

175853

**DİNEK (ŞARKİKARAAĞAÇ-İSPARTA) VE
ÇEVRESİNDEKİ BARİT CEVHERLEŞMELERİ**

**DOKTORA TEZİ
Y. Müh. Numan ELMAS
(505952021)**

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 13 Nisan 2005
Tezin Savunulduğu Tarih : 25 Temmuz 2005**

Tez Danışmanı :

**Prof.Dr. Fikret SUNER (İ.T.Ü)
Doç.Dr. Serdar AKYÜZ (İ.T.Ü)**

Diğer Jüri Üyeleri

Prof.Dr. Atasever GEDİKOĞLU (İ.T.Ü)

Doç.Dr. A.Haydar GÜLTEKİN (İ.T.Ü)

Prof.Dr. Ahmet AYHAN (S.Ü.)

Prof.Dr. Selçuk TOKEL (KO.Ü.)

Prof.Dr. İsmet ÖZGENÇ (D.E.Ü.)

TEMMUZ 2005

ÖNSÖZ

İ.T.Ü Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji programında hazırlanan bu doktora tezi, Dinek (Şarkikaraağaç - Isparta) ve çevresinde ekonomik öneme sahip barit cevherlerinin köken sorunlarının çözümüne ait yeni katkılar sağlamayı amaçlamaktadır.

Bu tezin yapılması sırasında ve çalışmanın her aşamasında yol gösteren tez danışmanım Prof. Dr. Fikret SUNER'e, özellikle sahanın Genel Jeolojisine yönelik katkıları nedeniyle Doç. Dr. Serdar AKYÜZ'e, şükranlarımı sunarım. Çalışma süresince, hiç bir yardımını esirgemeyen, Prof. Dr. Atasever GEDİKOĞLU'na, Prof. Dr. Yılmaz BÜRKÜT'e, Prof. Dr. Sezai KIRIKOĞLU'na, Doç. Dr. A. Haydar GÜLTEKİN'e, Y.Doç. Dr. Mustafa KUMRAL, Y.Doç. Dr. Murat BUDAKOĞLU, MTA Proje sorumlusu Dr. Mustafa ŞENEL'e, ayrıca arazi çalışmalarında yardımlarını esirgemeyen Başer Madencilğe ve tüm kadrosuna, ADO AŞ ve çalışanlarına teşekkürlerimi sunarım. İnce kesitlerimin yorumlanmasında yardımını esirgemeyen Prof. Dr. Bektaş UZ'a, Doç. Dr. Fahri ESENLİ'ye ve Y.Doç. Dr. Gürkan BACAK'a, Jeokimyasal verilerin değerlendirilmesi aşamasında Yüksek Müh. Demet KIRAN'a teşekkür ederim. Bilgilerinden yararlandığım Yrd. Doç. Dr. Cengiz DEMİR ve Yrd. Doç. Dr. İsmail BENTLİ'ye teşekkür ederim. Ayrıca tez yazım çalışmasının yürütülmesinde yardımını esirgemeyen arkadaşlarıma da teşekkür ederim. Tez süresi boyunca bana gösterdikleri sabır ve özveriden dolayı, eşim Yasemin ve kızım Beyza'ya ve eğitim hayatında bana destek olan babam başta olmak üzere tüm aileme şükranlarımı sunarım.

Temmuz 2005

Numan ELMAS

İÇİNDEKİLER

KISALTMALAR	v
TABLO LİSTESİ	vi
ŞEKİL LİSTESİ	vii
ÖZET	ix
SUMMARY	xi
1. GİRİŞ	1
1.1 Çalışmanın Amacı	1
1.2 Çalışmanın Metotları	2
1.3 Coğrafya	2
1.4 Önceki İncelemeler	4
2. GENEL JEOLojİ	10
2.1 Giriş	10
2.2 Paleozoik	10
2.2.1 Çaltepe formasyonu (∈Ç)	12
2.2.1.1 Dolomitler	12
2.2.1.2 Rekristalize kireçtaşları	13
2.2.1.3 Yumrulu kireçtaşları	14
2.2.2 Sultandede formasyonu (∈OSm)	16
2.2.2.1 Seydişehir metamorfitleleri (∈OSm)	16
2.2.2.2 Sarıayla kireçtaşları (∈OSs)	28
2.3. Mesozoik	29
2.3.1 Hacılabaz formasyonu (J-K h)	29
2.3.1.1 Dolomit	29
2.3.1.2 Dolerit ve lateritik boksitler	30
2.3.1.3 Kireçtaşları	32
2.4 Senozoik	33
2.4.1 Bağkonak formasyonu (Mb)	33
2.4.2 Alüvyonlar (Qal)	35
3. YAPISAL JEOLojİ	36
3.1 Batı Torosların Tektonik Gelişimi	36
3.2 İnceleme Alanında Yapısal Jeoloji	42

3.2.1 Tabaka doğrultu ve eğimleri	42
3.2.2 Kıvrımlar	44
3.2.3 Faylar ve eklemler	45
3.3 Jeolojik Evrim	47
3.3.1 Paleozoik	47
3.3.2 Mesozoik	49
3.3.3 Paleojen	50
3.3.4 Neojen	50
3.3.5 Kuvaterner	50
4. EKONOMİK JEOLojİ	51
4.1 Oluşum Modellerine Göre Barit Yatakları	51
4.2 Türkiye ve Dünya Barit Yatakları	51
4.2.1 Dünya barit rezervi	51
4.2.2 Türkiye barit rezervi	51
4.3 Dinek ve Çevresi Barit Cevherleşmeleri	52
4.3.1 Cevherleşmelerin genel özellikleri	52
4.3.2 Cevherleşmelerin makro-mikro özellikleri	53
4.3.2.1 Dikmentepce cevherleşmesi	53
4.3.2.2 Büyükekiz ve küçükekiz cevherleşmeleri	55
4.3.2.3 Cemil Yaşar cevherleşmesi	56
4.3.2.4 Subaşıpınarı cevherleşmesi	59
4.3.2.5 Kızıllıktepe cevherleşmesi	60
4.3.2.6 Kuyucak cevherleşmesi	62
4.3.2.7 Kıpçak cevherleşmesi	64
4.3.2.8 Başkoyak cevherleşmesi	66
4.3.2.9 Yel değirmeni cevherleşmesi	67
4.3.2.10 Yellice cevherleşmesi	68
4.3.2.11 Damlıdere cevherleşmesi	70
4.3.3 Cevherleşmelerin genel parajenezi	72
4.3.4 Cevherleşmelerin kimyasal özellikleri	75
4.3.4.1 Element dağılımları	79
4.3.4.2 Baritlerle ilgili element korelasyonları	81
4.3.4.3 Kükürt izotopu incelemeleri	84
4.3.5 Barit Oluşumu ve köken tartışması	86
5. SONUÇLAR VE TARTIŞMA	94
KAYNAKLAR	97
ÖZGEÇMİŞ	102

KISALTMALAR

Є	: Kambriyen
O	: Ordovisiyen
J-K	: Jura-Kretase
M	: Miyosen
Q	: Kuaterner
Ç	: Çaltepe Formasyonu
S	: Sultandede Formasyonu
Sm	: Seydişehir metamorfikleri
Ss	: Sarıayla kireçtaşları
h	: Hacıalabaz Formasyonu
dl	: Dolerit
b	: Bağkonak Formasyonu
al	: Alüvyon
D	: Dere
T	: Tepe
Sr	: Sırt
Fm	: Formasyon
Ba	: Barit
Ca	: Kalsit
Sid	: Siderit
Qz	: Kuvars
Feld	: Feldispat
Opq	: Opak mineral
Chl	: Klorit
Ser	: Serizit
Mus	: Muskovit
mt	: Milyon ton
δ³⁴S	: Ölçülmüş kükürt izotopu değeri
CDT	: Kanon Diablo Troiliti (izotop standartı)

