

76648

ANKARA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

AKDAĞMADENİ (YOZGAT) DOĞUSUNDA
YER ALAN METAMORFİK BİRİMLERİN
JEOLOJİK PETROLOJİK İNCELEMESİ

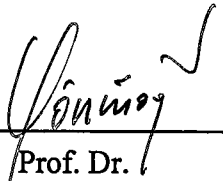
Mustafa YILDIZ

76648

DOKTORA TEZİ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

Bu tez 17.9. 1998 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından (.....)
not takdir edilerek Oybirliği/Oyçokluğu ile kabul edilmiştir.


Prof. Dr.
Okan TEKELİ (Danışman)


Prof. Dr.
Cemal GÖNCÜOĞLU


Yrd. Doç. Dr.
Sönmez SAYILI



AKDAĞMADENİ (YOZGAT) DOĞUSUNDA
YER ALAN METAMORFİK BİRİMLERİN
JEOLOJİK PETROLOJİK İNCELEMESİ

Mustafa YILDIZ

DOKTORA TEZİ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
1998

ÖZET**Doktora Tezi****AKDAĞMADENİ (YOZGAT) DOĞUSUNDA YER ALAN METAMORFİK
BİRİMLERİNİN JEOLojİK PETROLOJİK İNCELEMESİ****Mustafa YILDIZ****Ankara Üniversitesi****Fen Bilimleri Enstitüsü****Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı****Danışman: Prof. Dr. Okan TEKELİ****1998, sayfa: 192****Jüri: Prof. Dr. Okan TEKELİ****Prof. Dr. Cemal GÖNCÜOĞLU****Yrd. Doç. Dr. Sönmez SAYILI**

Akdağmadeni doğusunda yer alan metamorfik kayaların jeolojisi, petrografisi, petrolojisi ve yapısal özelliklerinin araştırılmasına yönelik olarak yapılan bu çalışmada yaklaşık 600 km² lik bir alanın jeoloji haritası yapılmıştır. Çalışma alanından 949 kaya örneği toplanmış ve mineralojik-petrografik olarak incelenmiştir.

İnceleme alanındaki metamorfik kayalar 'Akdağmadeni Metasedimanter Grubu' olarak adlandırılmış, grup içerisinde 5 birim ayırtılarak tanımlamaları yapılmıştır. Akdağmadeni Metasedimanter Grubu alttan üste doğru; 1) Yer yer metabazik arakatkılar içeren pelitik kökenli kayalardan oluşan Kulatderesi metamorfiti, 2) Kalksilikatik kayalardan oluşan Aşağıçulhalı metamorfiti, 3) Yarıpelitik, yarıkarbonatlı kayaların hakim olduğu Karanidere metamorfiti, 4) Psamitik kökenli kayalardan oluşan Kargasekmez kuvarsiti ve 5) Bütünüyle mermerlerden oluşan Bozçaldağ metakarbonatından oluşmaktadır.

Akdağmadeni metasedimanter grubu içerisinde egzotik bloklar halinde gözlenen ve diğer metamorfik kayalarla birlikte metamorfizma geçiren ultramafik kökenli Kızılkaya metaultramafiti, Akdağmadeni metasedimanter grubu üzerinde tektonik dokanakla yer

lmaktadır. Bütün bu birimler granitik, siyenitik bileşimli magmatik kayalar tarafından kesilmektedir.

Üst Lütəsiyen yaşlı Beyyurdu formasyonu Akdağmadeni metasedimanter grubu üzerine uyumsuz olarak gelir. Akarsu ve göl ortamını karakterize eden Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Yahyalı formasyonu, Beyyurdu formasyonu üzerinde açılı uyumsuz olarak yer alır. Pliyo-Kuvaterner yaşlı Ağbaba bazaltı bütün bu birimleri uyumsuz olarak örtmektedir.

Akdağmadeni metasedimanter grubunda bölgesel ve kontakt metamorfizma türleri ayırtlanmıştır. Bölgesel metamorfik kayalar yeşil şist fasiyesinin klorit-biyotit zonundan (düşük sıcaklık zonu), amfibolit fasiyesi üst sillimanit zonuna (yüksek sıcaklık zonu) kadar tek tip, kesintisiz ve progresif olarak gelişmiştir. Pelitik kökenli kayalarda klorit-biyotit-almandin(granat)-stavrolit-disten-sillimanit mineralleri, metamorfizma sırasında basıncın yaklaşık sabit kaldığını, sıcaklığın arttığını göstermektedir. Stavrolit+disten ve disten+sillimanit mineral parajenezlerinin varlığı metamorfizmanın, Barrovian Tipi 'Orta basınç/yüksek sıcaklık' karakterinde geliştiğini işaret etmektedir. Kontakt metamorfik kayalarda belirlenen grossular+diyopsit mineral parajenezi kontakt metamorfizmanın 'piroksen hornfels fasiyesi' koşullarında oluştuğunu göstermektedir.

Akdağmadeni metasedimanter grubu, Erken Üst Kretasede İzmir-Ankara-Erzincan okyanusunun kapanma evresinde, bu okyanusa ait ofiyolit dilimlerinin Kırşehir Bloğuna üzerlemesiyle, Kırşehir Bloğunun pasif kıta kenarı konumundaki kuzey kenarı üzerinde yer alan Paleozoyik-Mezozoyik yaşlı sedimanter birimlerin metamorfizmaya uğramasıyla, oluşmuştur. Üst Kretasede Pontidler ile Kırşehir bloğunun çarpışması sonucu, Kırşehir bloğunda meydana gelen itilmeler kabuk kalınlaşmasına yol açmış ve kıta kabuğunda meydana gelen anateksitik ergimelerle Bayramali granitoyiti çarpışma sırası/çarpışma sonrası granitoyit olarak oluşmuştur.

Neotektonik dönemde K-G yönlü sıkışma rejimi altında bindirme sistemleri gelişmiştir. Bindirmeler tabakalar arası kaymalarla gelişen faylanmalara bağlı olarak 'Yüzey bindirmesi' şeklinde gelişmiştir. Metamorfik temel ve sedimanter örtü kayalarında iki evrede gelişen kıvrımlı yapılar ortaya çıkmıştır. Bindirmeden dolayı metamorfik ve sedimanter kayalar birbiri üzerine itilmiş ve masif ekaylı bir iç yapı kazanmıştır. Bindirme faylarının tavan bloklarında zengin tektonik yapı stilleri gelişmiştir.

ANAHTAR KELİMELEER: Yozgat, Akdağmadeni, metamorfizma, deformasyon, paleotektonik dönem, neotektonik dönem, petrografi, petroloji, amfibolit fasiyesi, yeşilşist fasiyesi, ters fay.

ABSTRACT

Ph.D. Thesis

**GEOLOGIC AND PETROLOGIC INVESTIGATION OF METAMORPHIC
UNITS SITUATED EASTERN OF THE AKDAĞMADENİ (YOZGAT)**

Mustafa YILDIZ

**Ankara University
Graduate School of Natural and Applied Sciences
Department of Geological Engineering**

**Supervisor: Prof.Dr. Okan TEKELİ
1998, Page: 192**

**Jury: Prof.Dr. Okan TEKELİ
Prof. Dr. Cemal GÖNCÜOĞLU
Asst. Prof Dr. Sönmez SAYILI**

This study includes investigations of geological, petrographical, tectonic and petrological properties of metamorphites which are located in region of the eastern of Akdağmadeni (Yozgat). In this study, geological mapping of the area which covers approximately 600 km² has been carried out and determined the mineralogical and petrographical features of 949 sample have been identified.

The metamorphic rocks in the study area are called Akdağmadeni Metasedimentary Group and have been divided into the following stratigraphic units. 1) The Kulatderesi metamorphite which consists of metapelitic rocks with interbedded metabasite. 2) The Aşağıçulhalı metamorphite consisting of metamorphic equivalents of calcsilicatic rocks. 3) The Karanidere metamorphite derived from semicarbonated and semi pelitic rocks. 4) The Kargasekmez quartzite which from psammitic rock. 5) The Bozcaaldağ metacarbonates which consists of all marbles.

Ultramafic rocks observed as exotic blocks in the Akdağmadeni metasedimentary group are called Kızılkaya metaultramaphite. All these units are intruded by magmatic rocks.

Akdağmadeni metasedimentary group is overlapped by Beyyurdu formation Upper Lutetian age by disconformity. Upper Miocene-Pliocene aged Yahyalı formation which

characterised fluviatile and lacustrine sediments overlaid by angular disconformity on Beyyurdu formation. Ağbaba plato basalt covers the all units.

Regional and contact metamorphism types are distinguished within the Akdağmadeni metasedimentary group. The petrographical and petrological data obtained from regional metamorphic rocks show that they were formed subsequently and progressively from chlorite-biotite zone of greenschist facies to upper sillimanite zone of amphibolite facies. The presence of chlorite-biotite-almandine(garnet)-staurolite-kyanite-sillimanite minerals in pelitic rocks suggest that the pressure remained almost constant while temperature increased during metamorphism. The presence of staurolite+kyanite and kyanite+sillimanite mineral paragenesis indicate that the rocks were experienced a Barrovian type metamorphism in 'Intermediate pressure/high temperature' conditions. The presence of grossular+diopside paragenesis in the contact metamorphic rocks indicates that the contact metamorphism took place at conditions of 'pyroxene-hornfels facies'

The ophiolite slices were obducted the Kırşehir block as a result of the closure of the İzmir-Ankara-Erzincan ocean during Early Upper Cretaceous time. Therefore the Paleozoic-Mesozoic sedimentary units at the northern promontory of the Kırşehir block which is supposed to be a passive margin, were transformed into metamorphic rock called the metamorphic rocks of the Kırşehir massif, The Ortaköy granitoid were generated as syncollisional/postcollisional type as a result of anatectic melting due to the collision between Pontides and Kırşehir blocks that resulted in crustal thickening and uplift during Upper Cretaceous.

A series of thrusting events took place during the neotectonic period due to N-S compression. The thrust faults are in the form of thin-skinned thrusts as controlled by movements along the bedding planes. The folding was formed at two phases within the metamorphic basement and sedimentary cover units. The thrust faulting caused the metamorphic and sedimentary rocks to be thrust over each other, and this caused the massif to be imbricately thrust. Well developed styles of structural patterns were formed at the hanging-wall blocks of the thrust faults.

KEY WORDS: Yozgat, Akdağmadeni, metamorphism, deformation, paleotectonic period, neotectonic period, petrography, petrology, amphibolite facies, greenschist facies, reverse fault.

TEŞEKKÜR

Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda doktora tezi olarak hazırlanan bu tez Prof. Dr. Okan TEKELİ' nin danışmanlığında gerçekleştirilmiştir.

Bu çalışmanın gerçekleşmesinde desteğini esirgemeyen, çalışmanın değişik aşamalarında değerli görüş ve fikirlerinden yararlandığım tez danışmanım, hocam sayın Prof. Dr. Okan TEKELİ'ye teşekkürü bir borç bilirim.

Ankara Üniversitesi Araştırma Fonu tarafından desteklenen 91.25.00.95 nolu proje kapsamında araştırmaya sağlanan maddi katkıdan dolayı, Ankara Üniversitesi Araştırma Fonu Müdürlüğü'ne teşekkürlerimi sunarım.

Çalışmalarım sırasında paleontolojik yaş tayinlerini yapan ve maddi manevi katkılarıyla beni destekleyen eşim sayın Yrd. Doç.Dr. Ayşegül YILDIZ (N.Ü Aksaray Mühendislik Fakültesi)' a teşekkür ederim.

Tezin yapısal jeoloji bölümünün hazırlanmasında değerli görüş ve önerileriyle katkıda bulunan sayın Yrd.Doç.Dr. Yaşar EREN (S.Ü)' e, arazi çalışmalarının bir bölümüne katılarak yardımlarını esirgemeyen sayın Dr.Yusuf Kaan KADIOĞLU (A.Ü.F.F)' na, petrografik çalışmalar sırasında laboratuvar imkanlarını sağlayan sayın Prof.Dr. Baki VAROL (A.Ü.F.F)' un şahsında, Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümüne, şekillerin çizilmesinde emeği geçen sayın Arş. Gör. Ömer GÜNDÜZ (N.Ü Aksaray Mühendislik Fakültesi)' e, petrografik ve paleontolojik ince kesitlerin hazırlanmasında emeği geçen ince kesit teknisyenleri sayın Yaşar ALTEKİN ve sayın Nizamettin KOÇAK (A.Ü.F.F)' a, ve çalışmanın değişik aşamalarında emeği geçenlere teşekkürlerimi sunarım.

Mustafa YILDIZ

Ankara , 1998

İÇİNDEKİLER

ÖZET.....	i
ABSTRACT.....	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ŞEKİLLER.DİZİNİ.....	iv
FOTOĞRAFLAR DİZİNİ.....	v
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	vi
1.GİRİŞ.....	1
1.1. İnceleme Alanının Coğrafik Konumu.....	1
1.2. Çalışmanın Amacı.....	2
1.3. Çalışma Yöntemleri.....	2
1.3.1. Arazi çalışmaları.....	2
1.3.2. Laboratuvar çalışmaları.....	3
1.4. Önceki Çalışmalar.....	3
2.STRATİGRAFİ.....	10
2.1. Giriş.....	10
2.1.1. Akdağmadeni Metasedimanter Grubu.....	14
2.1.1.1. Kulatderesi metamorfiti.....	14
Tanım, yayılım, tip lokalite.....	14
Kaya türü.....	14
Alt ve üst sınırlar.....	15
Birimin yaşı.....	15
Bölgesel denestirme.....	15
2.1.1.2. Aşağıçulhalı metamorfiti.....	15
Tanım, yayılım, tip lokalite.....	15
Kaya türü.....	16
Alt ve üst sınırlar.....	16
Birimin yaşı.....	16
Bölgesel denestirme.....	17
2.1.1.3. Karanidere metamorfiti.....	17
Tanım, yayılım, tip lokalite.....	17
Kaya türü.....	17
Alt ve üst sınırlar.....	17
Birimin yaşı.....	17
Bölgesel denestirme.....	18

2.1.1.4. Kargasekmez kuvarsiti.....	18
Tanım, yayılım, tip lokalite.....	18
Kaya türü.....	18
Alt ve üst sınırlar.....	19
Birim yaşı.....	19
Bölgesel denetirme.....	19
2.1.1.5. Bozçaldağ metakarbonatı.....	19
Tanım, yayılım, tip lokalite.....	20
Kaya türü.....	20
Alt ve üst sınırlar.....	20
Birim yaşı.....	20
Bölgesel denetirme.....	22
2.1.2. Metaultramafik kayalar.....	22
2.1.2.1. Kızılkaya ultramafiti.....	22
Tanım, yayılım, tip lokalite.....	22
Kaya türü.....	22
Alt ve üst sınırlar.....	22
Birim yaşı.....	23
Bölgesel denetirme.....	23
2.1.3. Magmatik kayalar.....	23
2.1.3.1. Bayramali granitoyiti.....	24
Tanım, yayılım, tip lokalite.....	24
Kaya türü.....	24
Alt ve üst sınırlar.....	24
Birim yaşı.....	24
Bölgesel denetirme.....	25
2.1.3.2. Bahçalıdere riyliti.....	26
Tanım, yayılım, tip lokalite.....	25
Kaya türü.....	26
Alt ve üst sınırlar.....	27
Birim yaşı.....	27
Bölgesel denetirme.....	27
2.1.3.3. Ağıldere siyenitoyiti.....	27
Tanım, yayılım, tip lokalite.....	27
Kaya türü.....	27
Alt ve üst sınırlar.....	27
Birim yaşı.....	28

Bölgesel denetirme.....	28
2.1.3.4. Sıtma siyenit porfiriti.....	28
Tanım, yayılım, tip lokalite.....	28
Kaya türü.....	28
Alt ve üst sınırlar.....	28
Birimin yaşı.....	28
Bölgesel denetirme.....	29
2.1.4. Sedimanter kayalar.....	29
2.1.4.1. Beyyurdu formasyonu.....	29
Tanım ve tip kesiti.....	29
Kalınlık ve yayılım.....	29
Kaya türü.....	29
Fosiller ve yaş.....	31
Alt ve üst sınırlar.....	32
Ortamsal yorum.....	32
Fasiyes a.....	32
Fasiyes b.....	33
Fasiyes c.....	33
Fasiyes c-d.....	34
Fasiyes e.....	34
Fasiyes f.....	34
Bölgesel denetirme.....	35
2.1.4.2. Yahyalı formasyonu.....	35
Tanım ve tip yeri.....	35
Kalınlık ve yayılım.....	35
Kaya türü.....	36
Fosil ve yaş.....	37
Alt ve üst sınırlar.....	37
Ortamsal yorum.....	37
Bölgesel denetirme.....	37
2.1.5. Ağbaba plato bazaltı.....	38
Tanım yayılım ve tip yeri.....	38
Kaya türü.....	38
Yaş.....	38
Alt ve üst sınırlar.....	38
Ortamsal yorum.....	38
Bölgesel denetirme.....	38

3.YAPISAL JEOLojİ.....	39
3.1. Giriş.....	39
3.2. Paleotektonik dönem.....	39
3.2.1. Karalar asalanı.....	42
3.2.2. Faraşderesi asalanı.....	45
3.3. Neotektonik dönem.....	53
3.3.1. Faylar.....	56
3.3.1.1. Beserek-Dinlendim bindirme fayı.....	56
3.3.1.2. Kızılcaova-Kavak bindirme fayı.....	57
3.3.1.3. Küçüknaibant-Peyik bindirme fayı.....	58
3.3.1.4. Peyik bindirme fayı.....	58
3.3.1.5. Kefenlibel-Bozhüyük bindirme fayı.....	59
3.3.1.6. Çamlıca bindirme fayı.....	59
3.3.1.7. Ardıçalanı-Güdül bindirme fayı.....	60
3.3.1.8. Bozotçalı bindirme fayı.....	61
3.3.1.9. Mihrimañçal bindirme fayı.....	61
3.3.1.10. Göldere bindirme fayı.....	62
3.3.1.11. Dereyurt bindirme fayı.....	62
3.3.1.12. Yeliboyun bindirme fayı.....	63
3.3.1.13. Sofrakaya bindirme fayı.....	63
3.3.1.14. Üçkaraağaç yaylası bindirme fayı.....	64
3.3.1.15. Üçkaraağaç bindirme fayı.....	64
3.3.1.16. Kocanınıkayası yırtılma fayı.....	64
3.3.2. Fay düzleminin geometrisi.....	65
3.3.3. Bindirme faylarının tavan bloklarında gelişen yapı stillerinin yorumu.....	65
3.3.3.1. Yokuş antiklinali.....	67
3.3.3.2. Yokuş/düzlük yapısı.....	67
3.3.3.3. Pop-up/üçgen zonu.....	70
3.3.3.5. Hors-dilim yapısı.....	74
3.3.4. Kıvrımlar.....	76
4. MİNERALojİ-PETROGRAFI.....	87
4.1. Giriş.....	87
4.1.1. Bölgesel metamorfik kayalar.....	87
4.1.1.1. Kulatderesi metamorfiti.....	87
Sillimanit-disten gnays.....	87
Sillimanit-disten-stavrolit gnays.....	89

Sillimanit-granat-biyotiti gnays.....	90
Sillimanit-mika gnays.....	90
Sillimanit-ortoklas gnays.....	91
Diyopsit-hornblend gnays.....	92
Hornblend gnays.....	92
Amfibolit.....	93
4.1.1.2. Aşağıculhalı metamorfiti.....	93
Granat kalksilikatik gnays.....	93
Kalksilikatik gnays.....	94
4.1.1.3. Karanidere metamorfiti.....	95
Pelitik şistler.....	95
Stavrolit-granat-mika şist.....	95
Granat-Mika şist.....	96
Metabazik kayalar.....	97
Aktinolit şist.....	97
Amfibolit.....	97
Epidot amfibolit.....	97
Biyotit-hornblend şist.....	98
Epidot-mika şist.....	99
Kalkşistler.....	99
Grafitli kalkşist.....	99
Mikalı kalkşist.....	101
Epidot-biyotit kalkşist.....	101
4.1.1.4. Kargasekmez kuvarsiti.....	102
Kuvarsit.....	102
Muskovit-kuvars şist.....	102
4.1.1.5. Bozçaldağ metakarbonatı.....	103
Mermer.....	103
Tremolit mermer.....	103
Kuvars-muskovit mermer.....	104
4.1.1.6. Kızılkaya ultramafiti.....	104
Serpantin şist.....	104
Talk şist.....	105
4.1.2. Kontakt Metamorfik Kayalar.....	105

Piroksen hornfels.....	105
Diyopsit mermer	106
Granat diyopsit mermer.....	106
4.1.3. Magmatik Kayalar.....	106
4.1.3.1. Bayramali granitoyiti.....	106
4.1.3.2. Bahçalıdere riyoliti.....	110
4.1.3.3. Ağıldere siyenitoyiti.....	111
4.1.3.4. Sıtma siyenit porfiriti.....	112
4.1.3.5. Ağbaba plato bazaltı.....	113
5. METAMORFİZMA.....	114
5.1. Bölgesel metamorfizma.....	116
5.1.1. Yeşilşist fasiyesi (Düşük sıcaklık zonu).....	116
5.1.1.1. Ultramafik kökenli kayalar.....	116
5.1.1.2. Metabazik kökenli kayalar.....	118
5.1.1.3. Pelitik kökenli kayalar.....	121
5.1.2. Yeşilşist fasiyesi (Yüksek sıcaklık zonu).....	127
5.1.2.1. Pelitik kökenli kayalar.....	127
5.1.2.2. Metabazik kökenli kayalar.....	128
5.1.3. Amfibolit fasiyesi (Düşük sıcaklık zonu).....	131
5.1.3.1. Pelitik kökenli kayalar.....	131
5.1.3.2. Metabazik kökenli kayalar.....	133
5.1.4. Amfibolit fasiyesi (Yüksek sıcaklık zonu).....	134
5.1.4.1. Pelitik kökenli kayalar.....	134
5.1.4.2. Sillimanit ve disten oluşumu.....	135
5.1.4.3. Üst sillimanit zonu.....	140
5.1.4.4. Kalksilikatik Kayalar.....	142
5.2. Kontakt Metamorfizma.....	147
6. KRİSTALİZASYON-DEFORMASYON.....	148
6.1. Giriş.....	148
6.1.1. Pretektonik kristalizasyon (Kr_1).....	150
6.1.2. Sintektonik Kristalizasyon (Ana kristalizasyon Kr_2).....	150
6.1.3. Posttektonik kristalizasyon (Kr_3).....	159
7. JEOLJİK EVRİM.....	164
7.1. Ada Yayı Modeli.....	164
7.2. Çarpışma Modeli.....	168
7.3. Akdağmadeni Metasedimanter Grubunun Metamorfik Evrimi.....	174
7.4. Post Metamorfik Evrim.....	177

8. SONUÇLAR.....	179
KAYNAKLAR.....	185

EKLER:

EK 1. İNCELEME ALANININ ÖRNEKLEME HARİTASI

EK 2. İNCELEME ALANININ (AKDAĞMADENİ DOĞUSU)
JEOLJİ HARİTASI

EK 3. İNCELEME ALANININ TEKTONİK HARİTASI

EK 4. AKDAĞMADENİ METASEDİMANTER GRUBUNUN
FASIYES HARİTASI



ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 2.1. OAKK nin basitleştirilmiş Jeoloji Haritası.....	11
Şekil 2.2. Akdağmadeni masifinin 1/500.000 ölçekli jeoloji haritası	12
Şekil 2.3. İnceleme alanının genelleştirilmiş kolon kesiti.....	13
Şekil 3.1. Pi dairesi ve kutup noktasının tanımlanmasında kullanılan stereografik yöntemi gösteren Π diyagramı.....	43
Şekil 3.2. Karalar asalanı S1 düzlemlerinin kontur diyagramı (a) ve S1 düzlemlerinin kutup noktalarının (b) dağılımı.....	44
Şekil 3.3. Karalar asalanı (S2) kıvrım eksen düzlemi ve (B1) kıvrım eksenlerinin konumunu gösteren diyagram.....	46
Şekil 3.4. Karalar asalanı (S3) kıvrım eksen düzlemi ve (B2) kıvrım eksenlerinin konumunu gösteren diyagram.....	46
Şekil 3.5. Karalar asalanı (S2) ve (S3) kıvrım eksen düzlemlerinin ilişkisini ve iki evreli kıvrımlanmayı gösteren diyagram.....	47
Şekil 3.6. Faraşderesi asalanı (S2) kıvrım eksen düzlemi ve (B1) kıvrım eksenlerinin konumunu gösteren diyagram.....	49
Şekil 3.7. Faraşderesi asalanı (S3) kıvrım eksen düzlemi ve (B2) kıvrım eksenlerinin konumunu gösteren diyagram.....	49
Şekil 3.8. Faraşderesi asalanı (S2) ve (S3) kıvrım eksen düzlemlerinin ilişkisini ve iki evreli kıvrımlanmayı gösteren diyagram.....	50
Şekil 3.9. Faraşderesi asalanı B1 ve B2 kıvrım eksenlerinin ilişkisini gösteren iz haritası.....	51
Şekil 3.10. Karalar ve Faraşderesi asalanlarına ait nihai diyagramların karşılaştırılması.....	52
Şekil 3.11. İki evreli ve birbirine dik olarak gelişmiş ve 'Tip 1' tarzında gelişen kıvrımlanma modeli.....	54
Şekil 3.12. Dom ve küvet yapısını üç boyutlu olarak gösteren .. şematik model	55
Şekil 3.13. Bindirme sistemlerinde gelişen tavan blok yapılarını ve fay düzleminin geometrisini yansıtan şematik model.....	65
Şekil 3.14. Fay düzlemi ile tavan bloktaki tabakalar arasındaki açı ilişkilerini yansıtan şematik model.....	66
Şekil 3.15. A-A' boyunca alınan jeolojik enine kesitte yokuş antiklinali yapısının görünümü.....	68
Şekil 3.16. Yokuş antiklinali yapısında fay düzleminin geometrisini (a) ve tavan blokta gelişen yapı stilini (b) gösteren şematik	

model.....	69
Şekil 3.17. K-K' boyunca metamorfik birimlerle sedimanter birimlerin ilişkisini ve yokuş/düzlük yapısını gösteren jeolojik enine kesit	71
Şekil 3.18. Yokuş/ düzlük yapısında fay düzleminin geometrisini (a) ve tavan blokta gelişen yapı stilini (b) gösteren şematik model.....	72
Şekil 3.19. H-H' boyunca pop-up/üçgen zonu yapısını gösteren Jeolojik enine kesit.....	73
Şekil 3.20. G-G' boyunca pop-up/üçgen zonu yapısını gösteren Jeolojik enine kesit.....	75
Şekil 3.21. B-B' boyunca hors yapısını gösteren jeolojik enine kesit	77
Şekil 3.22. Dereyurt asalanı sedimanter birimlerin (S4) kıvrım eksen düzlemi ve (B3) kıvrım eksenlerinin konumunu gösteren diyagram.....	79
Şekil 3.23. Dereyurt asalanı sedimanter birimlerin (S5) kıvrım eksen düzlemi ve (B4) kıvrım eksenlerinin konumunu gösteren diyagram.....	79
Şekil 3.24. Dereyurt asalanı sedimanter birimlerin (S4) ve (S5) kıvrım eksen düzlemlerinin ilişkisini ve iki evreli kıvrımlanmayı gösteren diyagram.....	81
Şekil 3.25. Dereyurt asalanı metamorfik birimlerin (S4) kıvrım eksen düzlemi ve (B3) kıvrım eksenlerinin konumunu gösteren diyagram.....	82
Şekil 3.26. Dereyurt asalanı metamorfik birimlerin (S5) kıvrım eksen düzlemi ve (B4) kıvrım eksenlerinin konumunu gösteren diyagram.....	82
Şekil 3.27. Dereyurt asalanı metamorfik birimlerin (S4) ve(S5) kıvrım eksen düzlemi ve (B4) kıvrım eksenlerinin konumunu gösteren diyagram.....	83
Şekil 3.28. Dereyurt asalanı sedimanter ve metamorfik birimlere ait nihai diyagramların karşılaştırılması.....	84
Şekil 3.29. Neotektonik dönemde faylanmaya bağlı olarak gelişen sürüme kıvrımlarının şematik modeli.....	86
Şekil 4.1. Bayramali granitoyiti ve Ağıldere siyenitoyiti kaya örneklerinin QAP diyagramındaki konumları.....	109

Şekil 5.1. Metamorfizma derecelerinin ısı-basınç diyagramındaki konumları.....	114
Şekil 5.2. Farklı ısı-basınç şartlarında ortaya çıkan metamorfik fasiyeslerin P-T diyagramındaki konumları.....	115
Şekil 5.3. Düşük dereceli metamorfizmada izoreaksiyonların konumları	117
Şekil 5.4. Pelitik kayalarda metamorfik reaksiyonlar.....	122
Şekil 5.5. Yüksek dereceli metamorfizmada metapelitlerde izoreaksiyon-grad'ların konumu.....	139
Şekil 5.6. Pelitik kayalarda petrojenetik izoreaksiyon-grad'ların konumu.....	140
Şekil 5.7. Pelitik kayalarda petrojenetik gridler.....	142
Şekil 5.8. Metamorfizmanın farklı barik tiplerini gösteren grafik.....	146
Şekil 5.9. Metakarbonatların petrojenetik derecelerinin ısı-basınç diyagramındaki konumu.....	147
Şekil 6.1. Kulatderesi metamorfiti kristalizasyon-deformasyon ilişkisi.....	156
Şekil 6.2. Aşağıçulhalı metamorfiti kristalizasyon-deformasyon ilişkisi.....	157
Şekil 6.3. Karanidere metamorfiti metabazik kayaları kristalizasyon-deformasyon ilişkisi.....	158
Şekil 6.4. Karanidere metamorfiti pelitik kayaları kristalizasyon-deformasyon ilişkisi.....	158
Şekil 7.1. Anadolunun jeolojik evriminde etkili olan okyanusal alanlar ve mikrokıtaların konumu.....	165
Şekil 7.2. Kenet kuşakları.....	166
Şekil 7.3. Anadolu mikro levhasında gelişen okyanusal alanlar ile mikrokıtaların Triyas-Alt Tersiyer dönemindeki genel evrimi.....	167
Şekil 7.4. Kuzey neo-Tetisin Liyas-Eosen sürecindeki tektonik evrimini gösteren modeller.....	170
Şekil 7.5. Orta Anadolu Kristalen Kompleksinin jeodinamik evrimi.....	175

FOTOĞRAFLAR DİZİNİ

Foto 2.1. Kulatderesi metamorfiti pelitik kayalardan mika gnaysın arazideki görünümü.....	14
Foto 2.2. Aşağıçulhalı metamorfiti kalsilikatik kayaların arazideki görünümü.....	16
Foto 2.3. Kargasekmez kuvarsitinin arazideki görünümü.....	18
Foto 2.4. Kargasekmez kuvarsitinde gelişen kesme çatlaklarının arazideki görünümü.....	19
Foto 2.5. Bozçaldağ metakarbonatının arazideki görünümü Şt: Şistler (Karanidere metamorfiti), Mr: Mermer (Bozçaldağ metakarbonatı).....	21
Foto 2.6. Kızılkaya metaultramafitinin arazideki görünümü.....	23
Foto 2.7. Bayramali granitoyitinin Kulatderesi metamorfiti ile olan dokanağı. Gr: Bayramali granitoyiti, Km: Kulatdresi metamorfiti.....	25
Foto 2.8. Bahçalidere riyolitinin arazideki görünümü.....	26
Foto 2.9. Beyyurdu formasyonunun tabanında yer alan polijenik konglomeraların arazideki görünümü.....	30
Foto 2.10. Beyyurdu formasyonu marnlarının arazideki görünümü.....	31
Foto 2.11. Yahyalı formasyonunun Ardıçalanı köyü dolaylarında arazideki görünümü.....	36
Foto 3.1. Paleotektonik dönemde gelişen 'M' şekilli kıvrımlar.....	40
Foto 3.2. Paleotektonik dönemde gelişen ve ana yapının kanatlarında korunan kıvrımlar. Kıvrım eksen düzlemi(kalem) kuzeye eğimlidir.....	40
Foto 3.3. Yahyalı formasyonunun kuzey dokanağının kuzeyden gelen itilme nedeniyle dikleşmesi	60
Foto 3.4. Bozotçalı bindirme fayına ait fay düzleminin. arazideki görünümü.....	62
Foto 3.5. Beyyurdu formasyonunda neotektonik dönemde gelişmiş kıvrım.....	78
Foto 4.1. Kahverengi kümeler halinde sillimanit mineralleri (Büyütme: 4×10, Tek Nikol).....	88
Foto 4.2. Kahverengi kümeler halinde sillimanit mineralleri. (Büyütme: 4×10, Çift Nikol).....	88

Foto 4.3. Sillimanit-disten-stavrolit mineralleri (Büyütme: 4×10, TekNikol), Si: Sillimanit Di: Disten, St: Stavrolit	89
Foto 4.4. Sillimanit mika gnayslarda sillimanit, biyotit mineralleri (Büyütme: 4×10, Çift Nikol).....	91
Foto 4.5. Sillimanit muskovit gnayslarda sillimanit+ortoklas Parajenezi (Büyütme: 4×10, Çift Nikol), Si: Sillimanit, Or: Ortoklas	92
Foto 4.6. Kalksilikatik gnayslarda diyopsit+skapolit+kalsit mineralleri (Büyütme: 4×10, Çift Nikol), Ka: Kalsit, Sk: Skapolit, Dy: Diyopsit.....	94
Foto 4.7. Granat mikaşistlerden bir görünüm (Büyütme: 4×10, Tek Nikol).....	96
Foto 4.8. Epidot amfibolit mikroskoptaki görünümü (Büyütme: 4×10, Tek Nikol), Ep: Epidot, Hrb: Hornblend.....	98
Foto 4.9. Epidot mikaşist'lerin mikroskoptaki görünümü (Büyütme: 4×10, Çift Nikol). Ep: epidot.....	99
Foto 4.10. Grafitli kalkşistlerin mikroskoptaki görünümü (Büyütme: 4×10, Çift Nikol), Grf: Grafit, Okun ucunda: Klinozoizit.....	100
Foto 4.11. Kuvarsitlerin mikroskoptaki görünümü (Büyütme: 4×10, Çift Nikol).....	102
Foto 4.12. Mermerlerin mikroskoptaki görünümü (Büyütme: 4×10, Çift Nikol).....	103
Foto 4.13. Serpantin şistlerin mikroskoptaki görünümü (Büyütme: 4×10, Çift Nikol).....	104
Foto 4.14. Bayramali granitoyitinin mikroskoptaki görünümü (Büyütme: 2.5×10, Çift Nikol).....	107
Foto 4.15. Kenarları yuvarlatılmış ve körfez şekilli oyuntulara sahip kuvars (Büyütme: 4×10, Çift nikol) Hamur: Mikrokristalin kuvars, feldspat ve kil minerallerinden oluşmaktadır.....	110
Foto 4.16. Ağıldere siyenitoyitinin mikroskoptaki görünümü (Büyütme: 4×10, Çift Nikol).....	111
Foto 4.17. Sıtma siyenit porfirinin mikroskoptaki görünümü (Büyütme: 4×10, Çift Nikol).....	112

- Foto 5.1. Kızılkaya metaperidotitinde gözlenen
Manyezit+talk+serpantin parajenezi
(Büyütme: 4×10, Çift Nikol), Mz: Manyezit.....118
- Foto 5.2. Karanidere metamorfiti metabazik kökenli kayalarda
gözlenen Klorit+Aktinolit+epidot/klinozoizit+albit+kuvars
kalsit parajenezi (Büyütme: 4×10, Çift Nikol).
Ep: Epidot, Klo: Klorit, Akt: Aktinolit.....120
- Foto 5.3. Karanidere metamorfiti metabazik kökenli kayalarda
gözlenen klinozoizit minerali
(Büyütme: 4×10, Çift Nikol).....120
- Foto 5.4. Karanidere metamorfitinde gözlenen
Yeşil biyotit+K-feldspat+albit+muskovit+kuvars
parajenezi (Büyütme: 4×10, Tek Nikol)
Ksp: K-feldspat, ab:albit, mu: muskovit.....123
- Foto 5.5. Karanidere metamorfitinde gözlenen
Yeşil biyotit+K-feldspat+albit+muskovit+kuvars
parajenezi (Büyütme: 4×10, Çift Nikol).....123
- Foto 5.6. Karanidere metamorfitinde gözlenen
Biyotit+epidot/klinozoizit+muskovit+albit+kuvars
parajenezi (Büyütme: 4×10, Tek Nikol)
Bi:biyotit, ep:epidot, ab:albit, mu: muskovit.....124
- Foto 5.7. Karanidere metamorfitinde gözlenen
Biyotit+epidot/klinozoizit+muskovit+albit+kuvars
parajenezi (Büyütme: 4×10, Çift Nikol)
Bi:biyotit, ep:epidot, ab:albit, mu: muskovit.....124
- Foto 5.8. Karanidere metamorfitinde gözlenen
Yeşil biyotit+granat(spessartin)+muskovit+albit+kuvars
parajenezi (Büyütme: 4×10, Tek Nikol).
Gr: Granat, mu: muskovit, ab: albit, ku: kuvars.....125
- Foto 5.9. Karanidere metamorfitinde gözlenen
Yeşil biyotit+granat(spessartin)+muskovit+albit+kuvars
parajenezi (Büyütme: 4×10, Çift Nikol)
Gr: Granat, mu: muskovit, ab: albit, ku: kuvars.....125
- Foto 5.10. Karanidere metamorfitinde gözlenen
Mavi-yeşil hornbled+aktinolit+epidot+albit+oligoklas+kuvars
parajenezi (Büyütme: 4×10, Tek Nikol)

Hrb: Hornblend, akt: aktinolit, ol: oligoklas, ab: albit.....	129
Foto 5.11. Karanidere metamorfitinde gözlenen Yeşil hornbled+oligoklas+epidot +kuvars parajenezi (Büyütme: 4×10, Tek Nikol).....	130
Foto 5.12. Kulatderesi metamorfitinde gözlenen Disten+stavrolit+biyotit+muskovit+plajiyoklas+kuvars parajenezi (Büyütme: 4×10, Tek Nikol) Di: Disten, stv: stavrolit (en sağda sarı).....	135
Foto 5.13. Kulatderesi metamorfitinde gözlenen Disten+stavrolit+biyotit+muskovit+plajiyoklas+kuvars parajenezi (Büyütme: 4×10, Çift Nikol) St: Stavrolit, Di: Disten.....	136
Foto 5.14. Kulatderesi metamorfitinde gözlenen Sillimanit+disten+stavrolit+biyotit+plajiyoklas+kuvars+ opak mineral parajenezi (Büyütme: 4×10, Tek Nikol) Si:Sillimanit, Di:Disten, St: Stavrolit.....	137
Foto 5.15. Kulatderesi metamorfitinde gözlenen Sillimanit+disten+stavrolit+biyotit+plajiyoklas+kuvars+ opak mineral parajenezi (Büyütme: 4×10, Çift Nikol) Si:Sillimanit, Di:Disten, St: Stavrolit.....	138
Foto 5.16. Kulatderesi metamorfiti üst sillimanit zonunda gözlenen Sillimanit+ortoklas+muskovit+biyotit+plajiyoklas+kuvars mineral parajenezi (Büyütme: 4×10, Çift Nikol) Si: Sillimanit, mu: muskovit, or: ortoklas.....	141
Foto 5.17. Aşağıçulhalı metamorfitinde gözlenen Diyopsit+plajiyoklas+skapolit+kuvars+kalsit+titanit+opak mineral parajenezi (Büyütme: 4×10, Çift Nikol) Dy: Diyopsit, sk: skapolit.....	143
Foto 6.1. Pretektonik kristalleşme gösteren çatlaklı granat (Büyütme: 4×10, Tek Nikol).....	151
Foto 6.2. Sintektonik rotasyonel albit porfiroblastı içinde çizgisel kapanımlar (Büyütme: 4×10, Tek Nikol).....	152
Foto 6.3. Sintektonik rotasyonel albit porfiroblastı içinde çizgisel kapanımlar (Büyütme: 4×10, Çift Nikol).....	152
Foto 6.4. Pelitik kayalarda gelişen buruşma klivajı. Grafit ve kuvars S1 düzlemlerini oluşturmakta, F1 evresine göre sintektonik kristalleşme göstermektedir. Biyotit bu evreye	

	göre posttektonik kristalleşmiştir. S2 düzlemleri S1 düzlemlerini yaklaşık 90 derecelik bir açıyla kesmektedir (Büyütme: 4×10, Tek Nikol).....	153
Foto 6.5.	Karanidere metamorfitinde sintektonik rotasyonal albit porfiroblastı içinde çizgisel kapanımlar (S1) ve albit porfiroblastını kuşatan (S2) folyasyon düzlemleri (Büyütme: 4×10, Tek Nikol).....	153
Foto 6.6.	Karanidere metamorfitinde sintektonik rotasyonal albit porfiroblastı içinde çizgisel kapanımlar (Büyütme: 4×10, Çift Nikol).....	154
Foto 6.7.	Sintektonik rotasyonal kristalleşen granat minerali (Büyütme: 4×10, Tek Nikol).....	154
Foto 6.8.	'S' şekilli kapanımlar içeren sintektonik rotasyonal albit porfiroblastı (Büyütme: 4×10, Tek Nikol).....	155
Foto 6.9.	Aşağıçulhalı metamorfiti kalsilikatik kayalarda S2 folyasyon düzlemi (Büyütme: 4×10, Çift Nikol).....	157
Foto 6.10.	Kalsilikatik kayalarda gelişen simplektit dokusu (Büyütme: 4×10, Çift Nikol) Sip: Simplektit, gr: granat, qu: kuvars.....	160
Foto 6.11.	Karanidere metamorfitinde gözlenen posttektonik biyotit büyümesi (Büyütme: 4×10, Tek Nikol).....	161
Foto 6.12.	Karanidere metamorfitinde gözlenen posttektonik biyotit büyümesi (Büyütme: 4×10, Çift Nikol).....	161
Foto 6.13.	Karanidere metamorfitinde gözlenen posttektonik stavrolit büyümesi (Büyütme: 4×10, Tek Nikol).....	162
Foto 6.14.	Kargasekmez kuvarsitinde posttektonik kristalleşen kuvars büyümesi (Büyütme: 4×10, Çift Nikol).....	162

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 4.1. Bayramali granitoyiti ve Ağıldere siyenitoyiti kaya örneklerinin modal mineralojik bileşimleri.....	108
Çizelge 5.1. İnceleme alanında yeşilşist ve amfibolit fasiyesinde ortaya çıkan mineraller.....	145



1.GİRİŞ

1.1 İnceleme Alanının Coğrafik Konumu

İnceleme alanı Orta Anadolu'da Yozgat iline bağlı Akdağmadeni ilçesinin yaklaşık 15 km doğusunda yer almaktadır (Şekil 1.1). 1/25.000 ölçekli Sivas İ36 d1, d2, d3, d4 paftalarında yaklaşık 600 km² lik bir alanı kapsamaktadır. İnceleme alanı yoğun bitki örtüsüne, derin vadileri, yüksek dağları ile oldukça engebeli bir topoğrafyaya sahiptir. Bellibaşlı yükseltileri şunlardır: Doğurlen T. (1528 m), Susuzca T. (1638), Kargaala T.(1763 m), Tülü T. (1805 m), Buğday T. (1887 m), Mihrimançal T. (1824 m), Bozotçalı T. (1972 m), Bayramınışdiktığı T. (1949 m) (Sivas İ36 d1); Gökçebel T. (1758 m), Tepesidelik T. (1895 m), Kabak T. (1767 m), Balakkale T. (1795 m), Isranlı T. (1842 m), Develiçal T. (1882 m), Tepesidelik T. (1924 m), Döldölözü T. (1953 m), Tavukkıran T. (1750 m) (Sivas İ36 d2); Çal T. (1635 m), Topakkaya T. (1547 m), Boyuntarla T. (1622 m), Göktuna T. (1528 m), Dinlendim Dağı (2064 m), Beserek Dağı (2127 m), Tekatlının tarlası T. (1844 m), Ağbaba T. (1926 m) (Sivas İ36 d3); Ciritçanı T. (1826 m), Kömeli T. (2011 m), Küçük Nalbant Dağı (2166 m), Büyük Nalbant Dağı (2155 m), Gökgez T. (2134 m), Kazanyuvarlayan T. (2078 m), Göğkuyu T. (2230 m), Akgöl T. (2142 m), Devekayası T. (2109 m) (Sivas İ36 d4) dir.

Çalışma alanında güneyden kuzeye doğru akan dereler; Gündelenözü Dere, Hüsamettin Dere, güneybatı-kuzeydoğu yönünde akan Cehennem Dere, Karani Dere (Sivas İ36 d4), kuzeybatı-güneydoğu yönünde akan Bozhüyükçayı Dere, Yahyalıözü Dere, (Sivas İ36 d3), kuzeyden güneye doğru akan Kağnıinişi Dere, sürekli akarsulardır. Yöre halkının başlıca geçim kaynağı tarım ve hayvancılıktır. Başlıca yerleşim alanları ise Aşağıçulhalı köyü, Üçkaraağaç köyü, Ortaköy, Dereyurt (Sivas İ36 d1); Karalar köyü, Akpınarbeleni köyü, Sıtma mahallesi, Akkaya mahallesi, Faraşderesi köyü, Güdül mahallesi (Sivas İ36 d2); Yazılıtaş köyü, Mezraa köyü, Yahyalı köyü, Peyik, Maşlaklı, Otluk, Kavak köyü, Kale köyü, Çamlıca, Örtülü, Ağcasu, Beyyurdu köyü (Sivas İ36 d3); Bozhüyük köyü, Veziralanı köyü, Yeşiloymak, Hüyükülalan köyü, Ardıçalanı köyü, Kızılcaova köyü, Çerçialanı köyü, Çağlağan köyü (Sivas İ36 d4) dır. Köyler arasındaki ulaşım stabilize ve orman yolları ile sağlanmaktadır.

1.2 Çalışmanın Amacı

Orta Anadolu masifleri içinde en geniş yüzeylenime sahip olan ve Kırşehir Bloğunun doğusunda yer alan Akdağmadeni metamorfikleri, ekonomik öneme sahip mineralizasyonlara sahip olması nedeniyle, uzun yıllardan bu yana metamorfizması, magmatizması ve ekonomik cevherleşmeleri üzerine çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmaların sayısında 1980' li yıllardan itibaren artış kaydedilmiştir. Metamorfizma ve cevherleşmelerin yanı sıra masifte yapısal yönden son derece zengin yapı stillerinin gelişmiş olması, araştırmacıların ilgisini çekmiştir.

Bu kapsamda; inceleme alanında yüzeyleyen metamorfik kayaların tanımlanması, metamorfik dizilimin ortaya konulması, yapısal unsurların ve litolojik sınırların jeolojik haritaya aktarılması, uygun yöntemlerle mineralojik-petrografik özelliklerinin belirlenmesi, petrografik ve petrolojik bulgularla metamorfizmanın karakterinin belirlenmesi, yapısal elemanlardan elde edilecek veriler yardımıyla metamorfiklerin iç yapısının açıklığa kavuşturulması, deformasyon evrelerinin ayırtlanması ve metamorfizma-yapı arasındaki ilişkinin belirlenmesi amaçlanmıştır.

1.3 Çalışma Yöntemleri

Çalışmanın amacına uygun olarak çalışmalar arazi ve laboratuvar çalışmaları olarak yürütülmüştür.

1.3.1 Arazi çalışmaları

Arazi çalışmaları sırasında 1/25.000 ölçekli Sivas İ36 d1, d2, d3, d4 paftalarında yaklaşık 600 km² lik bir alanın jeolojik haritası yapılmıştır. Farklı kaya türleri/toplulukları tanımlanarak jeolojik haritaya aktarılmıştır. Mümkün olduğunca herbir kaya türünden laboratuvar çalışmalarına yönelik olarak 949 kaya örneği alınmıştır (Ek 1).

Metamorfiklerde gelişen folyasyon ve kıvrımlı yapılardan, masifin yapısal özelliklerinin belirlenmesine yönelik ölçümler alınmıştır.

1.3.2 Laboratuvar çalışmaları

Araziden toplanan kaya örneklerinden ince kesitler yapılmış ve polarizan mikroskopta optik mineralojik yöntemlerle incelenerek mineralojik-petrografik açıdan tanımlamaları yapılmıştır. Çalışma alanını da içine alan 1/35.000 ölçekli hava fotoğrafları aynalı stereskop altında incelenmiş, yapısal unsurların belirlenmesinde hava fotoğraflarından önemli ölçüde yararlanılmıştır.

Yapısal elemanların (kıvrım eksen, kıvrım eksen düzlemi, folyasyon düzlemi vb.) değerlendirilmesi bilgisayar ortamında gerçekleştirilmiştir. Kıvrımlarla ilgili deformasyon evrelerinin tespit edilmesinde Darton Software SPLOT bilgisayar programı kullanılarak pi ve kontur diyagramları hazırlanmıştır.

1.4 Önceki Çalışmalar

Orta Anadolu Kristalen Kompleksi içerisinde yer alan Kırşehir, Niğde ve Akdağmadeni metamorfikleri üzerinde değişik zamanlarda farklı çalışmalar yapılmıştır.

Kırşehir yöresinde metamorfik kayaların petrografisine, metamorfizma şartlarına ve yapısal özelliklerine açıklık getiren çalışmalar Erkan (1975, 1976a,b, 1977, 1978, 1981), Seymen (1981a, 1981b, 1982, 1983, 1984) ve Tolluoğlu (1986, 1987, 1990,1991) tarafından gerçekleştirilmiştir.

Niğde masifinde Göncüoğlu (1977, 1981) yaptığı çalışmada masifin petrografisi, deformasyonu ve metamorfizması arasındaki ilişkileri incelemiştir. Akçay (1994) tabakalanmaya ve faylanmaya bağlı mineralizasyonlar üzerinde araştırmalar yapmıştır.

Akdağmadeni metamorfiklerinde inceleme alanını ve yakın çevresini de içine alan özgün çalışmalar yapılmıştır. Yörenin Kurşun-çinko cevherleşmesi yönünden ekonomik değere sahip olması, bilimsel amaçlı çalışmaların başlamasına öncülük etmiştir. Özellikle 1980'li yılların başından itibaren yöredeki bölgesel metamorfik kayalara ve ekonomik cevherleşmelere yönelik çalışmaların sayısında artış kaydedilmiştir.

Akdağmadeni metamorfiklerinin doğusunda Yıldızeli ve Karaçayır dolaylarında doğrudan metamorfiklerin ve Mesozoyik-Senozoyik yaşlı örtü kayalarının petrografisini,

stratigrafisini, yapısal özelliklerini ve jeodinamik evrimini açıklamaya yönelik özgün ve bölgesel nitelikli çalışmalar yapılmıştır. Metamorfik temel ile üzerindeki sedimanter örtü birimleri ve ofiyolitli karışık arasındaki ilişkilere açıklık getirilmeye çalışılmıştır (Tatar 1977, Yılmaz 1980, 1981, 1982, Özcan vd 1980, Yılmaz ve Özer 1984, Tekeli vd 1991, Özaksoy 1993, Gökten 1993, Alpaslan 1993).

Bölgedeki maden yataklarının içerdiği cevherleşmeleri anlatan en eski çalışma Paolo (1909) tarafından yapılmıştır.

Pollak (1958) metamorfizmler üzerinde ayrıntılı çalışma yaparak metamorfik kütleyi taban, orta ve tavan şeklinde üç seriye ayırmıştır. Taban serisinin kuvarsit, mermer ve mika-gneys gibi kayalardan oluştuğunu, üzerine diskordansla bir mermer serisi geldiğini ve en üstte de mikaşist ve kuvarsit şeklinde tavan serisi kayaların yer aldığını belirtmiştir.

Vache (1963) Akdağmadeni çevresindeki metamorfizmlerde farklı karakterde iki ayrı metamorfizmanın geliştiğini belirterek Pollak (1958)'in taban serisi olarak ayırdığı birimlerin mezo-katazonal şartlarda metamorfizmaya uğradığını, orta ve tavan serisi kayaların ise epizonal şartlar altında metamorfizma geçirdiğini ifade etmiştir.

Erkan (1975) Akdağmadeni metamorfizmlerinin güneybatı ucunda Bolluk gölü civarında tespit ettiği Disten+stavrolit mineral topluluğuna dayanarak metamorfizma sırasında etkili olan basıncın, Kırşehir yöresinde gelişen metamorfizma basıncından daha yüksek olduğunu ifade etmiştir.

Tatar (1977) Yıldızeli kuzeyindeki bölgenin stratigrafisine ve petrografisine yönelik çalışmalar yapmıştır.

Dökmeci (1980) metamorfik kayaları " Akdağ metamorfik grubu " adı altında tanımlamış ve grubu altta şist ve gneyslardan oluşan Köklüdere formasyonu ile, üstte genelde mermerlerden oluşan Özerözü formasyonu olarak iki birime ayırmıştır.

Araştırmacı Akdağ metamorfik grubunun granit, aplit, pegmatit ve riyolit türü granitoyitler tarafından kesildiğini belirtmiştir.

Erkan (1980) Memo dağı (Karapir köyü) dolaylarında yaptığı araştırmasında, önceki araştırmacıların görüşlerinden farklı olarak, metamorfik kütleyi taban, orta ve tavan şeklinde ayırmanın mümkün olmadığını, önce yüksek dereceli, sonra düşük dereceli metamorfizmanın etkili olduğunu ifade edilemeyeceğini belirtmiştir. Araştırmacı bölgede yüksek dereceli bir bölgesel metamorfizmanın varlığına işaret ederek, metamorfik kayaların tümünün aynı metamorfizma derecesine sahip olduğunu vurgulamış ve bölgede metamorfik bir zonlanmanın yapılamayacağına işaret etmiştir.

Özcan vd. (1980)' nin Akdağmadeni metamorfitleri üzerine yaptığı çalışmada, bölgede stavrolit+disten+granat, stavrolit+sillimanit mineral parajenezlerinin varlığına değinilerek, metamorfizmanın almandin-amfibolit fasiyesi şartları altında geliştiği ileri sürülmüştür.

Tülümen (1980) yaptığı araştırmasında, bölgesel metamorfik kayaları mineral parajenezlerine göre fasiyeslere ayırmış, metamorfizmada etkili olan ısı/basınç şartlarının 5 kb basınç ve 500°-600° C ısı aralığında geliştiğini belirtmiştir. Ayrıca belirli minerallerin bileşimlerinde meydana gelen değişimleri dikkate alarak, metamorfizma derecesinin güneybatıdan kuzeydoğu yönüne doğru artış gösterdiğini vurgulamış ve metamorfizma yaşının Eosen öncesi olduğunu ifade etmiştir.

Yılmaz (1980, 1981a, 1982) Tokat ile Sivas arasındaki bölgede Eosen öncesi üç tektonik birimin yer aldığını bunların; kuzeyde Tokat metamorfitleri, güneyde Akdağmadeni metamorfitleri ve ikisi arasında yer alan ofiyolitik karışık ile karışığın örtü kayaları olduğunu belirtmiştir. Akdağmadeni metamorfitlerinin mermer kuvarsit düzeylerinden ve yer yer albit-kloritmikaşist ve amfibolit şist arakatıklarından oluştuğuna değinerek, metamorfitlerin epidot-amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğradığını ifade etmiştir.

Özer ve Göncüoğlu (1982) metamorfik kayalarda yaptıkları çalışmalarında, masif içerisinde farklı metamorfizma derecelerini yansıtan mineral topluluklarına rastladıklarını ifade etmişlerdir. Metamorfitler içinde metaultramafitlerin varlığına değinerek, masifin metamorfizmasının, bu ultramafitlerin bölgeye yerleşmesinden sonra gerçekleştiğini ileri sürmüşlerdir.

Tatar (1982) Yıldızeli kuzeyindeki Çamlıbel dağlarının tektonik yapısı ile ilgili çalışmasında Erzincan-Yozgat arasında bölgesel nitelikteki D-B uzanımlı bindirme zonunun varlığına değinerek bu zonun " Orta Anadolu Ofiyolit Bindirmesi" olarak adlandırılmasını önermiştir. Bindirme hareketinin Neojen'i de kısmen etkilediğini ifade etmiştir.

Sağıroğlu (1984a, 1984b) Akdağmadeni ve Akçakışla civarında granitoyit intrüzyonlarının çevresinde gelişen kontakt metazomatik etkileri, granitoyit - mermer dokanağında gelişen skarn zonlarını ve cevherleşmeyi incelemiştir. Cevherleşmeyi kontrol eden litolojik faktörün yanında tektoniğin de çok önemli rol oynadığını vurgulamıştır. Bölgesel metamorfizmanın orta dereceli amfibolit fasiyesi (5 kb basınç, < 620° C) şartlarında geliştiğini belirtmiştir.

Yılmaz ve Özer (1984) Kuzey Anadolu Bindirme kuşağının Akdağmadeni ve Karaçayır arasındaki bölümünün jeolojisini ve Tersiyer havzasının yapısal evrimini incelemiş, Kuzey Anadolu Bindirme Kuşağının Neojen sırasında yeniden hareket ettiğini vurgulamıştır.

Şahin (1991) Akdağmadeninin güneydoğusunda Başçatak köyü civarında yaptığı çalışmada metamorfik kayaları metapelitler ve metakarbonatlar olarak iki birim altında incelemiştir. Mineral parajenezlerini dikkate alarak metamorfitlerin metasedimanter nitelikte olduklarını belirtmiştir. Metamorfizmanın düşük mertebenin yüksek sıcaklık aralığından, orta mertebenin yüksek sıcaklık-yüksek basınç şartlarına kadar değişen bir aralıkta geliştiğini ifade ederek, birbirinden farklı karakterde iki metamorfizma zonunun geliştiğine işaret etmiştir.

Tekeli vd., (1991) Karaçayır ve Akdağ masifinin doğu kesiminde yaptıkları çalışmada masiflerin Üst Kretase-Tersiyer yaşlı sedimanter örtü birimlerinin otokton temelini oluşturduğunu ifade etmişlerdir. Araştırmacılar Karaçayır masifini Taşlıdere metamorfikleri, Evliyatepe granitoidleri ve Sakardağı metabazitleri olarak üç birime ayırmış, Akdağ masifini oluşturan kayaların Karaçayır masifine göre daha yüksek metamorfizma derecesine sahip olduklarını ifade etmişlerdir.

Kavak (1992) Ağcakışla yöresinde metamorfik kayalar üzerine uyumsuz olarak gelen sedimanter örtü birimlerinin stratigrafisine ve jeolojisine yönelik çalışma yapmıştır.

Alpaslan (1993) Yıldızeli yöresinde yaptığı çalışmada metamorfikleri " Yıldızeli metasedimanter grubu" adıyla tanımlamıştır. Yıldızeli metasedimanter grubunu alttan üste doğru Aşılık metamorfiti, Fındıcak metamorfiti, Pelitli kaya kuvarsiti ve Kadıköy metakarbonatı olarak dört birime ayırmıştır. Sorhunlu ultramafitinin bu birimleri tektonik olarak üzerlediğini belirtmiş, tüm bu birimlerin granitoyitler tarafından kesildiğini ifade etmiştir.

Gökten (1993) Yıldızeli yöresinde yaptığı çalışmada, metamorfiklerin protolitlerinin şelf ve derin deniz ortamlarında çökelmiş karbonat ve filiş türü sedimanlardan oluştuğunu ve derin gömülme sonucu, orta basınç-yüksek sıcaklık şartlarında metamorfizma geçirdiklerini belirtmiştir.

Özaksoy (1993) Akdağmadeni metamorfiklerinin en güneydoğu ucunda Özvatan-Felahiye (Kayseri) civarında metamorfiklerin ve üzerinde yer alan sedimanter örtü kayalarının stratigrafisi ve tektoniği konusunda çalışmalar yapmış, yapısal yönden paleotektonik ve neotektonik dönemlerde gelişen farklı eksen yönelimli kıvrımlı yapıların varlığına değinmiştir.

Göncüoğlu vd., (1991, 1992, 1993, 1994) Orta Anadolu Kristalen Kompleksi olarak adlandırdıkları Kırşehir Bloğu'nun güney, orta ve doğu kesimlerinde masifin jeolojisi, metamorfizma özellikleri ve jeodinamik evrimini açıklamaya yönelik

çalışmalar yapmışlardır. Kırşehir masifinin temelini oluşturan metamorfik kayaları yaşlıdan gence doğru sırasıyla Gümüşler, Kaleboynu ve Aşıgediği formasyonu olarak üç ayrı birime ayırmışlardır. Metamorfik kayaların istif özelliklerinin Toros kuşağı kayalarının istif özelliklerine benzerlik gösterdiğine değinerek metamorfiklerin Toros kuşağı ile bire bir korele edilebileceğini belirtmişlerdir. Metamorfik kayaların protolitlerinin yaşının olasılıkla Paleozoyik-Mesozoyik oldukları görüşünü ileri sürmüşlerdir. İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağının erken Üst Kretasede kapanmaya başlaması ile İzmir-Ankara-Erzincan okyanusal alanından kaynaklanan ofiyolit dilimlerinin Kırşehir mikro levhasının, İ.A.E okyanusuna bakan pasif kenarı üzerine yerleştiğini ve Kırşehir mikro levhasının metamorfizmasına neden olduğunu ifade etmişlerdir. Çarpışma sonrası termal genleşmeye bağlı olarak metamorfitlerin kısmi ergimesi sonucunda radyometrik yaşları 110-95 my. arasında değişen 'S-Tipi' granitoyitlerin oluştuğunu belirtmişlerdir. Üst Kretase döneminde İAE okyanusunda yeni bir okyanus içi dalma-batma meydana geldiğini, dalma zonu üzerinde yeni bir okyanus açılımının gerçekleştiğini vurgulamışlardır. Bu ikinci evre okyanusal alandan türeyen ofiyolitler 'supra-subduction' tipi ikinci evre ofiyolitler olarak tanımlanmıştır. Araştırmacılara göre ikinci evre ofiyolitlerle ilişkili olarak okyanus içi ensimatik yay gelişimi de gerçekleşmiştir. Çiçekdağı yöresinde yüzeylenen ofiyolit-granitoyit kompleksleri okyanus içi dalma-batmayla gelişen jeolojik olaylara örnek teşkil etmektedir. İkinci evre ofiyolitlerin Kırşehir Bloğuna yerleşmesi 'I-S Tipi' granitoyitlerin oluşumuna neden olmuştur. Radyometrik yaşları ortalama 75 my. olan çarpışma sonrası bu granitoyitlerin çevresinde kontakt metamorfizma gelişmiştir. Yazarlar tarafından çarpışma sonrası granitoyitlere en iyi örnek olarak Yozgat batoliti gösterilmiştir.

Alpaslan vd., (1996) Yıldızeli Metasedimanter Grubu içerisinde tanımlanan Fındıcak metamorfizmasının metamorfizması ve yaşı ile ilgili çalışmasında jeotermobarometrik verilere göre, ilk metamorfizma evresinin yüksek basınç altında geliştiğini, bu evreyi yüksek sıcaklık evresinin takip ettiğini ifade etmiştir. K-Ar yöntemiyle elde edilen Santoniyen-Mestrihyen yaş bulgusunun, masifin yükselmesine bağlı olarak gelişen retrograt metamorfizmanın yaşını tanımlayabildiği gibi,

granitoyitlerin çevresinde gelişen kontak metamorfizmanın yaşı da olabileceği görüşünü ileri sürmüştür.

Kadıoğlu (1996) Orta Anadolu Kristalen Kompleksinin batısında yer alan Ağaçören yöresinde yaptığı araştırmasında; bölgedeki granitoyitleri 'Ağaçören intrüzif takımı' olarak adlandırmış, granitoyitlerin jeolojik, petrografik, ve jeokimyasal özelliklerine yönelik çalışmalar yapmıştır. Jeofizik yöntemlerle elde edilen verilerden, granitoyitlerin üzerinde bir şapka gibi duran gabroyik kayaların intrüzyon gabrosu olduklarını vurgulamıştır. Tüm Ağaçören intrüzif kütlelerinde mafik mikrogranüler anklavların varlığına değinerek, bu anklavların magma karışım sürecine işaret ettikleri görüşünü ileri sürmüştür. Tektonik yerleşme açısından Ağaçören İntrüzif Takımının yakınsayan levha sınırlarına bağlı olarak oluştuğunu, jenetik olarak kökeninde manto ve kabuk bileşenlerinin homojen ve heterojen karışım süreçlerinin etkili olduğunu belirtmiştir.



2. STRATİGRAFİ

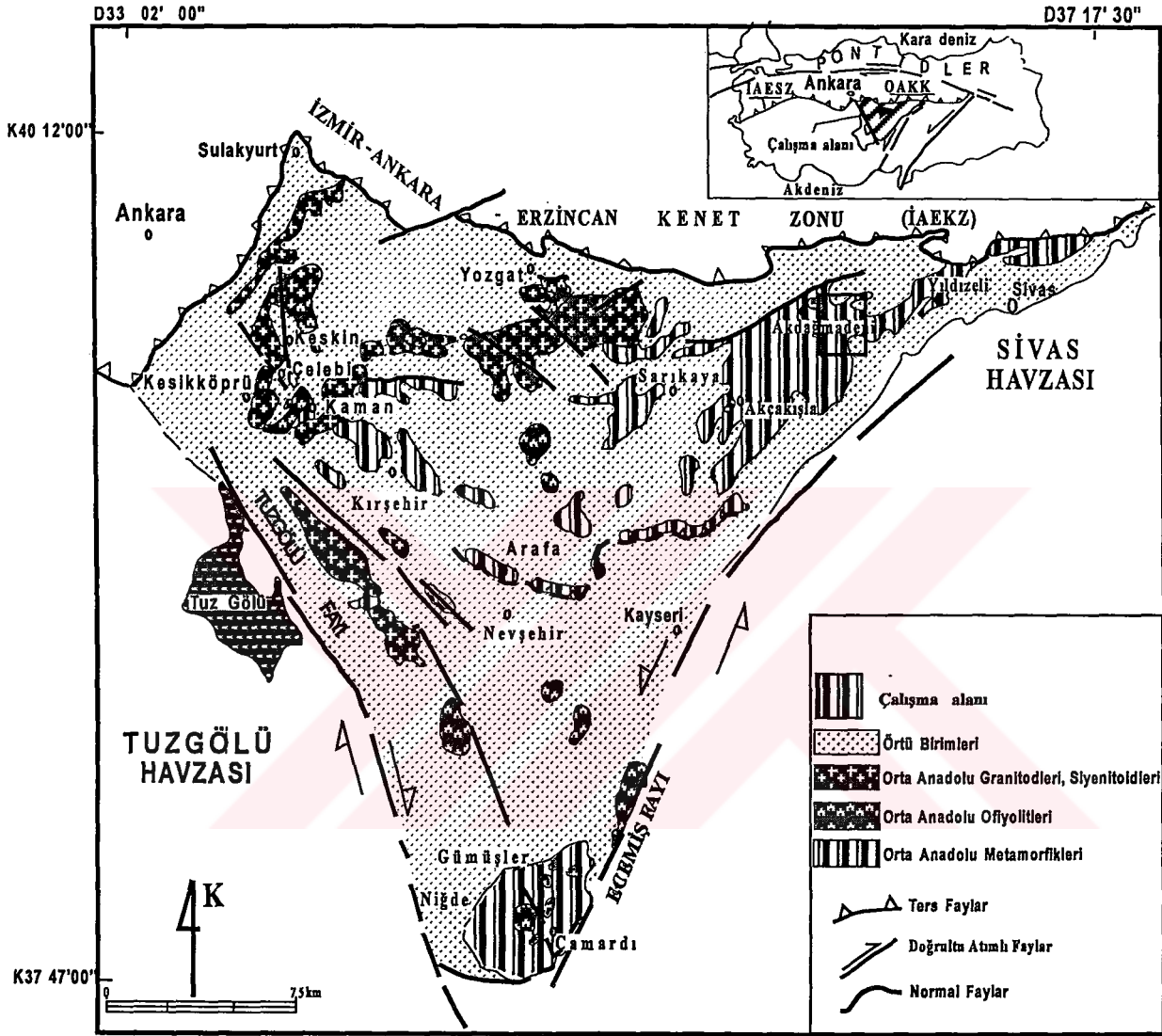
2.1 GİRİŞ

İnceleme alanında yüzeyleyen metamorfik ve sedimanter birimler, Türkiye Stratigrafi Komisyonu'nun (1986) belirlediği esaslar çerçevesinde litodem ve litostratigrafi birimleri olarak incelenmiştir. Türkiye Stratigrafi Komisyonu' nun önerisine göre; litostratigrafi birimleri sedimanter, volkanik ve bunların kısmen metamorfize olmuş cinslerinden oluşmaktadır. Kendi içlerinde düzenli bir iç yapıya sahip olmalarıyla, diğer komşu birimlerden ayırt edilirler. Oysa litodem birimleri; istiflenme yasasına uymayan, intrüzyonlu, şiddetli yapısal değişime ve/veya metamorfizmaya uğramış kayalardır. Çalışma alanındaki metamorfik ve sedimanter kayalar bu görüşler doğrultusunda adlandırılmıştır.

