174	112	5	52	25	4	39	58	86	82	0.5	97.30
TTB-475	Dş	396	177	143	9	53	22	4	45	28	123	82	0.8	96.21
TTB-480	Dş	101	98	131	5	44	18	4	28	20	58	77	0.8	97.19
TTB-481	Dş	361	152	100	9	52	25	4	39	21	77	68	0.9	97.35
TTB-584	€d	2404	133	150	10	59	24	5	44	68	393	159	0.4	86.02
TTB-716	€e	8420	425	121	9	53	18	4	40	24	141	111	0.9	95.49

bazı elementlerin formasyonlara göre dağılımı Şekil 4.21. de araştırılmıştır. Buna göre Fe ve Mn düşey dağılım açısından büyük benzerlik sunmaktadır. Bu elementlerin Permian yaşlı Yığıltepe formasyonu (Py) hariç Kambriyen yaşlı birimlere doğru artış göstermesi Fe ve Mn içeriğinin jeolojik yaşa bağlı olarak arttığını düşündürmektedir. Nitekim kalsitlerle ilgili bölümde de belirtildiği gibi bazı yazarlar (Ronov ve Migdisov, 1971; Veizer, 1978; Veizer ve diğerleri, 1992) yaşlı karbonatların yüksek Mn ve Fe içermeleriyle karakteristik olduğunu belirtmişlerdir. Mn ve Sr özellikle Kambriyen yaşlı dolomitlerde ters bir ilişki sunmaktadır. Diğer bir ifadeyle artan Mn' a karşın azalan Sr değerleri sözkonusudur. Bu da Mn' in karışımli denizel ortamlardaki açık akıntı şeklindeki gelen çözeltilerce sağlandığını, buna karşın Sr' un çözeltiye geçerek azaldığını düşündürmektedir (Rao, 1983). Na ve Ni önemli bir düşey dağılım farklılığı sunmamakla birlikte Na Değirmentaş (€d) ve Köroğlutepe (JKkö) formasyonlarında, Ni ise Değirmentaş (€d), Yığıltepe (Py) ve Ayvat (Tra) formasyonlarında bir miktar artmaktadır.

Sr miktarının formasyonlara göre hesaplanan ortalama değerlerinin (91-159 ppm arası) aynı bölgedeki kalsitlere göre çok daha düşük olması bu dolomitlerin deniz suyundan itibaren direkt olarak çökeliminden ziyade, Mg-ca zengin çözeltilerin etkisiyle kalsitlerden itibaren dolomitleşme süreciyle oluştuğuna işaret etmektedir. Bilindiği gibi dolomitleşme

süreciyle oluşan dolomitlerin Sr içeriği düşük olmaktadır (Atwood ve Fry, 1967; Renard, 1972; Randazzo ve diğerleri, 1983; Burns ve Baker, 1987). Na içerikleri formasyonlara göre ortalama 101-156 ppm arasında değişmekte olup, Randazzo ve diğerlerine göre (1983) tuzlu bir ortamı karakterize etmektedir.

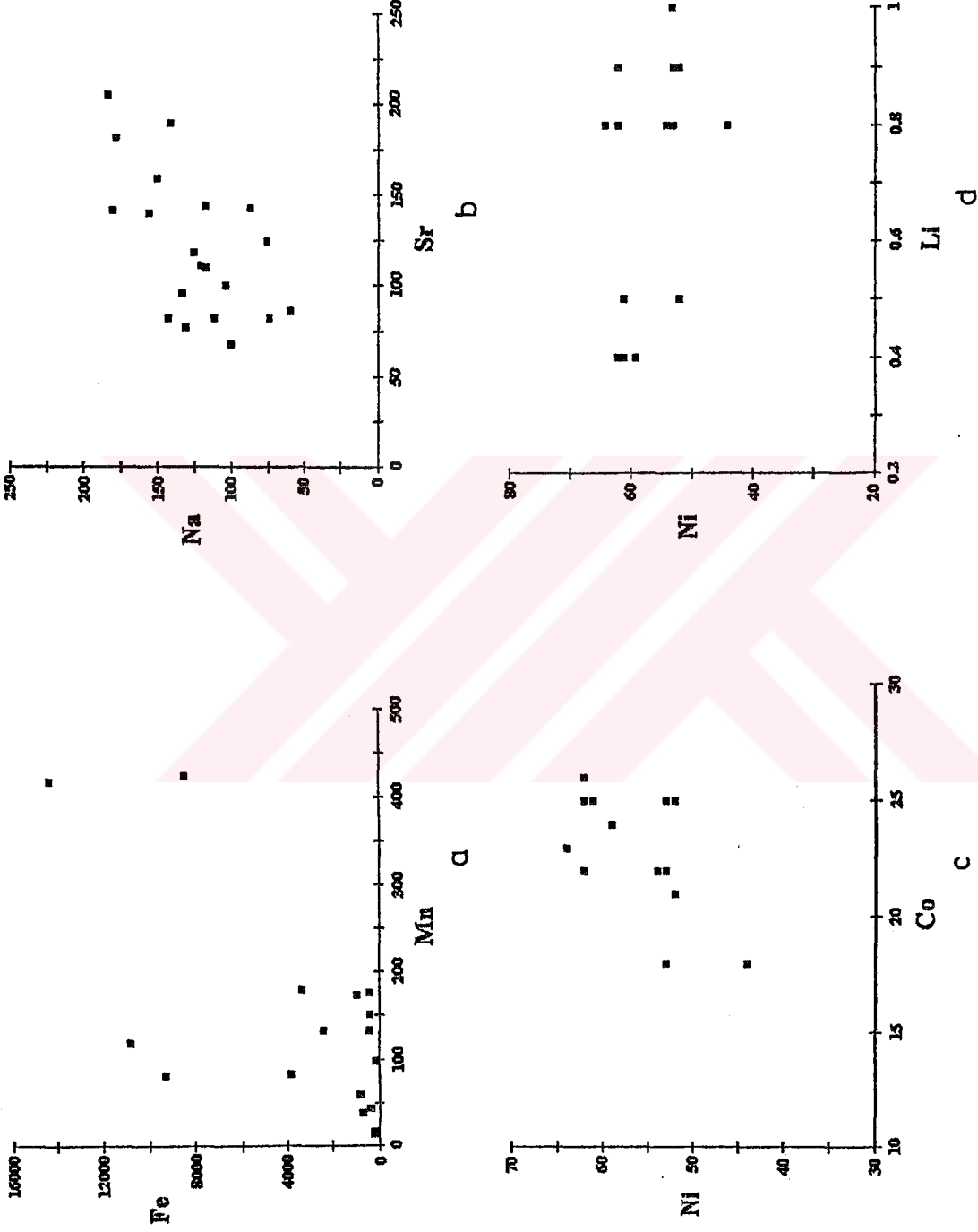
Çizelge 4.12. Değişik formasyonlara ait dolomitlerdeki eser element çiftlerinin korelasyon katsayıları

	Fe	Mn	Na	Cr	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	K	Sr	Li
Fe	1.00											
Mn	0.67	1.00										
Na	0.19	0.25	1.00									
Cr	0.10	0.14	-0.27	1.00								
Ni	0.35	0.05	-0.38	0.27	1.00							
Co	-0.03	-0.07	-0.12	0.18	0.56	1.00						
Cu	0.41	0.01	-0.08	0.17	0.39	0.01	1.00					
Pb	-0.05	0.05	0.02	-0.09	0.04	-0.07	-0.01	1.00				
Zn	0.33	-0.12	-0.21	-0.16	0.36	0.12	0.47	0.14	1.00			
K	0.44	0.37	0.20	0.29	0.36	0.12	0.56	0.23	0.32	1.00		
Sr	0.40	0.24	0.61	-0.15	0.17	0.26	-0.06	-0.12	0.30	0.35	1.00	
Li	0.28	0.20	0.55	-0.22	-0.51	-0.43	-0.06	-0.01	-0.14	-0.24	0.25	1.00

Çizelge 4.13. Dolomitlerdeki eser elementlerin ortalama miktarlarının formasyonlara göre dağılımı

FORMASYON	Simge	Fe	Mn	Na	Cr	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	K	Sr	Li
Köroğlutepe	JKkö	138	14	156	5	53	22	4	41	46	65	126	0.9
Ayvat	Tra	192	17	125	5	61	25	4	33	20	52	118	0.5
Katarası	Trk	1458	87	123	8	56	24	4	34	27	91	125	0.8
Yığıltepe	Py	6189	212	115	6	62	24	4	38	84	138	158	0.7
Ziyarettepe	Cz	3989	75	101	13	59	24	5	34	89	132	125	0.7
Şafaktepe	Dş	2210	137	121	7	51	22	4	38	51	95	91	0.8
Değirmentaş	Ed	2404	133	150	10	59	24	5	44	68	393	159	0.4
Emirgazi	Ee	8420	425	121	9	53	18	4	40	24	141	111	0.9





Şekil 4.22. Çeşitli formasyonlara ait dolomitlerde bazı eser element çiftleri arasındaki korelasyon ilişkileri, a. Fe-Mn, b. Na-Sr, c. Ni-Co, d. Ni-Li

## 5. MİNERALLERİN DAĞILIMLARI VE OLUŞUMLARI

### 5.1. Minerallerin Dikey ve Yanal Dağılımları

#### 5.1.1. Emirgazi formasyonu

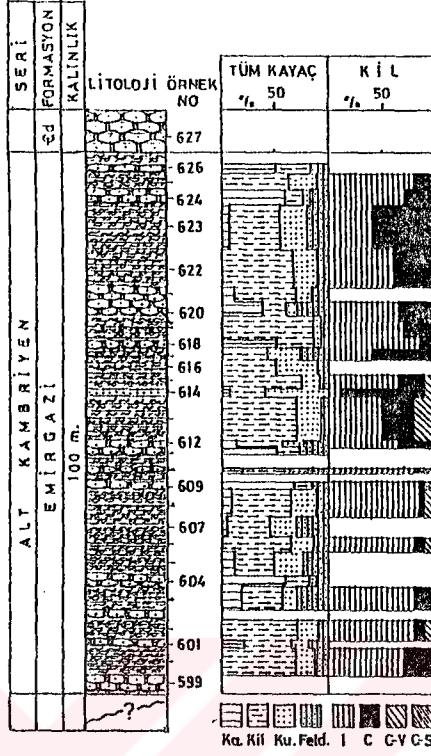
Formasyonun Emirgazi köyü kuzeyinde ölçülen kesitte (Şekil 5.1), Tüm kayaç mineralojisi açısından alttan üste doğru önemli bir farklılık gözlenmemektedir. Karbonat ve silikat minerallerinin dağılımı tümüyle litolojiye bağlı olup, kalsit metakireçtaşlarında, kuvars ve feldispat ise metasilttaşı ve metakumtaşlarında artmaktadır. Kil veya fillosilikat mineralleri ise arduvazlarda önemli bir yüzdeyi oluşturmaktadır.

Fillosilikatlardan kloritin üst seviyelere doğru artışı dikkati çekmektedir. Kloritin artışı ile kuvars ve feldispatların artışı arasında da pozitif bir ilişki sözkonusudur. Bunun nedeni neomineralize kloritlere ek olarak detritik kuvars ve feldispatlarla birlikte gelen detritik kloritlerin de yer almasıdır. Diğer yandan, kloritlerin metakumtaşı gibi arduvazlara göre daha gözenekli olan kayaçlarda neoformasyona daha uygun bir ortam bulması da göz önünde bulundurulmalıdır. Kloritin yanı sıra C-V ve C-S özellikle orta kesimlerde artmaktadır. Ender olarak bulunan C-S yalnızca metakireçtaşlarında gözlenmiştir.

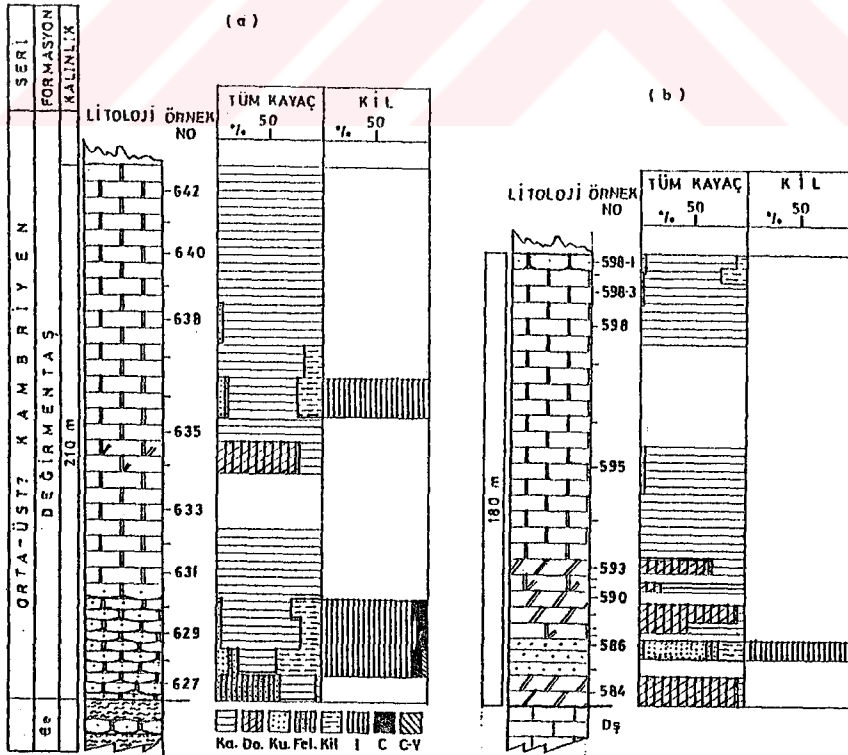
#### 5.1.2. Değirmentaş formasyonu

Formasyon tekdüze görünümüne rağmen düşey ve yanal yönde önemli mineralojik dağılım sunmaktadır (Şekil 5.2). Emirgazi köyü güneyindeki kesitte (Şekil 5.2.a) alt seviyeler kırıntılı bileşenlerce zengin olması nedeniyle silikat minerallerince daha zengin, üst seviyelere doğru karbonat minerallerinin egemen olduğu görülmektedir. Alt seviyelerde silikat minerallerinin bol olması birimin alttaki silikat minerallerince zengin Emirgazi formasyonu ile tedrici geçişli olduğunun bir işareti olarak değerlendirilebilir. Dolomit orta seviyelerde ortaya çıkmaktadır. Kil minerallerinden alt seviyelerde illitin yanı sıra klorit ve C-V bulunmakla birlikte üst seviyeler yalnızca illit ile temsil olunmaktadır.

Emirgazi kuzeyindeki kesitte alt seviyede dolomit ve kuvars, üst seviyelerde ise tümüyle kalsit mineralleri bulunmaktadır (Şekil 5.2.b). Alt seviyenin metakumtaşlarındaki kil fraksiyonu tümüyle illitten oluşmaktadır. Yanal yönde mineralojik değişimler gözlenmekle birlikte, formasyonun üst sınırının aşınma yüzeyine karşılık gelmesi, Emirgazi kesitinde de alt sınırının tektonik dokanaklı olması yanal deneşirmenin yapılmasını güçleştirmektedir. Birimin uyumlu geçişin gözlemlendiği üst seviyeleri kırıntılı bileşenlerin artmasına bağlı olarak bol miktarda feldispat, kuvars ve kil mineralleri içermektedir. Kil minerali olarak bol miktarda illit ve illitin yanı sıra klorit ve C-V gözlenmektedir. Üst seviyelerde silikat minerallerinin artması, üzerinde yer alan ve silikat minerallerince zengin olan Armutludere formasyonu ile tedrici geçişli olduğunu göstermektedir.



Şekil 5.1. Emirgazi formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları (Emirgazi Köyü kuzeyi).



Şekil 5.2. Değirmentaş formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Emirgazi Köyü güneyi, b. Emirgazi Köyü kuzeyi.

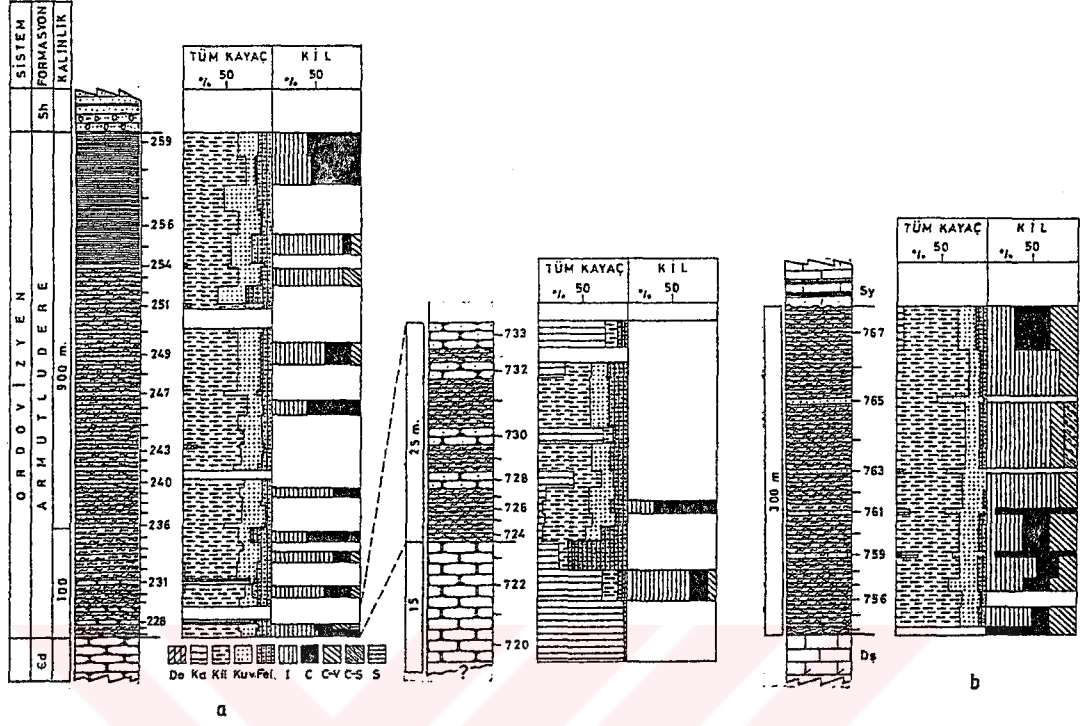
### 5.1.3. Armutludere formasyonu

Toybuk yaylası-Halayik tepe arasında (Tufanbeyli) ve Cinlipınar derede (Saimbeyli) yapılan ölçülü kesitlerde (Şekil 5.3) minerallerin düşey yöndeki dağılımlarında önemli bir farklılık gözlenmemiştir. Tufanbeyli bölgesini temsil eden kesitte (Şekil 5.3.a) karbonat minerallerinden kalsit alt seviyelerde, dolomit ise orta ve üst seviyelerde ortaya çıkmaktadır. Saimbeyli bölgesinde gerçekleştirilen kesitte ise karbonat mineralleri tümüyle kalsit ile temsil olunmaktadır (Şekil 5.3.b).

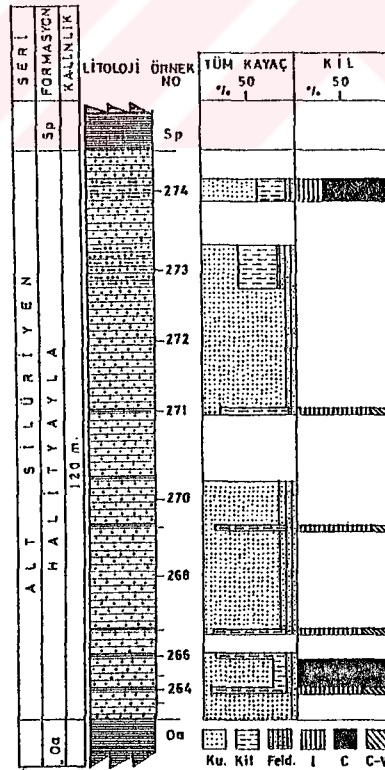
Tufanbeyli bölgesinde klorit miktarının üste doğru biraz artmakta, Saimbeyli bölgesinde ise özellikle alt ve daha az da üst kesimlerde yoğunlaşmaktadır. Başlıca C-V ile temsil edilen karışık katmanlı kil mineralleri Saimbeyli bölgesinde daha yaygındır. Degradasyon ürünü oldukları düşünülen aratabakalı kil minerallerinin Saimbeyli yöresinde yaygın olması bu kesimin Tufanbeyli yöresine göre daha düşük dereceli metamorfizma koşullarına uğradığına işaret etmekte ise de, yüzeysel alterasyon etkilerinin daha fazla olmasından da kaynaklanabilir. Saimbeyli yöresindeki yüzeysel alterasyonun yaygınlığı Tufanbeyli yöresinde gözlenen spekülartin (hematit) yerine burada götitin ortaya çıkmasıdır. Bu da daha önce hematit şeklindeki Fe-oksit mineralinin yüzeysel alterasyon sonucu Fe-oksi-hidroksit minerali götite dönüştüğünü düşündürmektedir. Nitekim "kristalinite" verilerinin Tufanbeyli bölgesindeki eşdeğerlerine göre çok fazla düşük olması da bu görüşü desteklemektedir. C-S aratabakalısı yalnızca Saimbeyli bölgesindeki kesitte orta seviyelerdeki arduvazlarda belirlenmiştir. Fillosilikatların litolojiye bağımlılıkları Saimbeyli kesitinde daha belirgindir. Şöyleki, karbonat minerallerince zengin seviyelerde kloritlerin artmasına karşın aratabakalılar hiç gözlenmemektedir (Şekil 5.3.b).

### 5.1.4 Halıyayla formasyonu

Birimi oluşturan minerallerin dikey dağılımları Halevik derede gerçekleştirilen kesitte incelenmiştir (Şekil 5.4). Tüm kayaç ve kil fraksiyonuna ait mineralojik değişimler tümüyle litolojiye bağımlıdır. Tüm kayaç açısından kuvars ve feldispat tüm litolojilerde gözlenmekte iken, doğal olarak kumtaşlarında artmakta, kil mineralleri de tümüyle şeyl veya killi kumtaşlarına bağımlı kalmaktadır. Kil minerallerinin litolojiye bağımlılığı daha da ilginç sonuçlar vermektedir. Şöyleki, klorit tümüyle kumtaşlarında gözlenir iken, C-V aratabakalıları da yalnızca şeyllerde ortaya çıkmaktadır.



Şekil 5.3. Armutludere firmasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Tufanbeyli Toybuk yaylası-Halayık tepe, b. Saimbeyli Cinlipınar dere



Şekil 5.4. Halıtyayla formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları (Halevik dere).

#### 5.1.5. Puşçutepe formasyonu

Alt seviyede şeyl, üstte organik maddeli şeyl arakatlı silttaşları içeren birim düşey yöndeki litolojik farklılığa bağlı olarak mineralojik değişimler sunmaktadır (Şekil 5.5). Alt seviyedeki şeyllerde kil, kuvars ve feldispat mineralleri, üstteki organik maddeli şeyl arakatlı silttaşlarında bol miktarda kuvars bulunurken, feldispat çok az veya hiç gözlenmemektedir. Alt seviyelerde feldispatlar artan kuvars miktarına göre artmakta, üst seviyede ise kuvars miktarı ile ters bir ilişki sunmaktadır.

Litolojiye bağımlı olarak gözlenen mineralojik değişim kil fraksiyonu bazında daha da belirginleşmektedir. Alt seviyedeki şeyllerde illit ile birlikte C-V ve klorit bulunmakta iken üst seviyedeki organik maddeli şeyller tümüyle illit içermektedir. Üst seviyelerde tümüyle illitin egemen olması Saimbeyli güneyindeki kesitte de görülmektedir.

#### 5.1.6. Yukarıyayla formasyonu

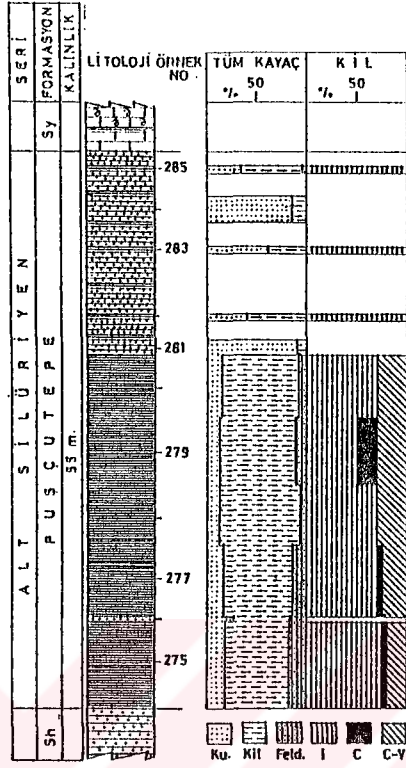
Tufanbeyli ve Saimbeyli bölgelerinden olmak üzere ölçülen üç ölçülü kesite göre (Şekil 5.6a, b ve c), dolomit en alt seviyelerde gözlenmektedir. Kuvars ve feldispatlar şeyl seviyelerinde artmakla birlikte bazı kireçtaşı seviyelerinde de önemli miktarlara ulaşmaktadır. Alt seviyelerde illit egemen olurken, üst seviyelere doğru aratabakalılar (C-V) artmaktadır. Klorit az miktarda yalnızca Saimbeyli bölgesindeki kesitte belirlenmiştir. C-V aratabakalıları Tufanbeyli bölgesinde Saimbeyli bölgesine göre daha yaygındır.

#### 5.1.7. Ayıtepesi formasyonu

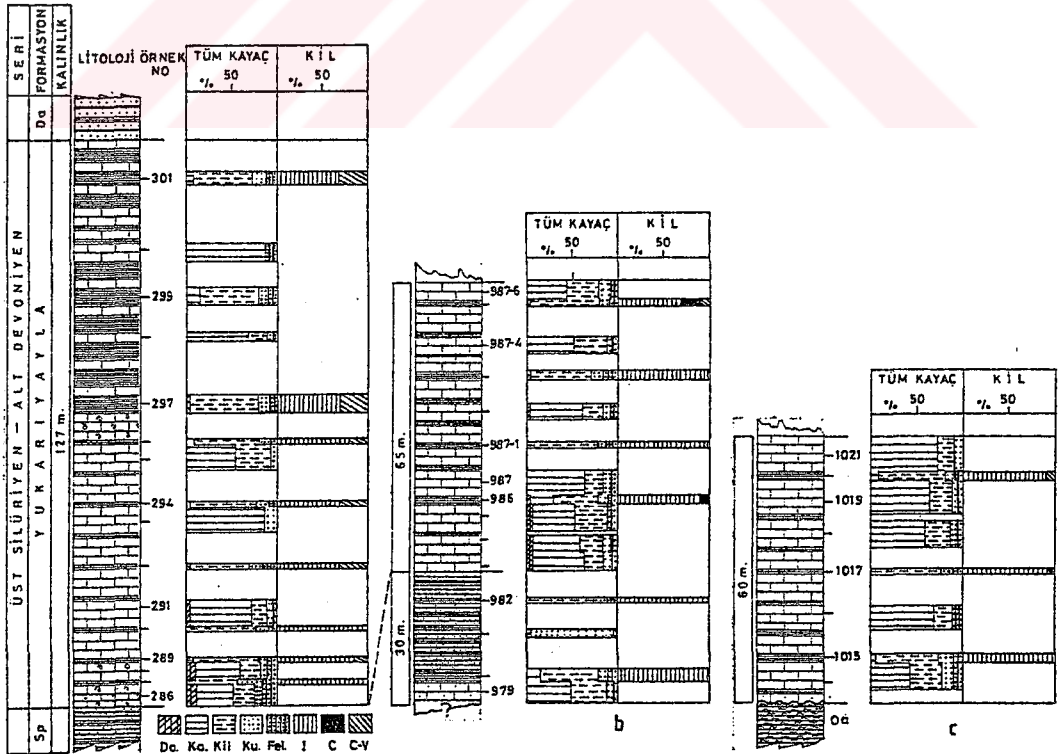
Tufanbeyli yöresinde formasyon düşey yönde önemli bir mineralojik değişim sergilememekte (Şekil 5.7a) ancak, litolojiye bağımlı olarak kuvars ve feldispatlar kumtaşı ve silttaşı seviyelerinde, kil mineralleri ise şeyllerde artmaktadır. Kumtaşları kalsit ve dolomit gibi karbonat mineralleri de içermektedir. Dolomitlerin miktarı üst seviyelere doğru biraz daha artmaktadır. Saimbeyli yöresinde (Şekil 5.7b) karbonat minerallerinin Tufanbeyli yöresindekilere göre daha egemen olmakta, dolomit miktarı da üst seviyelere doğru artmaktadır. Kil mineralleri alt seviyelerde illit ve C-V iken üst seviyelere doğru illit ve I-S parajenezine geçmektedir.

#### 5.1.8. Şafaktepe formasyonu

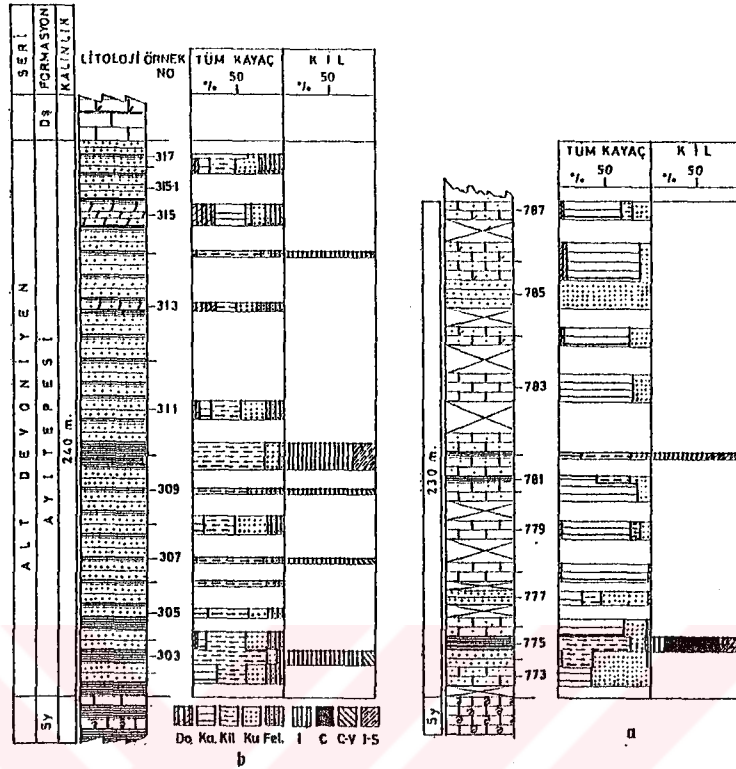
Formasyonu oluşturan minerallerin düşey ve yanal yöndeki dağılımları bölgenin değişik kesimlerini temsil eden 5 ölçülü kesit üzerinde incelenmiştir (Şekil 5.8 ve 5.9).



Şekil 5.5. Pusçutepe formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları (Halevik dere).



Şekil 5.6. Yukarıyayla formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Tufanbeyli Halevik dere, b. ve c. Saimbeyli



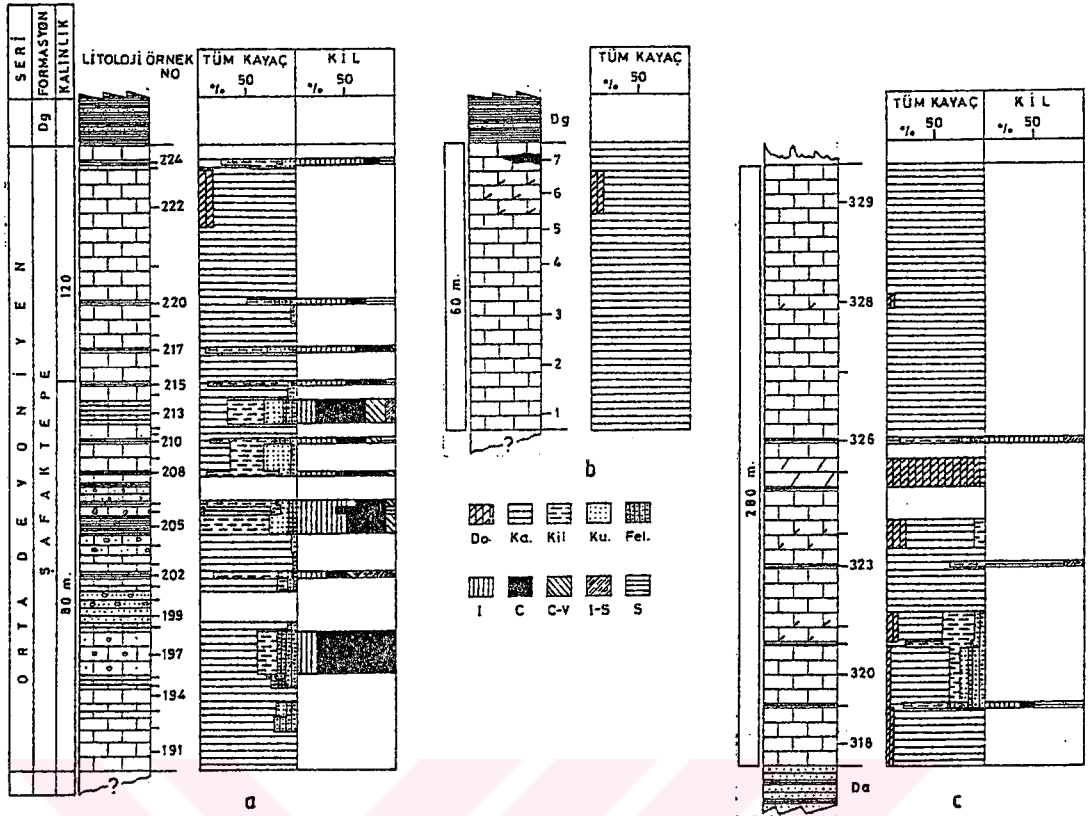
Şekil 5.7. Aytepesi formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Saimbeyli Cinlipınar dere, b. Tufanbeyli Halevik dere.

Kıskaçlı-Sarız yol ayrımında gözlenen ve formasyona özgü karbonat kayaçlarının yanı sıra kırıntılı kayaçların da bol miktarda gözlendiği kesitte özellikle orta seviyelerde silikat minerallerinin arttığı gözlenmektedir (Şekil 5.8.a). Genellikle kalsitle temsil edilen karbonat mineralleri alt ve üst seviyelerde daha yaygındır. Dolomit en üst seviyelerde gözlenmiştir. Kil minerallerinden klorit alt seviyelerde daha bol olup, üst seviyelere doğru azalmakta, buna karşın illit artmaktadır. Karışık katmanlı kil minerallerinden C-S ve C-V orta seviyelerde, smektit ise üst seviyelerde daha çok bulunmaktadır. Klorit, C-V ve C-S minerallerinin bu yöredeki bolluğu bu bileşenlerin detritik olduğunu ve tümüyle volkanik ve çok az da metamorfik provenanstan kaynaklandığına işaret etmektedir.

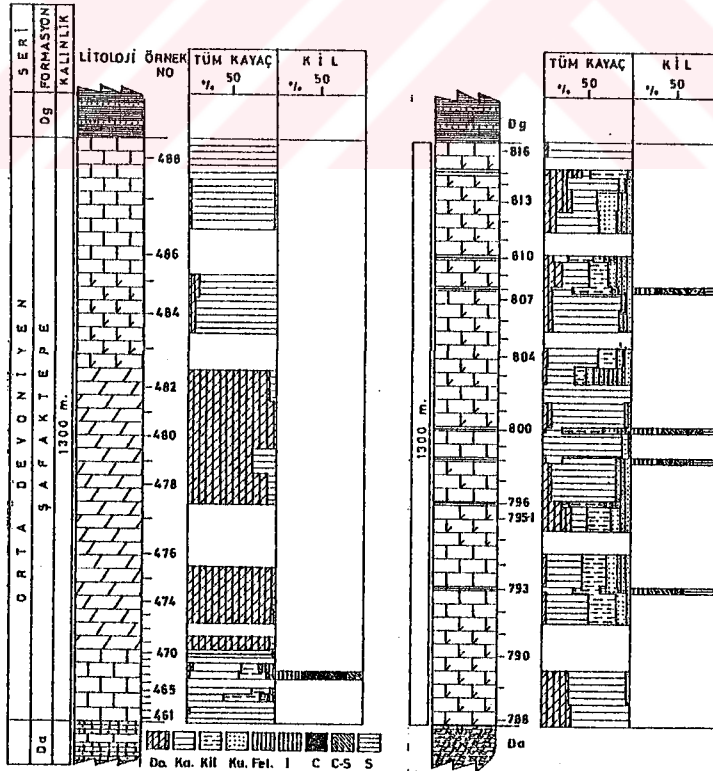
Bölgenin en kuzeyini temsil eden Sarız-Kıskaçlı köyü kuzeydoğusundaki kesitte (Şekil 5.8.b) kireçtaşlarından oluşan birimin tümüyle karbonat minerallerinden oluştuğu gözlenmiştir. Dolomit üst seviyelere doğru ortaya çıkmaktadır. En üst seviyede barit oluşumu da yer almaktadır.

Sarız ve Tufanbeyli arasında Halevik derede gerçekleştirilen kesitte karbonat minerallerinin egemen olduğu gözlenmektedir (Şekil 5.8.c). En yaygın karbonat mineralini kalsit oluşturmakta, dolomit alt ve özellikle orta seviyelerde ortaya çıkmaktadır. Kuvars, feldispat ve kil mineralleriyle temsil edilen silikat mineralleri alt seviyelerde daha yaygındır.





Şekil 5.8. Şafaktepe formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Kıskaçlı-Sarız yol ayrımı, b. Kıskaçlı köyü kuzeydoğusu, c. Halevik dere.



Şekil 5.9. Şafaktepe formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Tufanbeyli Mirzağa köyü, b. Saimbeyli Hüseyinbelen köyü kuzeyi.

Bu da formasyonun Ayıtepesi formasyonu ile uyumlu geçiş gösterdiğine işaret etmektedir. Kireçtaşları içerisinde arakatlı olarak gözlenen şeyllerdeki kil mineralleri silikat minerallerinin bulunduğu seviyenin altında illit+klorit+smektit, ortasında smektit+I-S, üstünde ise illit+I-S şeklinde dikey dağılım sunmaktadır.

Tufanbeyli yöresi Mirzağa köyü kesitinde (Şekil 5.9.a) birimin alttan üste doğru önemli mineralojik değişimler sunduğu belirlenmiştir. Alt seviyeler kalsit, kuvars, feldispat ve kil minerallerince zengindir. Orta ve üst seviyeler tümüyle karbonat mineralleriyle temsil edilmektedir. Dolomit orta seviyelerin, kalsit ise üst seviyelerin egemen karbonat minerallerini oluşturmaktadır. Alt seviyedeki bir killi kireçtaşından elde edilen kil fraksiyonuna göre illit+klorit+C-S parajenezi gözlenmektedir.

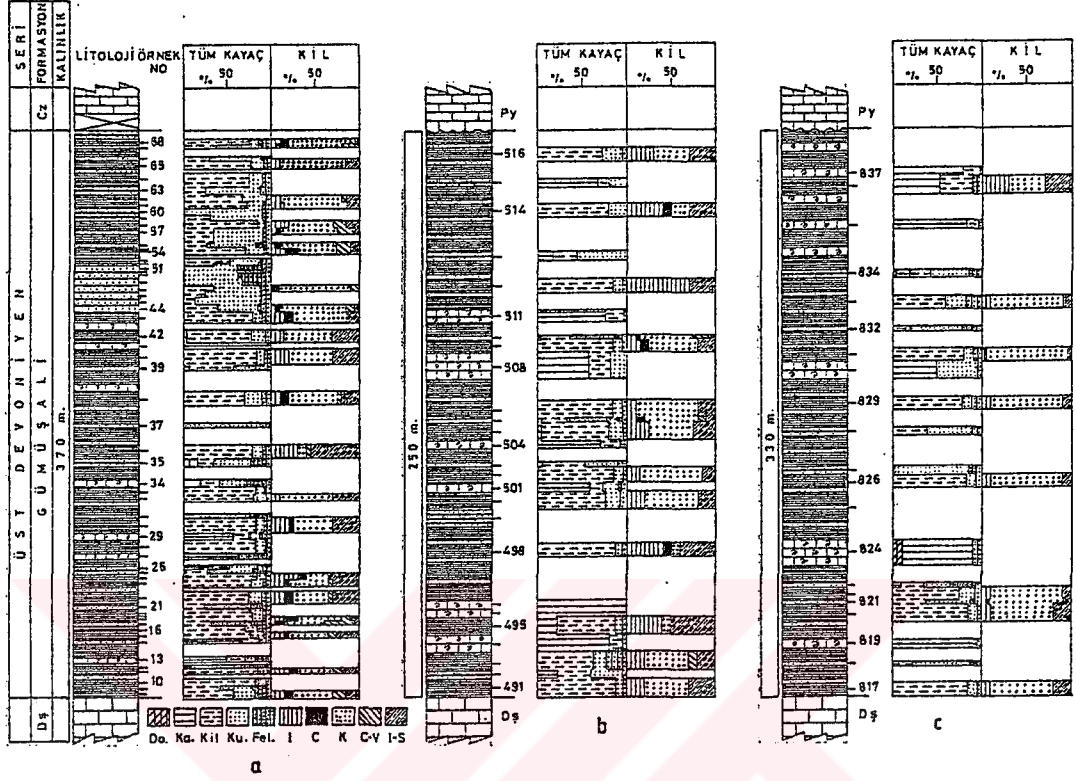
Saimbeyli yöresini temsil eden kesitte (Şekil 5.9.b) karbonat minerallerinin düşey yönde önemli bir mineralojik farklılık sunmadıkları gözlenmektedir. Dolomit tüm seviyelerde gözlenmekte, alt ve üst seviyelerde biraz daha yoğunlaşmaktadır. Diğer yörelerdekine göre daha fazla miktarda bulunan kuvars, feldispat ve kil minerallerinden oluşan silikat mineralleri en alt ve en üst seviyelerde gözlenmemekte, daha çok orta seviyelerde egemen olmaktadır. Kil mineralleri illit+klorit+C-S+I-S+smektit parajenezine sahip olup, alt seviyelere doğru illit, üst seviyelere doğru smektit miktarı artmaktadır.

#### 5.1.9. Gümüşali formasyonu

Formasyondaki minerallerin düşey yöndeki değişimleri hemen hemen tümüyle litolojik farklılıklardan kaynaklanmaktadır. Örneğin, Sarız bölgesindeki dikme kesitten görülebileceği gibi (Şekil 5.10.a) alt ve orta seviyelerde şeyl ve kireçtaşı daha fazla olduğu için kil ve karbonat mineralleri daha yaygındır. Üst seviyede ise tümüyle kumtaşı ve şeyl litolojilerinin yer alması nedeniyle kuvars ve özellikle feldispat miktarı artmaktadır.

Tufanbeyli yöresindeki kesitte (Şekil 5.10.b) düşey yönde önemli bir farklılık bulunmamakta, ancak üst seviyelerde feldispat gözlenmemektedir. Saimbeyli yöresinde ise diğerlerinden farklı olarak üst seviyelere doğru kalsit miktarı artmaktadır (Şekil 5.10.c).

Kil fraksiyonundaki dikey dağılımda Sarız yöresinde kaolinitin üst seviyelere doğru arttığı, buna karşın Tufanbeyli ve Sarız bölgelerinde ise üst seviyelere doğru azaldığı gözlenmektedir. İllitlerin miktarı Tufanbeyli bölgesinde Sarız ve Saimbeyli bölgelerindekilere göre daha fazla olmaktadır. Klorit ve C-V miktarı Sarız bölgesinden Tufanbeyli bölgesine doğru azalmakta, Saimbeyli bölgesinde ise hiç gözlenmemektedir. Bu farklılık aşağıda da tartışılacağı gibi detritik oldukları düşünülen klorit ve C-V' lerin kaynağını oluşturan özellikle volkanik kaynaktan beslenmenin Sarız bölgesinde daha yoğun olduğunu, diğer bir ifadeyle güncye doğru azaldığına işaret etmektedir.



Şekil 5.10. Gümüşali formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Sarız Yağoluğu dere, Tufanbeyli Ağdaşalan köyü, Saimbeyli Hüseyinbelen köyü.

Nitekim, Devoniyen' de Sarız yöresinde volkanik kayalardan getirimin egemen olduğu Kıskaçlı-Sarız yol ayrımındaki kesitte Şafaktepe formasyonunda da gözlenmiştir. Mineraloji-Petrografi Bölümü'nde de belirtildiği gibi, birimdeki bu taşınmanın izleri kil parajenezinin yanı sıra kum ve çakıl boyutundaki bileşenlerle de temsil olunmaktadır.

Tüm kayaç verilerine benzer şekilde kil mineralleri de litolojiye bağımlılık göstermektedir. Şeyllerde I-S miktarı daha fazla gözlenirken, kumtaşı seviyelerinde klorit ve özellikle C-V artmaktadır. Klorit ve C-V' in artan feldispat miktarıyla doğru orantılı olarak arttığı, hatta bazı seviyelerde feldispatın olmadığı şeyl ve kumtaşlarında hiç gözlenmediği, diğer bir ifadeyle feldispatla birlikte ortaya çıktığı dikkati çekmektedir. Klorit ve özellikle C-V' in kırıntılı seviyelerde ve feldispatlarla birlikte ortaya çıkması, bunların detritik olduklarına ve/veya oluşumlarının bu minerallerle ilişkili olduklarına işaret etmektedir (Hurley ve diğerleri, 1962; Hayes, 1970; Aldahan ve Morad, 1986). Nitekim Jeokimya bölümünde de belirtildiği gibi, kloritler Al bakımından zengin Mg ve Fe bakımından daha fakirdirler.

#### 5.1.10. Ziyarettepe formasyonu

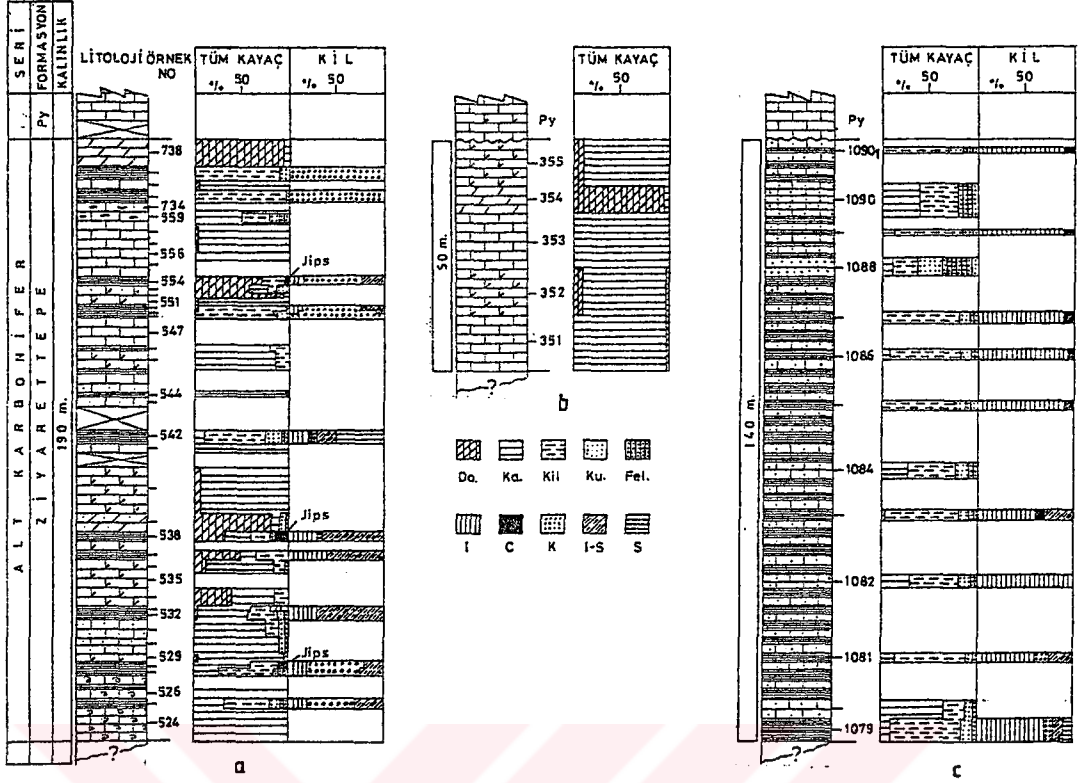
Formasyonun Sarız ilçesinin kuzeybatısındaki Değirmendere kesitinde (Şekil 5.11a) karbonat minerallerinin yanı sıra kuvars, feldispat ve kil mineralleri de gözlenmektedir. Kalsit tüm seviyelerde, dolomit orta ve özellikle en üst seviyelerde yer almaktadır. Jipsler organik maddece zengin seviyelerde ortaya çıkmaktadır. Organik maddece zengin siyah renkli şeyllerde yer alan kil mineralleri alt seviyelerde kaolinit+I-S+illit, orta seviyelerde illit+I-S±kaolinit şeklindedir. En üst seviyelerdeki kahverengi-bordo renkli şeyller ise tümüyle kaolinit içermektedir. Smektit orta seviyelerde yer alan bir örnekte belirlenmiştir. Optik mikroskop bölümünde de belirtildiği gibi dolomitlerin ve kaolinitlerin üst seviyelerde bollaşması ortamın giderek sıklaştığını, diğer bir ifadeyle karasallaşmaya doğru gittiğine işaret etmektedir.

Bölgenin en kuzeyini temsil eden Yağoluğu dere (Kıskaçlı köyü-Sarız) kesitinde (Şekil 5.11b) formasyonun tümüyle kalsit ve dolomitten oluştuğu gözlenmektedir. Alt seviyeler kalsit bakımından zengin olup dolomit üst seviyelerde ortaya çıkmaktadır.

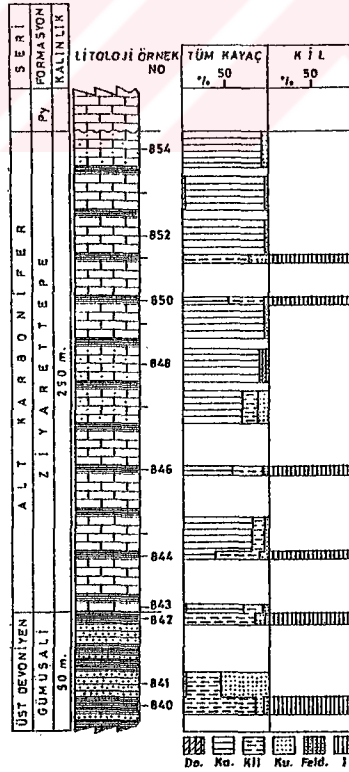
Bölgenin orta kesimlerini temsil eden Ayvat köyü (Tufanbeyli) kesitinde (Şekil 5.11.c) bölgenin kuzeyindekilerden farklı olarak karbonat mineralleriyle birlikte önemli miktarda silikat mineralleri de (kuvars, feldispat ve özellikle kil) içermektedir. Karbonat mineralleri tümüyle kalsitten oluşmakta, düşey yönde önemli bir değişim sunmamaktadır. Silikat mineralleri hemen hemen tüm seviyelerde gözlenmekte ve üst seviyelere doğru biraz daha artmaktadır. Kil minerallerini başlıca illit oluşturmakta bunun yanı sıra az miktarda kaolinit, klorit, I-S ve smektit de gözlenmektedir. En alt seviyede illit+I-S+kaolinit+smektit gibi çeşitli kil minerallerinden oluşan bir parajenez, orta ve üst seviyelerde ise tümüyle illit± klorit gözlenmektedir.