TABLO LİSTESİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 4.1 : Türkiye'nin baritrezervleri (MTA).....	51
Tablo 4.2 : Minerallerin olası oluşum sırası.....	74
Tablo 4.3 : Cevherleşmelere ait mineral birlikteliği.....	75
Tablo 4.4 : I. bölge baritlerine ait majör ve iz element analizleri.....	76
Tablo 4.5 : II. bölge baritlerine ait majör ve iz element analizleri	76
Tablo 4.6 : III. bölge baritlerine ait majör ve iz element analizleri	77
Tablo 4.7 : IV. bölge baritlerine ait majör ve iz element analizleri	77
Tablo 4.8 : IV. bölgeye ait barit yataklarında major oksit değerleri (Ayhan, 2001).....	78
Tablo 4.9 : Çarıksaraylar kısmı barit cevherlerine ait major oksit değerleri	79
Tablo 4.10 : IV. Bölge seydişehir fillitlerindeki major oksit içeriği.....	80
Tablo 4.11 : Yankayaçlara ait iz element içeriği.....	80
Tablo 4.12 : Cevher bölgelerine ait majör ve iz elementleri arasındaki korelasyon katsayıları.....	82
Tablo 4.13 : İnceleme alanı baritlerine ait kükürt izotopu değerleri.....	85
Tablo 4.14 : Dünyadaki bazı barit yataklarının oluşum şekli, yankayacı ve minerallerine göre ³⁴ S dağılımı.....	85

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa No

Şekil 1.1	: Yer bulduru haritası.....	3
Şekil 2.1	: İnceleme alanı genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti.....	11
Şekil 2.2	: Çaltepe kireçtaşlarının genel görünümü, dokanak ilişkisi.....	12
Şekil 2.3	: Çaltepe kireçtaşlarında mavimsi gri tonlarda dolomitik seviyeler.....	13
Şekil 2.4	: Yaklaşık tamamı değişik boyutlarda kalsit (Ca) kristallerinden oluşan az kuvars ve kil minerali (serizit) içeren yumrulu kireçtaşı.....	15
Şekil 2.5	: Metamorfizma derecelerinin 4 türü ve metamorfizma alanlarının sıcaklık, basınç ve mineralizasyon durumu (Winkler, 1976).....	17
Şekil 2.6	: İnceleme alanında kireçtaşı dokanağında bulunan kalkıştler mikritik-sparitik dokulu kalsit intraklastlı kireçtaşı.....	18
Şekil 2.7	: Kalkışt içinde gözlenen kalsit (Ca) ve kuvars (Qz) şisti doku.....	19
Şekil 2.8	: Kuvars (Qz), az feldspat(feld), mika ve opak mineraller içeren metakumtaşı (örnek no:5, + Nikol -25X ; yellibel tepe kuzeybatısı)...	20
Şekil 2.9	: İnceleme alanında gözlenen muskovitli şistler.....	21
Şekil 2.10	: Kuvars (Qz), muskovit (mus), feldspat (feld) ve opak mineraller, muskovit albit-kuvarsşist.....	23
Şekil 2.11	: Yönlenme gözlenen, kuvars (Qz), muskovit (mus), kalsit (Ca), opak min (Opq) içerikli kuvars-muskovit şist.....	24
Şekil 2.12	: İnceleme alanında kuvarsit tabakalar.....	25
Şekil 2.13	: Kuvarsit; dalgalı sönme gösteren, kuvarslar (Qz), feldspat (feld) ve opak mineraller.....	25
Şekil 2.14	: Seydişehir metamorfitleri içindeki rekristalize kireçtaşı seviyeleri....	26
Şekil 2.15	: Kalsit (Ca), siderit (Sid) kuvars (Qz), barit (Ba) opak mineraller (Opq) içeren Kristalize Kireçtaşı,.....	26
Şekil 2.16	: Sarıyayla kireçtaşı; kalsit (Ca), spari ve ince kristalli olarak kayacın bünyesini oluşturmaktadır.....	28
Şekil 2.17	: Hacıalabaz formasyonu'nun tabanında bulunan dolomitler.....	30
Şekil 2.18	: Masif yapıllı kalsit damarlı doleritlerden bir görünüm.....	31
Şekil 2.19	: Tipik olarak demir içeren lateritik boksitlere dönüşerek ayrıran doleritler.....	31
Şekil 2.20	: Hacıalabaz kireçtaşlarının katmanlı yapısı.....	32
Şekil 2.21	: Mikritik kireçtaşı ve çatlaklar arasında gelişmiş ikincil kalsit kristali.....	33
Şekil 2.22	: Çarıkсарaylar güneybatısında gözlenen karasal neojen birimleri.....	34
Şekil 3.1	: Anadolu'nun tektonik birlikleri.....	38
Şekil 3.2	: Batı torosların Isparta bölkümünde Helenik ve Kıbrıs yayı boyunca yırtılması (Barka ve diğ., 1995).....	40
Şekil 3.3	: Batı Toroslar ve Isparta bölkümünün jeoloji haritası (Poisson ve diğ., 1984).....	41

Şekil 3.4	: Çaltepe formasyonu'na ait kontur diyagramı.....	43
Şekil 3.5	: Sultandede formasyonu'na ait kontur diyagramı	43
Şekil 3.6	: Hacıalabaz formasyonu'na ait kontur diyagramı.....	44
Şekil 3.7	: Hacıalabaz kireçtaşındaki normal faylanmanın GD ucu	47
Şekil 3.8	: Çaltepe kireçtaşlarında görülen eklemeler.....	47
Şekil 4.1	: Cevherleşme bölgeleri	52
Şekil 4.2	: Eti Holding için çalışan ADO AŞ' ye ait barit işletmesi.....	53
Şekil 4.3	: Dikmentepe galenli barit cevheri.....	54
Şekil 4.4	: Barit (Ba) ve kuvars (Qz) ve kalsit (Ca), opak mineral (Opq) galenli barit dokusu	54
Şekil 4.5	: İri kristalli barit (Ba), ince taneli kalsit (Ca)-kuvars (Qz) ve opak mineral (Opq) içeren barit.....	56
Şekil 4.6	: Barit ve kalkışit ilişkisi (Cemil Yaşar Cevheri).....	57
Şekil 4.7	: Granoblast baritler (Ba), kuvars (Qz), kalsit (Ca), opak min. (Opq) Cemil Yaşar 1. ocak.....	58
Şekil 4.8	: Barit (Ba), kalsit (Ca), opak mineraller (Opq) içeren Porfiroblastik barit dokusu	58
Şekil 4.9	: Subaşıpınarı'nda kataklaz geçirmiş cevher	59
Şekil 4.10	: Parçalı barit (Ba), kuvars (Qz), kalsit (Ca), klorit (chl) ve opak Mineraller (Opq)) İçeren Doku	60
Şekil 4.11	: Kızılıktepe galeride kireçtaşı barit ilişkisi.....	61
Şekil 4.12	: Barit (Ba), kuvars (Qz), kalsit (Ca), kil mineralleri ve opak Minerallerden (Opq) oluşan granoblastik barit dokusu.....	62
Şekil 4.13	: Kuyucak açık işletmesinin görünümü.....	63
Şekil 4.14	: Barit (Ba), kuvars (Qz), kalsit (Ca), ve opak mineral (Opq) içeren porfiroblastik doku.....	64
Şekil 4.15	: Siderit, kuvars ve barit ilişkisi.....	65
Şekil 4.16	: Yaklaşık %95' i baritten (Ba) oluşan porfiroblastik şisti doku, çatlak araları kuvars (Qz), kalsit (Ca).....	65
Şekil 4.17	: Açık gri-beyaz renkli kireçtaşı ve barit ardalanması.....	66
Şekil 4.18	: Dilinimleri iyi gözlenen barit (Ba), yönlenmiş klorit (chl), kuvars (Qz), kalsit (Ca) kristalleri	67
Şekil 4.19	: Yeldeğirmeni cevherleşmesi kalkışit-barit ilişkisi	67
Şekil 4.20	: Barit (Ba) kalsit (Ca) siderit (sid), kuvars (Qz), az oranda opak mineral içeren (Opq) porfiroblastik şisti dokulu barit	68
Şekil 4.21	: Sideritli barit cevheri.....	69
Şekil 4.22	: İri kalsit (Ca), kuvars (Qz) içeren şisti granoblastik dokulu barit.....	70
Şekil 4.23	: Damlıderede kireçtaşı içindeki ince barit tabakaları	71
Şekil 4.24	: Yönlenme gösteren barit (Ba), kuvars (Qz), kalsit (Ca)ve serisit (ser).	72
Şekil 4.25	: Birincil ve ikincil baritlerin korelasyon eğrileri (Kıran, 2004).....	83
Şekil 4.26	: Deniz suyunda kükürt izotop değerlerinin zamana bağlı değişimi (Hanor, 2000).....	84
Şekil 4.27	: Ba ⁺² iyonunun getirildiği kaynaklar	86
Şekil 4.28	: İnceleme alanı baritlerine ait olası köken modeli	92
Şekil A1	: İnceleme alanı jeoloji haritası ve enine kesitleri.....	102