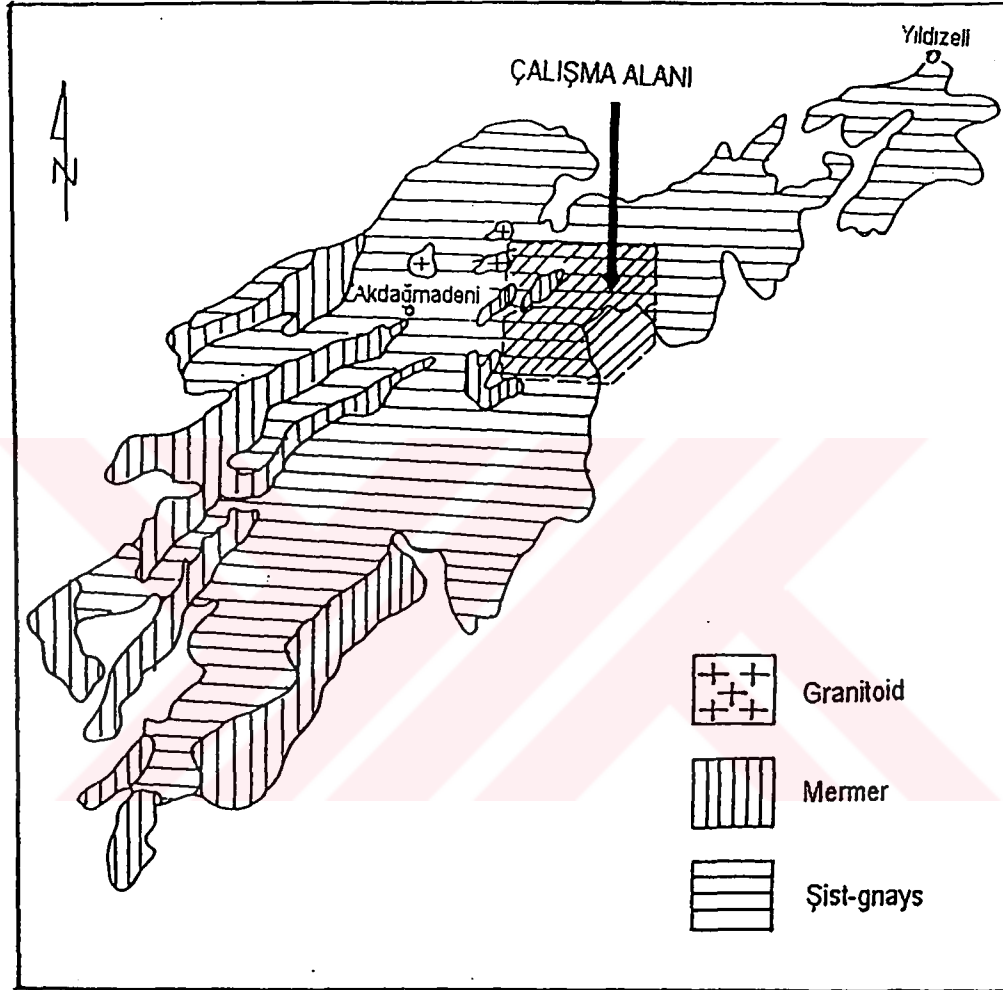
Çalışma alanı Orta Anadolu Kristalen Kompleksinin (Göncüoğlu vd., 1991) (Şekil 2.1) KD' sunda yer alan Akdağmadeni masifinin doğusunda bulunmaktadır (Şekil 2.2).

İnceleme alanının temelini metamorfik kayalar oluşturur. Akdağmadeni masifinin inceleme alanı içerisinde kalan kesimi bu çalışmada 'Akdağmadeni metasedimanter grubu' olarak adlandırılmış ve 5 ayrı birime ayrılarak incelenmiştir. Birim alttan üste doğru, Kulatderesi metamorfiti, Aşağıçulhalı metamorfiti, Karanidere metamorfiti, Kargasekmez kuvarsiti ve Bozçaldağ metakarbonatından oluşmaktadır. Üst Kretase yerleşim yaşı Kızılkaya ultramafiti, Akdağmadeni metasedimanter grubu ile tektonik dokanaklıdır. Bütün bu birimler Bayramali granitoyiti olarak isimlendirilen intrüzif kütleler tarafından kesilmektedir.

Konglomera, kumtaşı, marn ve kireçtaşı litoloji topluluğundan oluşan Geç Lütésiye yaşı Beyyurdu formasyonu, Akdağmadeni metasedimanter grubu üzerinde uyumsuz olarak yer alır. Konglomera, kumtaşı ve gölsel kireçtaşlarıyla temsil edilen Üst Miyosen-Pliyosen yaşı Yahyalı formasyonu ise Beyyurdu formasyonu üzerine açılı uyumsuzlukla gelir. Bütün bu birimler Pliyo-Kuvaterner yaşı Ağbaba plato bazaltları tarafından örtülmektedir. İnceleme alanının jeoloji haritası Ek-2' de, genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti Şekil 2.3' de verilmiştir.



Şekil 2.1. Basitleştirilmiş OAKK Jeoloji Haritası (Erentöz, 1961; Erentöz ve Ternek, 1962; Ketin ve Erentöz, 1961; Ketin, 1963; Göncüoğlu ve diğ., 1991; Göncüoğlu ve diğ., 1994).



Şekil 2.2 Akdağmadeni masifinin 1/500.000 ölçekli jeoloji haritası
(Ketin, 1963' den alınmıştır)

ÜST SİSTEM	SİSTEM	FORMASYON	KALINLIK (m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
SENOZOYİK	PLİYO KUV.	Ağbaba			Plato bazaltı
	ÜST MİYOSEN-PLİYOSEN	Yahyalı	300		Killi kireçtaşı Konglomera kumtaşı ar dalanması Konglomera
	EOSEN (Üst Lütetiyen)	Beyyurdu	500		Kireçtaşı Kumtaşı marn ar dalanması Evaporit Bordo renkli kumtaşı Bordo renkli konglomera
Meso-zoyik	Üst Kretase	Kızılkaya ultramafiti	100		Siyenit Serpantin şist Kuars siyenit Talk şist Granit Riyolit
PALEOZOYİK	PALEOZOYİK - MESOZOYİK	AKDAĞMADENİ METASEDİMANTER GRUBU	Bozcaadağ metakarbonatı	420	Kuars-muskovit mermer Mermer Tremolit mermer
			Kargasekmez kuvarsiti	180	Muskovit -kuvarsşist Kuvarsit
			Karanidere metamorfiti	675	Mikalı kalkşist Grafitli kalkşist Aktinolit şist Metaserpantinit Epidot amfibolit Granat-mikaşist Stavrolit-granat-mikaşist
			Aşağıculhalı metamorfiti	300	Kalksilikatik gnays Granat kalksilikatik gnays
			Kulatderesi metamorfiti	?	Sillimanit-mika gnays Diyopsit-hornblend gnays Sillimanit-disten gnays Sillimanit-ortoklas gnays

Şekil 2.3 İnceleme alanının geliştirilmiş kolon kesiti

1 150m

2.1.1. Akdağmadeni Metasedimanter Grubu

2.1.1.1. Kulatderesi metamorfiti

Tanım, yayılım ve tip lokalite: Birim bu çalışmada Kulatderesi metamorfiti olarak adlanmış ve tanımlanmıştır. Koyu gri, yeşilimsi gri veya siyaha yakın renklerde dir. Aşağıçulhalı köyünün güneyinde yer alan Kulat deresi ve yakın civarında, birim tipik olarak yüzeylenmektedir. Ayrıca Gümüşlüğün dere kuzeyinde ve Üçkaraağaç köyünün güney kesimlerinde de küçük yüzlekler halinde izlenir.

Kaya türü: Birim gnays dokusu gösteren sillimanit-biyotit gnays, biyotit gnays, stavrolit-disten-sillimanit gnays, muskovit-sillimanit gnays gibi metapelitik bileşimli kaya türlerinden meydana gelmektedir. Hornblend gnays gibi metabazik kökenli kayalar, pelitik kayalar arasında yer yer aratabakalar halinde gözlenir (Foto 2.1).



Foto 2.1 Kulatderesi metamorfiti pelitik kayalardan mika gnaysın arazideki görünümü

Alt ve üst sınırlar: İnceleme alanında Kulatderesi metamorfizmasının tabanı gözlenememektedir. Karanidere metamorfizması ile olan güney sınırı tektoniktir. Bu dokanak boyunca yüksek metamorfizma derecesine sahip Kulatderesi metamorfizması, Karanidere metamorfizmasının düşük metamorfizma derecesine sahip kesimleri üzerine bindirmiştir. Litolojik özellikten dolayı bu dokanak boyunca ters fay düzlemine raslanmamıştır. Ancak tektonik hattın Üçkaraağaç köyü güneyinde, Belan tepe ile Yüceçal tepe arasında kalan kesiminde, Kulatderesi metamorfizması, Eosen yaşlı konglomeralar üzerine itilmiştir. Metamorfizmalarda gelişen kıvrımlı yapılardan senklinalin güney kanadı, kuzeye eğimli fay düzlemi boyunca düşük dereceli metamorfizmalara bindirmiştir. Birimin kuzey sınırı boyunca Aşağıçulhalı metamorfizması, Kulat deresi metamorfizması üzerine uyumlu olarak gelir.

Birimin yaşı: Akdağmadeni ve Kırşehir yöresinde yapılan çalışmalarda metamorfik kayaların yaşının, Mesozoyik öncesi (Tolluoğlu, 1990) veya Paleozoyik (Tatar, 1977; Yılmaz, 1981) olduğu belirtilmiştir. Niğde yöresinde yapılan çalışmalarda (Göncüoğlu vd., 1992, 1993, 1994) metamorfizmaların yaşının Paleozoyik olduğu belirtilmiştir. İlksel metamorfizmanın yaşı ile ilgili olarak herhangi bir veri olmamasına karşın, bölgede etkili olan son metamorfizma olaylarının Üst Kretase sırasında geliştiği ifade edilmiştir (Tekeli vd 1991; Göncüoğlu vd., 1992, 1993, 1994)

Bölgesel denetleme: Kulatderesi metamorfizması Yıldızeli civarında yapılan çalışmada tanımlanan Fındıcak metamorfizması (Alpaslan, 1993), Başçatak köyü civarında yapılan çalışmada tanımlanan metapelitlerin (Şahin, 1991) taban seviyeleri ve Köklüdere formasyonu Evcidere üyesi (Dökmeci, 1980) ile denetlenebilir.

2.1.1. 2 Aşağıçulhalı metamorfizması

Tanım, yayılım ve tip lokalite: Birim ilk kez bu çalışmada Aşağıçulhalı metamorfizması olarak adlandırılmış ve tanımlanmıştır. Arazide yeşil, siyahımsı yeşil, atmosferik yüzeyleri kahverengimsi yeşil rengiyle ayırt edilir. Oldukça homojen görünüşlüdür. Aşağıçulhalı köyü ve yakın civarı birimin en iyi gözlemlendiği yerlerdir.

Kaya Türü: Birim, taban seviyelerinde pelitik düzeyler içeren, üst seviyelerde ise oldukça homojen bir litoloji topluluğu özelliğindeki kalsilikatik kayalar topluluğundan oluşmaktadır (Foto 2.2).



Foto 2.2. Aşağıçulhalı metamorfiti kalsilikatik kayaların arazideki görünümü.

Alt ve üst sınırlar: Birim Kulatderesi metamorfiti üzerinde uyumlu olarak yer alır. Bozçaldağ metakarbonatı, Aşağıçulhalı metamorfiti üzerine uyumlu olarak gelir. Bu dokanak Aşağıçulhalı köyünün doğusunda gözlenmiştir. Üçkaraağaç köyünün kuzeyinde birim doğrudan Geç Lütesiyen yaşlı Beyyurdu formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülür.

Birimin yaşı: Kırşehir (Tolluoğlu, 1987, 1990; Seymen, 1981 a, b, 1982, 1983) ve Yıldızeli yöresinde çalışan araştırmacılar (Tatar, 1977; Yılmaz, 1981; Alpaslan, 1993; Gökten, 1993) tarafından metamorfitleerin yaşının Paleozoyik olduğu ileri sürülmüştür. Bu çalışmada da birimin Paleozoyik yaşlı olduğu görüşü benimsenmiştir.

Bölgesel deneştirme: Birim, Yıldızeli yöresinde tanımlanan Fındıcak metamorfiti (Alpaslan, 1993) ve Akdağmadeni Başçatak köyü civarında tanımlanan metapelitlerin (Şahin, 1991) taban ve orta seviyeleri ile deneştirilebilir.

2.1.1.3 Karanidere metamorfiti

Tanım, yayılım ve tip lokalite: İlk kez bu çalışmada Karanidere metamorfiti olarak adlandırılan ve tanımlanan birim tabanda siyah renkli olup grafitli düzeyler içermektedir. Üst kesimlerde ise gri, bej renkli olup grafitin hemen hiç bulunmadığı litoloji toplulukları ile karakteristiktir. İnceleme alanında en geniş yayılımı olan birimdir. Karani dere boyunca birimin iç yapısı tipik olarak gözlenir. Birim batıya doğru, Hüyüküalan ve Veziralani köyü civarında, Eosen yaşlı sedimanter örtü birimlerinin altında devam eder. Akkaya mahallesi ve Faraşderesi köyü dolaylarında yeniden mostra verir. Akpınarbeleni köyünün kuzey ve kuzeydoğusunda yayılımına devam ederek inceleme alanının dışına çıkar.

Kaya türü: Birim tabanda oldukça homojen bir litoloji sunan kalsilikatik şistlerden oluşmaktadır. İçerisinde önemli oranlarda grafit bulunmaktadır. Grafit, atmosferik etkilerle dağılmış olan mostralarda ince saçılmış toz halindedir. Ayrıca birim içerisinde metabazik kökenli kayalar aratabakalar halinde yer almaktadır. Birimin tabanından üst düzeylere doğru grafit ve karbonat oranı azalır.

Alt ve üst sınırlar: Tektonik aktivitenin çok yoğun olarak gelişmesinden dolayı birimin Aşağıculhalı metamorfiti ile olan dokanağı, inceleme alanında izlenememiştir. Birimin güney dokanağı tektoniktir. Bu dokanak boyunca birimin yüksek metamorfizma derecesine sahip taban düzeyleri Bozçaldağ metakarbonatı üzerine itilmiştir. Birimin düşük metamorfizma dereceli üst seviyeleri ise üzerine gelen Kargasekmez kuvarsiti ile uyumludur.

Birimin yaşı: Karanidere metamorfitinin, altındaki ve üstündeki diğer birimlerle olan ilişkisi dikkate alınarak, Paleozoyik yaşlı olduğu görüşü benimsenmiştir.

Bölgesel denetirme: Birim Yıldızeli yöresinde tanımlanan Fındıcak metamorfiti (Alpaslan 1993, Alpaslan vd., 1996) ile denetirilebilir.

2.1.1.4 Kargasekmez kuvarsiti

Tanım, yayılım ve tip lokalite: Birim bu çalışmada Kargasekmez kuvarsiti olarak adlandırılmıştır. Bej, açık kahverengi ve genellikle kırmızımsı bordo rengi ile arazide kolaylıkla diğer birimlerden ayırt edilir. Karalar köyünün güneydoğusunda, Bayramali' ün yakın civarında Kırılılı tepede ve Gökteş tepeleri dolaylarında yayılım gösterir. Dereyurt köyünün güneyinde Ay tepede ve Hakverdi tepede küçük yüzeylemeler halinde görülür.

Kaya türü: Başlıca kuvarssist veya kuvarsit türü kayalardan oluşmaktadır. Genellikle şistozite özelliği gösterirler. Birimde küçük ölçekli kıvrımlanmalar ve çatlak sistemleri gelişmiştir (Foto 2.3, Foto 2.4).

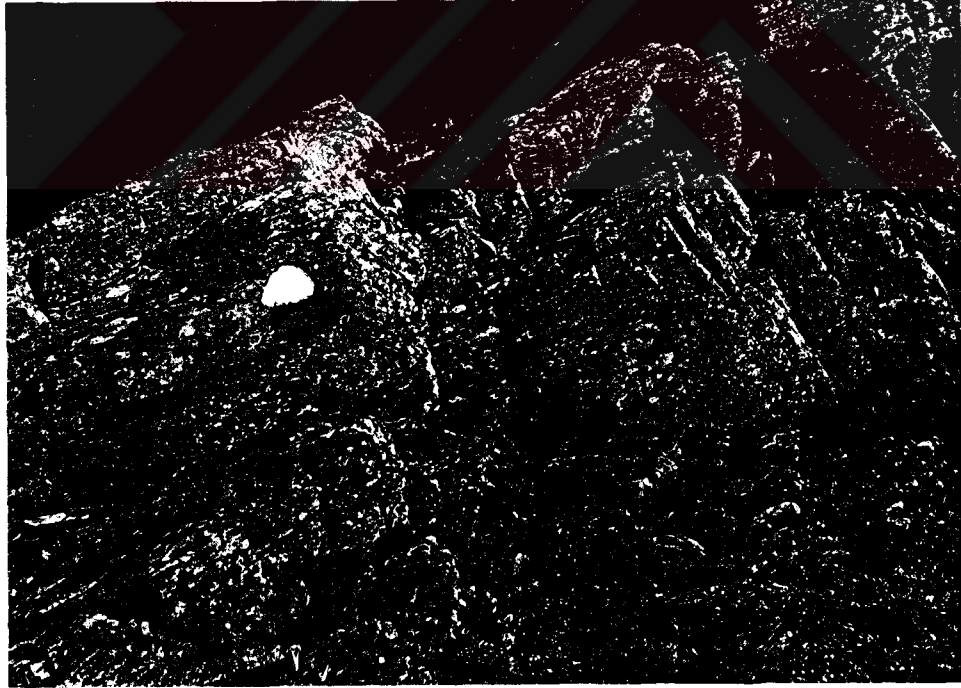


Foto 2.3 Kargasekmez kuvarsitinin arazideki görünümü.



Foto 2.4 Kargasekmez kuvarsitinde gelişen kesme çatlaklarının arazideki görünümü.

Alt ve üst sınırlar: Birim altındaki Karanidere metamorfiti üzerine uyumlu olarak gelir. Bozçaldağ metakarbonatı ise, birimin üzerinde uyumlu olarak yer alır.

Birimin yaşı: Yıldızeli yöresinde (Alpaslan, 1993) ve Kırşehir yöresinde yapılan çalışmada (Tolluoğlu, 1987, 1990) birimin yaşının Paleozoyik olduğu belirtilmiştir. Bu çalışmada da birimin Paleozoyik yaşta olduğu görüşü benimsenmiştir.

Bölgesel denestirme: Birim Yıldızeli yöresinde tanımlanan Pelitlikaya kuvarsiti (Alpaslan, 1993), Kırşehir yöresinde tanımlanan Kargasekmez tepe kuvarsit üyesi (Tolluoğlu, 1987, 1990) ve Kabaktepe metakuvarsit üyesi (Seymen, 1981,1982) ile denestirilebilir.

2.1.1.5 Bozçaldağ metakarbonatı

Tanım, yayılım ve tip lokalite: Birim bu çalışmada Bozçaldağ (Seymen, 1981, 1982) metakarbonatı olarak adlandırılmış ve tanımlanmıştır. Genel olarak kirli beyaz, bej, açık krem renklerde dir. Oldukça homojen bir litolojik özelliğe sahiptir. İnceleme alanında, Kızılcaova köyünün güneyinde Çal tepe ile Dinlendim dağı arasında geniş bir yayılım sunarken, İnceleme alanının orta ve kuzey kesimlerinde ise birbirinden kopuk irili ufaklı kütleler halinde oldukları görülür. Birbirinden ayrı duran bu kütleler Küçük Nalbant dağı ile Kızılkaya tepe arasında kalan alanda, Ardıçal köyünün kuzeyinde yaklaşık D-B gidişli kuşakta (Çalinesik T., Bozotçal T., Taşlı T., Bayramın taş diktiği T., Kargasekmeznin T. ve Karamıklıçal T.), Bayramali' ün doğusunda Buğday tepede, Aşağıçulhalı köyünün batısında Büyük Çal tepede, Üçkaraağaç köyünün güneyinde Kargaala tepede, Güdül mahallesinin batısında, Akpınarbeleni köyünün doğu ve kuzeydoğusunda, Sıtma köyünün güneyinde yüze ylenmektedir.

Kaya türü: Birim yaklaşık homojen bir litoloji özelliğine sahiptir. Birimin alt düzeyleri yer yer pelitik arakatıklar içeren mermerlerden, orta ve üst kesimlerinde ise masif mermerlerden oluşmaktadır (Foto 2.5). İnceleme alanının kuzeyinde yer alan Bayramali granitoidinin mermerlerle olan dokanağı boyunca kontakt metamorfik kayalar oluşmuştur.

Alt ve üst sınırlar: Bozçaldağ metakarbonatı, Kargasekmez kuvarsiti üzerinde uyumlu olarak yer alır. Birim üstten Geç Lütisiyen yaşlı Beyyurdu formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülür.

Birimin yaşı: Sivas ile Tokat arasında kalan bölgede yapılan çalışmalarda , Akdağmadeni metamorfitlerine ait olduğu ifade edilen metamorfik kayaların, Paleozoyik yaşlı olduğu ileri sürülmüştür (Tatar, 1977; Yılmaz, 1981). Gökten (1993) ve Alpaslan (1993)' ın Yıldızeli dolaylarında yaptığı çalışmalarda da mermerlerin yaşının Paleozoyik olduğu vurgulanmıştır. Bozçaldağ metakarbonatının, Kadıköy metakarbonatı (Alpaslan, 1993) ile aynı eşdeğer özelliklere sahip olduğu gözetilerek, birimin yaşının Paleozoyik olduğu görüşü, bu çalışmada da benimsenmiştir. Niğde yöresinde yapılan çalışmada benzer kayatürü özellikleri sunan birimler Aşıgediği formasyonu olarak tanımlanmış, birimin Aladağ-Bolkardağ istiflerindeki Orta Triyas-



Foto 2.5 Bozçaldağ metakarbonatının arazideki görünümü
Şt: Şistler (Karanidere metamorfiti), Mr: Mermer (Bozçaldağ metakarbonatı)

Erken Kretase yaşlı karbonatlarla korele edilebileceği vurgulanmıştır (Göncüoğlu vd., 1994).

Bölgesel denetirme: Birim Yıldızeli yöresinde tanımlanan Kadıköy metakarbonatı (Alpaslan,1993), Niğde yöresi Aşıgediği formasyonu (Göncüoğlu, 1977, 1981) ile denetirilebilir.

2.1.2 Metaultramafik Kayalar

Akdağmadeni metasedimanter grubu içerisinde egzotik bloklar halinde ultramafik kökenli kayalar yer almaktadır. Bütünüyle serpantinleşmiş olan bu kayalar, tektonik hatlar boyunca yaygın olarak yüzeylenmektedir. Bu serpantinleşmiş ultramafik kayalar, diğer metamorfik kayalar ile birlikte metamorfizma geçirmiş ve onlarla uyumlu folyasyon düzlemleri kazanmıştır. Birim Kızılkaya' da en iyi yüzeylenime sahip olduğundan Kızılkaya ultramafiti olarak adlandırılmıştır.

2.1.2.1 Kızılkaya Ultramafiti

Tanım, yayılım ve tip lokalite: Birim bu çalışmada Kızılkaya ultramafiti olarak isimlendirilmiş ve tanımlanmıştır. İnceleme alanındaki Peyik köyü ve yakın civarında, Kızılkaya tepe dolaylarında en geniş yüzeylenim sunar. Ayrıca Büyük Nalbant dağında, Ardıçalı köyünün kuzeyinde, Akkaya mahallesi doğusunda, Karalar köyünün güneyindeki Köy deresi içinde egzotik bloklar halinde gözlenir (Foto 2.6). Ultramafik kökenli bu bloklar diğer metamorfik kayalarla birlikte metamorfizma geçirmiş, onlarla uyumlu folyasyon düzlemleri kazanmıştır

Kaya türü: Birim koyu yeşil, yeşilimsi siyah renklidir. Serpantinleşmenin ve talklaşmanın yaygın olarak geliştiği, ultrabazik kayalardan oluşmaktadır.

Alt ve üst sınırlar: Birim, altındaki Karanidere metamorfiti üzerine tektonik dokanakla gelir. Aynı şekilde Bozçaldağ metakarbonatı ile olan dokanağı da tektonik ilişkilidir. Özellikle Karanidere metamorfiti içerisinde egzotik bloklar halinde yaygın olarak gözlenmektedir.

Birimin yaşı: İnceleme alanı dolaylarında yapılan çalışmalarda (Tatar, 1977; Yılmaz 1981; Tekeli vd., 1991; Gökten, 1993; Alpaslan, 1993) ofiyolitlerin yerleşme yaşının Geç Kretase olduğu ifade edilmiştir. Kızılkaya ultramafitinin inceleme alanının kuzeyindeki ofiyolitli birimlerle ilişkili olabileceği düşünülerek birimin yerleşme yaşının Geç Kretase'ye karşılık geldiği düşünülmektedir.

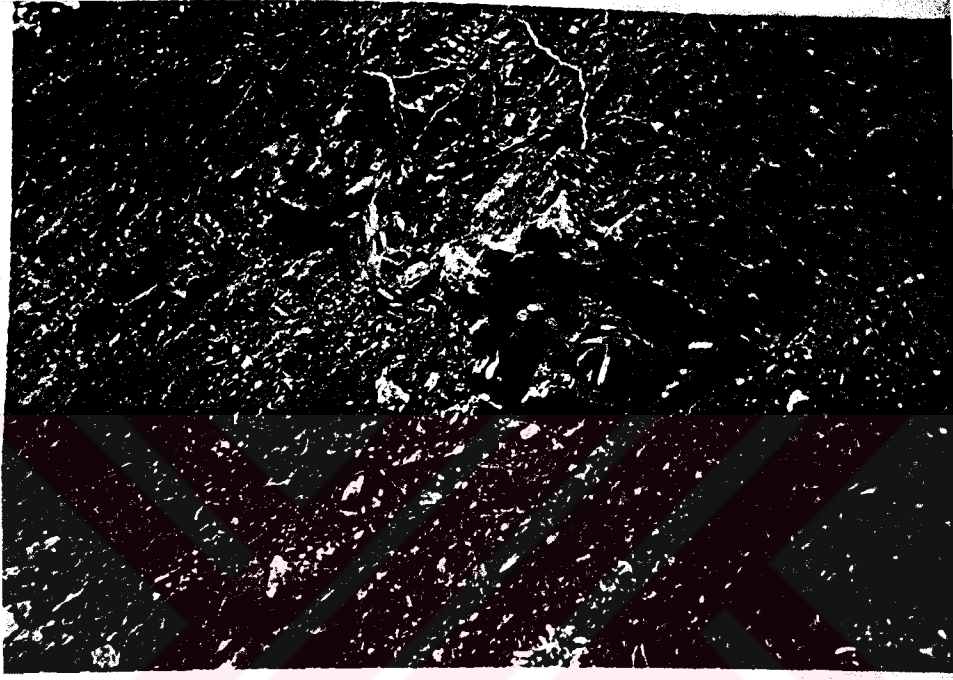


Foto 2.6 Kızılkaya metaultramafitinin arazideki görünümü.

Bölgesel denestirme: Kızılkaya ultramafitinin Sorhunlu ultramafiti (Alpaslan, 1993), Karaçayır dolaylarında Taşlıdere metamorfiti içindeki serpantin şistler (Tekeli vd, 1991) ile, ve Tekelidağ karışığının (Yılmaz, 1981) ayrılmamış serpantin şistleri ile denestirilebilir.

2.1.3. Magmatik Kayalar

Orta Anadolu Kristalen Kompleksi (Göncüoğlu vd., 1991, 1992) içinde yer alan magmatik kayalar "Orta Anadolu Granitoyitleri" olarak adlandırılmış ve coğrafik yüzeylemeleri dikkate alınarak; 1) batı kenar, 2) doğu kenar, 3) kuzey kenar granitoyitleri olmak üzere başlıca üç kuşağa ayrılmıştır (Erler ve Bayhan, 1995).

İnceleme alanı içerisindeki granitoyitler bu kuşaklardan "doğu kenar granitoyitleri" bölümünde yer almaktadır. Doğu kenar granitoyitleri Akdağmadeni metamorfitlelerine sokulum yapan Bayramali ve Akçakışla granitoyitleri ile Niğde masifine sokulum yapan Üçkapılı granitoyitinden (Göncüoğlu, 1981) oluşmaktadır.

Bayramali granitoyiti KD-GB uzanımlı olup, yaklaşık elips şekilli bir geometriye sahiptir. İnceleme alanındaki granitoyitler Bayramali granitoyitinin en kuzeydoğu ucunu teşkil etmekte, ancak geniş yüzeylenim sunmamaktadır. Ortaköy ve yakın civarında yüzeylenen magmatik kayalar, saha gözlemleri ve mineralojik-petrografik özelliklerine göre bu çalışmada Bayramali granitoyiti, Ağıldere siyenitoyiti, Bahçalıdere riyoliti ve Sıtma siyenit porfiriti olarak adlandırılmış ve mineralojik-petrografik tanımlamaları yapılmıştır.

2.1.3.1 Bayramali Granitoyiti

Tanım, yayılım ve tip lokalite: İnceleme alanı içerisinde yer alan magmatik kayalar Bayramali (Tülümen, 1980) granitoyiti olarak tanımlanmıştır. Bayramali granitoyiti Ortaköy'ün batısında Doğurlen tepe ve Ortalıkburun tepe yakın civarında yüzeylenir (Foto 2.7). Büyükmağara dere güneyi boyunca birimin iç yapısını görmek mümkündür.

Kaya türü: Genelde gri, pembe renklidir. Oldukça homojen tane boyuna ve mineral bileşimine sahiptir. El örneğinde porfiro-fanaritik doku özelliği sergilemektedir. Porfirik doku tane boyu 2-3 santimetreye varan iri ortoklaz minerallerinden kaynaklanmaktadır. Bayramali graniti yer yer felsik ve mafik damar kayaları tarafından kesilmektedir

Bayramali granitinin içinde boyutları birkaç milimetreden 3 santimetreye kadar varan büyüklüklerde yuvarlağımsı, oval şekilli, koyu renkli anklavlar yer almaktadır.

Alt ve üst sınırlar: Bayramali granitoyiti Akdağmadeni metamorfitleleri ile intrüzif dokanak ilişkisine sahiptir. Üst Lütəsiyen yaşlı Beyyurdu formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülür.

Birimin yaşı: İnceleme alanında Üst Lütəsiyen yaşlı Beyyurdu formasyonunun



Foto 2.7. Bayramali granitoyitinin Kulatderesi metamorfiti ile olan dokanağı

Gr: Bayramali granitoyiti, Km: Kulatderesi metamorfiti

konglomeralarında birime ait çakılların bulunması, Bayramali granitinin Eosen öncesi yaşta olduğunu kesin olarak belgelemektedir. Yıldızeli civarında yapılan çalışmada Geç Paleosen-Eosen yaşlı Kavak formasyonunun taban seviyelerinde yine birime ait çakılların yer aldığı belirtilmiştir (Alpaslan, 1993). İnceleme alanının kuzeyinde, Geç Kretase yerleşim yaşlı ofiyolitik serilerin granitik kayalar tarafından kesildiği ifade edilmiştir (Tatar, 1977). Yukarıdaki bilgilere dayanılarak; granitik kayaların Geç Kretase-Erken Paleosen zaman aralığında metamorfitlere sokulum yaptığı ifade edilebilir.

Bölgesel deneştirme: Birim inceleme alanının batısında ve güney batısında yer alan Bayramali (Tülümen, 1980; Sağiroğlu, 1984a) ve Akçakışla (Sağiroğlu, 1984b) plütonları ile Yıldızeli civarındaki Yücebaca granitoyiti (Alpaslan, 1993) ile deneştirilebilir.

2.1.3.2 Bahçalıdere riyoliti

Tanım, yayılım ve tip lokalite: Doğu kuşakta yer alan granitik kütlelerin yüzey eşdeğeri olan riyolitlerin inceleme alanında bulunanları, bu çalışmada, Bahçalı dere riyoliti olarak isimlendirilmiştir. Bahçalı dere, Mihriman dere ve Tepetarla tepe yakın civarında yüzeylemektedir.

Kaya türü: Açık bej, bej, kirli beyaz veya açık krem renklerde olup el örneğinde tamamen afanitik doku özelliği sergilemektedir. Gevrek, dağılgan bir yapıya sahiptir (Foto 2.8).

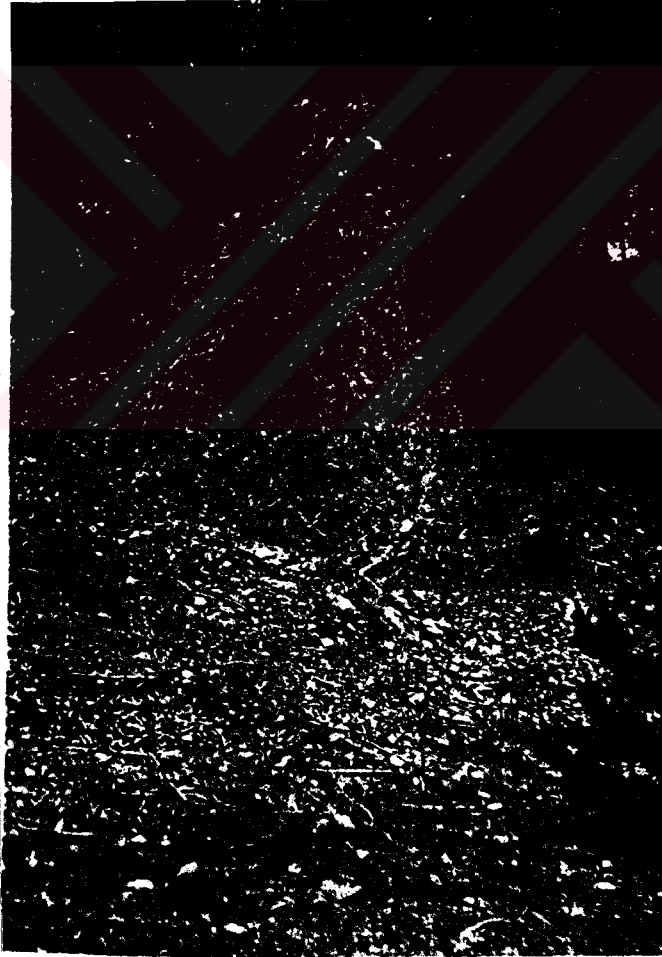


Foto 2.8 Bahçalıdere riyolitinin arazideki görünümü.

Alt ve üst sınırlar: Akdağmadeni metamorfikleri içinde dayk ve sil konumludur Beyyurdu formasyonu ile uyumsuz olarak örtülür.

Birimin yaşı: Bayramali granitoyiti ile jenetik ilişki içinde olduğu düşünülerek yaşının Geç Kretase-Erken Paleosen olduğu kabul edilmiştir. Beyyurdu formasyonunun tabanında birime ait çakılların bulunması, Eosen öncesi yaşta olduğunu işaret etmektedir.

Bölgesel deneştirme: Birim Özcan vd. (1980) tarafından tanımlanan, inceleme alanının doğusunda Güdül mahallesi dolaylarında ve Akdağmadeni ilçesinin doğusunda yüzeyleyen riyolit ve riyodasit türü kayalarla deneştirilebilir.

2.1.3.3 Ağıldere Siyenitoyiti

Tanım, yayılım ve tip lokalite: İnceleme alanı içerisindeki siyenitik kütleler, bu çalışmada Ağıldere siyenitoyiti olarak adlandırılmıştır. Ortaköyün doğusunda Ağılderenin kuzey yamaçları boyunca, Buğday tepesi yakın civarında ve Tezin derede yüzeylenmektedir.

Kaya türü: Pembe, yeşil renklerde, orta tane boyuna sahip siyenitik bileşimli kayalardır. Pembe renkli ve kalınlığı 5 santimetreden 20 santimetreye kadar değişen, alkali feldspat siyenit bileşimli aplitik dayklar tarafından kesilmektedir. Siyenitlerin kırık ve çatlakları boyunca açık yeşil, eflatun-mor renkli fluoritler gözlenir.

Ağıldere siyenitoyitinin içinde koyu renkli, belirgin mineral yönelimlerinin oluşturduğu folyasyon düzlemlerine sahip olan ve boyutları 1-10 santimetre arasında değişen anklavlar yer almaktadır. Ancak birkaç lokalitede metre boyutuna varan anklavlar da gözlenmiştir.

Alt ve üst sınırlar: Birim Akdağmadeni metamorfikleri ile intrüzif dokanak ilişkisine sahiptir. Beyyurdu formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülür.

Birimin yaşı: Beyyurdu formasyonunun taban seviyelerinde birime ait çakılların gözlenmesi, birimin Eosen öncesi yaşta olduğunu göstermektedir. Bayramali granitoyiti ile olan dokanağı arazi çalışmaları sırasında net olarak gözlenememiştir. Ancak Yıldızeli civarında yapılan çalışmada, siyenitik kütlelerin granitik kütleleri kestiği vurgulanmıştır (Alpaslan, 1993). Bu görelî yaş ilişkisi dikkate alındığında, Ağıldere siyenitoyitinin, Bayramali granitoyitinden daha genç olduğu ifade edilebilir. Bölgesel ölçek içinde, birimin stratigrafik konumunun Geç Kretase-Erken Paleosen olduğu kabul edilmiştir.

Bölgesel denetirme: Ağıldere siyenitoyiti Yıldızeli yöresindeki Davulalan siyenitoyiti (Alpaslan, 1993) ile denetirilebilir.

2.1.3.4 Sıtma Siyenit Porfiriti

Tanım, yayılım ve tip lokalite: İnceleme alanındaki siyenitik kayaların apofizlerini teşkil eden kayalar Sıtma siyenit porfiri olarak isimlendirilmiştir. Birim Sıtma köyü kuzeydoğusunda Karakuzay tepe ve yakın civarı ile Eksikbeli dereye yüzeilenmektedir.

Kaya türü: Açık kahverengi, kahverengi renkli olan bu kayalarda yoğun alterasyon gelişmiştir. El örneğinde porfiro afanitik doku belirgindir. Plajiyoklazlar fenokristaller halinde gözlenmektedir. Ayrıca birimin içerisinde Akdağmadeni metamorfitlelerine ve Ağıldere siyenitoyitine ait kaya parçaları anklavlar halinde bulunmaktadır.

Alt ve üst sınırlar: Birim Akdağmadeni metamorfitlelerini kesmektedir. Geç Lütesiyen yaşlı Beyyurdu formasyonu tarafından uyumsuzlukla örtülür.

Birimin yaşı: Beyyurdu formasyonunun taban seviyelerinde birime ait çakılların bulunması birimin yaşının Eosen öncesi olduğunu göstermektedir. Ağıldere siyenitoyiti ile jenetik ilişki içinde olması dikkate alınarak yaşının Geç Kretase - Erken Paleosen olduğu kabul edilmiştir.

Bölgesel denetirme: İnceleme alanı yakın dolaylarında siyenit porfir olarak tanımlanmış herhangi bir litolojik birime rastlanılmamıştır. Ancak siyenitik kütlelerle jenetik ilişkili olduğu dikkate alınarak Yıldızeli dolayındaki Davulalan siyenitoyiti ile denetirilebileceği ifade edilebilir.

2.1.4 Sedimanter Kayalar

Akdağmadeni metasedimanter grubu üzerine gelen Tersiyer yaşlı sedimanter örtü kayaları, Beyyurdu ve Yahyalı formasyonlarından oluşmaktadır. Beyyurdu formasyonu transgresif bir istif özelliği sunarken, Yahyalı formasyonunu oluşturan litolojik topluluk akarsu ve göl ortamı özelliğindeki karasal litolojileri kapsamaktadır.

2.1.4.1 Beyyurdu Formasyonu

Tanım ve tip kesiti: Birim, Tekeli vd., (1991) tarafından Beyyurdu formasyonu olarak adlandırılmıştır. Tip yeri Beyyurdu köyü ve yakın civarıdır. Tip kesiti Beyyurdu köyünün doğusundaki Kayabaşı tepede gözlenmektedir. İnceleme alanında yoğun tektonik aktiviteden dolayı birimin tip kesiti ölçülememiş, bunun yerine birimi tabanından tavanına kadar temsil eden 6 ayrı referans kesit ölçülmüştür.

Kalınlık ve yayılım: Beyyurdu formasyonu inceleme alanının güneyinde Beyyurdu - Kavak köylerinin belirlediği hattın doğusunda ve batısında kalan kesimlerde geniş bir yayılım sunar. Peyik, Çağlağan, Çerçialanı ve Kızılcaova köyleri arasında GB' ya doğru dar bir şerit boyunca uzanır. İnceleme alanının orta kesimlerinde, Bozhüyük-Kale köyleri arasında yine dar bir şerit halinde yayılım gösterir. Bayramaliün doğusunda, Sıtma Mah.ve Dereyurt köyleri arasında yüzeilenmektedir. İnceleme alanının kuzey kesimlerinde Üçkaraağaç-Karalar köylerinin belirlediği hattın kuzeyinde ve inceleme alanının dışında da geniş bir yayılıma sahiptir. Birim yaklaşık 500 m. kalınlık sunar.

Kaya türü: Beyyurdu formasyonu alttan üste doğru konglomera, kumtaşı, marn ve kireçtaşından oluşan kaya toplulukları ile temsil edilmektedir. Birim taban

seviyelerde bordo renkli konglomera ve konglomeratik kumtaşları ile başlar (Foto 2. 9). Konglomeranın bileşenlerini bütünüyle Akdağmadeni masifine ait metamorfik ve magmatik kayaların megablok, blok boyutundaki kaya parçaları oluşturmaktadır. Daha üst düzeylere doğru bileşenlerin boyutları küçülür. Taneler köşeli, kötü boylanmalı ve tane desteklidir. Konglomeraların üzerine gelen bordo renkli kumtaşları normal



Foto 2.9 Beyyurdu formasyonunun tabanında yer alan polijenik konglomera ların arazideki görünümü

derecelenme gösterir. Taneler karbonat çimento ile tutturulmuştur. Birimin orta düzeylerinde kırmızı, bordo renkli çamurtaşları ve açık gri renkli marnlar yer alır. Marnlar üzerine yanal yönde devamlı olmayan ve lokal olarak gelişmiş yaklaşık 4 ile 10 m kalınlığa sahip evaporitli düzeyler gelir. İnce kesitlerde evaporitlerin anhidrit türü oldukları belirlenmiştir. Evaporitli düzeyin üzerine homojen tane boyu dağılımına sahip gevşek çimentolu, çok dağınık özellikteki kumtaşları gelir. Koyu gri renkli ve yumuşak topoğrafyası ile kolayca diğer birimlerden ayırt edilebilen marnlar Beyyurdu formasyonunun orta seviyeleri üzerine gelmektedir. İçerisinde planktik ve bentikforaminiferler bol oranda yer alır. Marnların taban seviyelerinde 15-20 cm kalınlıkta kumtaşı bantları yer alır. Bu kumtaşı bantları üst seviyelere doğru azalmaktadır. Bu özelliği ile fliş benzeri bir görünüm sergilemektedir. Homojen tane

boyu dağılımına sahip olan kumtaşları gevşek çimentolu olup, birimin üst seviyelerinde 2-3 m. kalınlığa ulaşmaktadır (Foto 2. 10). Marnlar üzerinde istifin en üst düzeylerini kireçtaşları oluşturur. İçerisinde bol gastropod, lamellibrans kabukları yer almaktadır.

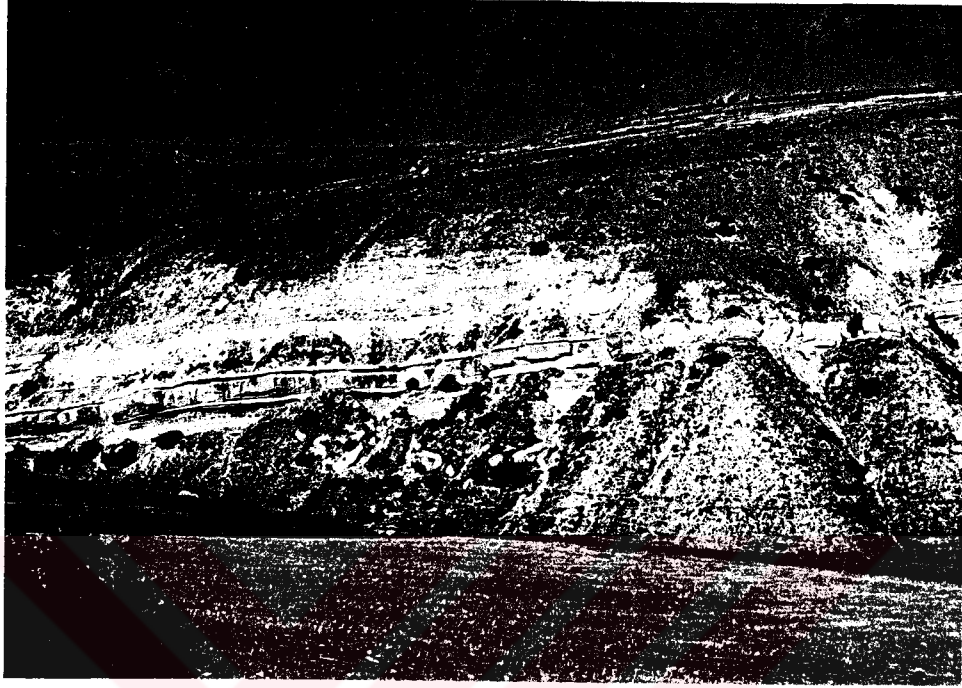


Foto 2.10 Beyyurdu formasyonu marnlarının arazideki görünümü.

Fosiller ve yaş: Beyyurdu formasyonunun marn ve kireçtaşı litolojisindeki düzeylerinde kalkerli nannoplanktonlar, bentik ve planktik foraminifer türleri tespit edilmiş ve tanımlamaları yapılmıştır.

Beyyurdu formasyonunun marnları içerisinde kalkerli nannoplanktonlardan *Calcidiscus kingii*, *Chiasmolithus grandis*, *Chiasmolithus solitus*, *Coccolithus eopelagicus*, *Discoaster bifax*, *Discoaster binodosus*, *Discoaster deflandrei*, *Discoaster lenticularis*, *Discoaster multiradiatus*, , *Discoaster nodifer* *Discoaster saipanensis*, *Discoaster tanii*, *Discoaster wemmelenensis*, *Dictyococcites bisectus*, *Ericsonia formosa*, *Ericsonia robusta*, *Helicosphaera euphratis*, *Helicosphaera lophota*, *Neochiastozygus dubius*, *Pemma angulatum*, *Pemma papillatum*, *Pontosphaera plana*, *Reticulofenestra coenura*, *Reticulofenestra gelida*, *Reticulofenestra inflata*, *Reticulofenestra reticulata*, *Reticulofenestra umbilica*, *Rhabdosphaera tenuis*, *Sphenolithus editus*, *Sphenolithus*

furcatolithoides, *Sphenolithus obtusus*, *Sphenolithus pseudoradians*, *Sphenolithus radians*, *Sphenolithus spiniger*, *Zygrhablithus bijugatus* türleri tanımlanmıştır.

Yine inceleme alanındaki marnlar içerisinde planktik foraminiferlerden *Acarinina bullbrooki*, *Catapsydrax dissimilis*, *Globigerina eocana*, *Globigerina hagni*, *Globigerinatheka mexicana mexicana*, *Hastigerina cf. bolivariana*, *Turborotalia boweri*, *Turborotalia cerroazulensis frontosa*, *Turuncarotaloides rohri* türleri tanımlanmıştır.

Beyyurdu formasyonunun en üst düzeylerini oluşturan kireçtaşlarında bentik foraminiferlerden *Alveolina tenuis* Hottinger, *Eoruperia* sp., *Fabiana casis* (Ophenheim), *Lockhartia* sp., *Nezzazata* sp., *Opertaorbitolites* sp., *Orbitolites complanatus* Lamarck, *Pseudochrysalidina floridana* Cole, *Rotalia trochidiformis* Lamarck, *Rupertina stabilis* (Wallich), *Saudia discoidea* Henson, *Sphaerogypsina globulus* (Reuss), *Valvulina* sp., türleri saptanmıştır.

Yukarıda tanımlanan kalkerli nannoplanktonlar, planktik foraminiferler ve bentik foraminiferlere göre birimin yaşı Geç Lütésiyeen olarak tespit edilmiştir.

Alt ve üst sınırlar: Tabanda Akdağmadeni metamorfikleri üzerine uyumsuz olarak gelen birim, Yahyalı formasyonu tarafından açılı uyumsuzlukla örtülür.

Ortamsal yorum: Beyyurdu formasyonunu temsil eden 6 adet ölçülü stratigrafi kesitinden derlenen örneklerden elde edilen litofasiyes ve biyofasiyes verilerine göre, birimin transgresif nitelikte olduğu belirlenmiştir. Birimin litolojik özellikleri ve fosil içeriği dikkate alınarak aşağıda tanımları verilen altı fasiyes ayırtlanmıştır.

Fasiyes a: Ağcasu, Akpınarbeleni, Ardıçalı, Beyyurdu, Bozhüyük, Çağlağan, Çerçialanı, Peyik (Gülören), Kavak, Kızılcaova, Örtülü, Üçkaraağaç yaylası, Yahyalı yörelerinde yaygındır. İç şelf ortamını karakterize eden bu fasiyes Beyyurdu formasyonun taban seviyelerinde gözlenir. Konglomera, evaporit ve kumtaşlarından (kalklitit) meydana gelmiştir. Evaporit seviyelerine Üçkaraağaç yaylası ve Beyyurdu yöresinde raslanmıştır. Konglomeralar; çakıl, blok ve megablok boyutlarındaki tamamen metamorfik temele ait olan mermer, şist, gnays ve/veya kuvarsit parçalarından

oluşturmuştur. Fosil içermezler. Konglomera ve kumtaşlarında kırmızı renk hakimdir, demiroksit ve daha az oranda kil ve karbonat çimento ile bağlanmıştır. Yoğun demir oksit yıkamaları ile kazanılan kırmızı renk karasal bir ortama işaret etmektedir. Konglomeralar alt düzeylerde iri, üste doğru orta tane boyu dağılımına sahiptir. Konglomeraların üzerinde kumtaşlarıyla ardalanmalı, masif anhidritten oluşan evaporit düzeyleri yer alır. Anhidritler üzerinde açık yeşil, mavimsi yeşil renkli çamurtaşlarıyla ardalanmalı olan kumtaşları gelir. Kumtaşları tane desteklidir. Alt seviyelerde iri, üste doğru orta ve ince kum boyunda tane dağılımına sahiptir. Kumtaşları içerisinde yer yer kömürlü seviyeler ve bitki kalıntılarına rastlanılmıştır. Ayrıca bol miktarda makrofosil kavkı parçaları, yaygın olarak yeşil alg fosilleri ve nadir olarak bentik foraminiferler tanımlanmıştır.

Fasiyes b: Ağcasu, Akpınarbeleni, Ardıçalı, Beyyurdu, Bozhüyük, Çağlağan, Çerçialanı, Kavak, Kızılcaova, Örtülü, Üçkaraağaç ve Üçkaraağaç yaylası yörelerinde yaygındır. Sınırlı platform ortamını karakterize eden bu fasiyes, Beyyurdu formasyonunun taban seviyelerinde 'fasiyes a' ile ardalanmalı olarak görülür. Vaketaşı ve çamurtaşlarından oluşan açık yeşil, mavimsi yeşil renkli ve ince tabakalı oluşuyla ayrılan bu fasiyesin kalınlığı 6-11 m arasında değişmektedir. Vaketaşlarında biyotürbasyon yapıları, kuşgözü yapıları ve pelletlere raslanmıştır. Bu fasiyeste karbonat çamur destekli hamur içerisinde foraminiferlerden çok bol olarak *Quinqueloculina* sp., Miliolidae, nadir olarak *Glomospira* sp., yaygın olarak Stramatolit, yeşil alg, çok bol miktarda makrofosil kavkı parçaları ile çok az sayıda açık deniz ortamından dalgalarla taşınmış planktik foraminifer ve kalkerli nannoplankton fosilleri yer almaktadır.

Fasiyes c: Ardıçalı yöresinde yaygındır. Açık platform ortamını karakterize eden bu fasiyes sahada koyu gri rengi ile kolayca tanınan tanetaşlarıyla temsil olunur. Fasiyesin kalınlığı 11 m dir. Tanetaşları içerisinde bentik foraminiferlerden yaygın olarak *Alveolina* sp., *Alveolina tenuis* Hottinger, *Nummulites* sp., nadir olarak *Discocyclina* sp., *Quinqueloculina* sp., çok bol kırmızı alg, makrofosil kavkı parçaları ve çok az sayıda açık deniz ortamından dalgalarla taşınmış kalkerli nannoplankton fosillerini içerir.

Fasiyes c-d: Abuhayat tepe ve Ardıçalani yörelerinde yaygındır. Açık platform ve kenar ortamını karakterize eden bu fasiyes Nummulites ve Alveolinalı istiftaşı topluluğundan oluşmaktadır. Beyyurdu formasyonunun orta ve üst seviyelerinde yaygındır. Formasyonun orta seviyelerinde ‘fasiyes b’ ile ardalanmalı olarak ortaya çıkar. Fasiyesin kalınlığı 14-17 m. arasında değişmektedir. Bentik foraminiferlerden çok bol olarak *Nummulites* sp., yaygın olarak *Alveolina tenuis* Hottinger, *Alveolina* sp., *Pseudochrysalina floridana* Cole, nadir olarak *Discocyclina* sp., *Fabiana casssis* (Oppenheim), *Nezzazata* sp., *Orbitolites complanatus* (Lamarck), *Saudia discoidea* Henson, *Valvulina* sp., çok bol olarak makrofosil kavkı parçaları, kırmızı alg, çok nadir olarak açık deniz ortamından dalgalarla taşınmış planktik foraminifer ve kalkerli nannoplanktonlar yer alır.

‘Fasiyes c ve d’ grupları saha ölçeğinde birbirinden oldukça zor ayrılır. Fasiyes d’ yi temsil eden istiftaşıları, ‘fasiyes c’ ye göre daha açık renkli (genellikle bej rengi tonlarında) olup dikey ve yanal yönde ‘fasiyes e’ nin daha ince tabakalı ve gri renkli kireçtaşlarına geçişlidirler.

Fasiyes e: Kale ve Ardıçalani yörelerinde yaygındır. Yamaç ortamını karakterize eden bu fasiyes, planktik ve bentik foraminiferli vaketaşı-istiftaşı topluluğu ile temsil olunur. Bu fasiyes Beyyurdu formasyonunun orta ve üst seviyelerinde ‘fasiyes f’ ile ardışıklı olarak ortaya çıkmaktadır. Fasiyesin kalınlığı 29-51 m. dir. Vaketaşları içerisinde vadoz silti gelişmiştir. Kuvars kumları içerisinde rekristalize mollusk kavkılarına rastlanılmıştır. Bentik foraminiferlerden nadir olarak *Alveolina tenuis* Hottinger, *Miliola saxorum* Lamarck, *Saudia discoidea* Henson, *Sphaerogypsina globulus* (Reuss), *Valvulina* sp., yaygın olarak *Eorupertia* sp., *Fabiana cassis* (Oppenheim), taşınmış olarak *Nummulites* sp., *Pseudochrysalina floridana* Cole ve makrofosil kavkı parçaları ile bol planktik foraminifer ve kalkerli nannoplankton fosillerini içerir.

Fasiyes f: Kale ve Ardıçalani yörelerinde yaygındır. Havza ortamını karakterize eden bu fasiyes, bol planktik foraminifer ve kalkerli nannoplankton içeren marnlarla temsil olunur. Beyyurdu formasyonunun üst seviyelerinde ‘fasiyes e’ ile ardışıklı olarak ortaya çıkar. Fasiyesin kalınlığı 71-80 m. dir. Bu fasiyes topluluğu

sahada koyu gri, sarımsı renkli ve yumuşak topoğrafyası ile kolayca tanınır. Fasiyes içinde kalsitürbiditler şeklinde ince taneli kumtaşları (kalklititler) ince bantlar halinde yer alır.

Yukarıda değinilen litofasiyes ve biyofasiyes özellikleri birlikte değerlendirildiğinde yörede Geç Lütésiyen' de Beyyurdu formasyonunun transgresif bir istif özelliğine sahip olduğu, fakat transgresyonun devamlı olarak gelişmediği, zaman zaman küçük ölçekli regresif periyotların da ortaya çıktığı, fasiyeslerin tekrarlanmasından anlaşılmaktadır.

Formasyonun taban seviyelerinin çökeldiği sırada ortam aralanmalı olarak gel-git düzlüğü ve sınırlı platform halini almıştır. Orta seviyelerinin çökelişi sırasıyla; açık platform, sırt, sınırlı platform, açık platform ve yamaç ortamında gelişmiştir. Formasyonun üst seviyeleri ise sırasıyla; havza, yamaç, havza, açık platform, sırt ve açık platform ortamında çökelmiştir.

Bölgesel denestirme: Beyyurdu formasyonu yaş, litoloji ve çökeme ortamı gibi benzerlikleri nedeniyle Gökten (1993) tarafından tanımlanan Malak formasyonu ile, Yılmaz (1982) tarafından tanımlanan Tokuş formasyonu ile, Tekeli vd (1991) tarafından tanımlanan Susuzdağı formasyonu ile, Alpaslan (1993) tarafından tanımlanan Kavak formasyonu Yuvalıçayır üyesi ile denestirilebilir.

2.1.4.2 Yahyalı Formasyonu

Tanım ve tip yeri: Birimin inceleme alanı içerisinde kalan kesimi bu çalışmada Yahyalı formasyonu olarak adlandırılmıştır. Formasyonun tip yeri Sivas i36 d3 paftası içerisinde yer alan Yahyalı köyü kuzeyindeki Büyükgüney sırtı güney yamacıdır. Ayrıca çalışma alanının doğusundaki Göl deresi kuzey ve güney yamaçları formasyonun iç yapısının iyi gözlemlendiği yerlerdir.

Kalınlık ve yayılım: Formasyon inceleme alanının orta kesimlerinde Ardıçalı, Yazılıtaş, Mezra ve Yahyalı köyleri civarında yüzeylenmektedir. Yahyalıözü derenin doğusunda ve Güdül mahallesi güneyindeki Taşlık dere

dolaylarında yayılım göstermektedir. Batıdan doğuya doğru genişleyen bir geometriye sahip olan birim, yaklaşık 200 m kalınlığa ulaşmaktadır.

Kaya türü: Birim tabanda akarsu çökellerinden, üst kesimlerde ise gölsel çökellerden oluşmaktadır. Tabanda konglomera, kumtaşı ile başlar, üste doğru açık turuncu ve/veya pembemsi renkli konglomera, kumtaşı ardalanmasıyla devam eder. En üst seviyelerinde ise açık sarı, kirli beyaz renkli gölsel kireçtaşları ile son bulur. Tabandaki konglomeralar Akdağmadeni metasedimanter grubuna ve Beyyurdu formasyonuna ait blok, çakıl boyutundaki bileşenlerden oluşmaktadır. Yazılıtaş köyü kuzeyindeki Kurtyurdu dere ve Gülpınar dereye yüzeyleyen konglomeralarda bileşenler kötü boylanmalı ve yuvarlaklaşmış olup, çakıllarında kiremitlenme yapısı gelişmiştir. Daha üst seviyelerde konglomera+kumtaşı ardalanmasından oluşan kalın bir düzey yer almaktadır. Konglomeraların taneleri yuvarlaklaşmıştır. Kumtaşları homojen tane boyuna sahiptir. Oldukça dağılgandır ve zayıf çimentolanmıştır. Formasyonun bu kesimi özellikle Yahyalı köyü batısındaki Göl dere' nin kuzey ve güney yamaçlarında tipik olarak izlenir (Foto 2.11).

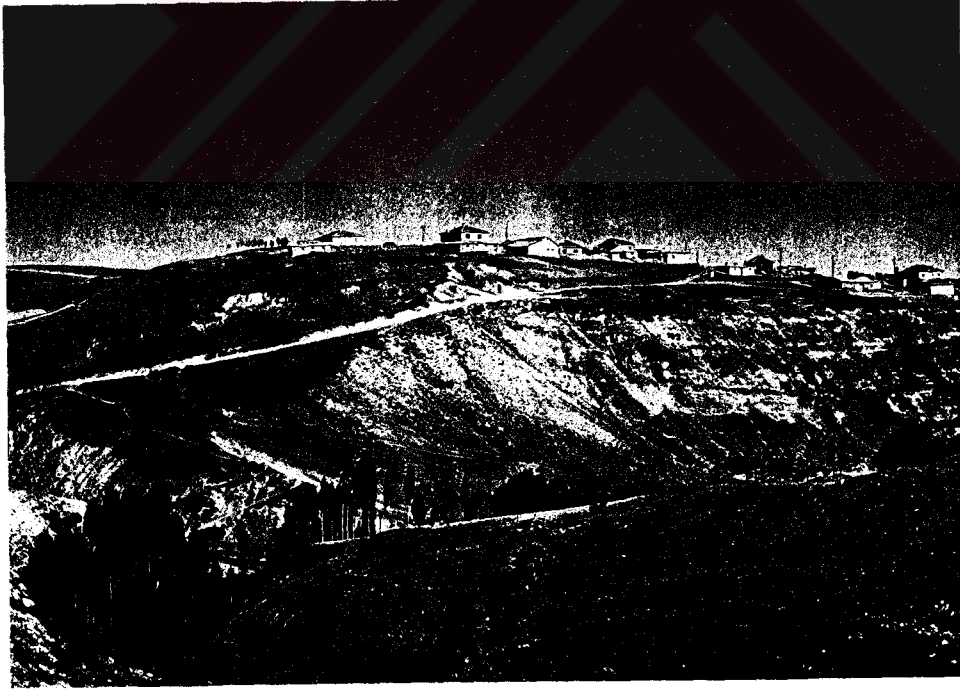


Foto 2.11 Yahyalı formasyonunun Ardıçalı köyü dolaylarında arazideki görünümü

Formasyonun en üst seviyeleri yatay duruşlu kumtaşı silttaşı ve yoğun gözenekli beyaz bej renkli gölssel kireçtaşlarından oluşmaktadır.

Fosil ve yaş: Birimde herhangi bir fosil bulgusuna rastlanmamıştır. İnceleme alanı dolaylarında yapılan çalışmalarda, İncesu formasyonu (Kavak ve İnan, 1996) ile litolojik ve stratigrafik konumundaki benzerlikleri dikkate alınarak, birimin yaşının Üst Miyosen-Pliyosen olduğu kabul edilmiştir.

Alt ve üst sınırlar: Birim tabanda Beyyurdu formasyonu üzerine açılı uyumsuzlukla gelir. Birimin tavanı ise Ağbaba plato bazaltı tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir.

Ortamsal yorum: Formasyonun tabanında yer alan konglomeralarda tanelerin yuvarlaklaşmış olması, kiremitlenme yapısı sunmaları ve düzensiz bir tane boyu dağılımına sahip olması, birimin alt seviyelerinin akarsu ortamında çökeldiğine işaret etmektedir. Birimin taban seviyeleri üzerine gelen ve konglomera, kumtaşı ardalanımından oluşan kalın akarsu çökelleri, çökelmenin tektonik kontrollü olarak geliştiğini göstermektedir. Üste doğru yatay duruşlu kumtaşı ve kiltaşından oluşan birim, akarsu ortamından göl ortamına geçişi temsil etmektedir. Kiltaşının altındaki kumtaşları oldukça dağınık ve gevşek çimentoyla tutturulmuştur. Kumtaşını oluşturan bileşenler homojen tane boyuna sahiptir. Kiltaşları beyaz renkli olup yer yer organik madde arakatkıları içerirler. Kiltaşlarının üzerinde bol gözenekli, gevşek çimentolu gölssel kireçtaşları yer alır.

Bölgesel denetirme: Formasyonun yaş, litolojik ve ortamsal özellikleri dikkate alındığında birim Gökten (1993) tarafından tanımlanan Karacaören formasyonu ile, Tekeli vd. (1991) tarafından tanımlanan Kiremitli formasyonu, Yılmaz ve Özer (1984) tarafından tanımlanan İncesu formasyonu ve Alpaslan (1993) tarafından tanımlanan Belcik formasyonu ile denetirilebilir.

2.1.5 Ağbaba Plato Bazaltı

Tanım, yayılım ve tip yeri: İnceleme alanının en güneyinde yer alan birim bu çalışmada Ağbaba plato bazaltı olarak adlandırılmış ve tanımlanmıştır. Ağcasu köyünün güneyinde Kara tepede, Ağbaba tepede ve Beserek dağının güney yamacında Mezarlık tepe'de küçük yüzlekler halinde yayılım sunar. Ağbaba tepe ve yakın civarı birimin tip yeridir.

Kaya türü: Birim makroskobik olarak siyah renkli, masif ve amigdoloidal dokulu olup boşlukları kalsit ile doldurulmuş bazalt türü kayalardan oluşmaktadır.

Yaş: Birim inceleme alanı içinde Pliyosen yaşlı Yahyalı formasyonu üzerinde uyumsuz olarak yer almaktadır. İnceleme alanı yakın çevresinde deneştirilebilen aynı özellikteki diğer birimlerin stratigrafik konumu da dikkate alınarak birimin göreceli yaşının Pliyo-Kuvaterner olduğu görüşü benimsenmiştir.

Alt ve üst sınırlar: Alttaki Yahyalı formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelen birimin üzerinde başka bir birim yer almamaktadır.

Ortamsal yorum: İnceleme alanında herhangi bir çıkış merkezinin gözlenmeyişi, bazaltın kırık ve yarıklar boyunca yüzeye ulaşarak aktığını ve plato bazaltını oluşturduğunu ifade edilebilir.

Bölgesel deneştirme: Birim Özaksoy (1993) tarafından tanımlanan Amarat bazalt üyesi ile deneştirilebilir.

3. YAPISAL JEOLJİ

3.1. GİRİŞ

Geç Kretase'den günümüze kadar sıkışma rejiminin etkisi altında kalan inceleme alanında, farklı deformasyon evrelerinde ve farklı jeolojik zamanlarda gelişmiş çok evreli kıvrımlı yapılar ortaya çıkmıştır. Pekçok metamorfik temel içerisinde gözlenen kıvrımlanmış yapıların oluşumu, aynı orojenik evrede ilerleyen, fakat ilerlemesini kesintili olarak sürdüren deformasyonlar sonucudur.