Saimbeyli yöresindeki kesitte (Şekil 5.12) Ayvat köyü kesitine benzer şekilde karbonat (kalsit ve ender dolomit) ve silikat mineralleri (kuvars, feldispat ve kil) birlikte bulunmaktadır. Ancak buradaki kesitte silikat mineralleri Ayvat kesitine göre daha azdır. Karbonat mineralleri tümüyle kalsitten oluşmakta, dolomit ise çok az miktarda olup, üst seviyelerdeki bir örnekte saptanmıştır. Kil mineralleri diğer yörelerdekinden farklı olarak tümüyle illitle temsil olunmaktadır.

Kuzeyden güneye doğru minerallerin yanıl yönde de farklılıklar sunduğu göze çarpmaktadır. Bunlardan başlıcaları karbonat minerallerinin ve özellikle dolomitin kuzeyde daha egemen olması ile silikat minerallerinin ve kil minerallerinden illitin kuzeyden güneye doğru artmasıdır. Kil mineralleri kuzeyde genellikle I-S, kaolinit ve daha az da illit ile temsil edilmekte orta kesimlerde illit miktarı daha da artmakta, I-S daha az bulunmaktadır. Kuzeyde yaygın olarak gözlenen kaolinit, orta kesimlerde (Tufanbeyli yöresi)



Şekil 5.11. Ziyarettepe formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Sarız Değirmendere, b. Sarız Yağoluğu dere, Tufanbeyli Ayyat köyü



Şekil 5.12. Ziyarettepe formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları (Saimbeyli güneyi).

gözlenmemekte, bu mineralin yerini az miktardaki klorit almaktadır. Güneyde (Saimbeyli yöresi) ise tümüyle illit gözlenmektedir. Bu farklılıklar bölgenin kuzeyinde kimyasal sedimantasyonun egemen olduğunu, güneye doğru kırıntılı sedimantasyonun daha da arttığını göstermektedir.

#### 5.1.11. Yığıltepe formasyonu

Formasyonun dikey yöndeki mineralojik dağılımı (Şekil 5.13), Yağoluğu dere kesitinde (Şekil 5.13a), en altta dolomitin yer alması ve çörtlü seviyelerde kuvarsın artması dışında homojen bir dağılım gözlenmektedir. Kesitte bir örnekten elde edilen kil fraksiyonu I-S+illit+kaolinit şeklindedir.

Değirmendere kesitinde (Şekil 5.13a), organik maddeli şeyl arakatkılarına bağlı olarak kil miktarı daha fazladır. Dolomit orta seviyelerde ortaya çıkmaktadır. Kil mineral parajenezi I-S+illit+kaolinit olup, önemli bir dikey dağılım sunmamaktadır.

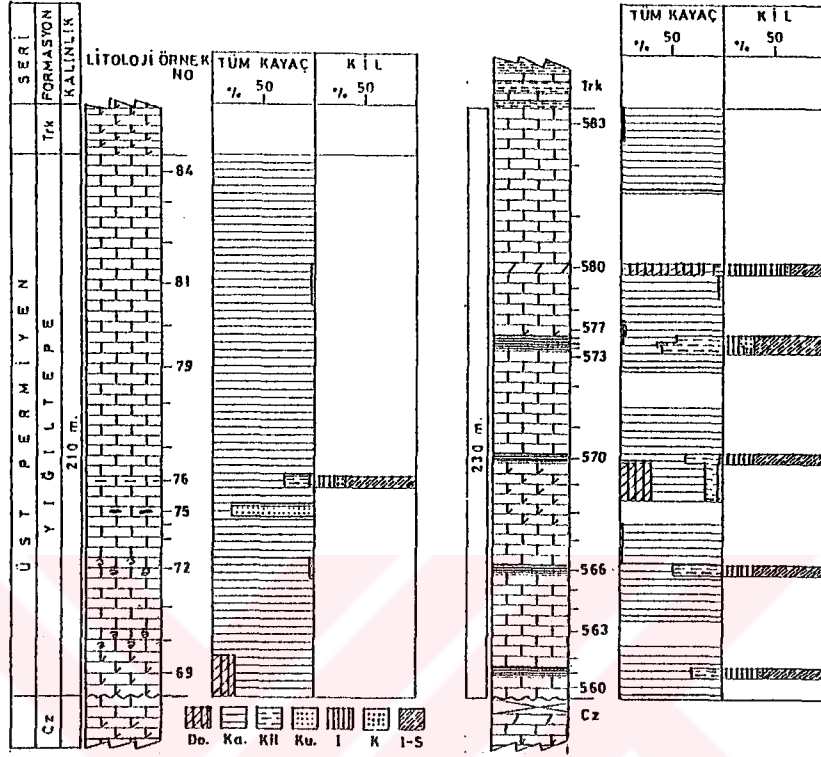
#### 5.1.12. Katarası formasyonu

Formasyon kuzeyden güneye doğru önemli mineralojik farklılık göstermektedir. Bölgenin en kuzeyini temsil eden Kısaçlı kesitinde (Sarız) birimin karbonat minerallerinden (kalsit ve dolomit) oluştuğu belirlenmiştir (Şekil 5.14a). Dolomit en alt seviyeden itibaren ortaya çıkmakta ve orta seviyede yoğunlaşmaktadır. En üst seviyede ise tümüyle kalsit gözlenmektedir.

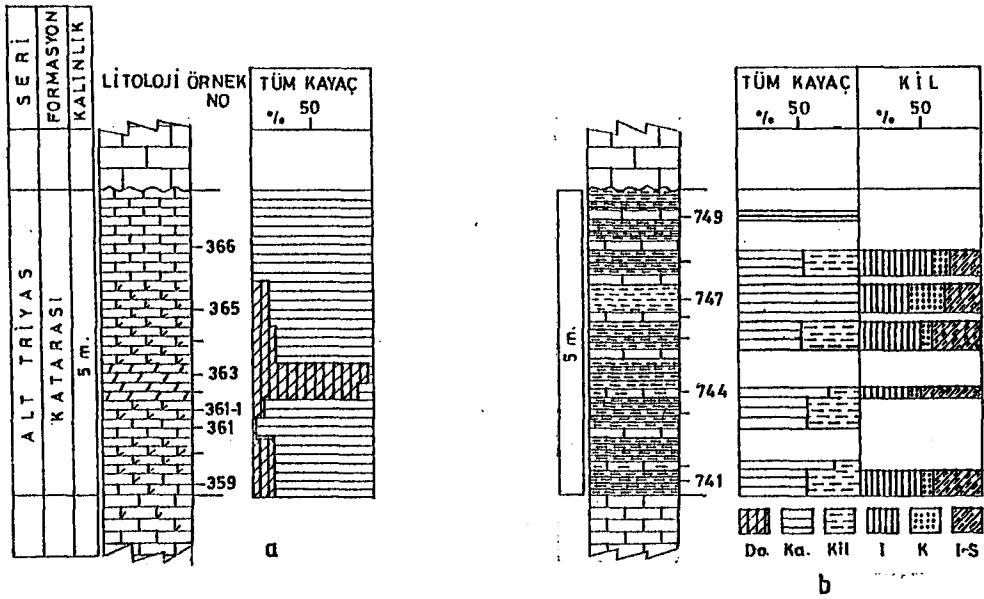
Sarız kuzeybatısındaki Değirmendere kesitinde karbonat minerallerinin yanı sıra önemli miktarda kil mineralleri belirlenmiştir (Şekil 5.14b). Kil mineralleri tümüyle illit+I-S+kaolinitten oluşan bir parajenez sergilemektedir.

Tufanbeyli ilçesinin kuzeyinde yer alan Kayapınar köyünün hemen güneyinde gerçekleştirilen kesit ölçümünde bol miktarda karbonat minerallerinin yanı sıra özellikle orta seviyelerde kil minerallerinin yer aldığı gözlenmiştir (Şekil 5.15a). Karbonat mineralleri büyük ölçüde kalsit ile temsil edilmektedir. Dolomit alt seviyelerde yoğun olup üste doğru azalmakta, en üst seviyede ise hiç gözlenmemektedir. Kil mineralleri tümüyle illit+I-S+kaolinit ile temsil edilmekte ve kaolinitin üste doğru biraz artması dışında düşey yönde önemli bir değişim göstermemektedir.

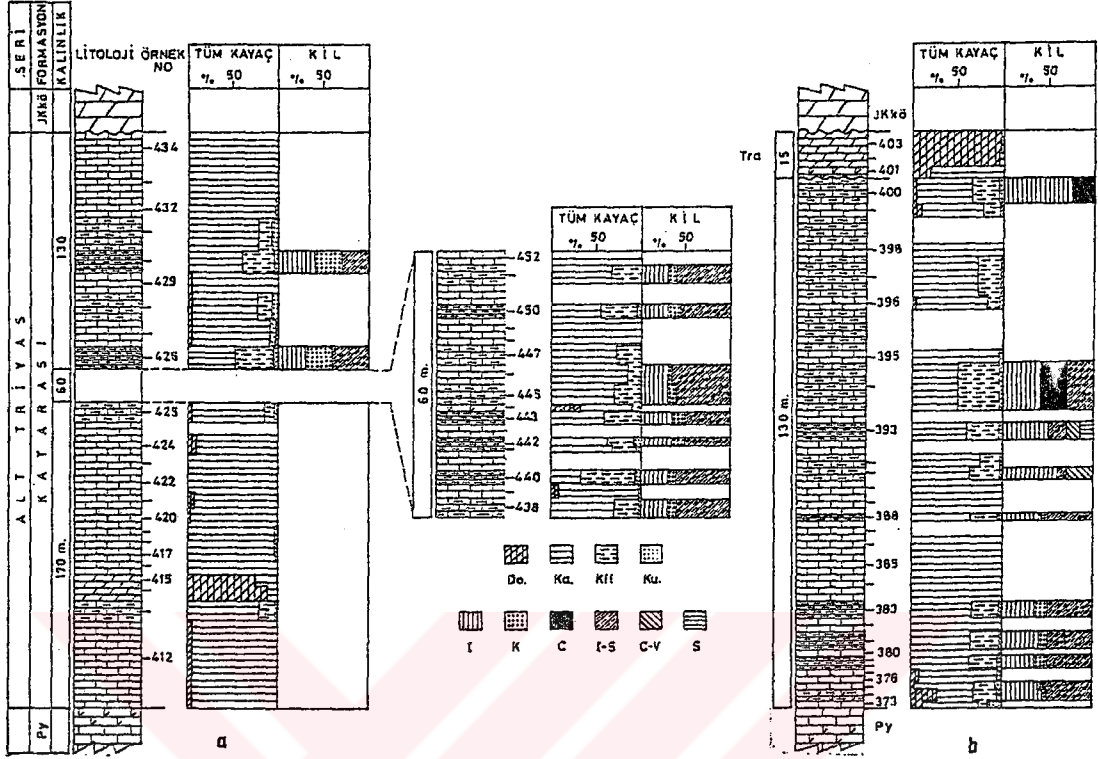
Tufanbeyli ilçesinin kuzeydoğusundaki Polatpınar köyünün doğusundaki kesitte (Şekil 5.15b) kil minerallerinin Kayapınar kesitindekilere göre biraz daha arttığı göze çarpmaktadır. Karbonat minerallerinden kalsit egemen olup, dolomit en alt seviyede ve çok az miktarda da en üst seviyede yer almaktadır. Kil mineralleri alttan üste doğru illit + I-S + kaolinit, illit + I-S + C-V ve illit + I-S + klorit şeklinde mineralojik dağılım sergilemektedir.



Şekil 5.13. Yığıltepe formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Yağoluğu dere, b. Değirmendere.



Şekil 5.14. Katarası formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Yağoluğu dere (Kıskaçlı), b. Değirmendere.



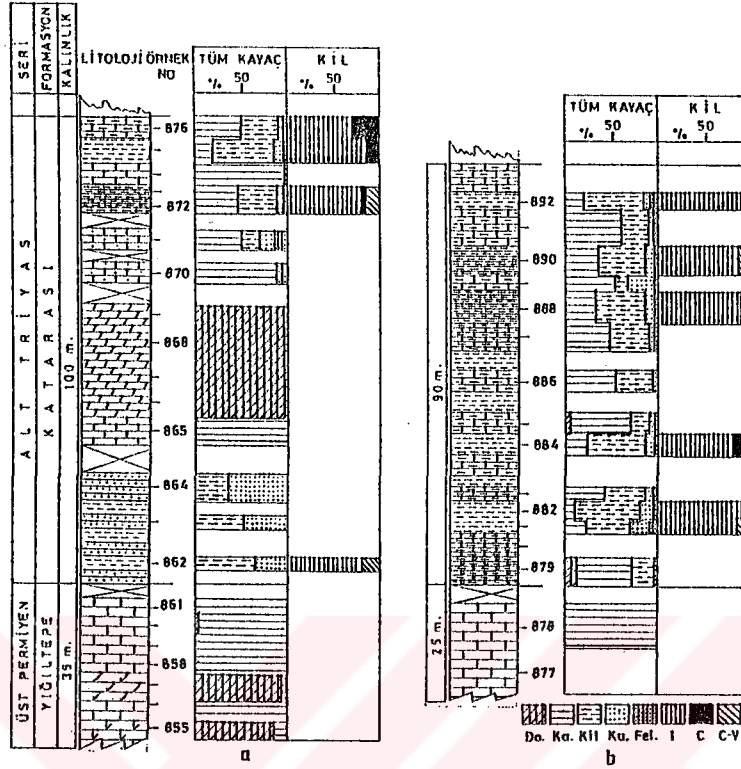
Şekil 5.15. Katarası formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Kayapınar köyü, b. Polatpınar köyü doğusu

En üst seviyedeki örnekte ise tümüyle illit+klorit parajenezi söz konusudur. Kil mineralojisindeki bu değişimin beslenme rejiminden kaynaklandığı düşünülmektedir. Diğer bir ifadeyle, alt seviyelerde tümüyle diyajenetik kil mineralleri yer alırken, üst seviyelerde bunların yanı sıra detritik klorit ve C-V mineralleri de bulunmaktadır.

Bölgenin güneyini temsil eden kesitlerde (Şekil 5.16) kuzyedekilere göre kırıntılı bileşenlerden ileri gelen kuvars, feldispat ve kil minerallerinin daha yoğun olduğu gözlenmektedir. Aynı yörede birbirine yakın olarak kuzey ve güney olmak üzere ölçülen kesitlerden kuzeydeki kesitte (Şekil 5.16a) alt seviyelerin kuvars ve kil, orta seviyelerin dolomit, üst seviyelerin ise kil ve kalsit bakımından zengin olduğu belirlenmiştir. Kil mineralleri alt seviyelerde illit+C-V, üst seviyelerde ise illit+C-V+klorit ve illit+klorit şeklindedir. Güneydeki kesitte ise (Şekil 5.16b), en alt seviyede dolomit bulunması dışında önemli bir dikey dağılım gözlenmemektedir. Kil mineralleri illit+C-V, illit+C-V+klorit ve üst seviyelerde tümüyle illitten oluşmaktadır.

Yukarıda ayrı ayrı açıklanan kesitlerden bazılarında (Şekil 5.14a, 5.15b, ve 5.16b) Permiyen-Triyas sınırında veya sınıra yakın yerlerde dolomitin ortaya çıkması, bu mineralin bazı kesimlerde benzer görünümlü olabilen Permiyen ve Triyas yaşlı birimlerin ayırt edilmesinde ölçüt olabileceğini düşündürmektedir.





Şekil 5.16. Katarası formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Saimbeyli doğusu (kuzey kesimi), b. Saimbeyli doğusu (güney kesimi) .

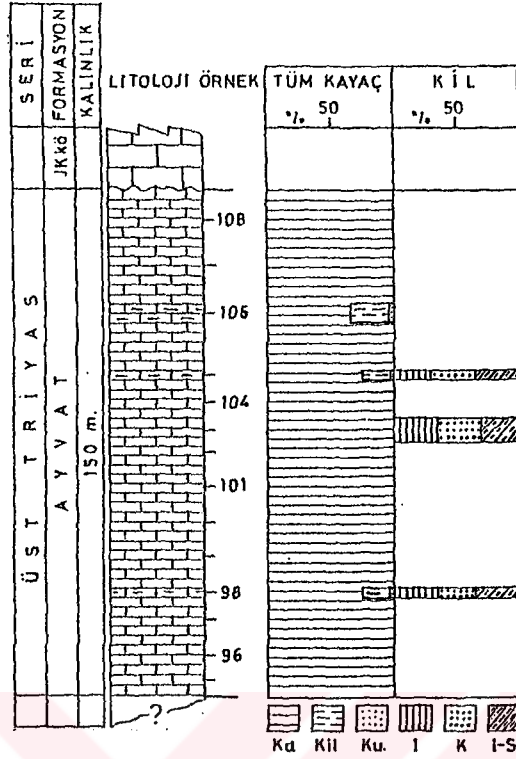
### 5.1.13. Ayvat formasyonu

Formasyonun dikey yöndeki dağılımı Tekneli (Sarız) yöresindeki kesitte incelenmiş ve killi kireçtaşı seviyelerinde kil ve kuvarsların ortaya çıkması dışında düşey yönde herhangi bir değişim gözlenmemektedir (Şekil 5.17). Kil mineralleri tüm seviyelerde aynı parajenez (illit + kaolinit + I-S) sahip olup, düşey yönde değişmemektedir.

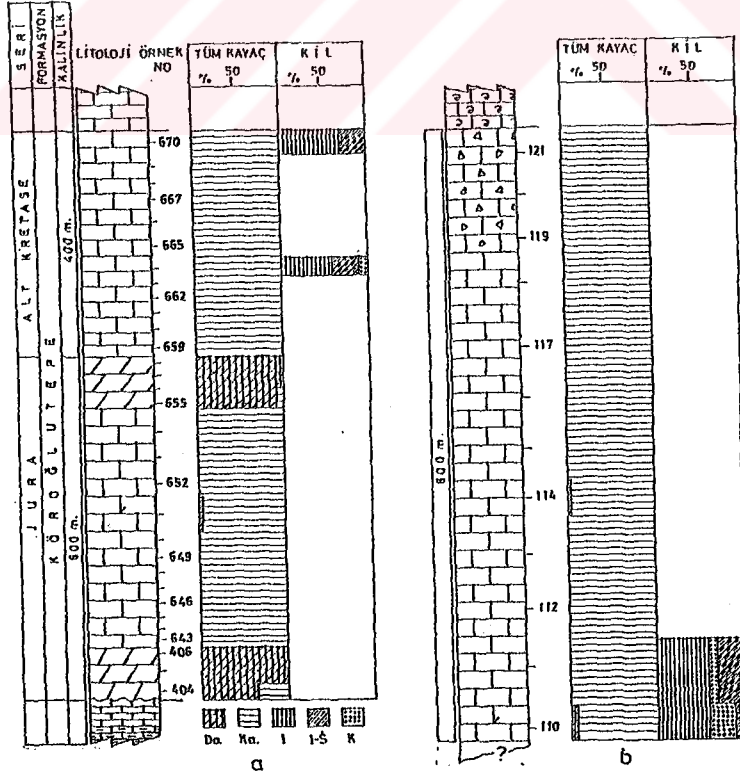
### 5.1.14. Köroğlutepe formasyonu

Formasyonunu Tufanbeyli-Kayapınar köyü arasında gerçekleştirilen tip kesitte bütünüyle karbonat mineralleri gözlenmekte ve düşey yönde önemli bir mineralojik değişim bulunmamaktadır (Şekil 5.18a). Dolomitler Triyas-Jura ile Jura-Kretase sınırlarına yakın yerleri temsil edecek şekilde formasyonun alt ve orta kesimlerinde ortaya çıkmakta ve Triyas-Jura ile Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşlarının ayırt edilmesinde önemli bir ölçüt oluşturmaktadır.

Büyüksöbeçimen köyü kuzeyinde (Sarız) ölçülen ve formasyonun üst seviyelerini temsil eden kesitte (Şekil 5.18b) kalsit egemen olup, dolomit yalnızca iki örnekte ve eser miktarda gözlenmiştir. Kil mineralleri tekdüze olup tümüyle illit, I-S ve kaolinitten oluşmaktadır. Jura-Alt Kretase yaşlı formasyonda dolomitin Jura yaşlı kesimde



Şekil 5.17. Ayvat formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları (Sarız-Tekneli).



Şekil 5.18. Koroğlu Tepe formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Tufanbeyli Kayapınar köyü, b. Sarız Büyüksöbeçimen köyü kuzeyi.

bulunması, buna karşın Alt Kretase yaşlı kesiminde gözlenmemesi Jura ve Kretase ayrımının fosiller dışında dolomitler yardımıyla da ayrılabilceğine işaret etmektedir. Benzer şekildeki sonuçlar Torosların kuzey uzantısı olan Hekimhan bölgesinde de belirlenmiştir (Bozkaya ve Yalçın, 1991b).

#### 5.1.15. Yanıktepe formasyonu

Bütünüyle kalsit ile temsil edilen karbonat kayaçlarından oluşan birimde tüm kayaç mineralojisi açısından dikey, yanal ve alansal bir değişim bulunmamaktadır. Kil mineralojisi açısından egemen mineraller illit ve I-S' dir. Yer yer klorit/kaolinitlere de rastlanılmıştır.

#### 5.1.16. Elmaçat formasyonu

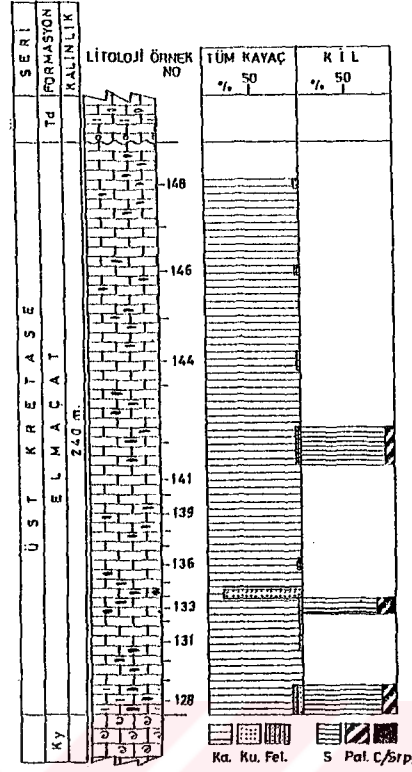
Birimde belirlenen minerallerin düşey yöndeki değişimleri Büyüksöbeçimen köyü güneyinde yapılan ölçülü tip kesitte incelenmiştir (Şekil 5.19). Çörtlü seviyelerde kuvarsların artması dışında mineraller tekdüze bir dağılım sunmaktadır. Birim kil mineralleri açısından da homojen bir dağılıma sahiptir. Genellikle smektit+paligorskit parajenezi gözlenmekte, klorit ve serpentine ise yalnızca bir seviyede rastlanılmaktadır.

#### 5.1.17. Güzelimköy formasyonu

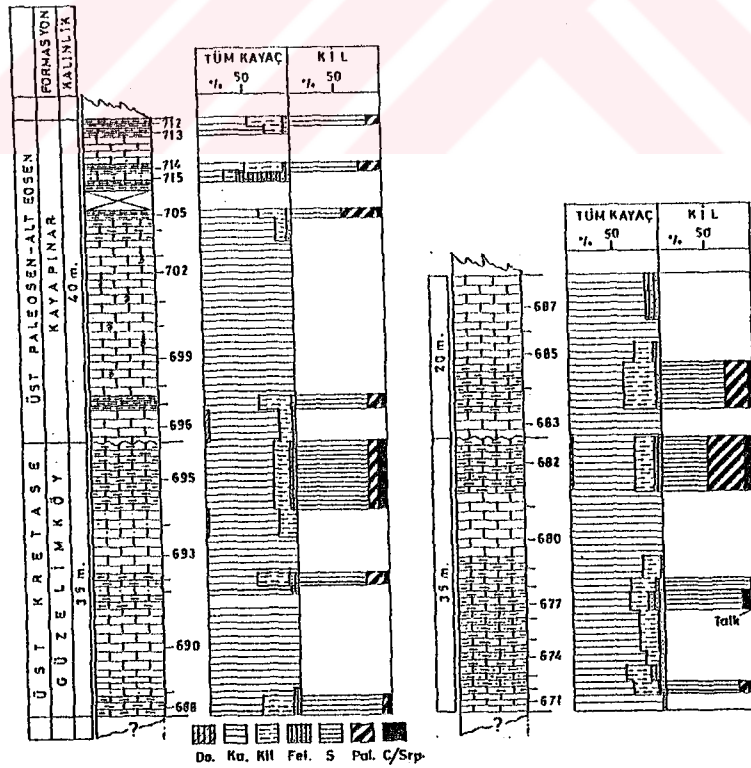
Kayapınar köyünün (Tufanbeyli) hemen kuzeyinde gerçekleştirilen 2 ölçülü kesitte (Şekil 5.20), kuvars, feldispat ve kil minerallerinin dikey dağılımı tümüyle litolojiye bağlıdır. Killi kireçtaşlarında kil minerallerinin yanı sıra ofiyolitik ve/veya volkanik getirimden kaynaklanan feldispatlar da belirgin bir artış göstermektedir. Kil mineralleri genellikle smektit + paligorskit + klorit +serpantin şeklinde parajenez sunmakta, paligorskit miktarı üst seviyelerde biraz daha artmaktadır. Paligorskit ve serpantin gibi Mg-lu minerallerin kaynağını Elmaçat formasyonunda da belirtildiği gibi ofiyolitik kayaçlar oluşturmaktadır. Formasyondaki paligorskit, klorit ve serpantin minerallerinin miktarı Sarız yöresindeki Elmaçat formasyonuna göre daha fazladır. Bu farklılık Tufanbeyli yöresinde yer alan bu birimin çökelme ortamının biraz daha sığ veya kıyıya biraz daha yakın olması nedeniyle ofiyolitik malzemenin daha fazla gelmesinden kaynaklanmaktadır.

#### 5.1.18. Hocabet formasyonu

Birimde karbonat minerallerinden kalsitin egemen olduğu, eser miktardaki dolomitin ise orta seviyelerde ortaya çıktığı belirlenmiştir. Kil minerallerinin bollukları tümüyle litolojiye bağlı olup, benzer şekilde kuvars miktarı da çörtlü kireçtaşı seviyelerinde daha bol gözlenmektedir.



Şekil 5.19. Elmaçat formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları (Sarız-Büyükşöbeçimen köyü güneyi).



Şekil 5.20. Güzelimköy formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları (Tufanbeyli-Kayapınar köyü).

Genellikle kuvarsla birlik oluşturan feldispatlar ise alt seviyelerde eser miktarda iken, orta ve üst seviyelerde kısmen artmaktadır. Kil minerallerinin dikey dağılımlarında alttan üste doğru belirgin bir mineralojik farklılık izlenmiştir (Şekil 5.21a). Kretase' yi temsil eden alt seviyelerde tümüyle illit, klorit, I-S, ve ender olarak smektit gözlenirken üst seviyelerde klorit miktarı azalmakta ve smektit miktarının yanı sıra C-S minerali de ortaya çıkmaktadır. Dolomitin de eser miktarda gözleendiği orta seviyede C-S miktarı artmaktadır. Bu artış ilgili seviyenin volkanik ve/veya ofiyolitik kayalardan daha fazla beslenmesinden ileri gelmektedir. Gökkaya Tepede ölçülen referans kesitte (Şekil 5.21.b), tüm kayac fraksiyonunu oluşturan kalsit, kuvars ve kil minerallerinin dikey dağılımlarında belirgin bir farklılık gözlenmemiştir. Buna karşın kil mineralleri açısından Kretase ve Tersiyer yaşı birimler biraz farklılık sunmaktadır. Kretase' yi temsil eden alt seviyede yalnızca illit ve I-S gözlenmekte iken, Kretase-Tersiyer geçişine yakın kesimlerde illit miktarı azalmakta, buna karşın smektit, S-C ile klorit ve serpantin ortaya çıkmaktadır.

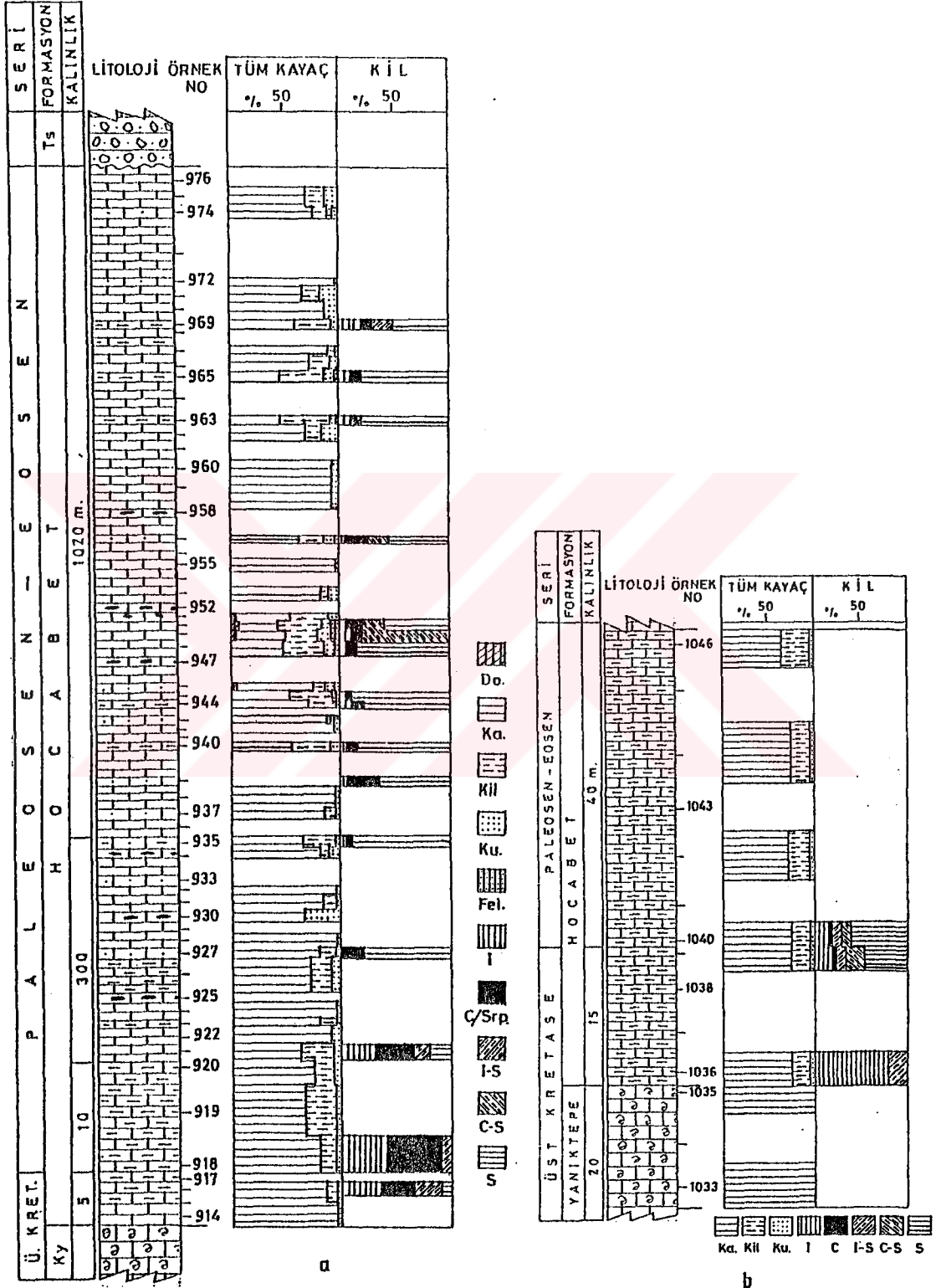
Bu veriler formasyonun alt seviyesindeki Kretase yaşı killi kireçtaşlarında metamorfik kayalardan türeyen detritik illit ve kloritler yer almakta iken, üst seviyelerde ofiyolitik ve/veya volkanik beslenme sonucu diyajenetik trioktaedrik smektitler ile detritik serpantinler ve yine volkanik kökenli S-C' ler ortaya çıkmaktadır. Bu da Tersiyer döneminde birimin daha fazla ofiyolitik ve volkanik malzeme aldığına işaret etmektedir.

#### 5.1.19. Kayapınar formasyonu

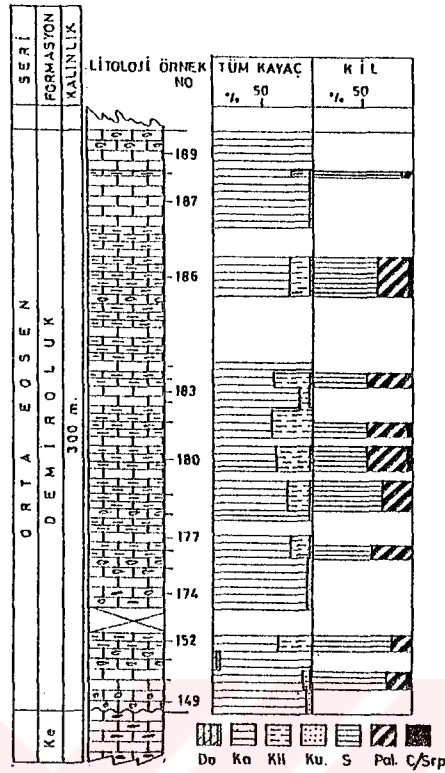
Birimin alttaki Güzelimköy formasyonu ile sınırına yakın kesimlerde az miktarda dolomitin ortaya çıkması dışında karbonat minerallerinin dağılımında herhangi bir değişiklik söz konusu değildir (bkz. Şekil 5.20). Bununla birlikte feldispat miktarı en üst kesimlere doğru biraz daha artmaktadır. Kil minerallerinin dağılımı da önemli bir değişiklik sunmamakla birlikte, çok az da olsa klorit ve serpantin minerallerinin en üst seviyeye doğru azaldığı görülmektedir.

#### 5.1.20. Demiroluk formasyonu

Büyüksöbeçimen köyü güneyindeki ölçülü kesitte (Şekil 5.22), gerek tüm kayac ve gerekse kil fraksiyonu açısından önemli bir dikey dağılım sunmayan formasyon paligorskit içeren diğer formasyonlara (Elmaçat, Güzelimköy ve Kayapınar formasyonları) göre bu minerali daha fazla içermesiyle dikkati çekmektedir. Bu da ortamın diğer formasyonlardakine göre daha alkalın olmasının yanı sıra paligorskiti oluşturan Mg ve Al gibi elementlerin kaynağı olan ofiyolitik kayaların bu dönemde daha fazla malzeme vermesinden kaynaklanmaktadır.



Şekil 5.21. Hocabet formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Saimbeyli-Hocabet dere, b. Saimbeyli-Gökkaya tepesi.



Şekil 5.22. Demirolok formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları (Sarız-Büyüksöbeçimen köyü güneyi).

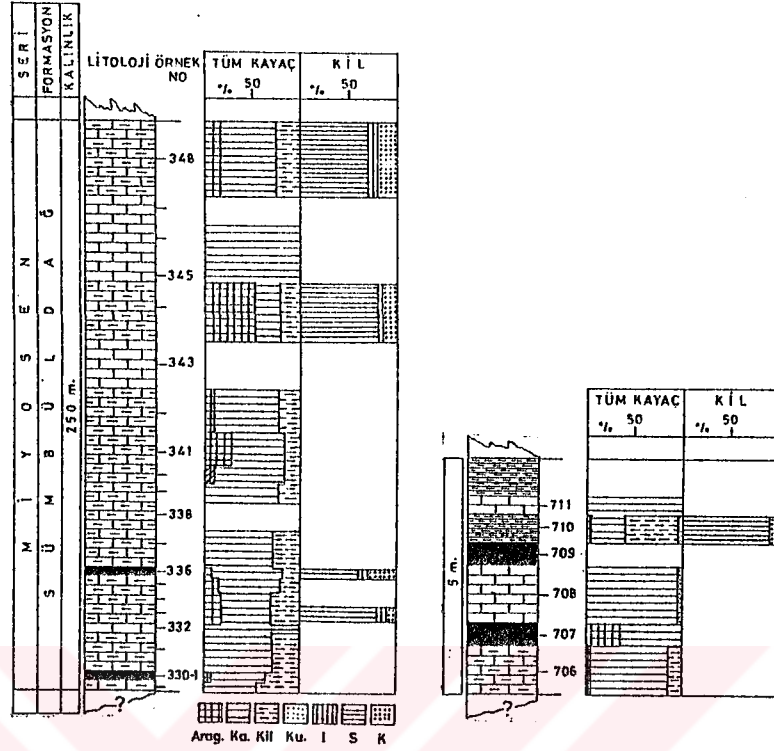
### 5.1.21. Sümbüldağ formasyonu

Formasyondaki karbonat ve kil minerallerinin dikey dağılımı tümüyle litolojiye bağımlılık göstermektedir (Şekil 5.23). Aragonit miktarı killi seviyelerde artmakta, kil içermeyen seviyelerde ise hiç gözlenmemektedir. Kil mineralleri oldukça homojen bir dağılım sunmakta olup, tüm seviyelerde smektit + kaolinit ± klorit + illit bileşimindedir.

### 5.2. Minerallerin Kronostratigrafik Dağılımları

Gerek tüm kayaç ve gerekse kil fraksiyonu bazında minerallerin düşey yöndeki kronostratigrafik dağılımları formasyonlara göre değişik parajenezler sunmakta ve ayırt edici özellikler göstermektedir (Şekil 5.24). Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı birimler başlıca karbonat minerallerinden oluşmakta iken, Paleozoyik (özellikle Alt Paleozoyik) silikat minerallerince daha zengindir. Gömülme diyajenezi/metamorfizmasına bağlı olarak fillosilikat/kil mineral parajenezleri karakteristik bir dikey dağılım sergilemektedir.

Karbonat minerallerinden aragonit yalnızca istifin en üst seviyelerini temsil eden Sümbüldağ formasyonunda gözlenmektedir. Egemen karbonat mineralini kalsit oluşturmakta, dolomit Değirmentaş, Şafaktepe, Ziyarettepe, Katarası ve Köroğlutepe formasyonlarında artmaktadır. Dolomitlerin dikey dağılımları bölgedeki Permiyen-Triyas, Triyas-Jura ve Jura-Kretase ayırımında önemli bir mineralojik ölçüt konumundadır.



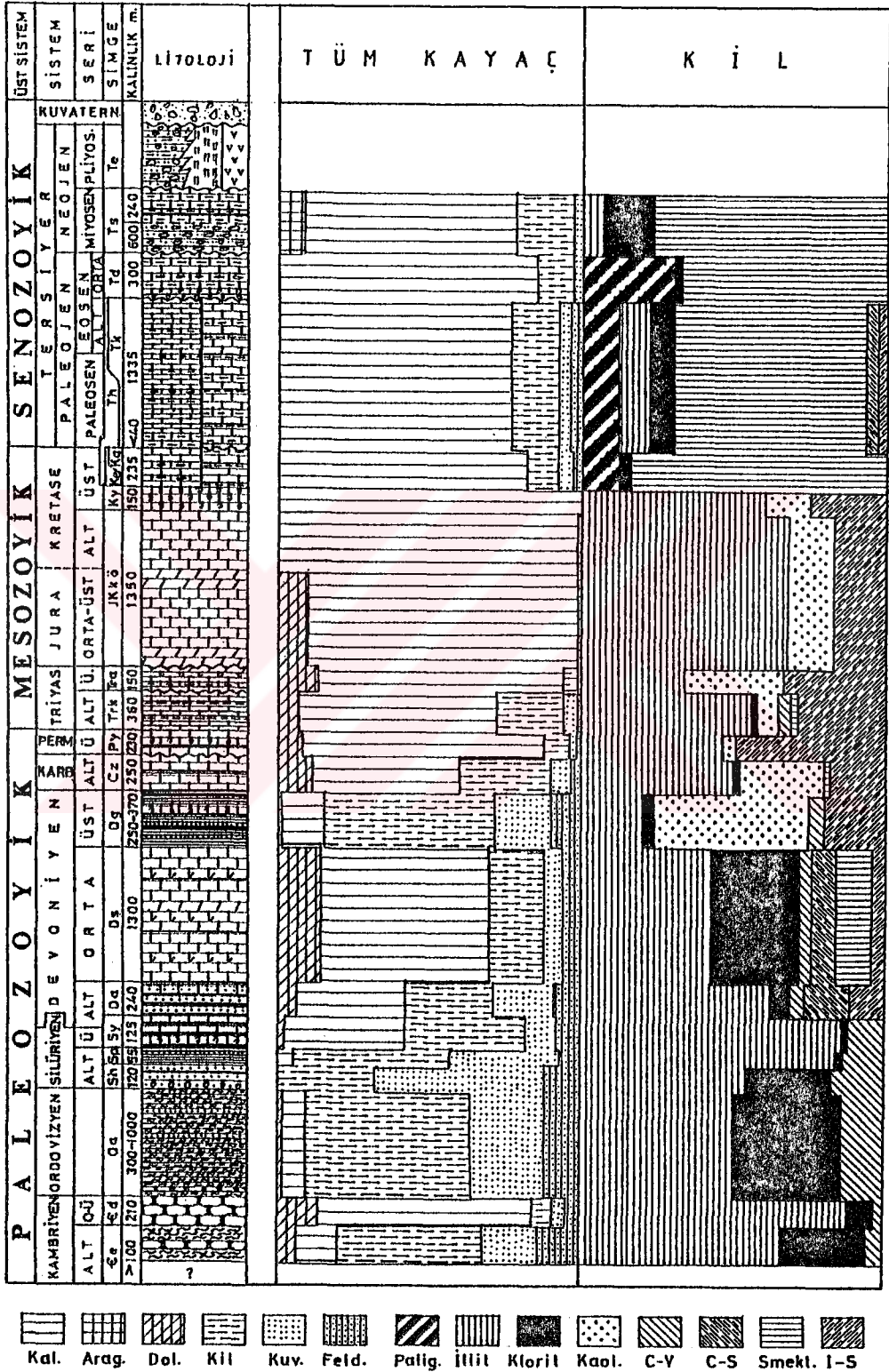
Şekil 5.23. Sümbüldağ formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları, a. Sarız-Karapınar köyü, b. Tufanbeyli-Kayapınar köyü.

Kuvars, feldispat ve fillosilikatlar Paleozoyik yaşlı birimlerde yaygın olarak gözlenmekte, Permian' den Kambriyen' e doğru miktarı artmaktadır. Kuvars ve feldispatlar karbonat minerallerinin az olduğu Emirgazi, Armutludere ve Gümüşali formasyonlarında maksimum düzeye ulaşmaktadırlar. Aynı formasyonlar fillosilikat mineralleri bakımından da zengindirler.

Fillosilikat/kil mineralleri Kambriyen' de illit + klorit ± C-V, Ordovizyen ve Silüriyen' de illit + klorit + C-V, Alt Devoniyen' de illit +I-S +C-S ± klorit ± C-V Orta Devoniyen' de illit + klorit + smektit + I-S + C-S ± C-V şeklinde dikey dağılım sunmaktadır. C-V aratabakalıları Silüriyen, C-S aratabakalıları ise Alt ve Orta Devoniyen için karakteristiktir. Paleozoyik yaşlı smektitler ise karbonatlı kayalardan oluşan Şafaktepe formasyonunda gözlenmiştir. Üst Devoniyen' den itibaren kaolinit ortaya çıkmakta ve I-S karışık tabakalılarının miktarı daha da artmaktadır. Karbonifer' den Üst Kretase' nin en üst seviyelerine kadar illit+I-S+kaolinit parajenezisi sözkonusudur. Üst Kretase' den itibaren egemen kil minerali olarak smektit gözlenmekte, illit ve kloritin yanı sıra paligorskit gibi Mg-ca zengin kil mineralleri de ortaya çıkmaktadır.

Gömülmeye bağlı olarak kil mineral parajenezleri ve miktarları düşey yönde önemli farklılıklar sunmaktadır. Şöyleki, illit ve klorit ankizon ve epizon' u temsil eden Alt Paleozoyik yaşlı birimlerde egemen olmaktadır. C-V aratabakalıları ileri diyajenez evresini





Şekil 5.24. İnceleme alanında belirlenen tüm kayaç ve kil fraksiyonunu oluşturan minerallerin formasyonlara göre kronostratigrafik dağılımı

karakterize eden Silüriyen yaşlı birimlere doğru artmaktadır. Tümüyle diyajenetik evreyi temsil eden Üst Paleozoyik yaşlı birimler aratabakalı kil mineral miktarları ve çeşitliliği açısından daha da zenginleşmekte, ayrıca yer yer önemli miktarlara ulaşan kaolinit de ortaya çıkmaktadır. Senozoyik' teki kil mineralleri ise hemen hemen tümüyle smektit ve bunu yanı sıra paligorskit mineralleriyle temsil olunmaktadır. Buna göre Kambriyen-Silüriyen, Alt-Orta Devoniyen, Üst Devoniyen-Üst Kretase, Üst Kretase-Miyosen yaş aralığındaki birimleri kapsayan 4 ana fillosilikat zonu söz konusudur: 1. zon illit, klorit ve daha az da C-V karışık tabakalıları, 2. zon karışık tabakalılarca zengin olup illit ve kloritin yanı sıra C-S, I-S ve eser miktarda C-V ile karakteristiktir. 3. zon kaolinitin ortaya çıkması ve I-S' in maksimum düzeye ulaşması, 4. zon ise bol miktarda smektitin bulunması ve paligorskitin ortaya çıkmasıyla ayırt edilmektedir.

Fillosilikat zonlarından 1. 2. ve 3. zonun ayırımındaki kriterleri (karışık tabakalı kil minerallerinin artması, kaolinitin ortaya çıkması v.b.) daha çok gömülme diyajenezi/metamorfizması denetlemekle birlikte, 4. zonun ayrımı smektit ve paligorskitin ortaya çıkması tümüyle volkanik ve/veya ofiyolitik bir beslenme ve yüzey jeokimyası ile ilişkilidir. 1.zonun alt seviyesi (Emirgazi, Değirmentaş formasyonları ile Armutludere formasyonunun alt ve orta seviyeleri) sleyt klivajından da etkilenmiş olup, epizon ve ankizonu kapsayan "kristalinite" derecelerine ( $KI < 0.42 \Delta 2\theta$ ) sahiptirler. İllitlerin % 2M1 oranı çok yüksek (ortalama % 88) veya tümüyle 2M1, kloritler ise tümüyle Iib politipiyle temsil olunur. 1. zonun üst seviyesi (Armutludere formasyonunun üst seviyeleri ile Halityayla ve Puşçutepe formasyonları) en yüksek dereceli diyajenezi temsil eden "kristalinite" derecelerine ( $0.42 < KI \leq 0.60$ ) sahiptir. % 2M1 oranı alttakine göre biraz daha düşük (ortalama % 70) olup, kloritler Ib ve Ia politipine sahiptir. Bu birimlerde klivaj etkileri hemen hemen minimuma inmiştir. Yukarıyayla, Ayıtepesi ve Şafaktepe formasyonlarını kapsayan 2. zon ise yüksek dereceli diyajenetik zonu temsil eden "kristalinite" derecelerine ( $KI > 0.60 \Delta 2\theta$ ) sahiptir. İllitlerin % 2M1 oranları ortalama % 51'e düşmektedir. Gümüşali, Ziyarettepe, Yığıltepe, Katarası, Ayvat, Köroğlutepe ve Yanıktepe formasyonları ile temsil edilen 3. zon smektitin bulunmayışı, kaolinitin ve I-S karışık tabakalıların yer alması nedeniyle orta diyajenetik zonu temsil etmektedir. Üst Kretase-Tersiyer yaşlı genç formasyonları kapsayan (Elmaçat, Güzelimköy, Hocabet, Kayapınar, Demirogluk ve Sümbüldağ formasyonu) bol miktarda smektit içermeleri nedeniyle erken diyajenetik evreyi temsil etmektedirler. Diyajenez evrelerinden en yüksek dereceli diyajenez ve yüksek dereceli diyajenez ayrımı değerleri Hesse ve Dalton (1991) tarafından verilen "kristalinite" verilerine göre yapılmıştır. Orta ve erken diyajenetik evre

bölümlenmeleri ise Foscolos ve Kodama (1974) tarafından belirtilen ölçütlere ayrılmıştır. Yazarlar, kaolinitin geç veya yüksek dereceli diyajenez evresinde bulunmayacağını belirtmiş ve smektitin yer almadığı orta diyajenez evresini temsil ettiğini belirtmiştir. Smektit, orta diyajenetik evrede bulunmayıp erken diyajenetik evrenin karakteristiğidir.

Minerallerin kronostratigrafik olarak göstermiş oldukları dikey dağılımların yanı sıra fillosilikatların kristalografik-yapısal ("kristalinite", politipi,  $b_0$  parametresi, I-S' deki %I ve %S oranları) özellikleri ile petrografik (şistozite), organik madde yansıması verileri de deneştirilerek bölgenin diyajenez-çok düşük dereceli metamorfik parametreleri topluca ortaya konulmuştur (Şekil 5.25).