DİNEK (ŞARKİKARAAĞAÇ - ISPARTA) VE ÇEVRESİNDEKİ BARİT CEVHERLEŞMELERİ

ÖZET

İnceleme alanı, Batı Toroslar'da, Sultan dağlarının güneyinde, Beyşehir gölünün kuzeybatısında bulunmaktadır. Alan ekonomik olarak değerlendirilen barit yataklarını içerdiği için, jeolojik olarak ayrıca önemlidir. Bu tezde, alandaki barit mineralizasyonunun kökeninin araştırılması ve çözüme katkı sağlayan önceki çalışmaların da irdelenerek oluşum modelinin aydınlatılması amaçlanmıştır.

İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü'nde doktora tezi olarak yapılan bu çalışmada Afyon L26-c1-c2-c3-c4, Ilgın L27-d1-d4, paftalarına giren inceleme alanı önceki çalışmalardan da yararlanılarak haritalanmıştır.

Baritlerin petrol sanayi yanında diğer endüstri alanlarında kullanımları hızlı bir şekilde artmıştır. Bu gelişmelerin bir sonucu olarak, baritlerin jeolojik ve jeokimyasal olarak çalışılması ve değerlendirilmesine olan ihtiyaç artmaktadır. Kimyasal analiz yapmak için alandan 48 adet barit örneği alınmıştır. Bu analizler yorumlanmış ve önceki çalışmalar ile karşılaştırılmıştır. Kimyasal analiz sonuçlarına göre inceleme alanı 4 bölgeye ayrılmıştır. Bunun yanında, IV. bölge ve I., II. ve III. bölgedeki bazı ocaklardan alınan, 9 adet barit örneği üzerinde kükürt izotopu ($\delta^{34}\text{S}$) analizi yapılmıştır.

Alanda temeli oluşturan kayalar Kambriyen-Ordovisiyen yaşlı denizel fasiyeste oluşmuş, kimyasal ve klastik otokton birimleri içeren kayalardır. Bu birimler bölgesel metamorfizmanın etkisinde kalarak metamorfik bir karakter kazanmışlardır. En altta bulunan Çaltepe Formasyonu metamorfizma geçirmiş dolomitize ve kristalize kireçtaşlarından oluşmaktadır. Bu birimler üzerinde, Sultandede Formasyonu'nun kırıntılı metamorfik kayaları ve kireçtaşı seviyeleri gözlenmektedir. Metamorfitler fillit, şist, kalkşist, kuvarsit vb kayalar olup düşük dereceli yeşil şist fasiyesinde gelişmişlerdir. Bu metamorfik temel üzerine Mesozoik yaşlı Hacılabaz Formasyonu uyumsuz olarak gelmektedir. Jura'da Karbonat platformunu oluşturan bu birimler; tabanda dolomitlerle başlayıp, dolerit ve lateritik boksitler ve en üstte kireçtaşları ile sona erer. Mesozoik üzerine Neojen birimleri uyumsuz olarak gelmiştir. Bağkonak Formasyonu olarak adlandırılan bu birimler karasal akarsu fasiyesinde oluşmuş birimleri kapsamaktadır. Bu birimlerin üzerinde de uyumsuz olarak alüvyonlar bulunmaktadır.

Baritler, sadece Çaltepe kireçtaşları ve Sultandede Formasyonunun kireçtaşı, şist ve kalkşist seviyelerinde yataklanmışlardır. Alanda mineral birlikteliği oldukça karakteristiktir. I., II. ve III. bölgelerde IV. bölgeye kıyasla biraz değişiktir. IV. bölgede kurşun mineralleri genelde gözlenmemektedir. Pirit, malakit, azurit,

limonit, hematit, manganit, serisit, klorit vb. bulunurken I., II. ve III. bölgelerde bu minerallere ek olarak başta galen ve diğer sülfürler bulunur. Yataklanma şekli olarak genelde Çarıkсарaylar kısmını içeren I., II. ve III. bölge cevherlerinde damar ve katman tipi görülürken, Dinek güneydoğusunu temsil eden IV. bölge yataklarında genelde ara tabakalı katmansı, daha az olarak ta damar tipi gözlenmektedir. Barit cevherleşmeleri daha çok kristalize kireçtaşları ve metamorfik detritik birimler içinde gözlenmektedir.

İkincil baritler, diyajenez ve metamorfizma etkisiyle gelişen rekristalizasyonla oluşmuşlar. Baritlerde gözlenen damar tipi tektonik etkiyle gelişmiş ve ikincildir. Cevherleşmelerde, IV. bölgede daha yaygın olmak üzere, ritmik tabakalanma, ardalama, jeopetal yapılar, çapraz tabakalanma, breşleşme, şistoziteye paralel yönelim, katman ve merceklenme gibi sedimanter yapıların bulunması senjenetik ve sedimanter bir oluşumu desteklemektedir.

I., II. ve III. bölge yataklarının kimyasal analiz verileri ve kükürt izotopu değerlerinin IV. bölgedeki baritlerden biraz farklı oldukları gözlenmiştir. İzotop analizi verileri, cevherleştirici sıvıların yaklaşık aynı karakterde olduğunu göstermektedir. Genelde bütün bölgede büyük pozitif olmalarının yanında, I. ve III. bölgedeki bazı yataklarda nispeten daha düşük kükürt izotopu değerleri bulunmuştur. Bu da, I., III. ve II. Bölgeleri etkileyen bir hidrotermal getirim ile ekzalatif sedimanter oluşum olasılığını düşündürmektedir. Bununla birlikte, inceleme alanındaki cevherleşmelerde, Ba kaynağı genel olarak Sultandede (Seydişehir) formasyonuna ait formasyon sularıdır. Baritlerin sülfat kaynağı ise ağır sülfür izotopu ile zenginleşmiş oksitleyici şartlar altındaki deniz suyudur.

BARITE MINERALIZATIONS IN DİNEK (ŞARKIKARAAĞAÇ - ISPARTA) AND SURROUNDINGS

SUMMARY

The study area is located in the South of Sultan Mountains and north West of Beysehir lake. The area contains economic barite deposits and therefore, it has geological importance. In this thesis, the investigation of origin of barite mineralization and modelling depositions have been aimed to illuminate by interpreting previous studies which contributed to solution.

This study has been carried out an doctorate thesis at the Institute of Science and Technology of ITU. The study area which is included by Afyon L26-c1-c2-c3-c4, Ilgın L27-d1-d4 sections has been mapped by making use of previous studies.