İnceleme alanında metamorfik ve sedimanter örtü kayalarında gözlenen kıvrımlı yapıların istatistiksel olarak değerlendirilmesi sonucunda, kıvrımlı yapıların Geç Kretase öncesi, ve Geç Miyosen dönemlerinde oluştuğu, fakat farklı kıvrım tipinde geliştiği belirlenmiştir. Ana yapıların kanatlarında korunmuş olarak görülen Geç Kretase öncesi kıvrımlı yapılar paleotektonik dönem, Tersiyer yaşlı sedimanter örtü birimleri ile metamorfik temeli birlikte etkileyen Geç Miyosen-Geç Pliyosen yaşlı kıvrımlı yapılar neotektonik dönem içinde değerlendirilmiştir. Neotektonik dönemde sıkışmalı rejim etkisinde ortaya çıkan bindirme sistemleri ve bunlarla ilgili tektonik yapılar, inceleme alanında yaygın olarak gözlenmektedir.

3.2. Paleotektonik Dönem

İnceleme alanının temelini oluşturan Akdağmadeni metasedimanter grubu'nda, çok evreli deformasyonlar sonucunda üsteleyen kıvrımlarla karakterize olunan kıvrımlı yapılar ortaya çıkmıştır. Harita ölçeğinde izlenen kıvrımlar KD-GB doğrultulu kıvrım eksen yönelimine sahiptir. Bu kıvrımlı yapılar, ana yapıyı oluşturmaktadır. Ana yapıya göre daha önceki evrelerde üsteleyen kıvrımlarla oluşmuş ve ana yapının kanatlarında korunmuş olarak gözlenen kıvrımlı yapılar, Paleotektonik döneme ait yapıları temsil etmektedir. Faraşderesi ve Karalar asalanlarında tipik olarak gözlenen bu yapılar, metamorfizma-deformasyon olaylarının birlikte gelişmesiyle ortaya çıkan folyasyon düzlemleridir (Foto 3.1, Foto 3.2). Ramsay (1967) yapısal analizlerde istatistiksel çalışma yapılırken sahanın asalanlara bölünmesinin daha sağlıklı sonuçlar vereceğini ifade etmiştir.



Foto 3.1. Paleotektonik dönemde gelişen 'M' şekilli kıvrımlar.



Foto 3.2. Paleotektonik dönemde gelişen ve ana yapının kanatlarında korunan kıvrımlar. Kıvrım eksen düzlemi (kalem) kuzeye eğimlidir.

İnceleme alanında kuzeye eğimli fay düzlemlerinin sınırladığı kesimler asalan olarak değerlendirilmiş ve buralarda yapısal analizler gerçekleştirilmiştir.

Üsteleyen kıvrımlanmayı karakterize eden S düzlemleri, farklı deformasyon evreleri ile ilgili düzlemsel yapı unsurlarını temsil etmekte ve kıvrımların eksen düzlemi olarak değerlendirilmektedir. Bu düzlemler S1, S2, S3,... şeklinde gösterilir. Kıvrım eksenleri ise B sembolü ile B1, B2, B3,... gibi simgelerle gösterilmektedir. Çok evreli deformasyonlarla gelişen çizgisel ve düzlemsel yapısal unsurlar arazide şu sıralama ile tespit edilirler.

1. Birincil yapılar:

S1 : Birincil yüzey (Tabakalanma veya foliyasyon)

2. İlk deformasyon (D1) yapıları

S2 : S1 in oluşturduğu kıvrıma bağlı gelişmiş eksen düzlemi foliyasyonu

B1 : S1 in oluşturduğu S2 eksen düzlemlili kıvrımın kıvrım eksenli

L1 : S1 ve S2 nin arakesitine paralel lineasyon

3. İkinci safhada gelişen deformasyon (D2) yapıları

S3 : S1 ve S2 nin deformasyonu ile oluşmuş kıvrımın S3 eksen düzlemi foliyasyonu

B2 : S1 düzleminin S3 eksen düzlemlili kıvrımlanması sırasında gelişen kıvrım
Eksenli

L2 : S1 ve S3 düzlemlerinin arakesitine paralel lineasyon

B3 : S2 düzleminin S3 eksen düzlemlili kıvrımının kıvrım eksenli

L3 : S2 ve S3 düzlemlerine arakesitine paralel lineasyon

4. Üçüncü safha deformasyon (D3) yapıları

S4 : S1, S2, S3 ün birlikte kıvrımlanması ile oluşan kıvrımın eksen düzlemi
foliyasyonu

B4 : S1 in S4 eksen düzlemlili kıvrım eksenli

L4 : S1 ile S4 ün arakesitine paralel lineasyonlar

B5 : S2 ile S4 eksen düzlemi oluşturan kıvrımına ait kıvrım eksenli

L5 : S2 ile S4 ün arakesitine paralel lineasyon

B6 : S3 ün S4 eksen düzlemlili kıvrımının kıvrım eksenli

L6 : S3 ile S4 ün arakesitine paralel gelişmiş lineasyon (Bektaş, 1991).

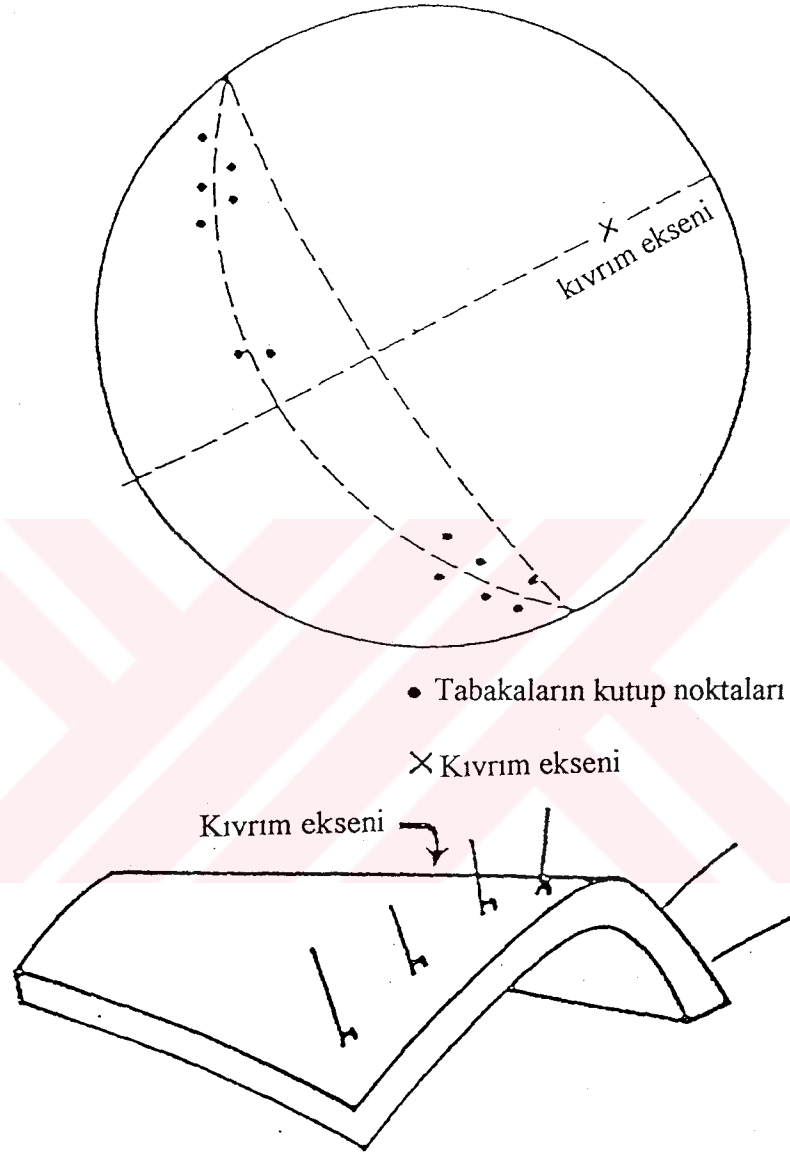
Kıvrımların yoğun olarak geliştiği alanlarda pi ve beta diyagramları yapısal analizlerde yaygın olarak kullanılmaktadır (Turner and Weiss, 1963). Ramsay (1964) silindirik bir kıvrımda folyasyon düzlemlerinin arakesitinin Beta lineasyonunu tanımladığını ifade etmiştir. Yine silindirik bir kıvrımda folyasyon düzlemi normalleri, düzlemlerin kıvrım eksenine diktir. Bu düzlemlerin kutup noktaları eşit alan ağı üzerine düşürüldüğünde, pi dairesi denen büyük daire üzerinde yer alırlar. Büyük dairenin kutup noktası ise kıvrım eksenine karşılık gelir. Kıvrım eksenlerinin tespit edilmesinde Π diyagramı en çok kullanılan yöntemdir (Şekil 3.1).

İnceleme alanında farklı yönlere gidişli çok evreli kıvrımlanmalar gözlenmektedir. Kıvrımlanma evreleri arasındaki geometrik ilişkilerin ortaya konulması amacıyla inceleme alanında deneme-sınama yöntemine göre iki asalan ayırtlanmıştır. Karalar ve Faraşderesi asalanlarında gözlenen çok evreli kıvrımlarla ilgili yapısal analizler, S1 düzlemlerinin ölçülmesiyle gerçekleştirilmiştir. S düzlemleri eşit-alan ağı izdüşüm diyagramlarında değerlendirilmiştir. Diyagramlar SPLOT bilgisayar programı kullanılarak hazırlanmıştır.

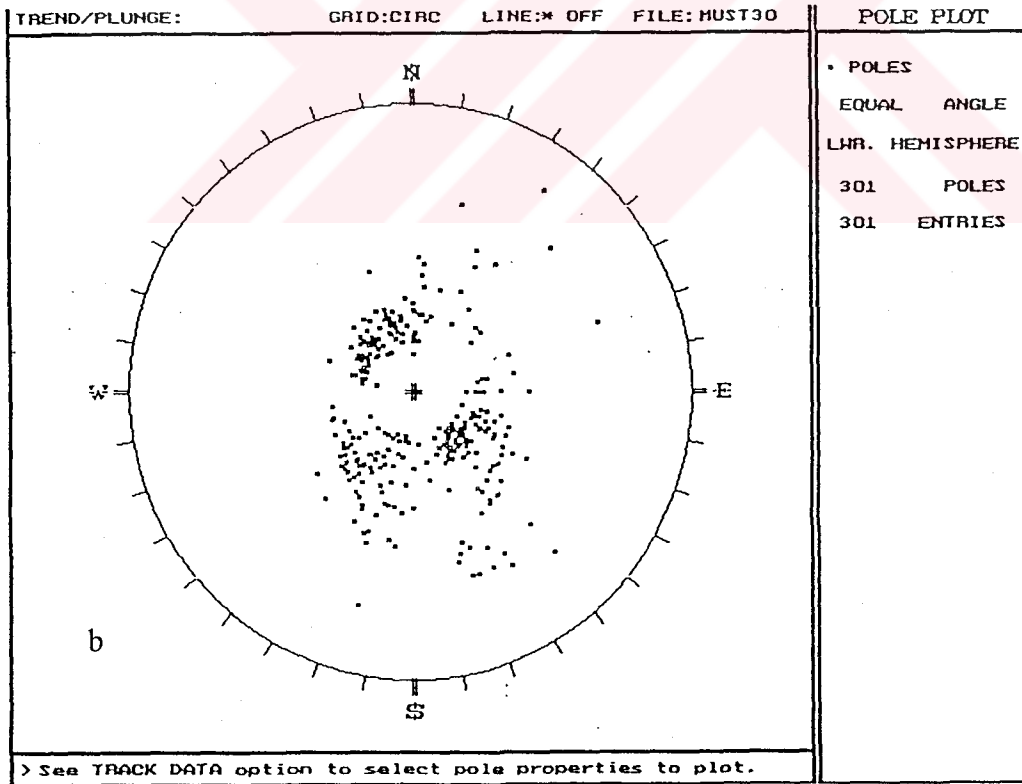
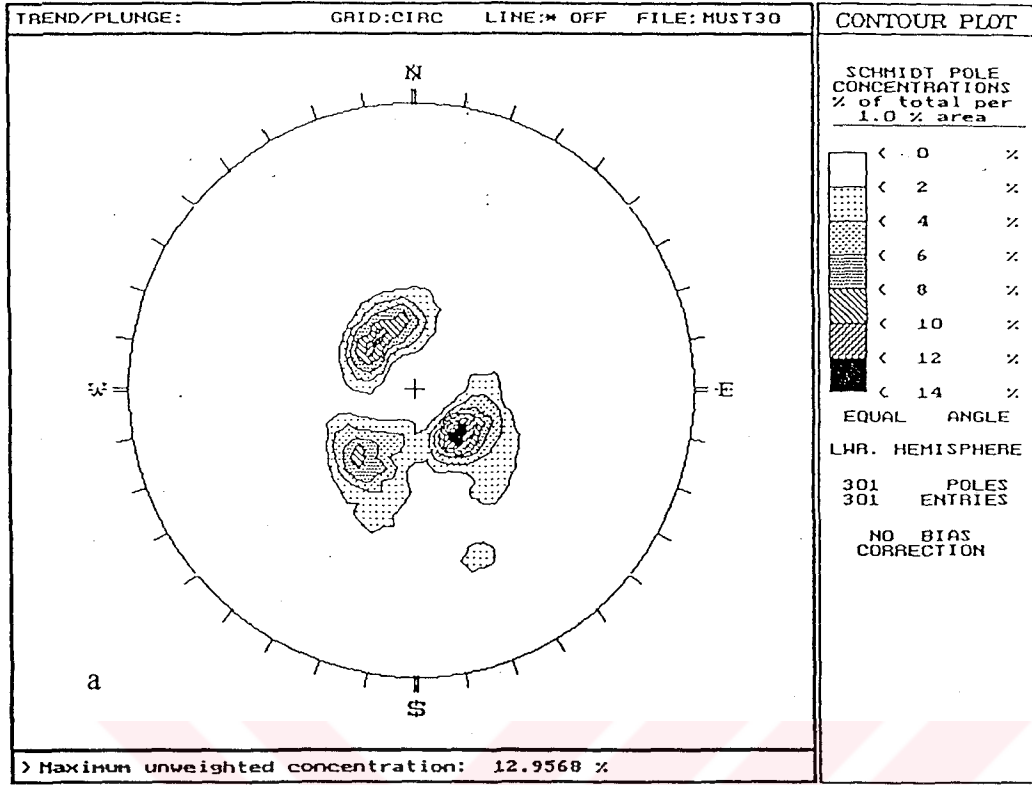
3.2.1. Karalar asalanı

Karalar ve yakın civarında yüzeyleyen metamorfik kayalardan alınan ölçümler sonucunda S1 düzlemlerinin KB, KD, GB ve GD yönünde eğimli oldukları belirlenmiştir. Bu düzlemlere ait kutup noktaları toplu olarak eşit alan ağı üzerine taşındığında, yaklaşık kapalı bir kıvrım geometrisi sergiledikleri gözlenmektedir (Şekil 3.2). Kıvrım eksen düzlemleri ve kıvrım eksenlerinin konumlarının belirlenmesi amacıyla KB-GB ve KD-GD yönlü ikili gruplar ile, KB-KD ve GB-GD yönlü ikili gruplar oluşturulmuştur. Bu ikili gruplarından kontur diyagramları hazırlanmıştır. Kontur diyagramlarındaki maksimumlardan geçen pi dairesi ile, B1 kıvrım eksenlerini temsil eden pi dairesinin kutup noktaları elde edilmiştir. B1 kıvrım eksenlerinden geçen büyük daire çizilerek S2 kıvrım eksen düzlemi elde edilmiştir.

KB-GB yönlü ölçümlerden elde edilen B1 kıvrım ekseninin konumu 250 / 23; KD-GD yönlü ölçümlerden elde edilen B1 kıvrım ekseninin konumu ise 79/16 olarak tespit edilmiştir. B1 kıvrım eksenlerinden geçen S2 kıvrım eksen düzleminin konumu K75D-76GD olarak belirlenmiştir (Şekil 3.3).



Şekil 3.1. Pi dairesi ve kutup noktasının tanımlanmasında kullanılan stereografik yöntemi gösteren II diyagramı



Şekil 3.2. Karalar asalanı S1 düzlemlerinin kontur diyagramı (a) ve S1 düzlemlerinin kutup noktalarının (b) dağılımı

Yukarıdaki işlemlerin aynısı yapılarak KB-KD ve GB-GD yönlü ikili gruplardan elde edilen B2 kıvrım eksenlerinin konumu 338/23 ve 201/36 olarak; B2 kıvrım eksenlerinden geçen S3 kıvrım eksen düzleminin konumu ise K6B - 58GB olarak bulunmuştur (Şekil 3.4).

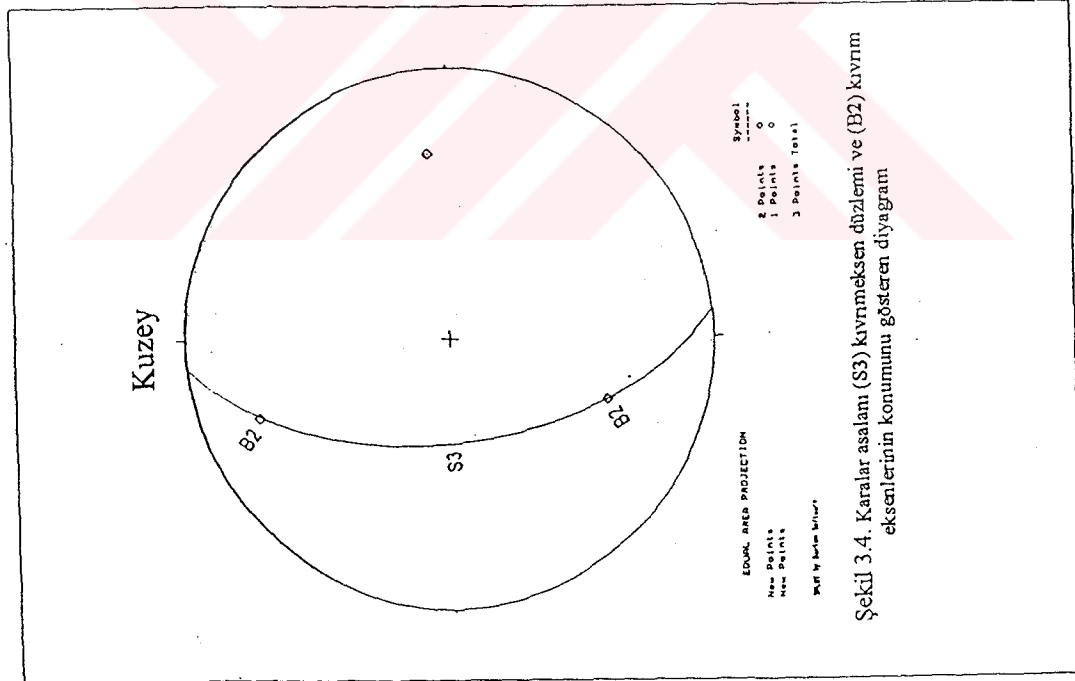
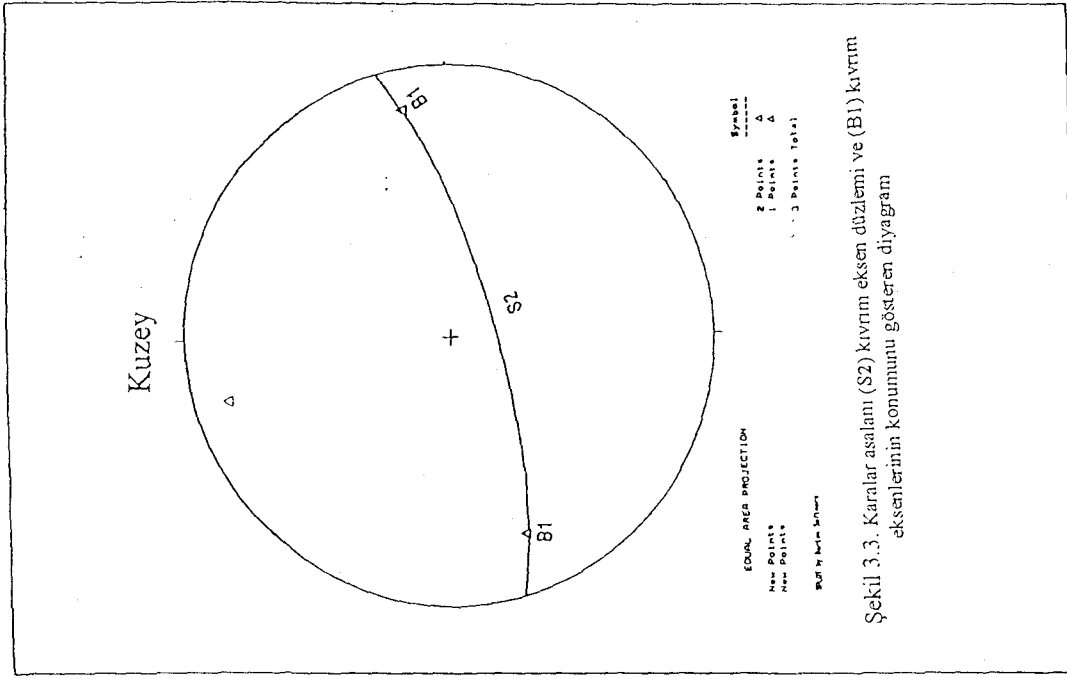
S2 ve S3 kıvrım eksen düzlemleri aynı eşit alanlı ağ üzerine taşındığında iki düzlemin birbiriyle kesiştiği görülmektedir. Kesişme noktasının konumu 235/ 54 olarak bulunmuştur. S2 ve S3 kıvrım eksen düzlemlerine ait kutup noktaları büyük daireler üzerinde yer almaktadır. (Şekil 3.5). Bu veri her iki kıvrım eksen düzleminin birbirine göre dik konumlu olarak geliştiğine işaret etmektedir

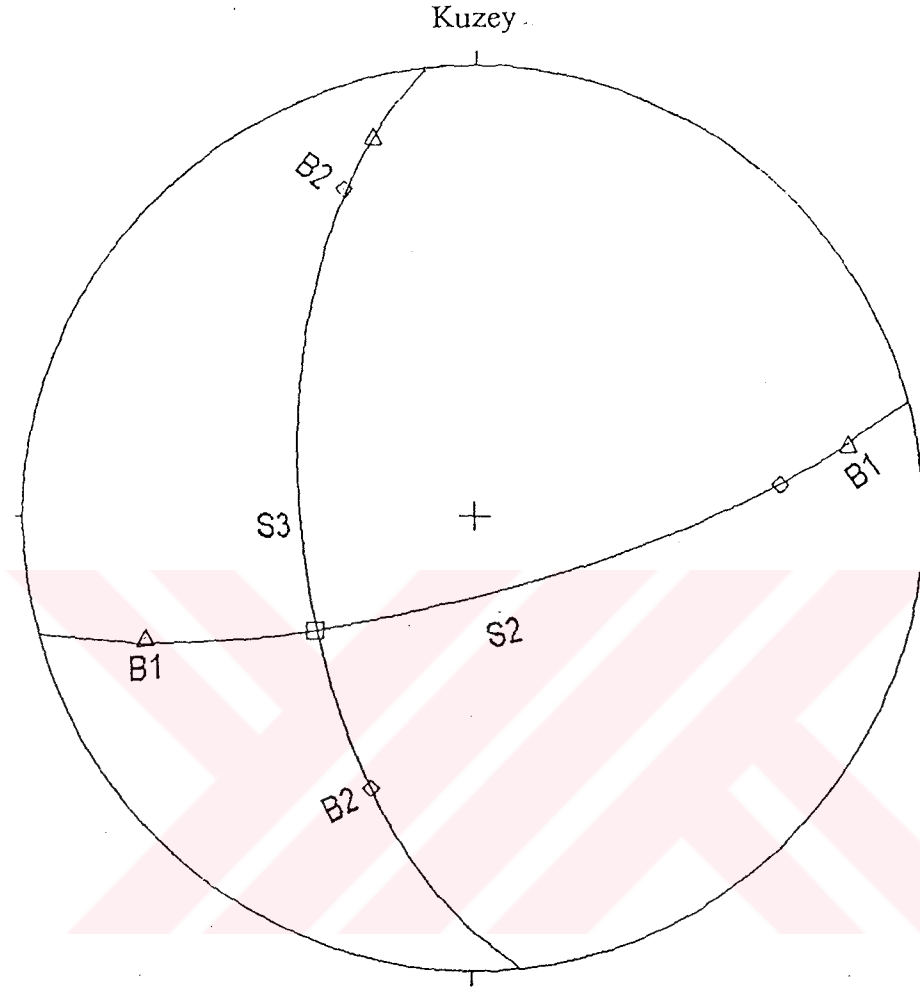
3.2.2. Faraşderesi asalanı

Karalar asalanında olduğu gibi Faraşderesi ve yakın civarında yüzeyleyen metamorfik kayaların S1 düzlemlerinden itibaren ölçümler alınmıştır. S1 düzlemlerinin KB, KD, GB ve GD ya eğimli oldukları belirlenmiştir. Kıvrım eksenlerinin ve kıvrım eksen düzlemlerinin konumunun belirlenmesi için, S1 düzlemlerine ait ölçümlerden ikili gruplar oluşturulmuştur. Bu ikili gruplar KB-KD ve GB-GD gruplaması ile KB-GB ve KD-GD gruplaması şeklinde yapılmıştır. Her bir ikili grubun S1 düzlemlerine ait kutup noktaları eşit alan ağı üzerine taşınmış ve kontur diyagramları hazırlanmıştır. Kıvrım eksenleri (B1, B2) ve bu eksenlerden geçen eksen düzleminin (S2 ve S3) konumunun belirlenmesinde, kontur diyagramındaki maksimumlardan geçen P_i dairesinden yararlanılmıştır. P_i dairesinin kutup noktası B1 ve B2 kıvrım eksenini tanımlamaktadır

Her ikili gruptan elde edilen B1 kıvrım ekseninin konumu belirlendikten sonra, B1 kutup noktalarından geçen eksen düzlemi çizilmiştir. Bu düzlem S2 eksen düzlemini temsil etmektedir.

Faraşderesi asalanında S1 düzlemlerinden KB-GB ve KD-GD yönlü ikili gruplar oluşturulmuş, S1 düzlemlerinin kutup noktalarına ait kontur diyagramları hazırlanmıştır. Kontur diyagramlarında maksimumlardan geçen P_i dairesi ve P_i dairesinin kutup noktası belirlenmiştir. KB-GB yönlü kıvrımın B1 kıvrım eksenini tanımlayan P_i dairesine ait kutup noktasının konumu 283/15, KD-GD yönlü kıvrımın B1 kıvrım ekseninin konumu ise 88/11 olarak bulunmuştur. B1 kıvrım eksenlerinden





EQUAL AREA PROJECTION

New Points
New Points
New Points
New Points
New Points

	Symbol
2 Points	Δ
1 Points	Δ
2 Points	$\circ$
1 Points	$\circ$
1 Points	$\square$
7 Points Total	

Şekil 3.5. Karalar asalanı (S2) ve (S3) kıvrım eksen düzlemlerinin ilişkisini ve iki evreli kıvrımlanmayı gösteren diyagram

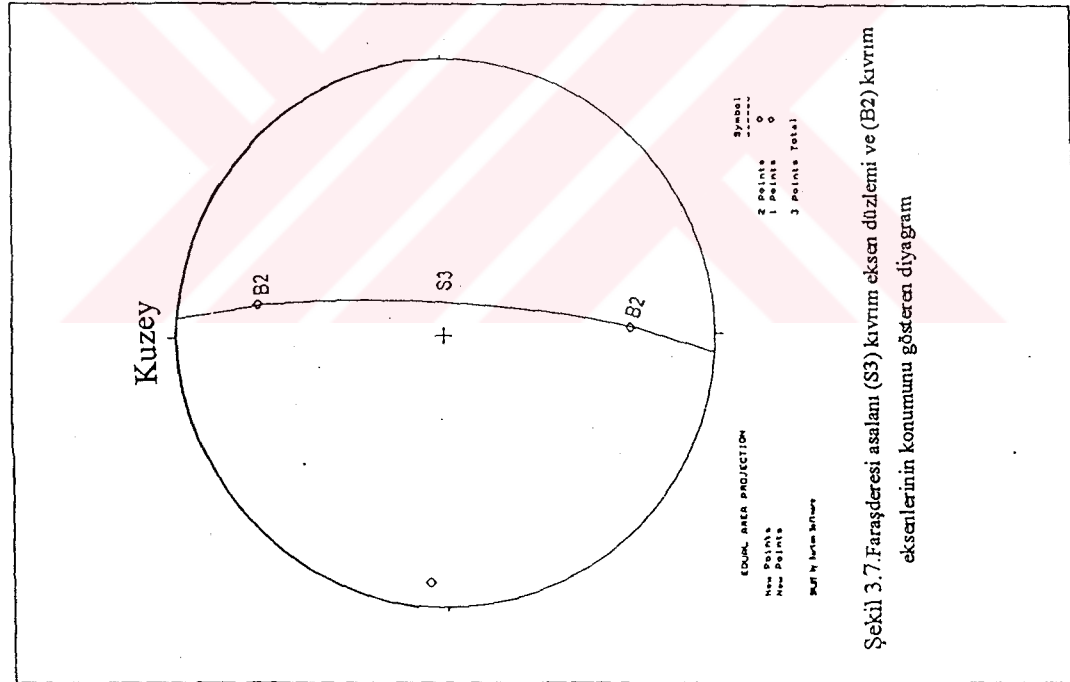
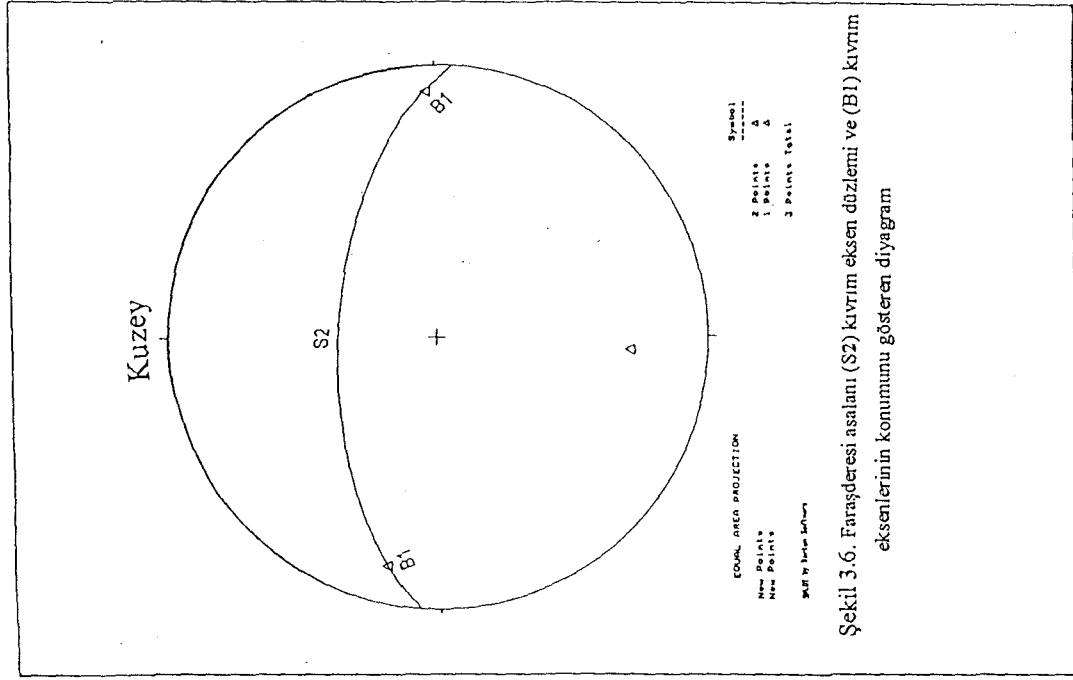
geçen S2 kıvrım eksen düzleminin konumu ise K86B-60KD olarak belirlenmiştir (Şekil 3.6).

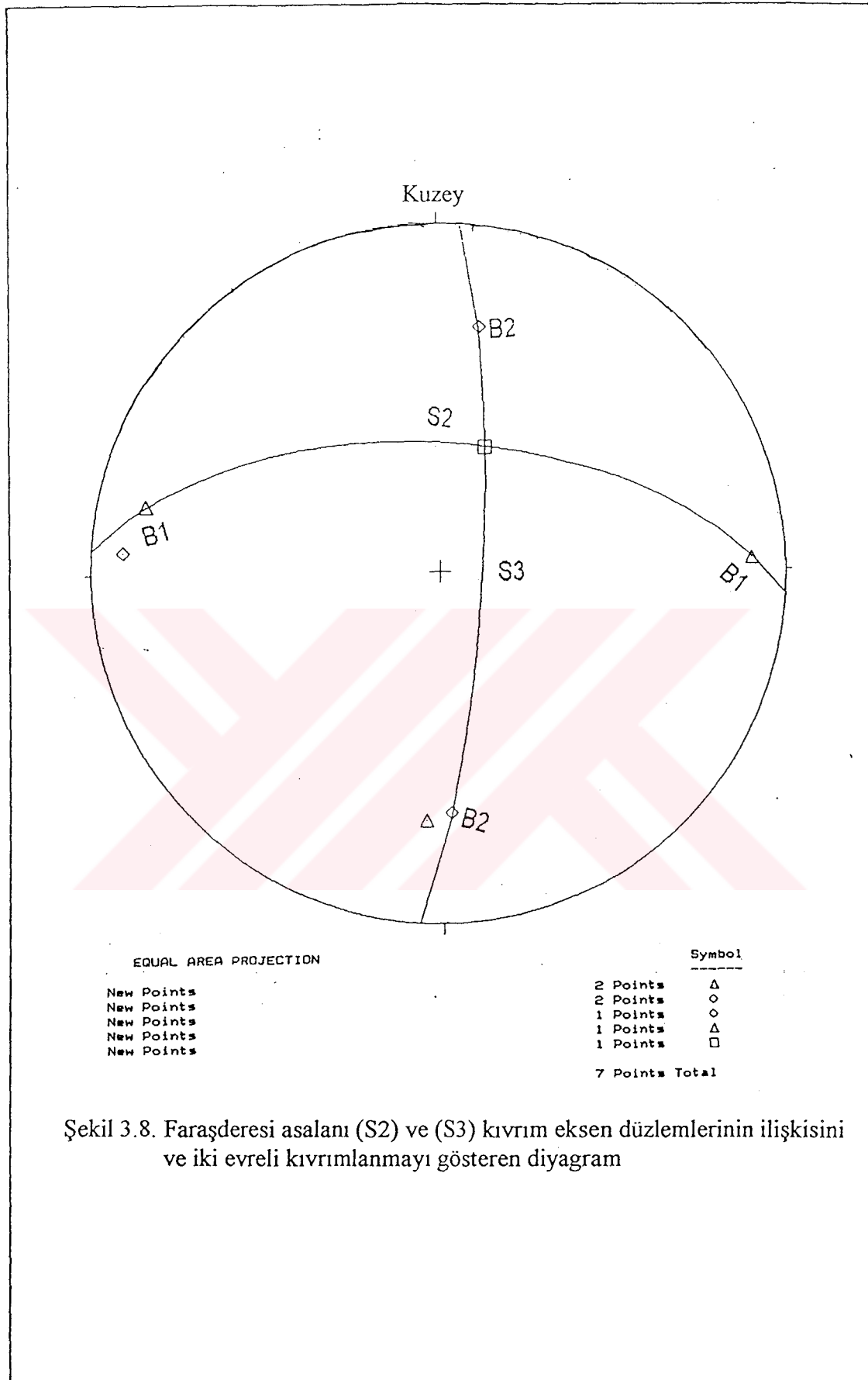
KB-KD ve GB-GD yönlü oluşturulan ikili gruplardan B2 kıvrım eksenleri ve bu eksenlerden geçen S3 kıvrım eksen düzlemi elde edilmiştir. S3, S2 eksen düzleminin yeniden kıvrımlanması sonucunda gelişmiştir. S2 düzlemlerinin kutup noktalarından kontur diyagramları hazırlanmış, kontur diyagramlarındaki maksimumlardan geçen P_i dairesi ve P_i dairesinin kutup noktası belirlenmiştir. P_i dairesinin kutup noktası, B2 kıvrım eksenini tanımlamaktadır. B2 kıvrım eksenlerinden S3 eksen düzlemi geçmektedir.

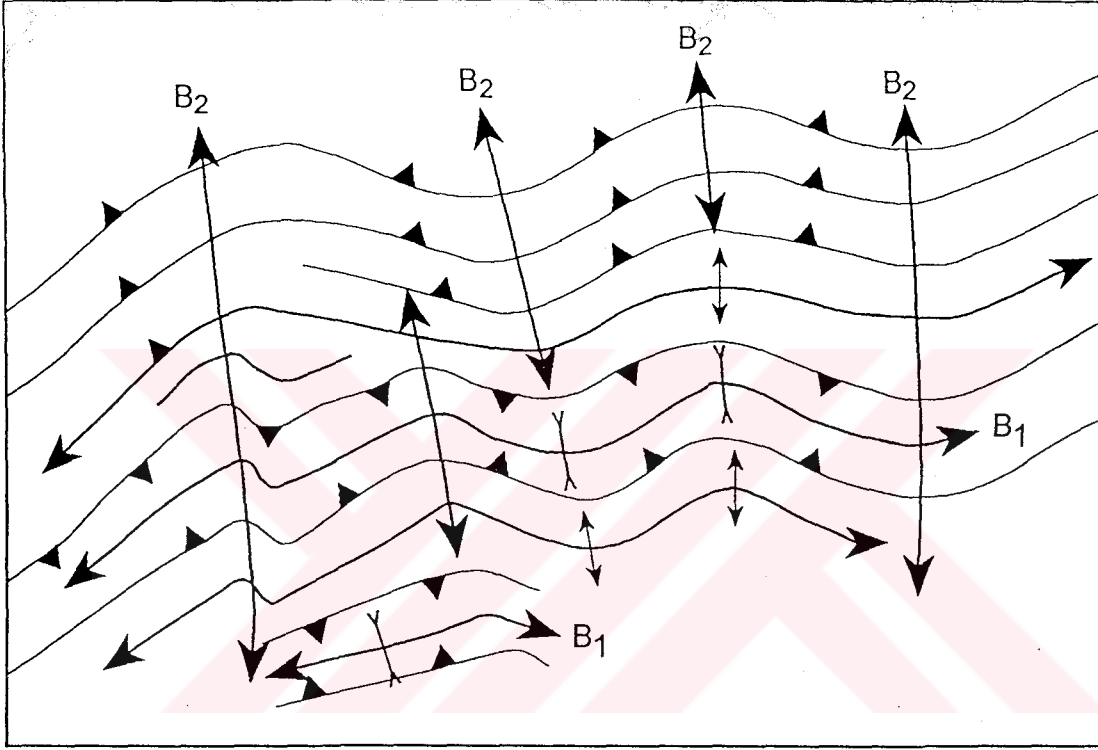
KB-KD yönlü kıvrımın B2 kıvrım eksenini tanımlayan kutup noktasının konumu 10/30, GB-GD yönlü kıvrımın B2 kıvrım ekseninin konumu ise 178/32 olarak bulunmuştur. S3 eksen düzleminin konumu K4D-80GD olarak tespit edilmiştir (Şekil 3.7).

S2 ve S3 eksen düzlemleri aynı eşit alan açısı üzerine taşındığında düzlemlerin birbirleriyle kesiştiği görülmektedir. Kesişme noktasının konumu 21/59 olarak bulunmuştur. Diyagramda S2 ve S3 kıvrım eksen düzlemlerinin birbirine göre yaklaşık dik konumlu olarak geliştiği, düzlemlere ait kutup noktalarının büyük dairelerin çok yakınında yer almalarından anlaşılmaktadır (Şekil 3.8). Faraşderesi asalanının iz haritasında iki evreli olarak gelişen kıvrımların kıvrım eksenlerinin (B1,B2) konumu Şekil 3.9 da verilmiştir.

Faraşderesi ve Karalar asalanlarına ait sonuç diyagramları birlikte değerlendirildiğinde, her iki asalanda gelişen kıvrımların silindirik kıvrım geometrisi sergiledikleri görülmektedir (Şekil 3.10). S2 ve S3 kıvrım eksen düzlemlerinin kutup noktaları, bu düzlemlere ait büyük daire üzerinde yer almaktadır. Karalar asalanında düzlemlerin kutup noktaları büyük dairelerin tam üzerinde yer alırken, Faraşderesi asalanında büyük dairelerin çok yakınında yer aldıkları gözlenmektedir. Bu veriler, her iki asalanda S2 ve S3 kıvrım eksen düzlemlerinin birbirine göre dik konumlu olarak geliştiklerini göstermektedir. D1 ve D2 deformasyon fazlarının birbirine göre dik olarak geliştikleri ifade edilebilir. Yine diyagramlardan elde edilen verilere göre, her bir asalanda, S2 ve S3 kıvrım eksen düzlemlerinin doğrultularında belirgin bir paralellik göze çarparken, eğim yönlerinin birbirine göre ters yönlerde oldukları görülmektedir.







Şekil 3.9. Farashdereşi asalanı B1 ve B2 kıvrım eksenlerinin ilişkisini gösteren iz haritası

Her iki asalandaki B1 kıvrım ekseninin doğu - batı yönünde, B2 kıvrım ekseninin ise kuzey - güney yönünde dalımlı oldukları izlenmektedir. Farklı yönlerde dalımlı kıvrım eksenlerine sahip jeolojik yapı stilleri, 'dom ve küvet' yapısı oluşturmaktadır.

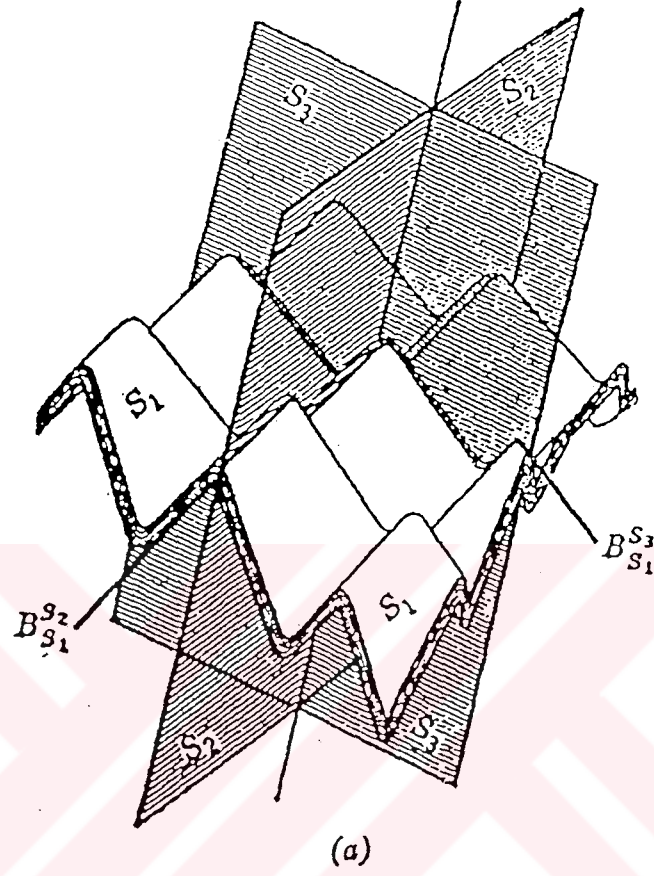
Asalanlara ait sonuç diyagramlarından elde edilen verilere göre, paleotektonik dönemde Akdağmadeni metasedimanter grubunda gözlenen kıvrımlı yapıların iki ayrı evrede geliştiği ifade edilebilir. F1 evresi, S1 düzlemlerinin kıvrımlanmasıyla S2 eksen düzlemi ve S1- S2' nin arakesitini oluşturan B1 kıvrım eksen yöneliminin ortaya çıktığı evredir. F2 evresinde ise S2 kıvrım eksen düzleminin yeniden kıvrımlanması sonucunda S3 kıvrım eksen düzlemi ile, S1 ve S3 düzlemlerinin arakesitini oluşturan B2 kıvrım eksen yönelimi gelişmiştir.

Faraşderesi ve Karalar asalanlarında paleotektonik dönemde gelişen kıvrım tiplerinin, Ramsay (1967)' in tanımladığı kıvrım tipleri ile karşılaştırıldığında, 'Tip 1' kıvrım tipine benzerlik gösterdiği belirlenmiştir. 'Tip 1' kıvrımlarının önemli özelliği, farklı deformasyon evrelerine ait kıvrım eksenleri ve kıvrım eksen düzlemlerinin, birbirine göre dik veya dike çok yakın konumlu olarak gelişmesidir (Şekil 3.11). Birkaç evreli deformasyon süresince farklı yönde gelişen kıvrımlanmalarla, eksen farklı yönlerde dalımlı dom ve küvet yapıları ortaya çıkmaktadır. Ramsay (1967), iki antiform yapının çakıştığı yerlerde dom yapıları, iki sinform yapının çakıştığı yerlerde ise küvet yapılarının geliştiğini ifade etmiştir. Ayrıca araştırmacı ikinci evre antiform yapıların birinci evre sinform yapıları ile çakıştığı yerlerde eksen alçalımlarının, ikinci evre sinform yapıların birinci evre antiform yapıları ile çakıştığı yerlerde eksen yükselimselminin ortaya çıktığını belirtmiştir (Şekil 3.12).

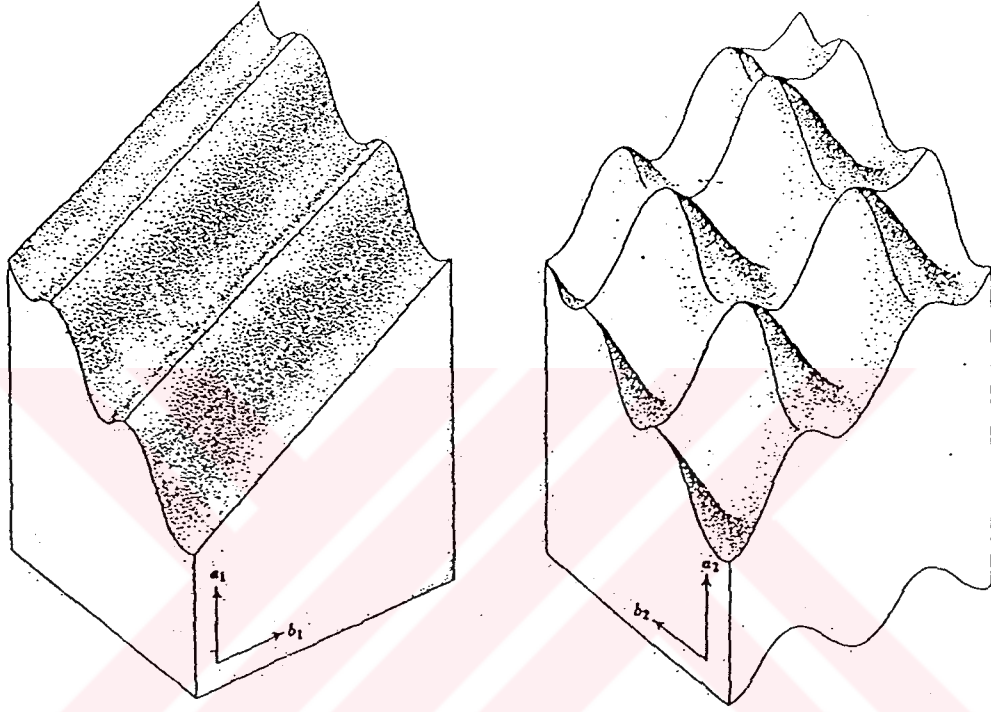
3.3. Neotektonik Dönem

Türkiyede neotektonik dönemin Orta Miyosenden itibaren geliştiği bilinmektedir (Şengör ve Yılmaz,1983; Koçyiğit, 1990; Tekeli vd. 1991; Gökten, 1993) Neotetisin güney kolunun tamamen kapanması, Arap otoktonunun Toros birimleri ile çarpışması ile bağlantılı olarak ortaya çıkmıştır.

Çalışma alanında yüzeyleyen metamorfik kayalar ile, üzerinde yer alan Eosen yaşlı sedimanter örtü kayaları, neotektonik dönemde birlikte deformasyon geçirmiştir..



Şekil 3.11. İki evreli ve birbirine dik olarak gelişmiş ve 'Tip 1' (Ramsay, 1967) tarzında gelişen kıvrımlanma modeli



Şekil 3.12. Dom ve küvet yapısını üç boyutlu olarak gösteren şematik model (Ragan, 1985' den alınmıştır).

Deformasyon ‘ince kabuk deformasyonu’ (Thin skinned deformation) tarzında, tabakalar arası kaymalarla yüzey bindirmesi şeklinde gelişmiştir.

Neotektonik dönemde kuzeyden gelen hareketle metamorfik ve sedimanter birimler birbiri üzerine itilmiş, masif ekaylı bir iç yapı kazanmıştır. Ekaylanmalar uzun mesafeler boyunca taşınmalardan çok, genelde yüksek açılı ters fay özelliği sergilemektedir.

Sıkışmalı tektonik rejimlerin etkin olduğu alanlarda tipik olarak bindirme sistemleri gelişmektedir (Çemen, 1996). Bindirme/ters fayların tavan bloklarında, bindirme sistemlerine ait karakteristik yapı stilleri ortaya çıkmaktadır.

İnceleme alanında neotektonik dönemde yapısal yönden, bindirme ve kıvrımlardan oluşan zengin tektonik yapılar gelişmiştir. İnceleme alanının tektonik haritasında (Ek 3) görüldüğü gibi, bindirme fayları ve kıvrımlı yapılar, birbiriyle genetik ilişki içerisinde gelişmiştir. Kıvrımlar, bindirme faylarının tavan blokları üzerinde ve fay düzlemlerinin geometrisine bağlı olarak ‘fay-bükülme kıvrımları’ veya ‘sürüme kıvrımları’ tarzında ortaya çıkmıştır. Yokuş antiklinali, pop-up/üçgen zonu, horse ve yokuş/düzlük yapıları, ters fayların tavan bloğu üzerinde gelişmiş yapılardan birkaçıdır.

Bindirmelerin büyük bir bölümü kuzeye eğimli ters fay düzlemleri boyunca gelişmiştir. Ancak inceleme alanının en güneyinde yer alan Beserek bindirme fayı ise, güneye eğimlidir. Beserek-Dinlendim bindirme fayı tektonik taşınma yönünün tersi istikametinde, geriye bindirme (backthrust) oluşturmaktadır. Fayların ve kıvrımlı yapıların özellikleri aşağıda tanımlanmıştır.

3.3.1 Faylar

İnceleme alanında sıkışmalı sistemlere bağlı olarak gelişmiş bindirme ve ters faylar yaygın olarak gözlenmektedir. Fayların tanımlanmasında Ketin ve Canitez (1979) 'dan faydalanılmıştır.

3.3.1.1. Beserek -Dinlendim bindirme fayı

İnceleme alanının en güney kesimlerinde Beserek dağının kuzey yamacı boyunca izlenebilen bu fay, kuzey yönünde ilerleyerek Dinlendim dağının doğu

yamaçlarına kadar devam eder. Fayın Beserek dağı kesiminde kalsilikatik şistler, mermerler üzerine güneydoğuya eğimli düzlemler boyunca itilmiştir. Kuru dere, Dinlendim dağı arasındaki bölümde ise kalsilikatik şistler ve kuvars şistler, mermerler üzerine doğuya eğimli düzlemler boyunca itilmiştir. Mermerlerle şistler arasında sıkışıp kalan Beyyurdu formasyonunun konglomeraları mercekler halinde gözlenmektedir. İnceleme alanında Kızılcaova-Beserek dağı arasında kalan kesimde, mermerler en geniş yüzeylenime sahiptir. Kızılcaova-Kavak bindirme fayı ile Beserek-Dinlendim bindirme fayının sınırladığı bu alanda, birbirlerine doğru yaklaşan fay düzlemleri ile belirlenen, üçgen zonu yapısının geliştiği ifade edilebilir (Ek 3).

3.3.1.2. Kızılcaova-Kavak bindirme fayı

Bu bindirme fayı, inceleme alanının güneybatı ucunda yer alan Kızılcaova köyünün hemen kuzeyinden başlar, Çerçialanı ve Çağlayan köylerinin kuzeyinden devam ederek Maşlaklı mahallesinden Kavak köyüne ulaşır. Kavak köyünün doğusunda alüvyon tarafından örtülür. Fayın doğu ucu, güneydoğu yönünde ilerleyerek, Kocaninkayası yırtılma fayına bağlanır. Bu yırtılma fayı ile Kızılcaova-Kavak bindirme fayını Çamlıca fayına bağlanmaktadır. Fayın inceleme alanında izlenebilen uzunluğu 20 km' nin üzerindedir.

Kızılcaova-Kavak bindirme fayının doğrultusu farklı yönelimler sunmaktadır. Kızılcaova-Peyik arasında kalan kesimde KD-GB yönlü iken, Peyik-Kavak arasında D-B yönlü ve Kavak Kocaninkayası arasında KB-GD yönlü olmaktadır.

Kızılcaova-Kavak bindirme fayı, Geç Lütesiyen yaşlı Beyyurdu formasyonu içerisinde gelişmiştir. Fayın Kızılcaova - Peyik kesiminde Beyyurdu formasyonunun konglomeraları, yine aynı formasyonun marnları üzerine, güneybatı yönünde itilmiştir. Üzerinde yer değiştirmenin geliştiği fay düzlemi sadece sedimanter birimlerde değil, temele ait metamorfik birimler arasında da yer değiştirmeye sebep olmuştur. Fay düzlemi ile fayın tavan ve taban bloklarındaki sedimanter birimlerin fay düzlemi ile olan açılı ilişkisi dikkate alındığında, fayın tavan blokunda tipik bir yokuş antiklinal yapısının geliştiği belirlenmiştir.

Fayın Peyik-Kavak arasındaki kesimi ise ters fay özelliği sunmaktadır. Beyyurdu formasyonunun konglomeraları, aynı formasyonun marn ve kireçtaşları

üzerine kuzeye eğimli fay düzlemleri boyunca itilmiştir. Fayın doğrultusu D-B gidişe sahiptir.

Kavak köyünden itibaren fay KB-GD yönünde bükülmekte ve sağ yanal atıma sahip Kocanın kayası yırtılma fayına bağlanmaktadır.

3.3.1.3. Küçük Nalbant- Peyik bindirme fayı

İnceleme alanındaki izlenebilen uzunluğu 15 km' nin üzerinde olan bu fay, güneydeki Kızılcaova-Kavak bindirme fayının doğrultusuna paraleldir. Fayın doğrultusu Küçük Nalbant-Kızılcaova arasında GB-KD yöneliminde, Kızılcaova-Peyik arasında D-B yönelimindedir. Peyik köyünün doğusunda Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı Yahyalı formasyonu tarafından örtülür.

Küçük Nalbant-Peyik fay hattı boyunca Karadere metamorfizminin yüksek metamorfizma derecesine sahip alt kesimleri, Bozçaldağ metakarbonatına kuzeye eğimli fay düzlemleri boyunca bindirmiştir. Metakarbonatların hemen altında Karadere metamorfizminin düşük metamorfizma dereceli kesimleri yer almaktadır. Bindirme hattının Kızılcaova Tepe dolaylarındaki kesiminde, Kızılcaova metaultramafiti, Bozçaldağ metakarbonatına bindirmiştir. Fay hattının birçok kesimlerinde, Kızılcaova metaultramafitine ait kayalar, yanal devamlılığı olmayan mercek şekilli bloklar halinde yüzeylenmektedir.

3.3.1.4. Peyik bindirme fayı

Fayın arazide izlenebilen uzunluğu yaklaşık 3 km dir. Kuzeye eğimli fay düzlemleri boyunca, mermerler Eosen yaşlı Beyyurdu formasyonunun konglomeraları üzerine itilmiştir. Peyik köyünün doğusunda Yahyalı formasyonu tarafından örtülür.

Kızılcaova-Kavak, Küçük Nalbant-Peyik ve Peyik bindirme fayları, Maşlaklı Peyik köyleri arasında birbirlerine çok yaklaşmakta, Peyik köyünün doğusunda Yahyalı formasyonunun altında bu üç bindirme fayının birleştikleri düşünülmektedir. Birbirine yaklaşık paralel olan D-B gidişli bu bindirme fayları, birbiri üzerine itilmiş, imbrice bir yapı oluşturmuştur. Tektonik taşınma yönü kuzeyden güneye doğru gelişmiştir. Tektonik taşınma yönünde Karadere metamorfizminin yüksek metamorfizma dereceli alt

kesimleri ile, bu birim içerisinde egzotik bloklar halinde gözlenen Kızılkaya metaultramafiti, Bozçaldağ metakarbonatına, Küçük nalbant-Peyik bindirme fayı boyunca bindirmiştir. Bozçaldağ metakarbonatı da, Peyik bindirme fayı boyunca, Eosen yaşlı Beyyurdu formasyonunun konglomeraları üzerine itilmiştir. Konglomeralar da, Kızılcaova-Kavak bindirme fayı boyunca Beyyurdu formasyonunun marnları üzerine bindirmiştir. Birbirine paralel D-B gidişli bu faylar, kuzeyde en yaşlı birimden başlayarak güney yönünde genç birimlere doğru birbiri üzerine itilmiş, imbrik bir yapı oluşmuştur. Bindirmenin yaşının tektonik taşınma yönünde, güneye doğru gençleştiği ifade edilebilir.

3.3.1.5. Kefenlibel-Bozhüyük bindirme fayı

KD-GB yönünde uzanan bu fayın arazide izlenebilen uzunluğu yaklaşık 8 km nin üzerindedir. Bu fay Kefenlibel tepe dolaylarından başlar, kuzeydoğu yönünde ilerler Bozhüyük köyünün batısında Çal tepede Beyyurdu formasyonu içinde kuzeybatı yönünde yayılımına devam ederek Ardıçalı-Güdül bindirme fayına bağlanır. Bozhüyük köyünün batısında Çal tepede fay düzlemleri, kuzeydoğuya eğimli düzlemler oluşturmaktadır. Bu düzlemler boyunca marnlar kireçtaşları üzerine itilmiştir. Fay düzlemleri boyunca silisleşmeler, ezilmeler ve breşik zonlar gelişmiştir. Fayın Kefenlibel, Çal tepe arasında kalan bölümünde, kuzeybatıya eğimli fay düzlemleri boyunca, Karanidere metamorfizminin yüksek metamorfizma derecesine sahip alt kesimleri, aynı birimin düşük metamorfizma derecesine sahip üst kesimlerine ve Kargasekmez kuvarsiti üzerine itilmiştir. Bindirme hattında yer yer milonitik zonların varlığı gözlenmiştir.

3.3.1.6. Çamlıca bindirme fayı

KB-GD yönlü gidişe sahip olan bu fayın arazide izlenebilen uzunluğu 2 km den fazladır. Kuzeydoğuya eğimli düzlemler boyunca Beyyurdu formasyonunun marnları, aynı formasyonun kireçtaşları üzerine itilmiştir. Çamlıca fayı Kale köyünün kuzeyinde alüvyon tarafından örtülür. Fayın alüvyonun altında güneydoğu yönünde devam ettiği düşünülmektedir.

3.3.1.7. Ardıçalanı-Güdül bindirme fayı

Doğu batı yönünde uzanan bu fay, inceleme alanının ana tektonik hatlarından birini teşkil etmektedir. İnceleme alanında izlenebilen uzunluğu 20 km nin üzerindedir. Ardıçalanı-Güdül bindirme fayı Çatalalan derenin kuzeyinden başlayıp Büyükçal tepe, Kötüyayla tepe ve Ardıçalanı köyünün kuzeyini takip ederek Elmalı dere, Pürtüyayla sırtından Lale tepenin kuzeyine ulaşır. Karatüylez tepeyi ve Güdül mahallesinin güneyini takip ederek inceleme alanının dışına çıkar.

Bu bindirme hattı boyunca Karanidere metamorfitinin düşük metamorfizma dereceli üst kesimleri Eosen yaşlı Beyyurdu formasyonunun bordo renkli kumtaşları üzerine, kuzeye eğimli fay düzlemleri boyunca üzerlemiştir. İtilmenin etkisiyle, Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı Yahyalı formasyonunun kuzey dokanakları boyunca tabakalar dikleşmiş ve güneye devrik asimetric senklinal yapısı ortaya çıkmıştır (Foto 3.3).

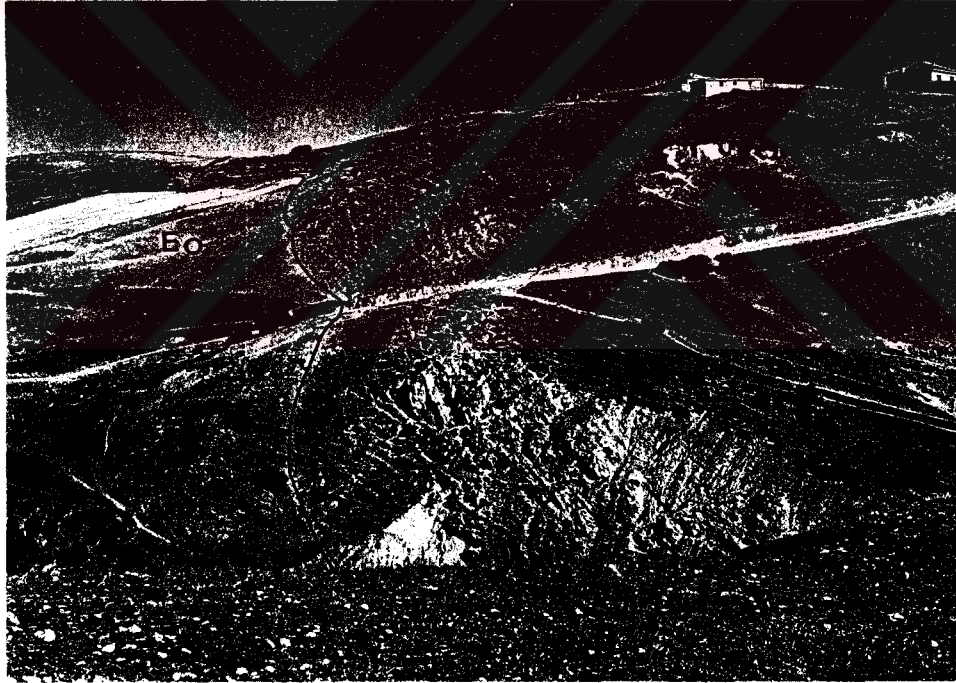


Foto 3.3. Yahyalı formasyonunun kuzey dokanağının kuzeyden gelen itilme nedeniyle dikleşmesi

Çok lokal olmakla birlikte, Pürtüyayla sırtında, senklinal yapısı sunan Beyyurdu formasyonunun kumtaşları, Yahyalı formasyonu üzerine itilmiştir. Senklinalin güney kanadı Pliyosen yaşlı birimlere üzerlemiştir. Yahyalı formasyonunun

güney dokanağı ise bu bindirmeden hemen hiç etkilenmemiştir. Bu kesimde tabakalar yatay konumlu olup, 0 - 10 derece arasında değişen eğimlere sahiptir.

Bindirme hattının kuzeyinde, fay düzleminin tavan bloğu üzerinde, antiklinal ve senklinal çiftinden oluşan kıvrımlı yapılar gelişmiştir. Bu kıvrımlı yapılardan senklinalin güney kanadı, Beyyurdu formasyonu üzerine itilmiştir.

Metamorfiklerin altına dalan bordo renkli kumtaşlarının eğimi, fay hattı boyunca farklılıklar sunar. Örneğin, Güdül mahallesi civarında Karatüylez tepede, 21 derece eğimle kuzeye eğimli düzlemler boyunca mermerlerin altına dalar. Lale tepede lokal olarak güneye eğimli fay düzlemleri ile mermerler tarafından altlanır. Çingeneyurdu derede kumtaşları 90 dereceye yaklaşan dik eğimler kazanmıştır. Pürtüyayla sırtında güneye devrik senklinal oluşturmuş, senklinalin güney kanadı Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı Yahyalı formasyonu üzerine devrilmiştir. Ardıçalı köyü yakın civarlarında ortalama 45 derece eğimle metamorfiklerin altına dalar. Ardıçalı köyünün kuzeyinde fay hattında Kızılkaya metaultramafitine ait bloklar da yer yer yüzeylemektedir.

3.3.1.8. Bozotçalı bindirme fayı

Ardıçalı köyünün kuzeyinde yüzeyleyen bu fayın, inceleme alanında izlenebilen uzunluğu 4 km den fazladır. Bozçaldağ metakarbonatı, kuzeye eğimli fay düzlemleri boyunca, Beyyurdu formasyonunun konglomeraları üzerine itilmiştir. Fay hattı boyunca dinamik metamorfizmanın izleri açıkça izlenmektedir. Konglomeraların çakılları tektonik taşınma yönüne dik şekilde uzamış ve basıklaşmıştır. Silisleşmeler yaygın şekilde gelişmiştir (Foto 3.4).

3.3.1.9. Mihrimaçal bindirme fayı

Doğrudan Bozçaldağ deresini takip eden ve uzunluğu yaklaşık 2.5 km olan bu fay, arazide KB-GD yönlü olarak izlenmektedir. Dere boyunca Kızılkaya metaultramafitine ait bloklar ve Karanidere metamorfizmasının alt kesimleri, aynı formasyonun düşük metamorfizma dereceli üst kesimleri üzerine itilmiştir. Bozçaldağ

dere bindirme fayının doğu yönünde, Bozotçalı-Kargasekmeznintaş bindirme fayı ile bağlantılı olduğu düşünölmektedir.

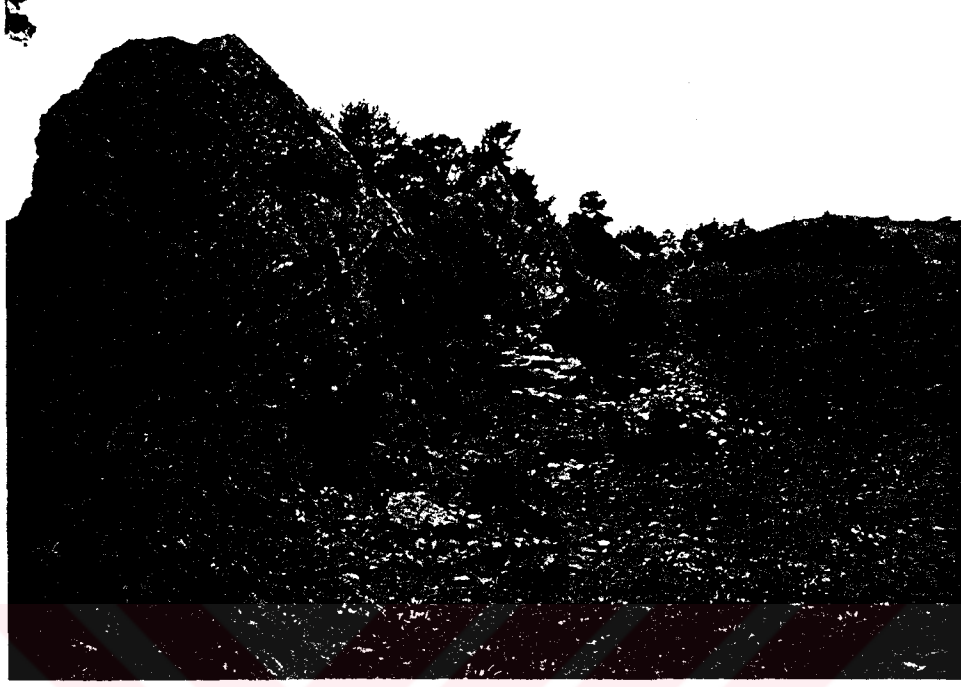


Foto 3.4. Bozotçalı bindirme fayına ait fay düzleminin arazideki görünümü

3.3.1.10. Göldere bindirme fayı

İnceleme alanında 5 km den fazla uzunluğa sahip olan bu fay, Göl dere ile Mezerlinin dere arasında KB-GD yönlü, Mezerlinin dere Kamışlık dere arasında D-B yönlü olarak izlenmektedir. Fay Beyyurdu formasyonu içerisinde gelişmiştir. Fay hattı boyunca, Bozçaldağ metakarbonatları, Beyyurdu formasyonunun konglomeraları üzerine itilmiştir. Fayın kuzeyinde yer alan Gürolukçal tepede, Bozçaldağ metakarbonatları, Beyyurdu formasyonunun üzerinde klip olarak durmaktadır.