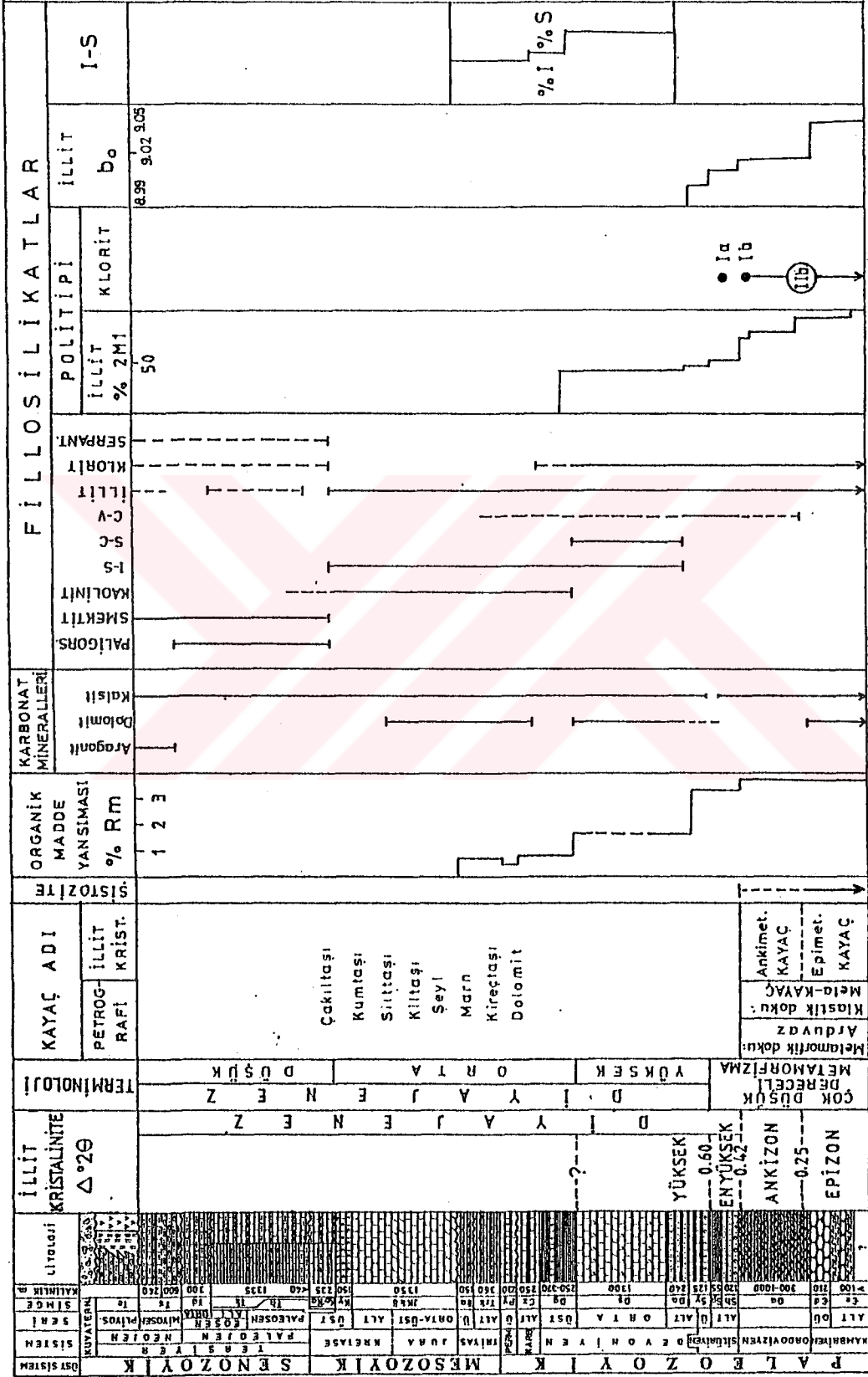
### 5.3. Minerallerin Oluşumları

#### 5.3.1. Kil Mineralleri

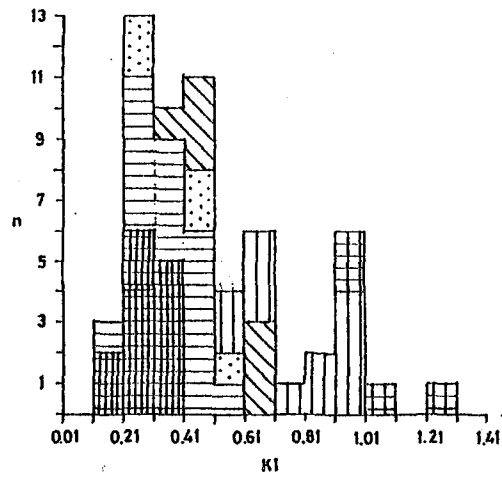
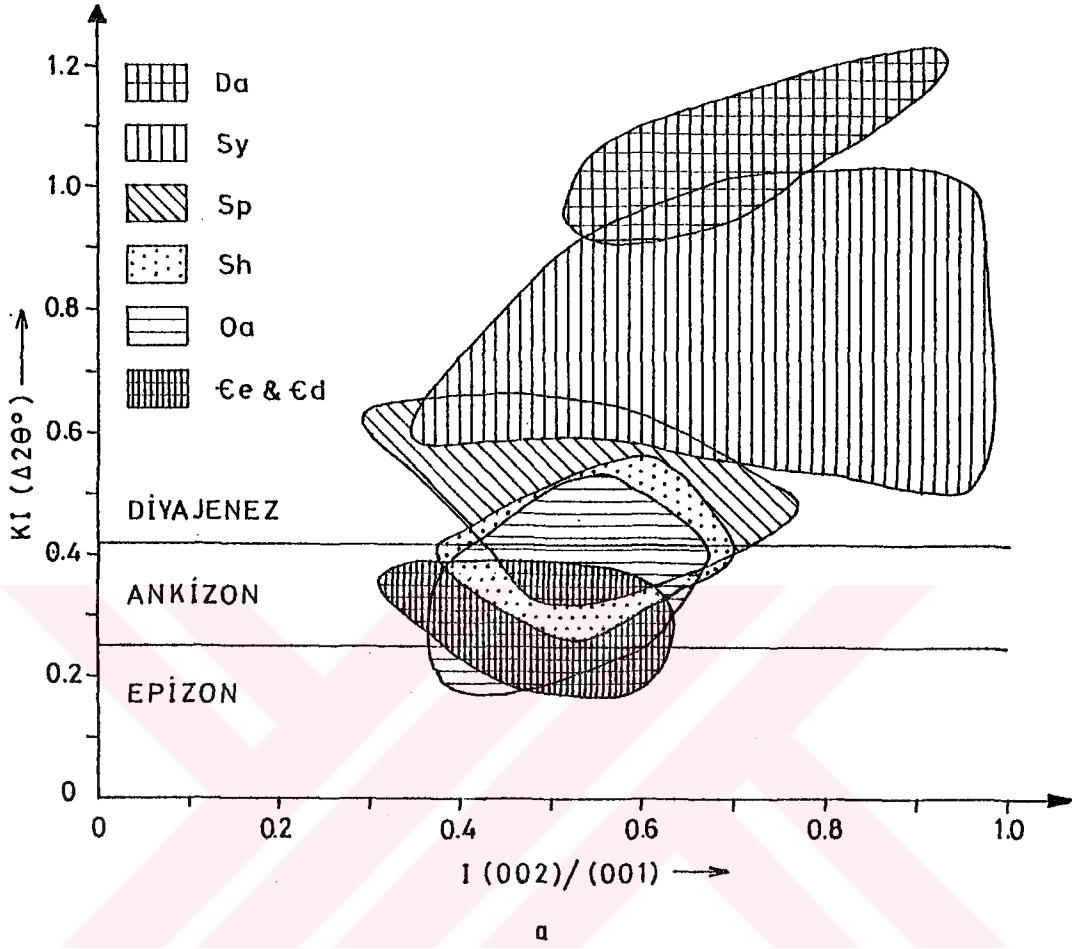
##### 5.3.1.1. İllit/muskovitler

İnceleme alanında Kambriyen' den Eosen' e kadar hemen hemen her seviyede gözlenen mika türü kil mineralleri ya da illitler üst seviyeleri temsil eden diyajenetik sedimanlarda oldukça heterojen bir grup oluşturmakta ve farklı kökenli parçacıklar içerebilmektedirler. Bu zondaki illitler, illitçe zengin sedimanter kayaçların erozyonundan türemekte olup, daha önceki biyotit, serizit ve kloritlerin negatif dönüşüm ürünüdürler. Ancak gömülmeyle birlikte aşağıya doğru düzenli bir yapı kazanmaktadırlar.

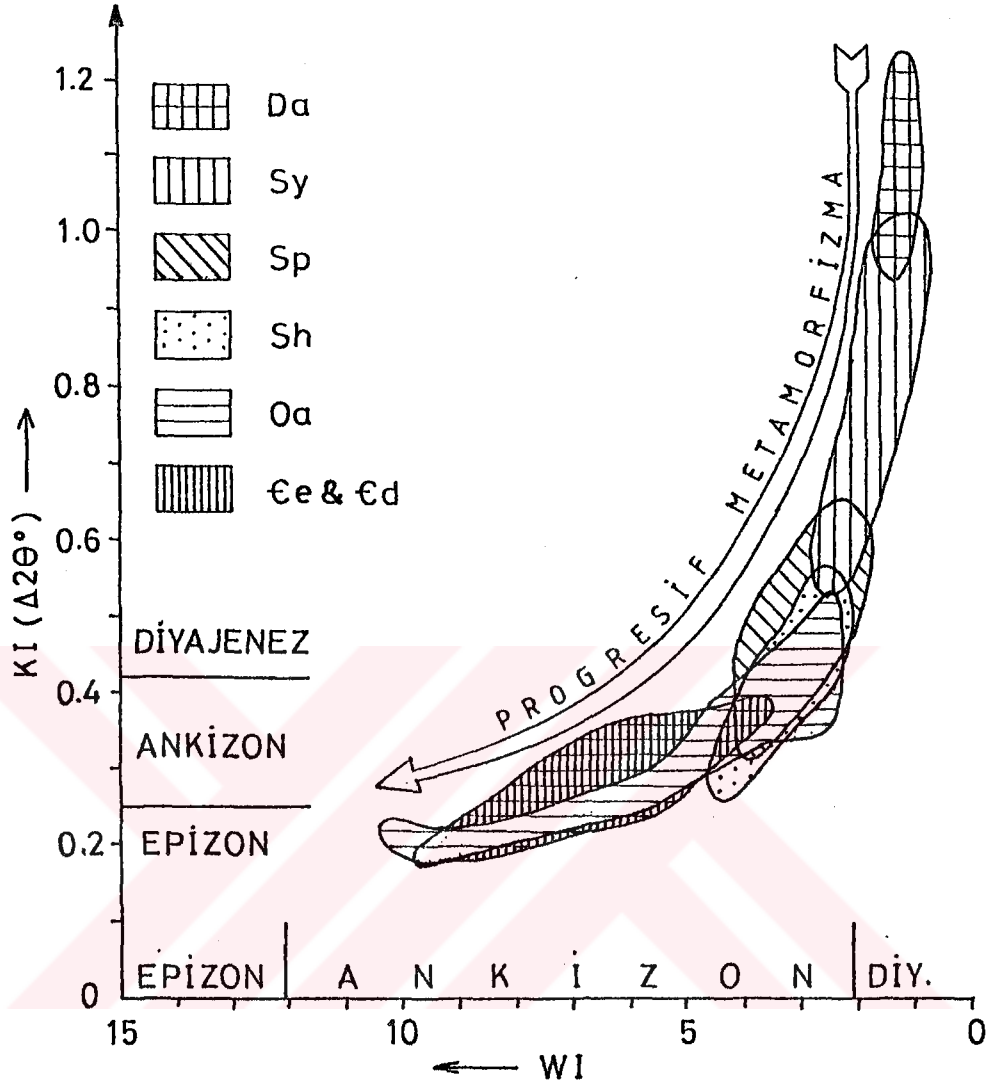
Paleozoyik yaşlı birimlerde yaygın olarak gözlenen illitler, Alt Devoniyen yaşlı Ayıtepesi formasyonundan Kambriyen yaşlı Emirgazi formasyonuna kadar düzenli bir şekilde artan illit "kristalinite" derecesi söz konusudur (Şekil 5.26). Alt Devoniyen yaşlı Ayıtepesi ve Üst Silüriyen-Alt Devoniyen yaşlı Yukarıyayla formasyonu yüksek dereceli diyajenetik zonu ( $\Delta 2\theta > 0.60$  : Hesse ve Dalton, 1991), Alt Silüriyen yaşlı Halıyayla ve Puşçutepe formasyonu ile Armutludere formasyonunun en üst kesimi en yüksek dereceli diyajenez zonunu ( $0.60 \geq \Delta 2\theta > 0.42$  : Hesse ve Dalton, 1991), Emirgazi, Değirmentaş ve Armutludere formasyonları ise ankizon ve kısmen de epizonu temsil etmektedirler. Formasyonlara göre çizilen illit "kristalinite" alanlarının birbirlerini aşmalı şekilde düzenli bir dağılım sunması diyajenez-metamorfizma geçişinin tedrici olduğunun göstergesidir. Kübler ve Weaver indislerinin birlikte kullanıldığı ve sağ üst kesimden sol alta doğru progresif metamorfizmanın geliştiği belirtilen diyagramda (Arkai, 1993) da "kristalinite" verilerine göre çizilen alanların birbirlerini aşmalı olarak üzerledikleri ve progresif metamorfizmaya uygun bir yönelim sundukları görülmektedir (Şekil 5.27).



Şekil 5.25 Diyajenetik ve çok düşük dereceli metamorfik parametrelerin değerlendirilmesi

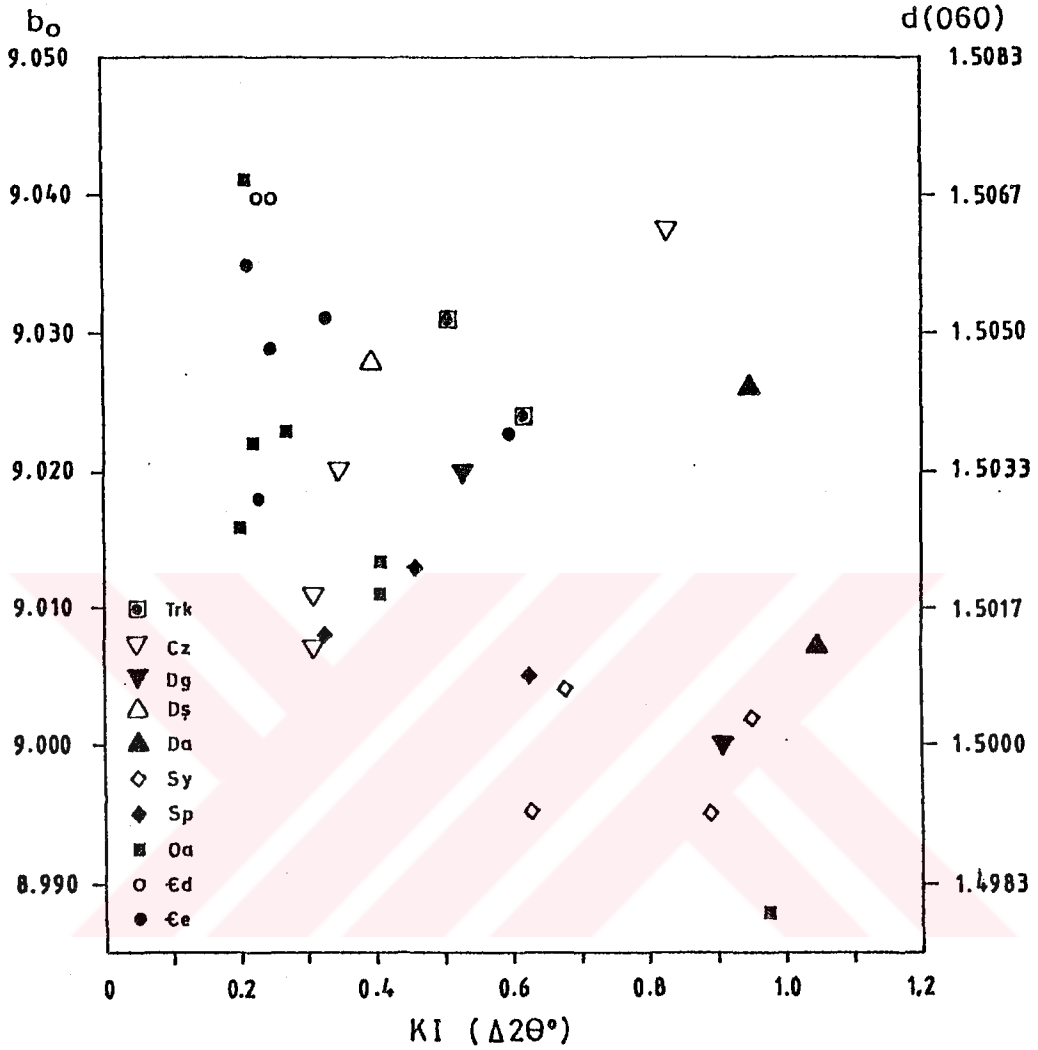


Şekil 5.26. Paleozoyik yaşlı formasyonlara ait illitlerin, a. "kristalinite" indeksi (KI)- $I(002)/(001)$  şiddet oranları diyagramındaki konumları, b. kristalinite indeksi frekans dağılımı



Şekil 5.27. Paleozoyik yaşlı formasyonlara ait illit "kristalinite" verilerinin KI-WI diyagramında dağılımları. Progresif metamorfizma yönelimini gösteren ok işareti Arkai (1993)'den alınmıştır

Birkaç örnek dışında illitlerin artan "kristalinite" derecesine (veya azalan  $\Delta 2\theta$  değerlerine) karşın artan  $b_0$  değerleri söz konusudur (Şekil 5.28). Bu da artan diyajenez/metamorfizma derecesine bağlı olarak illitlerin oktahedral Mg ve özellikle  $Fe^{+2}$  içeriğinin artmasına bağlı olarak  $b_0$ , diğer bir ifadeyle seladonit içeriği artmaktadır. Muskovitlerdeki basınca bağlı olarak gözlenen bu değişimler jeobarometre olarak kullanılmıştır (Sassi, 1972; Sassi ve Scolari, 1974; Sassi ve diğerleri, 1976; Guidotti ve Sassi, 1976; 1986; Padan ve diğerleri, 1982; Guidotti, 1984; Robinson ve Bevens, 1986). İnceleme alanındaki artan "kristalinite" ye paralel olarak artan  $b_0$  değerlerine benzer ilişkiler bazı araştırmacılar tarafından da (Padan ve diğerleri, 1982; Brill, 1988; Yang ve Hesse, 1991) belirlenmiştir. Bununla birlikte Venturelli ve Frey (1977) ile Warr ve



Şekil 5.28. İnceleme alanındaki illitlerin "kristalinite" indeksi (KI) ve  $b_0$  değerleri arasındaki ilişkisi.

diğerleri (1991) azalan "kristaliniteye" karşın önemli değişiklik sunmayan ve hatta yukarıdaki belirtilenlerin aksine azalan  $b_0$  değerleri bulmuşlardır. Detritik illitleri daha fazla içeren Devoniyen, Karbonifer ve Triyas yaşlı örnekler bu ilişkiye uymamakta ve sağ üst kesimde yer almaktadırlar. Bunun nedeni olasılı olarak metamorfik kayaç kökenli olan bu illitlerin  $b_0$  değerleri yüksek olmakla birlikte taşınma nedeniyle kısmen degrade olmaları sonucu "kristalinite" değerlerinin  $b_0$  a göre daha düşük ölçülmesinden kaynaklanmaktadır. Benzer problemler Hunziker ve diğerleri (1986) tarafından da vurgulanmıştır.

İllit/muskovitlerin artan diyajenez/metamorfizmaya karşın göstermiş oldukları politip dönüşümleri de sözkonusudur. İllitlerde %  $2M1/(2M1+1Md)$  oranı diyajenezden epizona doğru artmakta, epizondan itibaren tümüyle 2M1 politiplerine geçilmektedir (Şekil

5.29). İleri diyajenez veya başlangıç metamorfizması sırasında illitlerin bu şekildeki 1Md' den 2M1' e doğru evrimi birçok yazar tarafından belirtilmiştir (Maxvell ve Hower, 1967; Dunoyer de Segonzac, 1970; Frey, 1970; Gavish ve Reynolds, 1970; Foscolos ve Kodama, 1974; Foscolos ve diğerleri, 1976; Brauckmann, 1984; Lucas, 1984; Weaver ve Broekstra, 1984; Merriman ve Roberts, 1985; Hunziker ve diğerleri, 1986). Bu yazarların çoğu % 2M1 oranını metamorfik derecenin önemli bir ölçeği olarak kullanmışlardır. Bununla birlikte Kübler (1967a) tarafından da vurgulandığı gibi özellikle diyajenetik bölgeyi temsil eden kesimlerde detritik 2M1 bileşenlerin bulunması bu ilişkiyi çelişkili hale getirebilmektedir. Nitekim diyajenetik bölgeyi temsil eden alandaki ilişkinin çok daha dağınık olduğu gözlenmektedir.

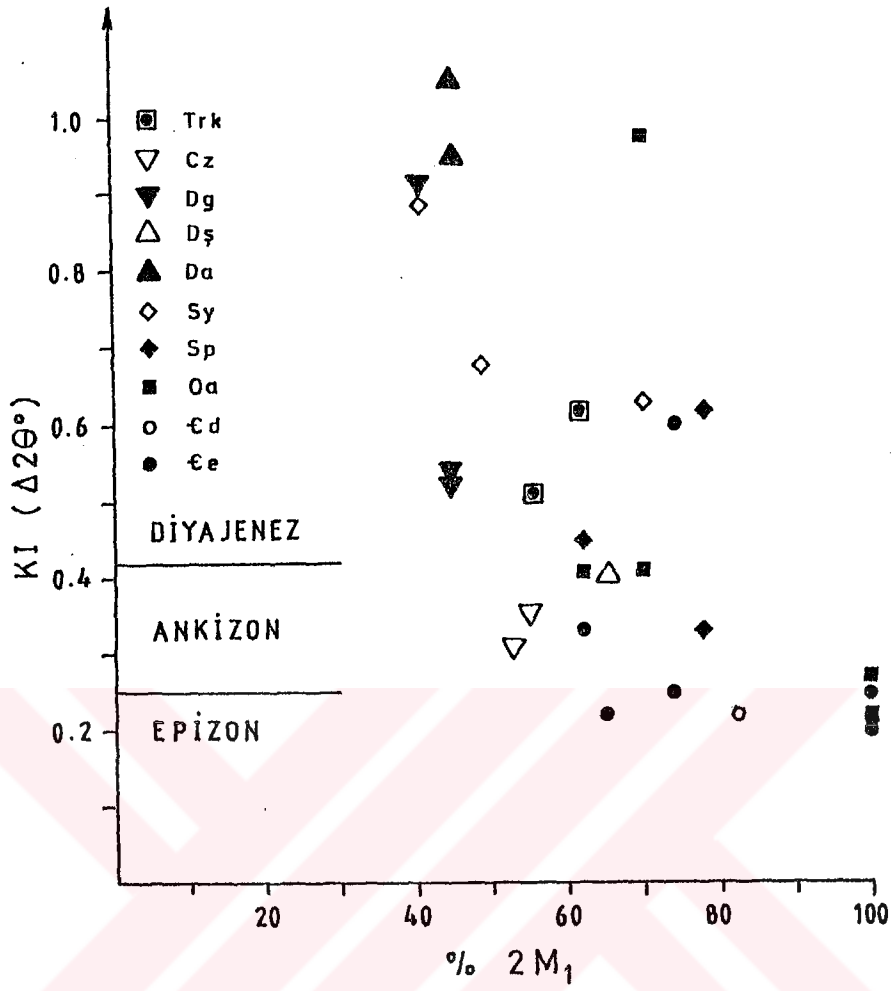
İllit "kristalinite" verileri ile organik madde yansımaları değerleri birlikte değerlendirildiğinde (Şekil 5.30) diyajenez-ankizon sınırı yaklaşık  $R_m = \% 3.8$  değerine karşılık gelmektedir. Bu değer Frey ve diğerleri'nin (1980)  $R_m = \% 2.65$  ile Kisch (1980b) tarafından verilen  $R_m = \% 3.1$  değerinden yüksektir. Bununla birlikte Teichmüller ve Weber (1979) tarafından verilen  $R_m = \% 3.5$ , Breitschmid (1982) tarafından verilen  $R_m = \% 3.4$  ve Robert (1985) tarafından verilen  $R_m = \% 4$  değerlerine daha yakındır.

Diyajenez' den ankizon ve özellikle epizona geçildiğinde incekesitlerde serizit olarak isimlendirilen düşük dereceli metamorfizmadaki mikalar daha üst seviyelerdeki illitlerin yerini almaktadır. Serizit/muskovitlerin yarı birim hücredeki 0.9 dan düşük olan zayıf tabaka yükü ile gerçek mikalardan daha düşüktür (muskovit için 1). Al<sup>3+</sup> un Fe<sup>+2</sup> ve Mg ile yer değiştirmesine bağlı olarak oktahedral yük genellikle yüksektir (muskovit için 0). Ankizon ve epizondaki illit/muskovitler seladonit-fenjit-muskovit serisindeki geniş bir kimyasal bileşim aralığına sahiptirler.

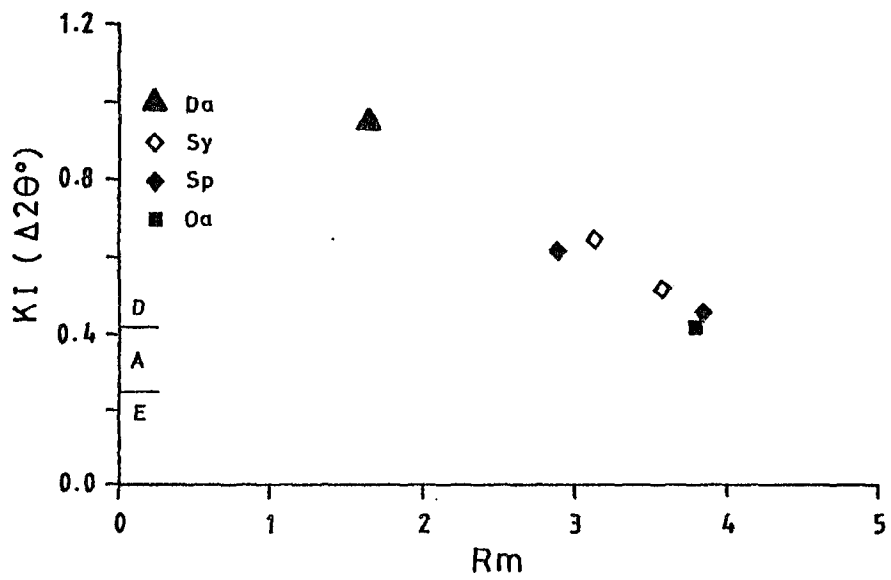
### 5.3.1.2. Kloritler

Tüm jeolojik zamanlarda sedimanter kayalarda bulunan kloritler (Weaver, 1959) bozunma profillerinde ana kayacın retrometamorfizmasından veya regresif diyajenezinden itibaren kalıntı olarak gözlenir. Sedimanter basenlere ise ya bozunma profillerinden veya bütünüyle ana bileşenin klorit olduğu yeşil şistlerin bozunmasından gelirler. Denizel ortamlardaki pozitif dönüşümler sonucu düzensiz üç katlı kil minerallerinden (2:1) itibaren kloritler (2:1:1) oluşurlar (Dunoyer de Segonzac, 1970). Erken diyajenezde magnezyumca zengin dokulararası çözeltilerden dolayı degrade/düzensiz kloritler yeniden pozitif dönüşüme uğrarlar. Geç diyajenezde kloritler daha düzenli ve kararlı olurlar. Ankizonun "illit ve klorit fasiyesinde" illitlerle birlikte bulunan egemen kil mineralleridir. Epizon klorit şistlerin zonudur. Kloritler Fe ve Mg ca





Şekil 5.29. İnceleme alanındaki illitlerin "kristalinite" (KI) ve %2M1 içerikleri arasındaki ilişki



Şekil 5.30. Bazı formasyonlara ait örneklerin illit "kristalinite"-Rm diyagramındaki konumları.

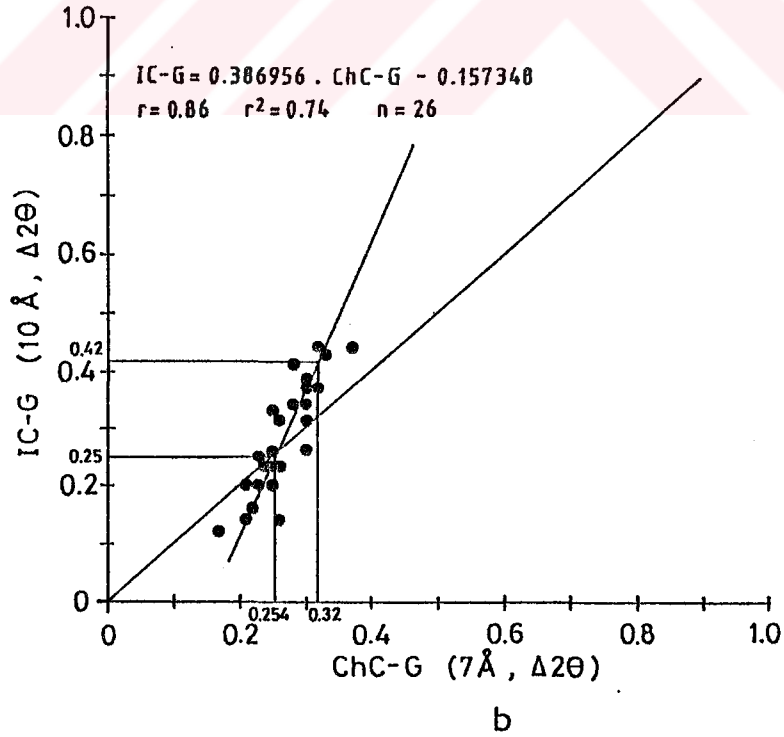
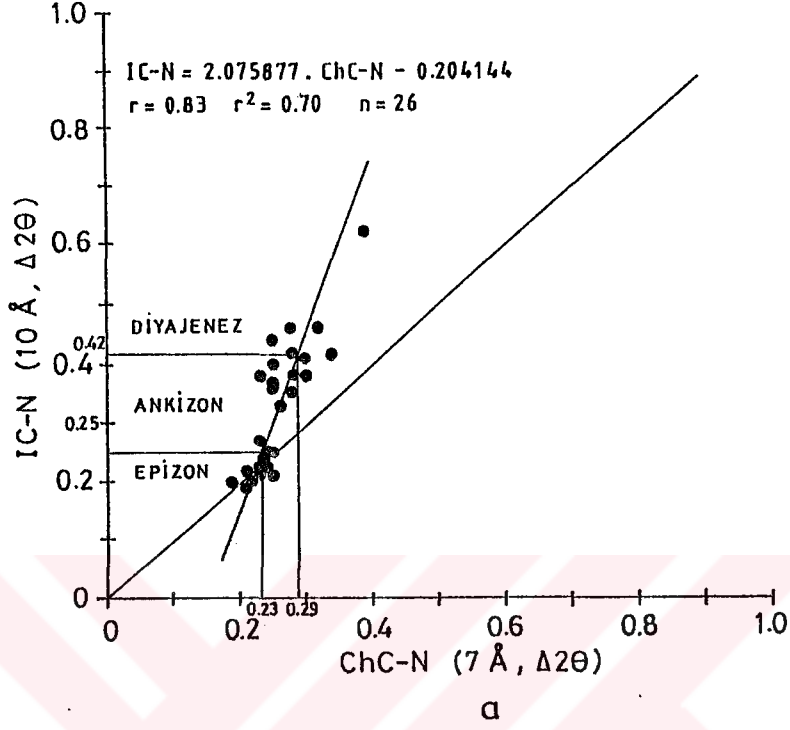
zengin mineraller olarak genellikle fenjitik mikalar ve yeni oluşan biyotitlerle ilişkilidirler. Epizondan daha yüksek sıcaklıklarda duraysızdırlar. Erken diyajenez sırasında oluşan kloritler genellikle Fe-ce zengindir, epijenez veya ileri diyajenez sırasında derinliğin artmasıyla birlikte Mg içeriği artar (Grim, 1968; Lee, 1984; Ahn ve Peacor, 1985). Bileşimdeki bu değişim başlangıç metamorfizması sırasında da devam eder.

Kloritlerin illit/muskovitlere benzer şekilde diyajenez/metamorfizma derecesinin artmasına bağlı olarak "kristalinite" ve politipi gibi kristalografik-yapısal değişimleri söz konusudur. Bu değişimlerin yanı sıra kloritlerin şekil-biçim ve kimyasal bileşiminde illit/muskovitlerinkinden daha belirgin değişimler de bulunmaktadır.

Kloritlerin 7 Å piklerinin yarı yükseklikteki genişlik değerlerinden elde edilen "kristalinite" değerlerinin ( $\Delta 2\theta$ ) illit "kristalinite" değerlerine benzer bir değişim sunduğu belirlenmiştir (Şekil 5.31). İllit "kristalinite" ile oldukça belirgin bir pozitif ilişki sunan klorit "kristalinite" değerleri illitin olmadığı durumlarda zonların belirlenmesi için kullanılabilir bir parametre gibi gözükmektedir. Benzer ilişki Çelik (1995) tarafından Ankara ve Konya civarındaki Paleozoyik yaşlı killerde de belirlenmiştir.

Bölgedeki epizon ve ankizonu temsil eden Alt Paleozoyik yaşlı birimlerdeki (Emirgazi, Armutludere) metaklastitlerin bağlayıcı malzemede ve gözeneklerde oluşan yerli kloritler ile podlar biçimindeki kloritler yer almaktadır. Gözeneklerde yer alan neoforme kloritler daha çok izotropik bir görünümde olup, yuvarlağımsı boşluk dolguları ve bazen de yine izotropik özellik sergileyen uzun levhamsı kristal büyümeleri (Cole ve Picard, 1975) şeklindedirler. Bu kloritlerin renkleri diyajenez/metamorfizma derecesinin daha yüksek olduğu alt seviyelerde (Emirgazi formasyonu ve Armutludere formasyonu alt seviyeleri) yeşil renkli iken, üst seviyelere doğru (Armutludere formasyonu orta-üst seviyeleri) kahverengimsi yeşil ve en üst seviyelerde de (Armutludere formasyonu en üst seviyeleri) yeşilimsi kahverengi olmaktadır. Bu değişim kloritlerin Fe içeriğinin artmasına bağlı olarak renklerinin artmasından (kahverengi) kaynaklanmaktadır.

Optik engebesi daha yüksek olan klorit podları genellikle beyaz mika pulları içermekte ve daha belirgin bir anizotropiye ve tipik grimsi-yeşilimsi anormal girişim rengine sahiptir. Mika bantlı klorit şeklindeki bu oluşumlar diğer mikalar gibi sıkışma yönüne dik olarak yönlendirilmiş yer yer levhamsı/yapraksı podlar veya porfiroblastlar şeklinde bir görünüm sunmaktadır. Klorit-mika istifleri (chlorite-mica stacks; Voll, 1960; Craig ve diğerleri, 1982; Krinsley ve diğerleri, 1983) klivaj fabriğinin ileri aşamasının karakteristik özelliklerinden birisi olarak değerlendirilmiştir (Kisch, 1991). Bu tür kloritler için birçok araştırmacı tarafından değişik oluşum şekilleri ileri sürülmüştür. Hoepfener (1956), klorit-mika agregatlarının sedimanter mikalar üzerinde gelişmesinden daha çok neoformasyon



Şekil 5.31. İnceleme alanındaki illit ve kloritlere ait "kristalinite" indeksleri ( $\Delta 2\theta$ ) arasındaki korelasyonlar, a. Normal çekim, b. Glikollü çekim

şeklinde oluştuklarını belirtmiştir. Voll (1960), uç kesimlere doğru aniden kütleşen klorit-mika istiflerindeki bazal laminaların deformasyonla bükülerek farklı yönlerde eğildiklerini ve bu sırada ortaya çıkan (001) düzlemleri arasındaki boşlukların klorit tarafından doldurulduğunu ileri sürmüştür. Benzer şekilde Roy (1978), Weber (1981), Van der Pluijm ve Kaars-Sijpesteijn (1984) kloritlerin deformasyon sırasında mikaların (001) düzlemleri boyunca yarılmayla oluşan gerilme bölgelerinde veya boşluklarında mimetik büyümeyle (neomineralizasyon) oluştuğunu savunmuşlardır. Weaver (1984), Güney Appalaşlarda klorit podları veya porfiroblastları olarak tanımladığı benzer şekildeki beyaz mika bantlı kloritlerin yüksek diyajenez evresinde aniden oluştuğunu ve metamorfizma derecesinin artmasıyla fenjit ve beyaz mika tarafından ornatıldığını ileri sürmüştür. Pique ve Wybrect (1987), bu tür klorit-mika istiflemelerinin baskın olarak kloritten oluşmasına dikkat çekerek bunların vermikülit veya detritik biyotitin alterasyonu ile oluştuğunu belirtmişlerdir. İyi gelişmiş klorit-mika istiflerinin yaygın klivaj gözlenen bölgelerdeki kayaçlarda daha hakim olup, inceleme alanındaki gibi ankizon ve epizon bölgelerinde gözlemlendiği gibi, az deforme olmuş kumtaşları ve şeyllerde bile oluşabileceğinden söz edilmiştir (Kisch, 1991). Craig ve diğerleri (1982), klorit-mika istiflerinin deformasyonun başlamasından sonra diyajenez ve düşük dereceli metamorfizma sırasında, Pye ve Krinsley (1983) ise yalnızca başlangıç diyajenezi koşullarında oluştuğunu belirtmiştir. Craig ve diğerleri (1982) ve Pye ve Krinsley (1983) bunları otijenik büyümeler şeklinde değerlendirilmiştir. Kisch (1991) ise bu tür oluşumların otijenik veya neoformasyon mekanizmalarından ziyade Dimberline (1986) ile Miladowski ve Zalasiewicz (1991) tarafından da ileri sürüldüğü gibi detritik mikaların çökeltme sonrasındaki alterasyonu ile oluşumlarının daha doğru olabileceğini belirtmiştir.

Emirgazi ve Armutludere formasyonlarındaki kloritlerin tümüyle trioktahedral ve IIB, yalnızca Saimbeyli bölgesinde yüzeyleyen ve Armutludere formasyonunun diyajenetik olan en üst seviyesini temsil eden bir örneğin ise Ib (monoklinik) politipine sahip olduğu belirlenmiştir. Birçok araştırmacı tarafından da belirtildiği gibi (Hayes, 1970; Karpova, 1969; Mitsui, 1975; Curtis ve diğerleri, 1985; Kisch, 1983; Frey, 1987; Bailey, 1988b) artan diyajenez/metamorfizma derecesine bağlı olarak kloritlerin bu tür politip dönüşümleri diyajenez/metamorfizma derecesi için kullanılan parametrelerden birisidir. Yazarlar Ib politipinin diyajenetik koşullarda oluştuğunu, IIB politipinin ise tümüyle metamorfik olduğunu belirtmişlerdir.

En yüksek dereceli diyajenez evresini temsil eden Halıyaylası formasyonundaki kumtaşlarında matrikste ve feldispatları ornatma şeklinde gelişen kloritler de belirlenmiştir.  $d_{001}$  değeri 9.303 Å olarak ölçülmüş olup Fe-ce zengin trioktahedral karektere ve Ia

politipine sahip olduğu belirlenmiştir. Benzer özellik sunan Ia kloritleri Hurley ve diğerleri (1962) tarafından da belirlenmiştir. Ia kloritleri Hayes (1970) tarafından Ib kloritlerinin bozunmasıyla oluşan vermikülite doğru gelişen evrimdeki bir ara evre olarak değerlendirilmiştir. Weaver ve diğerleri (1984) Ia kloritinin maksimum sıcaklığın 250 °C olduğu yüksek dereceli diyajenez bölgesinde gözlemlendiğini, sıcaklığın 250-330 °C olduğu daha yüksek dereceli zonlarda (alt epizon) IIb politipinin oluştuğunu belirtmişlerdir.

Kaolinit ve I-S' lerce zengin ve tümüyle diyajenetik zonu temsil eden Gümüşali formasyonunda kloritler dioktahedral bileşimde iken, daha yaşlı birimlerde çoğunlukla trioktahedral kısmen de di-trioktahedraldir. Dioktahedral kloritler ilk kez Lazerenko (1940) tarafından hidrotermal kökenli alüminyum silikat biçiminde tanımlanmış ve donbasit olarak adlandırılmıştır. Daha sonra Adlandırma Komitesi tarafından (Bailey ve diğerleri, 1971) dioktahedral kloritler için tipik mineral olarak kabul edilmiştir. Dioktahedral kloritlerin daha çok bozunma profillerindeki topraklarda yaygın olduğu belirtilmektedir (Weaver ve Pollard, 1973). Bu tür oluşumda ilk aşamada bozunma sırasında illit ve muskovit potasyumunu kaybeder ve tabakalar arasına su molekülleri alır. Bu mineraller ile montmorillonit ve vermikülit gibi su tabakası içeren kil minerallerinde hidroksitler aratabaka konumunda çökerek klorit-benzeri mineralleri oluşturdukları belirtilmiştir (Klages ve White, 1957; Jackson, 1963; Rich, 1968). Birkaç yazar tarafından sedimanter kayalarda olduğu da belirtilmiştir (Grim ve Johns, 1954; Weaver, 1959; Swindale ve Fan, 1967). Ayrıca boksit yataklarında (Bardossy, 1959; Caillère, 1962), demir sedimanlarında (Bailey ve Tyler, 1960) ve hidrotermal yataklarda (Sudo ve Sato, 1966) da oluşmaktadır.

Bunlarla birlikte Proterozoyik yaşlı kayalardaki yüksek dereceli diyajenetik kayalarda da feldispatların alterasyonu ile oluşan dioktahedral kloritlerden bahsedilmektedir (Aldahan ve Morad, 1986). Yazarlar dioktahedral kloritlerin istifteki en düşük dereceli diyajenetik bölgeyi temsil ettiğini ve diyajenez derecesinin artmasıyla di-trioktahedral ve trioktahedrale doğru bileşimsel evrim gösterdiğini belirtmektedirler.

Kaolinitin gömülme diyajenezi ile değişime uğrayarak di-trioktahedral klorit olan sudoyit tarafından ornatıldığı belirtilmiştir (Müller, 1963; 1967; Kulke, 1969). Genellikle hidrotermal kökenli olarak bilinen sudoyitin yersel olarak geç diyajenez ürünü olarak da oluşmaktadır (Kisch, 1983). Müller (1967) Permiyen yaşlı kumtaşlarında kaolinit ve feldispattan itibaren Mg- ve Fe-ce fakir ortamlarda derin gömülme sırasında sudoyit oluşumlarından bahsetmiştir. Müller (1963) ve Kulke (1969) sudoyitin Alt Tersiyer sırasında derin gömülmeye uğrayan kaolinitin parçalanmasıyla oluştuğunu ileri sürmüşlerdir. Dioktahedral kloritlerin ve sudoyitin kaoliniti ornatması şeklinde gelişen

mekanizmanın geçirimsizliği yüksek kumtaşlarında daha çok gözlemlendiği, geçirimsizliği düşük ve daha yoğun kayalarda derin gömülmeden korunmuş kaolinitler kalabilmektedir.

Dioktahedral ve di-trioktahedral kloritlerin oluşumu için diğer kloritlere göre daha özel oluşum ortamı koşulları gerekmektedir. Formasyondaki dioktahedral kloritlerin yaygın bir biçimde kaolinitlerle birlikte bulunması bu minerallerin kaolinitten itibaren veya diğer bir ifadeyle kaoliniti rüplase ederek oluştuklarını düşündürmektedir. Kaolinitten itibaren oluşan kloritlerin formasyondakilere benzer şekilde düşük oktahedral Mg ve Fe içermeleriyle karakteristik olmaları da (Srodon ve Eberl, 1984) bu görüşü destekler niteliktedir. Diğer taraftan bu kloritlerin şeyl seviyelerinin aksine yalnızca kumlu ve siltli seviyelerde gözlenmesi bunların oluşumunda gözenekteki çözeltilerin önemli rol oynadığını düşündürmektedir. Diyajenez derecesinin artmasına bağlı olarak bu tür Al-ca zengin kloritlerin yerini Fe ve Mg' u daha fazla içeren kloritler almaktadır.

Artan diyajenez ve /veya metamorfizma derecesine bağlı olarak dioktahedralden trioktahedrale doğru evrim göstermektedirler. Tetrahedral Al miktarına göre belirlenen oluşum sıcaklıklarına (Cathelineau, 1988) göre; epizonu temsil eden kloritler ortalama 330-360 °C, ankizonu temsil eden kloritler ise 300 °C gibi daha düşük sıcaklıklarda oluşmuşlardır. Bunun yanı sıra bazı araştırmacılarca da belirtildiği gibi (Ernst ve diğerleri, 1970; Leitch, 1975) yaşlı birimlere doğru tetrahedral Al miktarı artmakta, oktahedral Fe/(Fe+Mg) miktarı biraz azalmaktadır. Kloritlerde artan tetrahedral Al ile azalan Fe/(Fe+Mg) arasındaki ilişkiyle birlikte yüksek tetrahedral Al lu kloritler ile yüksek Fe/(Fe+Mg) içeren kloritler arasında da bir uyumluluk gözlenmektedir. Birçok yazar tarafından (Kawachi, 1975; Shirozu, 1978; Kranidiotis ve McLean, 1987; Bailey, 1988b; Nutt, 1989) da ortaya konulan bu ilişki Shau ve diğerleri' nin (1990) de belirttiği gibi tetrahedral Al ve oktahedral Fe içeriğinin aynı zamanda arttığını işaret etmemektedir.

### 5.3.1.3. Kaolinitler

Kaolin grubu minerallerinin kaolinit, halloysit, dikit ve nakrit olmak üzere dört ana türü vardır. Özellikle diyajenez derecesinin artmasına bağlı olarak kaolinit→dikit dönüşümü tipiktir. Sedimenter serilerde bulunan kaolinit mineralleri detritik veya diyajenetik kökenlidirler. Detritik kaolinitler, kaolinit içeren killerin aşınmasıyla oluşur. Sıcak ve nemli bölgelerdeki lateritleşme de kaolinit oluşumuna neden olur. Aşınma sedimantasyon etkisi ile karasal veya komşu denizel basenlerde bu minerallerin çökmesiyle sedimenter kaolin yatakları oluşur (Bates, 1964). Bazı yataklar ise organik malzemece çok zengin asidik sularındaki illitik killerin dönüşümü ile oluşmuştur (Keller, 1968). Kaolinitik kil kütleleri içerisinde çeşitli diyajenetik rekristalizasyonlar gelişebilir.

Oluşan ürünler kaolinit, halloysit, dikit, smektit veya illittir. Hidrotermal bölgelerde de kaolinit mineralleri oluşabilmektedir. Ancak bu tür oluşumlar kaolinit çevriminde tali bir öneme sahiptir. Diğer taraftan kömür tonştaynlarında da kaolinit oluşumlarından bahsedilmektedir (Eckhardt, 1965).

Kaolinit diyajenez sırasında kararsızlığı nedeniyle derin gömülme sırasında yok olmaktadır. Nitekim yaşlı sedimanlarda kaolinitin bulunmayışı istatistiksel olarak kanıtlanmıştır. Bunun yanı sıra ornatma veya epijenez mekanizmalarıyla sınırlı yersel süreçlerle de yok olabilmektedir.

Kumtaşlarında kaolinitin oluşumu yaygın olarak çalışılan bir konu olmuştur (Vatan, 1939; Glass ve diğ., 1956; Smoot, 1960a,b,c ; Kulbicki ve Millot, 1963). Ancak kaolinit oluşumu için kumtaşı ortamı olması zorunlu değildir. Sulu asidik çözeltilerin sirkülasyonu sonucu killerde (Kulbicki, 1953a,b ve 1954; Keller, 1968) ve hatta karbonat kayaçlarında kaolinit oluşabilmektedir.

Bu bilgilerin ışığında; bölgede Gümüşali ve özellikle Ziyarettepe formasyonlarında belirlenen kaolin grubu mineraller tümüyle kaolinit politipiyle temsil edilmektedir. Dikit politipinin gözlenmeyişi kaolinit→dikit politip dönüşümünü sağlayacak diyajenetik dereceye ulaşamamasının yanı sıra kaolinitin bulunduğu örneklerin yer yer organik maddece zengin olan şeyllerle sınırlı kalmasından da kaynaklanabilir. Dikit oluşumu kumtaşı gibi geçirimsizliği yüksek kayaçlarda daha yaygın iken şeyl, tonştayn ve kireçtaşlarında daha enderdir (Shutov ve diğerleri, 1970; Kisch, 1983; Frey, 1987). Bölgedeki kaolinitlerin dolomitleşmenin yaygın olduğu Ziyarettepe formasyonunun üst seviyelerinde yoğunlaşması bunların oluşum ortamlarının oldukça sık olduğunu göstermektedir. Kaolinitlerin yer yer bol olarak gözlendiği organik maddece zengin seviyelerdeki denizel ortamı simgeleyen liptinitlerin yanı sıra karasal ortamı temsil eden vitrinitlerin birlikte bulunması, oluşum ortamının geçiş ortamı karakteri taşıdığını düşündürmektedir. Kaolinitlerle birlikte gözlenen Fe-oksit mineralleri (hematit) ortamın oksidasyonun oluşmasına neden olacak kadar sıklaştığını göstermektedir.

#### 5.3.1.4. Karışık tabakalı kil mineralleri

Çok düşük dereceli metamorfizma ile ilgili çalışmalarda karışık tabakalı kil mineralleri özel bir öneme sahiptir. Smektitin illite veya klorite dönüşümü ancak bir aratabakalı evre aşamasıyla (agradasyon) mümkün olabilmektedir. Derinlere doğru karışık tabakalı kil minerallerinin genişlemeyen tabaka bileşenlerinin (illit veya klorit) artması ve istiflenme düzenleri ileri diyajenez hakkında önemli ipuçları verebilmektedir.

Geç diyajenez sırasında yaygın olarak gözlenen karışık-tabakalı kil mineralleri klorit-vermikülit ve illit-smektit' tir. C/V karışık-tabakalıları klorite doğru evrim gösteren 2:1 tabakalı vermikülit tipinin agradasyonundaki bir safhadır. Shover (1964) Mg katılımı ile vermikülitin klorite doğru sürekli değişimini ortaya koymuştur. Karışık-tabakalı I/S, K veya Mg katılımı ile illit veya klorite doğru evrim gösterir. Çok düşük dereceli metamorfizma sırasında karışık-tabakalı bir mineral topluluğu oluşur, burada illit ve smektitin bütün oranlarda karışımı mümkündür. Smektitin illit veya klorite dönüşümünde çözeltilerin hareketliliği ve etkin rol oynaması açısından geçirgenliğin de önemi büyüktür. Koporulin (1972), kaba taneli kumtaşlarında smektitin kloritleşmesinin tamamlandığını, buna karşın aynı seviyelerde yer alan daha düşük permeabiliteye sahip orta taneli kumtaşı ve silttaşlarında kloritleşmemiş smektit, S/C karışık-tabakalı ve az miktarda kaolinitin yeraldığını belirtmiştir. Pelitik kayaçların progresif diyajenez-metamorfizma evrimi sırasında I/S→illit→muskovit+klorit reaksiyonlarında potasyum ve alüminyumun artmasına karşın silis, Mg ve toplam Fe azalımı sözkonusudur. Kapalı bir sistemde K ve Al, K-feldispat veya detritik mikadan sağlanır. Smektitten çıkan Fe ve Mg kloriti oluşturabilir (Perry ve Hower, 1970; Hower ve diğ., 1976; Eslinger ve Sellars, 1981; Boles ve Franks, 1979; Sass ve diğ., 1987).

Smektitin klorite dönüşümü çoğunlukla düzenli aratabakalı klorit/smektit ara evresinden itibaren gerçekleşir ve korensit olarak adlandırılan 1:1 düzenli klorit/smektit veya klorit-vermikülit karışık-tabakalı oluşur. Korensit bazik ve ortaç piroklastik ve volkanoklastik kayaçlarda (Evarts ve Schiffman, 1983; Brigatti ve Poppi, 1984; Inoue ve diğerleri, 1984; Inoue, 1985, 1987; Bettison ve Schiffman, 1988; Inoue ve Utada, 1991), özellikle zeolit fasiyesinin lömontit zonunda yaygındır (Kübler, 1973; Kübler ve diğ., 1974; Boles ve Coombs, 1975 ve 1977; Stadler, 1979; Lippmann ve Rothfuss, 1980; Kisch, 1980b; Kisch, 1981). Şeyllerin kontak metamorfik zonlarında (Blatter ve diğerleri, 1973; April, 1980; Vergo ve April, 1982) ve trioktahedral kil minerallerinin gömülme diyajenezi (Hoffman ve Hower, 1979; Chang ve diğerleri, 1986) gibi oluşumlar da sözkonusudur. Trioktahedral smektitin C/S aşamasıyla birlikte klorite doğru diyajenetik evriminde genişleyebilen tabakaların aşamalı olarak azalmasına eşlik eden kimyasal değişimler; tetrahedral Si ve yapraklar arası katyonların (başlıca Ca olmak üzere Na ve K) azalması, buna karşın tetrahedral Al ve hafifçe de oktahedral Fe, Mg ve Al' un artmasıdır (Inoue ve diğerleri, 1984; Inoue, 1985 ve 1987; Inoue ve Utada, 1991).