Using of barites has been increasing rapidly in other industrial areas beside of petroleum products. As a result of these developments, the need of geologic and geochemical investigation and evaluation of barites increases. Thus, for the new contributions to the origin of deposits, forty eight samples were taken from the area to make chemical analysis. These analyses are interpreted and compared with previous studies. According to chemical analysis results, the study area divided into 4 regions. Deposits in the south-eastern of Dinek have some chemical characteristics differing from I., II. and III. sections. In addition, 9 barite samples were taken from the southeast of Dinek (IV. region) and some mines in I., II. and III. regions to make sulfur isotopic ($\delta^{34}\text{S}$) analysis.

Basement rocks which contain chemical and clastic othoctone units were formed in the oceanic facies during Cambrian-Ordovician era. These units were effected by regional metamorphism and exhibit metamorphic character. Çaltepe Formation is at the bottom of the basement rocks. This formation contains metamorphosed dolomit, recrystallize and nodular limestone units. Sultandede Formation was seen on the Çaltepe Formation. This formation contains phyllite, schists, chalkschists and quartzites, which were exposed to low degree green schist metamorphism. Hacialabaz Formation overlies Sultandede formation unconformably. This formation which contains dolomite, dolerite and limestone units, were formed on carbonate platform in Jurassic-Cretaceous era. In Neogene, Bağkonak Formation were formed in terrestrial river facies. It overlies Lower Palaeozoic and Mesozoic formations unconformably. Barite ores are observed only in lower Palaeozoic units.

Mineral assemblage of the area is very characteristic. I., II. and III. regions have some differences in comparison with IV. region. There are no lead compounds in south-eastern part of the area. Mainly minerals in IV. region are pyrite, malachite, azurite, limonite, hematite, manganite, sericite, chlorite. The addition of such

minerals, some metal sulphide minerals such as galena with amount of silver, sphalerite, chalcopyrite, pyrite, tetrahedrite etc. are common in I., III. and II. regions. Ores in IV. region have layer, lenticular and rare vein shape.

Secondary barites were formed in the effect of metamorphism and diagenesis. Vein type of ores were generally developed by tectonics effect. The chemical analysing data from IV. region is different from I., II. and III. region. Some sedimentary features in IV. region such as cross-bedding, rhythmic layering, geopetal fabrics, brecciation, orientation with schistosity etc. are more common than the other regions. These sedimentary features support syngenetic and sedimentary origin.

In the IV. region some chemical results have distinctive character from I., II. and III. regions. Isotopic data shows that ore fluids have approximately the same character. Isotopically heavy sulphur are widespread in the area. But some low sulphur ratio were found in the I., III. regions. These are the evidences of possible exhalative sedimentary deposition via hydrothermal influx, which effect to the I., II. and III. regions. However, Ba sources were generally related to the connate waters of Sultandede (Seydişehir) formation and sulphate sources of barites which were enriched with heavy sulphur isotope ratios by the effect of sea water.

1. GİRİŞ

1.1 Çalışmanın Amacı

Ülkemizin pek çok bölgesi gibi, Batı Toroslar da stratigrafik, tektonik, petrografik özellikleri ve endüstriyel hammadde/maden potansiyeli açısından yerbilimcilerin ilgisini çekmiştir. Cumhuriyetin kurulmasıyla beraber ülkemizin maden yataklarının belirlenmesi ve işletilmesine yönelik faaliyetler çerçevesinde pek çok yerli ve yabancı yer bilimci ülke çapında değerli çalışmalar yapmıştır. Günümüze kadar gelişerek sürdürülen bu araştırmalarda bir yandan Batı Torosların ayrıntılı jeolojisi, stratigrafisi ve tektonik özellikleri ortaya çıkarılmaya çalışılmış bir yandan da bölgedeki endüstriyel hammadde ve maden potansiyeli ve ekonomikliği araştırılmıştır. Bu çalışmalarda bölgede bulunan ve ekonomik değere sahip olan barit cevherlerinin jeolojisi, oluşumu, jeokimyasal özellikleri ve kökeni araştırılmıştır. Bu çalışmalarda önemli mesafeler kat edilmiş ve sorunun çözümüne ait önemli bulgular elde edilmiştir. Ancak köken sorunu tamamiyle çözülememiştir. Barit cevherleşmelerinin ekonomik olarak değerlendirilmesi açısından onların jeolojik özelliklerinin araştırılması ve kökenlerinin saptanması oldukça önemlidir.

Bu çalışmada, Dinek (Şarkikaraağaç - ISPARTA) civarında yataklanmış barit cevherleşmelerinin kökensel olarak aydınlatılması için, yeni katkılar sağlanması, oluşum modelinin yorumlanması ve sonuçta cevherleşmenin kesin olarak aydınlatılması amaçlanmıştır.

İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü'nde doktora tezi olarak yapılan bu çalışmada, Afyon L26-c1-c2-c3-c4, Ilgın L27-d1-d4, paftalarına giren inceleme alanının jeoloji haritası, Özgül ve diğ., (1991), Demirkol (1982), Öztürk ve diğ.(1981)' nin alanda yaptıkları jeoloji haritalarından yararlanılarak yapılmıştır. Bu çalışmada baritlerin ekonomik potansiyelleri üzerinde de durulmuştur. Son yıllarda, baritlerin petrol sanayisi dışında boya, dolgu, kimya endüstrisi vb. sektörlerde de kullanılması dikkate değer bir gelişmedir. Bu gelişmelerin bir sonucu olarak, baritlerin jeolojik ve jeokimyasal olarak çalışılması ve değerlendirilmesine olan ihtiyaç artmaktadır.

Bu çalışmada, bölgedeki jeolojik ve ekonomik öneme sahip barit cevherleşmeleri bölgenin jeolojisi ile denştirilerek sunulmuştur. Ayrıca birçok yatak tipleri ile karşılaştırılmış ve farklı ve benzer yönleri tartışılmıştır.