3.3.1.11. Dereyurt bindirme fayı

İnceleme alanında KD-GB yönlü olarak izlenen bu fay, yaklaşık 4 km uzunluğa sahiptir. Fayın Buğday tepesi civarında gözlenen kesiminde, Kargasekmez kuvarsiti, Bozçaldağ metakarbonatı üzerine itilmiştir. Buğday tepenin hemen

güneyinde, mermerler, Beyyurdu formasyonunun kumtaşları üzerine bindirmiştir. Dereyurt köyü kuzeyinde ise, yüksek metamorfizma dereceli metamorfikler, düşük metamorfizma dereceli kesimler üzerine, kuzeye eğimli fay düzlemler boyunca itilmiştir.

3.3.1.12. Yeliboyun bindirme fayı

Bu fay yaklaşık KB-GD yönlü bir gidişe sahiptir. İnceleme alanında izlenebilen uzunluğu 3 km kadardır. Fay Akpınarbeleni köyünün doğusundan başlar, güneydoğuya doğru devam eder. Yeliboyun tepede içbükey kavis yapar. Fay hattı boyunca Kargasekmez kuvarsiti Eosen yaşlı Beyyurdu formasyonunun konglomeraları üzerine itilmiştir. Dinamik metamorfizmanın izleri belirgin olarak izlenmektedir. Konglomeraların çakıllarında sıkışmadan dolayı basıklaşma ve uzamalar gelişmiştir. Breşik zonlarda ezilmeler ve silisleşme yaygın olarak gözlenmektedir. Ayrıca bu zonlarda demir cevherleşmelerine raslanılmaktadır.

3.3.1.13. Sofrakaya bindirme fayı

KB-GD yönlü bu fayın topoğrafyadaki izi, kavisli bir gidiş sergilemektedir. İnceleme alanında izlenebilen uzunluğu, yaklaşık 6 km den fazladır. Gökçebel tepenin güneyinden başlayıp, bir içbükey kavis çizerek Akbaş tepeye kadar devam eder. Fayın Akbaş tepeden sonraki devamı, fay düzleminin ve ezik zonların gözlenememesi nedeniyle haritaya aktarılamamıştır. Akpınarbeleni köyü dolaylarında Yeliboyun bindirme fayı ile birleştiği düşünülmektedir.

Sofrakaya bindirme fayı, metamorfik kayaların Beyyurdu formasyonunun konglomeraları üzerine, kuzeye eğimli fay düzlemleri boyunca üzerlemesi sonucu gelişmiştir. Konglomeralarda ezilmeler ve breşleşmeler ortaya çıkmıştır. Fayın Tepesidelik ile Akbaştepe arasındaki kesiminde, kuvarsitler ile kalkışitler, stratigrafik olarak tekrarlanmalar sunar.

3.3.1.14. Üčkaraağaç yaylası bindirme fayı

KD-GB yönlü bu fayın topoğrafyadaki izi, içbükey bir gidiş sergilemektedir. 2 km uzunluğa sahip olan bu fay, metamorfik kayaların Beyyurdu formasyonu üzerine kuzeye eğimli fay düzlemleri boyunca itilmesiyle ortaya çıkmıştır. Konglomeralarda ezik ve breşik zonlar gelişmiştir.

3.3.1.15. Üčkaraağaç bindirme fayı

Üčkaraağaç köyünün hemen güneyinde Beyyurdu formasyonuna ait marnlar, Aşağıçulhalı metamorfitinin altına dalmaktadır. Güneye eğimli fay düzlemleri boyunca metamorfik kayalar güneyden kuzeye doğru itilmiştir. Üčkaraağaç fayı, tektonik taşınma yönüne göre, geriye bindirme (backthrust) oluşturmaktadır. Üčkaraağaç fayının güneyinde, Aşağıçulhalı metamorfiti, Karanidere metamorfitinin üst kesimlerine bindirmiştir.

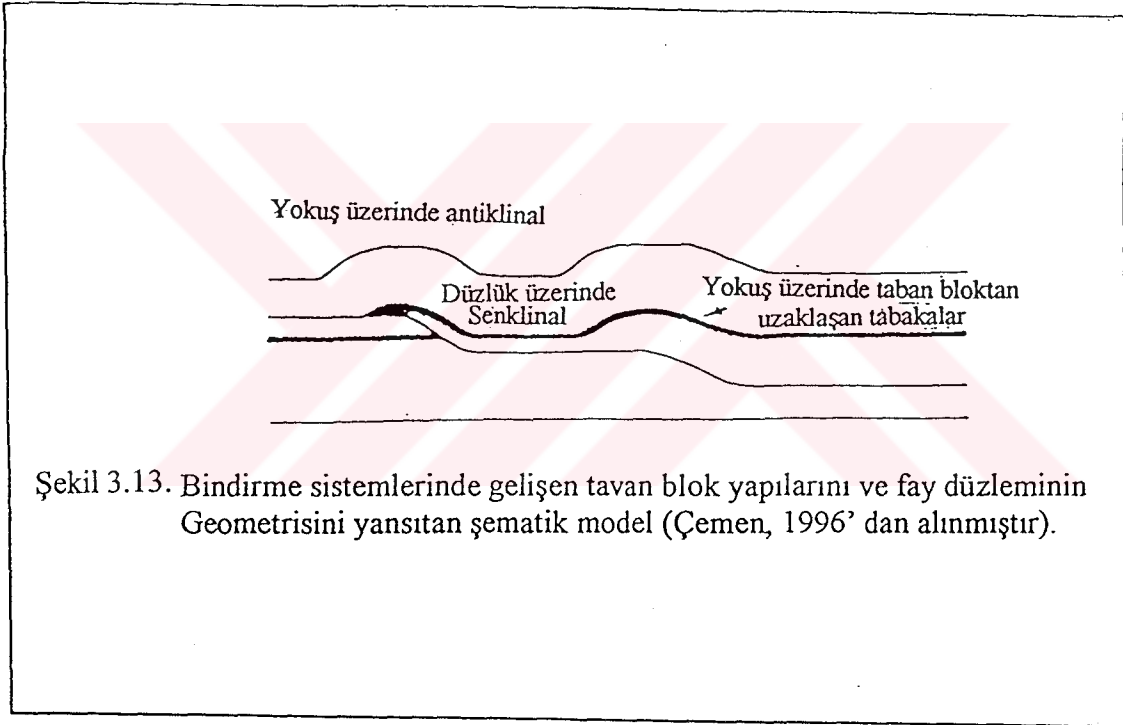
İnceleme alanında Eosen yaşlı sedimanter birimlerin, metamorfik kayalar arasında sıkışıp kaldığı ve üzerinde yer değiştirmelerin meydana geldiği daha birçok ters fayların da varlığı tespit edilmiştir. Ancak bu fayların uzunluğu 1 km yi geçmemektedir. Bunlardan bazıları; Balakkale bindirme fayı, Kabak tepe bindirme fayı, Karacaalan bindirme fayı ve Kızıлтаş bindirme fayıdır.

3.3.1.16. Kocanınıkayası yırtılma fayı

İnceleme alanında Kale köyünün güneydoğusunda yer alır. Fayın izi, Kocanınıkayası deresi boyunca izlenebilmektedir. Yırtılma fayı sağ yönlü olarak gelişmiştir. Bindirme sistemlerinde gelişen yırtılma fayları, ters fay düzlemlerini birbirine bağlar. Yırtılma faylarının geometrisi, fay düzlemlerinin geometrisi içerisinde lateral yokuşu işaret eder (Çemen 1996). Kızılcıova-Kavak bindirme fayı ile Çamlıca bindirme fayının, Kocanınıkayası yırtılma fayı ile birbirine bağlandığı ifade edilebilir.

3.3.2. Fay düzleminin geometrisi

Sıkışmalı rejimlerde gelişen bindirme sistemleri, düzlük ve yokuştan oluşan basamak şeklinde fay düzlemlerine sahiptir (Şekil 3.13). Fayın yatay kesimleri, daha dik eğimli kesimlerle birbirine bağlanmaktadır. Yatay kesimler tabakalanmaya paralel olarak yumuşak kayalar içinde -örneğin şeyl, evaporit gibi - gelişir. Fayın bu bölümüne düzlük (Flat) denir. Fayın daha dik eğime sahip olan kesimleri ise, göreceli olarak daha sert kayalarda -örneğin karbonat veya iri klastikler- gelişir. Fayın bu bölümüne ise yokuş (Ramp) denir. Sıkışmalı sistemlerde düzlük yokuştan daha büyüktür. Yokuş ile tabakalanma arasındaki açı 35 dereceden küçüktür ve yokuş açısı olarak adlandırılır (Çemen 1996).

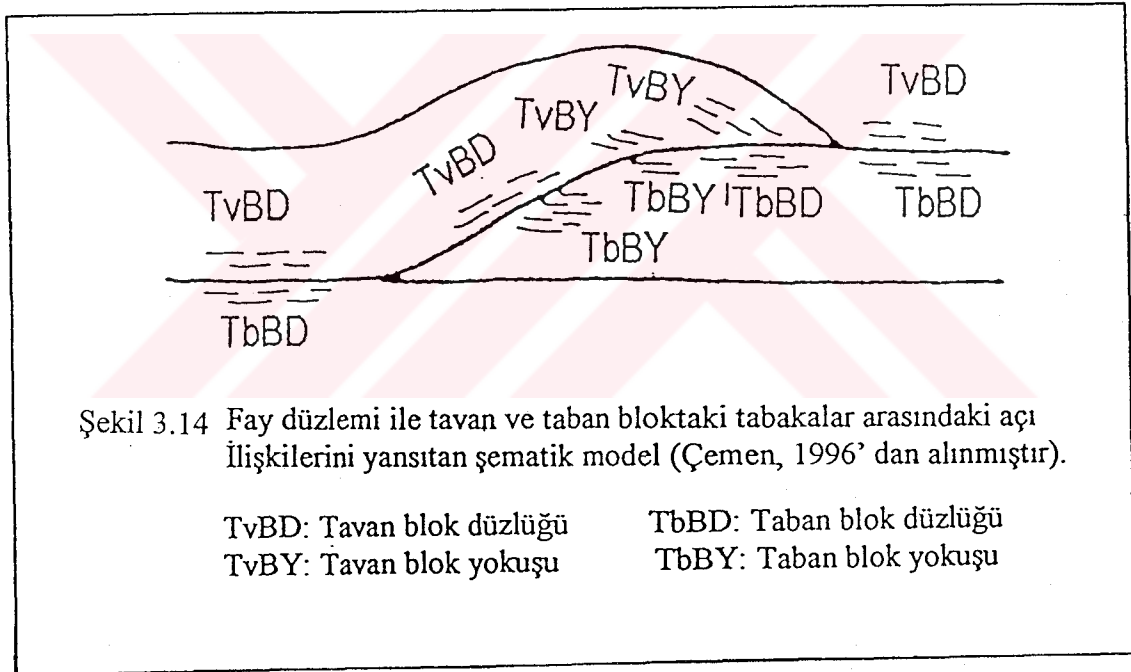


Şekil 3.13. Bindirme sistemlerinde gelişen tavan blok yapılarını ve fay düzleminin Geometrisini yansıtan şematik model (Çemen, 1996' dan alınmıştır).

3.3.3. Bindirme faylarının tavan bloklarında gelişen yapı stillerinin yorumu

Bindirme sistemlerini karakterize eden yapı stilleri, ters fayların tavan blokları üzerinde gelişir. Bu nedenle faylanma sırasında tavan bloğun aktif, taban bloğun pasif

olduğu kabul edilir. Taban blok deforme olmamış halde kalırken, tavan blok fay düzleminin geometrisine uyum sağlamak için deforme olmaktadır. Sıkışmalı sistemlerde tavan blok yapılarının doğrudan doğruya fay düzleminin geometrisine bağlı olarak geliştiği gözlenmektedir. Faylanmayla ilişkili kıvrımlanma tiplerinden biri ‘fay bükülme kıvrımları’dır. Fay yüzeyleri düzgün olmayıp dalgalanmalar ve keskin bükülmeler gösterebilir. İki blok birbirine göre yer değiştirdiğinde fay yüzeyi düzlemsel olmadığından bloklardan birinde özellikle tavan blokta deformasyon gelişir. Tavan blokta eğim değişimleri, doğrudan fay düzlemindeki eğim değişimlerini yansıtmaktadır. Bölgesel yükselim seviyesindeki tabakalar, düzlük üzerinde oluşurken, taban bloktan uzaklaşan eğimli tabakalar, yokuş üzerinde oluşur. Bu nedenle tavan blokta gelişen yapılar, fay düzleminin geometrisini ortaya çıkarmada kullanılabilir (Şekil 3.14) Bunun tersi de doğrudur. Bir diğer ifadeyle, fay düzleminin geometrisinden faydalanarak, tavan blok yapıları ortaya konabilir (Çemen 1996).



İnceleme alanında, sıkışmalı sistemlerde faylanmayla ilişkili olarak tavan blokta ortaya çıkan kıvrım tiplerinden ‘fay bükülme kıvrımları’ gelişmiştir. Ayrıca tavan blokta yokuş antiklinali, yokuş/düzlük yapısı, pop-up/üçgen zonu yapısı gibi yapı stilleri gelişmiştir. Bu yapıların özellikleri aşağıda tanımlanmıştır.

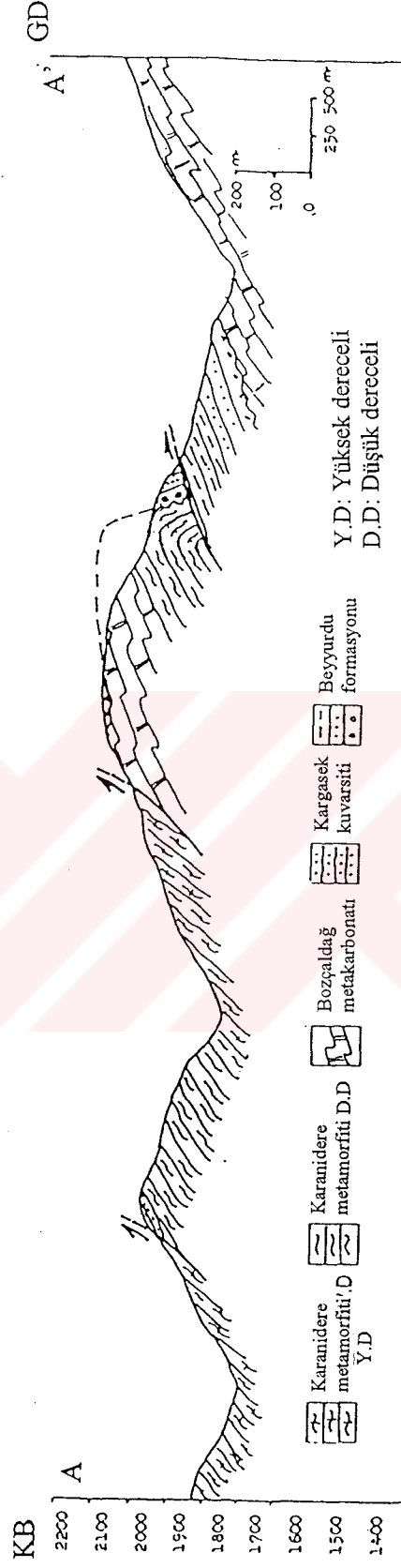
3.3.3.1. Yokuş antiklinali

Sıkışmalı sistemlerin karakteristik yapılarından biri olan yokuş antiklinali, Kızılcaova-Kavak bindirme fayının, Kızılcaova-Maşlaklı arasında kalan bölümünde gözlenmektedir. Fay düzlemi boyunca Karanidere metamorfiti Eosen yaşlı Beyyurdu formasyonu üzerine itilmiştir. Fay düzlüğü Beyyurdu formasyonunun marnları içerisinde gelişmiştir. Fay yokuşu ise aşınmanın yeterli olmamasından dolayı belirgin olarak izlenememektedir. Çemen (1996), fay düzleminin doğrudan gözlenemediği veya çok az bir kesiminin gözlenebildiği durumlarda, fay düzlemi ile tabakalanma arasındaki açı ilişkisinden, yapı stilinin belirlenebileceğini ifade etmiştir. Fayın tavan ve taban bloklarında kalan bölümleri, tavan blok düzlüğü ile tavan blok yokuşu ve taban blok düzlüğü ile taban blok yokuşudur (bkz. Şekil, 3.14).

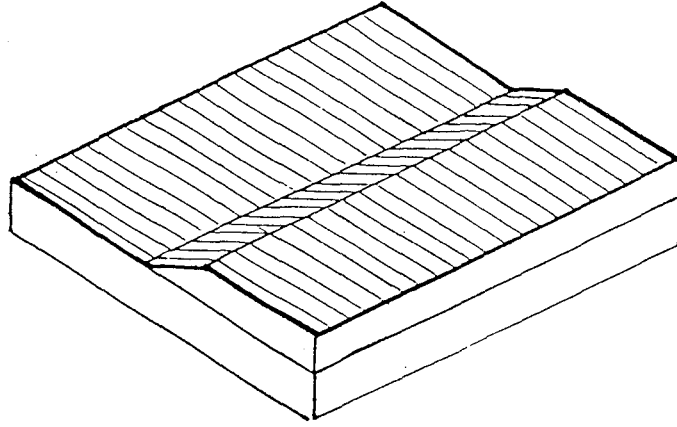
Kızılcaova-Kavak bindirme fayının tavan bloğunda yer alan metamorfik ve sedimanter kayalar, fay düzlemi ile belirli açı ilişkisi içindedir. Marnlar taban blok düzlüğü içinde fay düzlüğüne paralel olarak 24 derece açıyla Beyyurdu formasyonunun konglomeraları altına kuzeybatı yönünde dalmaktadır. Konglomeralar ise tavan blokta fay düzlüğüne doğru 40 derece eğimle, marnlar üzerine güneydoğu yönünde üzerlemiştir. Konglomeraların altında yer alan şist ve mermerlerin eğim yönü kuzeybatı yönünde olup 55 derece eğim derecesine sahiptir. Bu ilişki, tavan blok düzlüğünü veya taban blok yokuşunu tanımlamaktadır. Fay düzlüğü üzerinde güneydoğuya eğimli konglomeralarla, mermerlerin üzerinde kuzeybatıya eğimli konglomeralar tipik antiklinal yapısı sunmaktadır. İnceleme alanında A-A' jeolojik enine kesitte yokuş antiklinal yapısı görülmektedir (Şekil 3.15). Fay düzleminin geometrisi ve tavan blok yapısının şematik modeli Şekil 3.16' da verilmiştir.

3.3.3.2. Yokuş / Düzlük yapısı

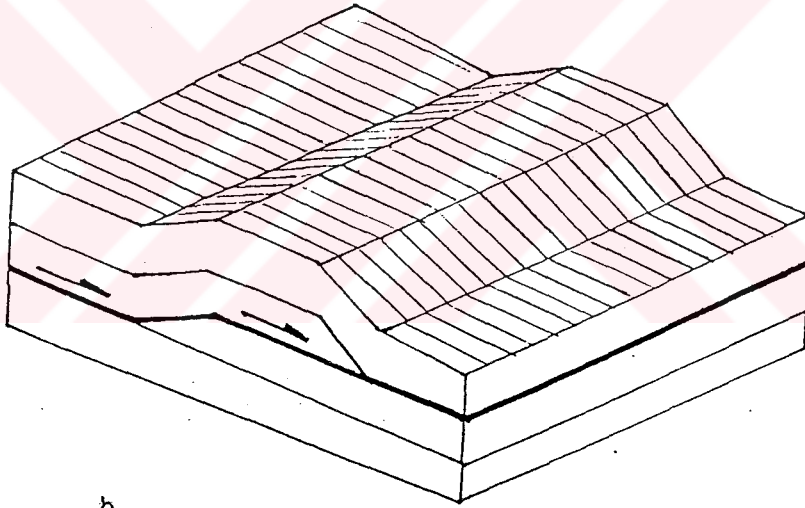
Ardıçalanı-Güdül bindirme fayının Faraşderesi köyü yakın civarında kalan kesiminde, yokuş/düzlük yapısının geliştiği gözlenmiştir. Bindirme hattının kuzeyinde avan blokta, kıvrım eksenleri D-B gidişli olan senklinal-antiklinal kıvrım yapıları ortaya çıkmıştır. Senklinalin güney kanadı, Beyyurdu formasyonunun bordo renkli kumtaşları üzerine, kuzeye eğimli fay düzlemleri boyunca itilmiştir. Kıvrımlar, bindirme



Şekil 3.15 . A-A' boyunca alınan jeolojik enine kesitte yokuş antiklinali yapısının görünümü



a



b

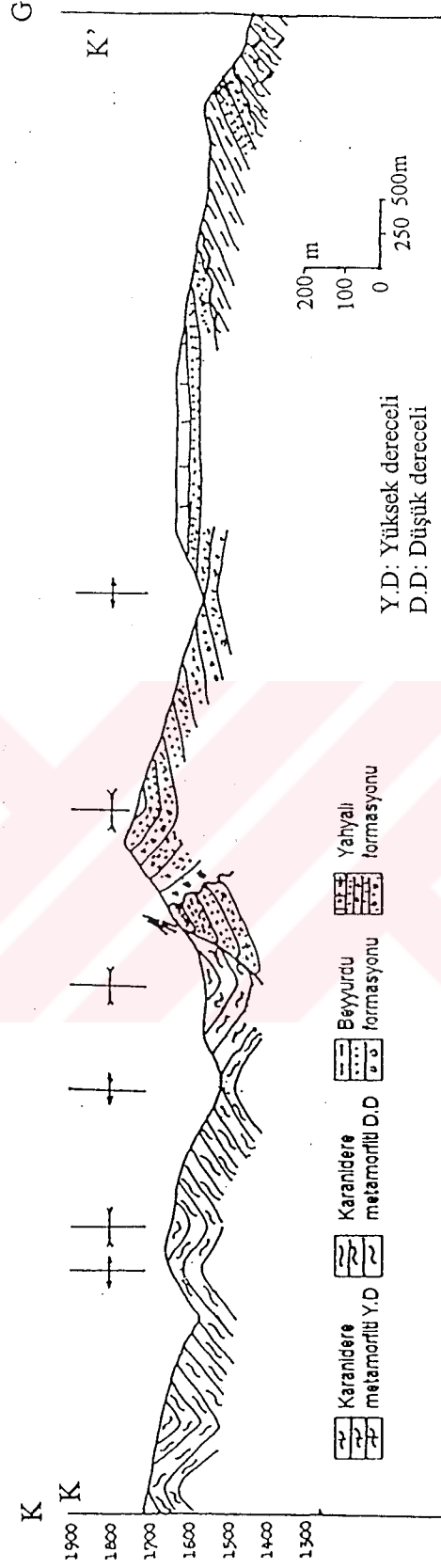
Şekil 3.16 Yokuş antiklinali yapısında fay düzleminin geometrisini (a) ve Tavan blokta gelişen yapı stilini (b) gösteren şematik model (Çemen, 1996)

düzlemleriyle jenetik ilişki içerisinde olup, fay düzlemlerinin geometrisini doğrudan yansıtan, tavan blok üzerinde gelişmiştir. Senklinal yapısı fay düzlüğü üzerinde,, antiklinal yapısı fay yokuşu üzerinde gelişmiştir. Jeolojik enine kesitte fayın tavan bloğunda gelişen kıvrım çiftleri açık olarak izlenmektedir (Şekil 3.17). Fay düzleminin geometrisini ve tavan blokta gelişen yapı stilini yansıtan şematik modeller Şekil 3.18' de verilmiştir.

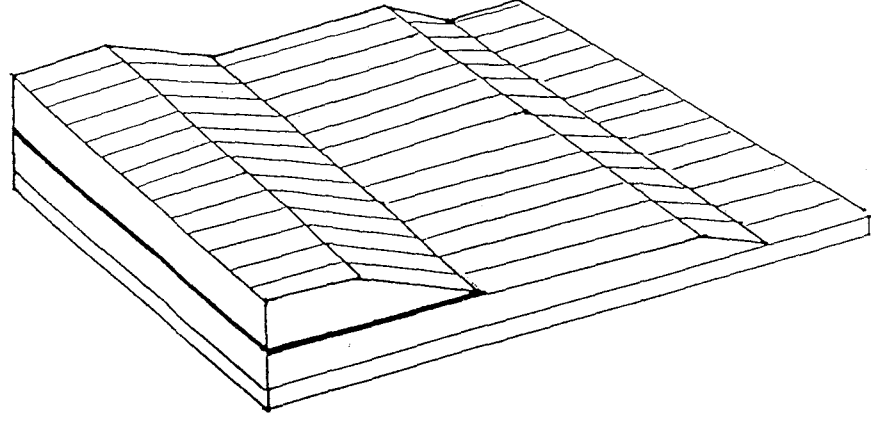
3.3.3.3. Pop-up / Üçgen zonu yapısı

Sıkışmalı sistemlerde yaygın olarak gelişen bir diğer yapı stilidir. Tektonik taşınma yönünde ve tektonik taşınmanın tersi yönünde fay düzlemleri ortaya çıkar. Tektonik taşınmanın tersi yönündeki fay düzlemlerine geriye bindirme (backthrust) denir. Geriye bindirmelerde taban blok aktif, tavan blok ise pasif olarak değerlendirilir. Öne ve geriye bindirmelerle, birbirleriyle birleşen fay çiftleri oluşur. Bunlar birbirinden uzaklaşan ve birbirine yaklaşan fay çiftleridir. Birbirinden uzaklaşan fay çifti pop-up yapısını, yaklaşan çiftler ise üçgen zonunu meydana getirir.

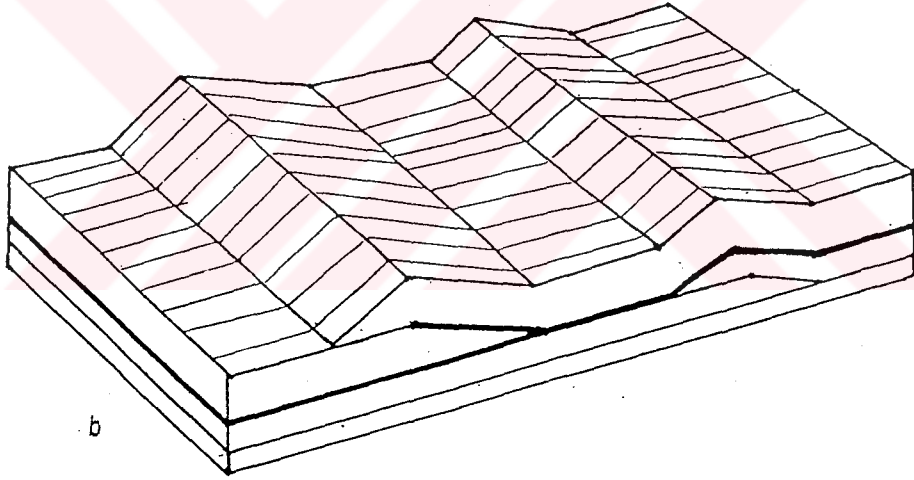
İnceleme alanında Üçkaraağaç köyü ile Örtülü köyü yakın civarında pop-up/üçgen zonu yapısının geliştiği belirlenmiştir. Üçkaraağaç köyü dolaylarında tektonik taşınma yönü, kuzeybatıdan güneydoğuya doğru gelişmiştir. Üçkaraağaç köyünün hemen güneyinde, Beyyurdu formasyonuna ait marnlar, aynı formasyonun kireçtaşlarına, tektonik taşınma yönünde bindirmiştir. Kireçtaşlarında yaygın bir breşik yapı ortaya çıkmıştır. Kireçtaşlarının altındaki marnlarda antiklinal kıvrım yapısı gelişmiştir. Antiklinalin güney kanadı 25 derece açıyla Aşağıçulhalı metamorfitinin altına dalar. Marnlarla metamorfik kayaların dokanağı boyunca, geriye bindirme fay düzlemi gelişmiştir. Aşağıçulhalı metamorfitinde asimetrik senklinal kıvrım yapısı gelişmiş, seenklinalin kuzey kanadı geriye bindirme düzlemi boyunca, marnların üzerine itilmiştir. Senklinalin güney kanadı ise, Karanidere metamorfitinin düşük metamorfizma dereceli kesimleri üzerine, tektonik taşınma yönünde üzerlemiştir. Birbirine yaklaşan fay düzlemleri arasında, antiklinal kıvrım yapısının geliştiği, üçgen zonu ortaya çıkmıştır. Birbirinden uzaklaşan fay düzlemleri arasında ise, senklinal kıvrım yapısının geliştiği, pop-up yapısı oluşmuştur. Şekil 3.19' da jeolojik enine kesitte, pop-up/üçgen zonu yapısı görülmektedir.



Şekil 3.17 K-K' boyunca metamorfik birimlerle sedimanter birimlerin ilişkisini ve yokuş/düzlük yapısını gösteren jeolojik enine kesit

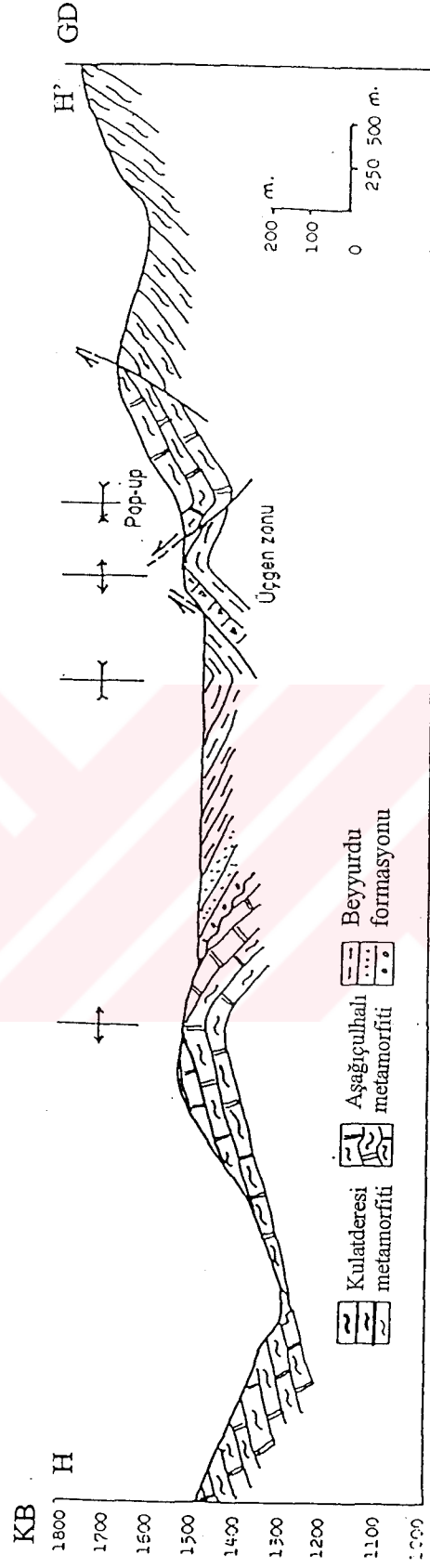


a



b

Şekil 3.18 . Yokuş düzlük yapısında fay düzleminin geometrisini (a) ve tavan blokta gelişen yapı stilini (b) gösteren şematik model (Çemen, 1996)



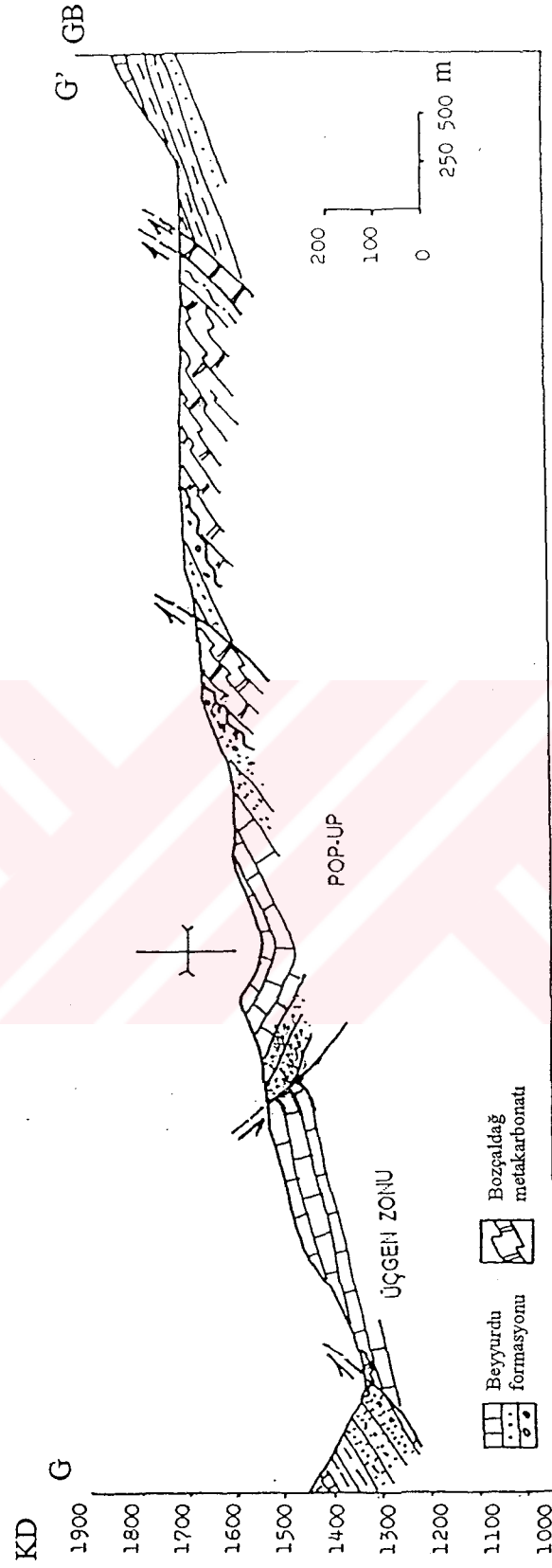
Şekil 3.19 . H-H' boyunca pop-up / üçgen zonu yapısını gösteren jeolojik enine kesit

Örtülü köyü yakın civarında aynı yapı stiline varlığı belirlenmiştir. Bu kesimde tektonik taşınma yönü, kuzeydoğudan güneybatıya doğru gelişmiştir. pop-up yapısı içerisinde kumtaşları ve kireçtaşlarında, simetrik senklinal kıvrım yapısı ortaya çıkmıştır. Senklinalin kuzeydoğu kanadı boyunca kumtaşları kireçtaşları üzerine tektonik taşınmanın tersi yönünde itilerek, geriye bindirme oluşturmuştur. Senklinalin güneybatı kanadında tektonik taşınma yönünde Bozçaldağ metakarbonatı, Beyyurdu formasyonunun kumtaşlarına bindirmiştir. Birbirine yaklaşan fay düzlemleri arasında üçgen zonu gelişmiştir. Bu zonu kuzeyden sınırlayan çamlıca bindirme fayı boyunca, Beyyurdu formasyonunun kumtaşı ve marlları, aynı formasyonun kireçtaşları üzerine itilmiştir. Üçgen zonu içerisindeki kireçtaşlarında kıvrımlı yapı gelişmemiştir. Pop-up/üçgen zonu yapısının jeolojik enine kesiti Şekil 3.20' de verilmiştir.

3.3.3.5. Hors (Horse) - Dilim (slice) yapısı

İnceleme alanının en yüksek zirvelerinden Büyük Nalbant Dağında (2155 m), okyanusal kabuk kökenli serpantinleşmiş ultrabazik kütlelerden Kızılkaya ultramafitine ait olan blok, Karanidere metamorfiti üzerinde tektonik dokanaklı olarak yer almaktadır. Yine inceleme alanında Ardıçalı köyünün kuzeyinde Gürolukçal Tepede Bozçaldağ metakarbonatı Eosen yaşlı Beyyurdu formasyonunun üzerinde tektonik dokanakla yer almaktadır. Mermerlerin taban seviyelerinde breşleşme ve ezik zonlar yaygın şekilde gözlenmiştir. Bindirme düzlemlerinin gerisinde herhangi bir nap yapısının gözlenmemiş olması bu ultrabazik kütleler ile mermerlerin klip konumlu olmadıklarına işaret etmektedir.

Hatcher (1990) bindirme sistemlerinde kırılma deformasyon mekanizması ile fay düzlemi boyunca kırılma ve kopmaların meydana gelebileceğine değinmiştir. Kopartılan bu parçalara hors veya dilim denir. Araştırmacıya göre dilimler ve horslar fay zonu içinde birkaç kilometreden fazla bir mesafe içinde taşınabilirler. Taşınma sırasında meydana gelen kayma ve yuvarlanmadan dolayı hors ve dilim içerisinde kıvrılma ve kırılma olayları ortaya çıkabilir. Eğer bloklar fay düzlemi içinde ve bindirme düzleminin altında, taban blokta kopartılmış ise buna dilim adı verilmektedir. Kopartılan bloklar genellikle kompetan özellikteki kayalardan oluşmaktadır. Daha seyrek olarak tavan bloktan da kopmalar olabilmektedir. Eğer bloklar tavan bloktan



Şekil 3.20 . G-G' boyunca pop-up/üçgen zonu yapısını gösteren jeolojik enine kesit

kopartılmış ise buna hors denir. Hors; orijin noktasından çok fazla uzaklara taşınmamış, tavan bloktan kopartılan ve bindirme düzleminin büyük bir parçasını temsil eden dilim olarak da tanımlanabilir. Fakat birçok araştırmacı hors ve dilimi aynı anlamda kullanmaktadır.

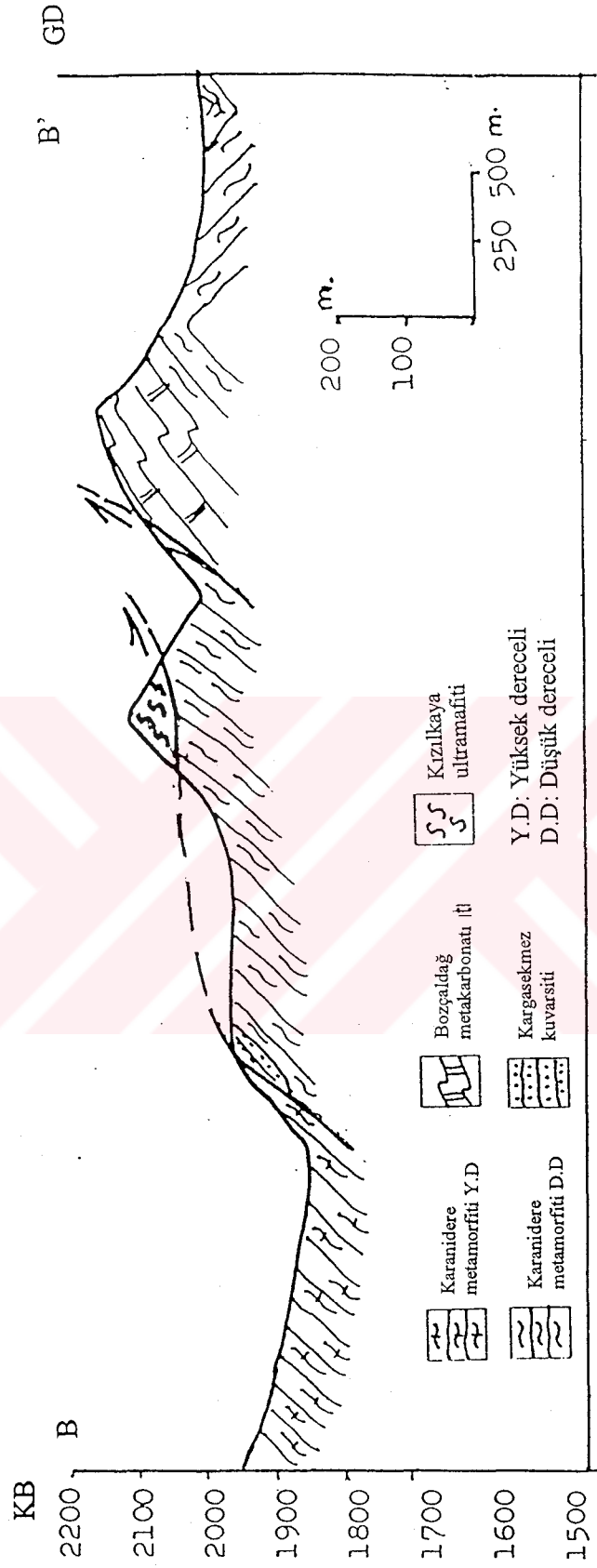
Çalışma alanında özellikle Büyük Nalbant-Peyik bindirme fayı boyunca (Şekil 3.21) ve Karanidere metamorfitinin taban seviyesinde ultrabazik kütleler bloklar halinde yüzeylenmektedir. Bindirme düzlemlerinin gerisinde herhangi bir ofiyolit napı veya ofiyolitli melanj naplarının olmayışı, bu ultrabazik kütlelerin klip konumlu olmadığına işaret etmektedir. Buna karşın metamorfik kütlenin kendi içerisinde ekaylı bir iç yapıya sahip olması ultrabazik kütlelerin ve mermerlerin, bindirme faylarının taban veya tavan bloğundan kopartılarak birkaç kilometreden fazla mesafe boyunca taşındıklarını düşündürmektedir.

Yukarıdaki tanımlamalar ve arazi gözlemleri ışığında inceleme alanındaki ultrabazik kütlelerle Eosen yaşlı birimler üzerinde tektonik dokanakla duran mermerlerin hors veya dilim konumlu oldukları ifade edilebilir.

3.3.4. Kıvrımlar

Neotektonik dönemde metamorfik ve sedimanter örtü birimleri aynı deformasyondan birlikte etkilenecek kıvrımlı yapılar ortaya çıkmıştır (Foto 3.5). Kıvrımlanma, her iki birimde de yüzey bindirmesi tarzında gelişmiştir

İnceleme alanında Dereyurt köyü yakın civarında metamorfik ve sedimanter kayalarla, bu birimler arasındaki uyumsuzluk yüzeyinin de kıvrımlandığı lokasyonlardan, sistematik doğrultu eğim ölçümleri alınmıştır. Ölçümler sedimanter kayalarda birincil tabakalanmadan, metamorfik kayalarda ise S1 düzlemlerinden itibaren alınmıştır. Kıvrımlı yapıların istatistiksel olarak değerlendirilmesinde, eğim ölçümlerinden ayrı ayrı ikili gruplar oluşturulmuştur. Bu düzlemlere ait kutup noktalarından elde edilen kontur diyagramlarındaki maksimumlardan geçen pi dairesi ve pi dairesinin kutup noktaları belirlenmiştir. Pi dairesinin kutup noktası kıvrım eksenini tanımlamaktadır. Neotektonik dönemde gelişen farklı deformasyon evreleri, kıvrım eksenini ve kıvrım eksen düzlemlerinin konumlarının belirlenmesiyle birbirinden ayırtlanmıştır.



Şekil 3.21 . B-B' boyunca hors yapısını gösteren jeolojik enine kesit

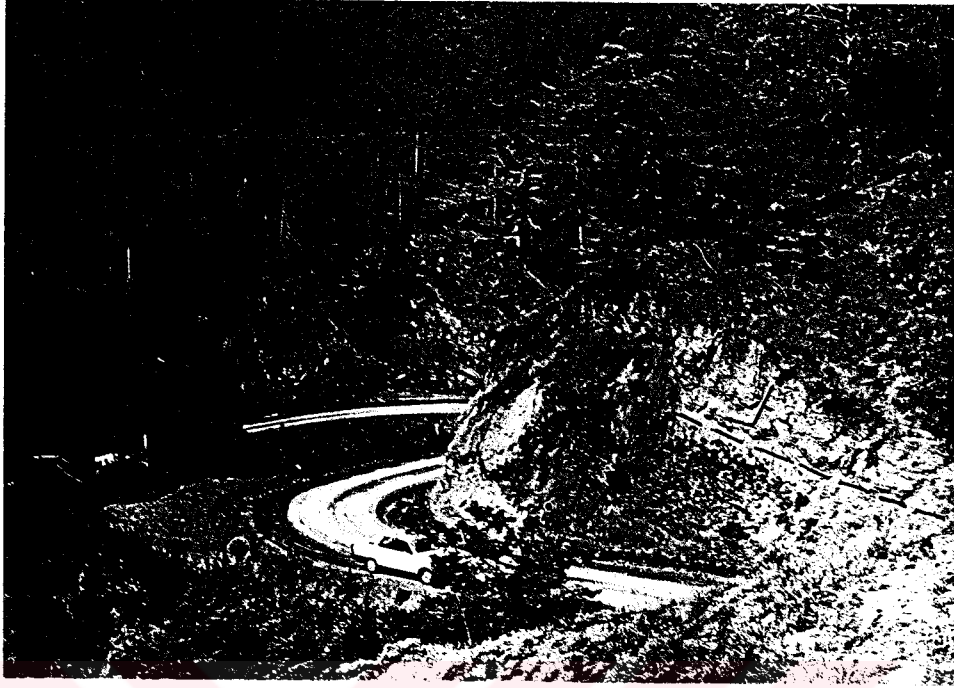
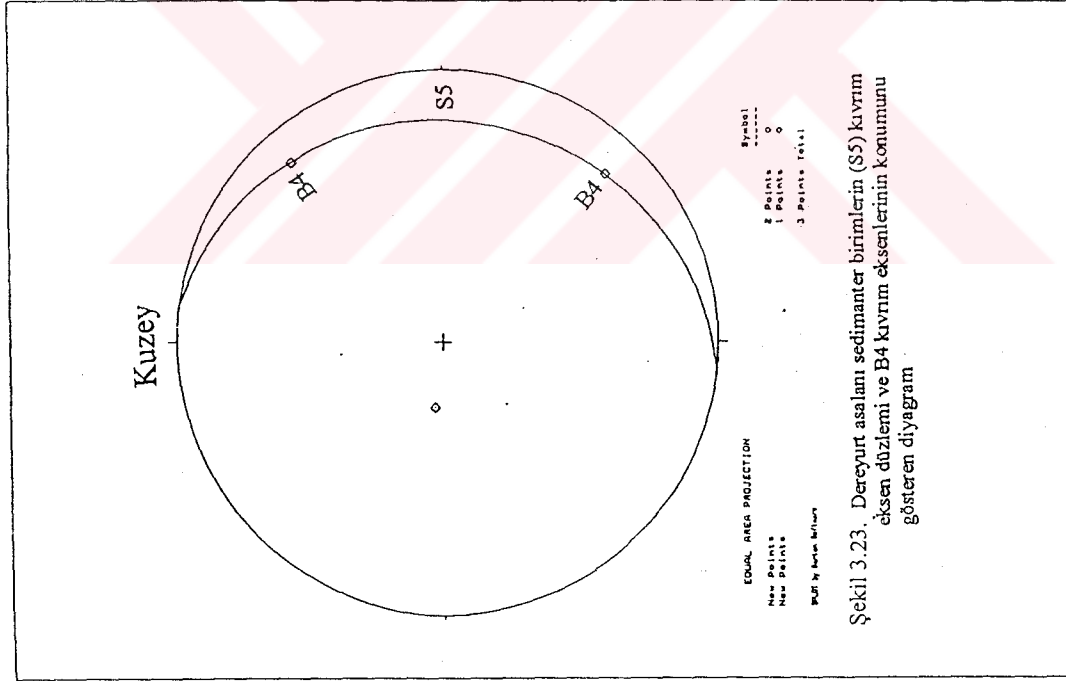
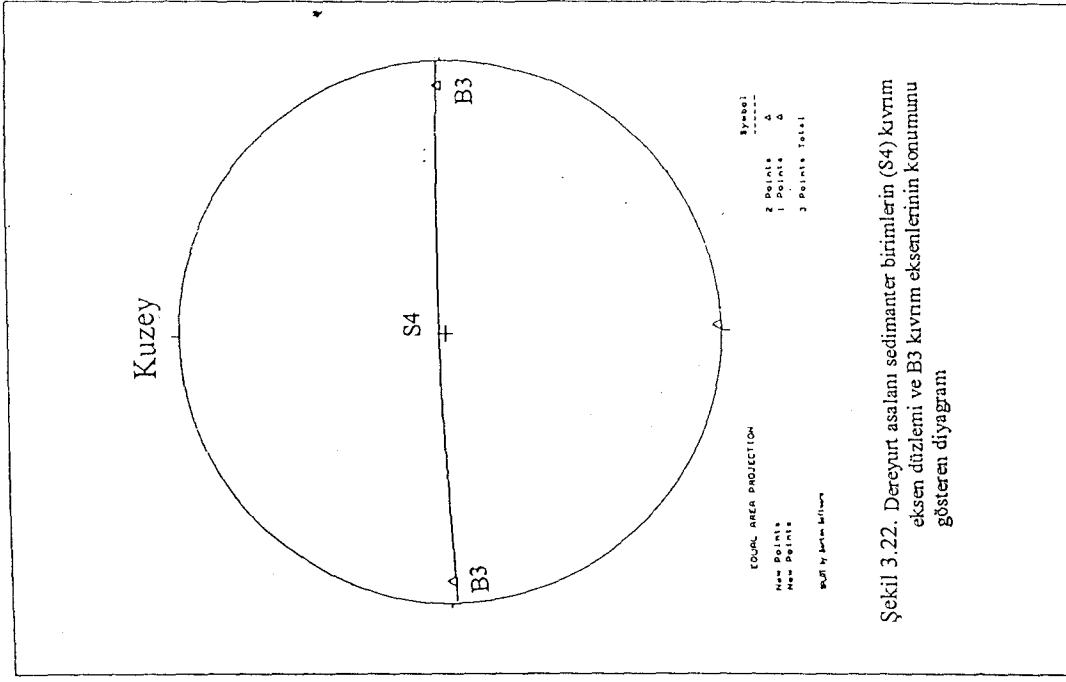


Foto 3.5. Beyyurdu formasyonunda neotektonik dönemde gelişmiş kıvrım

Bu dönemde gelişen kıvrım eksenini ve kıvrım eksen düzlemi gibi yapısal unsurlara ait sembollerin, paleotektonik dönemde gelişen aynı yapısal unsurlara ait sembollerle karışmasını önlemek amacıyla, sembol numaralarına kalındığı yerden devam edilmesi uygun görülmüştür.

Sedimanter birimlerin KB-GB ve KD-GD yönlü kıvrımlı yapıların kontur diyagramlarında maksimumlardan geçen büyük dairenin kutup noktaları kıvrım eksenlerini tanımlamaktadır. Kıvrım eksenlerinin konumları B3: 89/ 10 ve 270/ 9 olarak bulunmuştur. B3 kıvrım eksenlerinden geçen S4 eksen düzleminin konumu ise K89D-88KB olarak belirlenmiştir (Şekil 3.22).

Aynı yöntemle KB-KD ve GB-GD yönlü tabaka düzlemlerine ait kutup noktalarının kontur diyagramları hazırlanmıştır. Maksimumlardan geçen P_i dairesinin kutup noktası B4 kıvrım eksenlerini tanımlamaktadır. B4 kıvrım eksenlerinin konumları 34/16 ve 49/ 14 olarak belirlenmiştir. B4 kıvrım eksenlerinden geçen S4 kıvrım eksen düzleminin konumu ise S4: K7D-20GD olarak belirlenmiştir (Şekil 3.23).



S1 ve S2 kıvrım eksen düzlemleri aynı eşit alan ağı üzerine taşındığında, kıvrım eksen düzlemlerinin kutup noktalarının, bu düzlemlere ait büyük daireler üzerinde yer aldıkları ve birbirleriyle kesiştikleri gözlenmektedir (Şekil 3.24). Bu veriler eksen düzlemlerinin birbirine dik konumlu olarak geliştiğini göstermektedir. Kesişme noktaları B3 ise kıvrım eksenlerinden birini tanımlamaktadır. B5' in konumu 88/20 olarak belirlenmiştir. B5 kıvrım ekseninin dalım miktarı, S2 kıvrım eksen düzleminin eğim miktarına eşittir.

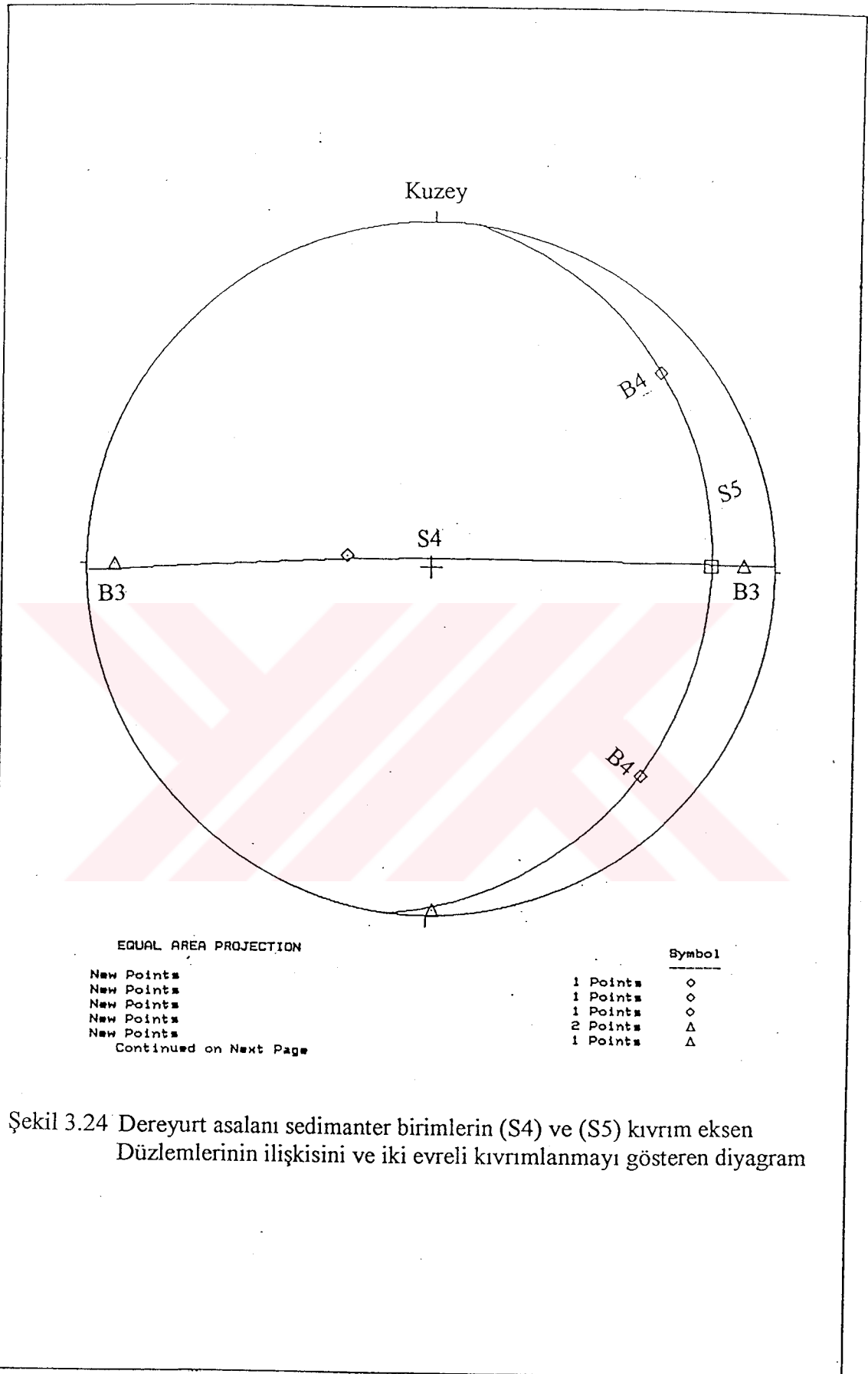
Metamorfik birimlerde KB-GB ve KD-GD yönlü düzlemlerin kontur diyagramları hazırlanmış, kontur diyagramında maksimumlardan geçen pi dairesi ve bu dairenin kutup noktası belirlenmiştir. Kutup noktaları B3 kıvrım eksenini tanımlamaktadır. B3 kıvrım eksenlerine ait kutup noktalarının konumu 87/10 ve 270/11 olarak belirlenmiştir. B3 kıvrım eksenlerinden geçen S4 kıvrım eksen düzleminin konumu S4: K88D- 80KB olarak belirlenmiştir (Şekil 3.25).

Yine metamorfik birimlerde KB-KD ve GB-GD yönlü düzlemlerin kutup noktalarından kontur diyagramı hazırlanmış, maksimumlardan geçen Pi dairesi ve bu dairenin kutup noktası belirlenmiştir. B4 kıvrım eksenini tanımlayan kutup noktalarının konumu B4: 213/21 ve 328/22 olarak, B4 kıvrım eksenlerinden geçen kıvrım eksen düzleminin konumu ise S5: K2D-36KB olarak tespit edilmiştir (Şekil 3.26).

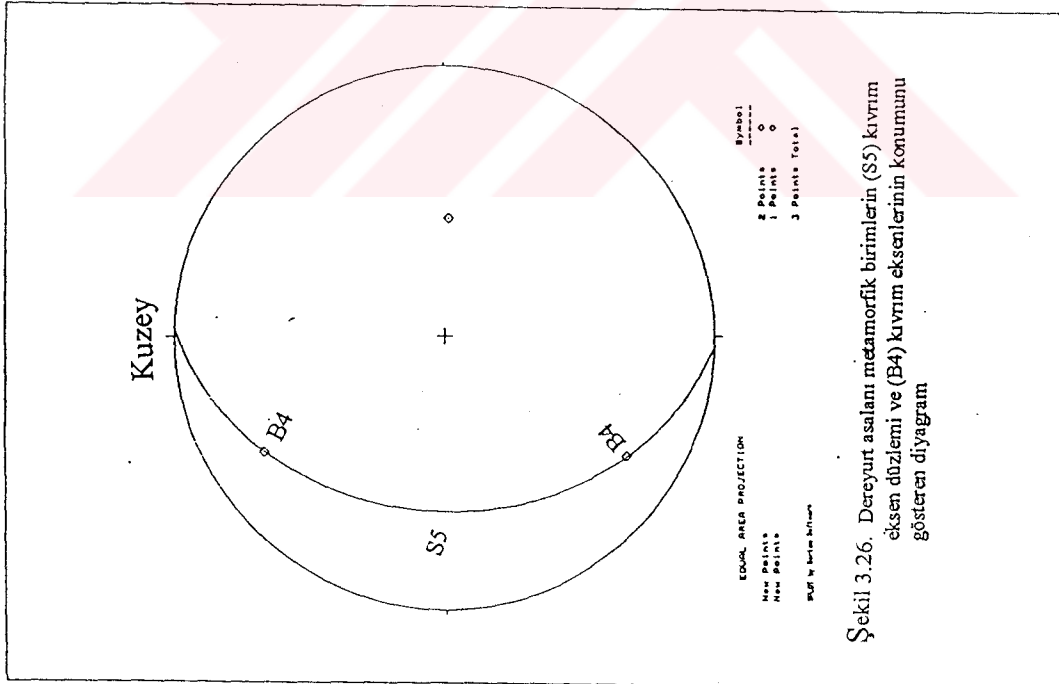
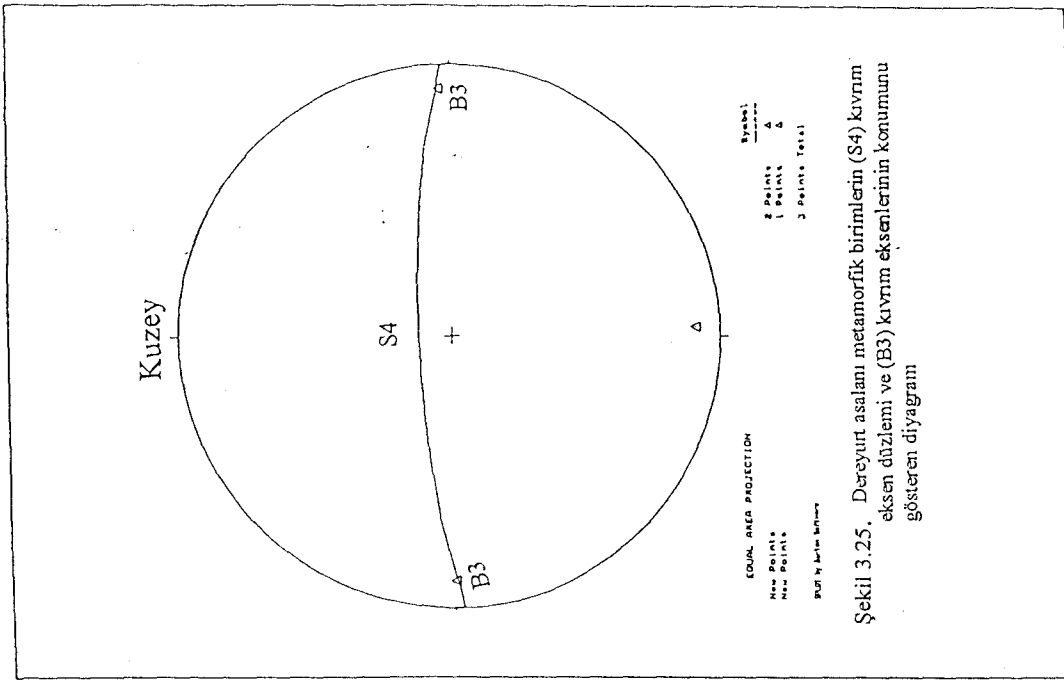
S2 ve S3 kıvrım eksen düzlemleri aynı eşit alan ağı üzerine taşındığında düzlemlerin birbiriyle kesiştikleri görülmektedir (şekil 3.27). Düzlemlerin kutup noktalarının, düzlemlere ait büyük dairelerin çok yakınında yer almaktadır. Bu veriler düzlemlerin birbirine yaklaşık dik olduklarını ifade etmektedir. Kesişme noktasının konumu 275/36 olarak belirlenmiştir.

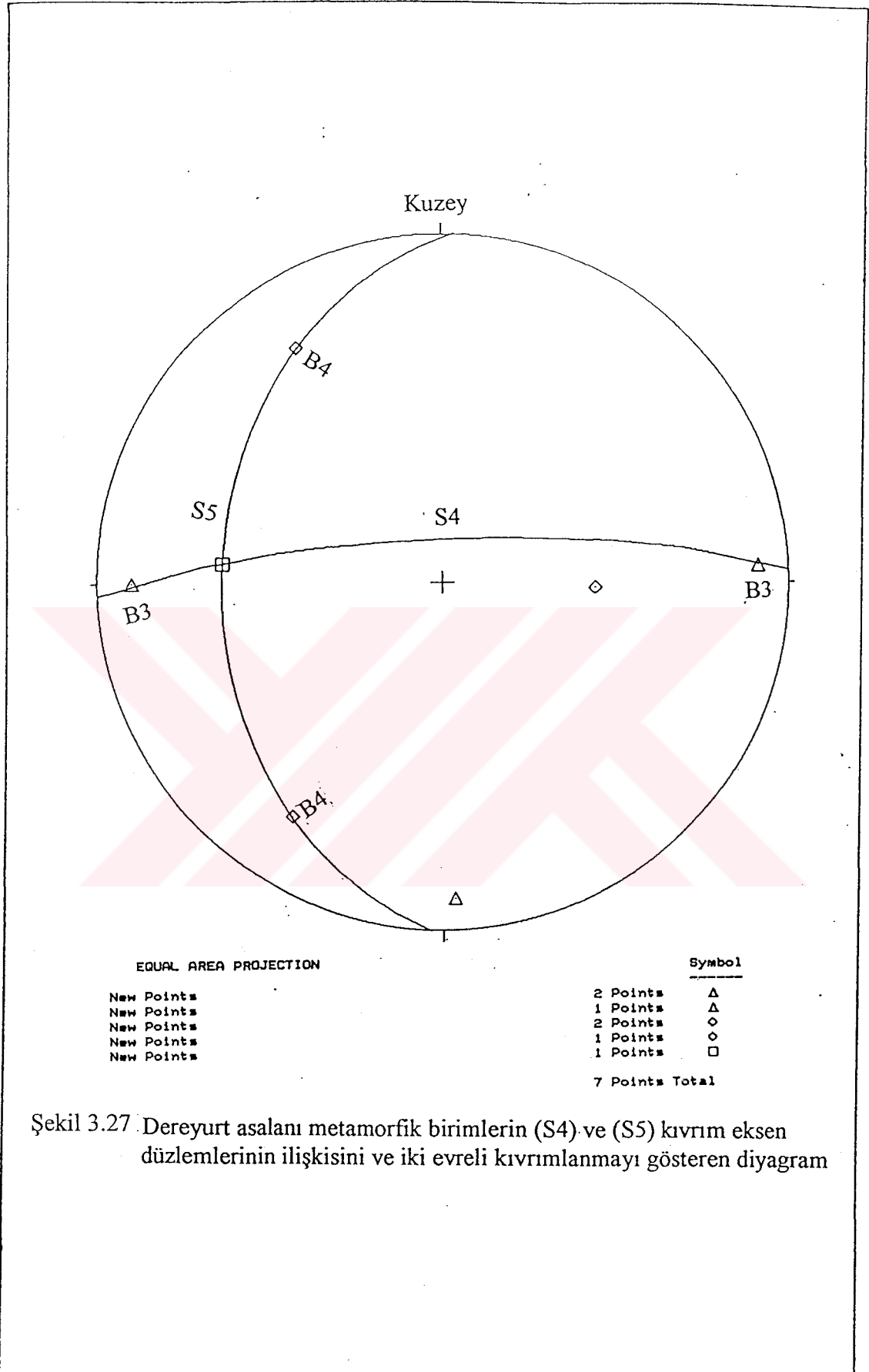
Metamorfik ve sedimanter birimlere ait sonuç diyagramları birlikte değerlendirildiğinde, kıvrımlı yapıların iki evrede ve birbirine dik konumlu olarak geliştikleri gözlenmektedir. Her iki birimde de birinci evrede gelişen D-B yönlü kıvrım eksen düzlemlerinin (S4) doğrultuları ile, ikinci evrede gelişen K-G yönlü kıvrım eksen düzlemlerinin (S5) doğrultuları birbirine paraleldir. Ancak ikinci evrede gelişen kıvrım eksen düzlemlerinin eğim yönleri birbirinin tersi yönündedir.

Diyagramlarda görüldüğü gibi, B3 kıvrım eksenleri ve S4 kıvrım eksen düzleminin birlikte yeniden kıvrımlanması sonucunda ikinci evrede B4 kıvrım eksen ve S5 kıvrım eksen düzlemi ortaya çıkmıştır (Şekil 3.28).