İnceleme alanındaki C-S ve C-V türü karışık tabakalı kil minerallerinin artan diyajenez/metamorfizma derecesine bağlı olarak progresif bir evrim sunduğu belirtilebilir. Diyajenez/metamorfizma derecesinin artmasına bağlı olarak karışık tabakalı kil



minerallerinin miktarı ve türleri değişmektedir. Örneğin C-V aratabakalıları Ordovizyen ve Silüriyen' de fazla iken, Kambriyen' de belirgin bir biçimde azalmaktadır. Epizonu ve ankizonu temsil eden örneklerde bile az miktarda gözlenebilen C-V aratabakalıları degradasyon ürünüdürler (Dunoyer de Segonzac, 1970; Millot, 1970). Bu seviyedeki C-V karışık katmanlıları klorit bileşeninin fazla olması nedeniyle düzensiz aratabakalanmaya sahiptirler. Düzenli aratabakalanma sunan C-S' ler C-V aratabakalılarına göre daha düşük dereceli diyajenetik bölgede yer almakta olup, daha çok I-S ve smektit gibi kil minerallerine eşlik etmektedir. Çoğunlukla karbonatlı kayalardan oluşan Ayıtepesi ve Şafaktepe formasyonlarında C-V ve özellikle C-S türü karışık katmanlı kil minerallerinin gözlenmesi bu minerallerin karbonatlı kayalarda klorite dönüşmeden korunabildiğini göstermektedir. Paleozoyik yaşlı karbonat istiflerinde bu tür aratabakalı kil minerallerinin gözlendiği birçok araştırmacı tarafından belirtilmiştir (Stephen ve MacEwan, 1951; Bradley ve Weaver, 1956; Earley ve diğerleri, 1956; Peterson, 1961; Suchecki ve diğerleri, 1977). Şafaktepe ve Hocabet formasyonlarının volkanik kayalarca zengin klastik bileşenler içerdiği seviyelerdeki C-S ve C-V aratabakalılarının önemli miktarda artması bu minerallerin volkanik-volkanosedimanter kökenli olduğunu göstermektedir. Devoniyen yaşlı formasyonlardaki C-V karışık katmanlıları Kambriyen-Silüriyen yaş aralığındaki formasyondakilere göre daha düzenli aratabakalanma sunarlar.

Smektitin I-S aşamasıyla illite doğru evrimi birçok araştırmacı tarafından incelenmiştir (Perry ve Hower, 1972; Foscolos ve diğerleri, 1976; Hower ve diğerleri, 1976; Schultz, 1978; Hoffman ve Hower, 1979; Eslinger ve Sellars, 1981; Nadeau ve Reynolds, 1981; Kisch, 1983,1987; Price, 1983; Bruce, 1984; Nadeau ve diğerleri, 1984, 1985; Spears ve Duff, 1984; Pollastro, 1985). K yetersizliği nedeniyle smektitin I-S aşamasıyla birlikte illite dönüşümü engellenebilmektedir (Blank ve Seifert, 1976). I/S karışık-tabakalılarıdaki illit tabakalarının içeriği ve smektitin korunduğu derinlikteki detritik mika ve K-feldispat içeriğinin önemi Teodorovich ve Konyukov (1970), Eslinger ve Sellars (1981) ve Bruce (1984) tarafından vurgulanmıştır. Smektitin illitleşmesi için gerekli K' un çoğunun mikaların bozunmasından sağlandığı düşünülmektedir. Smektitin illitleşmesi için gerekli K un bir kısmı da smektitin bozunmasından (Eslinger ve Sellars, 1981) veya I/S' in smektit tabakalarının yeniden düzenlenmesinden (Boles ve Franks, 1979; Pollastro, 1985) türeyebilir. Nadeau ve diğerleri (1984,1985) smektitin çözünmesinin, smektitin illite dönüşümü için bir mekanizma olduğunu önermiştir. Smektitin bileşimi ve indirgen ortamların da illitleşmeyi etkiledikleri belirtilmiştir. Boles ve Franks (1979), reaksiyona uğramamış smektitlerdeki Fe ve Mg un belirgin artışının çok alüminyumlu smektitlerin illitleşmesinden kaynaklandığını ileri sürmüşlerdir. Yüksek oktahedral (Fe+Mg)/Al içerikli

smektitler yüksek sıcaklıklarda bile illite dönüşmeden korunabilirler. Oysa I/S karışık-tabakalı kil mineralleri görel olarak yüksek sıcaklıklara duaylı olan %50-30 smektit tabakalı düzenli karışık-tabakalı bir faz oluştururlar. Velde ve Odin (1975) glokonit katı çözeltilsinin sıcaklık artmasıyla birlikte hızlıca azaldığını göstermişlerdir. Smektitin illite dönüşümünü artırıcı bir faktör olarak Fe indirgenmesi Eslinger ve diğerleri (1979) ve Velde (1985b) tarafından vurgulanmıştır.

İnceleme alanındaki I-S aratabakalı kil mineralleri geniş bir zaman aralığında gözlenmekte olup, alt seviyelere doğru miktarlarının azalması ve illit bileşenlerinin artması bakımından progresif bir evrim sunmaktadır. Diyajenez derecesinin artmasına bağlı olarak I-S karışık tabakalılarındaki % illit oranı Üst Triyas yaşlı Ayvat formasyonundan Orta Devoniyen yaşlı Şafaktepe formasyonuna doğru % 70' den % 85' e çıkmaktadır. Diğer bir ifadeyle Üst seviyelerde % 30 olan I-S deki smektit içeriği alt seviyelerde % 15' e kadar düşmektedir. Benzer şekilde tümüyle düzenli aratabakalanma gösteren I-S' lerdeki illit bileşeninin yaşlı birimlerde artmasına bağlı olarak diyajenez derecesi yüksek olan birimlere doğru düzenlenme derecesi de azalmaktadır. Hatta Şafaktepe formasyonunda gözlendiği gibi düzensiz aratabakalanmalı I-S' lere geçmektedirler.

### 5.3.1.5. Smektitler

Smektitler sıcaklık ve gömülme sırasında basıncın artmasıyla tabakalar arasındaki suyunu kaybeder. Diyajenez sırasında dokular arası çözeltilerden sağlanan katyonlar tabakalar arasındaki su moleküllerinin yerini alırlar. Alkali iyonların absorpsiyonu, dehidratasyon ve kristal hücrenin yeniden düzenlenmesi sonucu karışık tabakalı killerden itibaren klorite dönüşüm sözkonusudur. Smektitlerin suyunu kaybetmelerinde basıncın sıcaklıktan daha önemli bir rol oynadığı belirtilmektedir (Dunoyer de Segonzac, 1970). Smektitlerin dönüşümünde dokulararası çözeltilerin bileşimi de önemli bir faktördür. Tabakalar arasına Mg, Na ve K' un adsorpsiyonu C-S veya I-S karışık tabakalılarının oluşumuna neden olur. Long ve Neglia (1968) montmorillonitik killerin illitleşmesi için dokulararası çözeltilerdeki K konsantrasyonunun önemini vurgulamıştır. Bu nedenle smektitin bulunışı veya bulunmayışı diyajenetik derecenin bir fonksiyonu olduğu kadar derinlerdeki suların kimyasal bileşimini açıklamada da bir indikatör olabilmektedir (Dunoyer de Segonzac, 1970).

İnceleme alanındaki smektitler kil mineralleri bakımından 4. zon olarak tanımlanan bölgedeki en düşük dereceli diyajenez evresini temsil eden Üst Kretase-Tersiyer yaş aralığındaki formasyonlarda bol olarak gözlenmesinin yanı sıra, eser miktarda da olsa Karbonifer, Triyas ve hatta Kambriyen-Ordovizyen yaşlı birimlerde de bulunmaktadır.

Karbonatlı kayalardan oluşan Şafaktepe formasyonunda ise belirgin bir biçimde ortaya çıkabilmektedir. Epizon ve ankizonu temsil eden kayalardaki smektitler tümüyle degradasyon ürünüdürler (Dunoyer de Segonzac, 1970; Millot, 1970). Bununla birlikte Devoniyen yaşlı Şafaktepe formasyonundaki smektitler degradasyondan ziyade karbonatlı kayalarda smektitlerin I-S' e dönüşmeden korunabilmelerinden kaynaklanmaktadır. Benzer şekilde Paleozoyik yaşlı karbonat kayalarında smektitlerin gözlenmesi bazı yazarlarca da belirtilmiştir (Arkai ve Vizcian, 1975; Persoz, 1982).

Üst Kretase-Tersiyer aralığındaki smektitler ise gerek çevredeki fillosilikatların taşınması sırasında tümüyle degradasyona uğraması ve gerekse kimyasal çökme veya neoformasyon süreçleriyle oluşmuşlardır. Smektitin oluşması için gerekli Si, Al ve Mg gibi iyonlar çevredeki metamorfik, volkanik ve/veya ofiyolitik kayalardan türemiş olmalıdırlar. Havzanın derinleştiği ve ofiyolitik beslenmenin de başladığı Maestrihtiyen döneminde serpantin ve talk gibi kil minerallerinin de eşlik ettiği smektitler, yalnızca Hocabet formasyonunda trioktahedral iken, diğer formasyonlardakiler (Elmaçat, Güzelimköy ve Demiroluk) dioktahedral bileşimdedirler. Bu farklılığın beslenme rejiminden ziyade smektite eşlik eden diğer kil minerallerinin oluşumları ile denetlendiği düşünülmektedir. Şöyleki, trioktahedral bileşimdeki smektitlerin yer aldığı formasyonlarda paligorskit bulunmamakta iken, dioktahedral smektitin yer aldığı tüm formasyonlar az veya çok miktarda paligorskit türü zincir yapılı kil mineralleri içermektedirler. Bu da ortamdaki Mg' un öncelikli olarak paligorskit tarafından tüketildiğini göstermektedir. Kil minerallerinin oluşumunda karbonat ve diğer kil minerallerinin rolü denizel Hekimhan baseninin yanı sıra (Bozkaya, 1991; Bozkaya ve Yalçın, 1991b ve 1993; Yalçın ve Bozkaya, 1995a) Kangal (Yalçın ve Bozkaya, 1995b), Bigadiç (Gündoğdu, 1985) ve Kırka gölssel basenlerinde (Yalçın ve diğerleri, 1989) de belirtilmiştir.

### 5.3.1.6. Paligorskitler

İnceleme alanında yalnızca Üst Kretase ve Tersiyer yaşlı birimlerde gözlenen iğne biçimli paligorskitler smektitlerle birlikte diyajenez ortamlarında gözlenirler. Dünyadaki tüm sedimanter kayalar içerisindeki zincir yapılı killerin ortalama yüzdesi Kretase' den beri artmaktadır (Bozkaya ve Yalçın, 1991b ve bu çalışmadaki ilgili referanslar). Nitekim inceleme alanının yanı sıra Hekimhan (Bozkaya ve Yalçın, 1991a ve 1991b; Yalçın ve Bozkaya, 1995a), Kangal (Yalçın ve Bozkaya, 1995b) basenlerinde de Üst Kretase' den daha yaşlı serilerde paligorskit gözlenmemiştir. Yaşlı sedimanlarda bu minerallerin gözlenmemesi, jeolojik zamana karşı duraysız olduklarını işaret etmekte olup, Paleozoyik yaşlı kayaların hiç birisinde rastlanılmamıştır (Velde, 1985a).

Sedimanlardaki paligorskitler değişik jeolojik ortamlarda detritik, diyajenetik veya neoforme biçiminde bulunabilmektedir (Singer, 1979). Bununla birlikte diğer kil minerallerinin, örneğin illit (Galan ve Castillo, 1984), smektit (Singer, 1984) veya detritik fillosilikatların (Torrez-Ruiz ve diğerleri, 1994) transformasyonu ile de oluşmaktadır.

Paligorskitlerin bu minerale eşlik eden serpantin, talk ve smektit gibi minerallerin transformasyonu ile oluştuğu ileri sürülebilir. Ancak, paligorskitlerin serpantinlerin yüzeysel alterasyonu ve/veya deniz suyunda hidrolizi sonucu açığa çıkan katyonlardan itibaren doğrudan kimyasal çökeltme ile oluştuğu şeklindeki mekanizma daha geçerli gözükmektedir (Singer, 1979 ve Velde, 1985a). Kimyasal çökeltme mekanizmasındaki ilk aşamalar forsteritlerin serpantinleşmesi ve serpantinlerin karbonik asit ile hidrolize olarak iyonlarının açığa çıkmasıdır. Son aşama ise ortamdaki Al, Fe, Mg ve silisik asit ile paligorskitin neoformasyonudur.

### 5.3.2. Karbonat mineralleri

İnceleme alanında gözlenen karbonat mineralleri aragonit, kalsit ve dolomitlerle temsil edilmektedir. Aragonit yalnızca Miyosen yaşlı Sümbüldağ formasyonunda gözlenirken, kalsit ve dolomitler hemen hemen tüm jeolojik zamanlarda değişik miktarlarda bulunmaktadır (bkz. Şekil 5.24).

Karbonat minerallerinin oluşumunu denetleyen parametreler sıcaklık, pH, çözeltinin bileşimi ve konsantrasyonu (Mg/Ca ve diğer yabancı iyonların oranı), kristalleşme oranı, organik bileşenlerin bulunması ve miktarı şeklinde sıralanabilir (Folk ve Land, 1975). Yazarlarca bunlardan Mg/Ca oranı ile tuzluluk daha önemli olup, dolomit oluşumu için düşük tuzluluk ve düşük kristalleşme oranı ile Mg/Ca oranı ~ 1 olmalıdır.

Aragonitin genç birimlerde yer alması bunun gömülmeye karşı duraysız olmasının yanı sıra (Dix ve Mullis, 1988) çökeltme ortamının koşullarına da bağlıdır. Denizlerdeki karbonat minerallerinin duraylılığı ve çözünmeye karşı direncine göre Mg-kalsit, aragonit ve kalsit şeklinde bir dizilin sözkonusudur (Stehli ve Hower, 1961; Friedman, 1965; Pilkey ve Blackwelder, 1968; Milliman, 1974).

Kalsitler hemen hemen tüm jeolojik evreleri temsil eden karbonat minerali olup, yaşlı birimlere doğru Sr ve Na azalımına karşın, Fe ve Mn bakımından artışı şeklinde kimyasal değişimler sunmaktadır. Bölgedekine benzer şekilde Fe ve Mn miktarındaki artışı (Ronov ve Migdisov, 1971; Veizer, 1978; Veizer ve diğerleri, 1992) ile Sr ve Na' daki azalım (Brand ve Veizer, 1981) literatürde de yer almaktadır. İnceleme alanındaki kalsitlerin genel olarak Sr ve Na içeriklerinin fazla olması bunların deniz suyunun taze sularla karışım sunmadığı tuzlu sularda diyajenez uğradığını göstermektedir (Randazzo ve

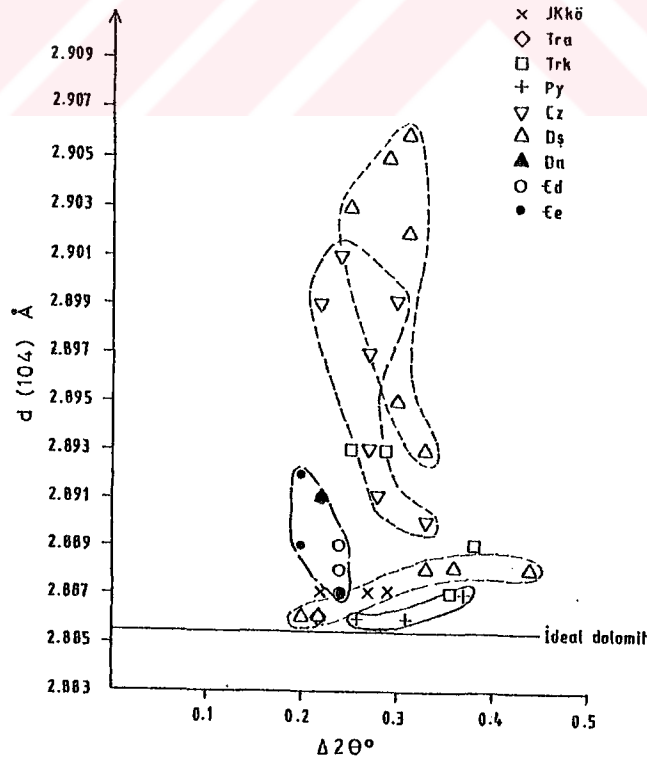
diğerleri, 1983). Üst Kretase-Tersiyer yaşlı birimlerde Elmaçat formasyonundan itibaren Mg miktarının artması bölgeye o dönemde gelmiş olan ofiyolitik kayalar ile ilişkilidir.

Bölgedeki dolomitler bir miktar kalsit ile birlikte bulunmalarının yanı sıra düşük Sr içermeleri nedeniyle (Atwood ve Fry, 1967; Renard, 1972; Randazzo ve diğerleri, 1983; Burns ve Baker, 1987) ikincil kökenli, diğer bir ifadeyle dolomitleşme ürünüdürler. Bu azalım Sr' un mobil bir element olması nedeniyle dolomitleşme sırasında karbonat minerallerinin yapısına girmekten ziyade dolomitleşmeye neden olan çözeltilerle uzaklaşmaya daha eğilimli olmasından kaynaklanmaktadır. Dolomit örneklerinin tümünde az da olsa kalsitin bulunması dolomitleşme sürecini doğrular niteliktedir. Randazzo ve diğerleri (1983) fazla Sr içeren (ortalama 241 ppm) dolomitlerin deniz suyundan daha az tuzlu sulardaki diyajenez koşullarında oluştuklarından bahsetmiştir. Toros kuşağının daha kuzeyini temsil eden Hekimhan bölgesindeki Tersiyer yaşlı birimlerde (Yağca ve Kızılyatak) aşırı alkalın ortamlarda deniz suyundan itibaren birincil dolomitlerin Sr içerikleri bölgedekilerin aksine 750 ppm' e ulaşan Sr değerleri sunmaktadır (Bozkaya, 1991; Bozkaya ve Yalçın, 1991b). Bu tür yüksek Sr içerikli dolomitler sığ ve yerel olarak tuzlu ortamları karakterize etmektedirler (Anguilli ve diğerleri, 1985). Dolomitlerin Sr içeriğindeki farklılıkların olası olarak farklı reaksiyon stokiyo metrilere tarafından gelişen dolomitleşmelerle de denetlendiği bilinmektedir (Burns ve Gieskes, 1983). Yazar, inceleme alanındaki gibi düşük Sr içerikli dolomitlerin  $2CaCO_3 + Mg^{+2} \rightarrow CaMg(CO_3)_2 + Ca^{+2}$  reaksiyonu ile geliştiğini ve reaksiyondaki dolomitleşme oranının Mg miktarıyla sınırlı olduğunu belirtmiştir. Yüksek Sr içerikli dolomitlerin ise  $CaCO_3 + Mg^{+2} + 2HCO_3^- \rightarrow CaMg(CO_3)_2 + H_2CO_3$  reaksiyonu ile oluştuğu ve dolomitleşme oranının da daha önceki kalsitin çözünmesinden kaynaklanan  $Ca^{+2}$  miktarıyla sınırlı olduğu vurgulanmıştır.

İnceleme alanındaki dolomitlerin gerek Sr ve gerekse Na içerikleri dolomitlerin deniz suyundan daha az tuzlu ortamlarda diyajenez uğradığına işaret eder niteliktedir. Bu da dolomitleşme sırasında ortamın taze su karışımına neden olacak şekilde sığlaştığını göstermektedir. İnceleme alanındaki Triyas ve Jura yaşlı birimlerle ilgili zaman sınırlarındaki dolomitleşmelerle ilgili deniz seviyesi değişimlerine (küçük çaplı transgresyon ve regresyonlara) eşlik eden tuzlu deniz suyu ile taze su karışımı Varol ve Magaritz (1992) tarafından da belirtilmiştir. Yazarlar, kalın platform dolomitlerin gerekli olan Mg' un (Land, 1985) bu tür deniz seviyesi değişimlerinden elde edildiğini ileri sürmüşlerdir. Nitekim Given ve Wilkinson (1987) tarafından da belirtildiği gibi, taze sularda dolomitleşen bazı kalsitlerle ilgili incelemelerden elde edilen verilere göre dolomitlerin miktarı transgresyonla artmaktadır.

Doğu Toroslardaki dolomitlerde kalsitlere benzer şekilde Kambriyen' e doğru Fe ve Mn içeriği artmaktadır. Bu artış kalsitlerde de belirtildiği gibi Kambriyen ve hatta daha yaşlı karbonat kayaçları için bazı yazarlarca vurgulanmıştır (Ronov ve Migdisov, 1971; Veizer, 1978; Veizer ve diğerleri, 1992).

İnceleme alanındaki dolomitler  $d(104)$  Å ve bu piklerin yarı yükseklikteki genişliklerinin yer aldığı diyagramda (Şekil 5.32), değişik alanlarda kümelenmektedir. Bunun nedeni pik genişliğinden ziyade dolomitlerin içerdiği %  $MgCO_3$  içeriğine bağlı olarak  $d(104)$  Å pik değerlerindeki değişimden kaynaklanmaktadır. Emirgazi, Değirmentaş, Şafaktepe (Tufanbeyli bölgesi), Yığıltepe formasyonlarına ait dolomitler ideal bileşime daha yakın olup, yüksek  $MgCO_3$  içeren grubu oluşturmaktadır. Bu grup içerisinde pik genişliği düşük olan dolomit örnekleri Emirgazi ve Değirmentaş formasyonlarına, en yüksek  $MgCO_3$  içerenleri ise Yığıltepe formasyonuna aittir. Saimbeyli bölgesini temsil eden Şafaktepe ve Ziyarettepe formasyonu örnekleri ise düşük  $MgCO_3$  içerikli grubu oluşturmaktadır. Şafaktepe formasyonunun iki grupta da yer almasının nedeni Tufanbeyli bölgesindekilerin hemen hemen tümüyle dolomitten oluşmasına karşın, Saimbeyli bölgesindekilerin kalsit+dolomit parajenezine sahip olmasıdır.



Şekil 5.32. Değişik formasyonlara ait dolomitlerin  $d(104)$  Å pik değerleri ve genişlikleri ( $\Delta 2\theta$ ) arasındaki ilişkiler

## 6. SONUÇLAR

Kambriyen'den Pliyosen'e kadar değişik yaşlara sahip sedimanter-metasedimanter birimlerde gerçekleştirilen jeolojik, mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelemelerden elde edilen sonuçlar aşağıdaki gibi özetlenmiştir :

Bölgede önceki araştırmacılarca yapılan değişik ölçekli haritalardan itibaren çeşitli revizyonlar yapılarak toplam 2900 km<sup>2</sup>' lik bir alanın 1/100 000 ölçekli jeoloji haritası hazırlanmış ve tüm bölgeyi temsil eden stratigrafik istif oluşturulmuştur.

Otokton istifi KB ve GD'dan çevreleyen allokton birimler, düşük dereceli metamorfik kayalardan oluşan Göksun metamorfikleri, ofiyolitik kayalar ile sedimanter kayaç bloklarından oluşan Andırın karmaşığı ve Kireçlikyayla karmaşığı olarak üç ayrı kaya topluluğundan oluşmaktadır. İki ofiyolitik karmaşığın daha önceki araştırmacılarca da belirtildiği gibi ayrı kaynaklardan ve farklı zamanlarda (Üst Kretase-Paleosen ve Eosen sonu) yerleştikleri görüşü benimsenmiştir. Ancak, Şengör ve Yılmaz (1983) tarafından belirtildiğinin tersine, Üst Kretase-Paleosen yaşlı birimlerin ofiyolitik parça ve kalıntı içerdikleri saptanmıştır.

Toplam 2300 km<sup>2</sup>' lik alanı kaplayan otokton kaya birimleri Kambriyen'den (Emirgazi formasyonu) Orta Eosen'e kadar (Demirogluk formasyonu) kadar Doğu Toros Otoktonu ve Orta Eosen-Kuvaterner aralığındakiler ise Örtü Kaya Birimleri şeklinde iki grup altında incelenmiştir. Doğu Toros Otoktonu Karbonifer-Permiyen, Alt Triyas-Üst Triyas ve Üst Triyas-Jura arasındaki uyumsuzluklar dışında kesiksiz bir istif konumundadır.

Önceki araştırmacılarca yeterince tanımlanmayan özellikle Alt Paleozoyik yaşlı anki- ve epimetamorfik birimlere ait kayaçların adlandırılmaları analitik yöntemlerle doğru bir biçimde yapılabilmektedir. Palaeozoyik alt seviyelerde metasedimanter, orta-üst seviyelerde sedimanter birimlerden oluşmaktadır. Kambriyen metakireçtaşı aratabakalı arduvaz ve metasilttaşı (Emirgazi formasyonu) ile metakireçtaşı (Değirmentaş formasyonu), Ordovizyen (Armutludere formasyonu) alttan üste doğru arduvaz-metasilttaşı ardalanması, metasilttaşı arakatlı ankimetamorfik şeyl ve en üst seviyelerde şeyl litolojilerini kapsamaktadır. Silüriyen, alt seviyeleri şeyl arakatlı çakıltası ve kumtaşı (Halıyayla formasyonu), orta seviyeleri şeyl, organik maddece zengin silttaşı-şeyl ardalanması (Puşçutepe formasyonu), üst seviyeleri şeyl aratabakalı kireçtaşlarından (Yukarıyayla formasyonu) oluşmaktadır.

Devoniyen, alttan üste doğru kumtaşı-şeyl (Ayıtepesi formasyonu), kireçtaşı-dolomitik kireçtaşı (Şafaktepe formasyonu) ve resifal kireçtaşı arakatlı kumtaşı-şeyl ardalanması (Gümüşali formasyonu) ile temsil olunmaktadır. Hemen hemen tümüyle

karbonat kayalardan oluşan şafaktepe formasyonu içerisinde volkanik ve metamorfik kayalardan tureyen çakıltaşı, kumtaşı, çakıllı ve kumlu kireçtaşı gibi kırıntılı kayalar ilk kez bu çalışmada saptanmıştır. Bu gözlemler Orta Devoniyen sırasında başlayan Hersiniyen orojenezinin işareti kabul edilmiştir.

Karbonifer, kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı ve şeyl (Ziyarettepe formasyonu), Permien ise şeyl laminasyonlu kireçtaşları (Yığıltepe formasyonu) içermektedir.

Mesozoyik çoğunlukla karbonat kayaları ile temsil olunmaktadır. Triyas kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı, kumtaşı ve marn ardalanması (Katarası formasyonu) ile kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşlarından (Ayvat formasyonu), Jura-Alt Kretase kireçtaşı ve dolomit (Köroğlutepe formasyonu), st Kretase rudistli kireçtaşı (Yanıktepe formasyonu), kumlu kireçtaşı - marn - killi kireçtaşı ardalanması (Gzeliminy formasyonu) ile çörtlü kireçtaşlarından (Elmaçat formasyonu) oluşmaktadır.

Paleozoyik yaşlı formasyonların aksine Triyas (Katarası formasyonu) bölgenin kuzeyinde (Sarız yöresi) daha çok kireçtaşı ve dolomit gibi karbonat kayalarıyla temsil olunmakta, orta kesimlerde (Tufanbeyli yöresi) kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşının yanı sıra marn içermekte, güneyde (Saimbeyli yöresi) ise kumtaşı ve marn miktarı daha da artmaktadır. Bu da havzanın güneyine doğru karbonatlı sedimantasyondan kırıntılı sedimantasyona geçildiğini göstermektedir.

Senozoyik daha çok karbonatlı ve daha az da kırıntılı litolojileri içermektedir. Paleosen-Alt Eosen'de killi, kumlu ve çörtlü kireçtaşı arakatlı kireçtaşları (Hocabet formasyonu) ile kireçtaşı-killi kireçtaşı-marn ardalanması (Kayapınar formasyonu) yer almaktadır. Bu birimlerden Kayapınar formasyonu Tufanbeyli bölgesinde gözlenmekte olup, ilk kez bu çalışmada tanımlanmıştır.

st Kretase-Tersiyer yaşlı birimler bölgenin kuzeyinden güneyine doğru çeşitli litolojik ve stratigrafik farklılıklar sunmaktadır. Bölgenin güneyinde (Saimbeyli yöresi) st Kretase-Tersiyer boyunca kesiksiz bir sedimantasyon (Hocabet formasyonu) şz konusu iken, kuzeyinde Tufanbeyli ve Sarız' a doğru tedrici olarak artacak biçimde bir aşınma veya karasallaşma meydana gelmiştir. Bu farklılık allokton birimlerin bölgenin kuzey ve güneyine farklı zamanlarda yerleşmesi ve/veya orojenik etkilerin yöresel değişimleri ile ilişkili gzmektedir.

Örtü Kaya Birimleri Orta Eosen yaşlı transgresif istife ait çakıltaşı ve nummulitli kireçtaşları (Demiroluk formasyonu) ile başlamakta, bu birimi uyumsuzlukla alt seviyeleri çakıltaşı kumtaşı, st seviyeleri kömür arakatlı killi kireçtaşı-marndan oluşan litolojiler (Smbldağ formasyonu) izlemektedir. Pliyosen akıltaşı, kumtaşı ve marn gibi klastik, ayrıca volkanik ve piroklastik litolojilerden oluşmaktadır.



Ankimetamorfik ve epimetamorfik dereceye sahip Alt Paleozoyik (Kambriyen-Ordovizyen) yaşlı birimler oldukça belirgin yönlü doku ve sleyt klivajına sahip iken, diyajenetik dereceyi temsil eden Orta-Üst Paleozoyik (Silüriyen-Permiyen) yaşlı birimlerde daha az belirgindir. Diyajenetik bölgedeki şeyller yer yer kalem yapısına, ankimetamorfik şeyller ve arduvazlar ise daha çok kesişen kalem yapısına sahiptirler. Şeyllerin yanı sıra kireçtaşları da önemli yapısal farklılıklar sunmaktadır. İlksel özelliklerini koruyan diyajenetik bölgedeki kireçtaşlarının tersine, anki- ve epimetamorfik dereceye sahip metakireçtaşları yaygın makaslama hareketlerinin etkisinde kalmış olup genellikle yumrulu görünümündedirler. Bu tür veriler bölgedeki diyajenez-metamorfizma geçişinin belirlenmesinde diğer parametrelerin yanı sıra yönlenme ve klivaj gibi yapısal özelliklerin de kullanılabilmesine işaret etmektedir.

Diyajenez-metamorfizma derecesinin artmasına bağlı olarak arduvaz, metasilttaşı ve metakumtaşlarının mineralojik ve dokusal özellikleri de önemli farklılıklar sunmaktadır. Kambriyen yaşlı Emirgazi formasyonunda epizonu temsil eden arduvazlarda pürüzsüz sleyt klivajı egemendir. Metasilttaşlarında ise düzenli pürüzsüz klivaj yerine daha az belirgin kaba klivaj gözlenmektedir. Ordovizyen yaşlı Armutludere formasyonunda epizonu temsil eden alt seviyedeki arduvaz ve metasilttaşlarında biyotit hemen hemen hiç bulunmazken, ankizondaki metakumtaşı ve metasilttaşlarında bu mineral ortaya çıkmakta ve üste doğru miktarı artmaktadır. Dokusal olarak alt seviyelerdeki metaklastitlerde ilksel kırıntılı doku gözlenmemekte (arduvaz), orta-üst kesimlere doğru tedrici biçimde belirginleşmekte, yönlü doku ise buna paralel olarak alttan üste doğru azalmaktadır.

Bölgedeki epizon ve ankizonu temsil eden Alt Paleozoyik yaşlı birimlerdeki kloritler (Emirgazi, Armutludere) bağlayıcı malzemede ve gözeneklerde oluşan yerli kloritler ile podlar biçimindedirler. Gözeneklerde oluşan neoforme kloritler alt seviyelerde açık yeşilimsi renklerde iken üst seviyelerde daha çok kahverengimsi yeşil ve hatta yeşilimsi kahverengimsi renklidir. Bu da kloritlerin demir içeriğinin üst seviyelere doğru artmasının bir sonucu gibi gözükmektedir. Optik engebesi daha yüksek olan klorit podları ise genellikle beyaz mika pulları içermekte olup, daha belirgin bir anizotropiye ve tipik grimsi-yeşilimsi anormal girişim rengine sahiptir. Klivaj fabriğinin ileri aşamasının karakteristik özelliklerinden birisi olan mika bantlı kloritler diğer mikalar gibi sıkışma yönüne dik olarak yönelmişlerdir.

Tüm kayaç ve kil fraksiyonunu oluşturan minerallerin formasyonlara göre kronostratigrafik dağılımı önemli farklılıklar sunmaktadır. Paleozoyik yaşlı birimler (özellikle Alt Paleozoyik) silikat minerallerince (kuvars, feldispat ve fillosilikatlar) daha zengindir. Buna karşın Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı birimler başlıca karbonat

minerallerinden oluşmaktadır. K-feldispat miktarı diyajenezden ankizona doğru azalmakta, epizonda hiç gözlenmemekte ve plajiyoklazlarla temsil edilmektedir.

Karbonat minerallerinden aragonit yalnızca Miyosen yaşlı Sümbüldağ formasyonunda gözlenmektedir. Kalsit tüm seviyelerde gözlenmekte, dolomit ise Değirmentaş, Şafaktepe, Ziyarettepe, Katarası ve Köroğlutepe formasyonlarında yer almaktadır. Dolomitlerin dikey dağılımları bölgedeki benzer görünümlü olan Karbonifer-Permien, Permien-Triyas, Triyas-Jura ve Jura-Alt Kretase yaşlı birimlerin ayırımında kullanılabilecek indikatör bir mineral konumundadır.

Fillosilikat mineralleri Kambriyen' de illit + klorit, Ordovizyen ve Silüriyen' de illit + klorit + C-V, Alt Devoniyen' de illit + I-S + C-S + klorit, Orta Devoniyen' de illit + klorit + smektit + I-S + C-S şeklinde parajenez sunmaktadır. Diğer bir ifadeyle, Kambriyen'den Devoniyen' e doğru illit ve klorit miktarı azalmakta, aratabakalı kil mineralleri ise artmaktadır. Üst Devoniyen, Karbonifer, Permien ve Alt Triyas kaolinit + I-S + illit, Üst Triyas ve Jura-Kretase illit + I-S + kaolinit, Üst Kretase-Tersiyer yaşlı birimler çoğunlukla smektit + paligorskit + klorit/serpantin türü kil mineral birliklerine sahiptir. I-S karışık tabakalılardaki % illit oranı Üst Triyas yaşlı Ayvat formasyonundan Orta Devoniyen yaşlı Şafaktepe formasyonuna doğru % 70' den % 85' e çıkmakta ve düzenlenme derecesi de azalmaktadır. Benzer şekilde C-S ve C-V aratabakalılarının düzenlenme derecesi de artan diyajenez/metamorfizma derecesine bağlı olarak azalmaktadır. Diyajenez/metamorfizma derecesinin artmasına bağlı olarak kil mineralleri progresif bir evrim sunmakta ve kil mineral toplulukları esas alınarak başlıca 4 ana fillosilikat zonu belirlenebilmektedir :

1. zon : İllit, klorit ve daha az C-V (Emirgazi-Yukarıyayla),
2. zon : İllit ve klorit ile çeşitli karışık tabakalılar (Ayıtepesi-Şafaktepe),
3. zon : Kaolinit ve bol I-S karışık tabakalıları (Gümüşali -Yanıktepe),
4. zon : Smektit ve paligorskit (Elmaçat-Demiroluk).

Paleozoyik yaşlı birimlerdeki illitlerin "kristalinite" verilerine göre, Alt Devoniyen yaşlı Ayıtepesi formasyonundan Kambriyen yaşlı Emirgazi formasyonuna kadar düzenli şekilde artan "kristalinite" verileri sözkonusudur. Emirgazi ve Değirmentaş formasyonları ankizon ve epizonu ( $\Delta\theta < 0.42$ ) temsil etmektedir. Ordovizyen yaşlı Armutludere formasyonu alttan üste doğru epizondan diyajenetik zona kadar değişen "kristalinite" değerleri sunmaktadır. Diyajenez-ankimetamorfizma geçişi Armutludere formasyonunun en üst seviyelerinde gerçekleşmektedir. Armutludere formasyonunun en üst kesimleri ile

Silüriyen yaşlı Halityayla, Puşçutepe formasyonları en yüksek dereceli diyajenetik zona ( $0.60 \geq \Delta 2\theta > 0.42$ ) karşılık gelmektedirler. Üst Silüriyen-Alt Devoniyen yaşlı Yukarıyayla formasyonu ile Alt devoniyen yaşlı Aytepesi formasyonu ise yüksek dereceli diyajenetik zonu ( $\Delta 2\theta > 0.60$ ) yansıtmaktadır. Bu verilere göre, yukarıda tanımlanan zonlardan 1. zonun alt seviyesi epizon ve ankizon, üst seviyesi en yüksek dereceli diyajenetik zonu, 2. zon yüksek dereceli diyajenetik zonu, 3. zon orta diyajenetik zonu, 4. zon ise erken diyajenetik zonu kapsamaktadır.

1. zonun alt seviyesindeki (Emirgazi, Değirmentaş formasyonları ile Armutludere formasyonunun alt-orta seviyeleri) illit/muskovitler çok yüksek % 2M1 oranı (ortalama % 88) veya tümüyle 2M1, kloritler ise I Ib politipi ile temsil edilmektedir. 1. zonun üst seviyesindeki (Armutludere formasyonunun üst seviyeleri ile Halityayla ve Puşçutepe formasyonları) illit/muskovitler kısmen daha düşük (ortalama % 70) 2M1, kloritler ise Ib (monoklinik) ve Ia politiplerine sahiptir. 2. zonda illit/muskovitlerin % 2M1 oranı % 51'e kadar düşmektedir. Artan illit "kristalinite" derecesine karşın % 2M1 oranları da artmakta, hatta epizonda tümüyle 2M1 politipi gözlenmektedir. Ayrıca, illit "kristalinite" derecesi ile  $b_0$  parametresi arasında da pozitif bir ilişki gözlenmektedir.

Ankizon ve epizondaki illit/muskovitler seladonit-fenjit-muskovit serisinde geniş bir kimyasal bileşim aralığına sahiptirler. Diyajenez/metamorfizma derecesi ile birlikte illit/muskovitlerin K ile oktahedral  $Fe^{+2}$  ve Mg içerikleri artmakta, buna karşın oktahedral Al miktarı azalmaktadır.

Kloritler de illit/muskovitler gibi diyajenez/metamorfizma derecesinin artmasına bağlı olarak kristalografik-yapısal ve bileşimsel değişimler sunmaktadır. Kloritler "kristalinite" değerlerinin artmasının yanı sıra, politipi dönüşümleri de göstermektedir. Örneğin Emirgazi ve Armutludere formasyonlarında trioktahedral ve I Ib, Armutludere formasyonunun diyajenetik olan en üst seviyesinde di-trioktahedral Ib politipine sahiptirler. Halityaylası formasyonunda ise kumtaşlarının matriksinde ve feldispatları ornatılan biçimde trioktahedral ve Ia politindeki kloritler belirlenmiştir. Gümüşali formasyonunda dioktahedral ve kısmen di-trioktahedral kloritler yer almaktadır. Diğer bir ifadeyle, diyajenezden metamorfizmaya doğru dioktahedral  $\rightarrow$  di-trioktahedral  $\rightarrow$  trioktahedral ve Ia  $\rightarrow$  Ib  $\rightarrow$  I Ib biçiminde sırasıyla bileşimsel ve kristalografik-yapısal bir evrim göstermektedir. Ayrıca, kloritlerin tetrahedral artan Al miktarı, epizon kloritlerinin yüksek ( $360^\circ C$ ), ankizon kloritlerinin ise kısmen düşük ( $300^\circ C$ ) sıcaklıklarda oluştuklarına işaret etmektedir. Bunun yanı sıra, yaşlı birimlere doğru oktahedral Al miktarı azalmakta, buna karşın oktahedral (Fe+Mg) miktarı da artmaktadır.

Orta diyajenez zonunu temsil eden kaolin grubu mineralleri kaolinit poliptipindedir. Düşük diyajenez zonunda paligorskite eşlik eden smektitler dioktahedral, diğerleri trioktahedral bileşimindedir. Bu zonda ofiyolitik beslenmeye işaret eden serpantin ve talk türü kil mineralleri de yer yer bulunmaktadır.

Kalsitler hemen hemen tüm jeolojik evreleri temsil etmekte ve yaşlı birimlere doğru Sr ve Na konsantrasyonları azalırken, Fe ve Mn miktarı artmaktadır. Dolomitler ise kalsitlere göre düşük Sr içerikleri ile karakteristik olup, Fe ve Mn miktarı Kambriyen'e doğru artmaktadır.

Ordovizyen ve Silüriyen yaşlı birimler antrasit, Devoniyen-Triyas aralığındaki birimler bitümlü kömür evresini yansıtan kömürleşme derecesine sahiptirler.

Organik madde yansınası değerleri ile illit "kristalinite" verileri birlikte değerlendirildiğinde diyajenez-ankizon sınırı yaklaşık  $R_m = \% 3.8$  değerine karşılık gelmektedir.

Permian yaşlı Yiğiltepe formasyonuna ait örneklerin vitrinitin yanı sıra floresans özellik gösteren denizel kökenli liptinit içermeleri, bu birimin hidrokarbon aramaları için uygun bir birim olduğunu göstermektedir.

Puşçutepe ve Yukarıyayla formasyonlarındaki organik maddelere ait grafitleşme derecesi (GD) değerleri ile  $R_m$  arasında pozitif bir ilişki, artan GD ile azalan "kristalinite" değerleri arasında az belirgin olmakla birlikte negatif bir ilişki söz konusudur. Diğer bir ifadeyle, "kristalinite" derecesinin artmasıyla GD değerleri de artmaktadır.

Sonuçta, bölgedeki Paleozoyik yaşlı birimler Torosların batı uzantısında da olduğu gibi (Çelik ve diğerleri, 1991) çok düşük, buna karşın Anadolu'nun diğer birliklerindeki eşdeğerleri (Kastamonu yöresi: Boztuğ, 1989; Ankara civarı: Çelik, 1989) ise daha yüksek metamorfizma derecesine sahiptir. Bu veriler, allokton konumlu Göksun metamorfitlelerinin tersine, Doğu Toros istifinin otokton olduğu görüşünü pekiştirmekte ve önemli bir tektonik-metamorfik etki altında kalmadığını göstermektedir.

## **7. EK AÇIKLAMALAR**

### **A- OM İnceleme Sonuçları**

Ek çizelge A1. Emirgazi formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları

ÖRN. NO	KAYAÇ ADI	MİNERALOGİK BİLEŞİM	ÖZELLİKLER
TTB-599	Metakireçtaşı	Ka+Ku±Fel±Bi±Mu ±Kl±Zr±Om	Mikrolaminalanma ve spe- kularitçe zengin zonlar
TTB-601	Metakireçtaşı	Ka±Ku±Fel(Pl)±Mu ±Bi±Kl±Om	Fosil benzeri bükülmüş kuvars+feldispat damarları
TTB-603	Metakireçtaşı	Ka±Ku±Fel(Pl)±Mu Se±Kl±Om	Ezik zonlarda serizit ve kloritleşme, klorit-mika istif.
TTB-604	Metakireçtaşı	Ka±Ku±Fel(Pl)±Om	Fosil, iri sparitik çatlaklar
TTB-605	Karbonatlı metasilttaşı	Ka+Ku+Fel(Pl)±Se ±Mu±Kl±Om	Kataklastizma, mikroyönlenme, detritik klorit ve muskovitler
TTB-607	Metasilttaşı/kumtaşı	Ku+Fel(Pl)±Ka±Se ±Kl±Zr±Om	φ kaba silt-ince kum, detritik Neoforme serizit oluşumları
TTB-608	Metasilttaşı	Ku+Fel(Pl)±Ka±Se ±Mu±Kl±Bi±Tu±Om	Mikrolaminalanma, neoforme serizit ve klorit,
TTB-609	Metakireçtaşı	Ka±Ku±Fel±Mu±Om	Fosil, optik engebese yüksek karbonat mineralleri
TTB-610	Karbonatlı metasilttaşı	Ku+Fel±Ka±Mu ±Kl±Bi±Tu±Om	Mikroyönlenme ve opak minerallerce (spektularit) zengin zonlar, neoforme serizit ve klorit oluşumları
TTB-611	Metakireçtaşı	Ka+Ku+Fel(Pl)±Mu±Kl±Om	Granoblastik mozaik doku neoforme klorit oluşumları, spektularitçe zengin damarlar
TTB-612	Karbonatlı metasilttaşı	Ku+Fe+Ka±Mu±Kl ±Bi±Se±Om	Mikrolaminalanma, mikroyönlenme, detritik mika, klorit-mika istifi, neoforme serizit ve klorit
TTB-614	Metakumtaşı	Ku±Ka±Se±Bi±Kl±Om	Kataklastik doku egemen, fillosilikatlarca zengin kesimler bükülmüş
TTB-616	Metasilttaşı	Ku+Fel±Se±Mu±Bi ±Kl±Om	Yönlenme belirgin, detritik ve neoforme mika ve klorit, kuvarsa zengin damarlar
TTB-617	Metasilttaşı/kumtaşı	Ku+Ka±Kl±Mu±Bi Se±Zr±Om	φ kaba silt-ince kum, bağlayıcı malzemeden itibaren neoforme serizit ve klorit oluşumları, detritik mikalarda yönlenme, kalsit ve kuvarsa zengin damarlar
TTB-618	Metakireçtaşı	Ka±Ku±Fel±Mu±Kl±Bi±Om	İri klorit-mika istifleri
TTB-619	Metasilttaşı	Ku±Fel±Ka±Se±Mu±Kl±Om	Rekrystalize kuvars dolgusu
TTB-620	Metakireçtaşı	Ka±Ku±Fel±Mu±Kl±Om	Bükülmüş kuvars+feldispat damarları, mikroyönlenme, Spektularitçe zengin zonlar
TTB-621	Arduvaz	Ku+Fel±Ka±Se±Kl±Om	Mikroyönlenme
TTB-623	Metasilttaşı & Arduvaz	Ku+Fel±Ka±Zr±Om	Metasilttaşı-arduvaz mikro- ardalanması, mikroyönlenme levhamsı-iri ve gözenekte olmak üzere iki farklı klorit
TTB-624	Metakireçtaşı	Ka+Ku+Fel(Pl)±Mu ±Kl±Om	Kuvars ve feldispatlar çizgisellik sunmakta
TTB-625	Arduvaz	Ku±Fel±Se±Kl±Mu±Om	
TTB-626	Metakireçtaşı	Ka+Ku+Fel(Pl)±Mu ±Kl±Om	Spektularitçe zengin kataklastik (ezik) zonlar
TTB-716	Metadolomit	Do±Ka±Om	Granoblastik mozaik doku
TTB-717	Arduvaz	Ku+Se±Kl±Om	Mikroyönlenme belirgin, neoforme serizit ve klorit

Ek çizelge A1. (devam ediyor)

TTB-718	Metadolomitik kireçtaşı	Do±Ka±Ku±Fel±Mu ±Kl±Tu±Om	Detritik + neoforme mika ve kloritler, detritik turmalin
TTB-719	Kuvars arduvaz	Ku±Fel±Mu±Kl±Se±Om	Detritik + neoforme mikalar
TTB-1077	Kuvars arduvaz	Ku±Fel±Mu±Kl±Se±Om	Detritik + neoforme mikalar
TTB-1078	Metadolomit	Do±Ka±Ku±Fel±Kl±Mu±Om	İğnensi-çubuksu kloritler

Ek çizelge A2. Değirmentaş formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları

ÖRN. NO	KAYAÇ ADI	MİNERALojİK BİLEŞİM	ÖZELLİKLER
TTB-225	Metakireçtaşı	Ka±Ku±Mu±Zr±Om	Neoforme kuvarslar
TTB-584	Metadolomit	Do±Ka±Ku±Om	Granoblastik mozaik doku,
TTB-585	Metakumtaşı	Ku±Fel±Mu±Se±Kl±Ap±Zr±Om	
TTB-586	Metakumtaşı	Ku±Ka±Fel±Se±Ep±Zr±Mu±Om	
TTB-587	Metakireçtaşı	Ka±Ku±Om	Kalsit dolgulu çatlaklar,
TTB-587-1	Metakireçtaşı	Ka±Om	
TTB-588	Metadolomitik kireçtaşı	Ka+Do±Ku±Om	İntraklast
TTB-589	Metadolomit	Do±Ka±Ku±Om	
TTB-590	Metadolomitik kireçtaşı	Ka+Do±Om	
TTB-591	Metadolomitli kireçtaşı	Ka+Do±Om	
TTB-592	Metadolomitli kireçtaşı	Ka+Do±Ku/Kls±Om	Kalsedonik kuvars, intraklast
TTB-593	Metadolomit	Do+Ka+Ku±Om	Kalsedonik kuvars, intraklast
TTB-594	Metakireçtaşı	Ka±Om	
TTB-595	Metakireçtaşı	Ka±Ku±Om	
TTB-596	Metakireçtaşı	Ka±Ku±Mu±Om	
TTB-597	Metakireçtaşı	Ka±Ku±Om	Özşekilli kuvarslar
TTB-598	Metakireçtaşı	Ka±Ku±Om	
TTB-598-1	Metakireçtaşı	Ka±Ku±Om	
TTB-598-2	Metakireçtaşı	Ka±Ku±Om	Fosil
TTB-598-3	Metakireçtaşı	Ka±Ku±Om	Fosil
TTB-627	Metakireçtaşı	Ka+Fel(Plj)±Ku±Mu±Om	Fosil
TTB-628	Metakireçtaşı	Ka±Ku±Mu±Om	Mikrolaminalanma
TTB-629	Metakireçtaşı	Ka±Ku±Fel±Mu±Om	
TTB-630	Metakireçtaşı	Ka±Ku±Om	Kalsit dolgulu damarlar, fosil
TTB-631	Metakireçtaşı	Ka±Om	
TTB-632	Metakireçtaşı	Ka±Do±Ku±Om	Özşekilli kuvars ve dolomit
TTB-633	Metakireçtaşı	Ka±Ku±Fel±Om	Kalsit dolgulu çatlaklar
TTB-634	Metadolomit	Do±Ka±Ku±Fel±Om	
TTB-635	Metakireçtaşı	Ka±Ku±Om	
TTB-636	Metakireçtaşı	Ka±Ku±Fel±Mu±Om	Fosil
TTB-637	Metakireçtaşı	Ka±Ku±Fel±Mu±Om	Fosil
TTB-638	Metakireçtaşı	Ka±Fel±Om	
TTB-639	Metakireçtaşı	Ka±Ku±Om	
TTB-640	Metakireçtaşı	Ka±Om	
TTB-641	Metakireçtaşı	Ka±Ku±Om	
TTB-642	Metakireçtaşı	Ka±Ku±Om	
TTB-720	Metakireçtaşı	Ka±Ku±Om	
TTB-721	Metakireçtaşı	Ka±Ku±Om	
TTB-722	Metakireçtaşı	Ka±Ku±Fel(Pl)±Mu ±Kl±Se±Om	Kuvarslar bükülmüş çubuksu dolgular şeklinde mikroyönlenme, mikrolaminalanma
TTB-723	Metakireçtaşı	Ka±Ku±Fel(Pl)±Mu ±Kl±Se±Om	

Ek çizelge A3. Armutludere formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları

ÖRN. NO	KAYAÇ ADI	MİNERALojİK BİLEŞİM	ÖZELLİKLER
TTB-226	Klorit arduvaz	Ku+Fel(Pl)+Kl±Mu ±Ka±Tu±Bi±Zr±Om	φ kaba silt, klorit podları mikrolaminalanma
TTB-228	Metakireçtaşı	Ka±Ku±Fel(Pl)±Kl ±Mu±Zr±Om	Fosil, mika podları, çubuksu dolgu şeklinde kuvarslar
TTB-229	Klorit arduvaz	Ku+Fel(Pl)+Kl±Mu±Tu ±Bi±Zr±Om	İri klorit-mika podları
TTB-231	Metakireçtaşı	Ka±Ku±Fel(Pl)±Mu±Om	Çubuksu dolgular şeklinde çizgisellik sunan kuvarslar
TTB-232	Klorit arduvaz	Ku+Fel+Kl±Mu±Ka±Tu±Om	Klorit-mika podları
TTB-236	Metakumtaşı	Ku+Fel(Pl)±Kl±Mu±Zr±Bi±Om	Klorit-mika podları yaygın
TTB-237	Metasilttaşı	Ku+Fel(Pl)±Mu±Kl±Se±Tu±Om	φ kaba silt, klorit podları
TTB-240	Metasilttaşı	Ku+Fel(Pl)±Kl±Mu±Se±Zr±Om	Klorit-mika podları
TTB-241	Metakumtaşı	Ku+Fel(Pl)+Mu+Kl ±Se±Tu±Zr±Om	Mikrolaminalanma klorit-mika podları
TTB-242	Metakumtaşı	Ku+Fel(Pl)+Mu+Kl ±Zr±Se±Tu±Om	Klorit-mika podları, zirkon
TTB-243	Dolomitli metakumtaşı	Ku+Fel(Pl)±Do±Kl ±Mu±Bi±Zr±Om	Mikrolaminalanma
TTB-245	Metasilttaşı	Ku+Fel(Pl)+Mu+Kl±Bi±Zr±Om	
TTB-247	Metakumtaşı	Ku+Fel(Pl)+Kl+Mu±Ka±Bi±Zr±Om	
TTB-250	Metakumtaşı	Ku+Fel(Pl,Or)+Mu +Bi+Kl±Se±Zr±Om	Mikrolaminalanma, zirkon
TTB-251	Dolomitli metakumtaşı	Ku+Fel(Pl)+Mu+Bi+Kl ±Do±Se±Tu±Zr±Ap±Om	Fosil kavkalı
TTB-252	Metakumtaşı	Ku+Fel(Pl)+Mu+Bi+Kl ±Se±Tu±Zr±Om	Mikrolaminalanma, demir oksitli zonlar
TTB-254	Metakumtaşı	Ku+Fel(Pl)+Mu+Bi+Kl ±Se±Tu±Zr±Ka±Om	Optik engebese yüksek karbonat mineralleri
TTB-256	Metakumtaşı	Ku+Fel(Pl)+Mu+Bi +Kl±Se±Tu±Zr±Om	Mikroyönlenme, demir oksitli zonlar
TTB-259	Ankimetamorfik şeyl	Ku+Fel+Mu+Se+Kl±Zr±Om	
TTB-725	Arduvaz	Ku+Fel(Pl)+Mu+Kl ±Ka±Zr±Om	Mikrolaminalanma kuvars ve kalsit damarları
TTB-726	Arduvaz	Ku+Fel+Mu+Kl±Ka±Se±Om	
TTB-727	Arduvaz	Ku+Fel+Kl±Ka±Om	İzotropik kloritler
TTB-728	Metakireçtaşı	Ka±Ku±Fel(Pl,Or)±Mu±Kl±Om	
TTB-729	Arduvaz	Ku+Fel+Mu+Kl±Se±Om	İzotropik kloritler
TTB-730	Metakireçtaşı	Ka±Ku±Fel±Kl±Mu±Om	Fosil
TTB-731	Klorit arduvaz	Ku±Fel(Pl)±Se±Mu±Kl ±Bi±Tu±Zr±Om	Mikrolaminalanma, mikroyönlenme
TTB-732	Metakireçtaşı	Ka±Ku±Fel(Pl,Or)±Kl±Om	İzotropik kloritler
TTB-733	Metakireçtaşı	Ka±Ku±Fel(Pl)±Mu±Kl±Bi±Om	
TSM-754	Klorit-tremolit-epidot-şist	Tr+Ka+Ep+Kl+Ku±Fel±Mu±Om	
TSM-757	Metakumtaşı	Ku+Fel+Bi+Kl+Mu±Zr±Om	klorit-mika podları
TSM-759	Karbonatlı metakumtaşı	Ku+Kl+Mu+Bi±Ka±Do±Zr±Om	φ ince kum
TSM-761	Metasilttaşı	Ku+Fel+Bi+Mu+Kl±Ka±Tu±Zr±Om	
TSM-763	Metakumtaşı	Ku+Fel+Bi+Mu+Kl±Ka±Tu±Zr±Om	φ ince kum
TSM-765	Metakumtaşı	Ku+Fel+Bi+Mu+Kl±Ka±Tu±Zr±Om	φ ince kum

Ek çizelge A4. Halityayla formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları

ÖRN. NO	KAYAÇ ADI	MİNERALojİK BİLEŞİM	ÖZELLİKLER
TTB-260	Çakıltaşı	Ku+Fel(Pl,Or,Pe)±Se±Kl ±Bi±Mu±Mkp±Zr±Om	φ ince çakıl (granül)-çok kaba kum
TTB-261	Subarkoz	Ku+Fel(Pl)±Tu±Ap±Se±Kl±Bi±Mkp±Zr±Om	φ orta kum



Ek çizelge A4. (devam ediyor)

TB-263	Kuarsarenit	Ku±Fel(Pl,Or)±Se±Kl ±Zr±Tu±Mkp±Om	φ kaba kum, kloritleşmiş plajiyoklazlar
TTB-265	Subarkoz	Ku±Fel(Pl,Or)±Mu±Bi ±Kl±Zr±Tu±Mkp±Om	φ kaba kum
TTB-268	Subarkoz	Ku±Fel(Pl,Or)±Mu±Bi ±Kl±Zr±Tu±Om	φ orta kum
TTB-270	Kuars arenit	Ku±Fel(Pl,Or)±Se±Mu±Bi±Kl±Zr±Om	
TTB-272	Subarkoz	Ku±Fel(Or,Pl)±Bi±Mu ±Kl±Se±Zr±Ap±Tu±Om	φ ince-orta kum
TTB-274	Subarkoz	Ku±Fel(Pl,Or)±Se±Mu ±Kl±Bi±Zr±Tu±Om	φ kaba kum kloritleşmiş plajiyoklazlar

Ek çizelge A5. Puşçütepe formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları

ÖRN. NO	KAYAÇ ADI	MİNERALojİK BİLEŞİM	ÖZELLİKLER
TTB-276	Organik maddeli silttaşı	Ku±Fel±Bi±Mu ±Se±Zr±Kl±Om	Mikrolaminalanma, organik maddece zengin
TTB-279	Şeyl	Ku±Fel±Kil±Mu±Kl±Om	
TSM-979	Fosilli mikrosparit-sparit	Ka±Ku±Fel(Pl)±Mu±Om	
TSM-981	Organik maddeli silttaşı	Ku±Fel(Pl)±Mu±Om	Mikroyönlenme, organik maddece zengin

Ek çizelge A6. Yukarıyayla formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları

ÖRN. NO	KAYAÇ ADI	MİNERALojİK BİLEŞİM	ÖZELLİKLER
TTB-286	Litoklastlı fosilli mikrosparit	Ka±Do±Ku±Fel±Om	
TTB-288	Litoklastlı fosilli mikrosparit	Ka±Do±Ku±Fel±Bi±Mu±Kl±Om	Organik mad. zengin
TTB-291	Biyomikrosparit	Ka±Do±Ku±Om	
TTB-293	Mikrosparit	Ka±Ku±Om	Ender fosil, kesişen kalsit damarları
TTB-295	Fosilli mikrosparit	Ka±Ku±Fel±Bi±Mu±Kl±Om	Yer yer okside litoklastça zengin seviyeler
TTB-298	Fosilli mikrosparit	Ka±Ku±Fel±Kl±Om	Kristalize makrofosil
TTB-300	Litoklastlı sparit	Ka±Ku±Fel±Om	
TSM-771	Biyosparit	Ka±Ku±Fel(Pl)±Om	
TSM-772	Biyolitosparit	Ka±Ku±Kl±Bi±Mu±Om	Bol brakyopod kavkısı
TSM-983	Fosilli mikrosparit	Ka±Ku±Om	Organik mad. zengin sev.
TSM-984	Fosilli mikrosparit	Ka±Ku±Fel(Pl)±Mu±Om	
TSM-985	Fosilli mikrosparit	Ka±Do±Ku±Fel±Mu±Om	
TSM-987	Fosilli sparit	Ka±Do±Ku±Fel±Mu±Om	
TSM-987-2	Fosilli sparit	Ka±Ku±Fel±Mu±Om	
TSM-987-4	Fosilli mikrosparit	Ka±Ku±Fel±Mu±Om	
TSM-987-6	Fosilli mikrosparit	Ka±Ku±Fel±Mu±Om	Organik mad. zengin sev.
TSM-1014	Fosilli litosparit	Ka±Ku±Fel±Mu±Kl±Om	Ender fosil
TSM-1016	Sparit	Ka±Ku±Fel±Om	Organik mad. zengin sev.
TSM-1018	Fosilli mikrosparit	Ka±Ku±Om	Yaygın kalsit damarları
TSM-1019	Biyomikrosparit	Ka±Ku±Om	Özşekilli piritler
TSM-1021	Fosilli mikrosparit	Ka±Ku±Mu±Om	
TSM-1091	Biyomikrosparit	Ka±Ku±Mu±Om	Pirit dolgulu çatlaklar

Ek çizelge A7. Aytepesi formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları

ÖRN. NO	KAYAÇ ADI	MİNERALojİK BİLEŞİM	ÖZELLİKLER
TTB-302	Karbonatlı silttaşı (subarkoz)	Ku±Fel±Ka±Bi±Mu ±Kl±Se±Zr±Om	φ çok ince kum-kaba silt
TTB-304	Silttaşı (subarkoz)	Ku±Fel(Pl,Or)±Ka ±Bi±Mu±Kl±Om	φ çok ince kum-kaba silt kuvars kumtaşı yamacıkları
TTB-305	Karbonatlı subarkoz	Ku±Fel(Or,Pl)+Ka±Bi±Mu±Kl±Om	φ çok ince kum

Ek çizelge A7. (devam ediyor)

TTB-308	Arkoz	Ku+Fel(Or,Pl,Mi)+Ka±Bi±Mu±Kl±Se±Tu±Zr±Om	φ ince kum
TTB-311	Karbonatlı arkoz	Ku+Fel(Or,Pl)+Ka±Bi±Mu ±Kl±Se±Zr±Tu±Om	Silttaşı yamacıkları
TTB-313	Dolomitli arkoz	Ku±Fel(Or,Pl)+Do±Bi±Mu±Kl±Zr±Ap±Tu±Om	
TTB-315	Dolomitli litosparit	Ka+Do±Ku±Fe±Bi±Mu±Kl±Zr±Om	
TTB-316	Karbonatlı arkoz	Ku+Fel(Pl,Or)+Ka±Do ±Bi±Mu±Kl±Se±Om	Silttaşı yamacıkları
TTB-453	Fosilli litoklastlı mikrosparit	Ka±Ku±Fel±Om	
TTB-454	Sparit	Ka±Ku±Fel±Om	İri sparitik
TTB-455	Litomikrosparit	Ka±Ku±Fel(Pl)±Mu±Om	
TTB-456	Litobiyomikrosparit	Ka±Do±Ku±Fel±Mu±Kl±Om	
TTB-457	Litoklastlı biyomikrosparit	Ka±Do±Ku±Om	
TTB-458	Sparit	Ka±Do±Ku±Fel±Om	İri sparitik
TTB-459	Litoklastlı biyomikrosparit	Ka±Ku±Mu±Om	
TTB-460	Litoklastlı fosilli mikrosparit	Ka±Ku±Mu±Kl±Om	
TSM-768	Kalsirudit	Ka±Do±Ku±Om	Sparit çimento
TSM-769	Kalsirudit	Ka±Do±Ku±Om	Sparit çimento
TSM-770	Kalsirudit	Ka±Do±Ku±Om	Sparit çimento
TSM-773	Biyolitosparit	Ka±Ku±Kl±Bi±Mu±Om	Bol brakyopod kavkısı
TSM-774	Subarkoz	Ku+Fel±Ka±Mu±Kl±Bi±Tu±Zr±Om	φ çok ince kum
TSM-776	Biyolitosparit	Ka+Ku±Fel±Kl±Bi±Zr±Ti±Om	
TSM-777	Karbonatlı kuvars arenit	Ku+Ka±Fel±Kl±Bi±Mu±Tu±Om	
TSM-778	İntraklastlı biyosparit	Ka±Do±Ku±Fel±Om	
TSM-779	Fosilli sparit	Ka±Do±Ku±Om	
TSM-780	Litoklastlı sparit	Ka±Ku±Mu±Om	Mikrolaminalanma
TSM-783	Biyosparit	Ka±Ku±Mu±Om	
TSM-784	Biyolitosparit	Ka+Ku±Fel(Pl)±Kl ±Mu±Zr±Om	Yer yer silisleşmiş fosil kavkuları
TSM-785	Kuvars arenit	Ku±Mu±Kl±Tu±Zr±Om	
TSM-786	Fosilli litosparit	Ka±Do±Ku±Fel(Pl)±Mu±Bi±Om	
TSM-787	Litosparit	Ka±Do±Ku±Bi±Fel(Pl)±Tu±Zr±Om	
TSM-1012	Kalsirudit	Ka±Om	Sparitik çimento
TSM-1022	Dolosparit	Do±Ka±Om	

Ek çizelge A8. Şafaktepe formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları

ÖRN. NO	KAYAÇ ADI	MİNERALOJİK BİLEŞİM	ÖZELLİKLER
TSR-1	Sparit	Ka±Ku/Kls±Om	Bol çatlaklı/breşik
TSR-2	Fosilli sparit	Ka±Ku±Om	Özşekilli kuvars kristalleri
TSR-3	İntrabiyosparit	Ka±Om	
TSR-4	Biyomikrosparit	Ka±Ku/Kls±Om	Resifal
TSR-5	İntraklastlı biyomikrosparit	Ka±Ku±Om	Özşekilli kuvars kristalleri
TSR-6	İntraklastlı sparit	Ka±Ku±Bi±Om	Ender fosil,
TSR-7	Barit	Barit+Fluorit+kuvars	
TSR-191	Sparit	Ka±Om	Kristalize ve breşik
TSR-192	Kalkarenit	Ka±Ku/Kls±Fel±Om	Detritik kalsit kristalleri
TSR-193	Litoklastlı sparit	Ka±Ku±Fel±Mu±Kl±Om	
TSR-194	Sparit	Ka±Om	
TSR-195	Litoklastlı sparit	Ka±Ku±Fel±Mu±Kl±Tu±Zr±Om	
TSR-196	İntraklastlı litosparit	Ka±Ku±Fel(Pl)±Mu±Kl±Kp±Om	Volkanik, met. ve sed. kp.
TSR-197	Litosparit	Ka±Ku±Fel±Mu±Kl±Kp±Om	
TSR-198	Litoklastlı mikrosparit	Ka±Ku±Mu±Bi±Kl±Kp±Om	Metamorfik kp.
TSR-199	Litarenit	Ku+Fel(Pl)+Bi+Mu+Kl±Kp±Ka±Om	Met (ard.) ve volk. kp.
TSR-200	Litarenit	Ku+Fel+Mu±Kl±Ka±Kp±Om	"
TSR-200-1	Litarenit	Ku+Fel+Mu±Kl±Ka±Kp±Om	"

## Ek çizelge A8. (devam ediyor)

TSR-200-2	Litarenit	Ku±Fel±Mu±Kl±Ka±Kp±Om	"
TSR-201	Litosparit	Ka±Ku±Fel(Or)±Bi±Kp±Om	"
TSR-203	Fosilli mikrosparit	Ka±Ku±Bi±Om	
TSR-204	Litosparit	Ka±Ku±Kp±Om	Volkanik ve metamorfik kp.
TSR-204-1	Litarenit	Ku±Fel±Mu±Kl±Ka±Kp±Om	"
TSR-206	Litosparit	Ka±Do±Ku±Fel±Kp±Om	"
TSR-209	Karbonatlı kuvars arenit	Ka±Ku±Fel±Mu±Kl±Tu±Zr±Om	
TSR-211	Sublitarenit	Ka±Ku±Fel±Mu±Kl±Tu±Zr±Ap±Om	
TSR-212	İntraklastlı mikrosparit	Ka±Ku±Fel±Om	Ender fosil kavkuları
TSR-213	Litosparit	Ka±Ku±Fel±Mu±Kl±Tu±Zr±Om	
TSR-214	Litoklastlı dismikrit	Ka±Ku±Fel±Mu±Om	Ender fosil kavkuları
TSR-216	Sparit	Ka±Ku±Om	
TSR-218	Dismikrit	Ka±Ku/Kls±Bi±Mu±Om	
TSR-219	İntrasparit	Ka±Ku±Fel±Om	Oolit
TSR-221	Fosilli intrasparit	Ka±Om	Makrofosil kavkuları, oolit
TSR-222	İntrasparit	Ka±Do±Om	
TSR-223	Litosparit	Ka±Ku±Fe±Mu±Kl±Kp±Om	Volkanik ve metamorfik kp.
TTB-318	Litoklastlı fosilli mikrosparit	Ka±Ku±Fel±Om	
TTB-320	Fosilli litoklastlı sparit	Ka±Do±Ku±Fel±Om	Makrofosil kavkuları
TTB-322	Litoklastlı biyomikrosparit	Ka±Do±Ku±Fel±Mu±Kl±Om	
TTB-324	Fosilli dolomitik mikrosparit	Ka±Do±Ku±Fel±Om	Makrofosil kavkuları
TTB-325	Dolosparit	Do±Ka±Ku±Om	İri sparitik
TTB-327	Sparit	Ka±Ku±Om	
TTB-328	İntramikrosparit	Ka±Ku±Om	
TTB-329	Fosilli mikrosparit	Ka±Ku±Mu±Om	
TTB-461	Mikrosparit	Ka±Ku±Om	Kesişen kalsit damarları
TTB-462	Litoklastlı biyomikrosparit	Ka±Do±Ku±Mu±Om	
TTB-463	Mikrosparit	Ka±Ku±Mu±Om	Fosil, yaygın kalsit damarları
TTB-464	Litomikrosparit	Ka±Ku±Fel(Pl)±Mu±Kl±Bi±Om	Ender fosil
TTB-465	Mikrosparit	Ka±Ku±Fel(Pl)±Om	Ender fosil
TTB-466	Litomikrosparit	Ka±Ku±Fel(Pl)±Bi±Mu±Kl±Om	Ender fosil ve intraklast
TTB-467	Fosilli litomikrosparit	Ka±Do±Ku±Fel±Mu±Kl±Om	
TTB-468	İntralitosparit	Ka±Do±Ku±Fel±Om	Fosilli iri intraklastlar
TTB-469	Mikrosparit	Ka±Om	Fosil, yaygın kalsit damarları
TTB-470	Mikrosparit	Ka±Ku±Om	Fosil, ince kalsit damarları
TTB-471	Dolosparit	Do±Ka±Om	
TTB-472	Biyosparit	Ka±Om	Bol Miliolidae
TTB-473	Dolosparit	Do±Ka±Om	
TTB-474	Dolosparit	Do±Ka±Om	
TTB-475	Dolosparit	Do±Ka±Om	İri sparitik
TTB-476	Dolosparit	Do±Ka±Om	Özşekilli dolomit, iri sparitik
TTB-477	Dolosparit	Do±Ka±Om	
TTB-478	Dolosparit	Do±Ka±Om	
TTB-479	Kalsitli dolosparit	Do±Ka±Ku±Kl±Om	
TTB-480	Dolosparit	Do±Ka±Om	
TTB-481	Dolosparit	Do±Ka±Om	
TTB-482	Dolosparit	Do±Ka±Om	İri sparitik
TTB-483	Dolosparit	Do±Ka±Om	
TTB-484	Dolomitli intrasparit	Ka±Do±Ku±Om	Yaygın kalsit damarları, fosil
TTB-485	İntraklastlı biyosparit	Ka±Ku±Om	
TTB-486	Biyointrasparit	Ka±Om	Spirifer kavkuları
TTB-487	Fosilli litoklastlı intrasparit	Ka±Do±Ku±Om	Özşekilli kuvarslar

Ek çizelge A8. (devam ediyor)

TTB-488	Biyosparit	Ka±Ku±Om	Bol makrofosil kavkısı
TTB-490	Fosilli intrasparit	Ka±Ku±Om	
TSM-788	Dolomitli intrasparit	Ka±Do±Ku±Om	
TSM-789	Dolomitli fosilli intrasparit	Ka+Do±Ku±Om	Özşekilli kuvars kristalleri
TSM-790	İntraklastlı biyosparit	Ka±Ku±Om	
TSM-791	Fosilli intralitosparit	Ka±Do±Ku±Fel(Pl)±Mu±Kl±Om	
TSM-794	Litosparit	Ka±Do±Ku±Fel(Pl)±Bi±Mu±Kl±Om	
TSM-795	Litoklastlı biyomikrosparit	Ka±Ku±Fel(Pl)±Mu±Kl±Om	
TSM-795-1	Kalsitli litodolosparit	Do+Ka±Ku±Fel(Pl)±Mu±Kl±Om	
TSM-797	Dolomitli litoklastlı biyointrasparit	Ka+Do±Ku±Fel±Mu±Om	
TSM-799	İntraklastlı biyosparit	Ka±Ku±Fel±Om	
TSM-801	Litoklastlı intrasparit	Ka±Do±Ku±Fel(Pl)±Bi±Mu±Om	
TSM-802	Litoklastlı biyomikrosparit	Ka±Ku±Fel(Pl)±Mu±Om	
TSM-803	Karbonatlı subarkoz	Ku+Fel(Pl)±Bi±Mu±Ka±Do±Om	
TSM-804	Litomikrosparit	Ka±Do±Ku±Fel(Pl)±Bi±Mu±Om	
TSM-805	Biyomikrosparit	Ka±Ku±Fel±Mu±Om	
TSM-806	Litoklastlı intrasparit	Ka±Do±Ku±Fel(Pl)±Bi±Bi±Mu±Om	
TSM-807	İntrabiyosparit	Ka±Ku±Mu±Fel(Pl)±Om	
TSM-809	Dolomitli litomikrosparit	Ka+Do±Ku±Fel(Pl)±Mu±Bi±Om	Ender fosil
TSM-811	İntrabiyomikrosparit	Ka±Ku±Mu±Om	
TSM-812	İntraklastlı litosparit	Ka±Fel(Pl,Mi)±Mu±Bi±Zr±Om	
TSM-813	Intralitosparit	Ka±Ku±Fel(Pl,Mi)±Bi±Mu±Zr±Om	
TSM-814	Dolomitli intralitosparit	Ka+Do±Ku±Fel(Pl)±Mu±Bi±Tu±Om	
TSM-816	Sparit	Ka±Do±Ku±Om	
TTB-1047	Karbonatlı litarenit	Ka+Ku±Fel(Pl)Mu±Kl±Kp±Om	Volkanik ve metamorfik kp.

Ek çizelge A9. Gümüşali formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları

ÖRN. NO	KAYAÇ ADI	MİNERALOJİK BİLEŞİM	ÖZELLİKLER
TSR-9	Mikalı arkoz	Ku+Fel(Pl,Or)±Bi±Mu±Se ±Kl±Hb±Zr±Ap±Om	φ çok ince kum Mikrolaminalanma
TSR-12	Fosilli arkoz	Ku+Fel±Kl±Mu±Bi±Hb ±Tu±Zr±Ap±Om	φ çok ince kum Brakyopod kavkıları
TSR-13	Litobiyomikrosparit	Ka±Ku±Fel(Pl)±Bi ±Mu±Kl±Ep±Zr±Om	Brakyopod kavkıları
TSR-14	Litoklastlı mikrosparit	Ka±Ku±Fel±Kl±Mu±Bi±Zr±Om	Brakyopod kavkıları
TSR-17	Mikalı arkoz	Ku+Fel±Kl±Bi±Zr±Ap±Om	Kloritleşmiş biyotitler
TSR-21	Mikalı silttaş (arkoz)	Ku+Fel±Bi±Mu±Kl±Se±Om	Mikrolaminalanma
TSR-23	Şeyl	Ku+Fel±Bi±Mu±Kl±Se±Om	
TSR-25	Arkoz	Ku+Fel±Ka±Zr±Ap±Se±Kl±Tu±Om	φ ince kum
TSR-26	Fosilli arkoz	Ku+Fel±Ka±Bi±Mu±Kl±Zr±Om	φ kaba silt-çok ince kum
TSR-27	Litosparit	Ka+Ku+Fel(Pl)±Mu±Kl±Om	İntraklast,
TSR-29	Litoklastlı biyosparit	Ka±Ku±Fel(Pl)±Zr±Ep±Kl±Mu±Bi±Om	
TSR-31	Mikalı subarkoz	Ku+Fel±Bi±Mu±Ka±Zr±Ap±Om	φ ince kum
TSR-34	Fosilli arkoz	Ku+Ka+Fel±Zr±Ap±Kl±Bi±Mu±Om	φ çok ince kum
TSR-35	Karbonatlı silttaş (arkoz)	Ku±Fel(Pl,Or)±Ka±Kl ±Bi±Mu±Zr±Om	φ kaba silt
TSR-37	Subarkoz	Ku+Fel(Pl,Or)±Bi±Mu ±Kl±Zr±Ti±Tu±Om	φ ince kum
TSR-39	Subarkoz	Ku+Fel±Ka±Kl±Mu ±Bi±Tu±Om	φ çok ince kum, optik eng. yüksek karbonat min.
TSR-44	Arkoz	Ku+Fel(Pl,Or)±Ka±Bi±Mu ±Kl±Se±Zr±Tu±Om	φ ince kum
TSR-45	Subarkoz	Ku+Fel (Pl,Or)±Kl±Mu±Bi±Zr±Om	φ ince kum

Ek çizelge A9. (devam ediyor)

TSR-46	Mikali subarkoz	Ku+Fel(Pl,Or) $\pm$ Bi $\pm$ Mu $\pm$ Kl $\pm$ Zr $\pm$ Tu $\pm$ Om	$\phi$ ince kum
TSR-47	Subarkoz	Ku+Fel(Pl) $\pm$ Bi $\pm$ Mu $\pm$ Kl $\pm$ Zr $\pm$ Tu $\pm$ Om	$\phi$ ince kum
TSR-48	Arkoz	Ku+Fel(Pl,Or) $\pm$ Kl $\pm$ Bi $\pm$ Mu $\pm$ Zr $\pm$ Tu $\pm$ Om	$\phi$ ince kum
TSR-49	Mikali arkoz	Ku+Fel(Pl,Or) $\pm$ Kl $\pm$ Bi $\pm$ Mu $\pm$ Zr $\pm$ Tu $\pm$ Om	$\phi$ çok ince kum-kaba silt,
TSR-50	Subarkoz	Ku+Fel(Pl,Or) $\pm$ Kl $\pm$ Mu $\pm$ Bi $\pm$ Zr $\pm$ Tu $\pm$ Om	$\phi$ ince-orta kum
TSR-51	Arkoz	Ku+Fel(Pl,Or) $\pm$ Do $\pm$ Kl $\pm$ Bi $\pm$ Mu $\pm$ Zr $\pm$ Tu $\pm$ Om	$\phi$ ince kum
TSR-56	Subarkoz	Ku+Fel(Pl,Or) $\pm$ Bi $\pm$ Mu $\pm$ Kl $\pm$ Zr $\pm$ Tu $\pm$ Om	$\phi$ ince kum, biyotit ve zirkon bol
TSR-57	Subarkoz	Ku+Fel(Pl,Or) $\pm$ Bi $\pm$ Mu $\pm$ Kl $\pm$ Zr $\pm$ Tu $\pm$ Om	$\phi$ ince kum
TSR-59	Subarkoz	Ku+Fel(Pl,Or,Mi) $\pm$ Bi $\pm$ Kl $\pm$ Mu $\pm$ Zr $\pm$ Hb $\pm$ Tu $\pm$ Om	$\phi$ ince-orta kum, biyotit ve serizit bağlayıcı malzemeli
TSR-60	Subarkoz	Ku+Fel(Pl,Or) $\pm$ Bi $\pm$ Kl $\pm$ Mu $\pm$ Tu $\pm$ Hb $\pm$ Zr $\pm$ Om	$\phi$ ince kum
TSR-63	Mikali subarkoz	Ku+Fel(Pl,Or) $\pm$ Kl $\pm$ Bi $\pm$ Mu $\pm$ Zr $\pm$ Tu $\pm$ Om	$\phi$ ince kum, opak mineral fazla
TSR-66	Subarkoz	Ku+Fel(Pl,Or) $\pm$ Kl $\pm$ Bi $\pm$ Mu $\pm$ Zr $\pm$ Tu $\pm$ Om	$\phi$ çok ince-ince kum
TSR-67	Subarkoz	Ku+Fel(Pl,Or) $\pm$ Mu $\pm$ Bi $\pm$ Kl $\pm$ Zr $\pm$ Tu $\pm$ Kp $\pm$ Om	$\phi$ ince kum, izotropik klorit
TTB-492	Karbonatlı subarkoz	Ku+Fel(Pl,Or) $\pm$ Ka $\pm$ Kl $\pm$ Mu $\pm$ Hb $\pm$ Om	$\phi$ ince kum, kuvars taneleri arasında otijenik kloritler
TTB-494	Litoklastlı biyosparit	Ka $\pm$ Ku $\pm$ Om	Brakyopod kavkaları,
TTB-496	Biyosparit	Ka $\pm$ Ku $\pm$ Om	
TTB-497	Biyosparit	Ka $\pm$ Ku $\pm$ Om	Oolit
TTB-499	Kuvars arenit	Ku $\pm$ Ka $\pm$ Mu $\pm$ Bi $\pm$ Kl $\pm$ Zr $\pm$ Hb $\pm$ Om	
TTB-501	Litoklastlı biyosparit	Ka $\pm$ Ku $\pm$ Fel $\pm$ Mu $\pm$ Om	Yönlendirilmiş fosil kavkaları
TTB-503	Karbonatlı silttaşı(arkoz)	Ku+Fel+Ka $\pm$ Bi $\pm$ Mu $\pm$ Kl $\pm$ Om	Otijenik kloritler
TTB-504	Litobiyosparit	Ka+Ku+Fel+Bi $\pm$ Mu $\pm$ Kl $\pm$ Om	
TTB-506	Mikali subarkoz	Ku $\pm$ Fel $\pm$ Bi $\pm$ Kl $\pm$ Mu $\pm$ Zr $\pm$ Ap $\pm$ Tu $\pm$ Om	
TTB-508	Litobiyosparit	Ku+Fel $\pm$ Bi $\pm$ Mu $\pm$ Kl $\pm$ Om	Otijenik kloritler
TTB-510	Subarkoz	Ku+Fel $\pm$ Kl $\pm$ Bi $\pm$ Mu $\pm$ Zr $\pm$ Om	$\phi$ çok ince kum-kaba silt,
TTB-511	Litoklastlı biyosparit	Ka $\pm$ Ku $\pm$ Fel $\pm$ Om	
TTB-513	Karbonatlı kuvars arenit	Ku $\pm$ Fel $\pm$ Ka $\pm$ Mu $\pm$ Bi $\pm$ Zr $\pm$ Hb	Ender fosil
TTB-515	Litosparit	Ka+Ku $\pm$ Fel $\pm$ Mu $\pm$ Kl $\pm$ Bi $\pm$ Zr $\pm$ Ap $\pm$ Om	Ender fosil
TSM-818	Subarkoz	Ku $\pm$ Bi $\pm$ Mu $\pm$ Ka $\pm$ Zr $\pm$ Tu $\pm$ Om	$\phi$ ince kum
TSM-819	Biyolilit	Ka $\pm$ Ku $\pm$ Bi $\pm$ Mu $\pm$ Om	Resif ana kütlesi
TSM-821	Mikali subarkoz	Ku+Fel(Pl) $\pm$ Mu $\pm$ Bi $\pm$ Kl $\pm$ Ka $\pm$ Ap $\pm$ Om	
TSM-823	Karbonatlı subarkoz	Ku+Fel(Pl)+Ka $\pm$ Mu $\pm$ Bi $\pm$ Kl $\pm$ Ap $\pm$ Om	
TSM-824	Litobiyosparit	Ka+Ku+Fel(Pl) $\pm$ Bi $\pm$ Mu $\pm$ Kl $\pm$ Tu $\pm$ Om	
TSM-825	Kuvars arenit	Ku $\pm$ Fel(Pl,Mi) $\pm$ Bi $\pm$ Mu $\pm$ Kl $\pm$ Zr $\pm$ Ap $\pm$ Tu $\pm$ Om	
TSM-827	Subarkoz	Ku+Fel(Pl) $\pm$ Bi $\pm$ Mu $\pm$ Kl $\pm$ Hb $\pm$ Zr $\pm$ Om	$\phi$ ince kum, zirkon bol
TSM-828	Subarkoz	Ku+Fel(Pl) $\pm$ Bi $\pm$ Mu $\pm$ Kl $\pm$ Tu $\pm$ Zr $\pm$ Om	
TSM-830	Karbonatlı subarkoz	Ku+Fel(Pl,Mi)+Ka $\pm$ Bi $\pm$ Mu $\pm$ Kl $\pm$ Om	
TSM-832	Mikali subarkoz	Ku+Fel(Pl) $\pm$ Bi $\pm$ Mu $\pm$ Kl $\pm$ Om	$\phi$ ince kum, mikroyönlendirme
TSM-834	Karbonatlı subarkoz	Ku+Fel(Pl,Mi)+Ka $\pm$ Bi $\pm$ Mu $\pm$ Kl $\pm$ Om	
TSM-835	İntraklastlı biyosparit	Ka $\pm$ Ku $\pm$ Om	
TSM-837	Biyosparit	Ka $\pm$ Ku $\pm$ Mu $\pm$ Om	
TSM-838	Litosparit	Ka+Ku+Fel(Pl,Mi) $\pm$ Mu $\pm$ Om	Fe-oksitli bileşenler
TSM-839	Karbonatlı subarkoz	Ku+Fel(Pl)+Ka $\pm$ Bi $\pm$ Kl $\pm$ Zr $\pm$ Tu $\pm$ Om	Fe-oksit bağlayıcı,
TSM-841	Kuvars arenit	Ku $\pm$ Bi $\pm$ Se $\pm$ Mu $\pm$ Zr $\pm$ Tu $\pm$ Om	Serizit $\pm$ detritik muskovit

Ek çizelge A10. Ziyarettepe formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları

ÖRN. NO	KAYAÇ ADI	MİNERALOJİK BİLEŞİM	ÖZELLİKLER
TSR-349	Mikali subarkoz	Ku+Fel (Pl,Or) $\pm$ Bi $\pm$ Mu $\pm$ Zr $\pm$ Tu $\pm$ Hb $\pm$ Om	$\phi$ ince kum-kaba silt,
TSR-351	İntraklastlı biyosparit	Ka $\pm$ Ku $\pm$ Om	
TSR-352	Sparit	Ka $\pm$ Do $\pm$ Ku $\pm$ Fel(Pl) $\pm$ Zr $\pm$ Om	
TSR-353	Fosilli sparit	Ka $\pm$ Om	
TSR-354	Dolosparit	Do $\pm$ Ka $\pm$ Ku $\pm$ Om	İri sparitik
TSR-355	Sparit	Ka $\pm$ Do $\pm$ Ku $\pm$ Zr $\pm$ Om	
TSR-524	İntraklastlı biyosparit	Ka $\pm$ Ku $\pm$ Fel $\pm$ Om	
TSR-526	Biyosparit	Ka $\pm$ Ku $\pm$ Fel $\pm$ Om	Mikritik intraklastlar
TSR-529	Litoklastlı fosilli intrasparit	Ka $\pm$ Ku $\pm$ Fel $\pm$ Om	Mikritik intraklastlar
TSR-530	Biyolitosparit	Ka $\pm$ Ku $\pm$ Fel $\pm$ Mu $\pm$ Kl $\pm$ Zr $\pm$ Om	
TSR-531	Biyolitosparit	Ka $\pm$ Ku $\pm$ Fel(Pl) $\pm$ Mu $\pm$ Kl $\pm$ Om	
TSR-534	Dolomitli fosilli sparit	Ka+Do $\pm$ Ku $\pm$ Om	
TSR-535	Mercan resifi	Ka $\pm$ Ku/Kls $\pm$ Om	Kalsedonik kuvars
TSR-539	Litodolosparit	Do $\pm$ Ka $\pm$ Ku $\pm$ Fel(Pl) $\pm$ Kl $\pm$ Om	
TSR-540	İntrasparit	Ka $\pm$ Do $\pm$ Ku $\pm$ Om	Mikritik intraklastlar
TSR-541	İntrasparit	Ka $\pm$ Do $\pm$ Ku $\pm$ Om	Mikritik intraklastlar
TSR-543	Litoklastlı intrabiyosparit	Ka+Ku $\pm$ Fel $\pm$ Om	
TSR-545	Litoklastlı intrabiyosparit	Ka+Ku $\pm$ Mu $\pm$ Zr $\pm$ Om	
TSR-547	Biyosparit	Ka $\pm$ Ku $\pm$ Om	
TSR-551	Mikrosparit	Ka $\pm$ Do $\pm$ Ku $\pm$ Om	Kesişen kalsit damarları
TSR-552	Dolosparit	Do $\pm$ Ka $\pm$ Ku $\pm$ Om	
TSR-553	Kalsitli litodolosparit	Do+Ka $\pm$ Ku $\pm$ Om	
TSR-555	Mikrosparit	Ka $\pm$ Ku $\pm$ Om	
TSR-556	Sparit	Ka $\pm$ Om	
TSR-557	Sparit	Ka $\pm$ Do $\pm$ Om	
TSR-558	Sparit	Ka+Do $\pm$ Ku/Kls $\pm$ Om	Kesişen kalsit damarları
TSR-559	Çörtlü biyosparit	Ka $\pm$ Ku/Kls $\pm$ Om	
TSR-734	Litoklastlı biyosparit	Ka $\pm$ Ku $\pm$ Om	
TSR-736	Sparit	Ka $\pm$ Do $\pm$ Ku $\pm$ Om	Mikrolaminalanma
TSR-738	İntradolosparit	Do+a $\pm$ Ku $\pm$ Om	
TSM-843	Fosilli litoklastlı mikrosparit	Ka $\pm$ Ku $\pm$ Mu $\pm$ Om	Mikrolaminalanma
TSM-845	Litoklastlı biyosparit	Ka $\pm$ Ku $\pm$ Mu $\pm$ Om	
TSM-847	Litobiyosparit	Ka $\pm$ Ku $\pm$ Fel $\pm$ Mu $\pm$ Om	
TSM-848	Fosilli litosparit	Ka $\pm$ Ku $\pm$ Mu $\pm$ Fel $\pm$ Zr $\pm$ Om	
TSM-849	Fosilli litoklastlı intrasparit	Ka $\pm$ Ku $\pm$ Mu $\pm$ Om	
TSM-852	Biyomikrosparit	Ka $\pm$ Ku $\pm$ Om	
TSM-853	Litoklastlı intraklastlı biyosp.	Ka $\pm$ Ku $\pm$ Fel(Pl) $\pm$ Mu $\pm$ Om	
TSM-854	Litobiyosparit	Ka $\pm$ Ku $\pm$ Mu $\pm$ Tu $\pm$ Om	
TTB-1080	Fosilli mikrosparit	Ka $\pm$ Ku $\pm$ Fel $\pm$ Mu $\pm$ Om	
TTB-1084	Litomikrosparit	Ka $\pm$ Ku $\pm$ Fel $\pm$ Mu $\pm$ Om	
TTB-1088	Karbonatlı subarkoz	Ka $\pm$ Ku $\pm$ Fel(Pl) $\pm$ Mu $\pm$ Kl $\pm$ Zr $\pm$ Om	
TTB-1090	Karbonatlı subarkoz	Ka $\pm$ Ku $\pm$ Fel(Pl) $\pm$ Mu $\pm$ Kl $\pm$ Zr $\pm$ Om	

Ek çizelge A11. Yiğiltepe formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları

ÖRN. NO	KAYAÇ ADI	MİNERALOJİK BİLEŞİM	ÖZELLİKLER
TSR-69	Fosilli mikrosparit	Ka $\pm$ Do $\pm$ Ku $\pm$ Om	
TSR-70	İntrabiyosparit	Ka $\pm$ Ku $\pm$ Mu $\pm$ Fel $\pm$ Om	
TSR-71	Fosilli intraklastlı sparit	Ka $\pm$ Ku $\pm$ Om	
TSR-72	Çörtlü biyointrasparit	Ka $\pm$ Ku/Kls $\pm$ Om	
TSR-73	Fosilli sparit	Ka $\pm$ Ku $\pm$ Om	
TSR-74	İntraklastlı biyomikrosparit	Ka $\pm$ Ku $\pm$ Om	
TSR-77	Fosilli sparit	Ka $\pm$ Ku $\pm$ Om	Ender intraklast
TSR-78	İntrabiyomikrosparit	Ka $\pm$ Om	

Ek çizelge A11. (devam ediyor)

TSR-79	Biyomikrit	Ka±Om	
TSR-80	Biyomikrospart	Ka±Om	
TSR-81	Biyomikrospart	Ka±Ku±Om	Yer yer spartik zonlar
TSR-82	Biyospart	Ka±Om	
TSR-83	Biyospart	Ka±Ku±Om	Mikrolaminalanma,
TSR-84	Oolitli spart	Ka±Ku±Om	Küresel oolitler
TSR-356	Biyomikrit	Ka±Om	Kalsit damarları
TSR-357	Fosilli mikrit	Ka±Do±Om	
TSR-358	Mikrospart	Ka±Do±Om	
TSR-368	Spart	Ka±Do±Om	İnce spartik doku
TSR-369	Dolospart	Do+Ka±Ku±Om	İri spartik doku
TSR-370	Dolomitik spart	Do+Ka±Ku±Om	Breşik
TSR-371	Dolomitli spart	Ka±Do±Om	İri spartik
TSR-372	Oospart	Ka±Ku±Om	Küresel ve elips oolitler
TTB-409	İntrabiyomikrospart	Ka±Om	Yaygın kalsit damarları
TTB-410	Mikrospart	Ka±Do±Ku±Om	Breşik, kalsit damarları
TTB-411	İntraklastlı dolomikrospart	Do±Ka±Ku±Om	
TTB-517	İntrabiyospart	Ka±Ku±Om	
TTB-518	Litoklastlı biyomikrospart	Ka±Ku±Fel±Mu±Om	
TTB-519	Biyospart	Ka±Ku/Kls±Om	Kalsedonik kuvars
TTB-520	İntrabiyospart	Ka±Ku±Om	
TTB-521	Biyomikrospart	Ka±Ku±Om	Sıkı istiflenmiş
TTB-522	İntrabiyospart	Ka±Ku±Om	
TTB-523	Biyomikrit	Ka±Ku±Om	Bol Mizzia sp. algleri
TSR-560	İntrabiyospart	Ka±Om	
TTB-562	Biyospart	Ka±Ku±Om	
TTB-563	Spart	Ka±Om	
TTB-564	Biyomikrit	Ka±Ku±Om	
TTB-565	Biyomikrospart	Ka±Om	İntraklast
TTB-567	Biyomikrit	Ka±Om	
TTB-568	Biyomikrospart	Ka±Do±Ku±Om	
TTB-569	Dolomitli mikrospart	Ka+Do±Ku±Om	
TTB-571	Fosilli mikrit	Ka±Om	Kalsit damarları
TTB-572	Biyomikrospart	Ka±Om	
TTB-573	Biyospart	Ka±Ku±Om	
TTB-577	Mikrospart	Ka±Ku±Om	
TTB-578	Spart	Ka±Ku±Om	İri spartik
TTB-579	Mikrospart	Ka±Ku±Om	
TTB-581	Fosilli mikrospart	Ka±Do±Om	
TTB-582	İntraklastlı biyospart	Ka±Om	
TTB-583	Biyospart	Ka±Do±Ku±Om	Seyrek istiflenmiş
TSR-739	İntraklastlı biyospart	Ka±Om	Köttü yıkanmış
TSR-740	Fosilli spart	Ka±Om	
TSM-855	Fosilli dolospart	Do+Ka±Ku±Om	Breşik, fosiller ü
TSM-856	Biyomikrospart	Ka±Mu±Om	
TSM-857	Dolospart	Do±Ka±Ku±Om	
TSM-858	Biyospart	Ka±Ku±Om	
TSM-859	Biyo-oospart	Ka±Ku±Om	Küresel ve elips oolitler
TSM-860	Biyomikrospart	Ka±Ku±Mu±Om	
TSM-861	Mikrospart	Ka±Om	Yaygın kalsit damarları
TSM-877	Litoklastlı biyospart	Ka±Ku±Fel±Mu±Om	
TSM-878	İntraklastlı spart	Ka±Om	Mikrospartik intraklast
TTB-1071	İntrabiyospart	Ka±Om	
TTB-1072	Biyomikrospart	Ka±Ku±Om	Bol org. madde ve pirit
TTB-1073	Biyomikrospart	Ka±Ku±Om	
TTB-1074	Biyomikrospart	Ka±Ku±Fel±Om	Bol organik maddeli

Ek çizelge A12. Katarası formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları

ÖRN. NO	KAYAÇ ADI	MİNERALojİK BİLEŞİM	ÖZELLİKLER
TSR-85	Dolomitli sparit	Ka+Do±Ku±Om	
TSR-86	Oosparit	Ka±Do±Ku±Om	
TSR-87	Litoklastlı sparit	Ka±Ku±Fel(Pl)±Mu±Om	Mikrolaminalanma
TSR-359	Fosilli dolomitli sparit	Ka+Do±Om	
TSR-360	Fosilli dolomitli mikrosporit	Ka+Do±Om	
TSR-361	Mikrosporit	Ka±Om	Yaygın kalsit damarları
TSR-361-1	Sparit	Ka±Do±Om	Yer yer kalsit damarları
TSR-363	Dolosparit	Do±Ka±Om	
TSR-365	Dolomitli intraklastlı sparit	Ka+Do±Om	Ender fosil
TSR-366	Fosilli mikrosporit	Ka±Ku±Om	
TTB-373	Dolomitli litosparit	Ka+Do+Ku±Fel(Pl,Or)±Bi±Mu±Kl±Om	
TTB-375	Litosparit	Ka±Do±Ku±Fel±Mu±Bi±Om	
TTB-376	Litosparit	Ka±Ku±Fel(Pl)±Mu±Kl±Om	Mikrolaminalanma
TTB-377	Oosparit	Ka±Ku±Om	Elips ve küresel oolitler
TTB-380	Fosilli mikrosporit	Ka±Ku±Om	
TTB-382	Fosilli sparit	Ka±Ku±Om	İri sparitik yamalar
TTB-384	Fosilli sparit	Ka±Ku±Om	
TTB-385	Sparit	Ka±Ku±Om	
TTB-386	Fosilli intrasparit	Ka±Ku±Om	Mikrosporitik intraklast
TTB-387	Fosilli intrasparit	Ka±Ku±Om	Mikrosporitik intraklast
TTB-389	Mikrosporit	Ka±Ku±Om	
TTB-390	İntrabiyosparit	Ka±Ku±Om	
TTB-392	Litoklastlı mikrosporit	Ka±Ku±Fel(Pl)±Bi±Mu±Kl±Om	
TTB-395	Litoklastlı biyosparit	Ka±Ku±Fel±Om	Sıkı istiflenmiş
TTB-396	Mikrosporit	Ka±Do±Ku±Om	Yer yer kalsit damarları
TTB-398	Litoklastlı biyosparit	Ka±Ku±Fel±Om	
TTB-399	Mikrosporit	Ka±Ku±Om	
TTB-400	Mikrit	Ka±Om	Kalsit damarları
TTB-412	Litobiyosparit & mikrosporit	Ka±Do±Ku±Fel(Pl)±Mu±Kl±Bi±Om	İki farklı doku
TTB-413	Fosilli mikrosporit	Ka±Ku±Om	
TTB-414	İntraklastlı mikrosporit	Ka±Ku±Om	Kalsit damarları
TTB-415	Dolomitik sparit	Do+Ka±Ku±Om	
TTB-416	İntraklastlı fosilli mikrit	Ka±Ku±Om	
TTB-417	Fosilli intrasparit	Ka±Ku±Om	Sıkı istiflenmiş
TTB-418	İntrasparit	Ka±Ku±Om	
TTB-419	Litoklastlı biyointrasparit	Ka±Ku±Kl±Mu±Om	Kalsit damarları
TTB-420	Litoklastlı sparit	Ka±Ku±Om	Kötu yıkanmış
TTB-421	Litoklastlı fosilli intrasparit	Ka±Do±Ku±Om	
TTB-422	İntraklastlı sparit	Ka±Ku±Om	
TTB-423	Dismikrit	Ka±Ku±Om	
TTB-424	Litoklastlı intraklastlı biyomikrit	Ka±Do±Ku±Om	
TTB-425	Litoklastlı intraklastlı sparit	Ka±Do±Ku±Bi±Mu±Kl±Om	
TTB-427	Litoklastlı intraklastlı biyomikrit	Ka±Ku±Om	Breşik
TTB-428	Fosilli litointrasparit	Ka±Ku±Fel(Pl)±Om	Oolit
TTB-429	Litoklastlı intrabiyosparit	Ka±Ku±Om	
TTB-431	Fosilli mikrit	Ka±Ku±Om	
TTB-432	Litobiyointrasparit	Ka±Ku±Fel±Kl±Om	Sıkı istiflenmiş
TTB-433	İntraklastlı fosilli mikrit	Ka±Ku±Om	Yaygın kalsit damarları
TTB-434	İntraklastlı fosilli mikrit	Ka±Ku±Om	Yaygın kalsit damarları
TTB-439	Fosilli mikrit	Ka±Do±Ku±Om	
TTB-441	Litoklastlı mikrosporit	Ka±Ku±Om	
TTB-444	Fosilli mikrosporit	Ka±Do±Ku±Om	
TTB-446	İntrabiyosparit	Ka±Ku±Om	
TTB-448	Fosilli mikrit	Ka±Ku±Om	Yaygın kalsit damarları
TTB-449	Fosilli intramikrosporit	Ka±Ku±Om	



Ek çizelge A12. (devam ediyor)