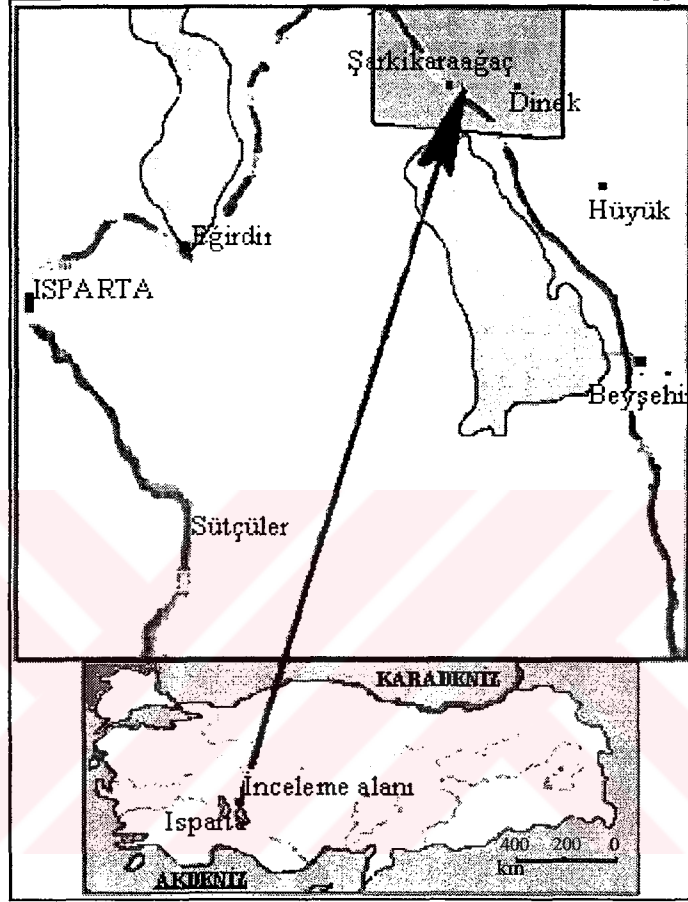
1.2 Çalışma Metotları

Saha çalışmasına 1999 yılının Kasım ayında başlanmış ve 3.5 yıl süren detaylı çalışmalar sonucunda alan, maden jeolojisi ve maden yatakları açısından incelenmiştir. Barit cevherleşmelerinin yapısal durumu jeolojik oluşumlarla ilişkileri analiz edilmiştir. Bu çalışmalarda, Brunton tipi jeolojik pusula, lup, şerit metre, jeoloji çekici gibi donanımdan faydalanılmıştır. Cevherlerin yankayaçları detaylı olarak incelenmiş ve haritalanmıştır. Barit cevherleşmesini temsil eden baritlerden ve cevherleşmeye yataklık yapan yankayaçtan toplam 150 adet örnek derlenmiş ve bu örneklerden seçilen 48 örnek üzerinde ACME (Kanada) laboratuvarlarında ana ve iz element analizleri ve alanı karakterize eden 9 lokasyondan alınan barit örnekleri üzerinde kükürt izotopu ($\delta^{34}\text{S}$) analizleri yapılmıştır. Alandan elde edilen makro ve mikro kapsamda her türlü bilgi, dünyada kabul görmüş barit cevherleşme modelleri ile denştirilerek irdelenmeye çalışılmış ve nihai olarak cevherleşme mekanizması ve modeli tanımlanmaya çalışılmıştır.

1.3 Coğrafya

İnceleme alanı, Isparta büklümü ile karakteristik olan Sultandağları güneyinde bulunmaktadır. Alan kuzeyde Dedeçam, güneyde Şarkikaraağaç, güneydoğuda Hüyük bölgesinin kuzeyiyle sınırlı alandır (Şekil 1.1). İnceleme alanı topoğrafik olarak çoğunlukla tepe - vadi şeklinde bir coğrafyaya sahip olup düzlük alanlar ve sırtlar da bulunmaktadır. Başlıca tepeler Çardakbayırı T. (1338 m), Ortataş T. (1437 m), Koçyatağı T.(1557 m), Kale T.(1587 m), Dikenlipınar T.(1644 m), Kışla T.(1318 m), Tilkiini T.(1445 m), Sağırkaya T.(1665 m), Küçükekiz T.(1540 m), Büyükekiz T.(1544 m), Ardıçlı T.(1467 m), Kuşlu T.(1448 m), Kepenekli T. (1730 m), Cennettaşı T.(2097 m), Sekiler T.(1739 m), Kızıllık T.(1422 m), Andığıntaş T.(1477 m), Deve T.(1901 m), Sulu T.(1983 m), Kızılyumru T.(1531 m), Tuzla T.(1304 m), Kütlü T.(1355 m), Toklu T.(1951 m), Yeldeğirmeni T.(1635 m), Yellibel T.(1411 m), Kara T.(1487 m), İçme T.(1265 m), Oyuk T.(1467 m), Tülüce

T. (1301 m), Efek T. (1336 m), Posoğlu T.(1096 m), Kabalak T.(1437 m), Dikmen T.(1689 m)dir. Alanda gözlenen bazı sırtlar, Balı Sr, Bağ Sr, Akyokuş Sr, Sayalı Sr, Kazıkkaya Sr, Perenlik Sr, Düzkır Sr, Harman Sr, Kuluyeri Sr, Gavur Sr, Bekçiseki



Şekil 1.1: İnceleme Alanı Yer Bulduru Haritası

Sr, Günyandıkırı Sr, Ağılıkırı Sr, Peynirtaşı Sr, Kapçılar Sr, Zengen Sr, Mezarlık Sr, Takkaran Sırtıdır. Akarsu rejimi düzensiz bir yapı sunmakla birlikte genel itibariyle su akış yönleri doruklar ile doğrudan ilgilidir. İnceleme alanında bulunan derelerin tamamına yakını kurumuş, bol yağışlı durumlarda su bulundurur niteliktedirler. İnceleme alanındaki KD - GB gidişli ana dereler; Söğütlü D, Karanlık D, Damlı D, Hamam D, Kuru D, Uzun D, İnönü D, Kızıl D, Kirazlı D, Karagan D, Bal D, Erik D, Tavuk D, Celepçukur D, Kavaklı D, Çerşe D, Harmanarkası D, Kandarmış D, Çakalpınar D, Pullupınar D, Kazıkboğaz D, Deveci D, Arpayeri D, Köprü D, Hamamdere'dir. İnceleme alanı ve civarındaki dereler kış mevsimlerinde kar suları ile birlikte daha çok malzeme taşır ve yaz mevsiminde ise bu durum azalır. Akdeniz ikliminden karasal iklime geçiş gösteren iklim özellikleri taşımakla beraber baskın olarak karasal iklim özelliği göstermektedir. Yazları sıcak ve kurak, kış mevsimleri

ise soğuk ve yağışlı geçmektedir. Yaz aylarında gece ve gündüz arasındaki sıcaklık farkı fazladır. Bahar ayları oldukça yağışlı olan bölgede kış aylarında yağışlar genelde kar şeklinde görülmektedir. Isparta Devlet Su İşleri 18. Bölge Müdürlüğü'nden alınan ve 1927 ve 1997 yıllarını içeren 70 yıllık istatistikî sonuçlara göre Temmuz ayı ortalama 23⁰ ile en sıcak ay ve ortalama 1.7⁰ ile Ocak ayı en soğuk aydır. Bu istatistiğe paralel olarak, metrekaresine başına 87.9 kg yağış ile en yağışlı ay Ocak ayı ve yağışın en az olduğu ay ise 9.9 kg yağış ile Temmuz ayıdır.

Bitki örtüsü, topografya ve iklime bağlı olarak gelişmiştir. Isparta ili, bölgenin en büyük yerleşim merkezidir. Büyük köyler, çoğunlukla tarım alanlarına bağlı olarak morfolojik olarak genelde düzlük alanlarda kurulmuştur. Dağlık alanlarda bulunan köyler ise nispeten daha küçük yerleşim merkezleridir. Bölgenin ekonomisinde gülcülük, elmacılık, halıcılık başta gelmektedir. Bölgede tahıllar olarak buğday, arpa, nohut, ayçiçeği, şekerpancarı, haşhaş üretimi yapılmaktadır. Bölgede genelde tarımın yanında küçükbaş, büyükbaş ve kümes hayvancılığı görülmektedir. Ancak hayvancılıkta gerekli organizasyon ve modern tesisler kurulamamıştır. Halıcılık gelişmiş olup köy ve kasabalarda küçük atölyeler şeklinde faaliyet gösterilmektedir. Bölge ekonomisinde madencilik faaliyetlerinin yadsınamaz bir yeri vardır. Jeolojik yapı barit cevherlerinin oluşmasına imkân sağlamış ve buradan çıkarılan barit madenleri yurtiçi ve yurtdışında değerlendirilmiştir.

1.4 Önceki İncelemeler

İnceleme alanında Isparta'nın diğer kesimlerine oranla daha az çalışma olmuştur. Alan, yerli ve yabancı birçok araştırmacı ve bilim adamının ilgisini çekmiş ve onları bölgede detaylı araştırmalar yapmaya sevk etmiştir. Bölge 1931 yılından beri çeşitli araştırmacılar tarafından araştırılmaktadır. İlk çalışmalar MTA tarafından yapılmıştır. Daha sonraları ekonomik getirisi olan barit cevherleşmeleri nedeniyle bölgenin jeolojisi daha da önemli hale gelmiştir. İlk çalışmalar, Chaput (1931-1941), ve Wenzel (1932) tarafından gerçekleştirilmiştir. Bunları aşağıda sunulan bilim adamları takip etmiştir.