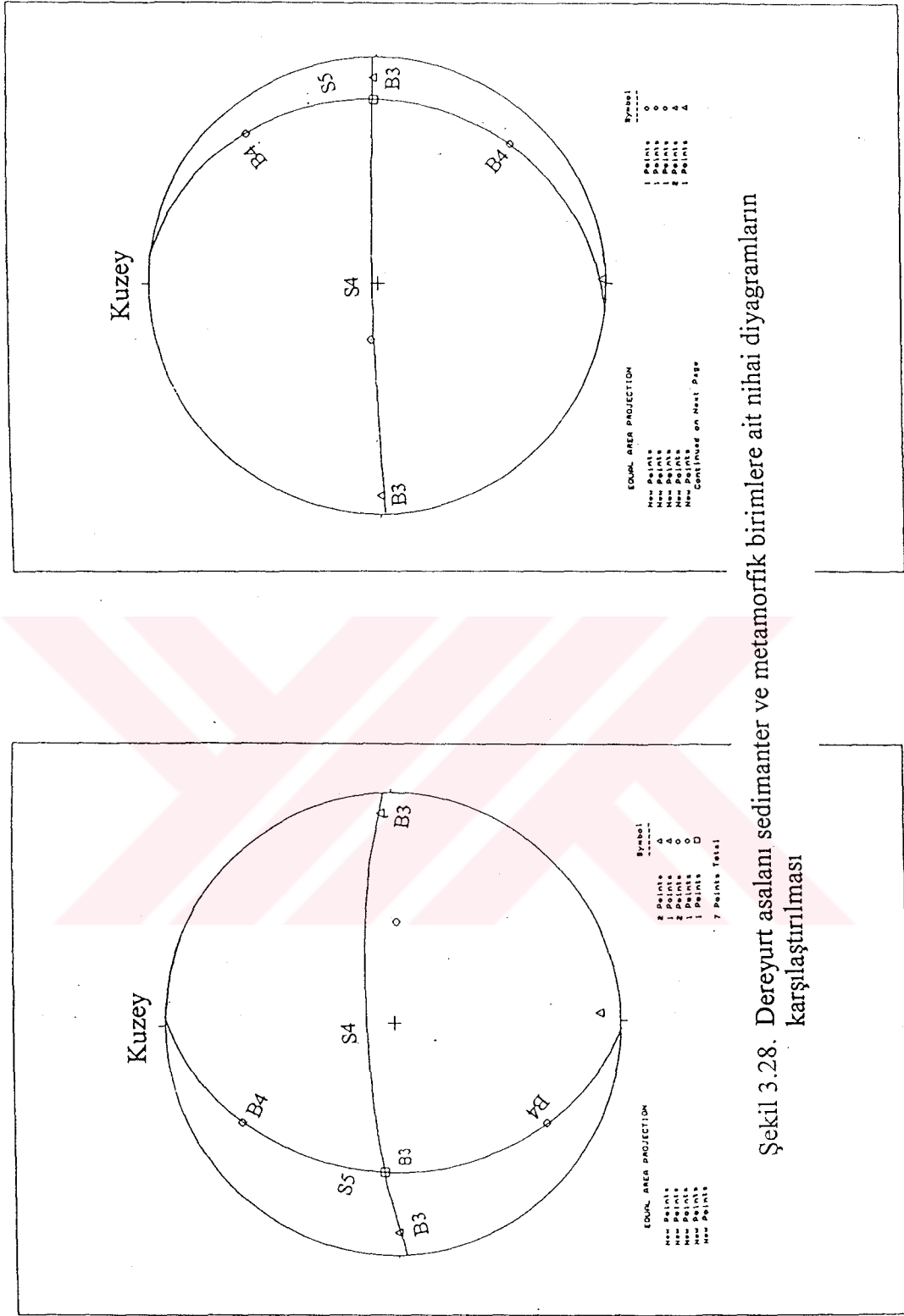


Şekil 3.24 Dereyurt asalanı sedimanter birimlerin (S4) ve (S5) kıvrım eksen Düzlemlerinin ilişkisini ve iki evreli kıvrımlanmayı gösteren diyagram





Şekil 3.27. Dereyurt asalanı metamorfik birimlerin (S4) ve (S5) kıvrım eksen düzlemlerinin ilişkisini ve iki evreli kıvrımlanmayı gösteren diyagram

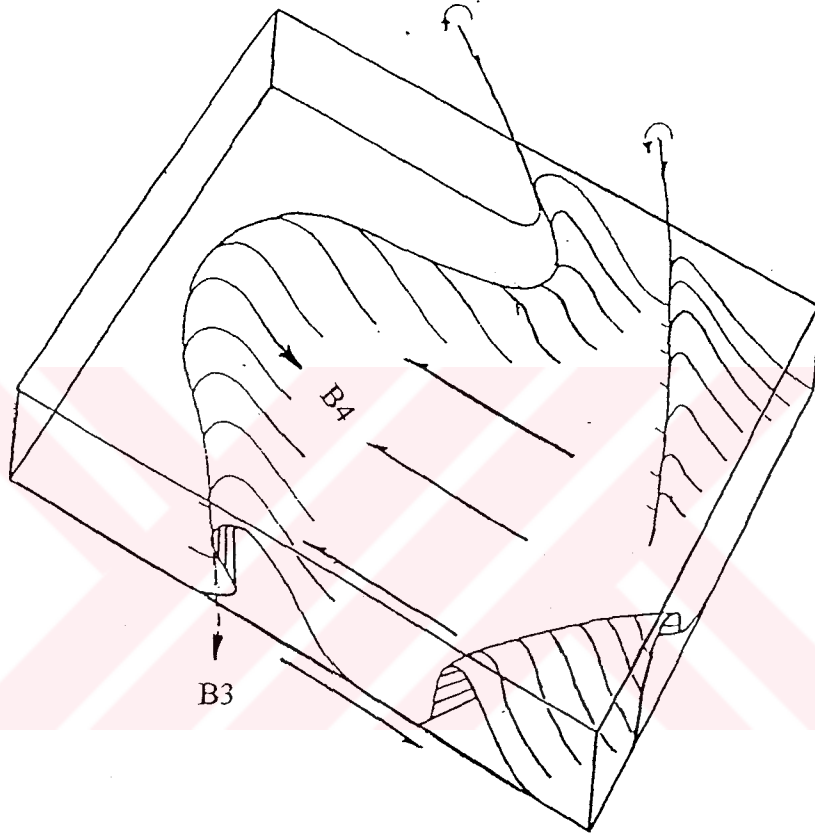


Şekil 3.28. Dereyurt asalanı sedimanter ve metamorfik birimlere ait nihai diyagramların karşılaştırılması

Neotektonik dönemde gelişen kıvrımlı yapılar ters faylarla ilişkili olarak gelişmiştir. Kıvrımlar doğrudan doğruya fay bloklarının hareketi ile ortaya çıkmıştır. Faylanmaya bağlı olarak gelişen kıvrım tipleri a) sürüme kıvrımları, b) Fay-bükülme kıvrımları, c) Fay ilerlemesi kıvrımları, d) Faylarla ilişkili diğer kıvrımlar olmak üzere 4 alt gruba ayrılmıştır (Suppe, 1987). İnceleme alanında neotektonik dönemde gelişen kıvrım tiplerinin faylanmaya bağlı olarak ortaya çıkan fay-bükülme ve sürüme kıvrımlarına benzerlik gösterdiği ifade edilebilir (Şekil 3.29).

Sonuç olarak, inceleme alanında neotektonik dönemde ortaya çıkan kıvrımlı yapıların iki evrede geliştiği belirlenmiştir. Birinci evrede K-G yönlü sıkışmayla B3 kıvrım eksenleri ve S4 kıvrım eksen düzlemleri oluşmuştur. İkinci evredeki D-B yönlü sıkışmayla birinci evrede gelişen S4 düzlemleri yeniden kıvrımlanmış ve ikinci evre B4 kıvrım eksenleri ile S5 kıvrım eksen düzlemleri ortaya çıkmıştır.





Şekil 3.29. Neotektonik dönemde faylanmaya bağlı olarak gelişen sürüme kıvrım
larının şematik modeli (Suppe, 1987' den kısmen değiştirilmiştir).

4. MİNERALOGİ – PETROGRAFI

4.1. GİRİŞ

Bu bölümde Kulatderesi metamorfiti, Aşağıçulhalı metamorfiti, Karanidere metamorfiti, Kargasekmez kuvarsiti, Kızılkaya metaultramafiti ve Bozçaldağ metakarbonatı olarak tanımlanan bölgesel metamorfik kayalarla birlikte kontakt metamorfik ve magmatik kayaların, optik mineralojik yöntemlerle (Erkan 1978a) polarizan mikroskopta yapılan petrografik incelemeleri tanıtılmıştır.

Arazi gözlemleri ve polarizan mikroskopta yapılan petrografik incelemelere göre inceleme alanındaki metamorfik kayalar geçirdikleri metamorfizma türüne göre iki gruba ayrılmıştır. Bunlar; bölgesel metamorfik kayalar ve kontakt metamorfik kayalar ana başlıkları altında tanımlanmıştır. Kontakt metamorfik kayalar çok sınırlı bir alanda yüzeylendiğinden jeolojik haritaya işlenememiştir. Metamorfik kayaların tanımlanmasında Erkan (1997)'ye bağlı kalınmıştır.

4.1.1 Bölgesel Metamorfik Kayalar

4.1.1.1 Kulatderesi metamorfiti

Yüksek metamorfizma derecesine sahip olan Kulatderesi metamorfisinde sillimanit-disten gnays, sillimanit-disten-stavrolit gnays, sillimanit-muskovit gnays, sillimanit-mika gnays, sillimanit-granat-biyotit gnays gibi pelitik kökenli kayalarla; hornblend gnays, diyopsit-hornblend gnays ve amfibolit gibi metabazik kökenli kaya türleri ayırt edilmiştir. Yukarıdaki kaya gruplarının mineralojik-petrografik özellikleri aşağıda tanımlanmıştır.

Sillimanit-disten gnays: Kaya genelde grano-lepidoblastik dokuya sahiptir.

Sillimanit+disten+biyotit+plajiyoklas+kuvars+opak mineral+(Fe-Mg)klorit mineral topluluğundan oluşmaktadır. Sillimanit iğnemsî, lifsi şekilli kristaller halinde kahverengi kümeler oluşturmaktadır (Foto 4.1, 4.2). Disten renksiz, yüksek röliyefli ve

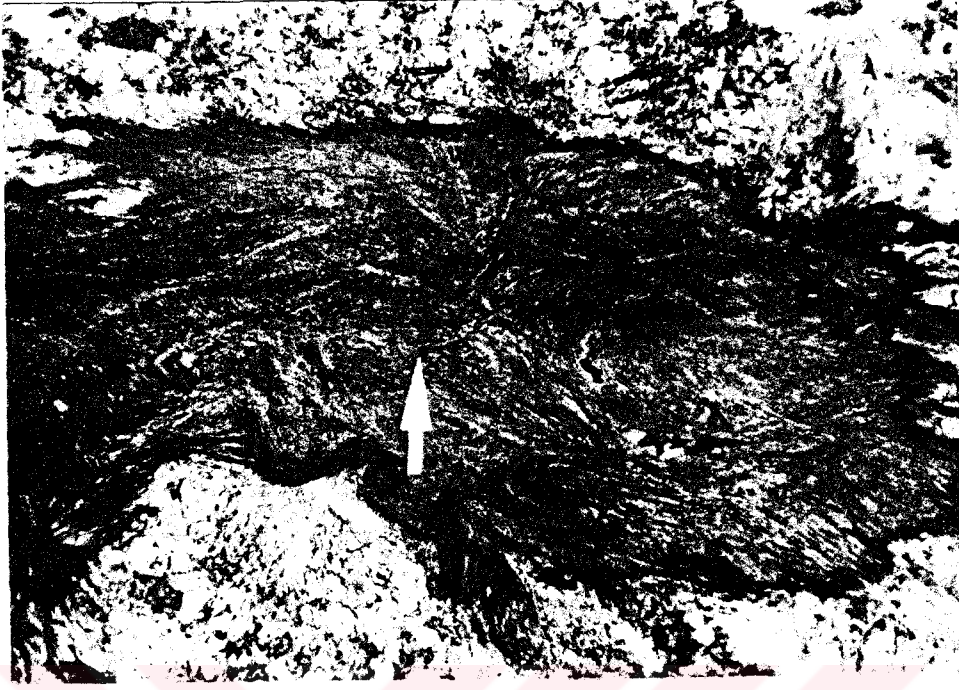


Foto 4.1 Kahverenkli kümeler halinde sillimanit mineralleri
(Büyütme: 4×10, Tek Nikol).



Foto 4.2. Kahverenkli kümeler halinde sillimanit minralleri
(Büyütme: 4×10, Çift Nikol).

çift yönde dilinim gösteren yarı özşekilli prizmatik mineraller halindedir. Biyotitler kuvvetli kıvılcı kahverenkli pleokroyizma rengi ve levhamsı, yassı mineraller halinde gözlenmektedir. c eksenine dik olmayan kesitlerinde tek yönde dilinimli ve dilinim izine göre paralel sönme göstermektedir. Önceki folyasyon düzlemleri üzerinde büyüyen ve kuvars kapanımları içeren biyotitler, post tektonik büyümeye işaret etmektedir. İkincil kloritleşme yaygın olarak gelişmiştir. İçerisinde birbirini keser, engeller konumunda dağınık, düzensiz durumda rutil iğnecikleri yer almaktadır. Ayrıca zirkon kapanımları da gözlenmektedir. Plajiyoklaslar yarıözşekilli prizmatik olup polisentetik ikizlenme göstermektedir. Kuvarslar dalgalı sönmeli ve düzgün temiz yüzeyli özşekilsiz bileşenler halindedir.

Sillimanit-disten-stavrolit gnays: Grano-lepidoblastik doku gösteren bu kayalarda sillimanit+disten+stavrolit+plajiyoklas+kuvars+(Fe-Mg)klorit+opak mineral toplulukları gözlenmektedir. Sillimanit iğnemi, çubuksu şekilli ve yüksek röliye ile ayırt edilmektedir. Disten yarıözşekilli, çubuksu prizmatik ve çift yönde dilinimli olup yüksek röliyefli ve renksiz bileşenler halinde gözlenir. Stavrolit yarıözşekilli, yuvarlağımsı şekilli ve saman sarısı pleokroyizma rengi ile kolayca ayırt edilebilmektedir (Foto 4.3).



Foto 4.3. Sillimanit-disten-stavrolit mineralleri (Büyütme: 4×10, Tek Nikol).
Si:Sillimanit, Di:Disten, St:Stavrolit

Levhamsı, yassı şekilli biyotitler kızıl kahverengi pleokroyizma rengine sahiptir. Etrafında pleokroyik halelerin gözleendiği zirkon kapanımları içermektedir. Ayrıca biyotitlerde ikincil Fe-Mg kloritleşmeler gelişmiştir. Plajiyoklaslar düşük röliyepli, renksiz oluşu ve polisentetik ikizleri ile karakteristiktir. Plajiyoklaslarda ileri derecede serisitleşme gelişmiştir. Kuvarlar düzgün temiz yüzeyli ve özşekilsiz mineraller halinde gözlenmektedir.

Sillimanit-granat-biyotit gnays: Kaya genelde fibro-grano-lepidoblastik doku sergilemektedir. Sillimanit+granat+biyotit+plajiyoklas+kuvars+(Fe-Mg)klorit+ opak mineral topluluğundan oluşmaktadır. Sillimanitler iğnemsili lifsi şekilli olup kahverengi kümeler halinde gözlenir. Folyasyon düzlemine paralel olarak büyüyen sillimanitler çubuksu kristal şekline sahiptir. Biyotitler kızıl kahverenkli kuvvetli pleokroyizma rengine sahiptir. Levhamsı, yassı şekilli olup tek yönde dilinim gösteren kristallerde paralel sönme izlenir. Granat özşekilsiz kısmen yarıözşekilli bileşenler halindedir. Retrograt metamorfizma süreçleriyle Fe-Mg klorite dönüşmüştür. Plajiyoklaslar yarıözşekilli prizmatik bileşenler halindedir. Polisentetik ikizlenme gösteren plajiyoklasların yanı sıra, ikizlenme göstermeyen zonlu dokulu plajiyoklaslar da izlenmektedir. Kuvarlar özşekilsiz bileşenler halindedir. Yer yer rekristalizasyon sonucu birbirleriyle üçlü kavşaklar oluşturan kuvars kristalleri de gözlenmektedir.

Sillimanit-mika gnays: Kayada genel olarak grano-lepidoblastik doku hakimdir. Mineral topluluğu olarak

Sillimanit+biyotit+muskovit+plajiyoklas+kuvars+opak mineral topluluğundan oluşmaktadır. Sillimanitler iğnemsili, lifsi şekilli ve kahverenkli kümeler halinde izlenir. Ayrıca muskovitin içinde veya kenarlarından itibaren sillimanit oluşumları gözlenmektedir. Bu veri sillimanitin muskovitten itibaren geliştiğini işaret etmektedir. Biyotitler kahverenkli, kuvvetli pleokroyizmalı ve levhamsı bileşenler halindedir. Muskovitler renksiz, canlı girişim rengine sahip ve tek yönde dilinim izi gösteren yassı, levhamsı bileşenler halindedir. Plajiyoklaslar yarıözşekilli, yuvarlağımsı olup renksiz ve çoğunlukla zonlu dokulu, daha az olarak polisentetik ikizlenme gösteren, açık renkli bileşenlerdir. Plajiyoklaslarda serisitleşme yaygın olarak gelişmiştir. Kuvars özşekilsiz, dalgalı sönmeli bileşenler halindedir (Foto 4.4).

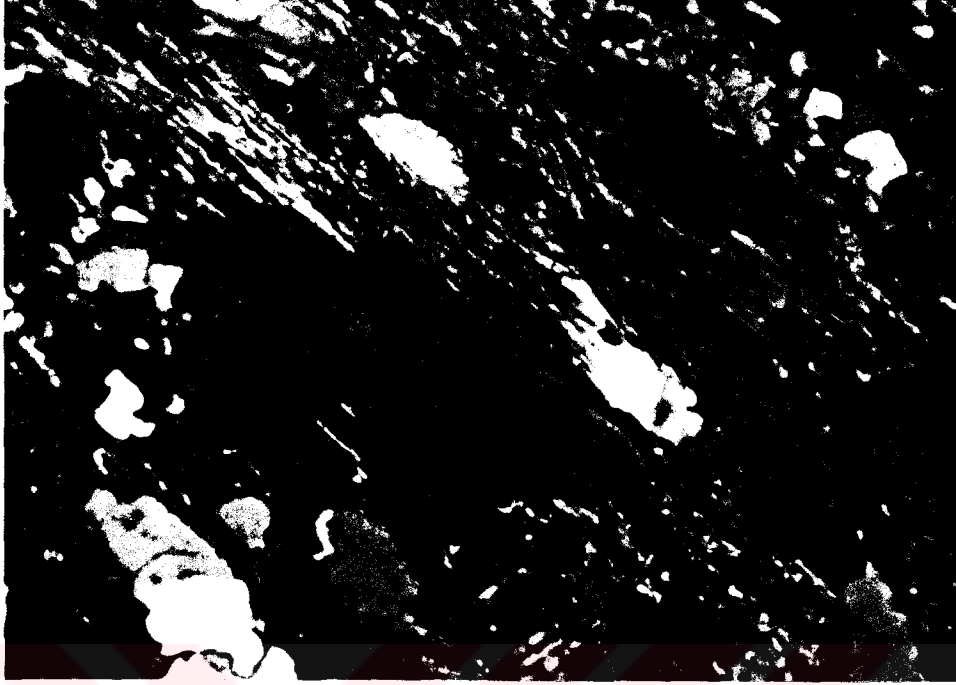


Foto 4.4. Sillimanit mika gnayslarda sillimanit ve biyotit mineralleri
(Büyütme: 4×10, Çift Nikol).

Sillimanit-ortoklas gnays: Grano-lepidoblastik doku gösteren bu kayaların ana mineral bileşenlerini

sillimanit+muskovit+ortoklas+plajiyoklas+kuvars+biyotit+(Fe-Mg)klorit+opak mineraller oluşturmaktadır. Sillimanit kahverenkli kümeler halinde iğnemsî, lifsi şekillerde gözlenir. Muskovitten itibaren oluşuma işaret eden dönüşümler izlenmektedir. Muskovitler yassı şekilli olup tek yönde dilinim izi gösteren mineraller halinde gözlenmektedir. Ortoklaslar düşük röliyefi birinci diziye ait gri girişim rengi ile karakteristiktir. İnce iplikli pertitler ortoklasta yaygın olarak gözlenmektedir. Ayrıca sillimanit+ortoklas parajenezi petrolojik önemi olan mineral topluluğudur (Foto 4.5). Plajiyoklaslar yarıözşekilli, polisentetik ikizlenmeli ve yer yer zonlu dokulu kristaller halindedir. Kuvarslar dalgalı sönmeli, özşekilsiz açık renkli bileşenlerdir. Muskovit ve opak mineral kapanımları içermektedir. Plajiyoklaslarda serisitleşme, biyotitlerde ise kloritleşme türü alterasyon ürünleri gelişmiştir.

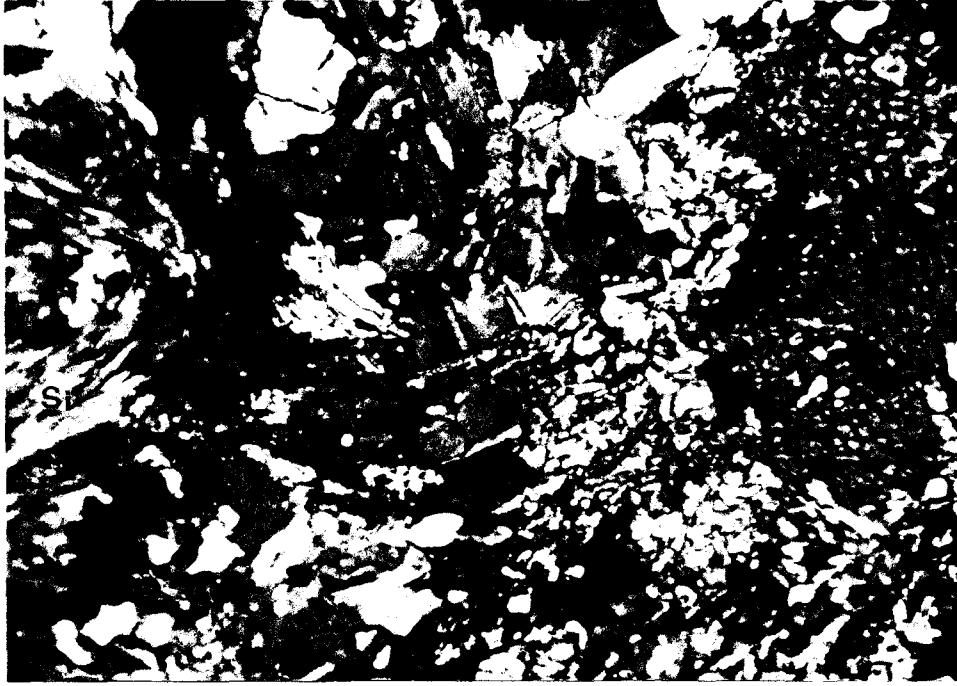


Foto 4.5. Sillimanit muskovit gnayslarda sillimanit+ortoklas parajenezi
(Büyütme: 4×10, Çift Nikol). Si:Sillimanit, Or:Ortoklas

Diyopsit-hornblend gnays: Genelde granoblastik doku gösteren bu kayaların mineralojik bileşimleri

Diyopsit+hornblend+plajiyoklas+kuvars+titanit+epidot+serisit+opak mineral şeklindedir. Diyopsitler çok açık yeşil renkli, renksiz, pleokroyizma göstermeyen, yarıözşekilli ve yüksek röliyefi ile karakteristiktir. Hornblendler yarıözşekilli prizmatik bileşenler halinde olup koyu yeşil, mavi yeşil pleokroyizma rengine sahiptir. Tek yönde dilinim gösteren hornblendler 15-25 derecelik sönme açısına sahiptir. Plajiyoklaslar yarıözşekilli prizmatik kristal şekline sahiptir. Polisentetik ikizlenme göstermektedir. Polisentetik ikizlenme göstermeyen plajiyoklaslar zonlu doku özelliğine sahiptir. Kuvarslar özşekilsiz olup dalgalı sönme göstermektedir. Titanitler kısmen özşekilli, çoğunlukla yarıözşekilli ve yüksek röliyefleri ile karakteristiktir. Retrograt süreçlerle epidotlaşma ve serisitleşme türü alterasyonlar yaygın olarak gelişmiştir.

Hornblend gnays: Granoblastik poligonal doku sergileyen bu kayaların mineralojik bileşimleri

hornblend+plajiyoklas+kuvars+biyotit+titanit+epidot+(Fe-Mg)klorit+serisit+opak mineral şeklindedir.

Hornblendler mavi-yeşil renkli ve kuvvetli pleokroyizma göstermektedir. Yarıözşekilli prizmatik bileşenler halindedir. Plajiyoklaslar düşük röliyepli, prizmatik şekilli bileşenler halindedir. Polisentetik ikizlenme ve zonlu dokulu olarak gözlenir. Kayada kloritleşme ve serisitleşme türü alterasyonlar gelişmiştir. Titanitler yarıözşekilli ve yüksek röliyepli ile karakteristiktir. Granat özşekilsiz taneler halinde yüksek röliyepli ile karakteristik olan tali bileşenlerden bir diğeridir.

Amfibolit: Grano-nematoblastik doku gösteren kayaların mineralojik bileşimi hornblend+plajiyoklas+kuvars+titanit+opak mineral şeklindedir. Hornblendler mavi-yeşil renkli ve kuvvetli pleokroyizma göstermektedir. Prizmatik çubuksu ve yarıözşekilli bileşenler halindedir. c eksenine dik kesitlerde aralarında 124° derece açı olan ve birbirine dik olmayan iki yönlü dilinim izi gözlenmektedir. Tek yönde dilinim izi gösteren çubuksu-prizmatik hornblendler bu dilinim izine göre ortalama 15-22° arasında sönme açısına sahiptir. Plajiyoklaslar yarıözşekilli, prizmatik olup, polisentetik ikizlenmeli ve zonlu dokulu bileşenler halindedir. Kuvarslar dalgalı sönme gösteren özşekilsiz minerallerdir.

4.1.1.2 Aşağıçulhalı Metamorfiti

Oldukça homojen denebilecek yarı karbonatlı kayalardan oluşan Aşağıçulhalı metamorfiti içerisinde granat kalksilikatik gnays ve kalksilikatik gnays olmak üzere iki ayrı kaya grubu tanımlanmıştır. Bu kaya gruplarının özellikleri aşağıda özetlenmiştir.

Granat kalksilikatik gnays: Grano-nematoblastik doku gösteren bu kayalar granat+diyopsit+plajiyoklas+skapolit+kuvars+kalsit+titanit+apatit+opak mineral bileşimli mineral topluluğundan oluşmaktadır. Diyopsitler renksiz veya çok açık yeşil renkli olup çok zayıf pleokroyizma göstermektedir. Yüksek röliyepli ve canlı girişim rengi ile karakteristiktir. Yarıözşekilli, prizmatik veya yuvarlağımsı şekillerde izlenmektedir. Tek yönde dilinim izi gösteren prizmatik minerallerde dilinim izine göre 42-48° lik sönme açısına sahiptir. Retrograt süreçlerle diyopsitten aktinolite dönüşümler

gözlenmektedir. Granatlar yarıözşekilli, yuvarlağımsı biçimli ve çatlaklı, kırıklı bir yapıya sahiptir. Yüksek röliyefi, pembe rengi ve izotrop olmasıyla kolayca tanınmaktadır. İnce kesitlerde folyasyon düzlemine paralel olarak basıklaşma gösteren granat mineralleri de gözlenmektedir. Plajiyoklaslar yarıözşekilli, prizmatik bileşenler halindedir. Polisentetik ikizlenmeli plajiyoklasların yanı sıra, zonlu dokulu plajiyoklaslar da ince kesitlerde izlenir. Skapolitler yuvarlağımsı şekilli, düşük röliyefi ve canlı girişim rengi ile kolayca tanınmaktadır. Çift yönlü dilinim izinin görüldüğü kesitlerde dilinim izine göre paralel sönme gözlenir. Kalsitler yarıözşekilli veya poligonal kristal şekline sahiptir. Kuvarlar dalgalı sönme gösteren özşekilsiz bileşenler halindedir. Titanitler özşekilli-yarıözşekilli ve yüksek röliyefleri ile karakteristiktir. Apatitler yuvarlağımsı şekilli renksiz ve orta yükseklikteki röliyefi ile tanınan tali bileşendir. Kayada serisitleşme ve kloritleşme türü alterasyonlar gelişmiştir.

Kalksilikatik gnays: Genelde grano-nematoblastik doku gösteren bu kayaların mineral bileşenleri olarak diyopsit+plajiyoklas+skapolit+kuvar+kalsit+titanit+opak mineral gibi minerallerden oluşmaktadır (Foto 4.6).



Foto 4.6. Kalksilikatik gnayslarda diyopsit+skapolit+kalsit mineralleri
(Büyütme: 4×10, Çift Nikol). Ka:Kalsit, Sk:Skapolit, Dy:Diyopsit

Diyopsitler yarıözşekilli, yuvarlağımsı, prizmatik şekillerde gözlenir. Renksiz veya açık yeşil renklidir. Çok zayıf yeşil pleokroyizma rengine sahiptir. Birbirine dik iki yönde ve tek yönde dilinim izi gösteren prizmatik kristaller halinde izlenir. Tek yönde dilinim izi görülen kesitlerinde, dilinim izine göre 42-48°lik sönme açısına sahiptir. Plajiyoklaslar prizmatik şekilli, polisentetik ikizlenmeli veya zonlu dokulu açık renkli bileşenler halindedir. Skapolitler yuvarlağımsı şekillidir. Birbirine dik iki yönlü veya tek yönlü dilinim izine sahiptir. Paralel sönmesi ve canlı girişim rengi ile karakteristiktir. Kalsitler yarıözşekilli bileşenler halindedir. Kuvars tamamen özşekilsiz olup dalgalı sönme göstermektedir. Titanitler özşekilli ve yarıözşekilli kristaller halinde olması ve yüksek röliyefi ile kolayca tanınmaktadır.

4.1.1.3 Karanidere Metamorfiti

İnceleme alanı içerisinde en geniş yüzeylenime sahip kaya grubudur. Bu formasyona ait kaya türlerinin içerdiği mineral toplulukları dikkate alınarak; pelitik şistler, metabazik kayalar ve kalkşistler olmak üzere üç gruba ayrılarak tanımlanmıştır.

Pelitik şistler

Stavrolit-granat-Mika şist: Lepidoblastik dokulu bu kayalar;

Stavrolit+Granat(almandin)+biyotit+muskovit+plajiyoklas+kuvars+(Fe-Mg)klorit+ opak mineral+turmalin mineral topluluğundan oluşmaktadır. Stavrolitler tipik saman sarısı rengi ile kolayca tanınmaktadır. Yarıözşekilli bileşenler halinde gözlenirler. Granatlar orta-iri taneli yuvarlağımsı şekilli ve pembemsi renkli porfiroblastlar halindedir. S₂ folyasyon düzlemine göre sintektonik ve pretektonik kristalleşme göstermektedir. Biyotitler yassı levhamsı şekilli olup kızıl kahverenkli ve kuvvetli pleokroyiktir. Çevresinde pleokroyik halelerin gözlendiği zirkon kapanımları içermektedir. Retrograt etkilerle Fe-Mg klorite dönüşmüştür. Muskovitler renksiz ve canlı girişim rengi ile kolayca tanınmaktadır. Plajiyoklaslar yarıözşekilli, prizmatik bileşenler halinde zonlu dokulu olup yer yer polisentetik ikizlenme göstermektedir. Kuvarslar düzgün temiz yüzeyli özşekilsiz veya tane sınırlarının üçlü kavşaklar oluşturduğu granoblastik poligonal doku özelliği sergileyen bileşenler halinde gözlenir.

Turmalinler uzun çubuksu şekilli ve yeşil renkli pleokroyizma rengine sahip tali bileşenler halindedir.

Granat-mika şist: Bu kaya grubunda genel olarak grano-lepidoblastik doku hakimdir. Granat+biyotit+muskovit+kuvars+plajiyoklas(albit)+(Fe-Mg)klorit+opak mineral gibi mineral topluluğu içermektedir. Granatlar ince taneli, pembe renkli ve yuvarlağımsı şekle sahip bileşenleri oluşturmaktadır. Biyotitler levhamsı yassı şekilli yeşil, kahverengimsiyeşil renkli ve kuvvetli pleokroyik mineraller halinde izlenmektedir. Retrograt etkiler sonucu Fe-Mg kloritlere dönüşmüştür. Muskovitler düşük röliyepli ve canlı girişim rengi ile kolayca tanınır. Albitler prizmatik şekilli, yarıözşekilli ve düzgün temiz bir yüzeye sahip bileşenler halindedir. Çift optik eksenli olmasıyla kuvarstan ayırt edilmektedir. Sintektonik olarak büyüyen albitler, folyasyon düzlemlerine paralel yönde uzamış ve basıklaşmıştır. İçerisinde çok sayıda biyotit, muskovit ve granat kapanımları yer almaktadır. Kuvarslar genelde granoblastik poligonal dokulu, yer yer özşekilsiz bileşenler halindedir. Düzgün temiz yüzeyli olup dalgalı sönme göstermektedir (Foto 4.7).



Foto 4.7. Granat mikaşistlerden bir görünüm (Büyütme: 4×10, Tek Nikol).

Metabazik kayalar

Aktinolit şist: Nematoblastik yer yer fibroblastik doku özelliği gösteren bu kayalar, aktinolit+plajiyoklas(albit)+kuvars+kalsit+opak mineral topluluğundan oluşmaktadır. Aktinolitler prizmatik-çubuksu ve yer yer lifsi iğnemsî tane şekillidir. Soluk mavimsi veya soluk sarımsı yeşil renkli olup zayıf pleokroyizma özelliği gösterir. C eksenine dik kesitlerinde birbirine dik olmayan iki yönlü dilinim izleri tipiktir. Plajiyoklaslar özşekilsiz ve yuvarlağımsı şekilli olup plajiyoklaslarda polisentetik ikizlenme ve zonlu doku gözlenmektedir. Kuvarslar genelde özşekilsiz bileşenler halindedir. Düzgün tane sınır ilişkilerine sahip olan kuvarslar, üçlü kavşaklar oluşturmaktadır. Kalsitler özşekilsiz tali bileşenler halindedir.

Amfibolit: Nematoblastik doku özelliği gösteren bu kayalar ana mineral bileşenleri olarak hornblend+plajiyoklas+kuvars+titanit+opak mineral içermektedir. Hornblendler çubuksu prizmatik kristal şekline sahip, yarıözşekilli ve sarımsı-yeşil pleokroyizma rengine sahip bileşenler halindedir. Birbirine dik olmayan ve aralarında 124° açı bulunan iki yönlü dilinim izleri ile karakteristiktir. Tek yönde dilinim izi gösteren kesitlerinde bu dilinim izine göre $12-15^\circ$ lik sönme açısına sahiptir. Pleokroyizma renkleri ve sönme açılarına göre çermakit türü amfibollere benzerlik göstermektedir. Plajiyoklaslar prizmatik yer yer yuvarlağımsı şekilli, polisentetik ikizlenmeli veya zonlu dokulu bileşenler halindedir. Kuvarslar tamamen özşekilsiz olup, dalgalı sönme göstermektedir. Retrograt etkiler sonucu hornblendlerde kloritleşme, plajiyoklaslarda serisitleşme türü alterasyonlar gelişmiştir. Titanitler özşekilli veya yarıözşekilli olması ve yüksek röliye fi ile karakteristiktir.

Epidot amfibolit: Nematoblastik doku özelliği gösteren bu kayaların mineral bileşimleri Hornblend+plajiyoklas+kuvars+epidot+zoizit+titanit+opak mineral şeklindedir. Hornblendler sarımsı yeşil, mavimsi yeşil renkli ve kuvvetli pleokroyik özellik göstermektedir. Prizmatik çubuksu şekilli mineraller halindedir. Uzun eksenlerinin folyasyon düzlemine paralel şekilde tercihli yönelimi sonucunda şist dokusu gelişmiştir. Epidotlar yarıözşekilli, prizmatik veya yuvarlağımsı şekillidir. Yüksek röliye fi saman sarısı pleokroyizma rengi ve çok canlı girişim rengi ile

karakteristiktir. Zoizit türü epidotlar dilinim izine göre paralel sönmesi ve canlı mavi girişim rengi ile tipiktir. Plajiyoklaslar ince taneli, polisentetik ikizlenme göstermeyen genelde zonlu dokulu özellikteki ana mineral bileşenlerini oluşturmaktadır. Kuvarslar ince taneli, düzgün temiz yüzeyli bileşenlerdir. Düzgün tane sınırlarına sahip kuvarslar üçlü kavşaklar oluşturmakta ve poligonal doku özelliği sergilemektedir. Titanitler özşekilsiz demet halinde görülen bileşenlerdir. Çoğu kez opak minerallerin etrafında ve opak minerallerle birlikte gözlenmektedir (Foto 4.8).



Foto 4.8. Epidot amfibolitın mikroskoptaki görünümü

(Büyütme: 4×10, Tek Nikol). Ep: Epidot, Hrb: Hornblend

Biyotit-hornbled şist: Genel olarak grano-nematoblastik doku özelliği gösteren bu kayalar biyotit+hornblend+kuvars+plajiyoklas+turmalin+opak mineral gibi mineral topluluğuna sahiptir. Biyotitler yassı, levhamsı şekilli ve kırmızı kahverenkli kuvvetli pleokroyizmaya sahip mineraller halindedir. Hornblendler yarıözşekilli prizmatik şekilli olup mavi-yeşil pleokroyizması ile karakteristiktir. Kuvvetli pleokroyizma göstermektedir. Kuvars ve plajiyoklaslarda yer yer granoblastik doku özelliği gözlenir. Turmalinler çubuk şeklinde, yeşil renkli ve pleokroyizma özelliği gösteren tali bileşenler halindedir.

Epidot-mika şist: Bu kaya grubu genel olarak grano-lepidoblastik doku özelliği sergilemektedir. Mineralojik bileşimi;

muskovit+biyotit+epidot+plajiyoklas+kuvars+opak mineral şeklindedir. Muskovitler renksiz, yapraksı, levhamsı şekilli olup canlı girişim rengi ile karakteristiktir. Biyotitler levhamsı şekilli, kahverenkli ve kuvvetli pleokroyizma özelliği göstermektedir. Epidotlar özşekilli, yarıözşekilli, prizmatik, yuvarlağımsı şekilli, yüksek röliyefi ve çok canlı girişim rengi ile tipiktir. Plajiyoklaslar zonlu dokulu, yer yer polisentetik ikizlenme özelliği sergileyen prizmatik şekilli bileşenler halindedir (Foto 4.9).



Foto 4.9. Epidot mikaşist'lerin mikroskoptaki görünümü
(Büyütme: 4×10, Çift Nikol). ep:epidot

Kalkşistler

Grafitli kalkşist: Grano-lepidoblastik doku gösteren bu kayalar kalsit+biyotit+plajiyoklas+grafit+kuvars+zoizit+turmalin+muskovit

gibi mineral topluluğundan oluşmaktadır. Kalsitler granoblastik poligonal dokulu olup yarıözşekilli yer yer özşekilsiz bileşenler halinde gözlenmektedir. Kalsitler folyasyon düzlemine paralel olarak basıklaşmış ve uzamıştır. Basınç ikizleri tipiktir.

Biyotitler levhamsı, yapraksı yarı özşekilli bileşenler halinde gözlenir. Kızıl kahverengi rengi ve kuvvetli pleokroyizması ile karakteristiktir. Folyasyon düzlemine paralel olarak büyüyen sintektonik biyotitlerin yanısıra, daha önceki folyasyon düzlemleri üzerinde büyüyen post tektonik biyotitler de ince kesitlerde gözlenmektedir. Plajiyoklaslar yarıözşekilli prizmatik şekilli açık renkli bileşenlerdir. Plajiyoklaslar genelde ikizlenme göstermeyen, zonlu dokunun da seyrek olarak gözleendiği küçük sönme açısına sahip, albit türü plajiyoklaslardır. Plajiyoklasların içerisinde saçılmış halde grafitler yaygındır. Grafitler çok ince taneli olan ve genellikle minerallerin içinde veya kırık ve çatlaklarında dağılmış, saçılmış halde gözlenmektedir. Folyasyon düzlemlerinde özellikle mika minerallerinin yer aldığı pelitik düzeylerde yoğunlaştığı dikkati çekmektedir. Kuvarslar düzgün tane sınırlarına sahip, üçlü kavşaklar oluşturan poligonal dokulu bileşenler halindedir. Yer yer folyasyon düzlemine paralel olarak basıklaşmış ve uzamıştır. Klinozoitler folyasyona paralel olarak sintektonik büyüme gösteren çubuksu mineraller halindedir. Dilinim izine göre paralel sönmesi ve canlı mavi girişim rengi ile kolayca tanınmaktadır (Foto 4.10).



Foto 4.10. Grafitli kalkıştillerin mikroskoptaki görünümü
(Büyütme: 4×10, Çift Nikol). Grf:Grafit, Okun ucunda: Klinozoit

Turmalinler c eksenine paralel kesitlerinde uzun çubuksu, c eksenine dik kesitlerinde ise tipik özşekilli altıgen kristaller halindedir. Yeşil renkli pleokroyizması ile kolayca tanınmaktadır. Muskovitler düşük röliye ve canlı girişim rengi ile kolayca tanınmaktadır. Retrograt etkiler sonucu biyotitler Fe-Mg klorite, plajiyoklaslar serisite dönüşmüştür.

Mikalı kalkışist: Lepido-granoblastik dokulu bu kayalarda;

kalsit+biyotit+muskovit+kuvars+plajiyoklas $\pm$ grafit+(Fe-Mg)klorit+serisit+opak mineral parajenezleri ortaya çıkmıştır. Grafitler folyasyon düzleminde çok az gözlenen ince taneli bileşenler halindedir. Kalsitler ana bileşenler olarak yarıözşekilli bileşenler halindedir. Folasyon düzlemine paralel olarak uzamış ve basıklaşmıştır. Biyotitler levhamsı, yassı şekilli kristal şekline sahiptir. Kahverengi ile açık sarımsı kahverengi arasında değişen kuvvetli pleokroyizma özelliğine sahiptir. Retrograt etkilerle Fe-Mg klorite dönüşmüştür. Muskovitler folyasyon düzlemine paralel olarak tercihli yönelim sunmaktadır. Renksiz, paralel sönmeli ve canlı girişim rengi ile karakteristiktir. Kuvarslar düzgün mineral sınırlarına sahip, temiz yüzeyli ve dalgalı sönmeye gösteren bileşenler halindedir. Folasyon düzlemine paralel olarak uzamış ve basıklaşmıştır

Epidot-biyotit kalkışist: Lepido-granoblastik doku özelliği sunan bu kayaların mineralojik bileşimi;

kalsit+kuvars+biyotit+epidot+muskovit+(Fe-Mg)klorit+opak mineral şeklindedir. Kalsitler yarıözşekilli prizmatik veya yuvarlağımsı şekillerdedir. Yer yer granoblastik poligonal doku da gözlenmektedir. Biyotitler yassı levhamsı şekilli olup yeşilimsi kahverengi renkli ve kuvvetli pleokroyizma özelliğine sahiptir. Kuvarslar düzgün temiz yüzeyli ve genelde özşekilsiz bileşenler halinde gözlenmektedir. Kuvarslarda granoblastik poligonal doku da gelişmiştir. Epidotlar prizmatik çubuksu şekilli, renksiz ve yüksek röliyeyle olmasıyla kolayca tanınmaktadır. Çok canlı girişim rengi karakteristiktir. Uzun eksenleri boyunca folyasyon düzlemine paralel olarak tercihli yönelim göstermektedir.

4.1.1.4 Kargasekmez Kuvarsiti

Kargasekmez kuvarsitinde başlıca kuvarsit ve muskovit kuvarşşist olarak tanımlanan kaya türleri ayırtlanmıştır. .

Kuvarsit: Genel olarak granoblastik poligonal doku sergileyen bu kayalarda

Kuvars+moskovit mineral bileşenleri içermektedir. Kuvarslar yaklaşık eşboyutlu, düzgün temiz yüzeyli, özşekilsiz bileşenler halindedir. Kaya dokusunda belirgin bir yönlenme gelişmemiştir. Kuvars tane sınırları düzgün poligonal şekilli ve yaklaşık 120 derece açıyla kesişen rekristalizasyon dokusu sergilemektedir. Moskovitler düşük röliyefi ve canlı girişim rengiyle kolayca tanınmaktadır (Foto 4.11).



Foto 4.11. Kuvarsitlerin mikroskoptaki görünümü
(Büyütme: 4×10, Çift Nikol).

Moskovit kuvarşşist: Kayada genel olarak grano-lepidoblastik doku hakimdir. Başlıca; kuvars+moskovit mineral topluluğundan oluşmaktadır. Kayada moskovitlerin paralel dizilimi ile belirginleşen folyasyon düzlemi gelişmiştir. Moskovitler folyasyon

düzlemine paralellik sunmaktadır. Kuvarslar yaklaşık eşboyutlu, özşekilsiz, düzgün temiz yüzeyli bileşenler halindedir.

4.1.1.5 Bozçaldağ Metakarbonatı

Birimin içerdiği mineralere göre mermer, tremolit mermer ve kuvars muskovit mermer gibi kaya türleri tanımlanmıştır.

Mermer: Birimin ana bileşenini kalsit oluşturmaktadır. Granoblastik yer yer granoblastik poligonal doku sergilemektedir. Kalsitle yaklaşık eşboyutlu, yarıözşekilli ve basınç ikizlenmesi gösteren bileşenler halindedir (Foto 4.12).



Foto 4.12. Mermerlerin mikroskoptaki görünümü
(Büyütme: 4×10, Çift Nikol).

Tremolit mermer: Birim başlıca Kalsit+tremolit+kuvars minerallerini içermektedir. Tremolitler uzun çubuksu prizmatik şekillidir. Renksiz oluşu ve canlı girişim rengiyle karakteristiktir. Birimde zayıf folyasyon düzlemi gelişmiştir. Kalsitler ana bileşeni oluşturmaktadır. Granoblastik doku sergilemektedir. Basınç ikizleri gelişmiştir.

Kuvars muskovit mermer: Genel olarak granoblastik, lepidogranoblastik doku sergileyen birimde başlıca; Kalsit+muskovit+kuvars±opak mineral topluluğu gözlenmektedir. Kuvarslar eşboyutlu, özşekilsiz bileşenler halinde olup düzgün temiz yüzeylere sahiptir. Muskovitler yassı levhamsı şekilli, düşük röliyefi ve canlı girişim rengiyle kolayca tanınmaktadır. Kalsitler ana bileşenleri oluşturmaktadır. Yaklaşık eşboyutlu ve basınç ikizlenmesi göstermektedir.

4.1.1.6 Kızılkaya ultramafiti

Kızılkaya ultramafitinde serpantin şist ve talkşist türü kaya grupları ayırtlanmış ve bu kayaların petrografik özellikler aşağıda özetlenmiştir.

Serpantin şist: Kayada bütünüyle lepidoblastik doku özelliği yaygın olarak gelişmiştir. Serpantin + olivin + opak mineral topluluğundan oluşmaktadır. Serpantin grubu mineralleri genelde yapraksı lifsi ve yer yer ince taneli karmaşık agregatlar halinde gözlenmektedir (Foto 4.13). Birinci dizinin gri girişim rengi ve optik işaretleri ile tanınabilmektedir.

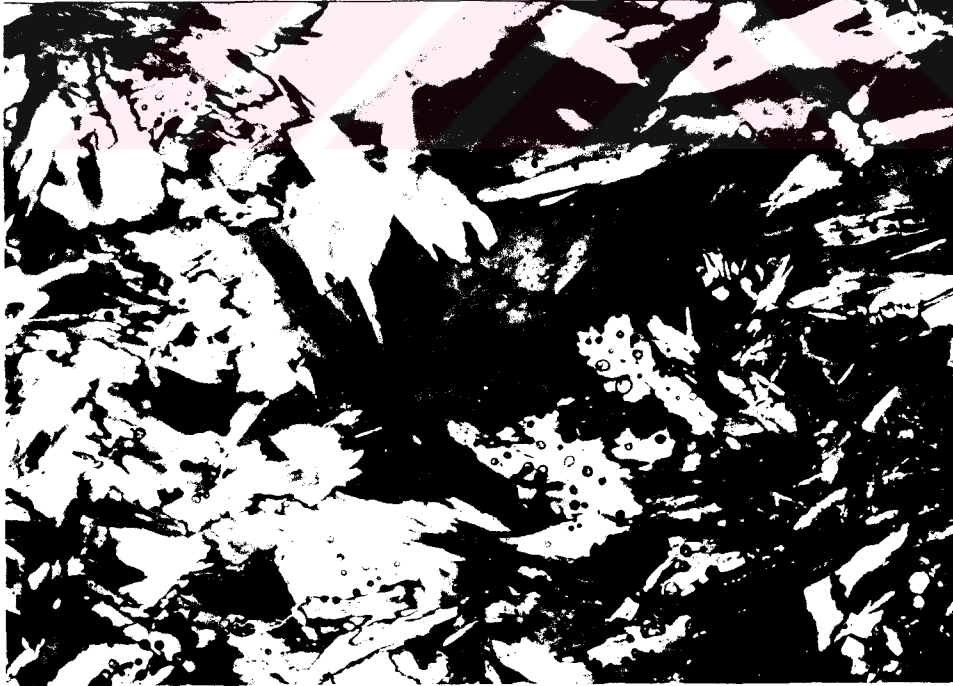


Foto 4.13. Serpantin şistlerin mikroskoptaki görünümü
(Büyütme: 4×10, Çift Nikol).

Olivinler yüksek röliyefi ve canlı girişim rengi ile kolayca tanınmaktadır. Olivinlerle birlikte çok seyrek olarak kalıntı halde piroksen mineralleri de gözlenmektedir

Talk şist: Genelde lepidoblastik doku sergileyen bu kayalar; serpantin+talk+manezit+opak mineral topluluğuna sahiptir. Serpantinler levhamsı veya yassı-levhamsı şekillidir. Renksiz, gri, mavimsi gri girişim rengi ile karakteristiktir. Talk renksiz, yapraksı,levhamsı şekilli olup yüksek dizilere ait girişim rengi ile karakteristiktir. Yuvarlak, elips şekilli boşluklar kalsit tarafından doldurulmuştur.

4.1.2 Kontakt Metamorfik Kayalar

İnceleme alanındaki kontakt metamorfik kayalarda piroksen hornfels, diyopsit hornfels ve granat diyopsit mermer gibi kaya türleri ayırtlanmıştır. Bu kaya türlerinin mineralojik – petrografik özellikleri aşağıda verilmiştir..

Piroksen hornfels: Folyasyon düzlemlerinin gelişmediği bu kayaların mineralojik bileşimleri;

Diyopsit+grossular+plajiyoklas+kuvars±titanit+(epidot+serisit+kalsit+klorit)+Opak mineral şeklindedir.

Diyopsitler yarıözşekilli, tek yönde ve c eksenine dik kesitlerde birbirine dik iki yönde dilinim izlerine sahiptir. Yüksek röliyefi ve zayıf, uçuk yeşil pleokroyizma renkleri, ve canlı girişim rengi ile karakteristiktir. Granatlar açık kahverenkli, iri yuvarlağımsı, yüksek röliyefli taneler halindedir. Birçok granat mineralinin çekirdek kısımları izotrop özellik gösterirken, kenar kısımları optik anizotropi özelliği sergilemektedir. Optikçe anizotrop olan bu granatların grossular/andradit türü granat olduğu ifade edilebilir. Grossular/andradit granatlar zonlu dokuya sahiptir. Plajiyoklasların hemen tamamında karbonatlaşma ve serisitleşme türü alterasyonlar gelişmiştir. Epidotlar kayada ikincil mineral olarak gözlenmektedir. Yüksek röliyefi, sarı pleokroyizma rengi ve çok canlı girişim rengiyle tipiktir. Yarıözşekilli, prizmatik, çubuksu ve c eksenine dik kesitlerinde altıgen özşekilli bileşenler halindedir. Kuvarslar düzgün temiz yüzeyli, özşekilsiz, yer yer rekristalizasyon sonucu tane sınırlarında üçlü kavşaklar oluşturan bileşenler halindedir. Titanitler çok yüksek röliyefi ve yüksek

dizilere ait girişim renkleri tali bileşenler halindedir. Granat ve diyopsitlerde retrograt süreçlerle kloritleşme türü alterasyonlar gelişmiştir. Karbonat ve epidot minerallerinden oluşan alterasyonlar sossuritleşme türü alterasyonu tanımlamaktadır.

Diyopsit mermer: Kaya başlıca Diyopsit+kalsit+kuvars+opak mineral topluluğu içermektedir. Yüksek röliyefi, uçuk yeşilimsi pleokroyizma rengi ve canlı girişim rengi ile diyopsitler ana bileşenler halinde izlenmektedir. Diyopsitler tek yönde dilinim izi sergiledikleri gibi, c eksenine dik kesitlerinde birbirine dik iki yönlü dilinim izi de izlenmektedir. Kalsitler yaklaşık eş boyutlu, yüksek dizilere ait girişim renkleri gösteren, yer yer basınç ikizlenmesi sergileyen ana bileşenler halindedir.

Granat diyopsit mermer: Diyopsit+granat (grossular)+kalsit bileşimli bu kayalar, yukarıda tanımlanan kayalardan grossular içermeleriyle ayrılmaktadır. Birimin mineralojik özellikleri, yukarıda tanımlanan diğer kontak metamorfik kayaların mineralojik özelliklerine benzerlik göstermektedir.

4.1.3 Magmatik Kayalar

İnceleme alanında yer alan magmatik kayalar Bayramali granitoyiti, Ağıldere siyenitoyiti ve bunların yüzey tiplerini oluşturan Bahçalıdere riyolit ve Sıtma siyenit porfiriti ve Ağbaba plato bazaltı gibi kaya türü topluluklarından oluşmaktadır.

4.1.3.1. Bayramali granitoyiti

Genel olarak pembe renkli olan granitik kayalar başlıca ortoklaz, plajiyoklaz, kuvars, biyotit ve hornblend gibi ana mineral bileşiminden oluşmaktadır. El örneğinde pofiro fanaritik doku özelliği gözlenmektedir. Porfirik doku iri ortoklaz minerallerinden kaynaklanmaktadır.

Pembe renkli ortoklazların büyüklüğü 3 santimetreye kadar varmaktadır. Ortoklozların araları yaklaşık aynı büyüklükteki plajiyoklazlar tarafından doldurulmuştur. Kuvarslar özşekilsiz, yağimsı, mat görünüşlüdür. Prizmatik çubuk

şekilli hornblendler ile yassı levhamsı şekilli biyotitler yaygın mafik bileşenleri oluşturur. Biyotitler hornblendlere göre daha bol oranlarda bulunmaktadır.

Modal mineralojik bileşimine göre (Çizelge 4.1), Bayramali granitoyiti kaya örnekleri QAP diyagramında granit alanına (Streckeisen, 1976) düşmektedir (Şekil 4.1). Granitoyitler mikroskop altında holokristalin taneseli dokulu olup başlıca ortoklaz, plajiyoklaz, kuvars, biyotit ve hornblend minerallerinden oluşmaktadır. Özşekli titanit, apatit, epidot, kalsit ve opak mineraller tali bileşenler halindedir.

Kayada en yaygın olarak bulunan alkali feldspat, ortoklaz mineralidir. Renksiz veya bozunma nedeniyle toprağımsı renkte gözlenir. Genellikle yarıözşekli prizmatik bileşenler halindedir. Karlsbad ikizlenmesi ve düşük röliye ile tipiktir. İğ, yama veya damar şekilli pertitik dokuya sahiptir. Ortoklazların içinde pertitik albit lamellerinin yanı sıra, kenarları ortoklaz çözeltisi tarafından kemirilmiş oligoklaz mineralleri de gözlenmektedir. Mikroklin ortoklazlara oranla çok daha az oranlarda mineral bileşimine katılır. Plajiyoklaslar uzun prizmatik şekilli bileşenler halindedir. Zonlu doku ve albit ikizlenmesi gösterirler. Plajiyoklaslar, sönme açıları ve anortit içeriği arasındaki ilişkiye göre (Michel Levy yöntemi), genelde oligoklaz bileşimindedir. Kuvarslar düzgün temiz yüzeyli, özşekilsiz olup dalgalı sönme gösteren bileşenler halindedir (Foto 4.14).

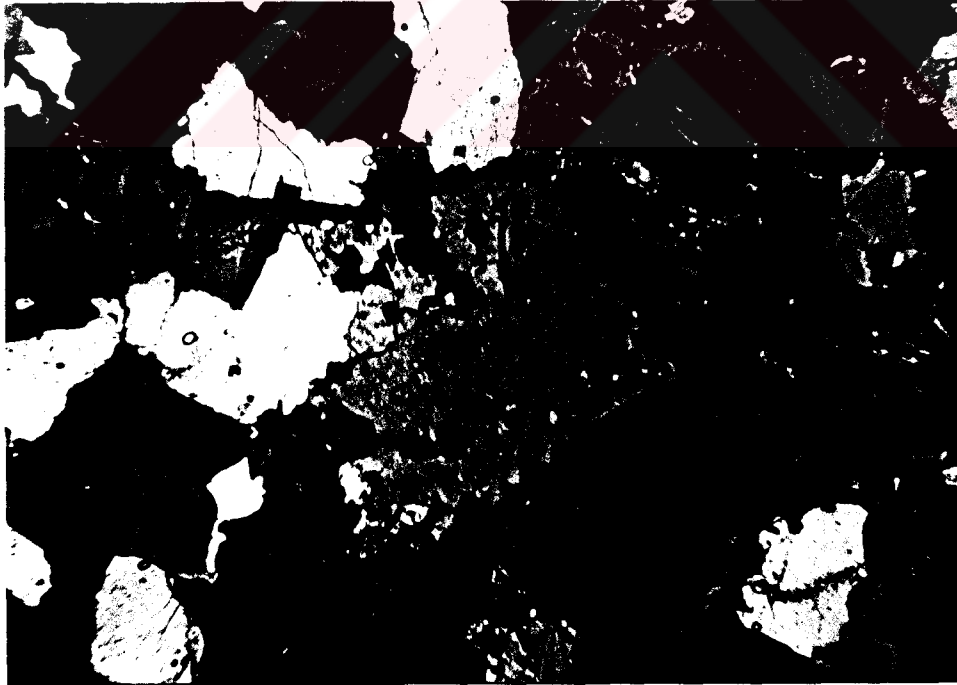
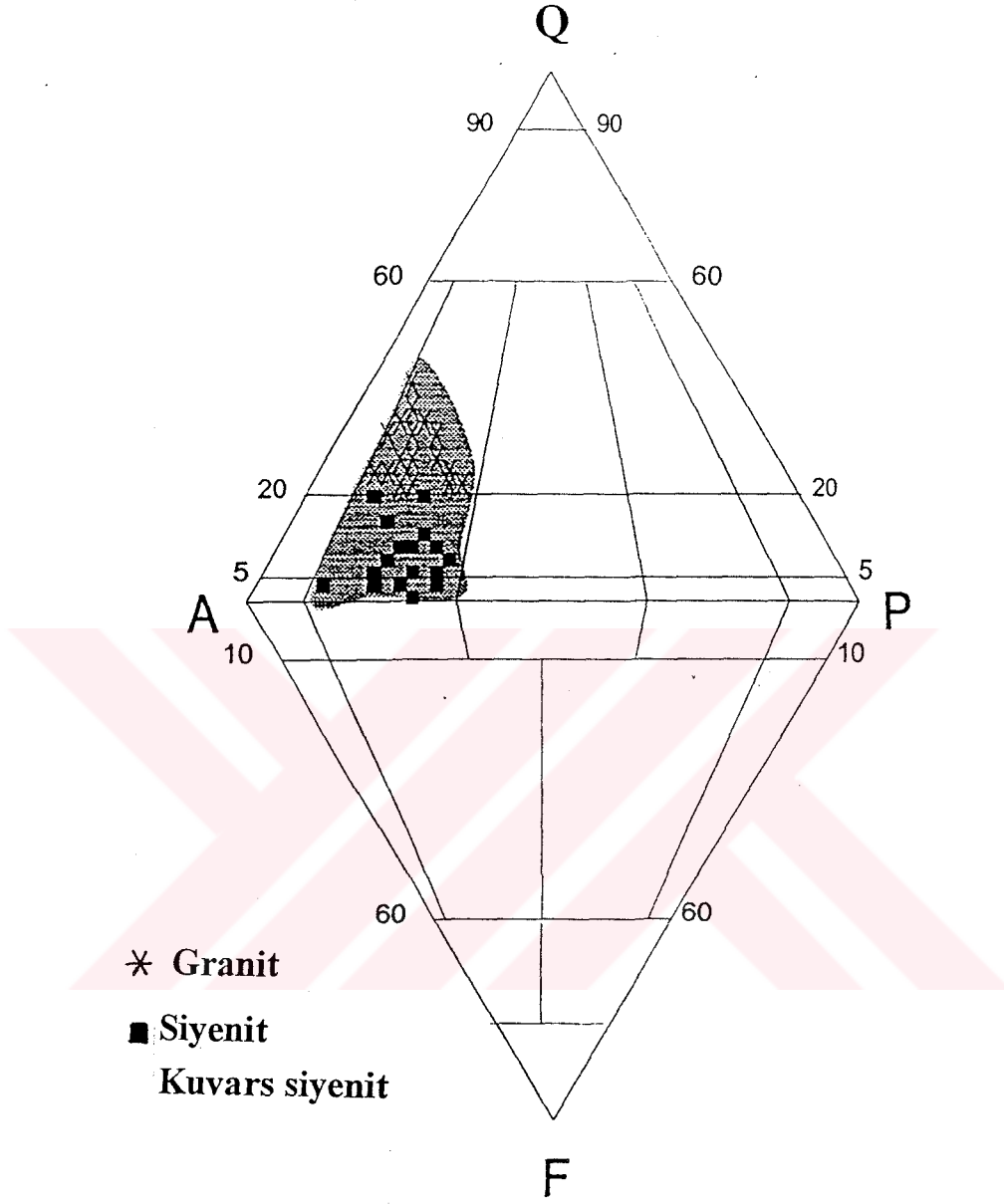


Foto 4.14. Bayramali granitoyitinin mikroskoptaki görünümü (Büyütme: 2.5×10 , Çift Nikol).

Çizelge 4.1. Bayramali granitoyiti ve Ağıldere siyenitoyiti kaya örneklerinin modal mineralojik bileşimleri

Lokasyon	Kaya Adı	Plj	Alk. Feld.	Ku.	Amf.	Bi.	Ti.	Op. Min	Mus.	Ap.	Pir.	Ep.	Ka.	Klo.	Zi.	Q	A	P
Ortaköy	Granit	8.7	35.8	39.4	2	11.1	1	1	0	0.2	0	0.4	0.2	0	0	46.41	42.17	11.43
Ortaköy	Granit	1	40	41	3	13	1	1	0	0	0	0.3	0	0	0	60	48.78	1.22
Ortaköy	Granit	5.4	47.3	28.5	1	14	2	0	0	0.2	0	0.8	0.4	0.5	0.2	36.10	68.28	6.66
Ortaköy	Granit	11.3	48	28	2	10	0.5	0	0	0.1	0	0.1	0	0	0	32.07	54.58	12.94
Ortaköy	Granit	14.7	56.2	20	2.1	6.2	1	0.1	0	0	0	0.1	0	0	0	22	61.93	16.17
Ortaköy	Granit	13	53	18	1	13	0.6	0.1	0	0	0	1.2	0.3	0	0.1	21.43	63.10	15.48
Ortaköy	Granit	17	55	18	2	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0.1	20	61.11	15.89
Ortaköy	Granit	18	48	19	3	9	1.9	0.3	0	0	0	0.6	0	0.8	0	22.36	66.47	21.18
Ortaköy	Granit	14	54	22	2	7	0.2	0.1	0	0.2	0	0	0.6	0	0	24.44	66.00	15.66
Ortaköy	Granit	12	54	18	3	11	0.4	0.1	0	0	0	0.3	0	0.3	0.1	22.35	63.53	14.12
Ortaköy	Granit	15	48	25	2	10	0	0	0	0.1	0	0	0	0	0	28.41	64.66	17.05
Ortaköy	Granit	17	51	21	1	8	2	0.1	0	0	0	0.1	0	0	0	23.60	67.30	19.10
Ortaköy	Granit	14	48	21	2	14	1	0.2	0	0.3	0	0.3	0	0	0	26.30	67.83	16.87
Ortaköy	Granit	13	51	25	3	8	0.2	0	0	0	0	0	0	0	0	28.03	67.30	14.81
Ortaköy	Granit	18	45.5	23	1	12	0	0	0	0	0	0.2	0	0.3	0	26.59	62	20.81
Ortaköy	Siyenit	27	53	7	0	12	1	0	0	0	0	0.2	0	0	0	5.06	60.52	31.03
Ortaköy	Siyenit	22	55	7	0	13	2	0	0	0	0	1	0	0	0	8.33	60.48	29.19
Ortaköy	Ku.Siy	22	57	15	0	6	0.3	0	0	0	0	0.1	0	0.4	0	16.99	60.64	23.40
Ortaköy	Siyenit	17	55	11	0	11	0.2	0.1	0	0	0	0	0	6.4	0	13.26	60.27	20.48
Ortaköy	Ku.Siy	20	52	18	0	9	0.6	0.2	0	0	0	0	0.2	0.2	0.1	20	67.78	22.22
Ortaköy	Ku.Siy	14	51	23	0	10	1	0	0	0.1	0	0	0.1	0	0	19.60	66.06	21.38
Ortaköy	Siyenit	23	60	9	0	8	0	0	0	0	0	0.4	0	0	0.1	9.78	65.22	25.00
Ortaköy	Ku.Siy	18	54	17	0	11	1.5	0	0	0	0	0.1	0.3	0	0	19.54	62.7	18.39
Ortaköy	Siyenit	15	54	14	0	13	0.8	0.1	0	0	0	1	0	0	0	19.18	63.18	17.66
Ortaköy	Ku.Siy	16	53	17	0	14	0	0.1	0	0	0	1	0	0.5	0	20	62.36	17.86
Ortaköy	Ku.Siy	19	56	17	0	5	1.5	0	0	0	0	1.2	0	0.1	0	19.48	60.87	20.66
Ortaköy	Ku.Siy	13	53	19	0	5	0	0	0	0	0	0	0.1	0	0.1	20	67.51	20.48
Ortaköy	Ku.Siy	12	62	17	0	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	18.98	68.13	13.10
Ortaköy	Siyenit	20	54	14	0	12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	15.51	61.36	22.73
Ortaköy	Siyenit	19	59	15	0	7	0.1	0.2	0	0.1	0	0	0	0	0	16.13	63.44	20.43
Ortaköy	Siyenit	22	56	10	0	11	0	0	0	0	0	0.8	0	0	0	11.30	63.94	25.00

Kısaltmalar: Plj: Plajiyoklas, Alk Feld.: Alkali feldspat, Ku: Kuvars, Anf: Amfibol, Bi: Biyotit, Ti: Titanit, Op. Min: Opak mineral, Mu: Muskovit, Ap: Apatit, Pir: Piroksen, Ep: Epidot, Ka: Kalsit, Klo: Klorit, Zi: Zirkon, Ku Siy: Kuvars siyenit



Şekil 4.1 Ortaköy granitoyiti ve Ağıldere siyenitoyiti kaya örneklerinin QAP diyagramındaki konumları

Biyotit hemen her örnek içinde en yaygın gözlenen mafik mineraldir. Açık sarı, koyu kahverengi pleokroyizma rengi ve paralel sönmesi ile karakteristiktir. Levhamsı ve yer yer diğer minerallerin aralarında bıçağımsı şekillerde gözlenmektedir. Hornblend, biyotitten sonra en yaygın bulunan mafik bileşendir. Yarıözşekilli, prizmatik bileşenler halinde gözlenmektedir. Yeşil renkli pleokroyizması ve kafa kesitlerindeki baklava dilimi şeklindeki dilinim izleri tipiktir.

Tali bileşenlerden titanitler açık kahverengi renkli, özşekilli ve yüksek röliyepli bileşenlerdir. Epidot ve kalsit mineralleri ikincil olarak daha çok feldspat minerallerinin kırık ve çatlaklarında gözlenmektedir.

Tüm feldspat grubu minerallerde serisitleşme türü alterasyon gelişmiştir. Biyotit ve hornblend minerallerinde ise dilinim izleri boyunca veya kenarlarından itibaren kloritleşme türü alterasyon izlenmektedir.

4.1.3.2 Bahçalıdere riyoliti

Bej, açık krem renkli olan birim, el örneğinde tipik afanitik dokuya sahiptir. Mikroskop altında porfirik doku tipik olarak gözlenir (Foto 4.15).



Foto 4.15. Kenarları yuvarlatılmış ve körfez şekilli oyuntulara sahip kuvars (Büyütme: 4×10 , Çift Nikol). Hamur: Mikrokristalin kuvars, feldspat ve kil minerallerinden oluşmaktadır.

Fenokristalleri teşkil eden kuvarsların kenar ve köşeleri yuvarlatılmış veya kemirilmiştir. Mineralde küçük körfezcikler ortaya çıkmıştır. Sanidin yer yer gözlenen açık renkli diğer mineraldir. Hamur mikrokristalin kuvars ve feldspat minerallerinden oluşmaktadır. Ayrıca hamurda ileri derecede killeşme gözlenmektedir.