TTB-452	İntraklastlı sparit	Ka±Om	Yaygın kalsit damarları
TTB-742	Fosilli mikrit	Ka±Om	Yer yer sparitik yamalar
TTB-744	İntrabiyosparit	Ka±Om	Çözünme izleri
TTB-746	İntrabiyosparit	Ka±Ku±Om	
TTB-749	Dismikrit	Ka±Om	Kalsit damarları
TSM-863	Mikalı kuvars arenit	Ku±Bi±Mu±Kl±Se±Zr±Om	
TSM-864	Mikalı kuvars arenit	Ku±Bi±Mu±Kl±Ka±Hb±Zr±Om	
TSM-865	Mikrosparit	Ka±Om	
TSM-866	Dolosparit	Do±Ka±Om	
TSM-867	Biyosparit	Ka±Do±Om	
TSM-868	Dolosparit	Do±Ka±Om	İri sparitik
TSM-869	Dolosparit	Do±Ka±Om	
TSM-870	Litoklastlı biyomikrosparit	Ka±Ku±Fel±Om	
TSM-871	Litosparit	Ka+Ku+Fel±Mu±Bi±Kl±Hb±Ti±Zr±Om	
TSM-874	Sparit	Ka±Ku±Om	Kalsit damarları
TSM-877	Litoklastlı biyosparit	Ka±Ku±Fel±Mu±Om	
TSM-878	Sparit	Ka±Om	
TSM-879	Dolomitli mikrosparit	Ka±Do±Om	
TSM-880	Mikrosparit	Ka±Ku±Om	Mikrolaminalanma
TSM-883	Litoklastlı intramikrit & litoklastlı biyomikrosparit	Ka±Ku±Mu±Om	İki farklı doku
TSM-885	Mikrosparit	Ka±Ku±Om	
TSM-886	Mikrosparit-sparit	Ka±Om	
TSM-889	Karbonatlı subarkoz & litosparit	Ka±Ku±Fel(Pl)±Bi±Mu±Kl±Zr±Tu±Ti±Om	
TSM-891	Mikrosparit	Ka±Ku±Om	
TSM-893	Mikrosparit	Ka±Ku±Om	İri kalsit damarları
TSM-894	Fosilli mikrosparit	Ka±Ku±Fel±Mu±Om	Bol opak mineral
TSM-895	Mikrosparit	Ka±Ku±Om	

Ek çizelge A13. Ayvat formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları

ÖRN. NO	KAYAÇ ADI	MİNERALOJİK BİLEŞİM	ÖZELLİKLER
TSR-95	Mikrit	Ka±Ku±Om	Kalsit damarları, fosil
TSR-96	Mikrit	Ka±Om	
TSR-97	Mikrit	Ka±Om	
TSR-99	Biyointramikrosparit	Ka±Ku±Om	
TSR-100	Biyointrasparit	Ka±Om	Oolitli intraklastlar
TSR-101	Mikrit	Ka±Om	Ender fosil
TSR-102	Mikrit	Ka±Ku±Om	Ender fosil
TSR-104	Mikrit	Ka±Bi±Om	Fosil, kalsit damarları
TSR-106	Mikrit	Ka±Ku±Om	
TSR-107	İntrabiyomikrosparit	Ka±Ku±Om	Kalsit damarları
TSR-108	Mikrosparit	Ka±Ku±Om	
TTB-401	Dolomitli intrasparit	Ka+Do±Om	Breşik
TTB-402	Dolosparit	Do±Ka±Om	
TTB-403	Dolosparit	Do±Ka±Om	

Ek çizelge A14. Köroğlutepe formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları

ÖRN. NO	KAYAÇ ADI	MİN. BİLEŞİM	ÖZELLİKLER
TSR-88	Litoklastlı sparit	Ka±Ku/Kls±Fel(Pl)±Mu±Kl±Om	
TSR-89	Sparit	Ka±Ku±Om	Stylolite izleri
TSR-90	Sparit	Ka±Ku±Kl±Om	Otijenil klorit oluşumları
TSR-91	Sparit	Ka±Om	
TSR-92	Fosilli mikrit	Ka±Ku/Kls±Om	
TSR-93	Biyointrasparit	Ka±Om	
TSR-94	Fosilli mikrit	Ka±Om	Yaygın kalsit damarları,
TSR-109	Dismikrit	Ka±Om	

Ek çizelge A14. (devam ediyor)

TSR-110	Mikrit	Ka±Do±Om	Yaygın kalsit damarları
TSR-111	Mikrit	Ka±Om	İnce kalsit damarları
TSR-112	Biyointrasparit	Ka±Om	Yaygın kalsit damarları
TSR-113	Mikrit	Ka±Om	Özşekilli kalsit kristalleri
TSR-114	İntraklastlı mikrosparit	Ka±Do±Om	
TSR-115	İntrabiyomikrosparit	Ka±Om	
TSR-116	Mikrosparit	Ka±Om	
TSR-117	Mikrosparit	Ka±Om	
TSR-118	Fosilli mikrosparit	Ka±Om	Alg, ender intraklast
TSR-119	İntraklastlı oosparit	Ka±Om	
TSR-120	Oointrasparit	Ka±Om	
TSR-121	İntrasparit	Ka±Om	Ender fosil
TSR-169	Biyomikrit	Ka±Om	
TSR-171	Biyomikrosparit	Ka±Ku±Om	Ender intraklast
TSR-367	Biyosparit	Ka±Om	
TTB-404	Dolomitik intramikrosparit	Do±Ka±Ku±Om	
TTB-405	Dolosparit	Do±Ka±Om	
TTB-406	Dolosparit	Do±Ka±Om	
TTB-435	Dolomitik sparit	Do+Ka±Ku±Fel±Om	
TTB-436	Dolomitik mikrosparit	Do+Ka±Om	Breşik
TTB-437	İntrasparit	Ka±Om	
TTB-643	Mikrit	Ka±Om	Ender fosil
TTB-644	Mikrit	Ka±Om	Ender fosil
TTB-645	Biyointrasparit	Ka±Om	
TTB-646	Fosilli mikrit	Ka±Om	Yaygın kalsit damarları
TTB-647	Mikrit	Ka±Om	Yaygın kalsit damarları
TTB-648	Sparit	Ka±Om	
TTB-649	Mikrit	Ka±Om	Yaygın kalsit damarları
TTB-650	Mikrit	Ka±Om	Özşekilli kalsit kristalleri
TTB-651	Mikrosparit	Ka±Om	Ender fosil
TTB-653	Fosilli mikrit	Ka±Om	Yaygın kalsit damarları
TTB-654	İntramikrit	Ka±Do±Ku±Om	Özşekilli kalsit kristalleri
TTB-655	Dolosparit	Do±Ka±Om	
TTB-656	Dolosparit	Do±Ka±Om	
TTB-657	Dolosparit	Do±Ka±Om	
TTB-658	Dolosparit	Do±Ka±Om	
TTB-659	Fosilli mikrit	Ka±Om	Breşik, yaygın kalsit damarları
TTB-660	İntrabiyosparit	Ka±Om	Yaygın kalsit damarları
TTB-661	Biyomikrit	Ka±Om	Yaygın kalsit damarları
TTB-662	Fosilli intramikrit	Ka±Om	Yaygın kalsit damarları
TTB-663	Biyomikrit	Ka±Om	Yaygın kalsit damarları
TTB-664	Fosilli mikrit	Ka±Om	Breşik, yaygın kalsit damarları
TTB-665	Biyomikrit	Ka±Om	
TTB-667	Fosilli intrasparit	Ka±Om	
TTB-668	Biyomikrit	Ka±Om	İri kalsit damarları
TTB-669	İntrabiyosparit	Ka±Om	
TTB-670	Fosilli mikrit	Ka±Om	Yaygın kalsit damarları
TSR-750	İntrabiyosparit	Ka±Om	
TSR-751	Fosilli mikrosparit	Ka±Om	
TSR-752	Fosilli mikrit	Ka±Om	Özşekilli kalsit kristalleri
TSR-753	Mikrosparit	Ka±Do±Om	Breşik, yaygın kalsit damarları
TSM-988	Mikrit	Ka±Ku±Om	Yaygın kalsit damarları
TSM-989	Fosilli intramikrit	Ka±Om	
TSM-990	Mikrit	Ka±Om	Küçük spartitik yamalar
TSM-991	Fosilli mikrit	Ka±Om	
TSM-992	Mikrit	Ka±Om	Yaygın kalsit damarları

Ek çizelge A14. (devam ediyor)

TSM-994	Biyomikrit	Ka±Om	Makrofosil kavkuları
TSM-995	Fosilli mikrit	Ka±Om	Breşik, yaygın kalsit damarları
TSM-996	Oomikrit	Ka±Om	Oolitler çoğunlukla küresel
TSM-997	Mikrit	Ka±Om	Ender fosil
TSM-998	İntramikrit	Ka±Om	Ender fosil
TSM-999	Fosilli mikrit	Ka±Om	Özşekilli kuvars kristalleri
TSM-1000	Mikrit	Ka±Om	Ender fosil, kalsit damarları
TSM-1001	İntraklastlı biyomikrosparit	Ka±Om	
TSM-1002	Biyomikrosparit	Ka±Om	Makrofosil kavkuları
TSM-1003	Pelmikrit	Ka±Om	Çözünme
TSM-1004	Mikrosparit	Ka±Om	Yaygın kalsit damarları
TSM-1005	İntraklastlı biyomikrosparit	Ka±Om	Makrofosil kavkuları
TSM-1006	Biyomikrosparit	Ka±Om	Makrofosil kavkuları
TSM-1007	Biyomikrit	Ka±Om	Yaygın kalsit damarları
TSM-1008	Fosilli intramikrosparit	Ka±Om	
TSM-1009	Fosilli intramikrosparit	Ka±Om	Çözünme
TSM-1010	İntrabiyomikrit	Ka±Om	
TSM-1011	Fosilli intramikrit	Ka±Om	

Ek çizelge A15. Yanuktepe formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları

ÖRN. NO	KAYAÇ ADI	MİN. BİLEŞİM	ÖZELLİKLER
TSR-122	Biyomikrit	Ka±Om	Rudist kavkuları
TSR-123	Biyomikrit	Ka±Om	"
TSR-124	İntraklastlı biyomikrit	Ka±Om	"
TSR-125	Fosilli intramikrosparit	Ka±Om	"
TSR-126	İntramikrosparit	Ka±Om	"
TSR-127	İntraklastlı biyosparit	Ka±Om	"
TSM-897	İntraklastlı biyomikrosparit	Ka±Om	"
TSM-898	Fosilli mikrit	Ka±Om	"
TSM-899	İntraklastlı biyomikrosparit	Ka±Om	Alg, "
TSM-900	Biyomikrosparit	Ka±Om	"
TSM-901	Biyomikrosparit	Ka±Om	"
TSM-902	Biyomikrosparit	Ka±Om	"
TSM-903	Biyomikrit	Ka±Om	"
TSM-904	İntrabiyomikrosparit	Ka±Om	"
TSM-905	Biyosparit	Ka±Om	"
TSM-906	Biyosparit	Ka±Om	"
TSM-907	Biyomikrosparit	Ka±Om	"
TSM-913	Biyosparit	Ka±Om	"
TSM-1033	Biyosparit	Ka±Om	"
TSM-1034	Biyosparit	Ka±Om	"
TSM-1035	Biyosparit	Ka±Om	"

Ek çizelge A16. Elmaçat formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları

ÖRN. NO	KAYAÇ ADI	MİN. BİLEŞİM	ÖZELLİKLER
TSR-128	Biyomikrit	Ka±Ku/Kls±Bi±Mu±Kl±Om	Pelajikforaminiferler
TSR-129	İntrabiyomikrosparit	Ka±Ku/Kls±Bi±Kl±Om	Serpantinit parçacıkları
TSR-130	Biyomikrit	Ka±Ku±Om	Pelajik foraminiferler
TSR-131	Biyomikrosparit	Ka±Ku/Kls±Bi±Mu±Kl±Om	Volkanik kayaç parçacıkları
TSR-132	Çörtlü fosilli intrasparit	Ka+Ku/Kls±Bi±Kl±Om	Kalsedonik kuvarslar
TSR-133	Biyomikrit	Ka±Ku/Kls±Kl±Om	
TSR-135	Biyomikrit	Ka±Ku/Kls±Kl±Om	Planktonik foraminiferler
TSR-136	İntraklastlı biyosparit	Ka±Ku/Kls±Fel±Kl±Om	Serpantinit ve volkanik kp.
TSR-137	Biyomikrit	Ka±Ku/Kls±Om	Breşik neritik foraminiferler

Ek çizelge A16. (devam ediyor)

TSR-138	Biyomikrit	Ka±Ku/Kls±Mu±Kl±Bi±Om	Serpantinit parçacıkları
TSR-139	Biyomikrit	Ka±Ku/Kls±Mu±Kl±Om	Serpantinit parçacıkları
TSR-140	Çörtlü biyomikrit	Ka+Ku/Kls±Om	Breşik neritik foraminiferler kalsedonik kuvars
TSR-141	İntraklastlı biyosparit	Ka±Ku/Kls±Kl±Om	Volkanik kayaç parçacıkları
TSR-142	Biyomikrit	Ka±Ku±Fel±Mu±Kl±Om	Planktonik foraminiferler
TSR-143	İntraklastlı biyomikrosparit	Ka±Ku/Kls±Bi±Mu±Om	Serpantinit parçacıkları
TSR-144	Çörtlü biyomikrit	Ka+Ku/Kls±Kl±Om	Breşik neritik fosiller Serpantinit prç., kalsedon
TSR-146	İntraklastlı biyosparit	Ka±Ku/Kls±Fel±Bi±Mu±Om	Serpantinit parçacıkları
TSR-147	Biyomikrit	Ka±Ku±Om	Pelajik foraminiferler
TSR-148	Çörtlü biyomikrit	Ka±Ku/Kls±Bi±Kl±Om	Breşik neritik fosiller Kalsedonik kuvars
TSR-166	Biyomikrit	Ka±Ku/Kls±Bi±Kl±Om	Planktonik foraminiferler
TSR-168	Biyomikrit	Ka±Ku/Kls±Om	Planktonik foraminiferler
TSR-170	İntraklastlı biyomikrosparit	Ka±Ku/Kls±Bi±Om	Bentik + planktonik fosiller serpantinit parçacıkları

Ek çizelge A17. Güzelmköy formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları

ÖRN. NO	KAYAÇ ADI	MİN. BİLEŞİM	ÖZELLİKLER
TTB-671	Biyomikrit	Ka±Ku/Kls±Mu ±Bi±Kl±Om	Serpantinit ve volkanik kp.
TTB-673	Fosilli intraklastlı litosparit	Ka±Ku/Kls±Fel(Pl)±Bi ±Kl±Mu±Hb±Kp±Om	Serpantinit ve volkanik kp.
TTB-674	Biyomikrit	Ka±Ku±Fel(Pl)±Bi±Kl±Om	Pelajik fosiller (Globotruncana sp.)
TTB-675	İntraklastlı fosilli litosparit	Ka±Ku±Fel±Kl±Bi ±Hb±Om	Serpantinit, radyolarit ve volkanik kayaç parçacıkları
TTB-676	Biyomikrit	Ka±Ku±Bi±Kl±Kp±Om	Serpantinit ve volkanik kp.
TTB-677	Fosilli litosparit	Ka±Ku/Kls±Fel(Pl)±Hb± Mu±Bi±Kl±Pr±Kp±Om	Serpantinit, volkanik ve radyolarit parçacıkları
TTB-679	Biyomikrit	Ka±Ku±Fel±Bi±Kl±Om	Serpantinit ve volkanik kp.
TTB-680	Biyomikrit	Ka±Ku±Fel±Kl±Om	Serpantinit
TTB-681	Fosilli intrasparit	Ka±Ku/Kls±Fel±Kp±Om	Serpantinit, volkanik ve metamorfik (?) kp.
TTB-682	Litobiyomikrit	Ka±Do±Ku±Fel±Bi ±Kl±Hb±Om	Serpantinit ve volkanik kp.
TTB-689	Litoklastlı fosilli intrasparit	Ka±Ku±Fel(Pl)±Kl ±Ep±Hb±Kp±Om	Serpantinit ve volkanik kp.
TTB-690	Fosilli mikrit	Ka±Om	Yaygın kalsit damarları
TTB-691	Litoklastlı biyomikrit	Ka±Ku±Fel±Bi±Mu ±Kl±Kp±Om	Serpantinit ve volkanik kp.
TTB-693	Biyomikrit	Ka±Ku±Fel±Bi±Om	Serpantinit parçacıkları
TTB-694	Litoklastlı intrabiyosparit	Ka±Ku±Fel(Pl)±Kl ±Hb±Bi±Om	Serpantinit ve volkanik kp.
TTB-695	Biyomikrit	Ka±Ku±Fel(Pl)±Bi±Kl±Om	Serpantinit ve volkanik kp.

Ek çizelge A.18. Hocabet formasyonu kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları

ÖRN. NO	KAYAÇ ADI	MİNERALOJİK BİLEŞİM	ÖZELLİKLER
TSM-908	Biyomikrit	Ka±Ku/Kls±Bi±Kl±Mu±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-909	Biyomikrit	Ka±Ku±Kl±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-910	Çörtlü biyosparit	Ka±Ku/Kls±Bi±Om	
TSM-911	İntrabiyosparit	Ka±Ku/Kls±Om	Özşekilli kuvars kristalleri
TSM-912	İntrabiyosparit	Ka±Ku/Kls±Mu±Bi±Om	
TSM-914	Biyomikrit	Ka±Ku±Mu±Kl±Om	Serpantinit parçacıkları

Ek çizelge A18. (devam ediyor)

TSM-915	Biyomikrit	Ka±Ku±Bi±Mu±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-916	Biyomikrit	Ka±Ku±Kl±Mu±Bi±Om	
TSM-917	Biyomikrit	Ka±Ku±Kl±Om	Yaygın kalsit damarları
TSM-918	Biyomikrosparit	Ka±Ku±Mu±Kl±Bi±Om	Serpantinit ve volkanik kp.
TSM-919	Biyomikrit	Ka±Ku±Kl±Bi±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-920	Biyomikrit	Ka±Ku±Mu±Bi±Kl±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-921	Biyomikrit	Ka±Ku±Mu±Kl±Om	
TSM-922	Biyomikrit	Ka±Ku±Mu±Kl±Bi±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-923	Biyomikrit	Ka±Ku/Kls±Mu±Bi±Kl±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-924	İntrabiyosparit	Ka±Ku±Kl±Mu±Bi±Om	Serpantinit ve kuvarsit prç.
TSM-925	Çörtlü intrasparit	Ka±Ku/Kls±Bi±Mu±Hb±Kl±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-926	Biyomikrit	Ka±Ku/Kls±Om	
TSM-927	İntrabiyomikrosparit	Ka±Ku/Kls±Bi±Mu±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM- 928	Biyomikrit	Ka±Ku±Om	
TSM-929	Çörtlü intrabiyosparit	Ka±Ku/Kls±Om	
TSM-930	Fosilli çörtlü sparit	Ka±Ku/Kls±Bi±Om	
TSM-931	İntrabiyosparit	Ka±Ku±Bi±Kl±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-932	Biyomikrit	Ka±Ku±Om	
TSM-933	Çörtlü intrabiyomikrosparit	Ka±Ku/Kls±Bi±Om	
TSM-934	Biyomikrit	Ka±Ku±Om	
TSM-935	Litointrasparit	Ka±Ku/Kls±Fel±Bi±Mu±Kl±Om	Bol serpentinit parçacığı
TSM-936	Fosilli mikrit	Ka±Ku±Om	
TSM-937	Litoklastlı intrabiyosparit	Ka±Ku/Kls±Bi±Mu±Kl±Om	Bol serpentinit parçacığı
TSM-938	Fosilli mikrit	Ka±Ku±Om	
TSM-939	Litointrabiyosparit	Ka±Ku/Kls±Fel±Bi±Kl±Om	Serpantinit ve volkanik kp.
TSM-941	Fosilli mikrit	Ka±Ku±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-942	Biyomikrit	Ka±Ku/Kls±Kl±Om	
TSM-943	Litointrabiyosparit	Ka+Ku±Fel(Pl)±Kl±Om	Serpantinit ve volkanik kp.
TSM-946	Fosilli litointrasparit	Ka+Ku/Kls+Fel±Mu±Bi±Kl±Hb±Om	Serpantinit ve volk. kp
TSM-947	Çörtlü fosilli mikrosparit	Ka±Ku/Kls±Kl±Om	
TSM-949	Fosilli litointrasparit	Ka±Ku±Fel(Pl)±Kl±Bi±Mu±Om	Serpantinit, volk. met. kp.
TSM-951	İntrabiyosparit	Ka±Ku±Om	
TSM-952	Fosilli çörtlü sparit	Ka±Ku/Kls±Bi±Kl±Om	
TSM-953	Biyomikrit	Ka±Ku±Om	
TSM-954	Fosilli mikrosparit	Ka±Ku±Om	
TSM-955	İntrabiyosparit	Ka±Ku/Kls±Om	
TSM-956	Biyomikrosparit	Ka±Ku±Fel±Kl±Bi±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-957	İntralitosparit	Ka±Ku/Kls±Fel(Pl)±Mu±Bi±Kl±Om	Serp. ve volkanik kp.
TSM-958	Fosilli mikrosparit	Ka±Ku/Kls±Mu±Om	
TSM-959	Biyomikrosparit	Ka±Ku±Bi±Om	
TSM-960	Biyomikrosparit	Ka±Ku±Om	
TSM-961	Biyomikrit	Ka±Ku/Kls±Kl±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-962	Biyomikrit-mikrosparit	Ka±Ku/Kls±Kl±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-964	Biyomikrit-mikrosparit	Ka±Ku±Bi±Kl±Mu±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-966	Litoklastlı biyomikrosparit	Ka+Ku+Fel±Bi±Mu±Kl±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-967	Fosilli mikrit	Ka±Ku/Kls±Bi±Mu±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-968	Biyomikrit	Ka+Ku+Bi±Mu±Kl±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-970	Biyomikrit	Ka±Ku±Kl±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-971	Biyomikrit	Ka±Ku±Kl±Om	
TSM-972	Litoklastlı sparit	Ka+Ku±Fel(Pl)±Om	
TSM-973	İntrabiyosparit	Ka±Ku/Kls±Fel±Bi±Mu±Kl±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-974	Litoklastlı intrabiyosparit	Ka±Ku±Fel(Pl)±Bi±Mu±Kl±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-975	Biyomikrit-mikrosparit	Ka±Ku±Bi±Kl±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-976	İntrabiyosparit	Ka+Ku/Kls+Fel±Bi±Mu±Kl±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-1023	Biyomikrit	Ka±Kl±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-1024	Biyomikrit	Ka±Bi±Kl±Om	

Ek çizelge A18. (devam ediyor)

TSM-1025	Biyomikrit	Ka±Bi±Kl±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-1025-1	Biyomikrit	Ka±Mu±Kl±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-1026	İntraklastlı biyomikrosparit	Ka±Ku/Kls±Fel±Kl±Om	Serpantinit ve volkanik kp.
TSM-1027	Biyomikrit	Ka±Bi±Kl±Mu±Om	Volkanik kayaç prç.
TSM-1028	Biyomikrit	Ka±Ku/Kls±Bi±Kl±Mu±Om	Serpantinit ve volkanik kp.
TSM-1029	Biyomikrit	Ka±Ku±Mu±Kl±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-1030	Biyomikrit	Ka±Ku±Mu±Bi±Kl±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-1031	Biyomikrosparit	Ka±Ku±Bi±Mu±Kl±Om	
TSM-1032	Biyomikrit	Ka±Ku±Bi±Kl±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-1036	Biyomikrosparit	Ka±Ku±Mu±Kl±Om	Yaygın kalsit damarları
TSM-1037	Biyomikrit	Ka±Ku±Bi±Mu±Om	
TSM-1038	Biyomikrosparit	Ka±Ku±Bi±Mu±Kl±Om	Yaygın kalsit damarları
TSM-1039	Biyomikrit	Ka±Ku±Kl±Bi±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-1040	Biyomikrosparit	Ka±Ku±Kl±Bi±Mu±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-1041	Biyomikrosparit	Ka±Ku±Kl±Mu±Bi±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-1042	Biyomikrit	Ka±Ku/Kls±Mu±Kl±Bi±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-1043	Biyomikrit	Ka±Ku±Fel±Bi±Kl±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-1044	Biyomikrit	Ka±Ku±Bi±Kl±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-1045	Biyomikrit	Ka±Ku±Bi±Kl±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-1046	Litoklastlı biyomikrosparit	Ka±Ku±Fel±Bi±Kl±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-1048	Fosilli intralitosparit	Ka±Ku/Kls±Fel±Bi±Mu±Kl±Om	Serp.volk. ve met. kp.
TSM-1049	Litarenit	Ka±Ku/Kls±Fel±Kp±Kl±Om	Serp. volk. ve met. kp.
TSM-1051	Biyomikrit	Ka±Ku±Kl±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-1052	Biyomikrit	Ka±Ku±Kl±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-1053	Biyomikrit	Ka±Ku±Mu±Bi±Kl±Om	
TSM-1054	Biyomikrit	Ka±Ku±Bi±Om	
TSM-1055	Biyomikrit	Ka±Ku±Bi±Kl±Om	Serpantinit ve metamorfik k.
TSM-1056	Biyomikrit	Ka±Ku±Bi±Kl±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-1057	Biyomikrit	Ka±Ku±Mu±Bi±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-1058	Biyomikrit	Ka±Ku±Fel±Mu±Kl±Bi±Om	
TSM-1059	Biyomikrit	Ka±Ku±Fel(Pl)±Mu±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-1060	Biyomikrit	Ka±Ku±Fel(Pl)±Mu±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-1061	Biyomikrit	Ka±Ku±Om	
TSM-1062	Biyomikrit	Ka±Kl±Mu±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-1063	Biyomikrit	Ka±Ku±Bi±Kl±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-1064	Biyomikrosparit	Ka±Ku±Kl±Bi±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-1065	Biyomikrosparit	Ka±Ku±Kl±Bi±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-1066	Biyomikrosparit	Ka±Ku±Kl±Bi±Om	
TSM-1067	Biyomikrit	Ka±Ku±Kl±Bi±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-1068	Biyomikrosparit	Ka±Ku±Bi±Kl±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-1069	Biyomikrit	Ka±Ku±Kl±Om	Serpantinit parçacıkları
TSM-1070	Biyomikrit	Ka±Ku±Fel(Pl)±Kl±Om	Serpantinit parçacıkları

Ek çizelge A.19. Demiroluk formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları

ÖRN. NO	KAYAÇ ADI	MİN. BİLEŞİM	ÖZELLİKLER
TSR-149	Çörtlü biyosparit	Ka+Ku/Kls±Kl±Om	
TSR-151	İntraklastlı biyomikrosparit	Ka±Do±Ku/Kls±Kl±Fel±Om	
TSR-174	Çörtlü biyomikrit	Ka+Ku/Kls±Om	Kalsedonik kuvarslar
TSR-175	Biyomikrit	Ka±Ku/Kls±Om	Kalsedonik kuvarslar
TSR-176	Fosilli mikrit-biyomikrit	Ka±Ku/Kls±Bi±Mu±Kl±Om	Kalsedonik kuvarslar
TSR-177	Fosilli mikrosparit	Ka±Ku/Kls±Bi±Mu±Kl±Om	Serpantinit ve volkanik kp.
TSR-178	Çörtlü intrabiyosparit	Ka±Ku/Kls±Fel(Pl)±Bi±Kl±Om	
TSR-182	Fosilli kalkarenit-kalsirudit	Ka±Ku/Kls±Bi±Kl±Om	Volkanik kayaç prç.
TSR-183	İntrabiyomikrosparit	Ka±Ku/Kls±Fel(Pl)±Bi±Mu±Kl±Om	
TSR-185	Biyomikrit-mikrosparit	Ka±Ku/Kls±Fel(Pl)±Kl±Bi±Om	

Ek çizelge A19. (devam ediyor)

TSR-187	Biyomikrosparit	Ka±Ku/Kls±Om	Breşik makrofosil kavkuları
TSR-188	Biyomikrit	Ka±Ku/Kls±Bi±Mu±Kl±Om	
TSR-189	Biyomikrit	Ka±Ku/Kls±Om	Breşik bentik fosiller

Ek çizelge A.20. Kayapınar formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları

ÖRN. NO	KAYAÇ ADI	MİNERALOJİK BİLEŞİM	ÖZELLİKLER
TTB-683	İntraklastlı biyosparit	Ka±Ku±Kl±Om	Serpantinit parçacıkları
TTB-685	Litoklastlı biyomikrit	Ka±Ku/Kls±Fel±Bi±Mu±Kl±Om	Serpantinit parçacıkları,
TTB-686	Litoklastlı biyosparit	Ka±Ku/Kls±Fel(Pl)±Kl±Bi±Hb±Ep±Om	Serpantinit, radyolarit ve volkanik kayaç parçacıkları
TTB-687	İntraklastlı biyosparit	Ka±Ku±Om	
TTB-696	İntraklastlı biyomikrit	Ka±Do±Ku±Kl±Om	
TTB-698	İntraklastlı biyomikrit	Ka±Ku±Bi±Mu±Fel±Kl±Om	Serpantinit ve volkanik kp.
TTB-699	İntraklastlı biyomikrit	Ka±Ku±Kl±Om	Serpantinit parçacıkları
TTB-700	İntrabiyosparit	Ka±Ku±Om	Volkanik kayaç parçacıkları
TTB-701	İntrabiyosparit	Ka±Ku±Bi±Om	
TTB-702	İntrabiyosparit	Ka±Ku±Kl±Om	Serpantinit parçacıkları
TTB-703	İntraklastlı biyomikrosparit	Ka±Ku±Fel±Kl±Om	
TTB-704	İntraklastlı biyomikrosparit	Ka±Ku±Bi±Kl±Kp±Om	Serpantinit parçacıkları
TTB-715	Fosilli intralitosparit	Ka±Ku/Kls±Fel(Pl)±Bi±Mu±Kl±Ap±Hb±Om	Serpantinit ve volkanik kp.

Ek çizelge A21. Sümübüldağ formasyonundan alınan kayaç örneklerinin OM inceleme sonuçları

RN. NO	KAYAÇ ADI	MİN. BİLEŞİM	ÖZELLİKLER
TSR-330	Mikrosparit	Ka±Ku±Bi±Mu±Om	
TSR-331	Mikrit	Ka±Ku±Om	
TSR-332	Mikrit	Ka±Ku±Om	Ender fosil kavkısı
TSR-333	Mikrosparit	Ka±Ku±Om	
TSR-335	Fosilli mikrit	Ka+Ar±Ku±Om	
TSR-336	Mikrosparit	Ka±Ar±Ku±Om	Bol opak mineral
TSR-337	Mikrosparit	Ka±Ku±Om	
TSR-338	Mikrosparit	Ka±Ku±Bi±Mu±Om	
TSR-339	Mikrosparit	Ka±Ku±Bi±Mu±Kl±Om	
TSR-340	Mikrosparit	Ka+Do±Ku±Om	
TSR-341	Fosilli mikrit	Ka+Ar±Ku±Om	
TSR-343	Mikrit	Ka±Ku±Om	
TSR-345	Mikrosparit	Ka±Ku±Om	
TSR-346	Fosilli mikrosparit	Ka±Ku±Om	
TSR-347	Mikrit	Ka±Ku±Om	Kalsit damarları
TSR-348	Mikrosparit	Ka+Ar±Ku±Om	Ender fosil kavkuları
TTB-706	Fosilli mikrosparit	Ka±Ar±Ku±Om	
TTB-711	Fosilli mikrosparit	Ka±Ku±Om	
TSM-977	Litarenit	Ka+Ku±Fel±Kp±Om	φ Çok kaba kum, bol kayaç parçacıkları (kuvarsit, etasilttaşı, radyolarit, volkanik, çört ve kireçtaşı)



## **B-XRD-TK ve KF Çözümleme Sonuçları**



Ek çizelge B1. Emirgazi formasyonu örneklerinin XRD-TK ve KF çözümü sonuçları

Örnek No	XRD-TK					XRD-KF			
	Kalsit	Dolomit	Kuvars	Feldispat	ΣKil	I	C	C-V	C-S
TTB-600			18	13	69	70	30		
TTB-601	22		16	18	44				
TTB-602			19	9	72	80	10	10	
TTB-603	20		13	29	38	80	20		
TTB-604	60		6	12	22				
TTB-605	13		26	24	37				
TTB-606			21	14	65	80	10	10	
TTB-607	6		25	30	39				
TTB-608	9		21	13	57	85	5	10	
TTB-609	68		5	11	16	85	5		10
TTB-610	19		17	19	45	80	5		15
TTB-611	51		7	20	22				
TTB-612	14		19	24	43	65	35		
TTB-613			22	8	70	50	30	20	
TTB-614	7		61		32	10	80	10	
TTB-614-1			18	10	72	70	30		
TTB-615			18	9	73	65	25	10	
TTB-616			38	11	51				
TTB-617			30	27	43	40	55	5	
TTB-618	52		7	6	35	85	15		
TTB-619			17	7	76	70	30	±	
TTB-619-1			12	11	77	80	±	20	
TTB-620	38		10	30	22	65	35		
TTB-621	13		14	16	57				
TTB-622			21	12	67	60	40	±	
TTB-623	7		24	20	49	40	60		
TTB-624	62		7	18	13	70	30		
TTB-625			26	11	63	80	15	5	
TTB-626	51	6	7	12	24				
TTB-716	7	93							
TTB-717			20	6	74				
TTB-718	4	56	7	2	31	60	40		
TTB-719			27	5	68	40	60		
TTB-1077			28	7	65				
TTB-1078	2	64	4		30				

Ek çizelge B2. Değirmentaş formasyonu örneklerinin XRD-TK ve KF çözümü sonuçları

Örnek No	XRD-TK					XRD-KF		
	Kalsit	Dolomit	Kuvars	Feldispat	ΣKil	I	C	C-V
TTB-225	97		3					
TTB-584	3	94	3	±				
TTB-586	3		64	8	25	100		
TTB-588	53	44	3					
TTB-589	7	91	2					
TTB-591	79	21	±					
TTB-593	29	68	3					
TTB-594	100							
TTB-595	98		2					
TTB-598	100							
TTB-598-1	86		3	2	9			
TTB-598-2	70		4	2	24			
TTB-598-3	98		2					
TTB-627	34		5	56	5			
TTB-628	36		12	10	42	85	10	5
TTB-629	75		2	4	19	90	10	

Ek çizelge B2. (devam ediyor)

TTB-630	65		3	3	29	85	15	(± C-S)
TTB-631	100							
TTB-632	95	4	1					
TTB-634	17	75	3		5			
TTB-635	100		±					
TTB-636	67		7	3	23	100		
TTB-637	82		1		17			
TTB-638	96		1	3				
TTB-639	100							
TTB-640	100							
TTB-641	100							
TTB-642	100							
TTB-720	98		2					
TTB-721	98		2					
TTB-722	72		4	5	19	60	15	10 (S=15)
TTB-723	24		3	64	9			

Ek çizelge B3. Armutludere formasyonu örneklerinin XRD-TK KF çözümü sonuçları

Örnek No	XRD-TK				XRD-KF		
	Kalsit	Kuars	Feldispat	ΣKil	I	C	C-V
TTB-226		20	15	65	55	45	
TTB-227		20	13	67	50	20	20 (S=10)
TTB-228	78	4	18				
TTB-229		20	14	66			
TTB-230	3	9	19	69	60	30	10
TTB-231	76	6	18				
TTB-232	3	26	16	55			
TTB-233		24	11	65	70	20	10
TTB-234		22	11	67			
TTB-235		14	22	63	40	60	
TTB-236		47	6	47			
TTB-237		27	6	67			
TTB-238		21	12	67			
TTB-239		24	11	65	70	30	±
TTB-240		19	11	70			
TTB-241		28	14	58			
TTB-242		23	10	67			
TTB-243	(Do =17)	27	7	49			
TTB-244		19	10	71			
TTB-245		27	10	63			
TTB-246		17	9	74	40	60	
TTB-247	±	37	15	48			
TTB-248		25	12	63			
TTB-249		25	12	63	60	30	10
TTB-250		40	8	53			
TTB-251	(Do=10)	62	7	21			
TTB-252		31	29	40			
TTB-253		24	13	63	80	±	20
TTB-254	3	42	7	48			
TTB-255		24	21	55	80	10	10
TTB-256		25	12	63			
TTB-257		27	16	57			
TTB-258		10	18	72	45	55	
TTB-259		23	15	62	40	60	
TTB-262		6	7	88	70		30
TTB-724	6	18	27	49	35	65	
TTB-725	7	26	13	54			
TTB-726	6	24	19	51	30	70	

Ek çizelge B3. (devam ediyor)

TTB-727	10	28	14	48			
TTB-728	41	12	15	22			
TTB-729		21	18	61			
TTB-730	74	3	10	13			
TTB-731		21	20	59			
TTB-732	29	13	23	35			
TTB-733	75	4	8	13			
TSM-754	Tremolit + Epidot + Feldispat + Kuvars					70	(C-S=30)
TSM-755		21	8	71	50	20	30
TSM-756		19	7	74			
TSM-757		32	10	58	40	30	30
TSM-758		19	9	72	55	25	20
TSM-759	19 (Do=6)	37		38	10	90	
TSM-760		21	8	71	40	30	30
TSM-761	15	46		39	10	90	±
TSM-762		13	3	74	80		20
TSM-763	8	44		48			
TSM-764		17	7	76	70		15(C-S=15)
TSM-765		52	3	45			
TSM-766		12	7	81	80		20
TSM-767	7	21	12	60	30	40	30
TSM-1013		40	15	45	100		

Ek çizelge B4. Halıtyayla formasyonu örneklerinin XRD-TK ve KF çözümlene sonuçları

Örnek No	XRD-TK			XRD-KF		
	Kuvars	Feldispat	ΣKil	I	C	C-V
TTB-260	88	12				
TTB-261	83	17				
TTB-263	95	5				
TTB-264	8	11	81	70		30
TTB-265	74	11	15	±	100	
TTB-266	16	11	73			
TTB-267	12	12	76	70	±	30
TTB-268	83	17				
TTB-269	14	10	76	80	±	20
TTB-270	82	18				
TTB-271	19	8	73	80	±	20
TTB-272	90	10				
TTB-273	40	18	42			
TTB-274	60	11	29	30	70	±

Ek çizelge B5. Puşçutepe formasyonu örneklerinin XRD-TK ve KF çözümlene sonuçları

Örnek No	XRD-TK				XRD-KF		
	Kalsit	Kuvars	Feldispat	ΣKil	I	C	C-V
TTB-275		18	17	65	75	5	20
TTB-276	3	26	15	56			
TTB-277		17	14	69	70	5	25
TTB-278		14	8	78	70		30
TTB-279		16	11	73	50	20	30
TTB-280		16	9	75	70		30
TTB-281		90		10			
TTB-282		40		60	100	±	
TTB-283		62		38	100	±	
TTB-284		85		15			
TTB-285		34	4	62	100	±	
TSM-979	50	7	4	39			

Ek çizelge B5. (devam ediyor)

TSM-980	16	11	10	63	100	±
TSM-981	6	80		4		
TSM-982		14	10	76	100	

Ek çizelge B6. Yukarıyayla formasyonu örneklerinin XRD-TK ve KF çözümlene sonuçları

Örnek No	XRD-TK					XRD-KF			
	Kalsit	Dolomit	Kuvars	Feldispat	ΣKil	I	C	C-V	C-S
TTB-286	40	12	9	17	22				
TTB-287			27	16	57	100			
TTB-288	50	11	8	10	21				
TTB-289	8		9	11	72	85	±	15	
TTB-290			14	9	77	100			
TTB-291	67	5	8	3	17				
TTB-292	5		13	16	76	70			30
TTB-293	88		12						
TTB-294	5		14	8	73	70			30
TTB-295	55		7		38				
TTB-296	8		11	9	72	80			20
TTB-297	3		12	8	77	70			30
TTB-298	68		6	4	22				
TTB-299	16		10	10	64				
TTB-300	89		3	8					
TTB-301	8		15	12	65	70			30
TSM-771	99		1						
TSM-772	81		19						
TSM-983	59	6	9	5	21				
TSM-984	53	7	8	7	25				
TSM-985	47	7	5	5	36				
TSM-986	30	4	10	10	46	90	10		
TSM-987	66		7	6	21				
TSM-987-1	9		12	8	71	100			
TSM-987-2	63	4	8	7	18				
TSM-987-3	4		13	16	67	100	±		
TSM-987-4	53		7	5	35				
TSM-987-5	4		10	8	78	70	20	10	
TSM-987-6	45		12	7	36				
TSM-1014	43		13	11	33				
TSM-1015	6		16	10	68	100			
TSM-1016	70		4	7	19				
TSM-1017			13	10	77	95			5
TSM-1018	60		7	5	28				
TSM-1019	65		6	5	24				
TSM-1020	9		10	8	73	90		10	
TSM-1021	74		9		17				
TSM-1091	64	7	6	(Pirit)	23				

Ek çizelge B7. Aytepesi formasyonu örneklerinin XRD-TK ve KF çözümlene sonuçları

Örnek No	XRD-TK					XRD-KF				
	Kalsit	Dolomit	Kuvars	Feldispat	ΣKil	I	C	I/S	C-V	C-S
TTB-302	26		23	19	32					
TTB-303			11	8	81	85				15
TTB-304	9	5	25	18	43					
TTB-305	16		22	18	44					
TTB-306			10	10	80					
TTB-307	3		17	7	73	80				20
TTB-308	12		36	18	34					
TTB-309			21	19	60	90				10

Ek çizelge B7. (devam ediyor)

TTB-310			16	6	68	75		25	±	
TTB-311	12	7	28	20	33					
TTB-312			20	19	61					
TTB-313		26	23	30	21					
TTB-314	4		11	14	71	90		10	±	
TTB-315	32	25	16	20	7					
TTB-316	11	8	26	26	39					
TTB-317			17	21	62					
TTB-453	36	3	10	26	25	30				70
TTB-454	78		4	6	12					
TTB-456	56	4	14	10	16					
TTB-457	82	6	2	4	6					
TTB-458	95	2	1	2						
TTB-460	58	7	5	2	28	30	5			60
TSM-768	87	12	1							
TSM-769	73	6	1		20					
TSM-770	96	3	1							
TSM-773	40		60							
TSM-774	4		59	4	33					
TSM-775			16	6	78	15	60	25		
TSM-776	71		24	5	±					
TSM-777	25		50	3	22					
TSM-778	96	2	2							
TSM-779	75	2	11		12					
TSM-780	86		14							
TSM-781	41		24		35					
TSM-782	24		17	5	54	60	±	40		
TSM-783	79		21							
TSM-784	72	4	24							
TSM-785			100		±					
TSM-786	79	8	13							
TSM-787	61	6	21		12					
TSM-1022	11	89								

Ek çizelge B8. Şafaktepe formasyonu örneklerinin XRD-TK ve KF çözümlene sonuçları

Örnek No	XRD-TK				XRD-KF						
	Kalsit	Dol	Kuv	Feld.	ΣKil	I	C	C-V	C-S	I-S	S
TSR-1	100										
TSR-2	100										
TSR-3	100										
TSR-4	100										
TSR-5	100										
TSR-6	87	13									
TSR-7	( Barit + Fluorit + Kuvars )										
TSR-191	100										
TSR-192	78		±	22							
TSR-193	79		11	10							
TSR-194	100										
TSR-195	74			18	8						
TSR-196	69		9	12	12						
TSR-197	60		1	19	30	20	80				
TSR-198	91		1	8							
TSR-200-1	14		35	7	44						
TSR-200-2	33		18	20	29						
TSR-201	80		4	3	13						
TSR-202	15		14	4	67	30	20	10	40		
TSR-203	98		2								
TSR-204-1	94		3	3	±						

Ek çizelge B8. (devam ediyor)

TSR-205			20	8	72	50	40	10	
TSR-206	70	4	7	8	11	40	50		10
TSR-207	7		11	8	74	60	30	10	
TSR-208	8		12	5	75	40	50	10	
TSR-209	32		27	5	36				
TSR-210	12		2	20	66	40	30	15	15
TSR-211	28		22	16	34				
TSR-212	99		1						
TSR-213	30		20	12	38	20	50	20	10
TSR-214	93		7						
TSR-215	8		15	4	73	50	40		10
TSR-216	100								
TSR-217	5		21	7	67	60	35	5	
TSR-218	99		1		±				
TSR-219	96		4						
TSR-220	50		2	17	30	50	20		30
TSR-221	100								
TSR-222	85	15							
TSR-223	54		18		28				
TSR-224	24		12		64	70	15		15
TTB-318	93		7						
TTB-319	12	3	15	22	48	35	15		50
TTB-320	63	3	9	15	10				
TTB-321	19		8	6	67				
TTB-322	45	12	5	4	34				
TTB-323	62		2		36	80			20
TTB-324	67	20	2		11				
TTB-325	4	95	1						
TTB-326	15		11	15	59	80			20
TTB-327	99		1						
TTB-328	93	6	1						
TTB-329	99		1						
TTB-461	100		±						
TTB-462	98	2							
TTB-464	42		8	9	41				
TTB-465	74		1	4	21				
TTB-467	56	3	4	7	30	30	50		20
TTB-468	55	7	3	15	20				
TTB-470	96		4						
TTB-471	7	93	±						
TTB-473	2	98							
TTB-474	4	96							
TTB-475	1	99							
TTB-478	10	90							
TTB-479	28	72	±						
TTB-480	2	98							
TTB-481	2	98							
TTB-482	7	93							
TTB-484	92	7	1						
TTB-485	88	12							
TTB-487	95	2	3						
TTB-488	100		±						
TTB-490	98		2						
TSM-788	67	33							
TSM-789	66	31	1	2					
TSM-792	48	4	14	4	20				
TSM-793	34		20	14	32	20		30	10
TSM-794	40	4	12	15	29				40
TSM-795-1	17	32	10	12	29				

Ek çizelge B8. (devam ediyor)

TSM-796	8	22	10	21	39	50	35	15			
TSM-797	74	11	5	10							
TSM-798	31	9	4	12	44	30	5		25	10	30
TSM-799	90	2			8						
TSM-800	19	4	17	15	45	35			30	15	20
TSM-801	84	10	3	3							
TSM-802	99		1								
TSM-803	32	4	9	43	12						
TSM-804	57	6	6	11	20						
TSM-806	74	11	4	11							
TSM-807	80	8	3	9	±						
TSM-808	23	9	7	16	45	25	10		30	15	20
TSM-809	30	21	8	19	22						
TSM-810	16	12	12	32	28						
TSM-812	48	14	20	18							
TSM-813	32	29	23	16							
TSM-814	57	27	7	9							
TSM-815	9	43	6		42						
TSM-816	96	3	1								
TSM-1047	43		2	21	24	10	90				
TTB-1076	28		4	10	58	60	10				30

Ek çizelge B9. Gümtüşali formasyonu örneklerinin XRD-TK ve KF çözümü sonuçları

Örnek No	XRD-TK				XRD-KF				
	Kalsit	Kuvars	Feldispat	ΣKil	I	C	K	C-V	I-S
TSR-8		25	18	57	15	10	45	15	15
TSR-9		37	21	42					
TSR-10		11	6	83					
TSR-11		10	6	84	20	10	40	10	20
TSR-12	9	57	34						
TSR-13	50	12	18	20					
TSR-14	67	8	5	20					
TSR-15		16	7	77	15	5	50	10	25
TSR-16		14	14	73					
TSR-17		44	23	33	5	10	50	30	5
TSR-18		14	6	80	15	15	50	10	10
TSR-19		10	8	82					
TSR-20		16	9	75					
TSR-21		52	23	25					
TSR-22		15	9	76	15	10	40	5	30
TSR-23		13	8	79	15	5	45	5	30
TSR-24		9	6	85	30	10	25		35
TSR-25	3	53	21	22					
TSR-26	23	32	16	29					
TSR-27	62	12	26						
TSR-28		10	7	83	20	±	20		60
TSR-29	57	12	13	18					
TSR-30		9	7	84	20	5	45		30
TSR-31		75	25	±					
TSR-32		15	5	80	10	±	60		30
TSR-33		10	7	83					
TSR-34	20	29	28	23					
TSR-35	9 (Do=7)	41	24	19					
TSR-36		12	9	79	30	±	10	5	55
TSR-37		88	12	±					
TSR-38		20	10	70	10	10	55	5	20

Ek çizelge B9. (devam ediyor)

TSR-39	8	50	18	24					
TSR-40		9	7	84	20	±	50		30
TSR-41	100								
TSR-42	4	16	6	74	15	±	55		30
TSR-43		12	9	79	15	10	60	±	15
TSR-44		46	15	39	5	5	75	10	5
TSR-45		74	12	14					
TSR-46		62	12	26					
TSR-47		52	12	36	±	10	80	10	±
TSR-48		68	32	±					
TSR-49		63	37	±					
TSR-50		92	8						
TSR-51		61	39	±					
TSR-52		51	15	34					
TSR-53		38	10	52					
TSR-54		22	8	70					
TSR-55		16	19	65	15	15	45	15	10
TSR-56		54	18	28	5	5	65	15	10
TSR-57		56	9	35	5	5	65	20	5
TSR-58		9	7	84	20	±	50	15	15
TSR-59		58	11	31					
TSR-60		89	11						
TSR-61		18	9	73	10	±	70	5	15
TSR-62		28	5	67	15	±	70		15
TSR-63		61	13	26					
TSR-64		15	10	75					
TSR-65		14	8	78	10	±	75		15
TSR-66		60	11	29					
TSR-67		53	9	38	5	15	60	15	5
TSR-68		12	14	74	10	10	70	5	5
TTB-489		20	7	73	20		50		30
TTB-491		8	4	88	20		50		30
TTB-492	23	35	4	38					
TTB-493		15	22	73	20		50	10	20
TTB-494	80	4		16					
TTB-495	23	7	5	65	40		10		50
TTB-496	98	2							
TTB-497	96 (Do=3)	1							
TTB-498		8	5	87	40	10	10		40
TTB-500		16	8	76	20	±	60		20
TTB-501	57	18	9	16					
TTB-502		10	5	85	15		70		15
TTB-503	5	37	11	47					
TTB-504	71	8		21					
TTB-505	6	15	4	75	25		50		25
TTB-506	4	57	10	29	10	10	60	10	10
TTB-507		11	4	85	10		70		20
TTB-508	57	17		26					
TTB-509		11	5	84	15	10	55		20
TTB-510	3	49	15	33	10	5	60	20	5
TTB-511	77	3		20					
TTB-512		10	5	85	70				30
TTB-513	17	56		27					
TTB-514		21		79	40	10	20		30
TTB-515	68	20		12					
TTB-516		21	6	73	30	±	40		30
TSM-817		11	5	84	10	±	70		20
TSM-818	2	64	12	22					



Ek çizelge B9. (devam ediyor)

TSM-819	95	5							
TSM-820		11	5	84	10	±	70		20
TSM-821		55	13	32	5	±	90		5
TSM-822		18	7	75	10	±	80		10
TSM-823	11	29	35	25					
TSM-824	78(Do=11)	11		±					
TSM-826		9	7	84	10	±	80		10
TSM-827		86	14	±					
TSM-828		51	11	38					
TSM-829		10	12	78	10	±	80		10
TSM-830	49	45	6						
TSM-831		10	11	79	5	±	90		5
TSM-832		57	22	21					
TSM-833		23	18	59	10	±	80		10
TSM-834	16(Do=3)	43	14	24					
TSM-835	83	3		14					
TSM-836	53	6	5	36	30	±	40		30
TSM-837	79	2		19					
TSM-839	9	41	11	39	10	±	70	10	10
TSM-840		9	6	85	100				
TSM-841	3	56		41					
TSM-842		10	5	85	100				

Ek çizelge B10. Ziyarettepe formasyonu örneklerinin XRD-TK ve KF çözümlene sonuçları