Blumenthal (1963), Seydişehir - Beyşehir alanının jeolojisi adlı çalışmasında bölgenin çeşitli sorunlarını ayrıntısıyla ele almış ve en alttaki temel kaya birimini Seydişehir metamorfiti olarak adlandırmıştır. Yazar, Devoniyen yaşı olarak kabul

ettiği şistler üzerine Üst Paleozoğin grimsi - mavimsi renkli ve şist ara katkılı masif kireçtaşlarının geldiğini ve bunun üzerinde bulunan dolomit ve siyah mavi renkli kireçtaşının ise Triyas yaşında olduğu belirtmiştir. Ayrıca Jura transgresyonuyla başlayan komprehensif serinin, Lütésiyen'e kadar uzanan aralıksız bir kireçtaşı istifini sunduğu, Lütésiyen üzerine açısız diskordansla gelen Üst Eosenin kumtaşı, kil taşı ve marnların da filiş fasiyesinde olduğunu belirtmiştir. Kesin yaş verilmeyen peridotitlerin ve Kretase kireçtaşının üzerine çökelen tatlı su kireçtaşı ve konsolide kireçtaşı döküntüleri, tuf ve efusif taşları Neojen olarak üç ayrı fasiyese ayırmıştır.

Abdüsselamoğlu (1958), Sultandağı'nın jeolojisinde temeli, aralarında kuvarsit ve kireçtaşı mercekleri bulunan metamorfik şistlerin oluşturduğunu açıklamıştır. Metamorfik seri üzerine diskordan olarak gelen dolomit ve kireçtaşına Jura yaşını uygulamıştır. Fosilli Üst Kretase üzerindeki daha genç formasyonları ise karasal neojen ve Kuaterner olarak tanımlamıştır. Sultandağı'nın bütünüyle KD ya yatık bir antiklinal oluşturduğunu savunmuştur.

Brunn ve diğ. (1971), Otokton Toroslari oluşturan eski temel ile Mesozoyik-Tersiyer örtüyü ve Batı Toroslardaki üç büyük nap sistemini araştırmayı amaçlamışlardır. Beyşehir-Hoyran napları ve Çaltepe kireçtaşları (Alt-Orta Kambriyen) ile başlayan ve dereceli olarak Seydişehir şeyline geçen istifini incelemişlerdir. Üst Jura ile başlayan "Komprehensif seri"nin Lütésiyen'e kadar uzandığını Paleosen-Eosen filişinin bunlar üzerine açısız disordansla geldiğini belirtmişlerdir. Batı Torosların orta kuzeyinde 150 km uzunlukta ve 15-20 km genişlikteki allokton birimlerin Beyşehir - Hoyran napını oluşturduğunu ve bu allokton serinin alttaki Otokton seride bulunan senklinale yerleşmesinden dolayı erozyondan korunduğunu bildirmişlerdir. Allokton birimlerde, Triyas(?) yaşlı "Ofiyolit ve Gencek Kireçtaşı" ile daha üstte Huğlu ve Boyalı Tepe Formasyonları haritalanmıştır.

Desprairies ve Gutnic (1972), araştırmacılar "Sultandağı masifinin tepesinde kırmızı greler ve Mesozoik örtüde ferralitik yükseltiler" isimli çalışmalarında Batı Torosların iç kenarında Otokton tabanın üstünde karasal fasiyesler bulunduğunu belirtmişlerdir. Bunların bir kısmı Sultandağı Ordovisiyen Şistleri tepesinde yerleşmiş kırmızı kumtaşı, diğeri kısmı Mesozoik kireçtaşı tabanında Kimmerichiyen'den kalma Diyabaz yükseltiler üzerinde bulunan kırmızı renkli formasyondur. Dağ eteklerinde detritik oluşumların kırmızı yükseltiler etkisiyle eski ferralitik topraklardan oluştuğunu ortaya konmuş ve bir paleocoğrafik yorum hazırlanmıştır.

Haude (1972) "Sultandağı güneyinin Jeolojisi" isimli raporunda Akşehir-Isparta karayolunun güneyinde KB-GD uzanımlı üç zona ayırmıştır. Bunlar Mesozoyik kireçtaşlarını kapsayan zon, Kambriyen-Devoniyen birimlerinin yer aldığı en eski zon ve Üst Devoniyen-Permien zonudur. Çevrelerini gölsel Pliosen çökelleri oluşturur. Hazırlamış olduğu 1/25000'lik jeoloji haritasında koyu renkli pelitik şistler (Alt Kambriyen), Çaltepe ve Göztepe kireçtaşı (Alt-Orta Kambriyen), Seydişehir Formasyonu Kuruderebaşı şistleri (Üst Kambriyen-Orta Devoniyen), Engilli kuvarsiti (Orta-Üst Devoniyen), mor seri (Alt-Orta Karbonifer), ve kenar kireçtaşları (Üst Karbonifer- Permien) aynı birimler olarak haritalanmıştır. Bunlar üzerinde açısal diskordansla gelen Triyas'ta konglomera, marn, kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı ayırtlanmıştır.

Özgül ve Gedik (1973), "Orta Toroslarda Alt Paleozoik Çaltepe kireçtaşı ve Seydişehir Formasyonunun stratigrafisi ve konodont faunası" hakkında yeni bulgular sunmuşlardır. Hadım dolayında, Çaltepe kireçtaşının üst seviyelerindeki alacalı renkli yumrulu kireçtaşında, Trilobit ve Brachiopod kapsayan Orta Kambriyen -Alt Ordovisiyen faunasını ayırtlamışlardır. Böylelikle birimlerin yaş sınırlarını ortaya çıkarmışlardır.

Demirkol ve diğ. (1977), Sultandağı'nın stratigrafisinin ortaya konması ve evriminin açıklığa kavuşturulması amaçlı çalışmalarında, bölgede otokton ve allokton konumlu kaya birimleri ayırtlanmıştır. Paleozoikte Kambriyen - Permien aralığında otoktonun Çaltepe kireçtaşı ile başladığı, üzerinde konkordan olarak Sultandede Formasyonu bulunmaktadır. Bunların üzerine diskordan olarak Orta - Üst Devoniyen yaşlı Engilli kuvarsitinin geldiğini, Engilli kuvarsitinin de Harlak Formasyonu ile düşey geçişli olduğunu belirtmişlerdir. Paleozoik Topraktepe Formasyonu ile son bulmaktadır. Yazarlara göre Mesozoyik, transgresif Hacıalabaz Formasyonu ile başlar ve Koçbeyli Formasyonuna geçer. Bunların üzerinde gözlenen Paleosen-Eosen yaşlı Celeptaş Formasyonu üzerine açılı uyumsuzlukla gelen Neojen'de, akarsu fasiyesinde Bağkonak Formasyonu, taşkın ovası fasiyesli Göksöğüt Formasyonu ile gölsel Yarıkkaya Formasyonu ayırtlanmıştır.

Öztürk ve diğ. (1981), MTA enstitüsü için "Toroslar Projesi " ne bağlı olarak yaptıkları çalışmada alanın 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası, jeoloji enine kesitleri, mineraloji -petrografi ve paleontoloji çalışmaları yapmışlardır.

Koçyiğit (1981), Isparta bükümünün kuzey kenarında yer alan Hoyran gölü yöresinin stratigrafisi ve tektonik özelliklerini incelemeyi amaçlamıştır. Çalışmacı, temeli metamorfitle temsil edilen Üst Kambriyen-Alt Ordovisiyen yaşlı Sultandede formasyonunun oluşturduğunu, temeli açılı uyumsuzlukla üstleyen Hoyran grubunun yaşının Liyas -Lütesiyen'e değin uzandığını belirtilir. Maestrihtiyen'e değin neritik karbonatlar ve Maestrihtiyen-Lütesiyen aralığında hem pelajik hem de neritik totulların çökeldiğini belirtmiştir.