4.1.3.3 Ağıldere siyenitoyiti

Yeşilimsi gri, yeşil ve pembe renklerde gözlenen birim, fanaritik doku özelliği sunmaktadır. Ağıldere siyeniti alkali feldspat siyenit bileşimli damar kayaları tarafından kesilmektedir.

Siyenitler mikroskop altında holokristalin tanesal dokuludur. Ortoklaz, plajiyoklaz, mikroklin, kuvars ve biyotit ana mineral bileşimini oluşturmaktadır. Titanit, epidot ve opak mineraller tali bileşenlerdir.

Modal mineralojik bileşime göre Ağıldere siyenitoyiti kaya örnekleri siyenit, kuvars siyenit aralığına düşmektedir (bkz. Şekil 4.1). Alkali feldspatların çoğunu ortoklazlar oluşturur (Foto 4.16).



Foto 4.16. Ağıldere siyenitoyitinin mikroskoptaki görünümü
(Büyütme: 4×10, Çift Nikol).

Pertitik doku hemen tüm ortoklaz minerallerinde yaygın olarak gözlenmektedir. Diğer alkali feldspatlardan mikroklinler daha az oranlarda bulunmaktadır. Tipik kafes ikizi yapısı ile kolayca tanınır. Plajiyoklazlar prizmatik şekilli olup oligoklaz bileşimindedir. Zonlu doku ve albit ikizlenmesi ile karakteristiktir. Biyotitler yassı levhamsı ve paralel sönmesiyle tipiktir. Yer yer bıçağımsı şekilli biyotitlere de raslanılmaktadır. Sarı, kahverengi plokroyizması çok belirgindir. Tali bileşenlerden titanitler özşekilli ve yüksek röliyeftir. Epidotlar ikincil mineraller halinde gözlenir.

4.1.3.4 Sıtma siyenit porfiriti

Siyenitik kütlelerin apofizlerini teşkil eden bu kayalar el örneğinde açık kahverenkli, kahverenkli olarak gözlenir. Porfiro afanitik doku belirgindir. 5 mm uzunluğa varan plajiyoklaz mineralleri fenokristalleri teşkil eder.

Porfiro siyenitler mikroskop altında tipik porfirik dokulu olarak görülür. Plajiyoklazlar ve ortoklazlar fenokristaller halindedir (Foto 4.17).



Foto 4.17. Sıtma siyenit porfirisinin mikroskoptaki görünümü
(Büyütme: 4×10, Çift Nikol).

Ancak plajiyoklaz fenokristallerinin oranı daha fazladır. Hamur tamamen plajiyoklaz mikrolitlerinden oluşmaktadır. Mikrolitlerde yer yer akma dokusuna benzer zayıf yönelmeler gelişmiştir. Hamuru oluşturan bileşenler arasında cam yoktur. Hamura genelde pilotaksitik doku hakimdir.

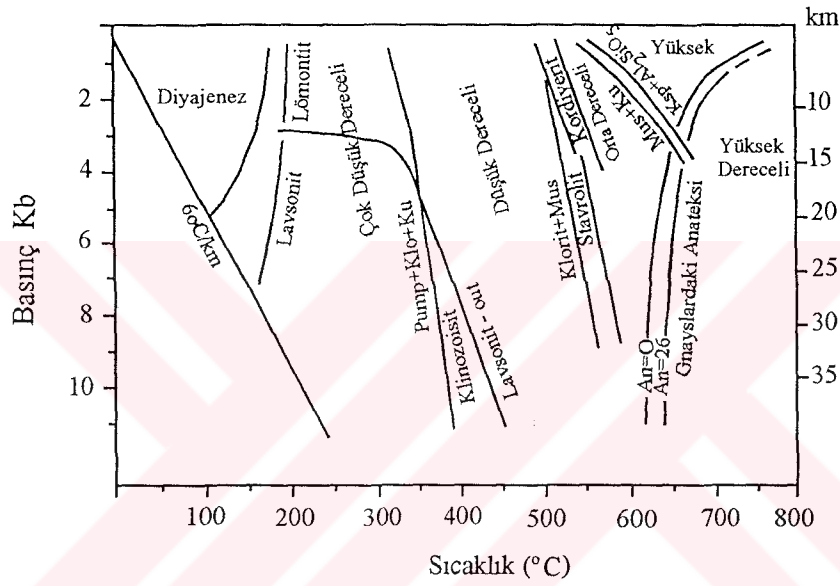
Serisitleşme tüm feldspatlarda yaygın olarak gelişmiştir. Çok yaygın olarak gelişen bir diğer bozunma türü karbonatlaşmadır. Bütün fenokristaller ile hamuru oluşturan mikrolitler kalsit tarafından ornatılmış, fenokristallerin çoğunda iskelet dokusu ortaya çıkmıştır.

4.1.3.5 Ağbaba plato bazaltı

Mikroskop altında başlıca; plajiyoklas+klinopiroksen+epidot+opak mineral den oluşmaktadır. Birbirini keser engeller konumlu plajiyoklas çubukları 24-26 derecelik sönme açısına sahip olup labrador bileşimindedir. Ojitler yüksek röliyefi ve canlı girişim rengi ile tanınır. Plajiyoklaslarda bozunma sonucu sosuritleşme gelişmiştir. Ojit fenokristallerinde kenarlardan itibaren iddingsitleşme gelişmiştir. Kaya mikroskobik olarak ojit bazalt olarak adlandırılmıştır.

5.METAMORFİZMA

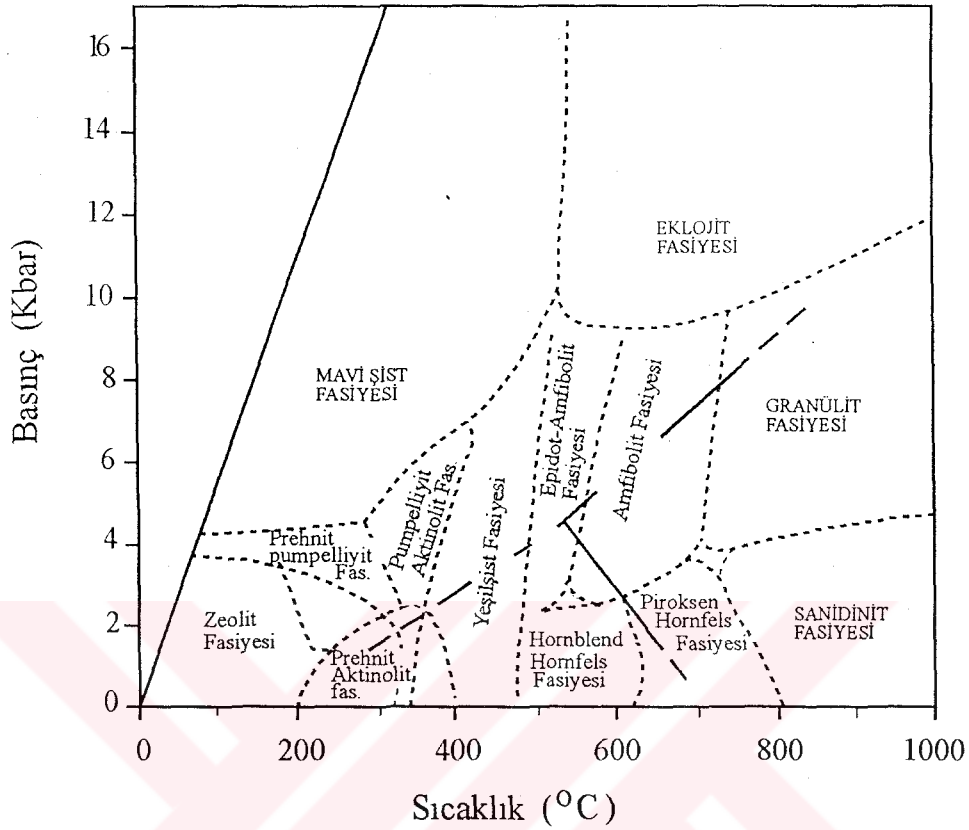
İnceleme alanında bölgesel ve kontakt metamorfizma olmak üzere iki farklı metamorfizma gelişmiştir. Pelitik, metabazik ve metaultramafik kökenli kayalarda tespit edilen karakteristik mineral toplulukları yardımıyla yörede etkili olan bölgesel metamorfizmanın düşük, orta ve yüksek dereceli bölümlerinin geliştiği belirlenmiştir (Şekil 5.1).



Şekil 5.1. Metamorfizma derecelerinin ısı-basınç diyagramındaki konumları (Winkler, 1979' dan alınmıştır)

Çalışma alanında metamorfizma; yeşilşist fasiyesinin düşük sıcaklık zonundan, amfibolit fasiyesi yüksek sıcaklık zonuna kadar geniş bir ısı-basınç aralığında gelişmiştir (Şekil 5.2).

Bozçaldağ metakarbonatı, Kargasekmez kuvarsiti ve Kızılkaya metaultramafitinin yeşilşist fasiyesi düşük sıcaklık zonunda, Karanidere metamorfitinin yeşilşist fasiyesi yüksek sıcaklık zonu ve amfibolit fasiyesi düşük sıcaklık zonunda, Kulatderesi ve Aşağıçulhalı metamorfitinin amfibolit fasiyesi yüksek sıcaklık zonunda metamorfizma geçirdiği belirlenmiştir.



Şekil 5.2. Farklı ısı-basınç şartlarında ortaya çıkan metamorfik fasiyeslerin P-T diyagramındaki konumları (Barker, 1990' dan alınmıştır).

Bölgesel metamorfik kayalarda metamorfizmanın ısı/basınç şartlarını belirleyecek indeks metamorfik mineraller belirlenmesine rağmen, yoğun tektonizma nedeniyle, metamorfizmanın hangi yöne doğru arttığı veya azaldığını işaret edecek mineral izogradlarını çizmek mümkün olmamıştır. Metamorfizma derecesinin genel olarak kuzeyden güneye doğru azalması, Neotektonik dönemde gelişen bindirme sistemlerinden kaynaklanmaktadır. Neotektonik dönemde kuzeyden güneye doğru gelişen bindirme tektoniği nedeniyle yüksek metamorfizma dereceli kesimler, düşük metamorfizma derecesine sahip kesimlere üzerlemiştir. İnceleme alanında amfibolit fasiyesi kayaları kuzeyde, yeşilist fasiyesi kayaları ise güneyde yer almaktadır (Ek 4. Fasiyes haritası).

Akdağmadeni metasedimanter birimlerinin metamorfizması ilerleyen karakterde, yeşilşist fasiyesi ve amfibolit fasiyesi koşullarında geliştiğinden; birimlerin metamorfizma özellikleri de düşük dereceli metamorfizmadan yüksek dereceli metamorfizmaya doğru ilerleyen/artan bir düzen içerisinde sunulacaktır.

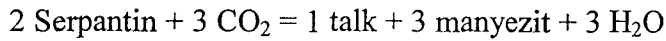
5.1 Bölgesel Metamorfizma

5.1.1 Yeşilşist fasiyesi (Düşük Sıcaklık Zonu)

İnceleme alanında yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçiren farklı kökenli kayalardaki karakteristik mineral parajenezleri yardımıyla yeşilşist fasiyesinin düşük sıcaklık ve yüksek sıcaklık zonları tanımlanmıştır. Ancak çok düşük dereceli metamorfizmayı yansıtan prehnit, pumpellyit, pirofillit veya stilpnomelan gibi karakteristik mineraller gözlenmemiştir. Pelitik, metabazik ve metaultramafik kayalarda çok düşük dereceli metamorfizmanın yüksek sıcaklık zonundan, düşük dereceli metamorfizmanın düşük sıcaklık zonuna geçişi/sınırı yansıtan mineral toplulukları belirlenmiştir.

5.1.1.1 Ultramafik kökenli kayalar

Ultramafik kayaların içine çok düşük CO₂ içeriğine sahip suların girmesiyle, peridotitler krizotil, lizardit ve antigorit minerallerini içeren serpantinitlere dönüşmektedir. Silis içeren serpantinitlerde bu dönüşümle

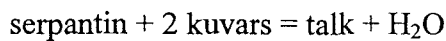


reaksiyonu gerçekleşir.

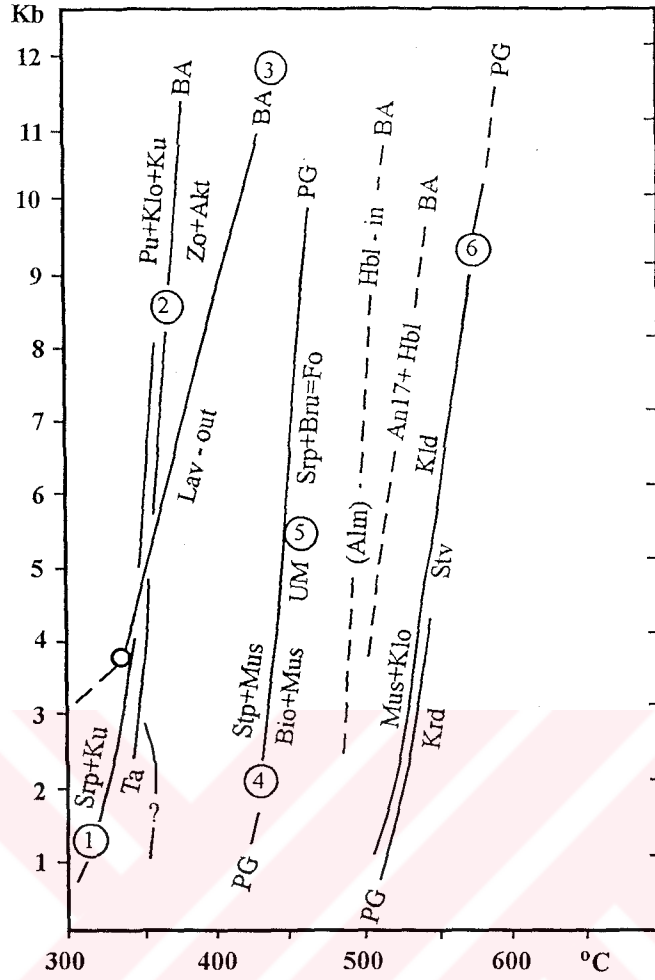
Serpantin + Kuvars + Talk, ve

Serpantin + Kuvars + Talk + Manyezit

mineral topluluğu metamorfizmada sıcaklık ve basınç şartlarını işaret eden önemli petrojenetik reaksiyonlardır. Bu reaksiyonlar çok düşük dereceli metamorfizma ile düşük dereceli metamorfizmanın sınırını belirler.



reaksiyonunun izoreaksiyon-grad eğrisi 1 numaralı eğri ile gösterilmiştir (Şekil 5.3).



Şekil 5.3. Düşük dereceli metamorfizmada izoreaksiyonların konumları (Winkler, 1979' dan sadeleştirilmiştir). Srp: Serpantin, Ku: Kuvars, Ta:Talk, Pu:Pumpellyit, Klo:Klorit, Zo:Zoizit, Akt:Aktinolit, Lav:Lavsonit, Stp:Spilpmomelan, Mus:Muskovit, Bio:Biyotit, Bru:Brusit, Fo:Forsterit, Alm:Almandin, Hbl:Hornblend, Krd:Kordiyerit, Stv:Stavrolit, Kld:Kloritoyit PG:Petlik kayalar ve Grovak, BA:Bazalt ve Andezit, UM:Ultramafik kayalar.

İnceleme alanında ultramafik kökenli Kızılkaya metaperidotitinde;

Serpantin, Serpantin + Talk ve Serpantin + Talk + Manyezit mineral topluluğu içeren kaya türleri yer almaktadır (Foto 5.1).



Foto 5.1. Kızılkaya metaperidotitinde gözlenen manyezit+talk+serpantin parajenezi (Büyütme: 4×10, Çift Nikol). Mz:manyezit

5.1.1.2 Metabazik kökenli kayalar

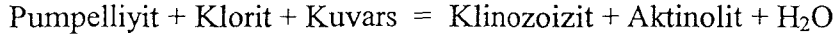
Metabaziklerde çok düşük dereceli metamorfizma ile düşük dereceli metamorfizma arasındaki sınır/geçiş Winkler (1979)'a göre aşağıdaki mineral dönüşümleri ile gerçekleşmektedir:

1. Lavsonitin ortadan kalkarak zoizit veya klinozoizitin oluşması
2. Klorit ve kuvarsın reaksiyona girmesiyle pumpellyitin ortadan kalkması, aktinolit yerine klinozoizitin ortaya çıkması (bkz. Şekil 5.3).

Yukarıdaki mineral dönüşümleri ile zoizit ve klinozoizit ilk olarak ortaya çıkmaktadır. Bu mineraller metabazik kökenli kayalarda düşük dereceli metamorfizmanın başladığını işaret eden karakteristik minerallerdir. Jenkins et al (1984), zoizitin klinozoizite göre daha yüksek sıcaklıklarda oluştuğunu ifade etmişlerdir.

Metabazik kökenli kayalarda çok düşük dereceli metamorfizmadan düşük dereceli metamorfizmaya geçiş pumpellyitin ortadan kalkması, yerine klinozoizitin

ortaya çıkması ile yeşilşist fasiyesi başlamaktadır. Çoğunlukla bu değişim aşağıdaki reaksiyonla gerçekleşir;



Eğer ortamda yeterli Fe varsa klinozoit yerine demirce zengin epidot oluşur. Bu durumda pumpellyitin gözlenmemesi çok düşük dereceli metamorfizma ile düşük dereceli metamorfizmanın sınırını belirler. Winkler (1979) yukarıdaki reaksiyonun fiziksel şartlarının

2.5 kb ve $345 \pm 20^\circ \text{C}$

4 kb ve $350 \pm 20^\circ \text{C}$

7 kb ve $370 \pm 20^\circ \text{C}$

olduğunu ifade etmiştir. Yukarıdaki reaksiyon 2 numaralı eğri ile temsil edilmektedir (Bkz. Şekil 5.3).

Bu reaksiyonla çok düşük dereceli metamorfizmadan düşük dereceli metamorfizmaya geçilmektedir. Düşük dereceli metamorfizmada aktinolit, klorit, epidot/klinozoit, mineral topluluğuna albit ve kuvarsın eşlik ettiği, bunun yanında biyotit, stilpnomelan, daha az oranda fengit ve kalsit de bulunabileceği ifade edilmiştir (Winkler, 1979).

Lavsonit içermeyen kayalarda ise;

klinozoit + aktinolit + klorit + kuvars

mineral topluluğu düşük dereceli metamorfik kayaların karakteristik mineral topluluğudur. Ayrıca pumpellyit veya prehnittin bulunmaması, yeşilşist fasiyesinin başladığını işaret eder (Winkler, 1979).

İnceleme alanında metabazik kökeni yansıtan kayalarda;

Albit + Klorit + Aktinolit + Epidot / Klinozoit + Kuvars + Kalsit

mineral topluluğu belirlenmiştir. Epidot, klorit ve klinozoit birbiriyle dokanak halinde gözlenmektedir (Foto 5.2). Klinozoit tipik mavi girişim rengiyle kolayca tanınmaktadır (Foto 5.3). Bu topluluk yeşilşist fasiyesinin düşük sıcaklık zonunu tanımlamaktadır.



Foto 5.2. Karanidere metamorfiti metabazik kökenli kayalarda gözlenen Klorit+aktinolit+epidot/klinozoizit+albit+kuvars+kalsit parajenezi (Büyütme: 4×10, Çift Nikol). Ep:epidot, klo:klorit, akt:aktinolit

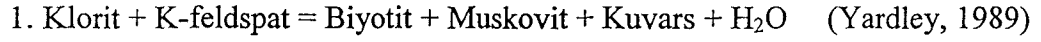


Foto 5.3. Karanidere metamorfiti metabazik kökenli kayalarda gözlenen Klinozoizit minerali (Büyütme: 4×10, Çift Nikol).

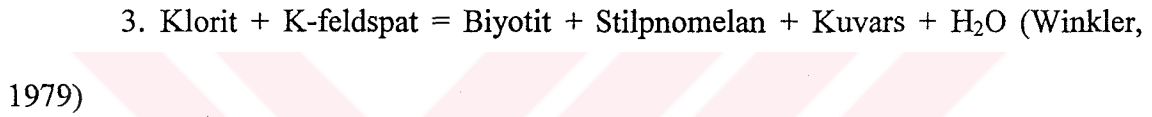
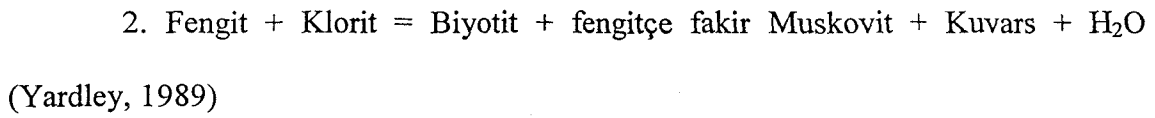
5.1.1.3 Pelitik kökenli kayalar

Yeşilşist fasiyesinin düşük sıcaklık zonunda pelitik kökenli kayalarda biyotit minerali ortaya çıkmaktadır. Biyotit oluşturan reaksiyonlar aşağıda verilmiştir.

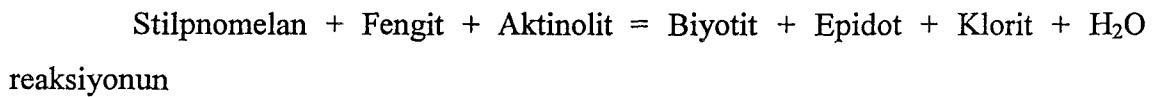
Grovak gibi gerçek pelitik olmayan kayalarda K-feldspatlar detritik kökenli olup klorit ile reaksiyonu sonucunda biyotit oluşabilmektedir



K-feldspat eksikliği olan gerçek pelitik kayalarda ise biraz daha yüksek sıcaklıklarda fengit ve klorit reaksiyona girerek biyotiti oluşturmaktadır (Yardley, 1989).



Aynı araştırmacı (5) numaralı

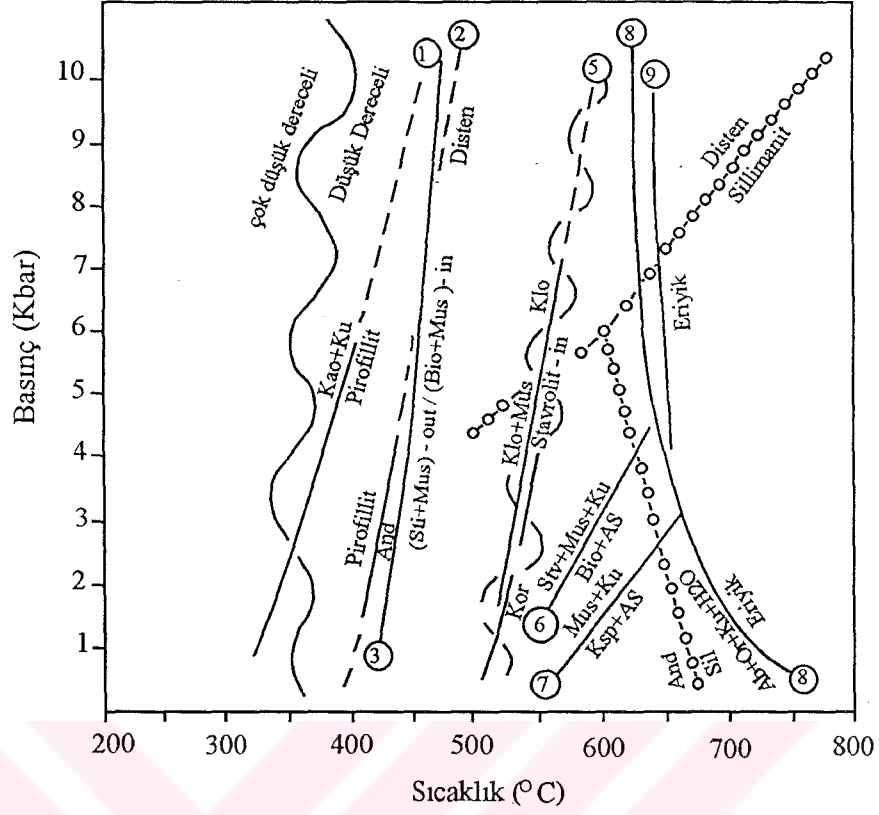


1 kb basınç ve 430° C

4 kb basınç ve 445° C $\pm 10^\circ$ C

7 kb basınç ve 460° C $\pm 10^\circ$ C

ısı, basınç şartlarında meydana geldiğini ifade etmiştir. Bu reaksiyon Şekil 5.4' de 3 numaralı eğri ile gösterilmiştir.



Şekil 5.4. Pelitik kayalardaki metamorfik reaksiyonlar (Winkler, 1979).

Kao:Kaolinit; Ku:Kuvars; And:Andaluzit; Sti:Stilpnomenan; Mus: Muskovit; Bio:Biyotit; Klo:Klorit, Stv:Stavrolit; Ksp:K-feldspat AS:Al₂SiO₅; Sil:Sillimanit.

3 numaralı eğri '(stilpnomenan + muskovit) -out / (biyotit + muskovit) -in' izoreaksiyon-grad' ını tanımlamaktadır.

5 numaralı reaksiyon stilpnomenanın üst duraylılık sınırını işaret etmektedir. Bu reaksiyonda muskovitin varlığında stilpnomenan ortadan kalkmakta bunun yerine biyotit ortaya çıkmaktadır. Biyotit zonunda fengit, kuvars, albit ve kalsit mineralleri de gözlenmektedir.

İnceleme alanında Karanidere metamorfizminin yeşilşist fasiyesi biyotit zonunu karakterize eden aşağıdaki mineral parajenezleri belirlenmiştir.

Yeşil biyotit + K-feldspat + Albit + Muskovit + Kuvars (Foto 5.4, Foto 5.5)

Biyotit + Epidot / Klinozoizit + Muskovit + Albit + Kuvars (Foto 5.6, Foto 5.7)

Yeşil biyotit + Granat (spessartin) + Fengit + Albit + Kuvars (Foto 5.8, Foto 5.9)

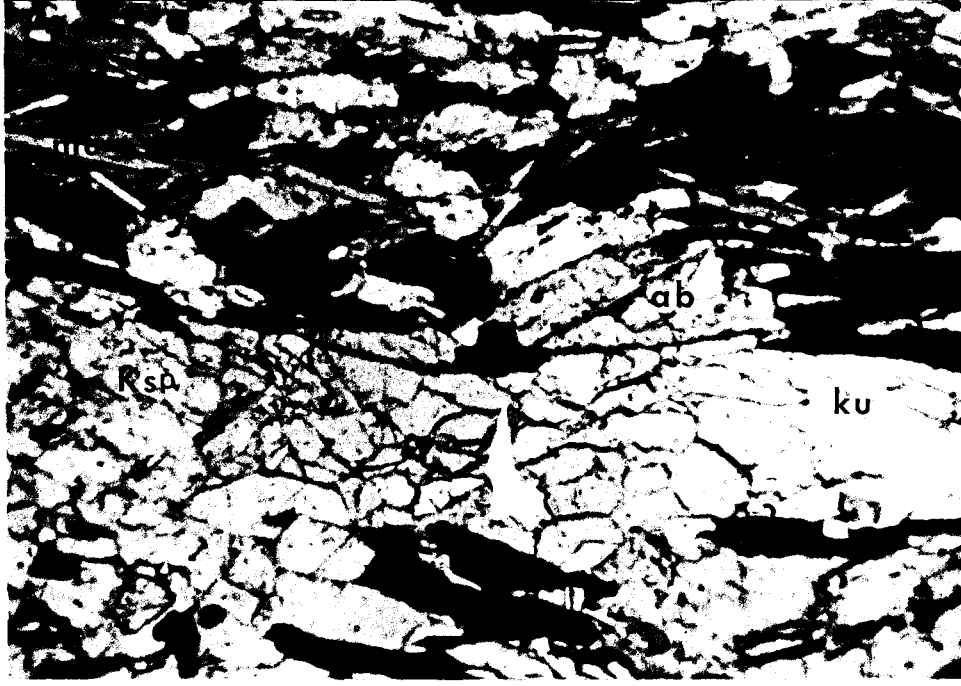


Foto 5.4. Karanidere metamorfitinde gözlenen
Yeşil biyotit + K-feldspat + Albit + Muskovit + Kuvars parajenezi
(Büyütme: 4×10, Tek Nikol). Ksp:K-feldspat, ab:albit, mu:muskovit
ku:kuvars

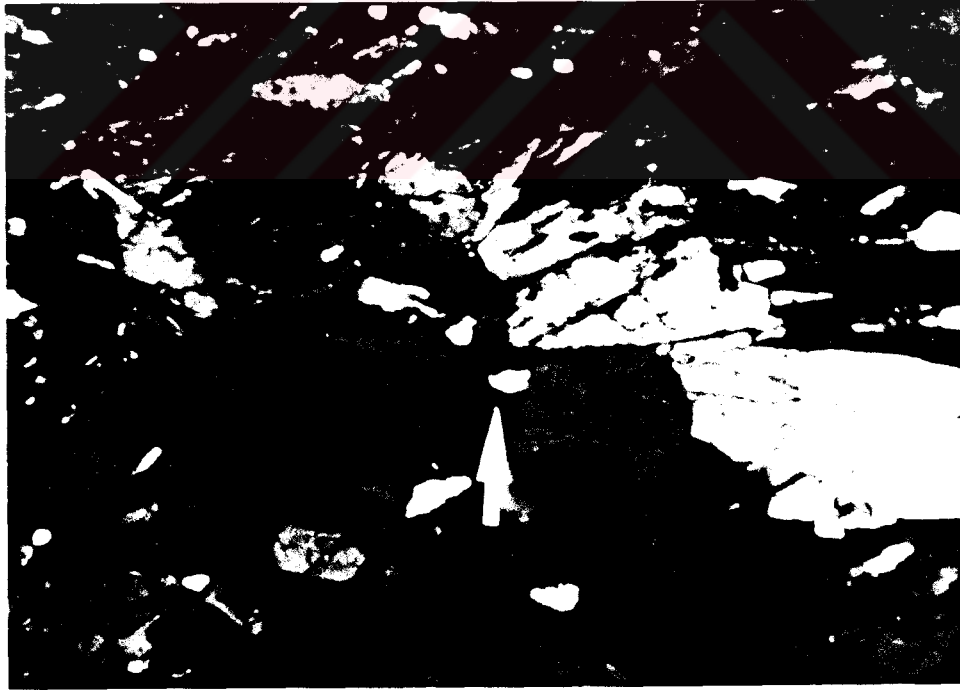


Foto 5.5. Karanidere metamorfitinde gözlenen
Yeşil biyotit + K-feldspat + Albit + Muskovit + Kuvars parajenezi
(Büyütme: 4×10, Çift Nikol).



Foto 5.6. Karanidere metamorfitinde gözlenen
Biyotit + Epidot / Klinozoizit + Muskovit + Albit + Kuvars parajenezi
(Büyütme: 4×10, Tek Nikol). Bi:biyotit, ep:epidot, ab:albit, mu:muskovit



Foto 5.7. Karanidere metamorfitinde gözlenen
Biyotit + Epidot / Klinozoizit + Muskovit + Albit + Kuvars parajenezi
(Büyütme: 4×10, Çift Nikol). Bi:biyotit, ep:epidot, ab:albit, mu:muskovit

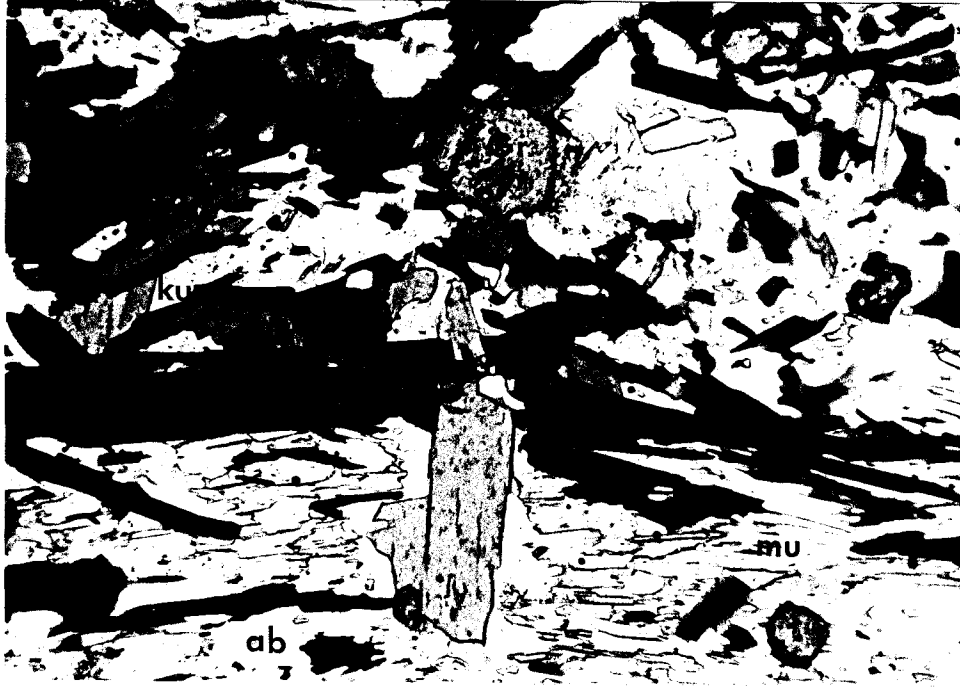


Foto 5.8. Karanidere metamorfitinde gözlenen
Yeşil biyotit + Granat (spessartin) + Muskovit + Albit + Kuvars parajenezi
(Büyütme: 4×10, Tek Nikol). Gr:granat, mu:muskovit, ab:albit, ku:kuvars



Foto 5.9. Karanidere metamorfitinde gözlenen
Yeşil biyotit + Granat (spessartin) + Muskovit + Albit + Kuvars parajenezi
(Büyütme: 4×10, Çift Nikol). Gr:granat, mu:muskovit, ab:albit, ku:kuvars

Biyotit zonunda yer alan biyotitlerin yeşil, yeşil-kahverengi ve kızılımsı kahverengi pleokroyizma renginde oldukları gözlenmektedir. Biyotit zonunun nispeten daha düşük sıcaklık aralığında Fe (demir) bakımından zengin olan yeşil renkli biyotitler, sıcaklığın biraz daha arttığı zonlarda kahverenkli, kızıl-kahverenkli Mg (magnezyum) bakımından zengin biyotitlere geçiş göstermektedir.

Karanidere metamorfitinin biyotit zonunu temsil eden kayalarda yeşil, yeşil-kahverenkli biyotitlere ince taneli, pembemsi renkli granat mineralleri eşlik etmektedir. Manganca zengin sedimanların düşük dereceli metamorfizması sonucunda oluşan manganca zengin spessartin türü granatlar ince kesitlerde genellikle ince taneli bileşenler halinde gözlenmektedir (bkz. Foto 5.8, 5.9).

Karanidere metamorfitinin yeşilşist fasiyesi yüksek sıcaklık zonunu ve düşük amfibolit fasiyesini temsil eden kesimlerinde granatların modal miktarları artmakta, tane boyu ise irileşmektedir

Belirlenen mineral toplulukları;

Yeşil biyotit + Granat (spessartin) + Muskovit + Albit + Kuvars

Yeşil-kahverengi biyotit + Granat (spessartin) + Muskovit + Albit + Kuvars dır

Granatın bileşimini belirlemek amacıyla herhangi bir mikrokimyasal analiz yapılamamıştır. Ancak yaklaşık 425 - 450° C bir oluşum sıcaklığına sahip olan biyotit ile granat grubu minerallerden spessartinin yaklaşık aynı oluşum sıcaklığına sahip olduğu ifade edilmiştir (Barker, 1990). Bu sıcaklık aralığında spessartince zengin granat mineralleri, yeşilşist fasiyesi şartları altında oluşabilmektedir (Barker, 1990). Yukarıda verilen sıcaklık aralığı ile biyotitinin olduğu sıcaklık aralığı arasında bir uyum gözlenmektedir.

Spessartin türü granat oluşumları Kırşehir masifinden de bilinmektedir. Erkan (1978 b), granat minerallerinin kimyasal bileşimiyle metamorfizma arasındaki ilişkileri incelediği araştırmasında % MnO içeriğinin I. Metamorfizma zonundan III. Metamorfizma zonuna doğru azaldığını belirtmiştir. Granatların kayadaki modal miktarları ile Mn içeriği arasında azalan/negatif bir ilişkinin varlığını ortaya koymuştur. Yüksek Mn içeriğine sahip granatların kayada daha az ve küçük kristaller halinde bulunmasına karşılık, düşük Mn içeriğine sahip granatlar kayada daha çok ve iri kristaller halinde yer aldıklarını vurgulamıştır. I. Metamorfizma zonundaki granat

minerallerinin spessartin türü oldukları ve metamorfizmanın yeşilşist fasiyesi yüksek sıcaklık zonunu temsil ettiği ifade edilmiştir.

Bu veriler ışığında yeşil, yeşil-kahverenkli biyotitlerle birlikte parajeneze katılan granatların, spessartince zengin granatlar olduğu ifade edilebilir.

5.1.2 Yeşilşist fasiyesi (Yüksek Sıcaklık Zonu)

İnceleme alanında Karanidere metamorfiti içerisinde pelitik ve metabazik kökenli kayalarda granat zonunu işaret eden mineral parajenezleri ve mineral dönüşümleri belirlenmiştir.

5.1.2.1 Pelitik kökenli kayalar

Pelitik kayalarda yeşilşist fasiyesinin yüksek sıcaklık zonu almandin granatın ilk olarak ortaya çıkmasıyla tanımlanmaktadır. Almandince zengin granat, almandin bileşeni baskın olan, daha az miktarlarda (yaklaşık %10) pirop, grossular ve spessartin bileşenlerini içeren, kompleks bir katı çözelti mineralidir (Barker, 1990). Almandin granatın oluşması, sıcaklığın 480-500° C ulaşmasıyla gerçekleşmektedir. Daha düşük sıcaklıklarda almandin granat oluşmamaktadır. Bu nedenle pelitik kayalarda yeşilşist fasiyesinin yüksek sıcaklık zonu almandin türü granatların ortaya çıkmasıyla belirlenmektedir. Aynı zamanda pelitik kayalardaki 'Granat zonu' almandince zengin granatın ilk olarak ortaya çıkmasıyla tanımlanmaktadır. Bu zonun karakteristik mineral topluluğu;

Almandin + klorit + biyotit + muskovit + kuvars dır (Yardley, 1989).

Pelitik kökenli kayalarda almandin granat aşağıdaki reaksiyonlarla oluşmaktadır.

Klorit + muskovit = granat + biyotit + kuvars + H₂O (Yardley, 1989)

Klorit + muskovit + kuvars = almandin granat + biyotit + H₂O (Ehlers ve Blatt, 1982; Winkler, 1979)

Klorit + muskovit + epidot = almandin granat + biyotit + H₂O (Winkler, 1979)

Demirce zengin klorit + muskovit + kuvars = almandin granat + biyotit + $\text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{H}_2\text{O}$ (Winkler, 1979).

Karanidere metamorfizminin pelitik kökenli kayalarla temsil edilen kesimlerinde yeşilşist fasiyesi yüksek sıcaklık zonu kayaları ile amfibolit fasiyesi düşük sıcaklık zonundaki kayalar içerisinde almandin granatlar, dikkati çeken büyüklüklerde, pembemsi renkli ve yaklaşık 0.5-1 cm büyüklüğe ulaşan iri porfiroblastlar halinde gözlenmektedir. Aynı birimin yeşilşist fasiyesi yüksek sıcaklık zonunda;

Kızıl-kahverenkli biyotit + granat(almandin) + muskovit + kuvars

mineral parajenezi belirlenmiştir. Yukarıdaki mineral topluluğunun;

Klorit + muskovit + kuvars = almandin granat + biyotit + H_2O (Winkler, 1979)

reaksiyonu ile oluştuğu ifade edilebilir.

5.1.2.2 Metabazik kökenli kayalar

Metabazik kökenli kayalarda yeşilşist fasiyesinin düşük sıcaklık zonundan, yüksek sıcaklık zonuna geçiş, belirli minerallerdeki dönüşümlerle tanımlanmaktadır Aktinolit, mavi-yeşil hornblend; albit oligoklaza dönüşmektedir. Metabazik kayalardaki 'epidot-amfibolit' fasiyesi, pelitik kayalardaki granat zonuna karşılık gelmektedir.

Epidot-amfibolit olarak tanımlanan kayalarda granat zonunun düşük sıcaklıklarında ($370 - 420^\circ\text{C}$);

epidot + klorit + Ca-amfibol (çoğunlukla aktinolit + hornblend) + kuvars + spinel mineral topluluğu ortaya çıkmaktadır. Granat zonunun daha yüksek sıcaklık ve basınç aralığında ise oligoklas + hornblend + epidot + rutil + kuvars + granat mineral topluluğu ortaya çıkmaktadır (Barker, 1990).

İnceleme alanında Karanidere metamorfizi metabazik kökenli kayaların granat zonunun düşük sıcaklığı temsil eden kesimlerinde;

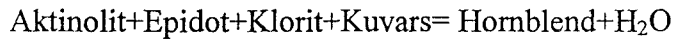
mavi-yeşil hornblend + aktinolit + epidot + albit + oligoklas + kuvars

mineral parajenezi tespit edilmiştir (Foto 5.10).



Foto 5.10. Karanidere metamorfitinde gözlenen mavi-yeşil hornblend + aktinolit + epidot + albit + oligoklas + kuvars topluluğu (Büyütme: 4×10, Tek Nikol). Hrb:hornblend, akt:aktinolit, ol:oligoklas, ab:albit

Birçok araştırmada aktinolitın mavi-yeşil hornblend ile beraber bulunduğu ortaya konmuştur (Miyashiro, 1973; Winkler, 1979). Metamorfizmada sıcaklığın yükselmesi ile yeşilşist fasiyesinin üst zonlarını karakterize eden şartlarda aktinolit, epidot, klorit ve kuvars reaksiyona girerek hornblendi oluşturmaktadır.



Bu reaksiyona katılan minerallerin kimyasal bileşimlerindeki değişiklikler, reaksiyonun sabit bir sıcaklıkta değil, bir sıcaklık aralığında geliştiği, dolayısıyla aktinolit ve hornblendin beraber bulunabileceği belirtilmiştir (Winkler, 1979).

İnceleme alanında granat zonunun yüksek ısı zonunda ise

Yeşil hornblend + oligoklas + epidot + kuvars

parajenezi belirlenmiştir (Foto 5.11).



Foto 5.11. Karanidere metamorfitinde gözlenen
Yeşil hornblend + oligoklas + epidot + kuvars parajenezi
(Büyütme: 4×10, Tek Nikol).

Hornblendlerde mavi renk tonunun azaldığı ve yeşil renkli amfibollere geçiş gösterdiği izlenmektedir.

Bazik bileşimli kayalarda hornblendin ilk defa ortaya çıkmasının basınca bağlı olmadığı ve 500° C dolayındaki sıcaklıktan itibaren oluşabileceği belirtilmektedir (Winkler, 1979).

İnceleme alanında yeşilşist fasiyesi pelitik kayalarda almandin granatın varlığı, metabazik kayalarda hornblend+aktinolit topluluğu ile hornblend mineralinin bulunması; bu fasiyesteki metamorfizma sıcaklığının 500° C dolaylarında veya üzerinde olduğunu işaret etmektedir.

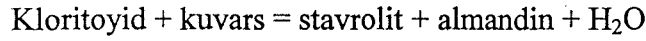
5.1.3 Amfibolit fasiyesi (Düşük Sıcaklık Zonu)

5.1.3.1 Pelitik Kökenli Kayalar

Düşük dereceli metamorfizmadan orta dereceli metamorfizmaya, amfibolit fasiyesine geçiş, pelitik kayalarda stavrolit veya kordiyeritin ilk olarak ortaya çıkmasıyla başlamaktadır (Winkler, 1979). Yeşilist fasiyesinden amfibolit fasiyesine geçişte pelitik kökenli kayalar içinde meydana gelen mineralojik değişiklikler şöyle özetlenebilir:

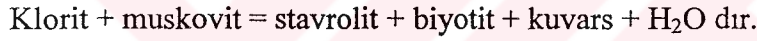
Epidot amfibolit fasiyesinin karakteristik bir minerali olan kloritoyit yüksek alüminyum, düşük kalsiyum içeriğine sahip gerçek pelitik kayalardan itibaren ortaya çıkar. Kloritoyidin bozunmasıyla stavrolit oluşmaktadır.

Bu reaksiyon;



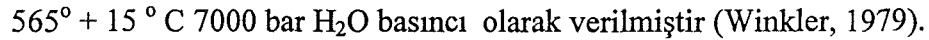
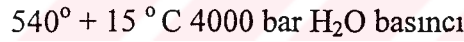
ile gerçekleşmektedir (Winkler, 1979; Yardley, 1989).

Stavrolitin oluştuğu bir diğer reaksiyon:

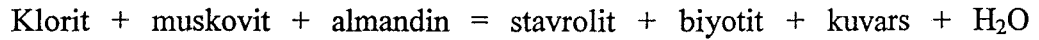


(Winkler, 1979; Ehlers and Blatt, 1982; Yardley, 1989).

Yukarıdaki reaksiyonun ısı-basınç değerleri;



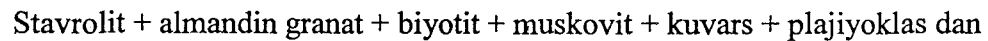
Yukarıdaki reaksiyon almandin granat içerebilir;



(Carmichael, 1969; Winkler, 1979; Ehlers and Blatt, 1982; Yardley, 1989).

Almandin + klorit + muskovit mineral topluluğu amfibolit fasiyesinin düşük sıcaklık zonunun başlangıcına kadar duraylı olarak kalmakta, fakat sonra duraylılığını yitirerek biyotit+stavrolit parajenezi oluşmaktadır. Bu topluluk amfibolit fasiyesinin düşük sıcaklık zonuna ulaşıldığını işaret eden karakteristik bir mineral topluluğudur.

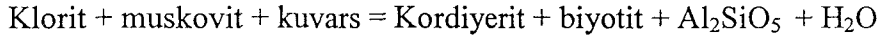
Pelitik kayalarda stavrolit zonunun karakteristik mineral topluluğu;



oluşmaktadır (Yardley, 1989).

Yukarıdaki reaksiyonlar stavrolitin belirli kimyasal bileşime sahip pelitik kayalardan itibaren oluşabileceğini göstermektedir. Winkler (1979), $Mg/(Mg + Fe)$ oranının stavrolit veya kordiyerit oluşumunda önemli olduğunu, bu oranın 0.25' den küçük olması durumunda stavrolit, büyük olması durumunda kordiyeritin oluşabileceğini ifade etmiştir.

Deneysel çalışmalar stavrolit ve kordiyeritin oluşum sıcaklığının su basıncına bağlı olmadığını göstermiştir (Winkler, 1979). Kordiyerit aşağıdaki reaksiyonla oluşmaktadır;



Bu reaksiyon

505 + 10° C 500 bar H₂O basıncı

515 + 10° C 1000 bar H₂O basıncı

525 + 10° C 2000 bar H₂O basıncı

555 + 10° C 4000 bar H₂O basıncı

şartlarında gerçekleşmektedir (Winkler, 1979).

Genel olarak yeşilşist fasiyesinden amfibolit fasiyesine geçişte metapelitlerde kloritoyid ortadan kalkmakta, muskovit ve kuvarsın varlığında klorit yok olmakta, biraz daha yüksek sıcaklıklarda stavrolit ve kordiyerit ilk olarak ortaya çıkmaktadır. Stavrolit, kordiyeritten daha yüksek ısı-basınç şartlarında oluşmaktadır. Böylece;

‘Stavrolit-in’ ve ‘kordiyerit-in’ izoreaksiyon-gradı

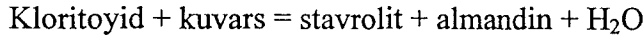
amfibolit fasiyesinin başladığını işaret etmektedir (Bkz. Şekil 5.3; 5 numaralı eğri).

İnceleme alanında ;

Stavrolit + almandin + biyotit + kuvars

Stavrolit + almandin + biyotit + muskovit + oligoklas + kuvars

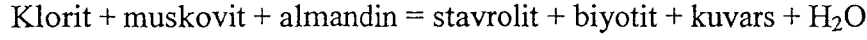
mineral topluluklarının varlığı belirlenmiştir. Petrografik incekesitlerde kloritoyit mineraline raslanılmamış olması, stavrolitin;



reaksiyonu ile oluştuğu düşüncesini şüpheli kılmaktadır. Fakat burada gözardı edilmemesi gereken bir durum; yukarıdaki reaksiyonun gerçekleşmesi sırasında reaksiyona giren minerallerden kloritoyitin ortamda daha az bulunması ve reaksiyonda

tamamen tüketilmesi halinde kloritoyitin ince kesitlerde gözlenemeyeceğinin olabileceğidir

Buna karşın stavrolit zonu mineral parajenezi ile inceleme alanının stavrolit zonunu temsil eden mineral toplulukları arasında büyük benzerlik görülmesi, stavrolitin



reaksiyonu ile gerçekleşebileceğini işaret etmektedir.

İnceleme alanında kloritoyid ve kordiyerit gibi düşük basınç minerallerinin gözlenmemesi, bunun yerine almandin ve stavrolit minerallerinin varlığı; metamorfizmada orta basınç şartlarının etkili olduğunu işaret eder.

5.1.3.2 Metabazik kökenli kayalar

Metabazik kökenli kayalarda ise amfibolit fasiyesinin başlangıcında meydana gelen mineralojik değişiklikler şöyle özetlenebilir. Plajiyoklaslar yeşilşist fasiyesinden amfibolit fasiyesine geçişte daha kalsik bileşimli olmakta, yeşilşist fasiyesinde albit bileşimli iken epidot-amfibolit ve amfibolit fasiyesinde oligoklas, andezin bileşimine değişmektedir. Plajiyoklasların anortit içeriği yeşilşist fasiyesinin düşük sıcaklık zonunda An_{0-5} , yüksek sıcaklık zonunda An_{5-10} iken, epidot-amfibolit ve düşük amfibolit fasiyesinde ise An_{18-25} bileşimine sıçrama yapmaktadır. Plajiyoklaslarda yapısal değişikliğin meydana geldiği bu boşluk peristerit boşluğu olarak tanımlanmaktadır (Barker, 1990).

Mavi-yeşil pleokroyizma rengine sahip hornblend minerali, metamorfizmada sıcaklığın artmasına bağlı olarak kahverengi-yeşil pleokroyizma rengine geçiş göstermektedir. Hornblend mineralinin kimyasal bileşimindeki değişikliklerin, hornblendin Ti içeriği ile yakından ilişkili olduğu, Ti artmasına bağlı olarak pleokroyizma renginin düzenli bir değişim gösterdiği ifade edilmiştir (Miyashiro, 1973; Winkler, 1979).

İnceleme alanında metabazik kökenli kayalarda stavrolit-disten zonuna karşılık gelebilecek yeşil-kahverenkli hornblend minerallerine ince kesitlerde rastlanmamıştır.

5.1.4 Amfibolit fasiyesi (Yüksek sıcaklık zonu)

İnceleme alanında Kulatderesi ve Aşağıçulhalı metamorfiti olarak tanımlanan pelitik, yarıpelitik ve metabazik kökenli kayalarda, metamorfizmanın amfibolit fasiyesi yüksek sıcaklık zonu şartları altında geliştiğini yansıtan metamorfik mineral parajenezleri içerdiği belirlenmiştir.

5.1.4.1 Pelitik kökenli kayalar

Kulatderesi metamorfiti amfibolit fasiyesinin yüksek sıcaklık zonunu tanımlayan metamorfik mineraller/mineral toplulukları içermektedir. Stavrolit ve kordiyerit içermeyen metamorfik reaksiyonların, orta dereceli metamorfizmanın üst sınırına işaret ettikleri belirtilmiştir (Winkler, 1979).

Stavrolit ve kordiyeritin yok olmasıyla amfibolit fasiyesinin yüksek sıcaklık zonuna ulaşılmaktadır. Pelitik kayalar içinde kordiyerit orta dereceli metamorfizmada duraylıdır. Duraylılık alanı daha yüksek sıcaklıklarda da devam etmektedir. Stavrolit düşük basınçlarda orta dereceli metamorfizmanın üst sınırına ulaşılmadan önce ortadan kaybolmaktadır. Oysa orta ve yüksek basınçlarda stavrolitin duraylılık alanı yüksek dereceli metamorfizma alanına kadar uzanabilmektedir

Kuvars ve plajiyoklasın varlığında, muskovitin yapısının bozulması, orta ve yüksek dereceli metamorfizma arasındaki sınırı gösteren bir kriter olarak değerlendirilmektedir. Petrografik gözlemlere göre; bu sınırdaki birincil muskovit, kuvars ve plajiyoklas ile dokanak halinde değildir. Muskovitin kristal yapısının bozulmasıyla orta ve yüksek dereceli metamorfizma sınırını, ortaya çıkan yeni mineral dönüşümleri belirler. Bunlar:

K-feldspat + Al_2SiO_5 mineralleri (Andaluzit, sillimanit veya disten)

K-feldspat + kordiyerit

K- feldspat + almandince zengin granattır.

Bu nedenle yüksek dereceli metamorfizma 'K feldspat + Al_2SiO_5 ' izogradı ile karakterize edilir (Winkler, 1979).

Bölgesel metamorfik kayalarda gözlenen Al_2SiO_5 modifikasyonları olan andaluzit, sillimanit ve disten mineralleri metamorfizma hakkında önemli bilgiler

vermektedir. Al_2SiO_5 modifikasyonlarının metamorfizmada ortaya çıkış sırası düşük basınçlarda Andaluzit-Sillimanit şeklinde, yüksek basınçlarda ise Disten-Sillimanit şeklinde olmaktadır.

5.1.4.2 Sillimanit ve Distenin oluşumu

Barrovian'ın pelitik kayalarda gözlenen disten zonu mineral toplulukları ;
Disten ± stavrolit + granat + biyotit + muskovit + kuvars + plajiyoklas içermektedir.

Disten aşağıdaki reaksiyonla oluşabilmektedir:

Muskovit + stavrolit + klorit = Biyotit + disten + kuvars + H_2O (Yardley, 1989).

İnceleme alanında Kulatderesi metamorfiti pelitik kökenli kayalarda;

Disten + stavrolit + biyotit + muskovit + kuvars + plajiyoklas

mineral topluluğu gözlenmektedir (Foto 5.12, Foto 5.13).



Foto 5.12. Kulatderesi metamorfiteinde gözlenen

Disten + stavrolit + biyotit + muskovit + kuvars + plajiyoklas parajenezi
(Büyütme: 4×10 , Tek Nikol). Di:disten, stv:stavrolit (en sağda sarı)



Foto 5.13. Kulatderesi metamorfitinde gözlenen
Disten + stavrolit + biyotit + muskovit + kuvars + plajiyoklas parajenezi
(Büyütme: 4×10, Çift Nikol). St:stavrolit, Di:disten

Sillimanit bölgesel metamorfizda değişik şekillerde oluşabilmektedir. Bunlar:

1. Distenin paramorfik olarak iğne şekilli sillimanite dönüşmesi (Yardley, 1989, Kerrick, 1990),
2. $1 \text{ Muskovit} + 1 \text{ kuvars} = 1 \text{ K-Feldspat} + \text{sillimanit} + \text{H}_2\text{O}$ reaksiyonu (Winkler, 1979).
3. Distenin magmatik ve metamorfik kökenli ve belli aktiviteye sahip çözeltilerden itibaren iğnemsil sillimanite dönüşmesi (Carmichael, 1969),
4. Magmatik ve metamorfik kökenli çözeltilerin makaslama zonlarındaki dolaşımı sırasında biyotit ve feldspat grubu minerallerde oluşturduğu dealkalizasyona bağlı olarak iğnemsil sillimanit oluşumu (Wintsch et al., 1981; Wintsch and Andrews, 1988; Staubli, 1989; Flöttmann, 1990; Kerrick, 1990)

Distenin paramorfik olarak sillimanite dönüşmesi birinci sillimanit izogradı olarak bilinmektedir. Bu dönüşüm ilerleyen metamorfizma ve post-tektonik dekompresyon ile iki şekilde gelişebileceği belirtilmiştir (Kerrick, 1990).

İnceleme alanında yüksek metamorfizma derecesine sahip olan Kulatderesi metamorfitinde sillimanit zonunu karakterize eden aşağıdaki mineral parajenezleri belirlenmiştir:

Sillimanit+Disten+Biyotit+Plajiyoklas+Kuvars+Opak mineral

Sillimanit+Disten+Stavrolit+Plajiyoklas+Kuvars+(Fe-Mg)Klorit+Opak min.

(Foto 5.14, Foto 5.15)

Sillimanit+Granat+Biyotit+ Plajiyoklas+Kuvars+(Fe-Mg)Klorit+Opak min.

Sillimanit+Muskovit+Biyotit+ Plajiyoklas+Kuvars+Opak mineral

Yukarıdaki mineral toplulukları, muskovit+kuvars topluluğunun duraylı olduğu, stavrolitin ise muskovit ve kuvarsın varlığında duraylılığını yitirdiğini işaret eden aşağıdaki reaksiyonlarla uyum içerisinde.

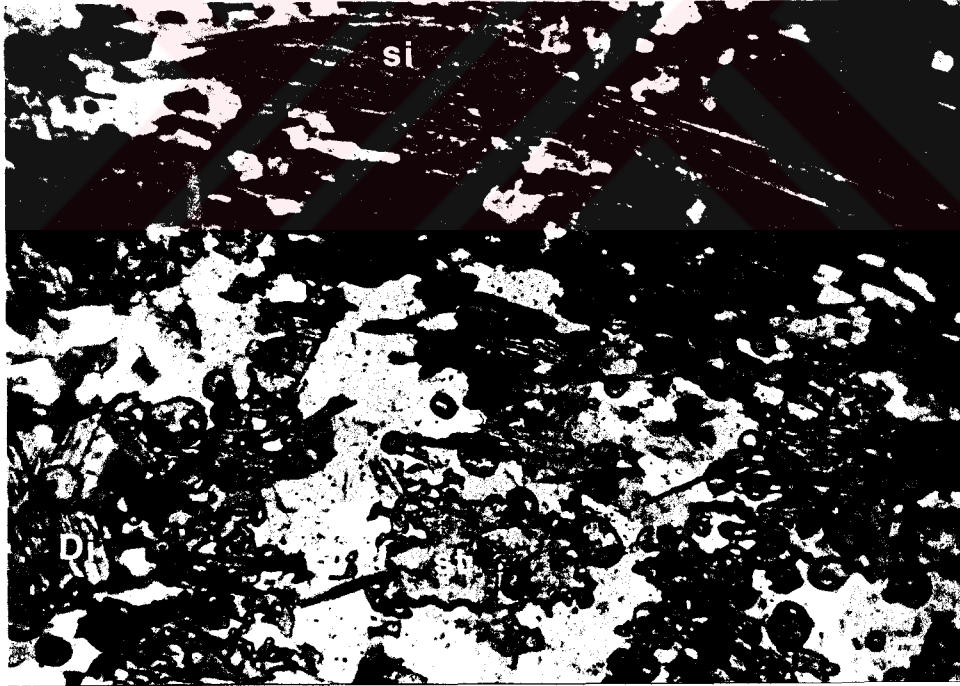


Foto 5.14. Kulatderesi metamorfitinde gözlenen Sillimanit+Disten+Biyotit+Stavrolit+Plajiyoklas+Kuvars+Op. Min. parajenezi (Büyütme: 4×10, Tek Nikol). Si:sillimanit, Di:disten, St:stavrolit

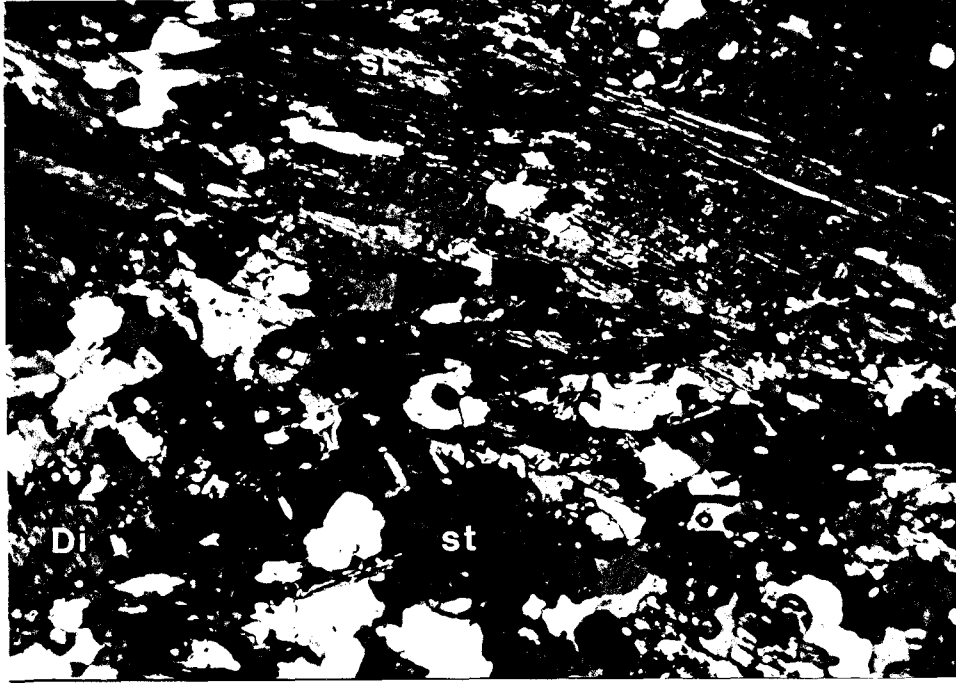
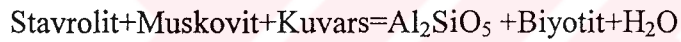


Foto 5.15. Kulatderesi metamorfitinde gözlenen Sillimanit+Disten+Biyotit+Stavrolit+Plajiyoklas+Kuvars+Op. Min. parajenezi (Büyütme: 4×10, Çift Nikol). Si:sillimanit, Di:disten, St:stavrolit

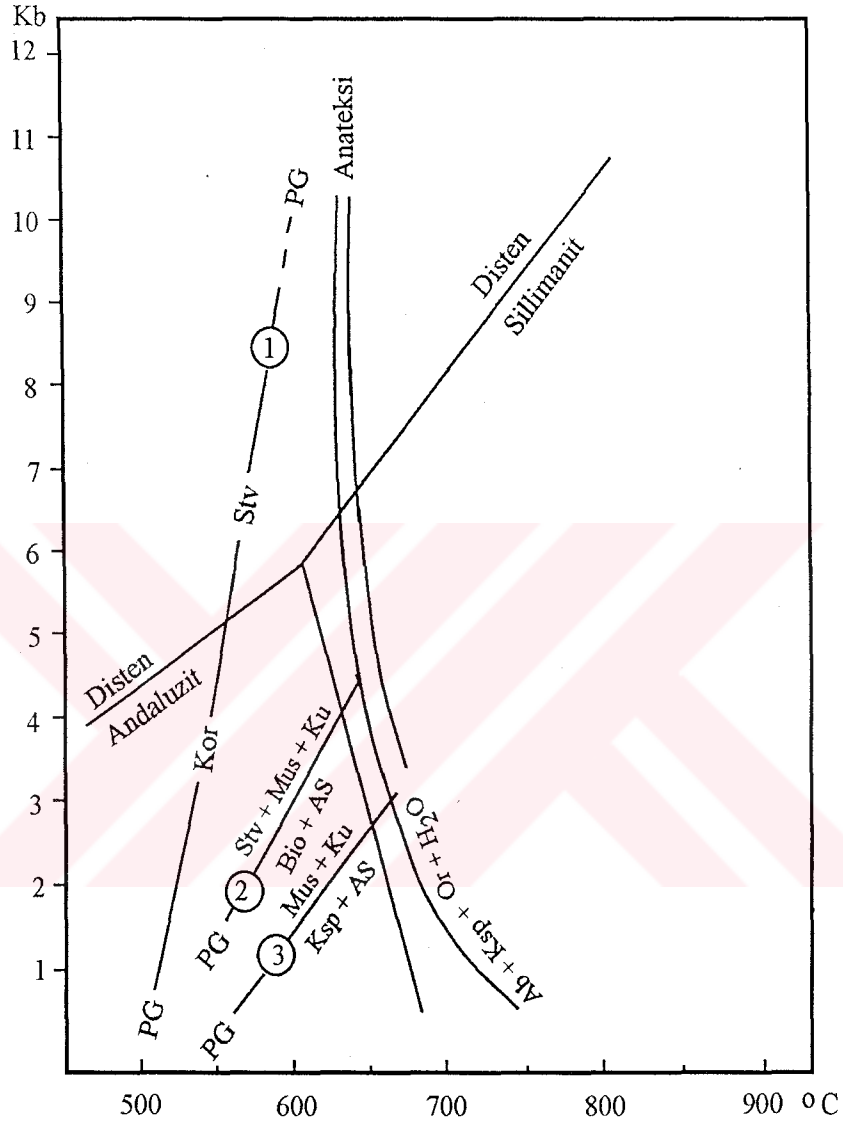


Biraz daha yüksek basınçlarda ;

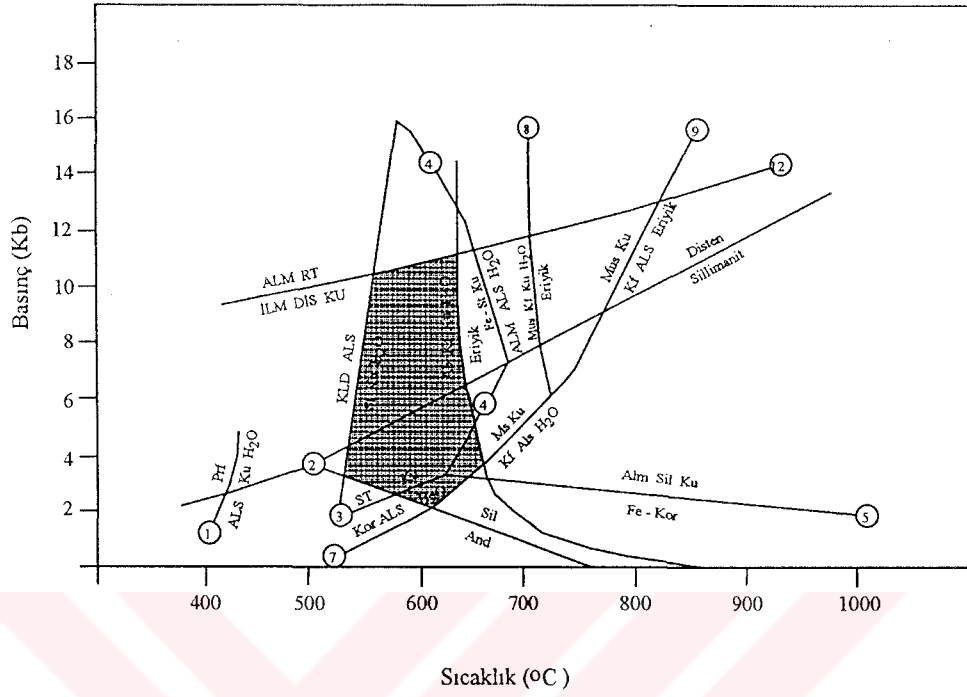


Yukarıdaki reaksiyonlar Şekil 5.5' da 2 numaralı izoreaksiyon-grad eğrisi ile gösterilmiştir. Bu reaksiyonlar aynı zamanda stavrolitin üst duraylılık sınırını, bir diğer ifadeyle amfibolit fasiyesi düşük sıcaklık zonunun üst sınırını işaret etmektedir (Winkler, 1979).

İnceleme alanında stavrolit, disten ve sillimanit minerallerini bulunduran metapelitik kayaların duraylı olduğu alanlar Şekil 5.6' da gösterilmiştir.