Örnek No	XRD-TK					XRD-KF					
	Ka	Do	Jips	Kuv	Feld. ΣKil	I	C	K	I-S	S	
TSR-349				66	6	28					
TSR-350				24		76	10	±	75	15	
TSR-351	98			2							
TSR-352	89	9		2							
TSR-353	100										
TSR-354	5	95									
TSR-355	89	11									
TTB-524	99			1							
TTB-525	31	3		12	8	46	20	±	50	30	
TTB-526	99			1							
TTB-527	26			6	10	58	20	±	55	25	
TTB-528	60		12	1	2	25	20	±	60	20	
TTB-529	91	5		4							
TTB-530	92			5	3						
TTB-531	76			8	3	13					
TTB-532	56	2		7	5	31	30			70	
TTB-533	54	3	10	4	4	25	30			70	
TTB-534	45	41		2		12					
TTB-536	71	13		4		12					
TTB-537	17	49		2		32	40			60	
TTB-538	27	33	16	2	2	20	30	±	5	65	
TTB-539	9	81		7	3						
TTB-540	95	3		2							
TTB-541	98	2		±							
TTB-542	11			18	7	64	20	5	5	20	50
TTB-544	97			3							
TTB-545	85			2		13					
TTB-546	79			2		19					
TTB-548				13		87			100		
TTB-549				17		83	10		80	10	
TTB-550	3			3		94	15	±	60	25	

Ek çizelge B10. (devam ediyor)

TTB-551	97	3									
TTB-552	3	96		1							
TTB-553	20	57		14		9					
TTB-554		70	5	2		23	15	±	60	25	
TTB-556	100	±									
TTB-557	98	2									
TTB-558	97	3									
TTB-559	51			11	10	28					
TTB-734	99			1							
TTB-735				3		97			100		
TTB-736	96	4									
TTB-737				11		89			100		
TTB-738	7	93									
TSM-843	69	2		6		23					
TSM-844	38			10		52	100				
TSM-845	82			4		14					
TSM-846	57			7		36	100				
TSM-847	69			12		19					
TSM-848	89			4	7						
TSM-849	96			4							
TSM-850	52			5		43	100				
TSM-851				24		76	100				
TSM-852	96			4							
TSM-853	94	2		4							
TSM-854	93			7							
TTB-1079	10			10	7	73	70	±	10	10	10
TTB-1080	66			8	6	20					
TTB-1081	15			7	5	73	60	±	15	25	
TTB-1082	30			12	7	51	100				
TTB-1083	3			9	9	79	60	10	±	30	
TTB-1084	27			14	9	50					
TTB-1085	2			12	12	74	90	10	±		
TTB-1086	9			10	7	74	95	5	±		
TTB-1087				10	8	82	90	10	±		
TTB-1088	12			25	38	35					
TTB-1089	13			10	5	72	90	10	±		
TTB-1090	41			5	15	39					
TTB-1090-1				14	15	71	90	10	±		

Ek çizelge B11. Yiğiltepe formasyonu örneklerinin XRD-TK veKF çözümü sonuçları

Örnek No	XRD-TK				XRD-KF			
	Kalsit	Dolomit	Kuvars	ΣKil	I	C	K	I-S
TSR-69	76	22	2					
TSR-70	99		1					
TSR-71	99		1					
TSR-72	96		4					
TSR-73	99		1					
TSR-74	100		±					
TSR-75	17		83					
TSR-76	71		3	26	20	±	10	70
TSR-77	99		1					
TSR-78	100							
TSR-79	100							
TSR-80	100							
TSR-81	97		3					
TSR-82	100							
TSR-83	100		±					
TSR-84	100		±					

Ek çizelge B11. (devam ediyor)

TSR-356	100							
TSR-357	93	7						
TSR-358	96	4						
TTB-368	91	5	4					
TTB-370	22	78	±					
TTB-372	100		±					
TTB-373	60	13	10(Fel=6)	11				
TTB-374	45	29	5	21	45	±	5	50
TTB-375	66	4	7	23	40	±	5	55
TTB-409	100							
TTB-410	93	6	1					
TTB-411	2	97	1					
TTB-517	99		1					
TTB-518	98		2					
TTB-520	99		1					
TTB-521	97		3					
TTB-523	100		±					
TTB-560	100							
TTB-561	69		1	30	35	±	5	60
TTB-562	99		1	±				
TTB-564	99		1					
TTB-565	100							
TTB-566	52	±		48	30			70
TTB-567	98	2						
TTB-569	52	31	3	14				
TTB-570	63		2	35	30			70
TTB-571	100							
TTB-573	99		±					
TTB-574	38		2(Fel=5)	55	15	±	15	70
TTB-575	36	2	3	59				
TTB-576	50	2(Jips=5)	2	41	20	±	10	70
TTB-577	95	4	1					
TTB-578	99		1					
TTB-579	95		5					
TTB-580	10	80	1	9	60	±	5	35
TTB-582	100							
TTB-583	97	2	1					
TSM-855	15	84	1					
TSM-856	98	1	1					
TSM-857	7	92	1					
TSM-858	98	1	1					
TSM-859	99		1					
TSM-860	95	4	1					
TSM-861	99		1					
TSM-878	98		2					
TTB-1071	93		2	5				
TTB-1072	67		3(Fel=3)	27				
TTB-1073	84		2(Fel=7)	7				
TTB-1074	53		3	44				
TTB-1075	67		2	31	90			10
TTB-1075-1	65		3	32	85			15
TTB-1075-2	59		3	38	90			10



Ek çizelge B12. (devam ediyor)

TTB-430	60		4		36	40	30	±	30
TTB-431	78		7		15				
TTB-432	97		3						
TTB-433	99		1						
TTB-434	100		±						
TTB-438	70		2		28	30	10	±	60
TTB-439	90	8	2						
TTB-440	34		4		62	30	10	±	60
TTB-441	68		6		26				
TTB-442	63		8		29	35	15	±	50
TTB-443	57		2		41	35	15	±	50
TTB-444	57	33	1		9				
TTB-445	70		1		29	30	10	±	60
TTB-446	84		1		15	30	5	±	65
TTB-447	71		1		28				
TTB-448	98		2						
TTB-450	56		5		39	30	15	±	55
TTB-451	67		1		32	30	10	±	60
TTB-452	100								
TSR-741	57				43	50	10	±	40
TSR-742	79				21				
TSR-743	57		1		42				
TSR-744	75				25	40	10	±	50
TSR-745	53		1		46	50	10	±	40
TSR-746	99		1						
TSR-747	22				78	40	30	±	30
TSR-748	55				45	60	15	±	25
TSR-749	99		1						
TSM-862			36		64	80			20
TSM-863			47		53				
TSM-864	2		65		33				
TSM-865	98	1	1						
TSM-866	6	94							
TSM-868	4	95							
TSM-870	88		6	6					
TSM-871	51		15	14	20				
TSM-872	47		7	4	42	80		5	15
TSM-873	47		7	5	41	80		5	15
TSM-874	98		2						
TSM-875	19		9	5	67	85		15	±
TSM-876	50		5	4	41	70		30	
TSM-879	56	12	4		28				
TSM-881	23		22	9	46	90		±	10
TSM-882	11		14	4	71	85		±	15
TSM-883	42		11	3	44				
TSM-884	24		10	4	62	80		10	10
TSM-885	66	4	5	3	22				
TSM-886	54		6		40				
TSM-887	48		6	4	42				
TSM-888	32		9	4	55	100			
TSM-889	52		27	7	14				
TSM-890	36		9	4	51	85		±	15
TSM-891	60		4	4	32				
TSM-892	19		9	7	65	100			±
TSM-893	76		6		18				
TSM-894	98		2						
TSM-895	59		6	3	32	85			15
TSM-896			17	5	78	90			10

Ek çizelge B13. Ayvat formasyonu örneklerinin XRD-TK ve KF çözünleme sonuçları

Örnek No	XRD-TK			XRD-KF			
	Kalsit	Dolomit	Kuvars	$\Sigma$ Kil	I	K	I-S
TSR-95	99		1				
TSR-96	100						
TSR-97	100						
TSR-98	75		2	23	35	30	35
TSR-99	99		1				
TSR-100	100						
TSR-101	100		±				
TSR-102	99		1				
TSR-103					35	35	30
TSR-104	98		2				
TSR-105	73		3	24	30	35	35
TSR-106	64		2	34			
TSR-107	99		1				
TSR-108	99		1				
TTB-401	81	19					
TTB-402	5	95					
TTB-403	2	98					

Ek çizelge B14. Köroğlutepe formasyonu örneklerinin XRD-TK ve KF çözünleme sonuçları

Örnek No	Kalsit	Dolomit	Kuvars	Örnek No	Kalsit	Dolomit	Kuvars
TSR-88	96		4	TTB-650	100		
TSR-89	100	±		TTB-651	95	4	1
TSR-90	97		3	TTB-653	99		1
TSR-91	100			TTB-654	98	1	1
TSR-92	100	±		TTB-656	7	92	1
TSR-93	100			TTB-657	4	96	
TSR-94	100			TTB-659	99		1
TSR-109	100			TTB-660	97	2	1
TSR-110	93	7	(I=60,I-S=10,C/K=30)	TTB-663	100		
TSR-111	100	(I=60,I-S=30,C/K=10)		TTB-664	100	(I=60,I-S=30,C/K=10)	
TSR-112	100			TTB-665	100		
TSR-113	100			TTB-668	100		
TSR-114	97	3		TTB-670	100	(I=70,I-S=30,±C/K)	
TSR-115	100			TTB-750	100		
TSR-116	100			TTB-751	100		
TSR-117	100			TTB-752	99		1
TSR-118	100			TTB-753	93	7	
TSR-119	100			TSM-988	96	(I=60) 3(C/K=40)	1
TSR-120	100			TSM-989	100		±
TSR-121	100			TSM-990	99	1	
TSR-169	100			TSM-992	100		
TSR-171	100			TSM-993	100		±
TSR-367	100			TSM-994	99		1
TTB-404	34	66	±	TSM-997	99		1
TTB-405	2	98		TSM-998	100		
TTB-406	1	99		TSM-999		(I=100)	
TTB-435	12	88		TSM-1000	100		
TTB-436	12	88		TSM-1001	100		
TTB-437	100			TSM-1002	100		
TTB-643	100			TSM-1004	100		
TTB-644	100			TSM-1005	100		
TTB-646	99		1	TSM-1008	100		
TTB-647	100			TSM-1009	100		

Ek çizelge B15. Yanıktepe formasyonu örneklerinin XRD-TK ve KF çözümü sonuçları

Örnek No	Kalsit	Kuvars	Örnek No	Kalsit	Kuvars
TSR-122	100	(I=40,I-S=30,C/K=30)	TSM-900	100	
TSR-123	100		TSM-901	100	
TSR-124	100		TSM-903	100	
TSR-125	100		TSM-904	100	±
TSR-126	100		TSM-906	100	
TSR-127	100		TSM-907	99	1
TSM-897	100		TSM-913	100	±
TSM-898	100	± (I=80,I-S=20)	TSM-1033	100	
TSM-899	100	±	TSM-1035	100	

Ek çizelge B16. Elmaçat formasyonu örneklerinin XRD-TK ve KF çözümü sonuçları

Örnek No	XRD-TK				XRD-KF		
	Kalsit	Kuvars	Feldispat	ΣKil	S	Pl	C/Srp
TSR-128	89	1	10	±	85	15	±
TSR-129	100	±					
TSR-130	98	2					
TSR-131	97	3					
TSR-132	97	3					
TSR-133					80	15	5
TSR-134	13	87					
TSR-135	100	±					
TSR-136	95	1	4				
TSR-137	99	1					
TSR-138	99	1					
TSR-139	98	2					
TSR-140	69	31					
TSR-141	100						
TSR-142	94	1	5	±	90	10	
TSR-143	99	1					
TSR-144	97	3					
TSR-145	98	2					
TSR-146	95	1	4				
TSR-147	99	1					
TSR-148	95	5					
TSR-165	49	3	6	42	90	10	±
TSR-166	97	3					
TSR-167	62	2		36	90	10	
TSR-168	99	1					
TSR-172	77	1	2	20	85	10	5
TSR-173	71	5		24			

Ek çizelge B17. Güzelimköy formasyonu örneklerinin XRD-TK ve XRD-KF sonuçları

Örnek No	XRD-TK				XRD-KF		
	Kalsit	Kuvars	Feldispat	ΣKil	S	Pl	C/Srp
TTB-671	97	3					
TTB-672	66	2	5	27	80	10	10
TTB-673	57	4	12	27			
TTB-674	79	2	3	16			
TTB-675	72	2	6	20			
TTB-676	73	2	4	21			
TTB-677	62	5	12	21	90	(±Talk)	10
TTB-678	65	2	6	27	95		5
TTB-679	77	2		21			
TTB-680	99	1					

Ek çizelge B17. (devam ediyor)

TTB-681	99	1					
TTB-682	71 (Do=2)	2	5	20	50	40	10
TTB-688	58	3	5	34	90	5	5
TTB-689	94	2	4				
TTB-690	99	1					
TTB-691	93	2	5				
TTB-692	55	1	10	34	75	20	5
TTB-693	99	1					
TTB-694	80 (Do=2)	1		17			
TTB-695	75	2	5	18	80	10	10

Ek çizelge B18. Kayapınar formasyonu örneklerinin XRD-TK ve KF çözünleme sonuçları

Örnek No	XRD-TK				XRD-KF		
	Kalsit	Kuvars	Feldispat	ΣKil	S	Pl	C/Srp
TTB-683	99		1				
TTB-684	61	2	4	33	70	25	5
TTB-685	73	1	7	19			
TTB-686	99	1					
TTB-687	84	2	14				
TTB-696	78 (Do=4)	1	2	15			
TTB-697	60	1	4	35	80	15	5
TTB-698	99	1					
TTB-699	100						
TTB-700	99	1					
TTB-701	99	1					
TTB-702	99	1					
TTB-703	99	1					
TTB-704	82	2	2	14			
TTB-705	65	1	3	31	55	40	5
TTB-712	54	2	5	39	85	15	±
TTB-713	72	2	4	22			
TTB-714	51	1	6	42	75	25	±
TTB-715	28	1	59	12			

Ek çizelge B19. Hocabet formasyonu örneklerinin XRD-TK ve KF çözünleme sonuçları

Örnek No	XRD-TK				XRD-KF					
	Kalsit	Dol.	Kuvars	Feld.	ΣKil	I	C/Srp.	I-S	S-C	S
TSM-908	90		2		8	100				
TSM-910	88		12							
TSM-911	99		1							
TSM-914	96		4							
TSM-915	88		4		8					
TSM-916	86		4		10	35	30	25		10
TSM-918	81		5		14	40	50	10		±
TSM-919	66		5		29					
TSM-920	75		8		17					
TSM-921	63		8		29	30	35	15		20
TSM-922	91		9							
TSM-923	79		4		17					
TSM-924	96	1	3							
TSM-926	72		9		19					
TSM-927	80		4		16		20			80
TSM-928	98		2							
TSM-930	65		35							
TSM-931	83		4		13					
TSM-932	96		4							
TSM-934	82		11		7					



Ek çizelge B19. (devam ediyor)

TSM-935	66		5		29	5	5			90
TSM-937	85		5		10					
TSM-938	97		3							
TSM-939						5	30			65
TSM-940	56		10		34	5	10	±		85
TSM-942	94		6							
TSM-943	87		3	2	8					
TSM-944	71		2		27	10			10	80
TSM-945	54		4	3	39	5	5			90
TSM-946	69	5	5	9	12					
TSM-948	47		9	6	38	5	10			85
TSM-949	45	6	13	8	28	10	10		80	
TSM-950	36	7	10	7	40	5	15		20	60
TSM-951	51	4	35	10						
TSM-953	83		10		7					
TSM-955	98		2							
TSM-957	63		9	6	22	5	20		20	55
TSM-959	94		6							
TSM-960	93		7							
TSM-962	67	2	16		15					
TSM-963	46		6	2	46	10		10		80
TSM-965	46		10	4	40	10	10			80
TSM-966	74		7		19					
TSM-967	82		2		6					
TSM-969	60		7		33	20	10	20		50
TSM-970	87		13							
TSM-971	68		17		15					
TSM-972	98		2							
TSM-974	77		6	4	13					
TSM-975	70		12		18					
TSM-1024	72		8		20					
TSM-1026	57		11		32					
TSM-1027						15	30	15		40
TSM-1030	71		9		20					
TSM-1036	75		5		20	80		20		
TSM-1039	73		6		21	20	5	10	20	45
TSM-1040	75		4		21	15	5	10	10	60
TSM-1042	72		5		23					
TSM-1044	75		4		21					
TSM-1046	66		4		30					
TSM-1048	49		10	9	32					
TSM-1049	45		12	7	36					
TSM-1050	63		10		27	5	10	5	15	65
TSM-1053	98		2							
TSM-1055	83		2		15					
TSM-1057	98		2							
TSM-1060	82		3		15					
TSM-1062	81		4		15					
TSM-1064	72		5		23					
TSM-1067	72		7		21					
TSM-1070	68	4	9		19					

Ek çizelge B20. Demireluluk formasyonu örneklerinin XRD-TK ve KF çözümü sonuçları

Örnek No	XRD-TK			XRD-KF		
	Kalsit	Kuvars	$\Sigma$ Kil	S	PI	C/Srp
TSR-149	95	5				
TSR-150	93	2	5	75	20	5
TSR-151	91 (Do=9)					
TSR-152	67	1	32	80	20	
TSR-173	71	5	24			
TSR-174	96	4				
TSR-175	96	4				
TSR-176	79	2	19	60	40	
TSR-177	98	2				
TSR-178	98	2				
TSR-179	76	2	22	70	30	
TSR-180	64	2	34	55	40	5
TSR-181	60	1	39	55	40	5
TSR-182	97	3				
TSR-183	87	3	10			
TSR-184	62	1	37	55	45	
TSR-185	98	2				
TSR-186	76	3	21	65	30	5
TSR-187	97	3				
TSR-188	77	2	21	90	10	(Talk)
TSR-189	99	1				

Ek çizelge B21. Sumbüldağ formasyonu örneklerinin XRD-TK ve XRD-KF çözümü sonuçları

Örnek No	XRD-TK					XRD-KF			
	Kalsit	Dol.	Arag.	Kuv.	Feld.	$\Sigma$ Kil	S	I	K/C
TSR-330	56			2		42	80	10	10
TSR-330-1	57		7		1	35			
TSR-331	71			1		28			
TSR-332	100		±			±			
TSR-333							80	10	10
TSR-334	53		17		1	29			
TSR-335	63		16	1		20			
TSR-336	74		7	1		18	60	10	30
TSR-337	70			2		28			
TSR-339	76			1		23			
TSR-340	72	11		1		16			
TSR-341	56		27	1		16			
TSR-342	63		9	1		23			
TSR-344	26	1	53	1		20	80	5	15
TSR-345	100								
TSR-346	100								
TSR-348	58		16	1		25	70	10	20
TIB-706	81		4	1		14			
TIB-707	65	(J=5)	30						
TIB-708	96			4					
TIB-710	35		4	4		57	90		10
TIB-711	100			±					
TSM-977	51			33		16			
TSM-978	86			14					

## 8. KAYNAKLAR

- Abdüsselamoğlu, Ş., 1958. Yukarı Seyhan Bölgesinde Doğu Torosların jeolojik etüdü. M.T.A. Enst. Derleme Rap. No.2668, Ankara.
- Ahn,J., Peacor,D.R., 1985. Transmission electron microscopic study of diagenetic chlorite in Gulf Coast argillaceous sediments. *Clays and Clay Minerals*, 33, 228-236.
- Ahrendt,H., Hunziker,J.C., Weber,K., 1977. Age and degree of metamorphism and time of nappe emplacement along the southern margin of the Damara orogen Namibia (SW-Africa). *Geol. Rdsch.* 67, 719-742.
- Aldahan,A.A., Morad,S., 1986. Mineralogy and chemistry of diagenetic clay minerals in Proterozoic sandstones from Sweden. *Amer. J. Sci.* 286, 29-80.
- Aldahan,A.A., Ounchanum,P., Morad,S., 1988. Chemistry of micas and chlorite in Proterozoic acid metavolcanics and associated rocks from the Hastefald area, Norberg Ore district, central Sweden. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 100, 19-34.
- Aller, R.C., 1980. Diagenetic processes near the sediment water interface of Long Island Sound Sediments, II. Fe and Mn. *Adv. Geophysics*, 22, 351-415.
- Alvarez, W., Engelder, T., and Geiser, P.A., 1978. Classification of solution cleavage in pelagic limestones. *Geology*, 6, 263-266.
- Anderson, D.H., Hawkes, 1958. Relative mobility of some common elements in weathering of some schist and granite areas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 14, 204-210.
- Anguilli, G., Boni, M., Gandin, A., Stanzione, D., 1985. Sedimentological and geochemical approach to the Lower Cambrian Gonnese Formation in the Buggerruarea (SW Sardinia). *Neues Jahrbuch Miner. Abh.* 151, 261-282.
- April, R. H., 1980. Regularly interstratified chlorite/vermiculite in contact metamorphosed red beds, Newark Group, Connecticut Valley. *Clays and Clay Minerals*, 28, 1-11.
- Árkai,P., 1983. Very low- and low-grade Alpine regional metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, NE-Hungary. *Acta Geol. Hung.* 26, 83-101.
- Árkai,P., 1991. Chlorite crystallinity : an empirical approach and correlation with illite crystallinity, coal rank and mineral facies as exemplified by Paleozoic and Mesozoic rocks of northeast Hungary. *J. Metamorphic Geol.*, 9, 723-734.
- Árkai,P., 1993. The distinction between low-T retrograde metamorphism and weathering + burial diagenesis of the gneiss and mica schist basement complex, Great Plain, Hungary : A novel use of illite "crystallinity". *N. Jb. Miner. Mh.*, 8, 337-351.
- Árkai,P., Horváth,Z.A., Tóth,M.N., 1981. Transitional very low- and low-grade regional metamorphism of the Paleozoic formations, Uppony Mountains, NE-Hungary : mineral assemblages, illite crystallinity, bo and vitrinite reflectance data. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 24, 265-294.
- Árkai,P., Tóth,M.N., 1983. Illite crystallinity : combined effects of domain size and lattice distortion. *Acta Geol. Hung.* 26, 341-358.
- Árkai,P., Vizcián,I., 1975. Transformation of clay minerals in the sedimentary rocks (in Hungarian ; Eng. summ.). *Osztályának Közleményei* 8, 373-381.
- A.S.T.M., 1972. *Inorganic Index to the Powder Diffraction File*. Joint Committee on Powder Diffraction Standard, Pennsylvania, 1432p.
- Atabey, E., 1993. Doğu Toros Karbonat Platformunda Önülke-Dağarası havza gelişimine bir örnek: Akdere Havzası, Gürün-GB Sivas (Türkiye). *Türkiye.Jeo.Bült.*, 36, 1, 51-61.
- Atwood,D.K., Fry,H.M., 1967. Strontium and manganese content of some coexisting calcites and dolomites. *Amer. Min.*, 52, 1530-1535.
- Ayhan, A., 1987/1988. Kozan-Elmadağı (Adana ili) arasının jeolojisi (Doğu Toroslar-Türkiye). *İ.Ü. Müh. Fak. Yerbilimleri Derg.*, 6,1-2, 3-56.
- Bailey,S.W., 1980a. Structures of layer silicates. In *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identifications*, eds. Brindley,G.W. and Brown,G., Min. Soc. London, 2-123.
- Bailey,S.W., 1980b. Summary of recommendations of AIPEA nomenclature committee on clay minerals. *Amer. Miner.*, 65, 1-7.
- Bailey,S.W., 1988a. X-ray diffraction identification of the polytypes of mica, serpentine, and chlorite. *Clays and Clay Minerals*, 36, 193-213.

- Bailey, S.W., 1988b. Chlorites : structures and crystal chemistry. In *Hydrous Phyllosilicates (Exclusive of Micas)*. Ed. S.W.Bailey, *Reviews in Mineralogy*, vol. 19, Mineralogical Society of America, Washington, D.C., 347-403.
- Bailey, S.W., Brindley, G.W., Johns, W.D., Martin, R.T., Ross, M., 1971. Report of clay minerals. Society Nomenclature Committee. *Clays and Clay Minerals*, 19, 132-134.
- Bailey, S.W., Brown, B.E., 1962. Chlorite polytypism : I. Regular and semirandom one-layer structures. *Amer. Mineral.* 47, 819-850.
- Bailey, S.W., Tyler, S.A., 1960. Clay minerals associated with the Lake Superior iron ores. *Econ. Geol.* 55, 150-175.
- Balashov, Yu, A., Girin, Yu, P., 1969. On the reserve of mobile rare earth elements in sedimentary rocks. *Geochem. Int.*, 7, 649-659.
- Baltatzis, E.G., Katagas, C.G., 1984. The pumpellyite-actinolite and contiguous facies in part of Phyllite-Quartzite Series, central Northern Peloponnesus, Greece. *J. Metam. Geol.*, 2, 349-363.
- Bardossy, Gy., 1959. The geochemistry of Hungarian Bauxites 1, 2, 3, 4. *Acta. Geol. Acad. Sci. Hung.*, 5, 103-155; 255-285; 6, 1-53.
- Barranechea, J.F., Rodas, M., Arche, A., 1992. Relation between graphitization of organic matter and clay mineralogy, Silurian black shales in Central Spain. *Mineralogical Magazine*, 56, 477-485.
- Bates, T.F., 1964. Geology and mineralogy of sedimentary kaolins of the southern United States. A review. *Clays Clay Minerals, Proc. Natl. Conf. Clays Clay Minerals*, 12, 177-194.
- Baykal, F., 1944. Malatya-Kayseri arasındaki Torosların jeolojik yapısı. M.T.A. Derleme Rap. No. 1701 (yayınlanmamış).
- Bishop, D.G., 1972. Progressive metamorphism from prehnite-pumpellyite to greenschist facies in the Dansey Pass area, Otago, New Zealand. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 83, 3177-3198.
- Blank, P., Seifert, W., 1976. Zur Untersuchung diagenetischer Tonmineralbildungen und deren experimentelle Modellierung. *Z. Angew. Geol.* 22, 560-564.
- Blatter, C. L., Roberson, H. E., Thompson, G.R., 1973. Regularly interstratified chlorite-dioctahedral smectite in dike-intruded shales, Montana. *Clays and Clay Minerals*, 21, 207-212.
- Blumenthal, M.M., 1941. Niğde Adana Vilayetleri dahilinde Torosların jeolojisine umumi bakış. M.T.A. Enst. Derleme Rap. No. 6, S. 49, Ankara.
- Blumenthal, M.M., 1944. Kayseri ile Malatya arasındaki Toros bölümünün Permo-Karbonifer arazisi. M.T.A. Enst. Der., No. 1/31, S. 105-118, Ankara.
- Boles, J.R., Coombs, D.S., 1975. Mineral reactions in zeolitic Triassic tuff, Hokonui Hills, New Zealand. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 86, 163-173.
- Boles, J.R., Coombs, D.S., 1977. Zeolite facies alteration of sandstones in the Southland Syncline, New Zealand. *Amer. J. Sci.* 277, 982-1012.
- Boles, J.R., Franks, S.G., 1979. Clay diagenesis in Wilcox sandstones of southwest Texas : implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. *J. Sediment. Petrol.* 49, 55-70.
- Bonijoly, M., Oberlin, M., Oberlin, A., 1982. A possible mechanism for natural graphite formation. *Int. J. Coal Geol.* 1, 283-312.
- Born, A., 1929. Über Druckschieferung im varistischen Gebirgskörper. *Fortschritte Geologie und Paleontologie*, 7, 329-427.
- Borradaile, G.J., Bayly, M.B., and Powell, C.McA. (eds), 1982. *Atlas of Deformational and Metamorphic Rock Fabrics*. Springer-Verlag, Berlin, 551pp.
- Bozkaya, Ö., 1991. Hekimhan güneyi (KB Malatya) Üst Kretae-Teriyer yaşlı edimanter itifin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, C.Ü. Fen Bil. Enst., 227 s (yayınlanmamış).
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 1991a. Hekimhan doğu ve güney kesimindeki Üst Kretase-Teriyer yaşlı sedimanter birimlerin mineralojisi ve jeokimyası. *T.J.K. Bült.*, 6, 234-252.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 1991b. An approach to Upper Cretaceous-Tertiary transition by using clay and carbonate mineralogy, Malatya-Hekimhan province, Eastern Turkey. *Proc. 7th Euroclay Conf. Dresden'91*, August 26-30, 1, 141-146.

- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 1992. Hekimhan havzası (Kuzeybatı Malatya) Üst Kretase- Tersiyer istifinin jeolojisi. TPJD Bült., Ozan Sungurlu Özel Sayısı, 4, 1, 59-80.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 1993. Hekimhan yöresi sepiyolit-paligorsit grubu kil mineralleri: mineraloji, jeokimya ve oluşum. VI. Ulusal Kil Sempozyumu, Boğaziçi Üniversitesi, İstanbul, 8-11 Eylül, Bildiriler Kitabı, 111-126.
- Boztağ, D., 1989. Alt-Orta Paleozoyik yaşlı Samatlar grubu (Karadere-Araç/Kastamonu) ve Mesozoyik örtüsünün kil mineralojisi ve vitrinit yansımaları yöntemiyle incelenmesi. IV. Ulusal Kil Sempozyumu, C.Ü.Sivas, 20-23 Eylül, Bildiriler Kitabı (Eds:D:Boztağ ve H.Yalçın), 147-173.
- Bradley, W.F., Weaver, C.E., 1956. A regularly interstratified chlorite-vermiculite clay mineral. Amer. Mineral., 41, 497-504.
- Brand, U., Veizer, J., 1980. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system 1. Trace elements. J.Sediment.Petrol., 50, 1219-1236.
- Brand, U., Veizer, J., 1981. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system-2: stable isotopes. J. Sediment. Petrol., 51, 987-997.
- Brauckmann, F.J., 1984. Hochdiagenese im Muschelkalk der Massive von Bramsche und Vlotho. Bochumer Geol. Geotech. Arb. 14.
- Brauckmann, F.J., Füchtbauer, H., 1983. Alterations of Cretaceous siltstones and sandstones near basalt contacts (Nügssuaq, Greenland). Sediment. Geol. 35, 193-213.
- Brazier, S., Robinson, D., Matthews, S.C., 1979. Studies of illite crystallinity in southwest England. Some preliminary results and their geological setting. Neues Jb. Geol. Palaont. Mh., 641-662.
- Breitschmid, A., 1982. Diagenese und schwache Metamorphose in den sedimentären Abfolgen der Zentralschweizer Alpen (Vierwaldstätter See, Urirotstock), Eclogae Geol. Helv. 75, 331-380.
- Brigatti, M.F., Poppi, L., 1984. Crystal chemistry of corrensite: a review. Clays and Clay Minerals, 32, 391-399.
- Brill, B.A., 1988. Illite crystallinity, B and Si content of K-white mica as indicators of metamorphic conditions in low-grade metamorphic rocks at Cobar, New South Wales. Aust. J. Earth. Sci., 35, 295-302.
- Brime, C., 1980. Influencia del modo de preparacion de las muestras en la relacion I(002)/I(001) de las illitas. Breviora Geol. Asturica 24, 24-28.
- Brime, C., Perez-Estaun, A., 1980. La transicion diagenesis-metamorfismo en la region del Cabo Penas. Cuadernos do Lab. Xeoloxico de Laxe 1, 85-97.
- Brindley, G.W., 1961. Chlorite minerals. in: The X-ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals. Ed: G.Brown, Mineralogical Society, London, 242-296.
- Brindley, G.W. (1980) Order-disorder clay mineral structures: in Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-ray Identification, G.W.Brindley and G.Brown, eds., Mineralogical Society, London, 125-195.
- Brindley, G.W., Brown, G., 1980. Crystal Structures of Clay Minerals and their X-Ray Identification. Min.Soc., London, 495p.
- Broilli, F., 1911-1912. Meine Vorderasienerexpedition: Geol. Und Pal. Ergebnisse-Leipzig.
- Brown, G., Brindley, G.W., 1980. X-ray diffraction procedures for clay mineral identification. In Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification, eds. Brindley, G.W. and Brown, G., Min. Soc. London, 305-360.
- Bruce, C.H., 1984. Smectite dehydration-its relation to structural development and hydrocarbon accumulation in northern Gulf of Mexico basin. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 68, 673-683.
- Burdige, D.J., Gieskes, J.M., 1983. A pore water/solid phase diagenetic model for manganese in marine sediments. Amer. J. Sci., 283, 29-47.
- Burns, S.J., Baker, P.A., 1987. A Geochemical study of dolomite in the Monterey Formation, California. J. Sedimen. Petrol., 57, 128-139.
- Caillere, S., Hénin, S., 1963. Minéralogie des Argiles. Masson et Cie, Paris, 355 p.
- Carman, M.F., 1965. Nature of chlorite in some low-grade metamorphic rocks in South Island, New Zealand. Geol. Soc. Amer., Program 1965 Ann. Meet., Kansas City, p.27.

- Carpenter, S.J., Lohmann, K.C., 1992. Sr/Mg ratios of modern marine calcite: Empirical indicators of ocean chemistry of precipitation rate. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, 1837-1849.
- Cathelineau, M., 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, 23, 471-485.
- Cathelineau, M., Nieava, D., 1985. A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres geothermal system (Mexico). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 91, 235-244.
- Chang, H. K., Mackenzie, F.T., Schoonmaker, J., 1986. Comparisons between the diagenesis of dioctahedral and trioctahedral smectite, Brazilian offshore basins. *Clays and Clay Minerals*, 34, 407-423.
- Chappel, B.W., White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pas. Geol.*, 8, 173-174.
- Cho, M., Liou, J.G., Maruyama, S., 1986. Transition from the zeolite to prehnite-pumpellyite facies in Karmutsen metabasites. Vancouver Island, British Columbia. *J. Petrol.*, 27, 467-494.
- Cole, R.D., Picard, M.D., 1975. Primary and secondary structures in oil shale and other fine-grained rocks, Green River Formation (Eocene), Utah and Co.: *Utah Geol.*, 2, 49-67.
- Collins, W.S., Beam, S.D., White, A.J.R., Chappel, B.W., 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80, 189-200.
- Cooper, A.F., 1972. Progressive metamorphism of metabasic rocks from the Haast schist group of southern New Zealand. *J. Petrol.*, 13, 457-492.
- Craig, J., Fitches, W.R., and Maltman, A.J., 1982. Chlorite-mica stacks in low-strain rocks from Central Wales. *Geological Magazine*, 119, 243-256.
- Cullers, R.L., 1988. Mineralogical and chemical changes of soil and stream sediment formed by intense weathering of the Danburg granite, Georgia, U.S.A. *Lithos*, 21, 301-314.
- Cullers, R.L., Barrett, T., Carlson, R., Robinson, B., 1987. Rare-earth element and mineralogical changes in Holocene soil and stream sediment: a case study in the West Mountains, Colorado, U.S.A. *Chem. Geol.*, 63, 275-297.
- Cullers, R.L., Basu, A., Suttner, L.J., 1988. Geochemical signature of provenance in sand-size material in soils and stream sediments near the Tobacco Root Batholith Montana, U.S.A. *Chem. Geol.*, 70, 335-348.
- Cullers, R.L., Stone, J., 1991. Chemical and mineralogical comparison of the Pennsylvanian Fountain Formation, Colorado, U.S.A. (an uplifted continental block) to sedimentary rocks from other tectonic environments. *Lithos*, 27, 115-131.
- Curtis, C.D., Hughes, C.R., Whiteman, J.A., Whittle, C.K., 1985. Compositional variations within some sedimentary chlorites and some comments on their origin. *Miner. Mag.* 49, 375-386.
- Çelik, M., 1989. Kusunlar formasyonu ve Elmadağ karışığı killilerinin mineralojik ve kimyasal bileşimi. IV. Ulusal Kil Sempozyumu, C.Ü.Sivas, 20-23 Eylül, Bildiriler Kitabı (Eds: D.Boztaş ve H.Yalçın), 135-146.
- Çelik, M., 1995. Klorit kristallik derecesinin Ankara ve Konya civarındaki Paleozoyik yaşlı killere uygulanması. *Doğa Türk Yerbilimleri Dergisi*, 2, 4-12.
- Çelik, M., Karakaya, N., Turan, A., 1991. Erken Paleozoyik yaşlı killerin mineraloji ve metamorfizma özellikleri : Konya Güney ve Güneybatısı. V. Ulusal Kil Sempozyumu, A.Ü., Eskişehir, Bildiriler Kitabı (Ed: M.Zor), 62-73.
- Dandois, Ph., 1981. Diagenèse et métamorphisme des domaines calédonien et hercynien de la vallée de la Meuse entre Charleville-Mézières et Namur (Ardennes franco-belges). *Bull. Soc. Belge Géol.* 90, 299-316.
- Dean, W.T., Monod, O., 1990. Revised stratigraphy and relationships of Lower Paleozoic rocks, eastern Taurus Mountains, south central Turkey. *Geol. Mag.* 177(4), 337-347.
- Dean, W.T., Monod, O., Perinçek, D., 1981. Correlation of Cambrian and Ordovician rocks in southeastern Turkey. *Petroleum Activities at the 100th Year (100 Yılda Petrol Faaliyeti). Türkiye Cumhuriyet Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Dergisi*, Ankara 25, 269-91 (English), 292-300 (Turkish).
- Demirkol, C., 1989. Pozantı-Karsantı-Karaisalı (Doğu Toros) arasında yer alan karbonat platformunun stratigrafisi ve jeolojik gelişimi. *M.T.A. Derg.*, 109, 33-44.

- Demirtaşlı, E., 1967, Pınarbaşı-Sarız-Mağara ilçeleri arasındaki sahanın litostratigrafi birimleri ve petrol imkanları. M.T.A. Enst. Derleme Rap. No. 4389, Ankara.
- Demirtaşlı, E., Metin, S ve Ayhan, A., 1983. Stratigraphy of the Eastern Taurus autochthon. International Symposium on the Geology of the Taurus Belt for excursion I. Field guid book, 7-16.
- Dennis, J.G., 1972. Structural Geology. The Ronald Press Company, New York, 532pp.
- DeSitter, L.U., 1954. Gravitational sliding tectonics-an essay on comparative structural geology. Amer. J. Sci., 252, 321-344.
- Dimberline, A.J., 1986. Electron microscope and microprobe analysis of chlorite-mica stacks in the Wenlock turbidites, mid Wales, UK. Geological magazine, 123, 299-306.
- Dix, G.R., Mullins, H.T., 1988. Rapid burial diagenesis of deep-water carbonates ; Exuma sound Bahamas, Geology, 16, 680-683.
- Dunoyer de Segonzac, G., 1969. Les minéraux argileux dans la diagenese-passage au métamorphisme. Mém. Serv. Carte Géol. Alsace Lorraine 29.
- Dunoyer de Segonzac, G., 1970. The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism : a review. Sedimentology, 15, 281-346.
- Dunoyer de Segonzac, G., Abbas, M., 1976. Métamorphisme des argiles dans le Rhétien des Alpes sud-occidentales. Sci. Géol. Bull. 29, 3-20.
- Dunoyer de Segonzac, G., Bernoulli, D., 1976. Diagenèse et métamorphisme des argiles dans le Rhétien Sud-alpin et Austro-alpin (Lombardie et Grisons). Bull. Soc. Géol. France 18, 1283-1293.
- Dunoyer de Segonzac, G., Ferrero, J., Kübler, B., 1968. Sur la cristallinité de l'illite dans la diagenèse et l'anchimétamorphisme. Sediment., 10, 137-143.
- Earley, J. W., Brindley, G. W., McVeagh, W. J., Vanden Heuvel, R. C., 1956. A regularly interstratified montmorillonite-chlorite. Amer. Mineral., 41, 258-267.
- Eberl, D.D., Velde, B., 1989. Beyond the Kübler index. Clay Minerals, 24, 571-577.
- Eckhardt, F.-J., 1958. Über Chlorite in Sedimenten. Geol. Jahrb., 75, 437-474.
- Eckhardt, F.-J., 1965. Ueber den Einfluss der Temperature auf den kristallographischen Ordnungsgrad von Kaolinit. Proc. Int. Clay Conf., Stockholm, 1963, 2, 137-145.
- Erkan, E., Özer, S., Sümengen, M., ve Terlemez, İ., 1978. Sarız-Şarkışla-Gemerek-Tomarza arasının temel jeolojisi. M.T.A. Rap., No. 6546 (yayınlanmamış).
- Ernst, W.G., Seki, Y., Onuki, H., Gilbert, M.C., 1970. Comparative study of low-grade metamorphism in the California Coast Ranges and the outer metamorphic belt of Japan. Geol. Soc. Amer. Mem., 124, 276pp.
- Eslinger, E.V., Savin, S.M., 1973. Mineralogy and oxygen isotope geochemistry of the hydrothermally altered rocks of the Ohaki-Broadlands, New Zealand geothermal area. Amer. J. Sci. 273, 240-267.
- Eslinger, E., Sellars, B., 1981. Evidence for the formation of illite from smectite during burial metamorphism in the Belt Supergroup, Clark Fork, Idaho. J. Sediment. Petrol. 51, 203-216.
- Eslinger, E., Highsmith, P., Albers, D., deMayo, B., 1979. Role of iron reduction in the conversion of smectite to illite in bentonites in the Disturbed Belt, Montana. Clays and Clay Minerals 27, 327-338.
- Esquevin, J., 1969. Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. Bull. Centre Rech. Pau-SNPA 3, 147-153.
- Essene, E.J., 1982. Geologic thermometry and barometry. In Characterization of Metamorphism through Mineral Equilibria, ed. Ferry, J.M. Reviews in Mineralogy 10, Mineralogical Society of America, 153-206.
- Evarts, R.C., Schiffman, P., 1983. Submarine hydrothermal metamorphism of the Del Puerto Ophiolite, California. Amer. J. Sci., 283, 289-341.
- Flanagan, F.J., 1976. Descriptions and analyses of eight new USGS rock standarts: in Twenty-eight papers present analytical data on new and previously described whole rock standarts, F.J. Flanagan, ed., USGS Professional Paper 840, 171-172.

- Fleet, A.J., 1984. Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements. In: Rare Earth Elements, P.Henderson (Ed.), Dev.in Geochem.2., Elsevier, Amsterdam, 343-373.
- Flehmig, W., 1973. Kristallinität und Infrarotspektroskopie natürlicher dioktaedrischer illite. Neues Jb. Miner. Mh. 351-361.
- Flehmig, A.E., Langheinrich, G., 1974. Beziehung zwischen tektonischer Deformation und Illit-Kristallinität, Neues Jb. Geol. Paläontol. Abh. 146, 325-326.
- Flügel, H., 1956. Güney Anadolu Permiyen, Devoniyen faunalari. M.T.A. Derg.No.46/47.
- Folk, R.L., 1968. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill's, Austin-Texas, 170 pp
- Folk, R.L., Land, L.S., 1975. Mg/Ca ratio and salinity: two controls over crystallization of dolomite. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 59, 60-68.
- Foscolos, A.E., Kodama, H., 1974. Diagenesis of clay minerals from Lower Cretaceous shales of north-eastern British Columbia. Clays and Clay Minerals 22, 319-335.
- Foscolos, A.E., Powell, T.G., Gunther, P.R., 1976. The use of clay minerals and organic geochemical indicators for evaluating the degree of diagenesis and oil generating potential of shales. Geochim. Cosmochim. Acta 40, 953-966.
- Foscolos, A.E., Stott, D.F., 1975. Degree of diagenesis, stratigraphic correlations and potential sediment sources of Lower Cretaceous shale of northeastern British Columbia. Geol. Surv. Can. Bull. 250.
- Foster, M.D., 1962. Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. US Geol. Surv. Prof. Pap., 414-A, 1-33.
- Frey, M., 1970. The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during Alpine orogenesis. Sedimentology, 15, 261-279.
- Frey, M., 1986. Very low-grade metamorphism of the Alps- An introduction. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 66, 13-27.
- Frey, M., 1987. Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. In Low Temperature Metamorphism. Ed. Frey, M., Blackie & Son, Glasgow, 9-58.
- Frey, M., Kisch, H.J., 1987. Scope of subject (very low-grade metamorphism). In Low Temperature Metamorphism. Ed. Frey, M., Blackie & Son, Glasgow, 1-8.
- Frey, M., Hunziker, J.C., Roggwiler, P., Schindler, C., 1973. Progressive neidriggradige Metamorphose glaukonitführender Horizonte in den helvetischen Alpen der Ostschweiz. Contrib. Miner. Petrol. 39, 185-218.
- Frey, M., Teichmüller, M., Teichmüller, R., Mullis, J., Künzi, B., Breitschmid, A., Gruner, U., Schwizer, B., 1980. Very low-grade metamorphism in external parts of the Central Alps: Illite crystallinity, coal rank and fluid inclusion data. Ecloga geol. Helv. 73, 173-203.
- Frey, M., Saunders, J., Schwander, H., 1988. The mineralogy and metamorphic geology of low-grade metasediments, Northern Range, Trinidad. J. Geol. Soc. London, 145, 563-575.
- Friedman, G.M., 1965. Occurrence of talc as a clay mineral in sedimentary rocks. Nature, 207, 283-284.
- Galan, E., Castillo, A., 1984. Sepiolite-palygorskite in Spanish Tertiary Basins: Genetical patterns in continental environments. in Palygorskite-Sepiolite: Occurrences, Genesis and Uses, A.Singer and E.Galan, eds., Dev.in Sediment., 37, Amsterdam, Elsevier, 87-124.
- Gavish, E., Reynolds, R.C., 1970. Structural changes and isomorphic substitution in illites from limestones of variable degrees of metamorphism. Israel J. Chem. 8, 477-485.
- Gill, W.D., Khalaf, F.I., Massoud, M.S., 1977. Clay minerals as an index of the degree of metamorphism of the carbonate and terrigenous rocks in the South Wales coalfield. Sedimentology 24, 675-691.
- Given, R.K., Wilkinson, B.H., 1987. Dolomite abundance of stratigraphic age. Constraints on rates and mechanism of Phanerozoic dolostone formation. J. Sediment. Petrol., 57, 1068-1078.
- Glass, H.D., Potter, P.E., Siever, R., 1956. Clay mineralogy of some basal Pennsylvanian sandstones, clays and shales. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 48, 56-69.



- Goldsmith, J.R., Graf, D.L., 1958a. Relation between lattice constants and composition of the Ca-Mg carbonates. *Amer. Min.*, 43, 84-101.
- Goldsmith, J.R., Graf, D.L., 1958b. Structural and compositional variations in some natural dolomites. *J. Geol.*, 66, 678-693.
- Govindaraju, K., 1989. 1989 compilation of working values and sample description for 272 geostandarts: *Geostandarts Newsletter*, 13, 1-113.
- Gray, D.R., 1977. Morphologic classification of crenulation cleavage. *Journal of Geology*, 85, 229-235.
- Gray, D.R., 1978. Cleavages in deformed psammitic rocks from southeastern Australia: their nature and origin. *Geological Society of America Bulletin*, 89, 577-590.
- Grim, R.E., 1968. *Clay Mineralogy*. McGraw-Hill, New York, 596 pp.
- Grim, R.E., Johns, W.D., 1954. Clay mineral investigation of sediments in the northern Gulf of Mexico. *Proc. Natl. Conf. Clays Clay Miner.*, 2nd-Natl. Acad.Sci.Natl.Res.Counc., Publ., 327, 81-103.
- Grim, R.E., Kulbicki, G., 1961. Montmorillonites: High temperature reactions and classifications. *Amer. Mineral.*, 46, 1329-1369.
- Gromet, L.P., Dymek, R.F., Haskin, L.A., Korotev, R.L., 1984. The "North American Shale Composite": its compilation, major and trace element characteristics. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 2469-2482.
- Gruner, U., 1976. *Geologie des Falknis-Glegghorn-Gebietes (W-Rhätikon)*. Unpubl. Liz.-Arbeit Univ. Bern.
- Guidotti, C.V., 1984. Micas in metamorphic rocks. In *Micas*, ed. Bailey, S.W., *Reviews in Mineralogy* 13, Mineralogical Society of America, 357-467.
- Guidotti, C.V., Sassi, F.P., 1976. Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists. *Neues Jb. Miner. Abh.* 127, 97-142.
- Guidotti, C.V., Sassi, F.P., 1986. Classification and correlation of metamorphic facies series by means of muscovite data from low-grade metapelites. *Neues Jb. Miner. Abh.* 153, 363-380.
- Guthrie, J.M., Houseknecht, D.W., Johns, W.D., 1986. Relationships among vitrinite reflectance, illite crystallinity, and organic geochemistry in carboniferous strata, Ouachita Mountains, Oklahoma and Arkansas. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 70(1), 26-33.
- Gündoğdu, M.N., 1982. Neojen yaşlı Bigadiç sedimanter basenin jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi. *Doktora Tezi*, H.Ü. Fen Bil. Enst., Beytepe-Ankara, 386 s (yayınlanmamış).
- Gündoğdu, M.N., 1985. Bigadiç görsel Neojen baseninde karbonat mineralleri ile simektitlerin dağılımı. II. Ulusal Kil Semp. Bildiriler. (Ed. M.N.Gündoğdu ve H.Aksoy), H.Ü. Beytepe, Ankara, 24-27 Eylül, 123-140.
- Gündoğdu, M.N., Yılmaz, O., 1983. Kil mineralojisi yöntemleri. I. Ulusal Kil Sempozyumu, Çukurova Üniversitesi, Adana, *Bildiriler Kitabı*, s.319-330.
- Güven, N., 1988. Smectites: in *Hydrous Phyllosilicates (Exclusives of Micas)*. S.W.Bailey, ed., *Mineral. Soc. Am., Rev. Mineral.*, 19, Washington, pp. 497-560.
- Hayes, J.B., 1970. Polytypism of chlorite in sedimentary rocks. *Clays and Clay Minerals* 18, 285-306.
- Heling, D., Teichmüller, M., 1974. Die Grenze Montmorillonite/Mixed Layer-Mineralen und ihre Beziehung zur Inkohlung in der Grauen Schichtenfolge des Oligozans im Oberrhein-graben. *Fortschr. Geol. Rheinld. Westf.* 24, 113-128.
- Héroux, Y., Chagnon, A., Bertrand, R., 1979. Compilation and correlation of major thermal maturation indicators. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 63, 2128-2144.
- Hesse, R., Dalton, E., 1991. Diagenetic and low-grade metamorphic terranes of Gaspé Peninsula related to the geological structure of the Taconian and Acadian orogenic belts, Quebec Appalachians. *J. Metamorphic Geol.*, 9, 775-790.
- Hey, M.H., 1954. A new review of the chlorites. *Miner. Mag.*, 30, 277-292.
- Hillier, S., Velde, B., 1991. Octahedral occupancy and the chemical composition of diagenetic (low-temperature) chlorites. *Clay Minerals*, 26, 149-168.