Üst Lütesiyen'de ise filiş fasiyesi hâkim olmuş, Üst Lütesiyen sonunda tektonik melanj özelliğindeki Arızlı ofiyolitik karmaşığı Hoyran grubu üzerine (Pireneen dağ oluşumu evresiyle ilgili olarak) yerleşmiştir. Alt-Orta Oligosen yaşlı, sığ denizel çakıltaşlarından oluşan Akçaköy Formasyonunun daha yaşlı birimleri uyumsuzlukla üstlediğini, Orta Oligosen sonunda tümüyle su üstü olan (Saviyen dağ oluşum evresi) ve günümüze değin kara olarak kalan alanda, Üst Miosen- Pliyosen de karasal sedimanların çökeldiğini ve Pliyosen' de alanın bir kez daha yükseldiğini ve gerilme kuvvetlerinin tesirinde olduğunu belirtmiştir.

Koçyiğit (1981), çalışmasında; Hoyran havzasında Liyas zamanında biçim kazanmış Hoyran neritik karbonatlarının, Toros karbonat platformunun özellikle Mesozoyik - Alt Tersiyer'de oluşmuş örnek istiflerinden biri olduğunu açıklamıştır. Yazar, Üst Triyas- Üst Lütesiyen arasında süreklilik sunan istifin, Maestrihtiyen'e değin yalnızca Litteran neritik özellikli karbonatlarla temsil edildiğini, Maestrihtiyen-Üst Lütesiyen sırasında, yerel pelajikleşmesinde gelişmeye başladığını ve tortullaşmanın bir filiş fasiyesiyle sona erdiğini belirtmiştir.

Yazara göre, Maestrihtiyen'e değin duraylı sığ denizel bir havza olan platform, ilkin Maestrihtiyende düşey devinimlerle bu özelliğini yitirmeye başlamış, daha sonra egemen olarak çekme gerilmesi ve araya giren iki kısa süreli sıkışma gerilmesiyle, platformun parçalanması günümüze değin sürmüştür. Üst Lütesiyen sonundaki ilk sıkışma evresinde Arızlı ofiyoliti karmaşığı platform üzerine yerleşir ve platformun K-KD kesimleri yükselmeye başlar. Bu yükselmeyi Alt-Orta Oligosende ikinci bir sıkışma evresi takip eder ve bunun sonucunda alan tümüyle karasallaşır ve yerel ekaylar gelişir. Orta Oligosen sonundan günümüze kadar normal blok faylar tarafından denetlenen Isparta bükümünün kuzey iç kenarında riftleşme, bölgesel yükselme, faylanma ve volkanizma gibi evreler gelişmiştir. Tektonik etkinlik normal blok fayların denetiminde günümüzde de devam etmektedir.

Demirkol (1982), Sultandağı civarında yaptığı araştırmada buradaki kaya birimlerini Otokton ve Allohton olmak üzere ikiye ayırmıştır. Otokton birimler; Üst Kambriyen - Alt Ordovisiyen yaşlı metamorfikler ile temsil edilen Sultandede Formasyonu üzerine, Mesozoyiğin Liyas- Dogger yaşlı Hacılabaz kireçtaşlarının uyumsuz olarak geldiğini, Senoniyen- Maestrihtiyen yaşlı Taşevi Formasyonunun, Maestrihtiyen yaşlı Gölcük Formasyonu ile devam ettiğine değinmiştir.

Otokton serinin Üst Miyosen - Pliyosen yaşlı Bağkonak ve Yarıkkaya formasyonları ile bittiğini belirtmiştir. Paleosen - Orta Eosen yaşlı Yukarı Tırtar Formasyonunun ve detritiklerle temsil edilen Celetaş Formasyonu üzerine Hoyran ofiyolitlerinin allohton olarak tektonik dokanakla gelmiştir. Yazar, allohtonları oluşturan Hoyran ofiyolitinin Pireniyen fazına bağlı olarak DKD-BGB dan geldiğini, bölgenin Eosen sonundan günümüze kadar düşey hareketlere bağlı olarak faylandığını ve Pliyosen sonunda Rodaniyen dağ oluşumu ile yükseldiğini savunur.

Ayhan ve Karadağ (1985), "Şarkıkaraağaç (Isparta) güneyinde bulunan boksitli demir ve demirli boksit yataklarının jeolojisi ve oluşumu" adlı çalışmalarında bu yatakların köken, mineraloji, kimyasal bileşim ve oluşum yaşı bakımından ilişkilerini incelemişlerdir. Yazarlar iki cevher kuşağı tespit etmiştir. Alt kuşak, Çaltepe Formasyonuna ait dolomitler ile Dogger yaşlı Feletepe Formasyonu'na ait kayalar arasındaki bir açılı uyumsuzluk hattı boyunca süreksiz bir biçimde izlenen allohton kökenli "boksitli demir" zuhurlarıyla temsil edilir. Üst Jura yaşlı Karayaka Formasyonu arasında yer alan üst kuşağın cevherleri ise "demirli boksitler" olarak tanımlanır. Birbirini izleyen ve türedikleri doleritlerle aralanmalı olan demirli boksitler, boksitik kökenlidir.

Ayhan (1986), "Hüyük (Beyşehir) yöresinin Alt-Orta Kambriyen yaşlı birimlerinde bulunan barit zuhurlarının özellikleri" adlı makalesinde alanda Alt -Orta Kambriyen yaşlı Çaltepe Formasyonu'na ilişkin dolomit, kireçtaşı ve yumrulu kireçtaşı ile Üst Kambriyen-Ordovisiyen yaşlı Seydişehir Formasyonuna ait fillit ve şistlerin yüzeylendiğini belirtmektedir. Yazar Üst Kambriyen -Devoniyen zaman aralığında çökelen baritlerin ekzalatif -sedimanter ve/veya hidrotermal sedimanter olduğunu açıklamıştır.

Ayhan (2001), "Stratiform Barite Deposites between Şarkıkaraağaç (Isparta) and Hüyük (Konya) in Sultandağ Region, Turkey" başlıklı ve "Chemic der Erde"

dergisinde yayınlanmış makale çalışmasında Başkoyak–Göçeri arasındaki barit yataklarını jeolojik, jeokimyasal ve petrografik olarak incelemiş ve kökenini irdelenmiştir.

Cengiz ve Kuşçu (2002), MTA dergisi makalesi olarak yayınladıkları çalışmalarında Çarıksaraylar-Hüyük bölgesindeki barit yataklarını kökensel olarak incelemişlerdir.



2. GENEL JEOLJİ

2.1 Giriş

Batı Toroslar ve çevresini oluşturan jeolojik birimler otokton ve allokton olmak üzere ikiye ayrılmıştır. Otokton birimler denizel fasiyeste gelişmiş çeşitli kırıntılı (klastik - detritik) ve kimyasal sedimanter kayaçlardır. Bunlar pelajik ve neritik kireçtaşları ile birlikte yine aynı fasiyeslerde oluşmuş kumtaşı, silttaşı, marn ve nadiren şeyl litolojisinde kırıntılı kayaçlardır. Allokton birimler ise ofiyolitik kayaçlar ve beraberinde sürüklediği kireçtaşlarından oluşmaktadır. Genel karakterleri itibariyle nap yapısındadırlar. Bölgedeki aktif tektonizma nedeniyle otokton birimler üzerine itilmişlerdir (Yalçinkaya ve diğ., 1986). Barit cevherleşmelerinin yer aldığı bölgede allokton birimler gözlenmemektedir. Isparta ilinin kuzeydoğusunda bulunan inceleme alanında; tabandaki otokton özellikli Çaltepe Formasyonu üzerinde yine otokton olarak bulunan Sultandede Formasyonu, Dinek'in güneydoğusundan, Dedeçam'a kadar geniş bir alanda yüzeilenmektedir. Alt Paleozoik'i temsil eden Sultandede Formasyonunun üstüne Mesozoik'te uyumsuz olarak Hacılabaz Formasyonu gelmektedir. Bu formasyon, güneyde Tülüce Tepe civarında mostralarının olmasının yanında Çarıkсарaylar'dan Dedeçam'a kadar yüzeilenmiştir. Hacılabaz formasyonu bazik nitelikli kayaçları da içermektedir. Dolerit bileşiminde olan bu kayaçlar ayrışarak silisli lateritik boksitler oluşmuştur. Bu birimler üzerine, Dedeçam ve güneyi, Muratbağı güneyi, Gümüşoluk, Aşağıdinek civarlarında uyumsuz olarak Neojen yaşlı Bağkonak Formasyonu gelmektedir. Gevşek blok, çakıl, kum, silt, kil litolojisinden oluşan Kuvaterner yaşlı Alüvyonlar, Şarkıkaraağaç ve güneydoğusunda ve eski dere yataklarında yaşlı birimler üzerini uyumsuz olarak örtmüşlerdir (Şekil 2.1).