Şekil 5.5. Yüksek dereceli metamorfizmada metapelitlerde izoreaksiyon-gradların konumu (Winkler, 1979' dan sadeleştirilerek alınmıştır).
 Kor:Kordiyerit; Stv:Stavrolit; Mus:Muskovit; Ku:Kuvars; Bio:Biyotit
 As:Al₂SiO₅; Ksp:K-feldspat; Ab:Albit; Or:Ortoklas; PG:Pelitik ve
 Grovak



Şekil 5.6. Pelitik kayalarda petrojenetik izoreaksiyon-grad' ların konumu (Yardley, 1989'dan sadeleştirilerek alınmıştır). Prf:Pirofillit; ALS:Al-silikat KU:Kuars; ALM:Almandin; RT:Rutil; İLM:İlmenit; DİS:Dİsten; KLD: Kloritoyit; ST:Stavrolit; KOR:Kordiyerit; AB:Albit; KF:K-feldspat; MS: Muskovit; AND:Andaluzit; SİL:Sillimanit. Taralı alan stavrolit, disten ve sillimanit minerallerini bulunduran metapelitlerin duraylı olduğu koşulları göstermektedir.

5.1.4.3 Üst Sillimanit Zonu

Metamorfizmada sıcaklığın oldukça yüksek değerlere ulaşması ile muskovit+kuvars topluluğu duraylılığını kaybetmektedir. Muskovitin kuvarsla reaksiyonu sonucunda sillimanit+ortoklas mineral topluluğu oluşmaktadır. Üst sillimanit zonunu temsil eden bu topluluk aşağıdaki reaksiyonla meydana gelmektedir.



İkinci sillimanit izogradı olarak bilinen yukarıdaki reaksiyon, üst sillimanit zonu olarak tanımlanmaktadır (Winkler, 1979; Yardley, 1989).

Bu reaksiyonun denge şartları

2 kb basınç 620° C sıcaklık

3 kb basınç 650° C sıcaklık

5 kb basınç 725° C sıcaklık olarak verilmiştir.

Yukarıdaki reaksiyonun izoreaksiyon-grad eğrisi Şekil 5.5’de (3) numaralı eğri ile gösterilmiştir.

İnceleme alanında dar bir zonda üst sillimanit zonunu temsil eden

Sillimanit+Ortoklas+Muskovit+Biyotit+Plajiyoklas+Kuars

mineral topluluğunun varlığı belirlenmiştir (Foto 5.16).

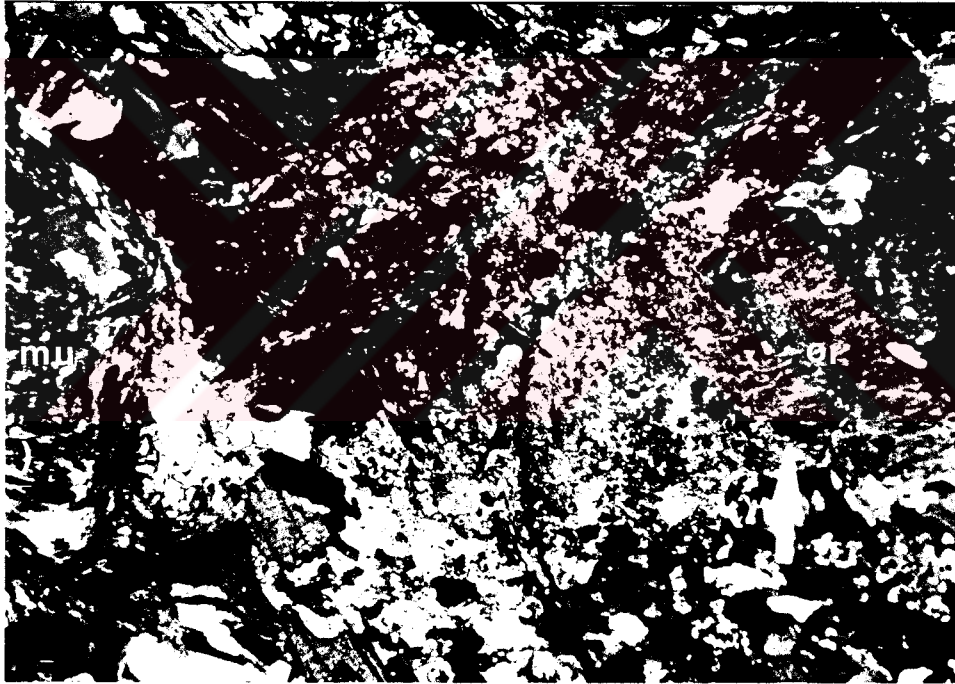
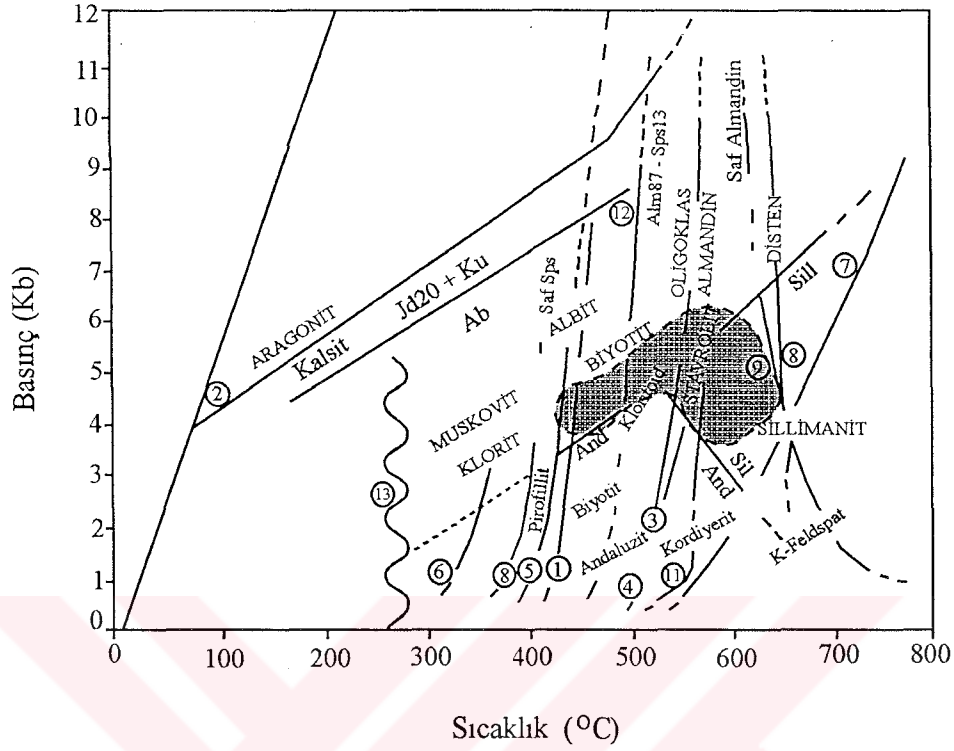


Foto 5.16. Kulatderesi metamorfiti üst sillimanit zonunda gözlenen Sillimanit + ortoklas+ Muskovit+Biyotit+Plajiyoklas+Kuars parajenezi (Büyütme: 4×10, Çift Nikol). Si:sillimanit, mu:muskovit, or:ortoklas

Metatapelitlerde gelişen önemli metamorfik reaksiyonlara ait petrojenetik gridler Şekil 5.7' de verilmiştir



Şekil 5.7. Pelitik kayalarda petrojenetik gridler (Barker, 1990' dan sadeleştirilerek alınmıştır). Jd:Yadeit; Ku:Kuvars; Ab:Albit; Sps:Spessartin; Alm:Almandin; And:Andalusit; Sil:Sillimanit Taralı alan inceleme alanını temsil etmektedir.

5.1. 4. 4 Kalksilikatik Kayalar

İnceleme alanında Aşağıçulhalı metamorfiti olarak ayırtlanan kaya toplulukları oldukça homojen bir mineral topluluğuna sahiptir. Birimde başlıca ;

Diyopsit+Plajiyoklas+Skapolit+Kuvars+Kalsit+Titanit+Opak mineral

Diyopsit+Plajiyoklas+Skapolit+Hornblend+Kuvars+Kalsit+Titanit+Opak min.

Diyopsit+Plajiyoklas+Skapolit+Granat+Kuvars+Kalsit+Opak mineral

parajenezleri yer almaktadır (Foto 5.17).

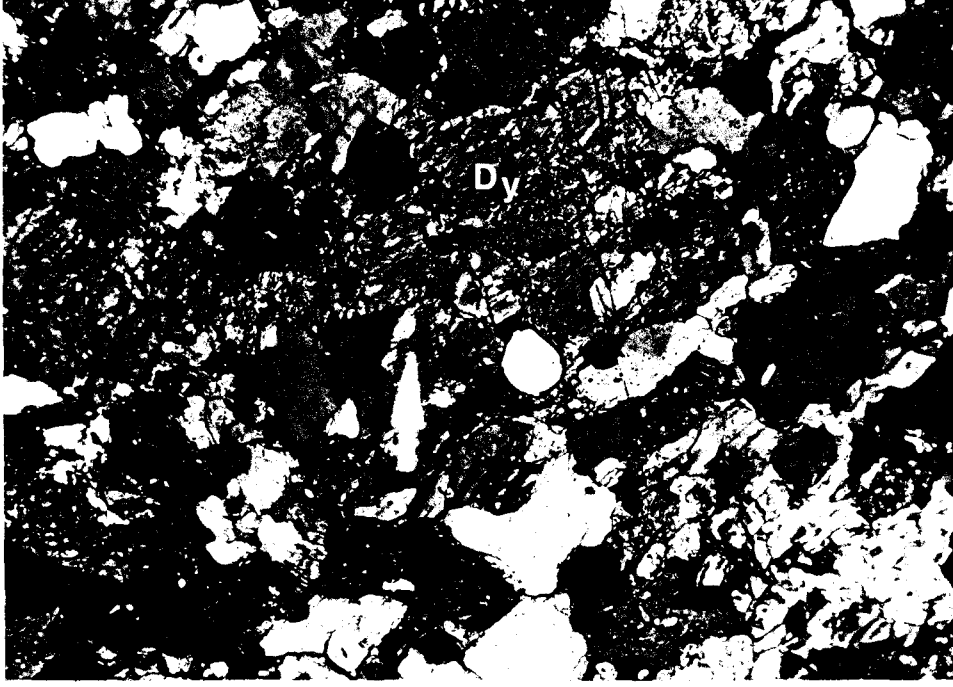
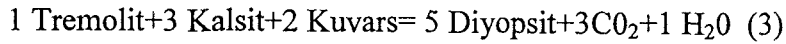
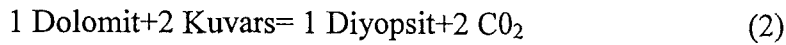
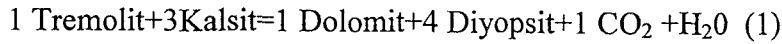


Foto 5.17. Aşağıculhalı metamorfiteinde gözlenen
Diyopsit+Plajiyoklas+Skapolit+Kuars+Kalsit+Titanit+Opak min. parajenezi
(Büyütme: 4×10, Çift Nikol). Dy:diyopsit, sk:skapolit

Bu mineral topluluğu Kırşehir (Erkan, 1976a,b; Tolluoğlu ve Erkan, 1990) ve Yıldızeli (Alpaslan, 1993) yörelerinde kalksilikatik kayalarda amfibolit fasiyesi şartları altında oluştuğu belirtilen mineral toplulukları ile uyum sergilemektedir.

Kalksilikatik kayalarda gözlenen diyopsit ve skapolit gibi mineraller karbonatlı ve Ca' ca zengin kayaların bölgesel metamorfizması sırasında olağan bir bileşen olarak ortaya çıkmaktadır.

Bölgesel metamorfizma sırasında diyopsit aşağıdaki reaksiyonlarla oluşabilmektedir:



Yukarıdaki reaksiyonlardan 1 numaralı reaksiyon 5 kb. sabit basınç, 600-675° C sıcaklıklar arasında oluşmaktadır. Reaksiyonun oluşum sıcaklığı P_{CO_2} kısmi basıncına

sıkı sıkıya bağlıdır. P_{CO_2} kısmi basıncı arttıkça, reaksiyonun oluşum sıcaklığı düşmektedir.

2 numaralı reaksiyonun gerçekleşebilmesi için P_{CO_2} kısmi basıncının çok yükselmesi gerekmektedir. Bu şartlarda 5 kb. sabit basınç altında ve $600^\circ C$ sıcaklıklarda reaksiyon gerçekleşmektedir.

3 numaralı reaksiyon ise P_{CO_2} kısmi basıncına bağlı olarak yükselen sıcaklıklarda gerçekleşmektedir. Bu reaksiyon düşük CO_2 kısmi basınçlarında $475^\circ C$ lik bir oluşum sıcaklığına sahip olacaktır. CO_2 kısmi basıncı yaklaşık 0.9 değerinde olduğunda yukarıdaki reaksiyonun oluşum sıcaklığı $600^\circ C$ civarında gerçekleşmektedir (Winkler, 1979).

Bölgesel metamorfizmada uygun bileşimdeki kayalardan itibaren Skapolit grubu mineraller oluşabilmektedir. Mariyalit ve meyonit uç bileşenleri arasında katı çözelti oluşturan skapolit grubu mineralleri doğada yaygın olarak bölgesel metamorfik kayalarda, metasomatik zonlarda ve hidrotermal alterasyona uğrayan kayalarda bulunabilmektedir. Bölgesel metamorfizmanın granülit fasiyesi, epidot-amfibolit fasiyesi ve yeşilist fasiyesi şartlarında oluşabilmektedir. Skapolitin yer aldığı mineral parajenezleri ise tipik olarak granülit ve amfibolit fasiyesi şartları altında oluşmaktadır. Skapolitin duraylı olduğu parajenezler şunlardır (Sobolev, 1972):

Skapolit+Piroksen+Kalsit+Titanit

Skapolit+Piroksen+Hornbled+Granat

Skapolit+Piroksen+Plajiyoklas

Skapolit+Piroksen+K-Feldspat+Kalsit

Yukarıdaki veriler ışığında Aşağıçulhalı metamorfiti kalsilikatik kayalarda gözlenen mineral parajenezlerine dayanılarak, metamorfizma sırasında etkili olan ısı/basınç değerlerinin 5 kb. basınç, $600-675^\circ C$ sıcaklık değerlerinde olduğu ifade edilebilir.

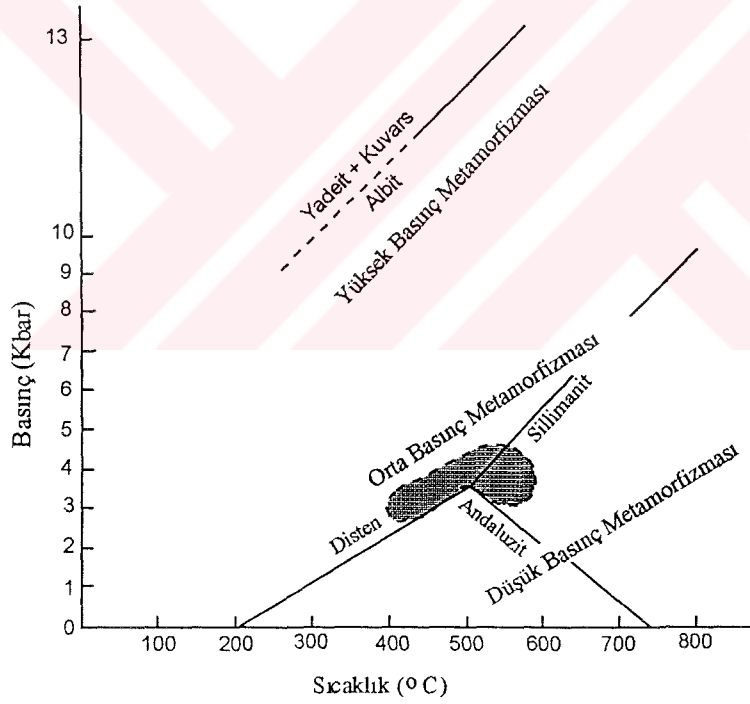
İnceleme alanında metamorfizmanın farklı fasiyeslerini temsil eden kayalarda tanımlanan mineraller Çizelge 5.1' de toplu olarak verilmiştir.

Çizelge 5.1. İnceleme alanında yeşilşist ve amfibolit fasiyesinde ortaya çıkan mineraller

FASİYES		YEŞİLŞİST FASİYESİ		AMFİBOLİT FASİYESİ	
MİNERALLER		Düşük Sıcaklık Zonu	Yüksek Sıcaklık Zonu	Düşük Sıcaklık Zonu	Yüksek Sıcaklık Zonu
Mihrimançal Metakarbonatı	Kalsit	—	—		
	Kuvar	—	—		
	Muskovit	—	—		
	Tremolit	—	—		
	Grafit	—	—		
Karaali Kuvarşiti	Kuvars	—	—		
	Muskovit	—	—		
	Albit	—	—		
	Grafit	—	—		
Kızılkaya Multramaftiti	Serpantin	—	—		
	Manyezit	—	—		
	Talk	—	—		
Karanidere Metamorfiti	Aktinolit	—	—		
	Klorit	—	—		
	Epidot	—	—		
	Klinozoisit	—	—		
	Kalsit	—	—	—	—
	Biyotit	—	—	—	—
	Muskovit	—	—	—	—
	Spessartin	—	—	—	—
	Grafit	—	—	—	—
	Albit	—	—	—	—
	Kuvars	—	—	—	—
	Turmalin	—	—	—	—
	Titanit	—	—	—	—
	Hornblend	—	—	—	—
	Almandin	—	—	—	—
Aşağıculhalı Metamorfiti	Plajiyoklas	—	—	—	—
	Hornblend	—	—	—	—
	Skapolit	—	—	—	—
	Diyopsit	—	—	—	—
	Kalsit	—	—	—	—
	Kuvars	—	—	—	—
	Granat	—	—	—	—
	Titanit	—	—	—	—
Kulatderesi Metamorfiti	Biyotit	—	—	—	—
	Muskovit	—	—	—	—
	Kuvars	—	—	—	—
	Plajiyoklas	—	—	—	—
	Stavrolit	—	—	—	—
	Disten	—	—	—	—
	Sillimanit	—	—	—	—
	Ortoklas	—	—	—	—

Yukarıda pelitik ve kalsilikatik kayalarda tanımlanan tüm mineral parajenezleri, metamorfizmanın yeşilist fasiyesinin düşük sıcaklık zonundan Amfibolit fasiyesi üst sillimanit zonuna kadar tek tip, progresif ve kesintisiz olarak geliştiğini göstermektedir. Metamorfizma koşullarında üst sillimanit zonuna ulaşılmasına rağmen anateksiye işaret eden migmatitik kayalara inceleme alanında raslanılmamıştır. Bu durum sıcaklığın yaklaşık 700° C ye kadar yükseldiğini işaret etmektedir (Winkler 1979). Orta Anadolu Kristalen Kompleksinin birçok kesimlerinde anateksi koşullarına ulaşıldığını yansıtan migmatitik kayaların bulunduğu ifade edilmiştir (Göncüoğlu vd., 1994).

İnceleme alanında belirlenen tüm metamorfik mineral parajenezleri metamorfizmanın Baroviyen tipi orta basınç/yüksek sıcaklık karakterinde geliştiğini işaret etmektedir (Şekil 5.8).



Şekil 5.8. Metamorfizmanın farklı barik tiplerini gösteren grafik (Ehlers ve Blatt, 1982' den alınmıştır). Taralı alan inceleme alanının metamorfizmasını temsil etmektedir

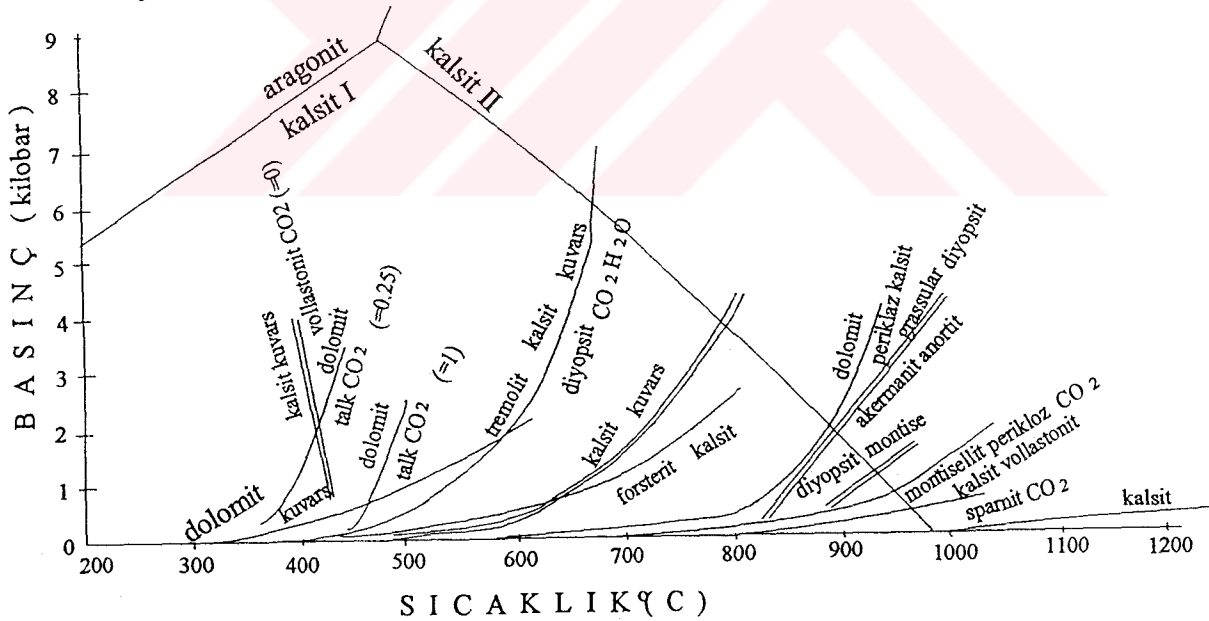
5.2 Kontakt Metamorfizma

İnceleme alanında Bayramali granitoyitinin Bozçaldağ metakarbonatı ve Aşağıçulhalı metamorfiti ile olan dokanaklarına yakın yerlerde fels dokulu kontakt metamorfik kayalar gelişmiştir. Diyopsit grossular ve skapolit minerallerini içeren bu kayalar genel olarak kontakt metamorfizmanın piroksen hornfels fasiyesini temsil etmektedir.

Kontakt metamorfizmada sıg derinliklerde dolomit ve kuvars reaksiyona girerek diyopsiti oluşturmaktadır. Bu reaksiyon sırasında sıcaklık 300°C dolaylarındadır. Basıncın artmasıyla diyopsitin oluşum sıcaklığı 600°C ye yükselmektedir (Suk, 1983). Tremolit, kalsit ve kuvarsın reaksiyonu ile düşük basınçlarda 450°C de diyopsit oluşurken, yüksek basınçlarda diyopsit oluşturan reaksiyon sıcaklığı 650°C ye yükselmektedir (Suk, 1983).

İnceleme alanında grossular/Andradit (!)+diyopsit mineral parajenezi kontakt metamorfizmanın piroksen hornfels fasiyesinde geliştiğini işaret etmektedir.

Metakarbonatlarla ilgili petrojenetik gridleri gösteren grafik Şekil 5.9' da verilmiştir.



Şekil 5.9. Metakarbonatların petrojenetik derecelerinin ısı-basınç diyagramındaki konumu (Suk, 1983' den alınmıştır).

6. KRİSTALİZASYON – DEFORMASYON

6.1 GİRİŞ

Bölgesel metamorfik kayalarda çok safhalı kıvrımlanma, deformasyon ve metamorfizma olayları iç içe gelişmiştir. Çok safhalı kıvrımlanma olayında gelişen kıvrımlar ve kıvrımlanmayla ilgili deformasyon evrelerini belirlemek amacıyla farklı semboller kullanılmaktadır. Birden çok tektonik evrenin olduğu bölgelerde bu evreler F_1 , F_2 , F_3 , ... ile simgelenmektedir. Bu tektonik dönemlerle ilişkili deformasyon evreleri ise D_1 , D_2 , D_3 , ... sembolleri ile gösterilmektedir. Deformasyon evrelerinde kıvrımlanmaya bağlı olarak düzlemsel ve çizgisel yapı unsurları da gelişmektedir. Ortaya çıkan düzlemsel unsurlar S düzlemleri olarak tanımlanmakta ve S_1 , S_2 , S_3 , ... şeklinde isimlendirilmektedir. Çizgisel yapı unsurları da yine oluşum sırasına göre L_1 , L_2 , L_3 , ... şeklinde gösterilmektedir.

Metamorfizmanın evreleri ise M_1 , M_2 , M_3 , ... olarak belirtilebilir. Burada oluşum sıraları gözetilerek tektonikle eş zamanlı ve tektonik sonrası olmak üzere metamorfizma kendi içinde bölümlendirilebilir. Bu durumda M_1 ile F_1 birbirinin eşiti olarak düşünülebilir.

Metamorfik minerallerin tercihli yönelimi sonucunda gelişen yönlü doku kristalizasyon-deformasyon arasındaki rölatif oluşum evrelerini belgelemesi bakımından önemli olmaktadır. Minerallerin kristallenmeleri veya göreceli kristallenme zamanı, kayaya son dokusal özellikleri kazandıran tektonik hareketlere göre; tektonik öncesi (pre-tektonik), tektonikle eş zamanlı (sin-tektonik) ve tektonik sonrası (post-tektonik) olarak tanımlanmaktadır.

Metamorfik kayalarda kristalizasyon-deformasyon arasındaki zaman/oluşum ilişkisi, porfiroblastların büyümesidir. Matriks içinde çekirdeklenen ve matriksten malzeme alarak büyüyen mineral, porfiroblast şekline gelir. Eğer 'büyüme – yerini alma' prosesleri tamamlanırsa porfiroblast içinde matrikse ait kalıntı veya kapanım gözlenmez.. Eğer büyüme – yerini alma prosesleri tamamlanmazsa porfiroblast içinde kapanımlar gözlenir. Porfiroblastlar içindeki kapanımların çizgisel veya düzlemsel yönelimi S_i (iç şistozite), porfiroblastın dışında matrikste gelişen foliyasyon S_e (dış şistozite) olarak tanımlanmaktadır (Yardley, 1989).

Porfiroblastlar içindeki kapanımlar dağınık veya düzenli olarak sıralanabilirler. Kapanımların düzenli sıralanmaları kayalardaki mevcut yönlenmeye uyumlu veya uyumsuz olabilir. Kapanımların porfiroblast içinde düzenli bir dizilim göstermesi, porfiroblastın büyümeden önce matriks içindeki tercihli yönelimi, bir şistoziteyi veya bileşimsel tabakalanmaya işaret eder. Bir başka ifadeyle daha önce meydana gelmiş bir metamorfizmayı yansıtmaktadır (Erkan, 1997).

İnceleme alanında bölgesel metamorfizma şartları altında ve ilerleyen karakterde bir metamorfizmanın geliştiği belirlenmiştir. Belirli mineral toplulukları metamorfizmanın progresif karakterde ve tek evreli olarak geliştiğine işaret etmektedir. Yapısal sonuçlara göre paleotektonik dönemde birden çok evreli üsteleleyen kıvrımlar meydana gelmiştir. Kıvrımlar birbirine dik konumlu ve iki evrede gelişmiştir. Kıvrımlanmaya bağlı olarak S_1 düzlemlerinin metamorfizma ile iç içe geliştiği belirlenmiştir. S_1 ve S_2 folyasyon düzlemleri boyunca metamorfik mineraller kristalleşmiştir.

İnceleme alanında kristalizasyon – deformasyon arasındaki ilişkiler arazi gözlemleri ve petrografik ince kesit çalışmaları ile araştırılmıştır. Kristallenme – deformasyon arasındaki ilişki Spray (1969) tarafından tanımlanan esaslar dikkate alınarak tanımlanmıştır. Kayaya en son dokusal özelliği kazandıran tektonik evreye göre göreceli olarak pretektonik, sintektonik ve posttektonik kristalizasyonlar tanımlanmıştır. F_1 ve F_2 kıvrımlanma evresinde M_1 ve M_2 metamorfizma evreleri birlikte gelişmiştir. Bir diğer ifadeyle kıvrımlanma ve metamorfizma eş zamanlı olarak meydana gelmiştir. F_1M_1 ve F_2M_2 ana kristallenme (Kr_2) evresi olarak değerlendirilmiştir. Ana kristallenme evresine göre önce oluşan kristaller pretektonik (Kr_1), sonra oluşan kristaller post tektonik F_3 (Kr_3) olarak yorumlanmıştır. F_3 , magmatik kayaların intrüzyonunu, bu evrede kontakt metamorfizmanın meydana gelmesini, masifin yükselmesi ve kırılanması sırasında gelişen post tektonik kristallenme evresini temsil etmektedir. F_4 evresi ise retrograt metamorfizmayı işaret etmektedir. Bu evrede daha önce oluşan mineraller duraylılığını yitirerek ikincil minerallere dönüşmüştür.

6.1.1 Pretektonik Kristalizasyon (Kr_1)

Bu evreye ait mineraller F_1 kıvrımlanmasından önce oluşmuş kristallenmeleri içermektedir. Tektonik hareketlerden önce sıcaklıkta meydana gelen yükselme, bazı minerallerin kristalleşmesine neden olmaktadır. Deformasyonun ilerlemesiyle bu kristaller birincil kristaller gibi deformasyonun izlerini taşırlar. Deformasyon ve kristallenmeler önceki mineralleri tanınmaz hale getirebilir. Ancak bu gibi mineraller tüm deformasyonlardan önce gelişmiş olduklarından genellikle daha sonra gelişen deformasyonların izlerini taşırlar. Bu gibi mineraller, kalıntılarının gösterdiği deformasyon şekillerinden (Dalgalı sönme, deformasyon lamelleri, mekanik ikizlenme, kinkleşme, klivaj veya ikizlenmenin bükülmesi, anormal optik özellikler vb.) tanınırlar. Tektonik öncesi kristallerin kalıntıları daha sonra gelişen foliyasyon düzlemleri tarafından kuşatılmaktadır (Akkök, 1981).

Petrografik çalışmalarda F_1 evresine göre pretektonik mineral oluşumlarına oldukça seyrek olarak raslanılmıştır. Orijinal kaya dokusunu yansıtan ve S_0 olarak tanımlanabilecek düzlemler, F_1 ve F_2 kıvrımlanmasıyla ilgili S_1 ve S_2 foliyasyon düzlemleri tarafından kuşatılmış yada bütünüyle ortadan kaldırılmıştır.

Spray (1969) tarafından tanımlanan pre tektonik kristalleşme kriterleri dikkate alındığında; kırıklı ve çatlaklı yapıdaki granatların bu evrede kristalleştiği ifade edilebilir (Foto 6.1).

Yer yer biyotitlerde gözlenen kink bantlaşmaları ve biyotitler içinde zirkon kapanımları ve kuvarsların dalgalı sönme göstermesi de pre tektonik evreyi temsil etmektedir. Genellikle kırılmış, bükülmüş veya kink bantları şeklinde deformasyon izleri porfiroblastın en son deformasyondan önce de var olduğunu gösteren önemli kriterlerdir.

6.1.2 Sintektonik Kristalizasyon (Ana kristalizasyon Kr_2)

Deformasyon esnasında büyüyen porfiroblastların en yaygın görülen şeklidir. Sintektonik porfiroblastlarda yaygın olarak gözlenen, yönlenmiş kapanım dokusudur (Baş ve Koçak, 1994). Porfiroblastlar içindeki kapanımlar bazan kayadaki yönlenmeye uygun bir şekilde dizilim gösterebilir.



Foto 6.1 Pretektonik kristalleşme gösteren çatlaklı granat
(Büyütme: 4×10, Tek Nikol).

Porfiroblast, büyümesi sırasında makaslama nedeniyle rotasyona uğramıştır. Optik devamlılığı korunan, S şekilli kapanımlar içeren porfiroblast sintektonik olarak oluşmuştur. Folyasyon düzlemlerinin doğrudan porfiroblastlar içinden geçtiği durumlar, tektonizmaya eş zamanlı bir kristallenmeyi işaret eder (Erkan, 1997). Bölgesel metamorfizmaya uğramış kayalarda minerallerin çoğunun, tektonik hareketler sırasında kristallendiği kabul edilmektedir (Akkök, 1981).

İnceleme alanında ana kristalizasyon evresinde F_1 kıvrımlanmasıyla ilgili olarak S_1 düzlemleri ve bu düzlemlerde yeni metamorfik mineraller meydana gelmiştir. F_1 evresine göre sintektonik ve post tektonik kristallerin varlığı belirlenmiştir. F_2 kıvrımlanma evresi ve bu evrede gelişen S_2 folyasyon düzlemleri, bölgesel metamorfik kayalara son dokusal özelliği kazandıran tektonik evreyi temsil etmektedir. S_2 folyasyonu daha yaşlı diğer folyasyon düzlemlerini ya tamamen ortadan kaldırmış veya onları çepeçevre kuşatmıştır.

S_1 düzlemleri S_2 düzlemleri ile kuşatılmış durumdadır. S_1 düzlemleri F_2 deformasyon evresine göre sintektonik kristalleşen porfiroblastlar içerisinde kapanım

olarak yada S_2 düzlemleri arasında kalıntı olarak yer almaktadır. Porfiroblastlar içindeki kapanımların birçoğu çizgisel bir dizilim sergilerken diğerleri S şekilli mikro kıvrımlar oluşturmaktadır (Foto 6.2, 6.3, 6.4, 6.5, 6.6, 6.7, 6.8).



Foto 6.2 Sintektonik rotasyonal albit porfiroblastı içinde çizgisel kapanımlar (Büyütme: 4×10 , Tek Nikol).

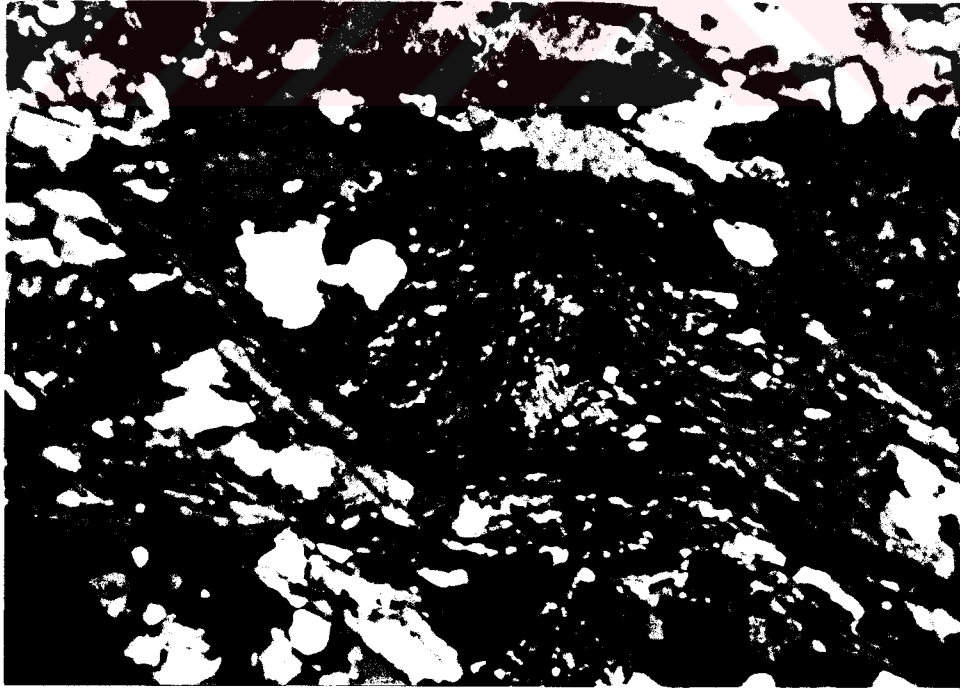


Foto 6.3 Sintektonik rotasyonal albit porfiroblastı içinde çizgisel kapanımlar (Büyütme: 4×10 , Çift Nikol).



Foto 6.4 Pelitik kayalarda gelişen buruşma klivajı: Grafit ve kuvars S_1 düzlemlerini oluşturmakta, F_1 evresine göre sintektonik kristalleşme göstermektedir. Biyotit bu evreye göre post tektonik kristalleşmiştir. S_2 düzlemleri S_1 düzlemlerini yaklaşık 90 derecelik bir açı ile kesmektedir (Büyütme: 4×10 , Tek Nikol).



Foto 6.5 Karanidere metamorfiti içinde sintektonik rotasyonal albit porfiroblastı içinde çizgisel kapanımlar (S_1) ve albit porfiroblastını kuşatan (S_2) folyasyon düzlemleri (Büyütme: 4×10 , Tek Nikol).



Foto 6.6 Karanidere metamorfiti içinde sintektonik rotasyonal albit porfiroblastı içinde çizgisel kapanımlar (Büyütme: 4×10, Çift Nikol).

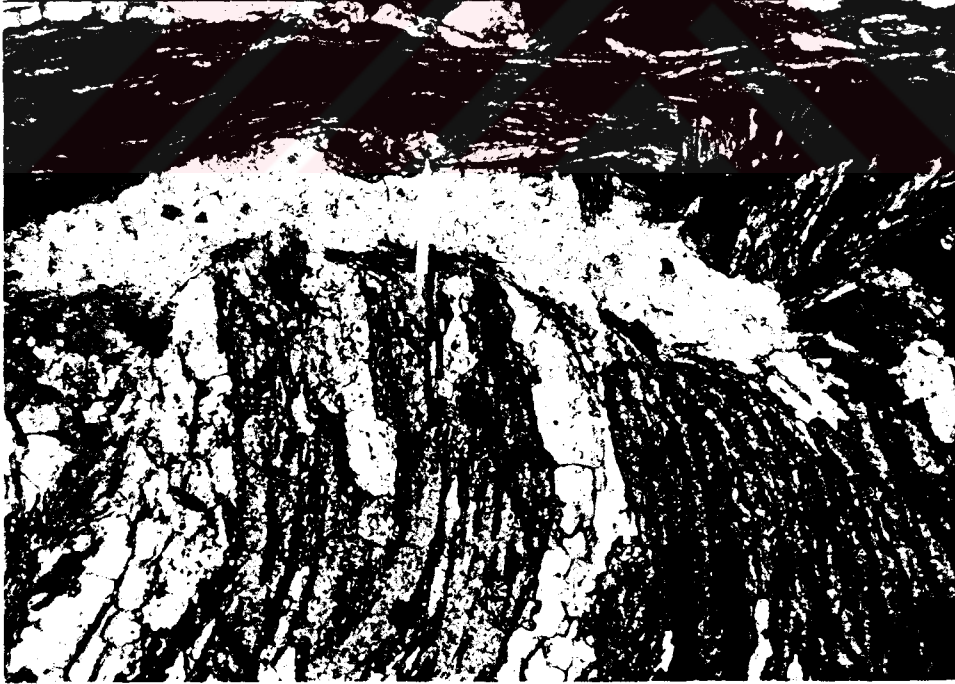


Foto 6.7 Sintektonik rotasyonal kristalleşen granat minerali (Büyütme: 4×10, Tek Nikol).



Foto 6.8 'S' şekilli kapanımlar içeren sintektonik rotasyonal albit porfiroblastı
(Büyütme: 4×10, Tek Nikol).

Kulatderesi metamorfitinde F_1 kıvrımlanma evresinde biyotit, sillimanit, kuvars, plajiyoklas, granat(almandin), ortoklas mineralleri kristallenmiştir. S_2 ye göre pre tektonik kristalleşen biyotit, kuvars ve plajiyoklas, S_2 düzlemleri arasında kalıntı halinde gözlenen S_1 düzlemlerini oluşturmaktadır. Kulatderesi metamorfitinde daha önce oluşan mineraller, yeni (S_2) folyasyon düzlemleri oluşturacak şekilde yeniden oriyante olmuşlardır. Biyotit, sillimanit, disten, stavrolit, kuvars, plajiyoklas S_2 düzlemlerine paralel olarak oluşmuştur. Kuvars ve plajiyoklas uzamış ve basıklaşmış şekilde S_2 düzlemlerine paralellik sunmaktadır (Şekil 6.1).

DEFORMASYON MINERALLER	FM1			FM2	F3	F4
	D1			D2		
	Pre Tektonik	Sin Tektonik	Post Tektonik	Sin Tektonik	Post Tektonik	
Biyotit			---			
Sillimanit					--	
Disten					--	
Stavrolit						
Kuvars						
Plajiyoklas		---			---	
Granat						
Ortoklas			---		---	
Muskovit		---				
Serisitleşme						
Kloritleşme						

Şekil 6.1. Kulatderesi metamorfiti kristalizasyon – deformasyon ilişkisi

Aşağıçulhalı metamorfitinde ise F_1 kıvrımlanma evresine ait kristallenme tespit edilememiştir. İncelenen ince kesitlerin hemen tamamında S_2 folyasyon düzlemi ve bu düzleme paralel yeni metamorfik mineraller kristalleşmiştir (Şekil 6.2).

DEFORMASYON MINERALLER	FM1			FM2	F3	F4
	D1			D2		
	Pre Tektonik	Sin Tektonik	Post Tektonik	Sin Tektonik	Post Tektonik	
Diyopsit						
Skapolit					--	
Hornblend						
Plajiyoklas					--	
Kuvars				--	--	
Kalsit						
Granat			--			
Titanit			--			
Simplektit						
Kloritleşme						

Şekil 6.2. Aşağıçulhalı metamorfiti kristalizasyon – deformasyon ilişkisi

Aşağıçulhalı metamorfiti kalsilikatik gnayslarında F_2 evresiyle ilgili olarak diyopsit, skapolit, hornblend, plajiyoklas, kuvars, kalsit, granat ve titanit mineralleri S_2 düzlemlerine paralel olarak kristalleşmiştir (Foto 6.9).

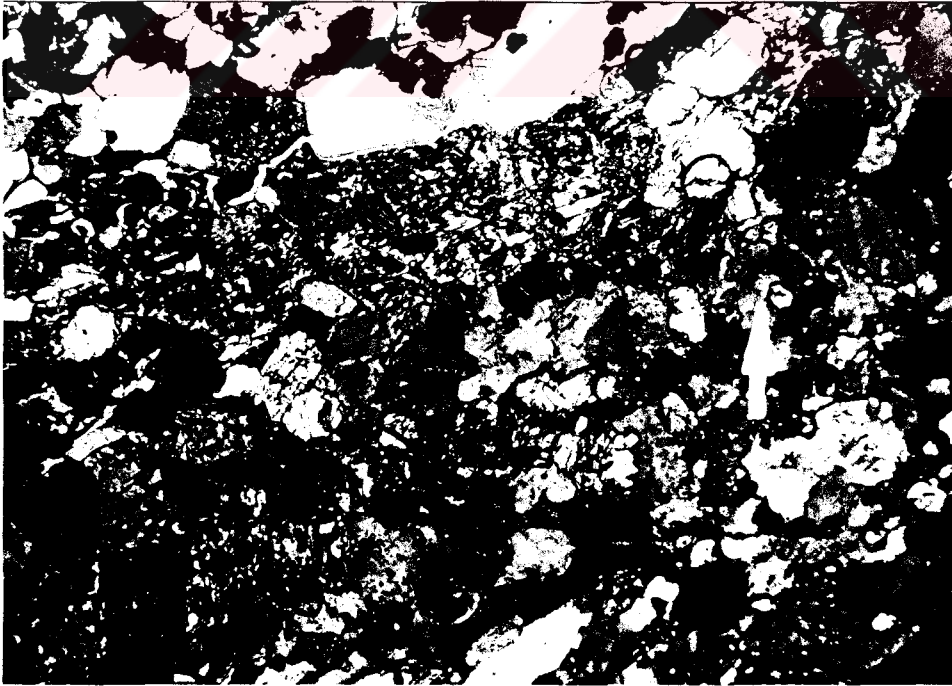


Foto 6.9. Aşağıçulhalı metamorfiti kalsilikatik gnayslarda S_2 folyasyon düzlemi (Büyütme: 4×10 , Çift Nikol).

Karanidere metamorfitinde metabazik ve pelitik kökenli kayalarda yine bu evrede biyotit, muskovit, kalsit, hornblend, epidot, kalsit, kuvars, albit, grafit, aktinolit, klinozoizit, klorit, spessartin ve almandin, titanit ve opak mineraller kristalleşmiştir. Yukarıdaki tüm mineraller S_2 folyasyon düzlemine paralellik göstermektedir (Şekil 6.3, 6.4).

DEFORMASYON MINERALLER	FM1			FM2	F3	F4
	D1			D2		
	Pre Tektonik	Sin Tektonik	Post Tektonik	Sin Tektonik	Post Tektonik	
Hornblend						
Aktinolit						
Klorit						
Epidot						
Albit						
Klinozoisit						
Kalsit						
Kuvars						
Titanit						
Opak Mineral						
Serisitleşme						
Kloritleşme						

Şekil 6.3. Karanidere metamorfiti metabazik kayaları kristalizasyon – deformasyon ilişkisi

DEFORMASYON MINERALLER	FM 1			FM 2	F 3	F 4
	D1			D2		
	Pre Tektonik	Sin Tektonik	Post Tektonik	Sin Tektonik	Post Tektonik	
Biyotit						
Muskovit						
Kuvars						
Albit						
Spessartin						
Almandin						

Şekil 6.4 Karanidere metamorfiti pelitik kayaları kristalizasyon – deformasyon ilişkisi.

İnceleme alanında ilerleyen karakterde gelişen metamorfizma iki evreli kıvrımlanma ile iç içe gelişmiştir. Porfiroblastları sarar şeklindeki S_2 düzlemleri ile porfiroblastların içinde çizgisel ve S şekilli mikro kıvrımlar gösteren kapanımlar iki ayrı deformasyon evresinin geliştiğini işaret etmektedir. Her iki deformasyon evresi birbirine dik olarak gelişmiştir.

6.1.3 Post tektonik kristalizasyon (Kr_3)

Post tektonik büyüme en kolay tanınan büyüme şeklidir. Bu faz masifin yükselmesi ve kırılanması sırasında oluşan mineralleri içermektedir. Tektonik hareketlerin durmasından sonra da kristallenme bazı kayalarda oldukça yoğun olarak gelişebilmektedir. Post tektonik kristaller karakteristik olarak kontakt metamorfizma ve bölgesel metamorfizmada geç termal evredeki yükselimle (basınç azalması) ilgili retrograt metamorfizmayla meydana gelir. Birçok minerallerin kristallenmeleri bütünüyle bu evrede gerçekleşmektedir.

Kaya dokusunda belirgin yönelim gösteren minerallerin yerine düzensiz dağılmış kristallerin oluşması, tektonik sonrası kristalleşmenin sonucudur. Porfiroblastların içindeki kapanımların dizilimi ile kayadaki genel yönelme arasında herhangi bir ilişki kurulamayabilir. Porfiroblastlar matriksdeki foliyasyon yönüne uyum göstermez. Post tektonik kristaller deformasyonun ana evrelerinden sonra çekirdeklenip büyüdülerinden, herhangi bir deformasyon etkisi göstermezler. Daha önceki foliyasyonun üzerinde büyüyen tektonik sonrası porfiroblastların önceki foliyasyonu çarpıtmamaları, en önemli özellikleridir (Akkök, 1981).

İnceleme alanında bu fazda deformasyonun devam ettiğini işaret eden herhangi bir veri gözlenmemektedir. Kayada belirgin yönelme gösteren minerallerin yerine yönelme göstermeyen minerallerden oluşan karmaşık bir dokusal özellik ortaya çıkmıştır. Kayada yaygın bir rekristalizasyon dokusu gözlenmektedir. Deformasyon durmasına rağmen kayanın uygun kimyasal bileşimi ve sıcaklık etkisi ile yeni kristal çekirdeklenmesi ve büyümesi devam etmektedir.

Kulatderesi metamorfizminde biyotit, stavrolit, kuvars ve plajiyoklas bu evrede kristalleşmeye devam etmektedir. Üst sillimanit zonuna ait kayaların dokusunda belirgin bir yönelme gözlenmemektedir.

Aşağıçulhalı metamorfitinde hornblend ve kalsit mineralleri post tektonik büyüme sergilemektedir. Ayrıca birim içerisinde diyopsit, granat ve kuvars mineral fazları arasında simplektit oluşumları gelişmiştir (Foto 6.10).

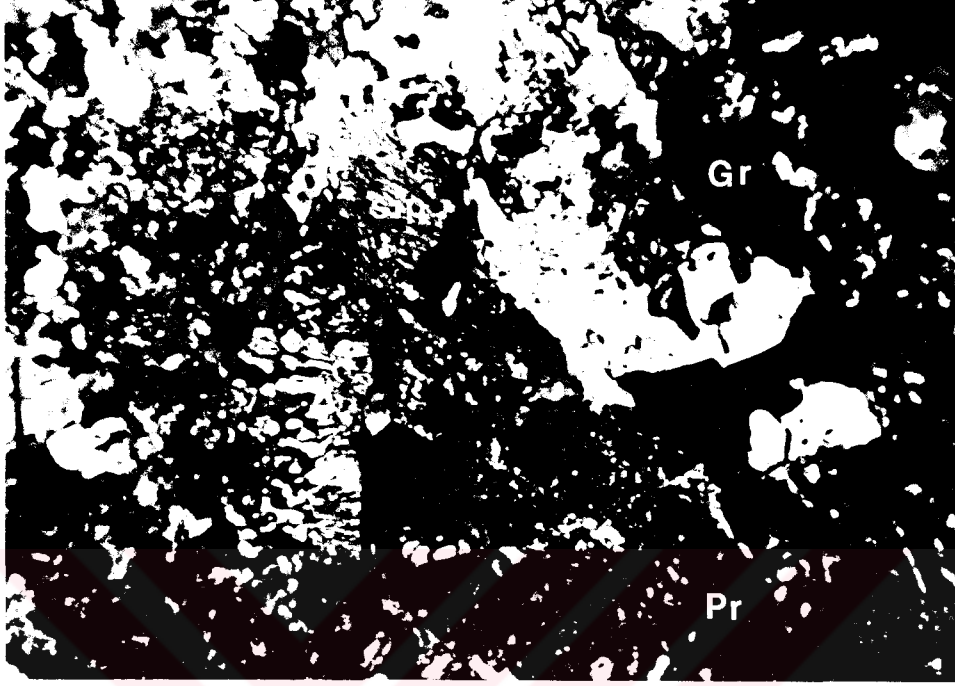


Foto 6.10. Kalksilikatik gnayslarda gelişen simplektit dokusu (Büyütme: 4×10, Çift Nikol). Sip:simplektit, gr:granat, qu:kuvars

Yüksek dereceli gnayslar veya granülit fasiyesi kayalarında gözlenen simplektit, Klinopiroksen + granat + kuvars mineral topluluğu arasında gelişen mineral reaksiyonları sonucunda ortaya çıkmaktadır. Masifin yükselmesi sırasında basınç azalmasına bağlı olarak retrograt süreçlerle gelişmektedir. Çok karmaşık şekilli kurtçuklar halinde gözlenmektedir. Kurtçukların ortopiroksen ve plajiyoklas bileşimli oldukları ifade edilmiştir (Barker, 1990).

Karanidere metamorfiti pelitik kökenli kayalarında biyotit, muskovit ve stavrolit post tektonik büyüme göstermektedir (Foto 6.11, 6.12, 6.13). Metabazik kökenli kayalarda ise titanit, epidot, kuvars ve aktinolit bu evrede de kristallenmeye devam etmektedir.

Kargasekmez kuvarsiti içerisinde gelişen mikrokıvrımda muskovitler kıvrımlanmaya katılırken, kuvarslar mikrokıvrımın içerisinde post tektonik

rekristalizasyon dokusu sergilemektedir. Kuvarsların birbiriyle olan tane sınırlarında yaklaşık 120 derece açıyla kesiştikleri izlenmektedir (Foto 6.14).

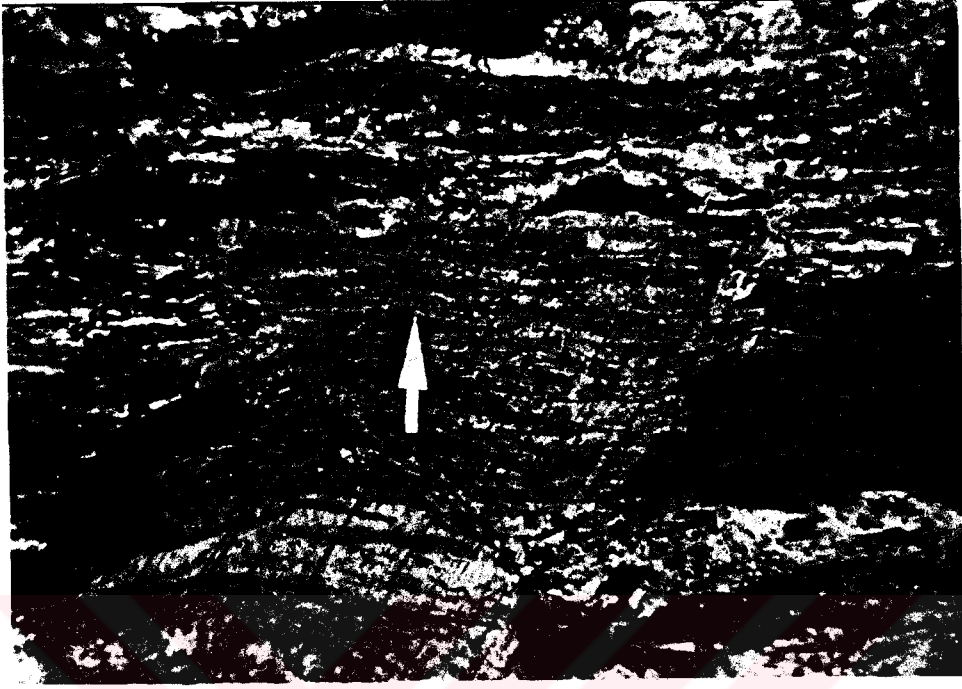


Foto 6.11. Karanidere metamorfitinde gözlenen posttektonik biyotit büyümesi (Büyütme: 4×10 , Tek Nikol).

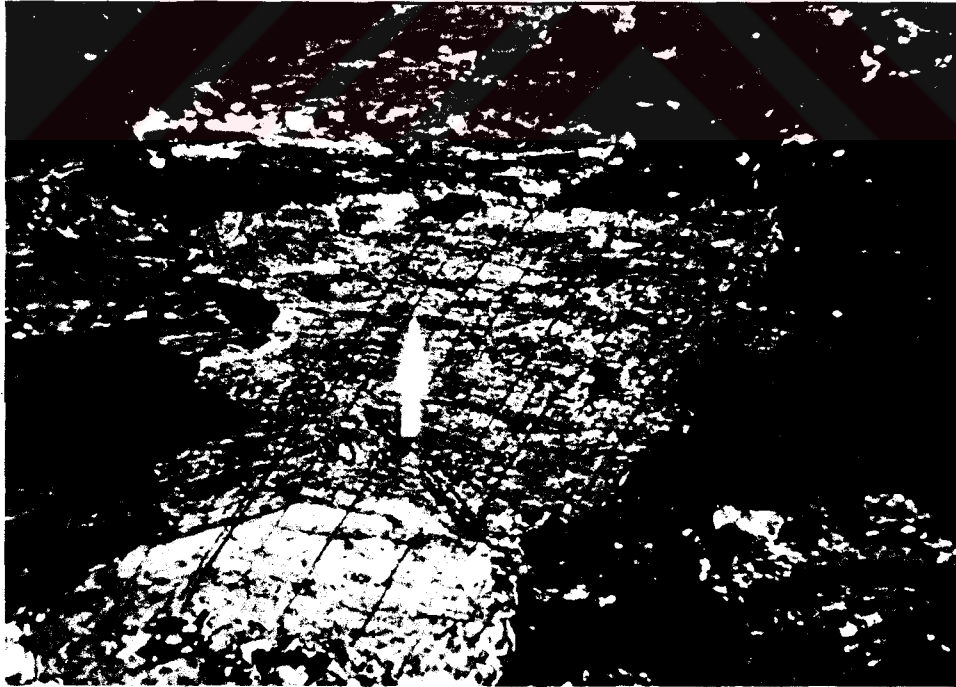


Foto 6.12 Karanidere metamorfitinde gözlenen posttektonik biyotit büyümesi (Büyütme: 4×10 , Çift Nikol).



Foto 6.13 Karanidere metamorfitinde gözlenen posttektonik stavrolit büyümesi
(Büyütme: 4×10, Tek Nikol).



Foto 6.14 Kargasekmez kuvarsitinde posttektonik kristalleşen kuvarslar
(Büyütme: 4×10, çift Nikol).

Diyopsit, skapolit ve grossular türü granatlar kontakt metamorfizmaya bağlı olarak bu evrede kristallaşmıştır.

F₄ deformasyon evresinde ise masifin yükselmesine bağlı olarak retrograt metamorfizma etkileri yaygın olarak gelişmiştir. Tüm metamorfik birimlerde ikincil mineral oluşumları gerçekleşmiştir. feldspat grubu minerallerde serisitleşme, biyotit, hornblend minerallerinde kloritleşme, olivin/orta piroksenlerde serpantinleşme türü alterasyonlar ortaya çıkmıştır. Kontakt metamorfik kayalarda karbonatlaşma, epidotlaşma ve kloritleşme türü alterasyonlar gelişmiştir.

İnceleme alanında yer alan metamorfik kayalarda biri plastik faz, diğeri katı faz olmak üzere iki deformasyon gelişmiştir. Plastik deformasyonda birbirine dik konumlu iki kıvrımlanma evresi ayırtlanmıştır. Bu kıvrımlar Ramsay (1967) tarafından tanımlanan Tip I kıvrımlanmasına uygunluk göstermektedir. Kristalizasyon-deformasyon ilişkisine göre biri deformasyondan önce, ikisi deformasyon sırasında, ikisi deformasyon sonrasında olmak üzere beş kristalleşme evresi ayırtlanmıştır. Deformasyon öncesi kristalleşme evresine ait veriler, sonraki dönemlerde gelişen deformasyonlar tarafından kısmen veya tamamen ortadan kaldırılmıştır.

Kristalizasyon-deformasyon ile ilgili tüm bulguların, Niğde masifinden (Göncüoğlu, 1981) elde edilen bilgilerle uyum içerisinde oldukları belirlenmiştir.

7. JEOLJİK EVRİM

Kırşehir bloğunun (Poisson, 1986) jeodinamik evrimi, Kırşehir Bloğunu çevreleyen okyanusal alanların jeolojik evrimi ile ilişkili olarak gelişmiştir (Şekil 7.1, Şekil 7.3). Bu okyanusal alanlar Kırşehir bloğunu kuzeyden sınırlayan İç Pontid kenedi, İzmir-Ankara-Erzincan kenedi ve Kırşehir bloğunun güneyinde dışbükey şekilli bir yay biçimindeki İç Toros kenedidir. İç Toros kenedi kuzeyde Niğde masifi, güneyde Toroslar ile sınırlanmaktadır (Şekil 7.2).

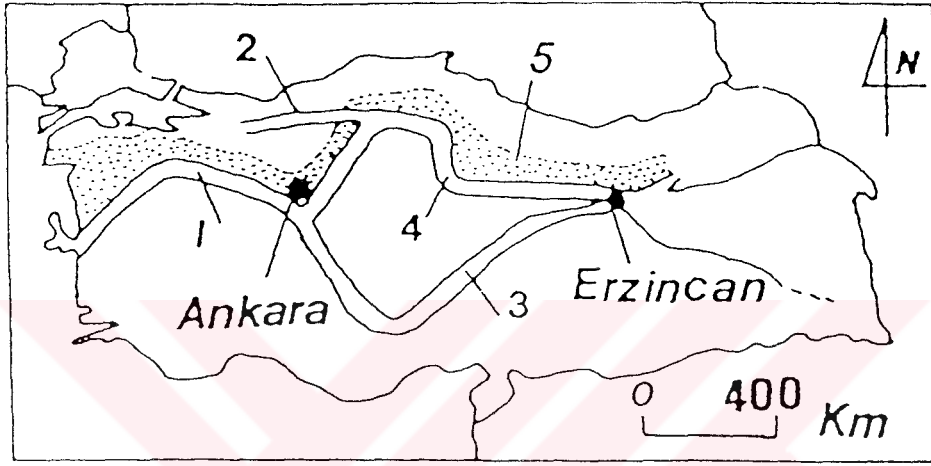
Kırşehir masifinin jeolojik ve jeodinamik evrimi ile ilgili olarak yapılan çalışmalarda başlıca iki model ileri sürülmüştür. Bunlar: 1. Ada yayı modeli (Seymen, 1982; Şengör ve Yılmaz, 1983; Görür vd., 1984; Erler vd., 1991) ve 2. Çarpışma modelidir (Erler vd., 1991; Göncüoğlu vd., 1991; 1992; 1993; 1994; Akıman vd., 1993; Tüysüz, 1993; 1996; Erler ve Bayhan, 1995).

7.1 Ada Yayı Modeli

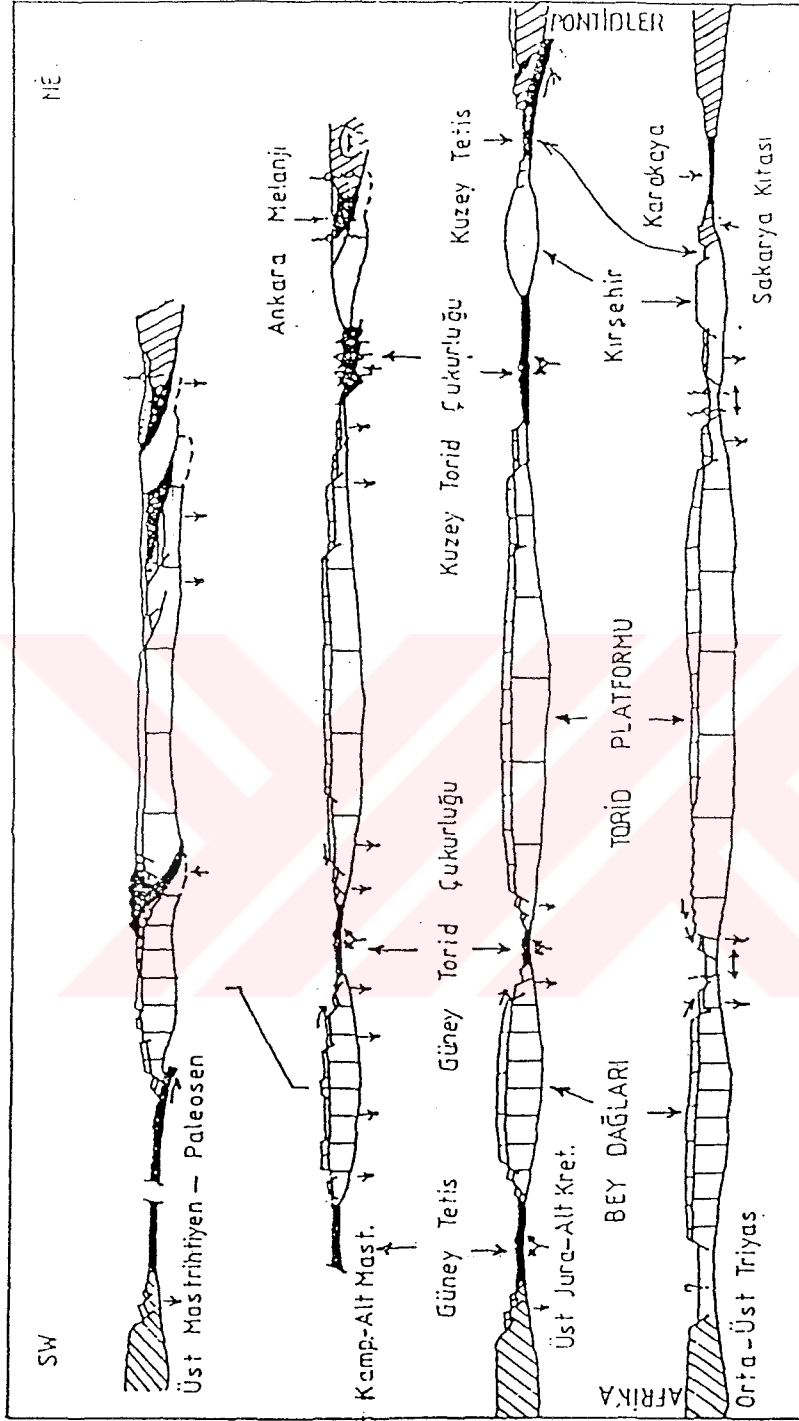
Ada yayı modelinde Triyas sonlarına doğru açılmaya başlayıp, Geç Kretase döneminde kuzeye doğru yitimle kapanan 'İzmir-Ankara-Erzincan' ve 'İç Toros Okyanusu' nun jeolojik evrimi ile ilişkili olarak, metamorfik ve magmatik kayalar oluşmuştur.

Seymen (1983), Kaman Grubu ve onunla sınırdaş ilişkili diğer birimlerin stratigrafik konumları ve yapısal özelliklerini karşılaştırarak Kırşehir masifinin metamorfizma yaşının Mesozoyik öncesi olduğunu ifade etmiştir. Araştırmacıya göre metamorfik kayalar Mesozoyik öncesinde gelişmiş Atlantik tipi bir kıta kenarı çökel prizmasını temsil etmektedir. Olasılıkla Pan-Afrikan (Şengör, 1984) bir temel üzerinde gelişen metamorfik kayaların protolitleri, ada yaylarının kök zonlarında düşük basınç/yüksek sıcaklık koşulları altında metamorfizma geçirmiştir. Araştırmacı Kırşehir masifinin Anadolunun Neo-Tetis evrimi süresince kıtasal bir blok olarak jeolojik olaylara katıldığını belirtmiştir.

Özgül, (1976) ve Görür vd., (1984) Kırşehir masifinin metamorfik kayalarına üzerlemiş olan ofiyolitik kayaların varlığına değinmiş, her iki kaya topluluğunun Kretase-Paleosen yaşlı yay granitleri tarafından kesildiğini ifade



Şekil 7.2. Kenet kuşakları. 1- İzmir – Ankara kenedi; 2- İç Pontid kenedi; 3- İç Toros kenedi; 4- Erzurum kenedi; 5- Karakaya kenedi (Koçyiğit, 1990'dan alınmıştır).



Şekil 7.3. Anadolu mikro levhasında gelişen okyanusal alanlar ile mikro kıtaların

Triyas - Alt Tersiyer dönemindeki genel evrimi (Poisson, 1986' dan alınmıştır).

etmişlerdir. Bu durum araştırmacılar tarafından İç Toros Okyanusunun Geç Kretasede Kırşehir kıtasının altına dalması ile açıklanmıştır.

Erler vd. (1991), Kaman, Kırşehir ve Yozgat yörelerinde geniş yüzeylenimler sunan granitoyitlerin temel kayalar içerisine sokulum yaptığını belirtmişlerdir. Granitoyitlerin jeokimyasal özellikleri dikkate alınarak Kaman yöresi kayaları 'I-tipi', Yozgat yöresi kayaları ise 'S-tipi' granitoyitler olarak tanımlanmıştır. Yazarlara göre Kaman yöresi granitoyitleri, İç Toros okyanusunun Geç Kretase döneminde Kırşehir bloğunun altına dalması sonucu oluşan yitim zonunun ürünü magmatik yayın plütonik kayalarıdır. Yozgat yöresi magmatik kayaları ise Kırşehir bloğunun Pontidlerle çarpışması sonucunda Kırşehir bloğunda meydana gelen kabuk kalınlaşmasına bağlı olarak metamorfik kayaların kısmi ergimesi ile oluşmuş plütonik kayalar olarak yorumlanmıştır..

7.2 Çarpışma Modeli

Tekeli vd. (1991), Tüysüz (1993, 1996), Göncüoğlu vd. (1991, 1992, 1993, 1994), Boztuğ (1998) in çalışmalarında, Kırşehir bloğunun jeodinamik evrimi ile ilgili 'yay modeli' ni öne süren araştırmacıların görüşlerinden farklı olarak, çarpışma modeli önerilmektedir.

Tekeli vd. (1991), Akdağmadeni metasedimanter grubunu oluşturan metamorfik kayaların büyük çoğunluğu pelitik, psamitik, kalsilikatik ve metakarbonatlardan oluştuğunu belirtmişlerdir. Akdağmadeni masifinin kuzeydoğusunda yer alan Karaçayır dolaylarında metakarbonatlar çok yaygın olarak yüzeylenmektedir..