- Hinckley, D.N., 1963. Variability in "crystallinity" values among the kaolin deposits of the coastal plain of Georgia and South Carolina. *Clays and Clay Minerals* 11, 229-235.
- Hoepfner, R., 1956. Zur Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. *Geologische Rundschau*, 45, 247-283.
- Hoffman, J., Hower, J., 1979. Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers : application to the thrust faulted disturbed belt of Montana, USA. In *Aspects of Diagenesis*, ed. Scholle, P.A. and Schluger, P.R., Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ. 26, 55-79.
- Holeywel, R.C., and Tullis, T.E., 1975. Mineral reorientation and slaty cleavage in the Martinsburg Formation, Lehigh Gap, Pennsylvania. *Geological Society of America Bulletin*, 86, 1269-1304.
- Hosterman, J.W., Whitlow, S.I., 1983. Clay mineralogy in Devonian shales in the Appalachian basin. *US Geol. Surv. Prof. Paper* 1298.
- Hower, J., 1967. Order of mixed-layering in illite. *Clays and Clay Minerals*, Proc. of the 15th National Conf., 63-74.
- Hower, J., 1981. Shale Diagenesis. In: *Short Course in Clays and the Resource Geologist*. Ed. F.J. Longstaffe, Min. Assoc. of Canada 7, 60-80.
- Hower, J., Eslinger, E.V., Hower, M.E., Perry, E.A., 1976. Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment : I. Mineralogical and chemical evidence. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 87, 725-737.
- Hower, J., Mowatt, T.C., 1966. The mineralogy of illites and mixed-layer illite/montmorillonites. *Amer. Mineral.*, 51, 825-854.
- Hunziker, J.C., Frey, M., Clauer, N., Dallmeyer, R.D., Fredrichsen, H., Flehmig, W., Hochstrasser, K., Roggviler, P., Schwander, H., 1986. The evolution of illite to muscovite: mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92, 157-180.
- Hurley, P.M., Fairbairn, H.W., Pinson, W.H.Jr., Hower, J., 1962. Unmetamorphosed minerals in the Gunflint Formation used to test the age of the Animikie. *J. Geol.*, 70, 484-492.
- Inoue, A., 1985. Chemistry of corrensite : a trend in composition of trioctahedral chlorite/smectite during diagenesis. *Journal of College of Arts and Sciences, Achiba University*, B-18, 69-82.
- Inoue, A., 1987. Conversion of smectite to chlorite by hydrothermal and diagenetic alterations, Hokuroku Kuroko mineralization area, Northeast Japan. *Proc. of Int. Clay Conf.*, Denver. Eds. L.G.Schultz, H.van Olphen, F.A.Mumpton. The Clay Minerals Society, Bloomington, Indiana, 158-164.
- Inoue, A., Utada, M., 1991. Smectite-to-chlorite transformation in thermally metamorphosed volcanoclastic rocks in the Kamikita area, Northern Honshu, Japan. *Amer. Miner.*, 76, 628-640.
- Inoue, A., Utada, M., Nagata, H., Watanabe, T., 1984. Conversion of trioctahedral smectite to interstratified chlorite smectite in Pliocene acidic pyroclastic sediments of the Ohyu District, Akita Prefecture, Japan. *Clay Science*, 6, 103-116.
- Ireland, B.J., Curtis, C.D., Whiteman, J.A., 1983. Compositional variation within some glauconites and illites and implications for their stability and origins. *Sedimentology*, 30, 769-786.
- Işık, A., 1981. Nohutluk tepe Alt Karbonifer istifinin foraminifer biyostratigrafisi (Aladağ Bölgesi, Orta Toroslar). *TJK Bülteni*, 24, 79-84.
- Işık, A., 1983. Permiyen-Triyas geçişinin foraminifer topluluk ortak menzil zonları yardımıyla saptanmasına ilişkin bir örnek (Aladağ Bölgesi, Doğu Toroslar). *T.M.M.O.B. Jeo. Müh. Derg.*, 17, 63-68.
- Jackson, M. L., 1963. Interlayering of expansible layer silicates in soils by chemical weathering. *Clays and Clay Minerals*. 11, 29-46
- Karacan, E., Kasapoğlu, K.E., Yalçın, H., 1989. Ankara andezitlerinde kil mineralleri ve ilgili mühendislik sorunları. IV. Ulusal Kil Sempozyumu, C.Ü. Sivas, 20-23 Eylül, *Bildiriler Kitabı* (eds:D.Boztuğ ve H.Yalçın), 83-98.

- Karayığit, A.İ., 1983. Bahçeköy (Gölbaşı-Ankara) kömür havzasının jeolojisi ve kömürlerin petrografik incelemesi. Yük. Müh. Tezi, H.Ü. Fen Bil. Enst., Beytepe-Ankara, 116 s (yayınlanmamış).
- Karayığit, A.İ. ve Akdağ, Y., 1992. Karapınar (Sarız-Kayseri) kömür havzasının jeolojisi ve kömür petrografisi. Tübitak Proje Raporu No : TBAG-943/YBAG-0014, 101s.
- Karpova, G.V., 1969. Clay mineral post-sedimentary ranks in terrigenous rocks. *Sedimentology* 13, 5-20.
- Katagas, C., Tsolis-Katagas, P., Baltatzis, E., 1991. Chemical mineralogy and illite crystallinity in low grade metasediments, Zarouchla Group, Northern Peloponnesus, Greece. *Mineralogy and Petrology*, 44, 57-71.
- Kawachi, Y., 1975. Pumpellyite-actinolite and contiguous facies metamorphism in part of Upper Wakatipu district, South Island, New Zealand. *N. Z. J. Geol. Geophys.* 18, 401-441.
- Keller, W.D., 1968. Flint clay and flint-clay facies. *Clays Clay Minerals, Proc. Natl. Conf. Clays Clay Minerals* 2, 113-128.
- Kemp, A.E.S., Oliver, G.J.H., Baldwin, J.R., 1985. Low-grade metamorphism and accretion tectonics : Southern Uplands terrain, Scotland. *Mineral Mag.* 49, 335-344.
- Kinter, E.B., Diamond, S., 1956. A new method for preparation and treatment of oriented aggregate specimens of soil clays for X-ray analysis. *Soil Sci.* 81, 111-120.
- Kisch, H.J., 1974. Anthracite and meta-anthracite coal ranks associated with 'anchimetamorphism' and 'very-low-stage' metamorphism, I, II, III. *K. Ned. Akad. Wet., Amsterdam., Proc. Ser. B* 77 (2), 81-118.
- Kisch, H.J., 1980a. Incipient metamorphism of Cambro-Silurian clastic rocks from the Jamtland Supergroup, central Scandinavian Caledonides, western Sweden : illite crystallinity and 'vitrinite' reflectance. *J. Geol. Soc. London* 137, 271-288.
- Kisch, H.J., 1980b. Illite crystallinity and coal rank associated with lowest-grade metamorphism of the Taveyanne greywacke in the Helvetic zone of the Swiss Alps. *Eclogae Geol. Helv.* 73, 753-777.
- Kisch, H.J., 1981. Coal rank and illite crystallinity associated with the zeolite facies of Southland and the pumpellyite-bearing facies of Otago, southern New Zealand. *N.Z.J. Geol. Geophys.* 24, 349-360.
- Kisch, H.J., 1983. Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) in clastic rocks. In *Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks*, 2, eds. Larsen, G. and Chilingar, G.V., Elsevier, Amsterdam, 289-493 and 513-541 (Appendix B-literature published since 1976).
- Kisch, H.J., 1987. Correlation between indicators of very low-grade metamorphism. In *Low Temperature Metamorphism*. Ed. Frey, M., Blackie, Glasgow and London, 227-300.
- Kisch, H.J., 1990. Calibration of the anchizone: a critical comparison of illite "crystallinity" scales used for definition. *Journal of Metamorphic Geology*, 8, 31-46.
- Kisch, H.J., 1991. Development of slaty cleavage and degree of very-low-grade metamorphism: a review. *J. Metamorphic Geology*, 9, 735-750.
- Klages, M.G., White, J.L., 1957. A chlorite-like mineral in Indiana soils. *Proc. Soil Sci. Soc. Am.*, 21, 16-20.
- Klug, H.P., Alexander, L.E., 1974. *X-ray Diffraction Procedures*. 2nd edn., Wiley, New York.
- Koporulin, V.I., 1972. Catagenetic changes in sandy-pebbly Upper Cretaceous rocks, Penzhinsk Bay area, Kamchatka. *Lithol. Miner. Resour. (transl. from Litol. Polezn. Iskop.)*, 7(2), 231-238.
- Kossovskaya, A.G., Shutov, V.D., 1958. Zonality in the structure of terrigene deposits in platform and geosynclinal regions. *Eclogae Geol. Helv.*, 51, 656-666.
- Kossovskaya, A.G., Shutov, V.D., 1963. Facies of regional epigenesis and metagenesis (in Russian). *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol.* 1963(7), 3-18 (transl. in *Int. Geol. Rev.*, 7(1965), 1157-1167).
- Kossovskaya, A.G., Shutov, V.D., 1970. Main aspects of the epigenesis problem. *Sedimentology*, 15, 11-40.

- Kozlu,H., Fourcade,E., Günay,Y., Dercourt,J., Cros,P., Bellier,J-P. vd., 1990. Doğu Toros bölgesinde Neo-Tetsi' in konumu. Türkiye 8. Petrol Kongresi, 16-20 Nisan 1990, Bildiriler Kitabı, 387-402.
- Kralik,J., 1984. Relationship between clay mineralogy and coalification-rank in sediments of the Ostrava-Karvina Coal Basin and the Nizky Jesenik Mts. 9th Conf. Clay Mineral. Petrol., Zvolen 1982, 107-118.
- Kranidiotis,P., McLean,W.H., 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. Econ.Geol., 82, 1898-1911.
- Krinsley,D.H., Pye,K., Kearsley,A.T., 1983. Application of backscattered electron microscopy in shale petrology. Geol. Mag. 120, 109-114.
- Krumm,H., 1984. Anchimetamorphose im Anis und Ladin (Trias) der Nördlichen Kalkalpen zwischen Arlberg und Kaisergebirge-ihre Verbreitung und deren baugeschichtliche Bedeutung. Geol. Rdsch. 73, 223-257.
- Kulbicki,G., 1953a. Constitution et Genèse des Sédiments argileux sidérolithiques et lacustres du Nord de l'Aquitaine (Thesis Univ. Toulouse), Sci.Terre 4, 5-101.
- Kulbicki,G., 1953b. Sur les condition de cristallisation des minéraux kaoliniques dans le sidérolithique d'Aquitaine. Comp. Rend. 237, 194-196.
- Kulbicki,G., 1954. Phénomènes de diagenèse dans les sédiments argileux. Clay Minerals Bull. 2, 183-188.
- Kulbicki,G., Millot,G., 1963. Diagenesis of clays in sedimentary and petroliferous series. Clays Clay Minerals, Proc. Natl. Conf. Clays Clay Minerals, 329-330.
- Kulke,H., 1969. Petrographie und Diagenese des Stubensandsteins (mittlerer Keuper) aus Tiefbohrungen im Raum Memmingen (Bayern). Contrib. Mineral. Petrol., 20, 135-163.
- Kurtman, F., 1978. Gürün Bölgesinin jeolojisi ve tektonik özellikleri. M.T.A. Derg., 91, 1-12.
- Kübler,B., 1964. Les argiles, indicateurs de métamorphism. Rev. Inst. Franç. Pétrol., 19, 1093-1112.
- Kübler,B., 1967a. La cristallinité de l'illite et les zones tout a fait supérieures du métamorphisme. In Etages tectoniques. Colloque de Neuchatel 1966, A la Baconniere, Neuchatel, Suisse, 105-121.
- Kübler,B., 1967b. Anchsémamorphism et schistosité. Bull. Centre Rech. Pau-SNPA 1, 259-278.
- Kübler,B., 1968. Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. Bull. Centre Rech. Pau-SNPA 2, 385-397.
- Kübler,B., 1973. La corrensité, indicateur possible de milieux de sédimentation et du degré de transformation d'un sédiment. Bull. Centre Rech. Pau-SNPA 7, 543-556.
- Kübler,B., 1980. Les premiers stades de la diagenese organique et de diagenese minérale. Deuxieme partie : Zonégraphie par les transformations minéralogiques, comparaison avec la réflectance de la vitrinite, les extraits organiques et les gaz adsorbés. Bull. Ver. Schweiz. Petroleum-Geol. Ing. 46, (110), 1-22.
- Kübler,B., 1984. Les indicateurs des transformations physiques et chimiques dans la diagenèse, température et calorimétrie. In Thermométrie et barométrie géologiques, ed. M. Lagache, Soc. Franç. Minér. Crist., Paris, 489-596.
- Kübler,B., Martini,J., Vuagnat,M., 1974. Very low grade metamorphism in the Western Alps. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 54, 461-469.
- Kübler,B., Pittion,J.-L., Héroux,Y., Charollais,J., Weidmann,M., 1979. Sur le pouvoir réflecteur de la vitrinite dans quelques roches du Jura, de la Molasse et des Nappes préalpines, helvétiques et penniques. Eclogae Geol. Helv. 72, 347-373.
- Land, L.S., 1985. The origin of massive dolomite. J. Geol. Education, 33, 112-125.
- Landis,C.A., 1971. Graphitization of dispersed carbonaceous material in metamorphic rocks. Contrib. Mineral. Petrol. 30, 34-45.
- Lee,M., 1984. Diagenesis of the Permian Rotliegendes Sandstone , North Sea: K/Ar, O18/O16 and petrologic evidence. Ph.D. thesis, case Western Reserve Univ., Cleveland, OH.
- Leitch,E.C., 1975. Zonation of low grade regional metamorphic rocks, Nambucca Slate Belt, northeastern South Wales. J.Geol.Soc.Aust., 22, 413-422.

- Li, Y.-H., Bischoff, J., Mathieu, G., 1969. The migration of manganese in the Arctic Basin sediments. *E.P.S.L.*, 7, 265-270
- Lippmann, F., Rothfuss, H., 1980. Tonminerale in Taveyannaz-Sandsteinen. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 60, 1-29.
- Long, G., Neglia, S., 1968. Composition de l'eau interstitielle des argiles et diagenèse des minéraux argileux. *Rev. Inst. Franç. Pétrole* 23, 53-69.
- Lucas, S.B., 1984. Low-grade metamorphism in the externides of Wopmay Orogen, N.W.T. Unpubl. B.A. Thesis, Queen's Univ. Kingston, Ontario.
- Ludwig, V., 1973. Zum Uebergang eines Tonschiefers in die Metamorphose : "Griffelschiefer" im Ordovizium von NE-Bayern. *Neues Jb. Geol. Paläont. Abh.* 144, 50-103.
- Maxwell, D.T., Hower, J., 1967. High-grade diagenesis and low-grade metamorphism of illite in the Precambrian Belt Series. *Amer. Miner.* 52, 843-857.
- McLennan, S.M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. In: *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements* (Eds. B.R. Lipin and G.A. McKay), *Rev. in Min.*, 21, Min. Soc. Amer., 169-200.
- Merriman, R.J., Roberts, B., 1985. A survey of white mica crystallinity and polytypes in pelitic rocks of Snowdonia and Llyn, North Wales. *Mineral. Mag.* 49(3), 305-319.
- Metin, S., ve diğerleri, 1982. Tufanbeyli-Sarız-Saimbeyli Yöresinin jeolojisi. M.T.A. Enst. Derleme Rap. no. 7129. Ankara.
- Metin, S., 1983/1984. Doğu Toroslarda Derebaşı (Develi), Armutalan ve Gedikli (Saimbeyli) Köyleri arasının jeolojisi. *İ.Ü. Müh. Fak. Yerbilimleri Derg.*, 4, 1-2, 45-66.
- Metin, S., 1984., Doğu Toroslarda Armutalan (Saimbeyli) Dolayının Kambro-Ordovisiyen stratigrafisi ve jeolojisi. *T.J.K. Bült.*, 5, 93-106.
- Metin, S., Demirtaşlı, E., and Ayhan, A., 1984. Stratigraphy of the eastern Taurus autochthon. In *Guidebook to the excursions in eastern Taurus* /eds. O. Tekeli and M.C. Goncuoğlu, pp.7-17. Ankara.
- Metin, S., Ayhan, A., Papak, İ., 1987. Doğu Torosların batı kesiminin jeolojisi (GGD Türkiye), *M.T.A. Derg.*, 107, 1-12.
- Metin, S., Ayhan, A., Papak, İ., 1990. 1/100 000 ölçekli açın-sama nitelikli Türkiye jeoloji haritaları serisi Elbistan-İ 22 paftası. M.T.A. Jeoloji Etütleri Dairesi, 15s.
- Middleburg, J.J., Van der Weijden, C.H., Woittiez, J.R.W., 1988. Chemical processes affecting mobility of major, minor, and trace elements during weathering of granitic rocks. *Chem. Geol.*, 68, 253-273.
- Millot, G., 1970. *Geology of Clays*. (trans. W.R. Farrand and H. Paquet). Springer Verlag, New York, Berlin, 429pp.
- Milodowski, A.E., Zalasiewicz, J.A., 1991. The origin, sedimentary, diagenetic and metamorphic evolution of chlorite-mica stacks in Llandovery sediments of central Wales, UK. *Geological Magazine*, 128, 263-278.
- Mitsui, K., 1975. Diagenetic alteration of some minerals in argillaceous sediments in western Hokkaido, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.* 13, 13-65.
- Muravjew, W.I., Salyn, A.L., 1969. Epigenetische Umwandlungen der Schichtsilikate in einem Perm-Triasprofil in Mangyschlak (Kasachstan). *Proc. Int. Clay Conf.*, 1969, Tokyo, 1. Isr. Univ. Press, Jerusalem, 325-333.
- Müller, G., 1963. Zur Kenntnis di-oktaedrischer Vierschicht-Phyllosilikate (Sudoit-Reihe der Sudoit-Chlorit-Gruppe). *Int. Clay Conf.*, 1963, Stockholm, Proc., Pergamon Press, Oxford, 121-130.
- Müller, G., 1967. Sudoit ("dioktaedrischer Chlorit", "Al-Chlorit") im Cornberger Sandstein von Cornberg/Hessen. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 14, 176-189.
- Nadeau, P.H., Reynolds, R.C. Jr., 1981. Burial and contact metamorphism in the Mancos Shale. *Clays and Clay Minerals* 29, 249-259.
- Nadeau, P.H., Wilson, M.J., McHardy, W.J., Tait, J.M., 1984. Interstratified clays as fundamental particles. *Science* 225, 923-925.
- Nadeau, P.H., Wilson, M.J., McHardy, W.J., Tait, J.M., 1985. The conversion of smectite to illite during diagenesis : evidence from some illitic clays from bentonites and sandstones. *Mineral. Mag.* 49(3), 393-400.

- Newman, A.C.D., Brown, G., 1987. The chemical constitution of clays. In : Mineralogical Society, Monograph, 6, 1-128.
- Nutt, C.J., 1989. Chloritization and associated alteration at the Jabiluka unconformity-type uranium deposit, Northern Territory, Australia. *Can. Mineral.*, 27, 41-58.
- Nyk, R., 1985. Illite crystallinity in Devonian slates of the Meggen mine (Rhenish Massif). *Neues Jb. Miner. Mh.* 1985(6), 268-276.
- Okamura, M., Kitano, Y., 1986. Coprecipitation of alkali metal ions with calcium carbonate. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 49-58.
- Otlu, N., 1992. Yaylacı-Karapınar (Sarız, Kayseri) Üst Paleozoik Alt Mesozoik yaşlı tortullarının sedimantolojik ve stratigrafik özellikleri. Yüksek Lisans Tezi, C.Ü. Fen Bilimleri Enst., Sivas.
- Özer, S., Terlemez, İ., Sümengen, M., Erhan, E., 1984. Pınarbaşı (Kayseri) çevresindeki allokon birimlerin stratigrafisi ve yapısal durumları. *T.J.K. Bült.*, 27, 1, 57-61.
- Özgül, N., 1971. Orta Torosların kuzey kesiminin yapısal gelişiminde blok hareketlerinin önemi. *T.J.K. Bülteni.*, 14, 1, 85-101.
- Özgül, N., 1976. Torosların bazı temel jeolojik özellikleri. *T.J.K. Bült.*, 19, 1, 65-78.
- Özgül, N., Göğçer, E., ve Erdoğan, B., 1967. Elbistan L36-d1, d4 paftalarının jeolojisi. M.T.A. Enst. Jeolojik Haritalar Şubesi arşivi (yayınlanmamış).
- Özgül, N., Metin, S., Dean, W.T., 1972. Doğu Toroslarda Tufanbeyli ilçesi (Adana) dolayının Alt Paleozoik Stratigrafisi. *M.T.A. Derg.*, 79.
- Özgül, N., Metin, S., Göğçer, İ., Bingöl, İ., Baydar, O., 1973. Tufanbeyli dolayının Kambriyen-Tersiyer kayaları. *T.J.K. Bült.*, 16, 1, 82-101.
- Padan, A., Kisch, H.J., Shagam, R., 1982. Use of the lattice parameter of dioctahedral illite/muscovite for the characterization of P/T gradients of incipient metamorphism. *Contrib. Miner. Petrol.* 79, 85-95.
- Paterson, E., Swaffield, R., 1987. Thermal Analysis. In : A Handbook of Determinative Methods in Clay Mineralogy. (Ed. M.J. Wilson), Blackie, Glasgow & London, 99-132.
- Perinçek, D., 1979. Guidebook for Excursion "B", International of Arab and Anatolian Plates. 1st Geol. Congr. Middle East, Ankara, 34s.
- Perry, E.A., Hower, J., 1970. Burial diagenesis in Gulf Coast pelitic sediments. *Clays and Clay Minerals*, 18, 165-177.
- Perry, E.A., Hower, J., 1972. Late-stage dehydration in deeply buried pelitic sediments. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 56, 2013-2021.
- Persoz, F., 1982. Inventaire minéralogique, diagenèse des argiles et minéralo-stratigraphie des séries jurassiques et crétacées inférieures du Plateau suisse et de la bordure sud-est du Jura entre les lacs d'Annecy et de Constance. *Beitr. Geol. Karte Schweiz. Nouv. Sér.* 155, 52pp.
- Pesquera, A., Velasco, F., 1988. Metamorphism of the Palaeozoic Cinco Villas massif (Basque Pyrenees) : illite crystallinity and graphitization degree. *Mineralogical Magazine*, 52, 615-625.
- Peterson, M. N. A., 1961. Expandable chloritic clay minerals from upper Mississippian carbonate rocks of the Cumberland Plateau in Tennessee. *Amer. Mineral.*, 46, 1245-1269.
- Pilkey, O.H., Blackwelder, B.W., 1968. Mineralogy of the sand size carbonate fraction of some recent marine terrigenous carbonate sediments. *J. Sediment. Petrol.*, 38, 799-810.
- Pingitore, N.E. Jr., Eastman, M.P., 1986. The coprecipitation of Sr<sup>+2</sup> with calcite at 25 °C and 1 atm. *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 50, 2195-2203.
- Piqué, A., Wybrecht, E., 1987. Origine des chlorites de l'épizone Héritage et cristallisation synschisteuse Exemple des grauwackes cambriennes du Maroc occidental. *Bull. Minéral.*, 110, 665-682.
- Pollastro, R.M., 1985. Mineralogical and morphological evidence for the formation of illite at the expense of illite/smectite. *Clays and Clay Minerals* 33(4), 265-274.
- Powell, C.McA., 1979. A morphological classification of rock cleavage. *Tectonophysics*, 58, 21-34.
- Price, L.C., 1983. Geologic time as a parameter in organic metamorphism and vitrinite reflectance as an absolute paleogeothermometer. *J. Petrol. Geol.* 6 (1), 5-38.

- Pye, K., Krinsley, D.H., 1983. Inter-layered clay stacks in Jurassic shales. *Nature*, 304, 618-620.
- Raben, J.D., Gray, R.J., 1979a. The geology and petrology of anthracites and meta-anthracites in the Narragansett Basin, southeastern New England. In *Carboniferous Basins of Southeastern New England, Field Trip Guide Book 5*, ed. Cameron, B., 9th Int. Congr. Carbonif. Strat. Geol. Amer. Geol. Inst. Falls Church, Va., 93-108.
- Raben, J.D., Gray, R.J., 1979b. The nature of highly deformed anthracites and meta-anthracites in southeastern New England. 9th Int. Congr. Carbonif. Strat. Geol. Abstr., Urbana, Illinois, 169.
- Radoslovich, E.W., 1962. Cell dimensions and symmetry of layer-lattice silicates. *Amer. Miner.*, 49, 53-71.
- Ramamohana Rao, T., 1977. Distribution of elements between co-existing phengite and chlorite from the greenschist facies of the Tennant Creek area, central Australia. *Lithos*, 10, 103-112.
- Ramsay, J.G., Huber, M.I., 1989. *The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 1 : Strain Analysis*. Academic Press, London, 307p.
- Randazzo, A.F., Sarver, T.J., Metrin, D.B., 1983. Selected geochemical factors influencing diagenesis of Eocene carbonate rocks, Peninsular Florida, U.S.A. *Sediment. Geol.*, 36, 1-14.
- Rao, C.P., 1983. Geochemistry of early Permian cold-water carbonates (Tasmania, Australia). *Chem. Geol.*, 38, 307-319.
- Renard, M., 1972. Interprétation des teneurs en strontium des carbonates du Lutétien supérieur, à Saint-Vaast-le-Mello (Oise): Mise en évidence de la valeur de cet élément comme indicateur des conditions de diagenèse et de sédimentation des carbonates. *Bulletin d'information des Géologues du Bassin de Paris*, 34, 19-29.
- Reynolds, R.C., 1963. Potassium-rubidium ratios and polymorphs in illites and microlines from the clay size fractions of Proterozoic carbonate rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* 27, 1097-1112.
- Reynolds, R.C., 1980. Interstratified clay minerals. In *Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-Ray Identification* (eds. G.W. Brindley, G. Brown). Mineralogical Society, London, 249-303.
- Reynolds, R.C., Hower, J., 1970. The nature of interlayering in mixed-layer illite-montmorillonite. *Clays and Clay Minerals*, 18, 25-36.
- Rich, C.I., 1968. Hydroxy interlayers in expansible layer silicates. *Clays and Clay Minerals*, 16, 15-30.
- Rich, C.I., Obenshain, S.S. 1955. Chemical and clay mineral properties of a red-yellow podzolic soil derived from muscovite schist. *Proc. Soil Sci. Soc. Am.*, 19, 334-339.
- Ricou, L.E., 1980. Torosların Helenidler ve Zagridler arasındaki yapısal rolü. *T.J.K. bült.* 23, 2. Ankara.
- Riedel, D., 1966. Ein Beitrag zur Mineralogie und Chemie der Tone aus dem Tertiär der Niederrheinischen Bucht. *Diss. Univ. Köln*.
- Roaldset, E., Rosenqvist, I. Th., 1971. Rare earth elements in vivianite from Lake Asrum. *Lithos*, 4, 417-422.
- Robert, P., 1985. Histoire géothermique et diagenèse organique. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. ELF-Aquitane Mém.* 8.
- Roberts, B., Merriman, R.J., 1985. The distinction between Caledonian burial and regional metamorphism in metapelites from North Wales : an analysis of isocryst patterns. *J. Geol. Soc. London* 142(4), 615-624.
- Robinson, D., Bevins, R.E., 1986. Incipient metamorphism in the Lower Palaeozoic marginal basin of Wales. *J. Metamorphic Geol.* 4, 101-113.
- Robinson, D., Nicholls, R.A., Thomas, L.J., 1980. Clay mineral evidence for low-grade Caledonian and Variscan metamorphism in south-western Dyfed, south Wales. *Mineral. Mag.* 43, 857-863.
- Rohde, A., 1980. Clay minerals and illite crystallinity of the Almesåkra Group. *Geol. Fören. Stockh. Förh.* 102, 26.

- Ronov, A.B., Migdisov, A.A., 1971. Evolution of the chemical composition of the rock in the shield and sediment cover of the Russian and North American Platforms. *Sediment.*, 16, 137-185.
- Ronov, A.B., Balashov, Y.A., Migdisov, A.A., 1967. Geochemistry of the rare-earths in the sedimentary cycle. *Geochem. Int.*, 4, 1-17.
- Ronov, A.B., Balashov, Y.A., Girin, Y.P., Bratishko, R.K., Kazakov, G.A., 1972. Trends in rare-earth distribution in the sedimentary shell in the earth's crust. *Geochem. Int.*, 9, 987-1016.
- Roy, A.B., 1978. Evolution of slty cleavage in relation to diagenesis and metamorphism: a study from the Hunsrückschiefer. *Geological Society of America Bulletin*, 89, 1775-1785.
- Rumeau, J.L., Kulbicky, G., 1966. Evolution des minéraux argileux dans les dolomies et calcaires, poreux de Crétacé supérieur de la plateforme d'Aquitane. *Proc. Int. Clay Conf.*, Jarusalem, 2, 103-117.
- Sassi, F.P., 1972. The petrological and geological significance of the bo values of potassic white micas in low-grade metamorphic rocks. An application to the Eastern Alps. *Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt.* 18, 105-113.
- Sassi, F.P., Scolari, A., 1974. The bo value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists. *Contrib. Miner. Petrol.* 45, 143-152.
- Sassi, F.P., Kräutner, H.G., Zirpoli, G., 1976. Recognition of the pressure character in greenschist facies metamorphism. *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.* 56, 427-434.
- Sassi, B.M., Rosenberg, P.E., Kittrick, J.A., 1987. The stability of illite/smectite during diagenesis : An experimental study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51, 2103-2115.
- Saupé, F., Dunoyer de Segonzac, G., Teichmüller, M., 1977. Etude du métamorphisme régional dans la zone d'Almadén (Province de Cuidad Real, Espagne) par la cristallinité de l'illite et par le pouvoir réflecteur de la matière organique. *Sci. Terre (Nancy)* 21, 251-269.
- Schaer, J.-P., Persoz, F., 1976. Aspects structuraux et pétrographiques du Haut Atlas calcaire de Midelt (Maroc). *Bull. Soc. Géol. France* 18, 1239-1250.
- Scherrer, P., 1918. Bestimmung der Grösse und der inneren Struktur von Kolloidteilchen mittels Röntgenstrahlen. *Göttinger Nachr. Math. Phys.* 2, 98-100.
- Schultz, L.G., 1978. Mixed-layer clay in the Pierre Shale and equivalent rocks, northern Great Plains region. *US Geol. Surv. Prof. Paper* 1064-A.
- Shau, Y.H., Peacor, D.R., Essene, E.C., 1990. Corrensite and mixed-layer chlorite/ corrensite in metabasalt from northern Taiwan : TEM/AEM, EMPA, XRD and optical studies. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 105, 123-142.
- Shirozu, H., 1958. X-ray powder patterns and cell dimensions of some chlorites in Japan with a note on their interference colors. *Mineral. J.*, 2, 209-223.
- Shirozu, H., 1978. Chlorite minerals. In *Clays and Clay Minerals of Japan*, eds. Sudo, T. and Shimoda, S., Elsevier, Amsterdam, 243-264.
- Short, N.M., 1961. Geochemical variations in four residual soils. *J. Geol.*, 69, 543-571.
- Shover, E.F., 1964. Clay minerals-environment relationships in Cisco (Upper Pennsylvanian) clays and shales, North Central Texas. *Clays Clay Minerals, Proc. Natl. Conf. Clays Clay Minerals*, 12th, 1963, 431-443.
- Shutov, V.D., Aleksandrova, A.V., Losievskaya, S.A., 1970. Genetic interpretation of the polymorphism of the kaolinite group in sedimentary rocks. *Sedimentology* 15, 69-82.
- Singer, A., 1979. Palygorskite in sediments: detrital, diagenetic or neoformed. A critical review. *Geol. Rund.*, 68, 996-1008.
- Singer, A., 1984. Pedogenic palygorskite in the arid environment in Palygorskite-Sepiolite. Occurrences, Genesis and Uses, A. Singer and E. Galan, eds., *Dev. in Sediment.*, 37, Elsevier, Amsterdam, pp. 169-176.
- Smoot, T.W., 1960a. Clay mineralogy of the pre-Pennsylvanian sandstones and shales of the Illinois basin, 1. Relation of permeability to clay mineral suites. *Illinois State Geol. Surv.* 286, 20pp.



- Smoot, T.W., 1960b. Clay mineralogy of the pre-Pennsylvanian sandstones and shales of the Illinois basin, 2. Relation between clay mineral suites of oil-bearing and non-oil-bearing rocks. *Illinois State Geol. Surv.* 287, 1-14.
- Smoot, T.W., 1960c. Clay mineralogy of the pre-Pennsylvanian sandstones and shales of the Illinois basin, 3. Clay minerals of some Chester formations. *Illinois State Geol. Surv.* 293, 1-19.
- Smykatz-Kloss, W., Althaus, E., 1974. Experimental investigation of the temperature dependence of the "crystallinity" of illites and glauconites. *Bull. Groupe Franç. Argiles* 26, 319-325.
- Spears, D.A., Duff, P.McL.D., 1984. Kaolinite and mixed-layer illite-smectite in Lower Cretaceous bentonites from the Peace River coalfield, British Columbia. *Can. J. Earth Sci.* 21(4), 465-476.
- Spry, A., 1969. *Metamorphic Textures*. Pergamon Press, Oxford, 350 p.
- Srodon, J., 1984. X-ray powder diffraction identification of illitic materials. *Clays and Clay Minerals*, 32, 337-349.
- Srodon, J., Eberl, D.D., 1984. Illite. in: *Micas. Reviews in Mineralogy* 13, (S.W. Bailey, editor), Mineralogical Society of America, Washington, 495-544.
- Stalder, P., 1979. Organic and inorganic metamorphism in the Taveyannaz Sandstone of the Swiss Alps and equivalent sandstones in France and Italy. *J. Sediment. Petrol.* 49, 463-482.
- Stehli, F.G., Hower, J., 1961. Mineralogy and early diagenesis of carbonate sediments. *J. Sediment. Petrol.*, 31, 158-371.
- Stephen, I., MacEwan, D.M.C., 1951. Some chloritic clay minerals of unusual type. *Clay Min. Bull.*, 1, 157.
- Suchecky, R.K., Perry, E.A., Hubert, J.F., 1977. Clay petrology of Cambro-Ordovician continental margin, Cow Head klippe, western Newfoundland. *Clays and Clay Minerals*, 25, 163-170.
- Sudo, T., Sato, M., 1966. Dioctahedral chlorite. *Proc. Int. Clay Conf.*, Israel, 33-40.
- Suess, E., 1979. Mineral phases formed by microbial decomposition of organic matter: *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 339-352.
- Swindale, L.D., Fan, Pow-Foong, 1967. Transformation of gibbsite to chlorite in ocean bottom sediments. *Science*, 157, 799-800.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1983. Türkiye' de Tetis' in evrimi : Levha tektoniği açısından bir yaklaşım. *Türkiye jeoloji Kurumu, Yerbilimleri Özel Serisi No. 1*, 75s.
- Tagiri, M., 1981. A measurement of the graphitizing-degree by the X-ray powder diffractometer. *Journal of the Japanese Association of Mineralogy, Petrology and Economic Geology* 76, 345-352.
- Tarhan, N., 1984. Göksun-Afşin-Elbistan dolayının jeolojisi. *J.M.O. Derg.*, 19, 3-9.
- Tarhan, N., 1986. Doğu Toroslarda Neo-Tetis' in kapanımına ilişkin granitoid mağmalarının evrimi ve kökeni. *M.T.A. Derg.*, 107.
- Teichmüller, M., 1987. Organic material and very low-grade metamorphism. In *Low Temperature Metamorphism*. Ed. Frey, M., Blackie & Son, Glasgow, 114-161.
- Teichmüller, M., Teichmüller, R., 1979. Diagenesis of coal (coalification). In *Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks*, V.1, eds. Larsen, G. and Chillingar, G.V., *Dev. in Sediment.*, 25A, Elsevier, Amsterdam, 207-246.
- Teichmüller, M., Teichmüller, R., Weber, K., 1979. Inkohlung und Illit-Kristallinität-Vergleichende Untersuchungen im Mesozoikum und Paläozoikum von Westfalen. *Fortschr. Geol. Rheinld. Westf.* 27, 201-276.
- Tekeli, O., 1980. Toroslarda Aladağların yapısal evrimi. *T.J.K. Bült.*, 23, 1.
- Tekeli, O., Aksay, A., ve Ürgün, B.M., ve Işık, A., 1983. Geology of the Aladağ Mountains, geol. Taurus Belt Procc., 143-158.
- Teodorovich, G.I., Konyukhov, A.I., 1970. Mixed-layer minerals in sedimentary rocks as indicators of the depth of their catagenic alteration (in Russian). *Dokl. Akad. Nauk SSSR* 191, 1123-1126 (transl. in *Dokl. Acad. Sci. USSR, Earth Sci. Sec.* 191, 174-176).

- Tissot, B.P., Welte, D.H., 1978. *Petroleum Formation and Occurrence*. Springer-Verlag, New York, 538p.
- Torres-Ruiz, J., López-Galindo, A., González-López, J.M., Delgado, A., 1994. Geochemistry of Spanish sepiolite-palygorskite deposits: Genetic considerations based on trace elements and isotopes. *Chem. Geol.*, 112, 221-245.
- Toselli, A.J., Toselli, J.N. Rossi de, 1982. Metamorfismo de la Formacion Puncoviscana en las provincias de Salta y Tucuman, Argentina. 5th Congr. Latinoam. Geol., Argentina, 1982, Actas II, 37-52.
- Toselli, A.J., Weber, K., 1982. Anquimetamorfismo en rocas del Paleozoico inferior en el noroeste de Argentina-Valor de la cristalinidad de la illita como indice. *Acta Geol. Lilloana (Argentina)* 14, 187-200.
- Trauth, N. (1977) Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale et épicontinentale tertiaire: *Sci. Géol.*, 49, 195 pp.
- Triplehorn, D.M., 1970. Clay mineral diagenesis in Atoka (Pennsylvanian) sandstones, Crawford County, Arkansas. *J. Sediment. Petrol.* 40, 838-847.
- Tutkun, S.Z., 1984. Saimbeyli (Adana) yöresinin stratigrafisi. *C.Ü. Mühendislik Fakültesi, Yerbilimleri Derg.*, 1, 1, 31-44.
- Tutkun, S.Z., 1989. Saimbeyli (Adana) yöresinin tektonik özellikleri. *Jeoloji Müh.*, 34-35, 57-63.
- Tutkun, S.Z. ve Boztağ, D., 1991. Comparison of two Paleozoic domains in Turkey : Saimbeyli (Adana) in Taurides and Araç (Kastamonu) in Pontides. *Bull. Geol. Soc. of Greece*, 25/1, 131-146.
- Ünsalaner, C., 1945. Alaylıdağ ve Beydağı sıradağlarının arasındaki bölgenin Üst Devonyen faunası. *M.T.A. Derg.*, 2/34, 401-406.
- Vali, H., Martin, R.F., Amarantidis, G., Morteani, G., 1993. Smectite-group minerals in deep-sea sediments : Monomineralic solid-solution or multiphase mixtures?. *Amer. Mineral.*, 78, 1217-1229.
- Van Biljon, W.J., Bensch, J.J., 1970. The "crystallinity" of illite as a measure of contact metamorphism in mudstone of the Karroo System, South Africa. In *Second Gondwana Symposium, Proceedings and Papers*, CSIR, Pretoria, South Africa, 451-453.
- Van der Pluijm, B., 1981. Strukturele geologie, illiet kristalliniteit en cleavage ontwikkeling van een gebied in het Cantabrische gebergte, prov. Palencia, Spanje. Unpubl. Eerste bijvak scriptie, vakgroep Strukturele en Toegepaste Geologie, Univ. Leiden/Utrecht, 103pp.
- Van der Pluijm, B., Kaars-Sijpesteijn, C.H., 1984. Chlorite-mica aggregates: morphology, orientation, development and bearing on cleavage formation in very-low-grade rocks. *Journal of Structural Geology*, 6, 399-407.
- Varol, B., 1992. Doğu Toroslar Geyikdağı Birliğinde Orta Devonyen (Şafaktepe fm.) dolomitlerinin kökeni (Tufanbeyli-Saimbeyli). *M.T.A. Derg.*, 114.
- Varol, B., ve Magaritz, M., 1992. Dolomitization time boundaries and unconformities: examples from the dolostone of the Taurus Mesozoic sequence, south-central Turkey. *Sedimentary Geology*, 76, 117-133.
- Varol, B., Okan, Y., 1988. Naltaş (Saimbeyli, Kb Adana) Karbonifer istifinde olası eski karbonat fırtına depoları. *T.J.K. Bül.*, 31, 1.
- Varol, B., Kazancı, N., ve Altıner, D., 1986. Doğu Toroslar Otokton Geyikdağı Birliğinde Orta-Üst Triyasın varlığı (Sarız-Tufanbeyli Yöresi, Kayseri). *M.T.A. Derg.*, 107, 169-170.
- Varol, B., Kazancı, N., Okan, Y., Altıner, D., 1987. Sarız Tufanbeyli otokton Triyas istifinin tanımsal ve fasiyes özellikleri. *Doğadergisi (Tübitak) issue 1010-7606*.
- Varol, B., Altıner, D., Okan, Y., 1988. Sarız-Tufanbeyli Otokton Mesozoyik karbonat fasiyeslerinin önemli dasıklad algleri (Kayseri, GD Türkiye). *M.T.A. Derg.*, 108, 110-117.
- Veizer, J., 1978. Secular variations in composition of carbonate rocks, II. Fe, Mn, Ca, Mg, Si and minor constituents. *Precambrian Res.*, 6: 381-413.

- Veizer, J., Garrett, D.E., 1978. Secular variations in the composition of sedimentary carbonate rocks, I. Alkali Metals. *Precambrian Res.*, 6, 367-380.
- Veizer, J., Clayton, R.N., Hinton, R.W., 1992. Geochemistry of Precambrian carbonates: IV. Early Paleoproterozoic ( $2.25 \pm 0.25$  Ga) seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, 875-885.
- Velde, B., 1977. *Clays and Clay Minerals in Natural and Synthetic Systems*. Developments in Sedimentology 21, Elsevier, Amsterdam, 218p.
- Velde, B., 1978. High temperature of metamorphic vermiculites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 319-323.
- Velde, B., 1985a. *Clay Minerals. A Physico-Chemical Explanation of their Occurrence*. Elsevier, Amsterdam, *Dev. in Sediment.*, 40, 427 pp.
- Velde, B., 1985b. Possible chemical controls of illite/smectite composition during diagenesis. *Mineral. Mag.* 49(3), 387-391.
- Velde, B., 1992. *Introduction to Clay Minerals. Chemistry, Origins, Uses and Environmental Significance*. Chapman & Hall., 198p.
- Velde, B., Brusewitz, A.M., 1986. Compositional variation in component layers in natural illite/smectite. *Clays. Clay Min.*, 34, 651-657.
- Velde, B., Lanson, B., 1993. Comparison of I/S transformation and maturity of organic matter at elevated temperatures. *Clays and Clay Minerals*, 41, 178-183.
- Velde, B., Medhioub, M., 1988. Approach to chemical equilibrium in diagenetic chlorites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98, 122-127.
- Velde, B., Meunier, A., 1987. Petrologic phase equilibria in natural clay systems. In : *Mineralogical Society, Monograph*, 6, 423-458.
- Velde, B., Odin, G.S., 1975. Further information related to the origin of glauconite. *Clays and Clay Minerals* 23, 376-381.
- Venturelli, G., Frey, M., 1977. Anchizone metamorphism in sedimentary sequences of the Northern Apennines. *RENDICONTI Soc. Ital. Miner. Petrol.*, 33(1), 109-123.
- Vergo, N., April, R. H., 1982. Interstratified clay minerals in contact aureoles, West Rock, Connecticut. *Clays and Clay Minerals*, 30, 237-240.
- Vohryzka, K., 1966. Yahyalı (Kayseri) ve Zamantı nehri arasındaki bölgenin jeoloji ve metalojenesi. *M.T.A. Derg.*, 67, 97-104.
- Voll, G., 1960. New work on petrofabrics. *Liverpool and Manchester Geological Journal*, 2, 503-567.
- Von Engelhardt, W., 1942. Die Strukturen von Thuringit, Bavalit und Chamosit und ihre Stellung in der Chloritgruppe. *Z. Kristallogr.*, 104, 142-159.
- Warr, L.N., Rice, A.H.N., 1993. Crystallinity Index Standard. Unpublished report (Version 1), Geologisch-Palaontologisches Institut Ruprecht-Karls Universität. 45p.
- Warr, L.N., Rice, A.H.N., 1994. Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. *J. Metamorphic. Geol.*, 12, 141-152.
- Warr, L.N., Primmer, T.J., Robinson, D., 1991. Variscan very low-grade metamorphism in southwest England: a diastathermal and thrust-related origin. *J. Metamorphic Geol.*, 9, 751-764.
- Weaver, C.E., 1959. The clay petrology of sediments. *Clays and Clay Minerals, Proc. 6th Natl. Conf.*, 154-187.
- Weaver, C.E., 1960. Possible uses of clay minerals in search for oil. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 44, 1505-1518.
- Weaver, C.E., 1984. *Shale-Slate Metamorphism in Southern Appalachians*. eds. Weaver, C.E. et al., *Developments in Petrology* 10, Elsevier, Amsterdam.
- Weaver, C.E., Beck, K.C., 1971. Clay water diagenesis during burial : How mud becomes gneiss. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 134.
- Weaver, C.E., Broekstra, B.R., 1984. Illite-mica. In *Shale-Slate Metamorphism in Southern Appalachians*, eds. Weaver, C.E. et al., *Developments in Petrology* 10, Elsevier, Amsterdam, 67-97.
- Weaver, C.E., Pollard, L.D., 1973. *The Chemistry of Clay Minerals*. *Dev. in Sediment.*, 15, Elsevier, Amsterdam, 213p.

- Weaver, C.E., Highsmith, P.B., Wampler, J.M., 1984. Chlorite. In *Shale-Slate Metamorphism in Southern Appalachians*. Developments in Petrology 10, Elsevier, Amsterdam, 99-140.
- Weber, K., 1972a. Notes on the determination of illite crystallinity. *Neues Jb. Mineral. Mh.* 1972, 267-276.
- Weber, K., 1972b. Kristallinität des Illits in Tonschiefern und andere Kriterien schwacher Metamorphose im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. *Neues Jb. Paläont. Abh.* 141, 333-363.
- Weber, K., 1976. Gefügeuntersuchungen an transversalgeschiefertem Gesteinen aus dem östlichen Rheinischen Schiefergebirge (ein Beitrag zur Genese der transversalen Schieferung). *Geologisches Jahrbuch, Reihe D (Hannover)*, 15, 99pp.
- Weber, K., 1981. Kinematic and metamorphic aspects of cleavage formation in very low-grade metamorphic slates. *Tectonophysics*, 78, 291-306.
- Wetzel, R., 1973. Chemismus und physikalische Parameter einiger Chlorite aus der Grünschieferfazies. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 53, 273-298.
- Williams, P.F., 1972. Development of metamorphic layering and cleavage in low grade metamorphic rocks at Bermagui, Australia. *American Journal of Science*, 272, 1-47.
- Wilson, M.J., Bain, D.C., 1970. The clay mineralogy of the Scottish Dalradian meta-limestone. *Contrib. Miner. Petrol.* 26, 285-295.
- Wolf, M., 1975. Ueber die Beziehungen zwischen Illit-Kristallinität und Inkohlung. *Neues Jb. Geol. Palaont. Mh.* 437-447.
- Woodland, B.G., 1982. Gradational development of domainal slaty cleavage, its origin and relation to chlorite porphyroblasts in the Martinsburg Formation, eastern Pennsylvania. *Tectonophysics*, 82, 89-124.
- Woodland, B.G., 1985. Relationship of concretions and chlorite-muscovite porphyroblasts to the development of domainal cleavage in low-grade metamorphic deformed rocks from north-central Wales, Great Britain. *Journal of Structural Geology*, 7, 205-215.
- Wyszomirski, P., Janczyszyn, J., 1991. Instrumental neutron activation analyses of Lower Silesian Kaolins (Poland): A study on rare earth elements. *Nucl. Geophys.*, 5, 53-64.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 1992. Hekimhan baseninde Kretase-Tersiyer geçişinin jeolojik konumu, mineralojisi ve jeokimyası. *C.Ü. Müh. Fak. Derg., Seri A-Yerbilimleri*, 9, 49-57.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 1995a. Sepiolite-palygorskite from Hekimhan region (Turkey). *Clays and Clay Minerals* (in press).
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 1995b. Kangal-Çetinkaya alt baseni (Sivas baseni) gölsel palygorskitlelerinin mineralojisi ve jeokimyası. VII. Ulusal Kil Sempozyumu, MTA, Ankara, 27-30 Eylül, Bildiriler Kitabı (baskıda)
- Yalçın, H., Cerit, O., 1991. Bolu masifi örtü kayaçlarında diagenetik ve çok düşük dereceli metamorfik kil minerallerinin mineralojisi ve jeokimyası. *C.Ü. Yerbilimleri Dergisi*, C.8, S.1, 19 - 30.
- Yalçın, H., İnan, N., 1992a. Tecer formasyonunda (Sivas) Kretase-Tersiyer geçişine paleontolojik, mineralojik ve jeokimyasal yaklaşımlar. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 35, 1, 95-102.
- Yalçın, H., İnan, N., 1992b. Paleontological features and mineralogical-geochemical changes of the Cretaceous/Tertiary transition at the İğdir Formation, Koyulhisar-Sivas, Turkey. *Geosound, Special Issue, 1st Int. Symp. Eastern Med. Geology*, 13-16 Oct. Adana, p.39-48.
- Yalçın, H., Gündoğdu, M.N., Liewig, N., 1989. Kırka gölsel Neojen baseninin kil mineralojisi : Simektit ve karbonat mineralleri arasındaki ilişkiler. IV. Ulusal Kil Sempozyumu, C.Ü.Sivas, 20-23 Eylül, Bildiriler Kitabı (Eds:D:Boztuğ ve H.Yalçın), 41-60.
- Yalçın, H., Kavak, K.Ş., Bozkaya, Ö., Poisson, A., İnan, S., 1994. Ağcakışla alt baseninin (Sivas baseni) litolojik ve mineralojik karakteristikleri. *C.Ü. Yerbilimleri*, 11, 87-95.
- Yalçınlar, İ., 1955. Sivas 61/1, 61/2, 61/4 paftalarına ait jeolojik rapor. M.T.A. Enst. Derleme Rap., No. 2577.

- Yang,C., Hesse,R., 1991. Clay minerals as indicators of diagenetic and anchimetamorphic grade in an overthrust belt, External domain of southern Canadian Appalachians. *Clay Minerals*, 26, 211-231.
- Yoldaş, R., 1972. Kayseri (Sarız) dolayının (Elbistan-L36-b2, L37-a1 paftaları) jeolojisi ve petrol olanakları. M.T.A. Derleme Rap., 4729 (yayınlanmamış).
- Yoshida, S., 1969. Structural analysis of the Palaeozoic system in northeastern Tamba mountainous district, with special reference to folds and cleavage. *Japanese Journal of Geology and Geography*, 40, 25-40.
- Zingg,A., Hunziker,J.C., Frey,M., Ahrendt,H., 1976. Age and degree of metamorphism of the Canavese Zone and sedimentary cover of the Sesia Zone. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 56, 361-375.



## ÖZGEÇMİŞ

1966 yılında Telin' de (Gürün-SİVAS) doğan Ömer Bozkaya, ilk orta ve lise öğrenimini Sivas' ta tamamlamıştır. 1984 yılında Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü' nü kazanmış ve 1988 yılında Bölüm üçüncüsü olarak mezun olmuştur. Aynı yıl C.Ü. Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü' nde Araştırma Görevlisi olarak çalışmaya başlamış ve aynı zamanda C.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Programı Jeoloji Mühendisliği Ana Bilim Dalı' na kayıt yaptırmıştır. Şubat-1991' de Yüksek Lisans Tezi' ni tamamlamış ve aynı dönemin Doktora programına katılmıştır. Doktora tez çalışmalarını henüz tamamlamış olup, akademik çalışmalarına devam etmektedir.

Ömer BOZKAYA

04.07.1995