Araştırmacılara göre pelitiklerle başlayıp metakarbonatlarla sonlanan metamorfik dizilim, genel olarak kırıntılı malzeme ile beslenen, daha derin kesimlerde karbonatların çökeldiği, olasılıkla kıta şelfine ait bir ortamı yansıtan Atlantik tipi bir kıta kenarını temsil etmektedir. Akdağmadeni ve Karaçayır metamorfik kayalarının protolitlerinin kabuk içinde yaklaşık 25 km derinlikte metamorfizmaya uğradığı belirtilmiştir. Böyle bir metamorfizmanın ya kıta-kıta çarpışması sırasında yada ofiyolit naplarının altında derin gömülme sonucunda meydana gelebileceğini ifade etmişlerdir.

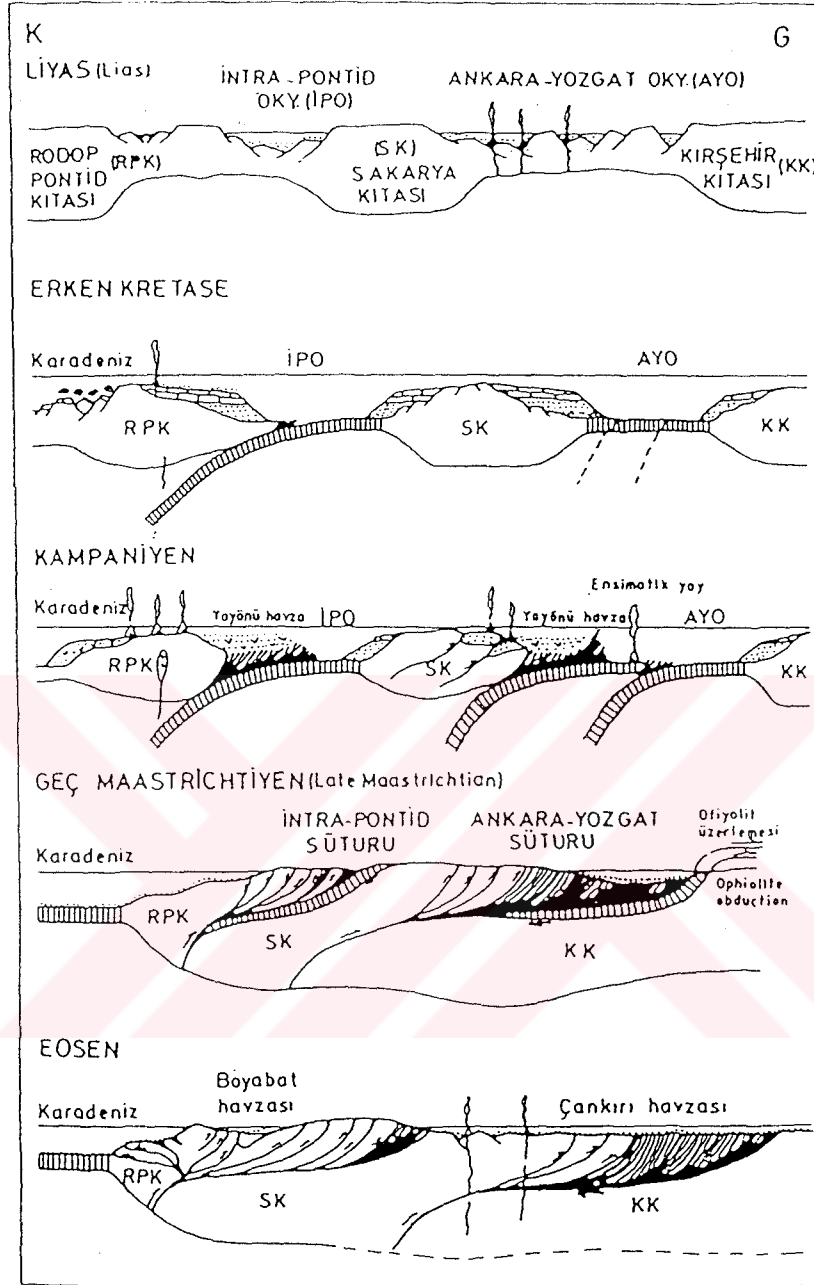
Tüysüz (1993, 1996) Kırşehir masifi ve kuzeyinde yüzeyleyen ve ‘Temel Birlikler’ adıyla tanımladığı kayaları; ‘Kırşehir Birliği’, ‘Okyanusal Birlik’ ve ‘Yay Birliği’ olarak üç birliğe ayırtlamıştır. Kırşehir Birliğinin olasılıkla Pan-Afrikan yaşlı ileri derecede metamorfizma geçirmiş bir çekirdek ile Mesozoyik öncesi (?) yaşlı düşük dereceli metamorfizma özelliği gösteren bir dış kılıftan oluştuğunu ifade etmiştir. Ancak araştırmacı İzmir-Ankara okyanusunun Liyasta açılmaya başladığına dikkat çekerek, Kırşehir masifinin kılıfını oluşturan düşük dereceli metamorfizmlerin bir kısmının Geç Mesozoyik yaşta olması gerektiğini belirtmiştir.

Araştırmacıya göre Geç Kretasede Ankara-Yozgat okyanusundan güneye doğru ilerleyen ofiyolit naplarının Kırşehir masifinin üzerine yerleşmesi, olasılıkla Kırşehir masifinin Prekambriyen yaşlı metamorfik temeli üzerinde gelişen ve masifin kılıfını oluşturan çökellerin metamorfizmasına neden olmuştur.

Tüysüz (1993) Sakarya kıtası ve Kırşehir bloğunun jeolojik evrimi boyunca Liyas öncesi, Liyas-Geç Kretase ve Geç Kretase-Paleosen zaman aralıklarında olmak üzere üç farklı tektonik rejimin etkili olduğunu ifade etmiştir. Liyas öncesi dönem bir sıkışma dönemidir. Bu dönem sonunda Karakaya kenar denizi kapanmıştır. Liyas-Erken Kretase dönemi ise genel olarak gerilmeli rejimin etkili olduğu bir dönemdir. Bu dönem süresince İzmir-Erzincan ve İç Toros okyanusu açılmaya devam etmiştir.

Geç Kretase döneminde bölge yeniden sıkışma rejiminin etkisine girmiş, Erken Kretase sonu Geç Kretase başında Ankara-Erzincan okyanusu kuzeye Sakarya kıtasının altına doğru dalmaya başlamıştır. Aynı dönemde İzmir-Ankara-Erzincan okyanusu içinde yeni bir dalma-batma meydana gelmiştir. Bu ‘okyanus içi dalma-batma’ sonucunda ensimatik bir yay gelişimi gerçekleşmiştir İç Toros okyanusu da Kampaniyende Kırşehir kıtasının altına dalmaya başlamıştır (Şekil 7.4).

İzmir-Erzincan ve İç Toros okyanusal alanların kapanmasıyla ilgili olarak okyanus kabuğuna ait ofiyolit napları, güneye doğru ilerleyerek Kırşehir masifi ve Toros platformunun kuzey kenarı üzerine, Kampaniyen sonu Geç Mestrihtyen öncesi yerleşmiştir (Kozlu vd., 1990; Tüysüz, 1996). Ofiyolit yerleşmesi Kırşehir



Şekil 7.4. Kuzey Neo-Tetisin Liyas – Eosen sürecindeki tektonik evrimini gösteren model kesitler (Tüysüz, 1993’ den alınmıştır).

kıtasının İzmir-Ankara-Erzincan okyanusuna bakan kuzey kenarının metamorfizmasına neden olmuştur.

İç Toros Okyanusunun Kırşehir kıtasının altına dalmasıyla Kırşehir kıtasında sıkışma ve kabuk kalınlaşması meydana gelmiştir. Bu olayların sonucunda metamorfikleri ve ofiyolitleri kesen Geç Kretase-Erken Paleosen yaşlı yay magmatikleri, daha yaşlı diğer birimlere sokulum yapmıştır (Tüysüz ve Dellaloğlu, 1992; Tüysüz, 1993).

Kırşehir bloğunu 'Orta Anadolu Kristalen Kompleksi' olarak adlandıran Göncüoğlu (1986), Göncüoğlu vd. (1991, 1992, 1993; 1994), Orta Anadolu Kristalen Kompleksinin (OAKK) jeolojik ve jeodinamik evrimi ile ilgili olarak öne sürdükleri görüşlerin geniş bir özeti aşağıda sunulmuştur.

Orta Anadolu Kristalen Kompleksinin temeli Gümüşler, Kaleboynu ve Aşıgediği litodem birimlerinden meydana gelen metamorfik kayalardan oluşmaktadır. Gümüşler formasyonu başlıca gnays ve mika-şistler ile, bu birimlerle ardalanmış metakarbonat, amfibolit ve metakuvarsitlerle temsil edilir.

Birim kaya türü özellikleri açısından Aladağ Ünitesinin Yahyalı metamorfitlerinin alt bölümü ile karşılaştırılabilir. Bu veriye göre Gümüşler metamorfiti Alt Paleozoyik yaşlıdır.

Gümüşler formasyonu üzerine Kaleboynu formasyonu gelir. Birimin hakim litolojisini mermerler oluşturmaktadır. Gnays, kalsilikatik mermer ve kalsilikat aratabakaları mermerler arasında bantlar halinde yer alır. Bu istif bölgesel olarak Toros kuşağında yer alan Üst Devoniyen-Alt Triyas yaşlı Kütahya-Bolkardağ istifi ile karşılaştırılabilir. Birimin yaşı Üst Paleozoyik-Alt Mesozoyik olarak kabul edilmiştir.

Kaleboynu formasyonu üzerine Aşıgediği formasyonu gelir. Birim som mermerlerden ve üst bölümlerde çörtlü mermer ve amfibolşist ardalanmasından oluşmaktadır. Aşıgediği formasyonun Aladağ-Bolkardağ istiflerindeki Orta Triyas-Alt Kretase yaşlı karbonatlara karşılık geldiği ifade edilmiştir.

Araştırmacılara göre Orta Anadolu Kristalen Kompleksi Mesozoyik boyunca Torit-Anatolit platformunun bir devamı olarak jeolojik olaylara katılmıştır. Geç Mesozoyik boyunca Toros karbonat platformunun, İzmir-Ankara-Erzincan

okyanusuna bakan kuzey kenarını oluşturmaktadır. Platform Erken Kretasede çökmeye ve derinleşmeye başlamıştır. İzmir-Ankara-Erzincan okyanusunun olasılıkla Geç Kretase başında kapanmaya başlamasıyla, ofiyolitler tarafından üzerlenmiş, Anatolit-Torit platformu çok evreli deformasyon ve metamorfizma geçirmiştir.

Orta Anadolu Metamorfitleri deformasyon ve rekristalizasyon özelliklerine göre, ana metamorfizma evresinde, önce kabuk kalınlaşmasını daha sonra ise kabuksal genişlemeyi temsil eden metamorfik mineral parajenezleri içermektedir.

Göncüoğlu vd. (1994)' ne göre Orta Anadolu Metamorfitlerinde ana metamorfizma olayları ilerleyen (progresif) tipte olup iki ana evre ile temsil edilir. İlk evre özellikle Gümüşler Metamorfitinde gelişen ve disten + biyotit + granatlı parajenezlerle belirlenen orta basınç/yüksek sıcaklık şartlarında gelişmiştir. İkinci evre metamorfizma ise andaluzit+sillimanit+kordiyerit parajenezi ile belirginleşmektedir. Bu parajenez tipik orta/düşük basınç-yüksek sıcaklık tipi metamorfizmaya işaret eder. Benzer metamorfik mineral parajenezleri Kaman yöresinden de bilinmektedir (Seymen, 1981a,b).

Göncüoğlu vd. (1991; 1992; 1993, 1994)'ne göre OAKK üzerinde yer alan ofiyolitik birimler birbirinden farklı iki grup oluşturmaktadır. İlk gruptaki ofiyolitler okyanusal kabuktan türemiş N-tipi (normal tip) ofiyolitlerdir ve 'metamorfik ofiyolit' olarak adlandırılmıştır (Göncüoğlu, 1981). Bu ofiyolitler Anatolit-Torit platformu üzerinde yer alan İzmir-Ankara-Erzincan okyanusunun kapanma evresinde, OAKK üzerine olasılıkla deformasyon ve metamorfizma öncesinde, olistolitler halinde platform üzerine aktarılmış ve diğer birimlerle birlikte metamorfizma geçirmiştir.

İkinci grupta yer alan ofiyolitik kayalar OAKK nin ana deformasyon evresinden etkilenmemiştir ve metamorfitler üzerinde tektonik dokanıklı olarak yer alırlar. İkinci grup ofiyolitlerin jeokimyasal özellikleri (Göncüoğlu vd., 1993; Yalınız vd., 1996) bunların 'dalma-batma zonu üstü' nitelikte oldukları ve okyanus içi dalma-batma zonu ve bir ensimatik ada yayı ile ilişkili olarak geliştiklerini işaret etmektedir.

Orta Anadolu Kristalen Kompleksi içinde yer alan ve birbirini kesen farklı mineralojik ve jeokimyasal özelliklere sahip olan granitoyitler, oluştukları tektonik ortamlar dikkate alınarak ‘çarpışma sırası granitler’ ve ‘çarpışma sonrası granitler’ olmak üzere iki grup halinde guruplanmıştır (Göncüoğlu vd., 1993).

İlk grubu oluşturan granitoyitler tipik kıtasal kabuk kökenli, S tipi, iki mikalı olup jeokimyasal özellikleri ‘çarpışma tipi’ granitlere uyumluluk sergiler. Bu grubun tipik örneğini Yozgat Batoliti oluşturmaktadır (Akıman vd., 1993).

İkinci grup granitoyitler I ve S tipi özelliklere sahiptir ve ilk grup granitoyitleri keserler. Jeokimyasal özellikleri çarpışma sonrası özellikte olduklarına işaret etmektedir.

Araştırmacılara göre granitoyitlerden elde edilen bilgilerden, Orta Anadolu Kristalen Kompleksinin jeolojik evrimi ile ilgili olarak iki önemli sonuç ortaya çıkmaktadır. Birincisi Görür vd., (1984) tarafından ifade edilen magmatizmanın yay magmatizması tipinde olmadığıdır. Bu veriye göre; birçok araştırmacının öne sürdüğü ‘İç Toros Okyanusu’ ve bu okyanusun Kırşehir Bloğunun altına dalarak yitime uğradığı görüşü geçerli olmamaktadır. İkinci sonuç; Orta Anadolu Granitoyitlerinin genelde ‘çarpışma tipi’ granitoyitler olduğunun belirlenmesidir.

Göncüoğlu vd., (1991) Orta Anadolu Kristalen Kompleksi ile İzmir-Ankara-Erzincan Okyanusunun kuzeyinde yer alan Sakarya kıtası arasında Erken Üst Kretasede çarpışmanın gerçekleşmediğini belirtmiştir. Yazarlara göre İzmir-Ankara-Erzincan Okyanusunun tüketilmesi (yitimi), İzmir-Ankara Okyanusunun kuzeye Pontidlerin altına dalmasıyla değil, yine kuzeye doğru dalan, bir okyanus içi dalma-batma zonu boyunca gelişmiştir.

Göncüoğlu vd. (1991,1992, 1993, 1994) yukarıda açıklanan metamorfitle, ofiyolitler ve granitoyitler ile ilgili veri ve yorumların tümü birlikte değerlendirildiğinde çok genel hatları ile şöyle bir evrim modeli önermişlerdir:

Torit-Anatolit platformunun kuzey kenarını temsil eden Orta Anadolu Metamorfileri Mesozoyik boyunca Toros karbonat platformu ile birlikte evrimleşmiş, Geç Kretasebaşında İzmir-Ankara Okyanusunun, okyanus içi bir dalma-batma zonu boyunca kapanması ile Orta Anadolu Metamorfilerini oluşturan istifin üzerine önce ofiyolit içeren sedimanter karışıklar, daha sonra ise ofiyolitik kayalar yerleşmiştir. Bu ofiyolit yerleşmesi ile kalınlaşan kıtasal kabuk,

önce orta basınç/yüksek sıcaklık tipi metamorfizmaya uğramıştır. Bu metamorfizmaya bağlı olarak önce S-tipi çarpışma tipi granitoyitler oluşmuştur. Daha sonra ise kalınlaşan kabukta meydana gelen çarpışma sonrası genişlemeye bağlı düşük basınç/yüksek sıcaklık tipi metamorfizma meydana gelmiştir. Kabuğun adiabatik dekompresyonuna bağlı olarak çarpışma sonrası 'I-S' tipinde granitoyitler gelişmiştir (Şekil 7.5).

Boztuğ (1998), Pontidlerle Anatolitlerin Ankara-Erzincan suture zone boyunca Üst Kretase çarpıştıklarını, metamorfizmanın bu çarpışmaya bağlı olarak Anatolit levhasının pasif kenarında meydana geldiğini, metamorfizma derecesinin kuzeyden güneye doğru azaldığını ifade etmiştir. Magmatik kayaların çarpışmayla eş zamanlı olarak yine bu pasif kıta kenarında, çarpışmayla eş zamanlı S-tipi, çarpışma sonrası I-tipi ve çarpışma sonrası A-tipi levha içi karakterli üç ayrı türevinin meydana geldiğini ileri sürülmüştür. .

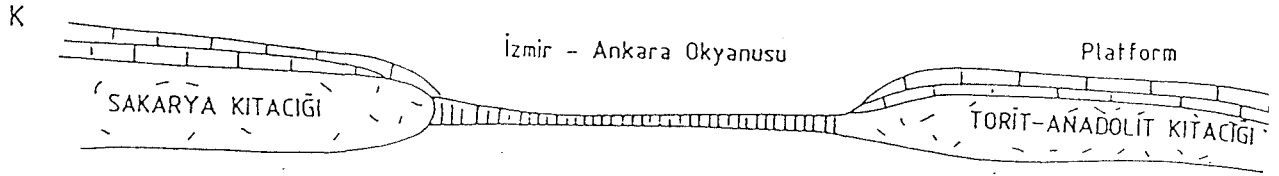
7.3 Akdağmadeni Metamorfitlerinin Jeolojik Evrimi

Akdağmadeni yöresinde inceleme alanında yüzeyleyen metamorfik kayaların stratigrafik, yapısal ve mineralojik-petrografik özellikleri birlikte yorumlandığında genel hatlarıyla şöyle bir evrim evrim modeli düşünülmüştür.

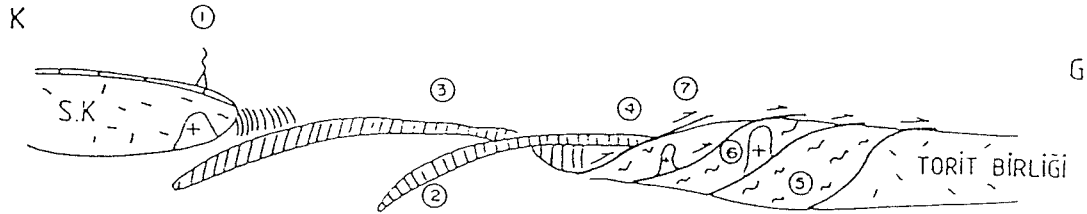
Kıtasal kabuk kökenli metamorfik kayaları oluşturan Kulatderesi, Aşağıçulhalı, Karanidere ve Kargasekmez metamorfiti ile Bozçaldağ metakarbonatının protolitleri Paleozoyik-Geç Mesozoyik öncesi zaman aralığında Pan-Afrikan bir temel üzerinde çökelmiştir. Orta Anadolu Kristalen Kompleksinde Pan-Afrikan olaylarının varlığına ilişkin görüşler Niğde masifinden elde edilen radyometrik yaş verisine dayanmaktadır. Niğde masifi kayalarının en alt bölümünü oluşturan Gümüşler formasyonundan Rb/Sr ve Pb^{207}/Pb^{206} yöntemiyle elde edilen ortalama 2000 my. yıllık yaş bulgusunun (Göncüoğlu, 1982), çok kuşkulu da olsa Pan-Afrikan evresine işaret edebileceği ifade edilmiştir (Göncüoğlu, 1982; Göncüoğlu, 1986; Şengör, 1984).

İnceleme alanındaki metamorfik kayaların istif özellikleri Atlantik tipi kıta kenarında, olasılıkla kıta şelfi üzerinde çökelmeyi temsil etmektedir.

a) Jura - Alt Kretase

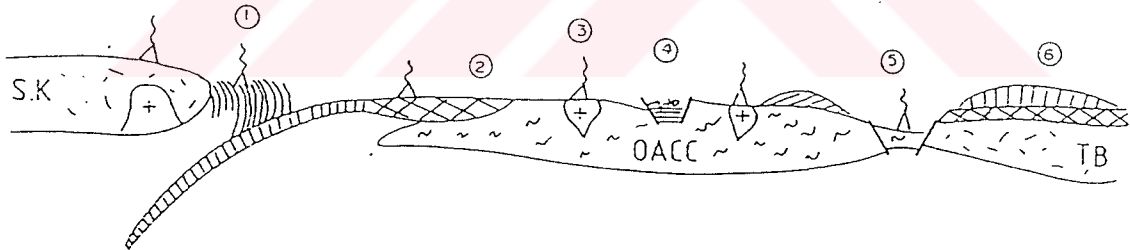


b) Erken Üst Kretase



- 1- Pontid magmatik yayı
- 2- Okyanus içi dalma - batma zonu
- 3- SSZ - Tipi ofiyolit oluşumu ve müstakbel ensimatik yay
- 4- MOR - Tipi okyanusal kabuk üzerlemesi (obduction)
- 5- TAP Kuzey kenarında kalınlaşma ve metamorfizma
- 6- S - Tipi sinkolizyonal granitler
- 7- Müstakbel Bozkır - Aladağ ve Bolkar birlikleri

c) Üst Kretase



- 1- Yay önü volkanizması
 - 2- Ensimatik yay çarpışması ve yerleşmesi
 - 3- Çarpışma sonrası genişlemeye bağlı magmatizma ve volkanizma
 - 4- Orta Kızılırmak gerilmeli baseni
 - 5- Ulukışla gerilmeli baseni ve ilişkili kıta içi volkanizması
 - 6- Toros Birlikleri
- SK: Sakarya Kıtacığı, OACC: Orta Anadolu Kristalen Kompleksi
TB: Toros Birlikleri

Şekil 7.5. Orta Anadolu Kristalen Kompleksinin Jeodinamik Evrimi

(Göncüoğlu, 1994' den alınmıştır).

Torit-Anatolit platformunun kuzey kenarını temsil eden Orta Anadolu Metamorfitleri Mesozoyik boyunca Toros karbonat platformu ile birlikte evrimleşmiştir. Anatolit-Torit platformu üzerinde yer alan İzmir-Ankara-Erzincan okyanusu Liyas-Erken Kretase boyunca gerilmeli rejimin etkisi altında kalmış ve açılmaya devam etmiştir (Tüysüz, 1993, 1996).

Erken Üst Kretasede İzmir-Ankara Okyanusunun kuzeye doğru okyanus içi bir dalma-batma zonu boyunca kapanması ile Orta Anadolu Metamorfitlerini oluşturan istifin üzerine 'normal tipte' okyanusal kabuğa ait birimler olistolitler halinde platform üzerine aktarılmıştır. Bu birimler metamorfizma geçirmiş 1. evre ofiyolitleri (Göncüoğlu vd., 1994) temsil etmektedir.

İnceleme alanında yeşilşist fasiyesi kayaları içinde onlarla birlikte metamorfizma geçiren bütünüyle serpantinleşmiş okyanusal kabuğa ait metaultramafitler yer almaktadır (Kızılkaya metaultramafiti). Ultramafik kökenli kayaların diğer metamorfik kayalarla birlikte metamorfizma geçirmesi metamorfizmanın, 1. evreyi temsil eden bu ultramafiklerin kırsehir bloğuna yerleşmesinin ardından meydana geldiğini göstermektedir.

Bu ofiyolit yerleşmesi ile Torit-Anatolit platformunun kuzey kenarı dilimlenmiş, kuzeye eğimli bindirme düzlemleri boyunca birbiri üzerine itilerek masifte imbrike bir iç yapı gelişmiştir. Kalınlaşan kıtasal kabukta Disten+sillimanit+biyotit mineral parajenezi ile belirginleşen (Kulatderesi metamorfiti) Baroviyen tipi orta basınç/yüksek sıcaklık karakterinde metamorfizma gelişmiştir. Metamorfizma, yeşilşist fasiyesi klorit/biyotit zonundan amfibolit fasiyesi üst sillimanit zonuna kadar kesintisiz bir şekilde progresif olarak gelişmiştir. İnceleme alanında migmatitik kayalar gözlenmemesine rağmen Kulatderesi metamorfite sillimanit+ortoklas mineral topluluğu belirlenmiştir. Amfibolit fasiyesi üst sillimanit zonunu temsil eden bu mineral parajenezi, bu evrede metamorfizmada etkili sıcaklık ve basıncın kısmi ergime koşullarına ulaştığını göstermektedir. Bu metamorfizmaya bağlı olarak 'çarpışma sırası' S-tipi granitoyitler (Bayramali granitoyiti) oluşmuştur. Orta Anadolu Kristalen Kompleksinin birçok yerinde örneğin Kaman, Kırşehir, Akdağmadeni ve Niğde yörelerinde migmatitik kayalar ve bu migmatitlerle genetik ilişkili 'S-tipi' granitoyitler yer almaktadır (Göncüoğlu vd., 1991;

Alpaslan, 1993). Çarpışma sonrası kıtasal kabukta meydana gelen adyabatik dekompresyona bağlı olarak 'I-S' tipinde çarpışma sonrası granitoyitler meydana gelmiştir.

7.4 Post Metamorfik Evrim

Akdağmadeni masifinin en yüksek dereceli metamorfizmayı temsil eden kesimlerinin günümüzde yüzeylenmekte olması, masifin çok etkili bir erozyon geçirdiği göstermektedir. İnceleme alanında Paleosen-Erken Eosen yaşlı birimlerin gözlenmeyişi, Akdağmadeni metamorfitlerine ait çakılları Üst Lütesiyen yaşlı Beyyurdu formasyonunun tabanında yer alması, Paleosen' den Orta Eosen' e kadar geçen evre boyunca, Akdağmadeni metamorfitlerinin yükseldiğini işaret etmektedir. İnceleme alanında metamorfizma sonrasında Akdağmadeni metasedimanter grubu üzerine Üst Lütesiyen yaşlı sedimanter birimler (Beyyurdu formasyonu) uyumsuz olarak gelmektedir.

Erken Eosen döneminde Ankara-Erzincan kenedi boyunca Kırşehir bloğu ve Rodop/Pontid fragmanı arasında kıta-kıta çarpışması gerçekleşmiştir (Şengör and Yılmaz, 1981; Görür et al, 1984). Erken Eosenin sonunda Kırşehir bloğu ile Doğu Toros platformu çarpışmıştır. Bu çarpışmaya bağlı olarak çarpışma zonu çökmüş, havza karakteri kazanmış ve havza kenarlarında yaygın transgresyonlar gelişmiştir (Tekeli vd., 1992).

Orta Eosen başından itibaren çekim fayları (Yılmaz ve Özer, 1984; Çeltek fayları) ile çökme sonucunda masif transgresyona uğramış; altta iri konglomeralarla başlayıp üste doğru kumtaşı marn ve kireçtaşı çökeli ile devam eden transgresif nitelikli Üst Lütesiyen yaşlı Beyyurdu formasyonu çökelmiştir. Beyyurdu formasyonunda gözlenen fasiyes tekrarlanmalarının, yoğun tektonik aktiviteye bağlı olarak geliştiği düşünülmektedir.

Bölge Geç Lütesiyen sonundan itibaren gelişen KB-GD yönlü sıkışma nedeniyle yükselmiş, KD-GB yönelimli kıvrım eksenleri gelişmiştir.

İnceleme alanı neotektonik dönemde (Orta Miyosen) K-G yönlü sıkışma etkisinde kalmıştır. Metamorfik Kayaları ve sedimanter örtüyü birlikte etkileyen deformasyon, yüzey bindirmesi şeklinde gelişmiştir (Kızılcaova-Kavak

Bindirmesi). Metamorfik birimlerde ve sedimanter örtü birimlerinde tabaka arası kaymalarla kuzeye eğimli bindirme düzlemleri ve güneye devrik kıvrımlar gelişmiştir.

Geç Miyosen boyunca bölge bir serbestleme dönemine girmiştir (Göncüoğlu vd., 1994). Altta akarsu oluşuklarıyla başlayıp üste doğru gölsel karbonatlara geçen ve karasal ortamı temsil eden Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Yahyalı formasyonu tüm birimler üzerinde açılı uyumsuz olarak çökelmiştir. Ancak Yahyalı formasyonunun kuzey dokanakları boyunca bindirmelerin/Ters fayların (Ardıçalanı-Güdül Bindirmesi) izlenmesi, olasılıkla Geç Pliyosen sonundan itibaren 'Orta Anadolu Bindirme Kuşağı' nın (Tatar, 1977; Yılmaz ve Özer, 1984) aktifliğini kısmen koruduğunu göstermektedir. Göncüoğlu vd. (1994)' ne göre bu bindirmeler Eosen döneminde gelişmiş olan temel bindirmelerinin yeniden aktifleşmesi ile ilgilidir

Tüm bu birimler Pliyo-Kuvaterner yaşlı Ağbaba plato-bazalt akıntıları tarafından yatay olarak örtülmektedir.

8. SONUÇLAR

İnceleme alanından elde edilen verilere göre aşağıdaki sonuçlara ulaşılmıştır.

1. İnceleme alanının 1/25.000 ölçekli Sivas İ36 d1,d2, d3, d4 paftalarının jeoloji haritası yapılmıştır.
2. İnceleme alanında yer alan kaya grupları, Türkiye Stratigrafi Komisyonunun belirlediği esaslar çerçevesinde, litodem ve litostratigrafi birimleri olarak ayırtlanmıştır.
3. Litodem birimlerinden metamorfik kayalar 'Akdağmadeni metasedimanter grubu' olarak adlandırılmış ve grup içinde yaşlıdan gence doğru beş birim ayırtlanmıştır. Bunlar sırasıyla 1- Pelitik kayalardan oluşan Kulatderesi metamorfiti, 2- Kalksilikatik kayalardan oluşan Aşağıçulhalı metamorfiti, 3- Pelitik, yarıpelitik ve psamitik düzeyler içeren Karanidere metamorfiti, 4- Psamitik kökenli kayalardan oluşan Kargasekmez kuvarsiti ve 5- metakarbonatlardan oluşan Bozçaldağ metakarbonatıdır.
4. Akdağmadeni metasedimanter grubu içerisinde egzotik bloklar halinde, özellikle tektonik hatlar boyunca gözlenen ve metasedimanter kökenli kayalarla birlikte metamorfizma geçiren ultramafik kökenli kayalar, Kızılkaya metaultramafiti olarak adlandırılmış ve tanımlanmıştır.
5. Akdağmadeni metasedimanter grubu metamorfizma özellikleri yönünden basıncın yaklaşık sabit kaldığı, sıcaklığın giderek artan bir şekilde geliştiği, ortaya çıkan metamorfik mineral ve mineral topluluklarından anlaşılmaktadır. Akdağmadeni metasedimanter grubunda metamorfizma derecesi yönünden Winkler (1979) tarafından tanımlanan düşük, orta ve yüksek dereceli metamorfizma mertebelerinin geliştiği belirlenmiştir. Metamorfizma yeşilist fasiyesinin düşük sıcaklık zonundan amfibolit fasiyesi üst sillimanit zonuna kadar kesintisiz olarak, tek tip ve ilerleyen karakterde gelişmiştir. Pelitik kökenli kayalarda klorit - biyotit – almandin(granat) - Stavrolit – disten – sillimanit minerallerinin

izlenmesi, metamorfizmanın; klasik Barovian orta basınç/yüksek sıcaklık karakterinde geliştiğini işaret eden önemli mineralojik verilerdir.

Metabazik kökenli kayalarda ise yeşilşist fasiyesi düşük sıcaklık zonunda tipik olarak aktinolit+klinozoizit/epidot+albit+klorit mineral parajenezi ortaya çıkmaktadır. Metamorfizma derecesi arttıkça Ca'lu amfibollerin pleokroyizma renkleri de içerdikleri Ti miktarının artmasına bağlı olarak değişmektedir. Soluk yeşil renkli pleokroyizma rengine sahip olan aktinolitler mavi-yeşil hornblende ve yeşil, kahverengi-yeşil hornblende geçiş göstermektedir. İnceleme alanında metabazik kökenli kayalarda stavrolit-disten zonuna karşılık gelen kahverengi-yeşil pleokroyizma renkli hornblendlere raslanılmamıştır.

Yıldızeli metasedimenter grubunda belirli mineral parajenezlerinde yapılan jeotermobarometre çalışmasında (Alpaslan, 1993), metamorfizma sırasında etkili olan basıncın 4.5-5.5 kb, sıcaklığın ise 440-600 ° C arasında değişen değerlerde olduğu belirlenmiştir. Çalışma alanında stavrolit+disten parajenezinin gözlenmesi basıncın 5 kb ın, sıcaklığın ise 550 ° C nin üzerinde olduğunu işaret etmektedir. Buna karşılık yüksek dereceli metamorfizmada sillimanit+ortoklas mineral topluluğu ile belirlenen üst sillimanit zonu, metamorfizmada sıcaklığın çok yükseldiğini – yaklaşık 650-700 ° C – göstermektedir (Winkler, 1979). Metamorfik kayaların anateksi sürecine girdiğini, bir diğer ifade ile kısmi ergimelerin oluştuğu ısı/basınç koşullarına ulaşıldığını işaret etmektedir. İnceleme alanında sillimanit+ortoklas mineral topluluğunun belirlenmesine karşılık, migmatitik kayalara raslanılmamıştır. Orta Anadolu Kristalen Kompleksinin birçok kesiminde migmatitik kayaların bulunduğu ifade edilmiştir (Göncüoğlu vd., 1994).

Kırşehir masifinin orta ve güney kesimlerinde; Kırşehir, Kaman ve Niğde yörelerinde stavrolit ve disten mineraline raslanılmadığı ifade edilmiştir (Seymen, 1984; Erkan ve Tolluoğlu, 1990; Göncüoğlu, 1981). Stavrolit ve disten gibi yüksek basıncı işaret eden bu minerallerin yerine andaluzit ve kordiyerit gibi düşük basıncı işaret eden mineral topluluklarının gözlenmesi, Kırşehir, Kaman ve Niğde yörelerinde metamorfizmada etkili olan basıncın, Akdağmadeni yöresine göre daha düşük olduğunu göstermektedir. Akdağmadeni yöresinde metamorfizmanın karakteri 'Orta basınç / yüksek sıcaklık' tipinde gelişirken, Kırşehir, Kaman ve Niğde yöresinde 'Düşük basınç / yüksek sıcaklık' tipinde geliştiği ifade edilebilir.

6. Bölgesel metamorfik kayalarla Ortaköy granitoyitinin dokanağında kontakt metamorfizma gelişmiştir. Fels dokusu sergileyen kontakt metamorfik kayalarda grossular+diyopsit parajenezi ortaya çıkmıştır. İnceleme alanında küçük bir lokasyonda yüzeylenen kontakt metamorfik kayaların içerdikleri grossular+diyopsit mineral parajenezine göre 'piroksen hornfels fasiyesinde' metamorfizma geçirdikleri ifade edilebilir. İntrüzyonun mermerle olan dokanağında diyopsit mermer olarak tanımlanan kontakt metamorfik kayalar oluşmuştur. Mermerlerin kalsit bileşenleri 2 cm ye varan tane büyüklüğüne sahiptir.

7. Akdağmadeni metasedimanter grubunda metamorfizma ve deformasyonun eşzamanlı olarak iç içe geliştiği yapılan kristalizasyon-deformasyon çalışmalarıyla belirlenmiştir. Metamorfik kayalara son dokusal özelliği kazandıran deformasyon evresine göre bağlı kristalleşme sırası belirlenmiştir. Buna göre kayaya son dokusal özelliği kazandıran deformasyon evresinde eş zamanlı kristalleşmeler 'Ana kristalizasyon' evresi veya sintektonik porfiroblast büyümesi, bu evreye göre önce kristalleşmeler 'pretektonik', ana kristalizasyondan sonra oluşanlar 'posttektonik' porfiroblast büyümesi olarak değerlendirilmiştir.

Kristalizasyon-deformasyon incelemelerinden elde edilen verilere göre Akdağmadeni metasedimanter grubunda biri deformasyon öncesi, ikisi deformasyon sırasında ve ikisi deformasyon sonrasında olmak üzere 5 kristalleşme evresi ayırt edilmiştir. Deformasyon öncesi kristalleşmeler ya tamamen ortadan kaldırılmış yada diğer minerallerin içinde çok az olarak kalıntı halinde gözlenir. Ana kristalizasyon evresinde S_2 ve S_3 olarak tanımlanan folyasyon düzlemlerinde yeni metamorfik mineraller oluşmuştur. Bir diğer ifadeyle; yeni metamorfik minerallerin tercihli yönelimiyle belirginleşen folyasyon düzlemleri ortaya çıkmıştır. Folyasyon düzlemleri S_2 ve S_3 olarak sembollendirilmiştir.

S_2 ve S_3 düzlemleri birbirine göre dik konumlu olarak gelişmiştir. D_2 deformasyon evresine göre sintektonik rotasyonal kristalleşen belirli minerallerin içinde, bu evreye göre pretektonik büyüme gösteren 'çizgi' veya 'S' şekilli mikrokıvrımlar halinde kapanımlar gözlenmektedir. Porfiroblastların etrafını kuşatan S_3 düzlemi, kapanımların oluşturduğu S_2

düzlemi göre yaklaşık 90° rotasyona uğramıştır. Mikro ölçekteki bu dönme, makro ölçekte kıvrım eksen düzlemlerinin rotasyonunda da açıkça gözlenmektedir.

Ana kristalizasyonu izleyen D₃ evresinde ise deformasyonun durduğu, buna karşılık kayanın uygun kimyasal bileşimi ve sıcaklığın etkili olması ile posttektonik kristal büyümelerinin devam ettiği belirlenmiştir. Bu evrede yönlü basınçlar olmadığı için kayada folyasyon gelişmemiştir. Bunun yerine kristallerde gelişigüzel, düzensiz bir doku gelişimi söz konusudur. Yeni büyüyen mineraller eski folyasyon düzlemi üzerinde onları çarpıtmadan büyümüşlerdir. Bütün posttektonik büyüyen minerallerle kontakt metamorfik mineraller bu evrede kristalleşmiştir.

D₃' ü izleyen D₄ evresinde masif yükselmiş ve kırılanmıştır. Hidrotermal çözeltiler bu kırıklar boyunca ilerlerken önceki minerallerde retrograt metamorfizmaya neden olmuştur. Biyotit ve hornblend kloritleşmiş, feldspatlar serisitleşmiş, olivin serpantinleşmiştir.

8. Metamorfik ve metaultramafik kayaları kesen plütonik kütleler 'Ortaköy granitoyiti Ağıldere siyenitoyiti, Bahçalıdere riyoliti ve Sıtma siyenit porfiriti olarak adlandırılmış ve tanımlanmıştır. Üst kıta kabuğuna ait malzemelerin ergimesi sonucunda çarpışmayla eşzamanlı (!) /çarpışma sonrası olduğu düşünülen intrüzyonun çevresinde kontakt metamorfizma gelişmiştir. Göncüoğlu vd. (1991, 1992, 1993, 1994) nin OAKK de tanımladığı 'I-S Tipi' çarpışma sonrası granitoyitlere benzerlik sunduğu ifade edilebilir.

9. Metamorfik kayaların yapısal özelliklerinin belirlenmesi amacıyla inceleme alanı iki asalana bölünmüş, mezoskopik ölçekte gözlenen kıvrımlı yapılardan sistematik doğrultu eğim ölçümleri alınmıştır. Ölçümler, Turner and Weiss (1963)'in önerdiği istatistiksel analiz yöntemiyle değerlendirilmiştir. Elde edilen bulgulara göre inceleme alanında paleotektonik, geçiş dönemi ve neotektonik dönemde gelişen tektonik yapıların varlığı ortaya konmuştur. Paleotektonik dönemde metamorfik kayalarda gelişen kıvrımların silindirik kıvrım geometrisine sahip üsteleyen kıvrımlardan oluştuğu belirlenmiştir.

Paleotektonik dönemde gelişen kıvrımlı yapıların, birbirini izleyen iki farklı deformasyon evresinde geliştiği ortaya konmuştur. F1 olarak adlandırılan birinci evrede S1

foliyasyon düzlemleri oluşmuştur.. Bunu izleyen F2 evresinde D1 deformasyonu ile S1 yüzeyleri kıvrımlanmış, B1 kıvrım eksenini ve bu ekseninden geçen S2 kıvrım eksen düzlemi ortaya çıkmıştır. F3 evresinde ise D2 deformasyonu etkisiyle, S2 eksen düzleminin yeniden kıvrımlanması sonucu, S3 kıvrım eksenleri düzlemleri ve B2 kıvrım eksenleri ortaya çıkmıştır.

Her iki asalanda konumları tespit edilen S2 ve S3 eksen düzlemlerinin birbirine dik olarak geliştiği belirlenmiştir. Farklı yönlerde dalımlı kıvrım eksenleriyle belirginleşen dom ve küvet yapısı gelişmiştir. Kıvrım tipinin Ramsay (1967)'in tanımladığı kıvrım tiplerinden Tip 1'e büyük benzerlik gösterdiği belirlenmiştir.

10. İnceleme alanında Erken Paleosen'den Lütésiyen'e kadar geçen dönemin, Akdağmadeni metamorfizmasının yükselme evresi olduğu düşünülmektedir.

11. Neotektonik dönemde K-G yönlü sıkışmalı rejim etkisi altında bindirme sistemleri yaygın olarak gelişmiştir. Ters fay düzlemleri tabaka arası kaymalarla 'Yüzey bindirmesi' şeklinde gelişmiştir. Kıvrımlanma faylanmayla jenetik ilişkili olarak; fay bükülme kıvrımı ve sürüklenme kıvrımı tarzında gelişmiştir. Metamorfik kayalar ve sedimanter örtü kayaları birlikte iki evreli olarak kıvrımlanmıştır. Kıvrım eksen düzlemi konumlarından, kıvrımlanmanın birbirine dik olarak geliştiği belirlenmiştir. Bindirmelerin tavan bloklarında yokuş antiklinali, pop-up/üçgen zonu yapısı, yokuş/düzlük yapısı gibi zengin tektonik yapı stilleri ortaya çıkmıştır. Akdağmadeni metasedimanter grubu, Beyyurdu formasyonu üzerine itilmiş, masif ekaylı bir iç yapı kazanmıştır. Kıvrım eksen düzlemlerinin ve ters fay düzlemlerinin kuzeye eğimli olması itilmenin kuzeyden güneye doğru geliştiğini işaret etmektedir.

12. Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı Yahyalı formasyonunun kuzey dokanağı boyunca metamorfik kayalar ve daha yaşlı sedimanter kayalar (Beyyurdu formasyonu) kuzeyden güneye doğru birbiri üzerine itilmiştir. Bu itilme sonucunda Yahyalı formasyonunun kuzey dokanağı dikleşmiş, birimde bu dokanak boyunca asimetrik senklinal yapısı ortaya çıkmıştır. Bu veri 'Orta Anadolu Bindirme Kuşağı' nın, Geç Pliyosen sırasında yeniden

aktif hale geçtiğini işaret etmektedir.

13. İnceleme alanının genelinde tektonik taşınmanın yönü kuzeyden güneye doğrudur. Ancak inceleme alanının güneyinde Beserek dağında, tektonik taşınmanın yönü güneydoğudan kuzeybatıya doğrudur. Güneydoğuya eğimli fay düzlemleri, geriye bindirme oluşturmuştur.

14 Akdağmadeni metasedimanter grubu üzerine uyumsuz olarak gelen sedimanter örtü kayaları, 'Beyyurdu formasyonu olarak adlandırılmış ve tanımlanmıştır. Beyyurdu formasyonunun tabandan tavana doğru konglomera, kumtaşı, marn ve kireçtaşlarından oluşan tipik bir transgresif istif özelliğinde olduğu belirlenmiştir. Nannopankton ve planktik foraminiferlere dayalı olarak yaşının Üst Lütesiyen (orta Eosen) olduğu tespit edilmiştir.

Beyyurdu formasyonun litofasiyes ve biyofasiyes özellikleri incelenmiş ve birimde 6 litofasiyes ayırtlanmıştır. Birim litofasiyes ve biyofasiyes özelliklerine göre transgresif bir istif özelliği sergilemektedir. Transgresyonun sürekli olmadığı, zaman zaman regresif özellik kazandığı litofasiyes ve biyofasiyeslerdeki tekrarlanmalardan anlaşılmaktadır.

Beyyurdu formasyonunun taban seviyelerinin çökelimi sırasında ortam gelgit düzlüğü ve sınırlı platform halini almıştır. Gel-git düzlükleri üzerinde küçük ölçekli de olsa evaporit çökelimleri de gelişmiştir. Birimin orta seviyelerinin ardalanmalı olarak açık platform, sırt, sınırlı platform, açık platform ve yamaç ortamında, birimin üst seviyelerinin ise sırasıyla havza, yamaç, havza açık platform, sırt ve açık platform ortamında çökeldiği belirlenmiştir.

15. Beyyurdu formasyonunun üzerine açılı uyumsuzlukla gelen altta akarsu, üste doğru göl ortamı istif özelliklerini yansıtan birim 'Yahyalı formasyonu' olarak adlanmış ve tanımlanmıştır. Birimin yaşını belirleyecek herhangi bir fosil bulgusuna raslanmamıştır. Ancak inceleme alanı yakın dolaylarında yapılan çalışmalarda, litolojik ve stratigrafik konumu büyük benzerlik sunan Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı birimlerin varlığına dayanılarak, birimin Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı olduğu görüşü benimsenmiştir.

KAYNAKLAR

- AKÇAY, M., 1994. Mineral chemistry of Tourmalines from the Gümüşler Sb-Hg-W deposits (Niğde Massif, Central Turkey). Geosaund-Yerbilimleri yayını. Sayı 24, s.151-161 Adana
- AKIMAN, O., ERLER, A., GÖNCÜOĞLU, C., GÜLEÇ, N., TÜRELİ, ve KADIOĞLU, Y.K., 1993. Geochemical characteristic of granitoids along the western margin of the Central Anatolian Crystalline Complex and their tectonic implications. Geological Journal, 28, 371-382.
- AKKÖK, R., 1981. Çok evreli metamorfizma. T.J.K konferans Dizisi, 15, 23 s.
- ALPASLAN, M., 1993. Yıldızeli yöresi (Sivas batısı) metamorfizmasının petrolojik incelenmesi. Doktora Tezi (yayımlanmamış), C.Ü. 359s
- ALPASLAN, M., GEUZOU, J.C., BENHOMME, M., BOZTUĞ, D., 1996. Yıldızeli metasedimanter grubu içindeki Fındıcak metamorfizmasının metamorfizması ve yaşı. T.J.K: Bült., c.39, sayı 1, s.19-30
- BARKER, A.C., 1990. Introduction to metamorphic textures and microstructures. Blackie, New York, 162p.
- BAŞ, H.ve KOÇAK, K., 1994. Metamorfik kayalar. Selçuk Üniversitesi, 128s. Konya
- BEKTAŞ, O., 1991. Saha jeolojisi ve yapısal analiz. KTÜ. Müh. Mim. Fak. Ders notları no: 29, 384s. Trabzon.
- BOZTUĞ, D., 1998. Orta Anadolu'da metamorfizma-magmatizma sinkronizasyonu ve S-I-A tipi magmatik kayalar birliklerinin jeodinamik önemi. 51. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri özleri, s.31
- CARMICHAEL, D.M., 1969. On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks. Contrib. Mineral. Petrol. 20, 244-267
- ÇEMEN, İ., 1996. İleri yapısal jeoloji kurs notları. A.Ü.F.F.Jeo., Müh., Böl. ve TÜBİTAK Tokten programı, Ankara.
- DÖKMECİ, İ., 1980. Akdağmadeni yöresinin jeolojisi. M.T.A. Raporu, no: 167, 37s.
- EHLERS, E.G. and BLATT, H., 1982. Petrology; Igneous, Sedimentary and Metamorphic, W.H Freeman and Company, 732p, San Francisco.
- ERENTÖZ, C., 1961. 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Sivas paftası, M.T.A yayını, Ankara

- ERENTÖZ, C. ve TERNEK, T., 1962. 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Adana paftası, M.T.A yayını, Ankara
- ERKAN, Y., 1975. Orta Anadolu Masifinin güneybatısında (Kırşehir bölgesinde) etkili rejyonal metamorfizmanın petrolojik incelemesi. H.Ü. Yerbilimleri Enstitüsü, Doçentlik Tezi, 147s., (yayımlanmamış), Ankara.
- ERKAN, Y., 1976a.. Kırşehir çevresindeki rejyonal metamorfik bölgede saptanan izogradlar ve bunların petrolojik yorumlamaları. Yerbilimleri, 2/1. 23-54
- ERKAN, Y., 1976b. Orta Anadolu Masifindeki karbonatlı kayalarda plajiyoklaz bileşimi ile metamorfizma arasındaki ilişkilerin incelenmesi. Yerbilimleri, 2/2. 107-111.
- ERKAN, Y., 1977. Orta Anadolu Masifinin güneybatısında (Kırşehir bölgesinde) etkili rejyonal metamorfizma ile amfibol minerallerinin bileşimi arasındaki ilişkiler. Yerbilimleri, 3/1-2. 41-46.
- ERKAN, Y., 1978 a. Kayaç oluşturan önemli minerallerin mikroskopta incelenmesi. H.Ü. Yayınları, A-26. 497s., Ankara.
- ERKAN, Y., 1978 b. Kırşehir masifinde granat minerallerinin kimyasal bileşimi ile rejyonal metamorfizma arasındaki ilişkiler. T.J.K. Bült., 21/1. 43-50.
- ERKAN, Y., 1980. Orta Anadolu Masifinin kuzeydoğusunda (Akdağmadeni-Yozgat) etkili olan bölgesel metamorfizmanın incelenmesi. T.J.K. Bül., c. 23, s.213-218.
- ERKAN, Y., 1981. Orta Anadolu Masifinin metamorfizması üzerine yapılmış çalışmalarda varılan sonuçlar. T.J.K. 35. Bilimsel ve Teknik Kurultayı "İç Anadolunun Jeolojisi Sempozyumu". 9-11.
- ERKAN, Y., 1997. Metamorfik petrografi. Hacettepe Üniv. Müh. Fak. Yayın no: 28, 204s.
- ERKAN, Y. ve TOLLUOĞLU, A.Ü., 1990. Ulusal birinci Türkiye jeotravers alanı içerisinde yer alan Kırşehir metamorfitlerinin (Kırşehir kuzey ve kuzeydoğusu) petrografik, stratigrafik, tektonik ve metamorfizma özelliklerinin incelenmesi. TÜBİTAK Temel Bilimler Araştırma Grubu TBAG-832 Projesi, 236s.
- ERLER, A., AKIMAN, O., UNAN, C., DALKILIÇ, F., DALKILIÇ, B., GEVEN, A. ve ÖNEN, P., 1991. Kaman (Kırşehir) ve Yozgat yörelerinde Kırşehir Msifi magmatik kayalarının petrolojisi ve jeokimyası, 44. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri özleri, s.25
- ERLER, A., ve BAYHAN, H., 1995. Orta Anadolu Granitoyitlerinin genel değerlendirilmesi ve sorunları, Yerbilimleri, 17, 49-67

- FLÖTTMANN, T., 1990. Fibrolitic sillimanite in retrograd shear zones of the Central Schwarzwald basement (Soutwest Germany): deformation-dehydration interaction: microstructural implications. *J. Metamorphic Geol.*
- GÖKTEN, E., 1993. Yıldızeli (Sivas) güneyinde Akdağ metamorfitleleri ve örtü kayalarının stratigrafisi ve tektoniği: *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, c.36, 83-93
- GÖNCÜOĞLU, C., 1977. *Geologie des westlichen Niğde-Massivs: Bonn Üniv., Doktora Tezi*, 164 s. Yayınlanmamış
- GÖNCÜOĞLU, C., 1981. Niğde masifinin jeolojisi. *T.J.K. 35. Bilimsel ve Teknik Kurultayı, "İç Anadolunun jeolojisi Sempozyumu"*. s.16-19
- GÖNCÜOĞLU, C., 1982. Niğde masifi paragnayslarında zirkon U/Pb yaşları. *T.J.K. Bült.*, 25, sayı 1, s.61-66
- GÖNCÜOĞLU, C. ve ÖZER, S., 1982. Orta Anadolu Masifinin doğusunda (Akdağmadeni-Yıldızeli) ilginç metamorfik parajenezler. *M.T.A. Dergisi*, sayı 95/96, s.173-174.
- GÖNCÜOĞLU, C., 1986. Orta Anadolu Masifinin güney ucundan jeokronolojik yaş bulguları. *M.T.A Dergisi*, 105/106, s. 83-96
- GÖNCÜOĞLU, C., TOPRAK, V., KUŞCU, İ., ERLER, A., ve OLGUN, E., 1991. Orta Anadaolu Masifinin batı bölümünün jeolojisi, Bölüm 1: Güney Kesim, T.P.A.O Rap. No: 2909, 140 s.
- GÖNCÜOĞLU, C., ERLER, A., DİRİK, K., YALINIZ, K., OLGUN, E. ve ROJAY, B., 1992, Anadaolu Masifinin batı bölümünün jeolojisi, Bölüm 2: Orta Kesim: TPAO Rapor No: 3155, yayınlanmamış, Ankara.
- GÖNCÜOĞLU, C., ERLER, A., TOPRAK, V., OLGUN, E., YALINIZ, K., KUŞCU, İ., KÖKSAL, S., ve DIRİK, K., 1993. Orta Anadolu Masifinin orta bölümünün jeolojisi, Bölüm 3: Orta Kızılırmak Tersiyer baseninin jeolojik evrimi, T.P.A.O Rap. No: 3313, 104s.
- GÖNCÜOĞLU, C., DİRİK, K., ERLER, A. ve YALINIZ, K., 1994. Orta Anadolu Masifinin doğu bölümünün jeolojisi, Bölüm-4: Orta Anadolu Masifinin Sivas Baseni ile ilişkisi, ODTÜ-AGÜDOS, yayınlanmamış, Ankara.
- GÖRÜR, N., OKTAY, F., SEYMEN, İ. and ŞENGÖR, A.M.C., 1984. Paleo-tectonic evolution of the Tuzgölü basin complex. Central Turkey: Sedimentary record of a Neo-Tethys closure. In: J, F., Dixon and A.H.F. Robertson (eds): *The geological evolution of the eastern Mediterranean. Spec. Publ. Geol. Soc. London.* 17. 455-466
- HATCHER, R.D., 1990. *Structural geology.* Merrill Pub. Comp. 531p. Columbus, Ohio

- JENKINS, D.M., NEWTON, R.C. & GOLDSMITH, J.R., 1984. Relative stability of Fe-free zoisite and clinozoisite. *Journal of Geology*, 93, 663-672.
- KADIOĞLU, Y.K., 1996. Genesis of Ağaçören Intrusive Suite and its Enclaves (Central Anatolia): Constraints from Geological, Petrography, Geophysical and Geochemical Data: ODTÜ Doktora Tezi, 242s. Ankara (yayınlanmamış)
- KAVAK, K.Ş., 1992. Akçakışla (Sivas güneybatısı) yöresinin jeolojik gelişimi. C.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü. Yüksek Lisans Tezi, 95s. (yayınlanmamış), Sivas.
- KAVAK, K.Ş., ve İNAN, S., 1996. Sivas havzası batı sınırının (Akçakışla) stratigrafik özellikleri. T.J.K.Bült., c.39, sayı 2, s.119-130
- KERRICK, D.M., 1990. The Al_2SiO_5 polymorphs. *Reviews in mineralogy. Miner. Soc. Of America*, Vol: 22.
- KETİN, İ. ve ERENTÖZ, C., 1961. 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Sinop paftası, M.T.A yayını, Ankara
- KETİN, İ., 1963. 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Kayseri paftası, M.T.A yayını, Ankara
- KETİN, İ. ve CANITEZ, N., 1979. Yapısal jeoloji. İ.T.Ü. yayını, 519 s.
- KOÇYİĞİT, A., 1990, Üç Kenet Kuşağının Erzincan batısındaki (KD Türkiye) yapısal ilişkileri, Karakaya, İç Toros ve Erzincan Kenetleri, Türkiye 8. Petrol Kongresi, Bildiriler, s. 152-160.
- KOZLU, H., GÜNAY, Y., DERCOURT, J., CROSS, P. and BELLIER, 1990. Doğu Toros bölgesinde Neo- Tetisin konumu, J.P Türkiye 8. Petrol Kongresi, Bildiriler, s. 387-402.
- MIYASHIRO, A., 1973. Metamorphism and metamorphic belts. Halsted Press, New York, 400 s.
- ÖZAKSOY, V., 1993. Özvatan (Kayseri) civarında Akdağ metamorfik masifi-örtü kayalarının stratigrafisi ve tektoniği. A.Ü. Fen Bil. Ens. Yüksek Lisans Tezi, s.81, (yayınlanmamış), Ankara
- ÖZCAN, A., ERKAN, A., KESKİN, E., ORAL, A., ÖZER, S., SÜMENGİN, M. ve TEKELİ, O., 1980. Kuzey Anadolu Fayı-Kırşehir Masifi arasının temel jeolojisi. M.T.A. Raporu, no: 6722 (yayınlanmamış), Ankara.
- ÖZER, S. ve GÖNCÜOĞLU, C. 1982. Orta Anadolu Masifi doğusunda (Akdağmadeni-Yıldızeli) ilginç metamorfik parajenezler. MTA Der. 95/96, s. 173-174
- ÖZGÜL, N., 1976. Torosların bazı temel jeoloji özellikleri. T.J.K. Bült., 19/1, s. 65-78

- PAOLO, S., 1909. Akdağ gümüş madeni raporu. M.T.A. Rapor no: 392 (yayımlanmamış), Ankara.
- POISSON, A., 1986. The Anatolian micro-continent in the Eastern Mediterranean context: The neo-tethysian oceanic troughs. *Sciences de la Terre. Memoire.* 47. 311-328
- POLLAK, A., 1958. Akdağmadeni-Yıldızeli sahasında yapılan prospeksiyon hakkında rapor. M.T.A. Rapor no: 2321 (yayımlanmamış), Ankara.
- RAGAN, D.M., 1985. *Structural geology.* John Wiley & Sons, Inc. , 393 p.
- RAMSAY, J.G., 1964. The uses and limitations of beta and pi-diagrams in the geometrical analysis. *Quart. J. Geol. Soc.*, 120, 435-454.
- RAMSAY, J.G., 1967. *Folding and fracturing of rocks.* Mcgraw-Hill Book Comp., 568p., New York.
- SAĞIROĞLU, A., 1984a. Akdağmadeni (Yozgat) cevherleşmelerinde görülen değişik skarn oluşuklarının özellikleri ve irdelenmesi. *T.J.K. Bül.*, c. 27, sayı 1, s.69-80.
- SAĞIROĞLU, A., 1984b. Akdağmadeni (Yozgat) kontakt metasomatik yataklarında üzerinde yapılan sıvı kapanım çalışmaları. *T.J.K. Bül.*, c.27, sayı 2, s. 141-144
- SEYMEN, İ., 1981a. Kaman (Kırşehir) dolayında Kırşehir masifinin stratigrafisi ve metamorfizması. *T.J.K. Bül.* c.24, sayı.2, s.101-108.
- SEYMEN, İ., 1981b. Kaman (Kırşehir) dolayında Kırşehir masifinin metamorfizması. *T.J.K. 35. Bil. ve Tek. Kurultayı "İç Anadolunun Jeolojisi Sempozyumu".* 13-15
- SEYMEN, İ., 1982. Kaman (Kırşehir) dolayında Kırşehir masifinin jeolojisi. *İ.T.Ü. Maden Fak., Doçentlik Tezi* (yayımlanmamış), 164s., İstanbul.
- SEYMEN, İ., 1983. Tamadağ (Kaman-Kırşehir) çevresinde Kaman grubunun ve onunla sınırdaş oluşukların karşılaştırmalı tektonik özellikleri. *T.J.K. Bül.*, 26/2, s.89-97.
- SEYMEN, İ., 1984. Kırşehir masifi metamorfitlelerinin jeolojik evrimi. *Ketin Sempozyumu*, 133-148.
- SOBOLEV, N.V. (ed), 1972. *The facies of metamorphism,* Canbera: Australian National University Press. Canberra. A.C.T. 416 p.
- SPRAY, A., 1969. *Metamorphic textures.* Pargamon press. New York, 350 p.

- STAUBLI, A., 1989. Polyphasemetamorphism and the development of the Main Central Thrust. *J. Metamorphic Geol.* 7. 73-93
- STRATIGRAFI SINIFLAMA VE ADLAMA KURALLARI, 1986. Türkiye Stratigrafi Komitesi. M.T.A. Yayını, 28 s, Ankara.
- STRECKEISEN, A.L., 1976. Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition. *Neves Jahrb. Mineral. Monatsh.*, 1, 1-45.
- SUK, M., 1983. Petrology of metamorphic rocks. Elsevier Sci. Pub., New York, 321p.
- SUPPE, J., 1987. Principles of structural geology, Prentice Hall, N. Jersey, 537 p.
- ŞAHİN, M.B., 1991. Başçatak köyü (Akdağmadeni-Yozgat) doğusunun jeolojik ve petrografik özelliklerinin incelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, H.Ü., 68s., Ankara
- ŞENGÖR, A.M.C ve YILMAZ, Y., 1983. Türkiyede Tetisin evrimi: Levha tektoniği açısından bir yaklaşım. T.J.K. Yerbilimleri Özel Dizisi, s.1-75, Ankara.
- ŞENGÖR, A.M.C, 1984. Türkiye'nin tektonik tarihinin yapısal sınıflaması. Ketin simpozyumu, s. 37-62.
- TATAR, Y., 1977. Ofiyolitli çamlıbel (Yıldızeli) bölgesinin stratigrafisi ve petrografisi. M.T.A. Dergisi, 88, 56-73, Ankara.
- TATAR, Y., 1982. Yıldızeli (Sivas) kuzeyindeki Çamlıbel dağlarının tektonik yapısı. K.T.Ü. Yer Bilimleri dergisi (Jeoloji), 2, 1-2, 1-20
- TEKELİ, O., VAROL, B., GÖKTEN, E., YILDIZ, M. ve ÖZAKSOY, V., 1991. Karaçayır masifi ve Akdağ masifinin doğu kesiminin jeolojisi (Yıldızeli-Sivas-Hafik arası). T.P.A.Ş. Raporu, no: 3001 (yayımlanmamış).
- TEKELİ, O., VAROL, B., GÖKTEN, E., 1992. Sivas havzasının batı kesiminin jeolojisi (Tuzla gölü-Tecer dağı arası). T.P.A.O. Raporu, No:3173 (yayımlanmamış), Ankara.
- TOLLUOĞLU, A.Ü., 1986. Orta Anadolu masifinin güneybatısında (Kırşehir yöresinde) petrografik ve petrotektonik incelemeler. H.Ü.Fen Bilimleri Ens. Doktora Tezi (yayımlanmamış), 237s.,8 ek, Ankara.
- TOLLUOĞLU, A.Ü., 1987. Orta Anadolu masifi Kırşehir metamorfitlelerinin (Kırşehir kuzeybatısı) petrografik özellikleri. Doğa Bilim dergisi. Müh. ve Çevre dergisi, 11/3, 344-361
- TOLLUOĞLU, A.Ü., 1990. Orta Anadolu masifi Kırşehir metamorfitlelerinin (Kırşehir kuzeybatısı) petrolojik özellikleri. C.Ü. Müh. Fak. Dergisi, Seri-A. Yerbilimleri, c.6-7, s.1-2, 3-25

- TOLLUOĞLU, A.Ü., 1991. Kırşehir metasedimanter grubunun metamorfik evrimi. Suat Erk sempozyumu Bildiri Özleri, 92-93, Ankara.
- TURNER, F.J. and WEISS, L.E., 1963. Structural analysis of metamorphic tectonites. Mcgraw-Hill Book Comp., 545p., New York.
- TÜLÜMEN, E., 1980. Akdağmadeni (Yozgat) yöresinde petrografik ve metalojenik incelemeler. K.T.Ü. Yerbilimleri Fakültesi, Doktora Tezi, 157 s.(yayımlanmamış), Trabzon.
- TÜYSÜZ, O. ve DELLALOĞLU, A., 1992, Çankırı havzasının tektonik birlikleri ve jeolojik evrimi. Türkiye 9. Petrol kongresi ve sergisi, Bildiriler, s.333-349
- TÜYSÜZ, O., 1993, Karadenizden Orta Anadolu'ya bir jeotravers, TPJD Bült. C.5, s.1, 1-33
- TÜYSÜZ, O., 1996, Amasya ve çevresinin jeolojisi, Türkiye 11. Petrol Kongresi ve Sergisi, Bildiriler, s. 32-48
- VACHE, R., 1963. Akdağmadeni kontakt yatakları ve bunların Orta Anadolu Kristalinine karşı olan jeolojik çerçevesi. M.T.A. Dergisi, 60, 22-36, Ankara.
- WINKLER, H.G.F., 1979. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer- Verlag, New York. 348 p.
- WINTSCH, R.P., OCANNELL, A.F., RANSON, B.L. and WIECHMANN, M.J., 1981. Evidence for the influence of f_{CH_4} on the cristalinity of disseminated carbon in greenschist facies rocks. Rhode Island. USA. Contr. Mineral Petrol.77. 50-73
- WINTSCH, R.P., and ANDREWS, M.S., 1988. Deformation induced growth of sillimanite: 'stress' minerals revisited. J. Geol. 96. 143-161
- YALINIZ, K., FLOYD, P.A. and GÖNCÜOĞLU, C., 1996, Supra-subduction zone of ophiolites of Central Anatolia: geochemical evidence from the Sarıkaraman ophiolite, Aksaray, Turkey, Mineralogical Magazine, Vol. 60, pp.670-710
- YARDLEY, B.W.D., 1989. An introduction to metamorphic petrology. Longman Scientific & Technical , 248p, New York.
- YILMAZ, A., 1980. Tokat ile Sivas arasındaki bölgede ofiyolitlerin kökeni, iç yapısı ve diğer birimlerle ilişkisi. A.Ü.Fen Fak., Jeoloji Kürsüsü. Doktora Tezi (yayımlanmamış), 136s., Ankara.
- YILMAZ, A., 1981. Tokat ile Sivas arasındaki bölgede ofiyolitli karışığın iç yapısı ve yerleşme yaşı. T.J.K. Bült., 24/1, 31-38.
- YILMAZ, A., 1982. Tokat (Dumanlıdağı) ile Sivas (Çeltekdağı) dolaylarının temel jeolojisi ve ofiyolitli karışığın konumu. M.T.A. Dergisi, 99/100, s.1-18.

YILMAZ, A. ve ÖZER, S., 1984. Kuzey Anadolu Bindirme Kuşağının Akdağmadeni (Yozgat) ile Karaçayır (Sivas) arasındaki bölümünün temel jeoloji incelemesi ve Tersiyer havzasının yapısal evrimi. Ketin sempozyumu. s.163-174.



ÖZGEÇMİŞ

1960 yılında Tarsus'ta doğdu. İlk ve orta eğitimini Batmanda, lise eğitimini Ankara'da tamamladı. 1980 yılında girdiği Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden 1985 yılında Jeoloji Mühendisi olarak mezun oldu. 1985-1988 yılları arasında Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Yüksek Lisans öğrenimini tamamladı. 1988 yılında Doktora programına kayıt yaptırdı.

Temmuz 1996 yılından bu yana Niğde Üniversitesi Aksaray Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde Öğretim Görevlisi olarak görev yapmaktadır.