2.2 Paleozoik

İnceleme alanında Paleozoik seriler oldukça yaygın bir alan kaplamaktadır. Bu seriler genellikle metamorfizma geçirmiş sedimanter kayaçlardır.

PALEOZOİK				MESOZOİK		SENOZOİK			ÜST SİSTEM
KAMBRİYEN		ORDOVİSİYEN		JURA-KRETASE		TERSİYER	KUATERNER	SİSTEM	
ALT - ORTA KAMBRİYEN	ÜST KAMBRİYEN	ALT ORDOVİSİYEN		HACIALABAZ FM J-Kh		NEOJEN ÜST MİYÖSEN		SERİ	FORMASYON
		SULTANDEDE FM (EOS)		Kireçtaşı, dolomitize kireçtaşı		BAĞKONAK FM. (Mb)		ALÜVİYON Qal	
ÇALTEPE FM (EC)		SEYDİŞEHİR (EOSm)		Dolerit Boksit		Dolomit		KALINLIK (m)	
Yumurulu kçt.		METAMORFİLERİ		30		70		400	
Dolomit		150		1500		180		40	

Bölgede Paleozoik, Çaltepe Formasyonu, Sultandede Formasyonu ve bu formasyonlar içindeki birimleri kapsamaktadır.

2.2.1 Çaltepe formasyonu (EÇ)

Formasyon, tabandan tavana doğru üç farklı birimi içermektedir. Bunlar, alt seviyelerde gri, kırmızı kahve renkli dolomit, üste doğru koyu mavi, açık -koyu gri, beyaz renkli rekristalize kireçtaşları ve en üstte alacalı pembe, mor, kül, krem renkli tabaka yüzeyleri kil sıvımalı ve ara katkılı yumrulu kireçtaşları ile temsil edilmektedir. Söz konusu birim Seydişehir ilçesinin 10 km kuzeyindeki Çaltepe’de yaygın olarak gözlemlendiği için Blumental (1947) ve Dean ve Monod (1970) tarafından Çaltepe Formasyonu olarak adlandırılmış ve birçok araştırmacı tarafından bu tanımlama kabul edilmiştir. İnceleme alanında Çaltepe Formasyonu, Arslandoğmuş - Köprüköy kuzeyinde (Kızılyumru tepe, Kırmızı tepe) Feleboğazı kuzeyi (Kara tepe, Kırmızıtepe, Oyuktepe, Korutepe), Kırmızılık tepe, Ardıçlı Tepe, Subaşı Ocağı çevresi, Küçük ve Büyükekiz tepe, Dikmen Tepe, Kütlü Tepe, Tilkiini Tepe, Kale Tepe, Toklu Tepe, mevkiğinde yüzeylenmektedir. Formasyon içindeki birimler aşağıda sunulmaktadır.

2.2.1.1 Dolomitler

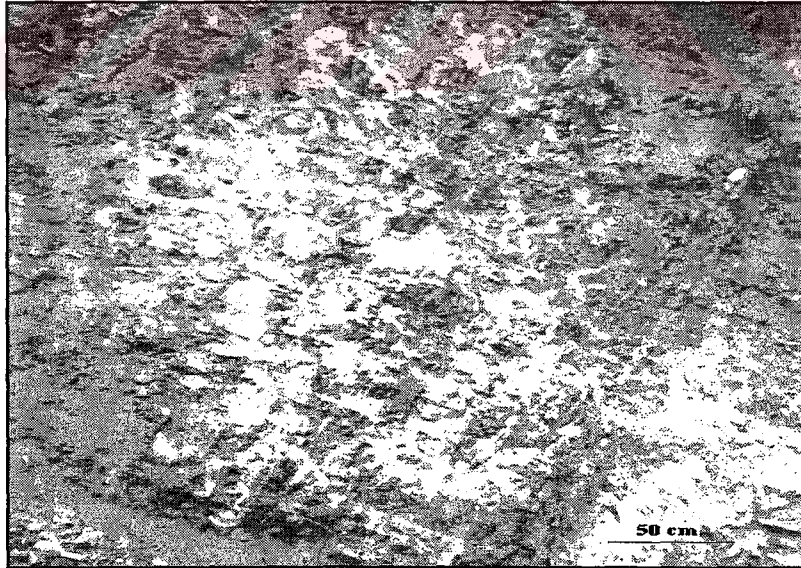
Çaltepe Formasyonunun tabanındaki dolomitler, çeşitli barit ocaklarının (Subaşı Ocağı) çevresinde ve Küçükkekiz ve Büyükekiz tepelerinin civarında, Damlıdere mevkiinde yüzeylenmektedir. Saha gözlemlerinde dolomitler fiziksel olarak, genellikle gri-bej, yer yer kahverengimsi tonlarda, sert, düzensiz katmanlı, iri kristalli, kırık ve çatlaklıdır. Bu özelliklerinin yanında opak mineraller içeren bir dokuya ve erime yapılarına da sahiptirler. Yer yer banlı görünümlü dolomit tabakalarına da rastlanmaktadır. Bazı dolomit kristallerinde demir oksitçe zengin zonlu yapılar vardır.

İnceleme alanının doğusunda bulunan Geztepe civarında gözlenen dolomitler; billursal görünümlü, sert - sıkı dokulu pürüzlü kırılmalı kalsit damarlı ve erime yüzeylidir. Bu düzeylerden alınan örnekler, kristalize dolomit, dolosparit, olarak tanımlanmıştır (Öztürk ve diğ., 1981). Bunlar yeknesak kalsit kristalleri ile dolomit kristallerinden oluşmuştur. Ortalama tane boyu 0.05-1 mm arasında olanlarda ve büyük kristallilerde, yüzeysel genişliği uygun olduğundan basınç ikizlenmeleri

görülür. Ayrıca metamorfizma geçirmiş dolomitlerde; mermer dokusuna benzer dokular gözlenir. Dolomitler içinde kayda değer bir cevherleşme yoktur.

2.2.1.2 Rekristalize kireçtaşları

Dolomitlerin üzerini stratigrafik olarak uyumlu bir şekilde üstleyen gri, mavimsi gri nadiren beyazımsı renkli kireçtaşları, bazı yerlerde belirgin katmanlı bazı yerlerde de masif bir yapıya sahiptirler. Bazı yerlerde mermerleşmiş görünen bu kireçtaşları bölgesel olarak değişik renk tonlarında da gözlenebilmektedir (Şekil 2.2). Kireçtaşlarındaki katmanlaşma orta - kalın şeklindedir. Kırıklı ve çatlaklı, keskin kırılma yüzeyli, kristalize olmuş, kalsit damarlı ve oldukça serttir. Başlıca, Kara Tepe, Kızılyumru Tepe Kızıl Tepe civarlarında gözlenen rekristalize kireçtaşları, Toklu Tepe, Kale Tepe dolaylarında gri, mavimsi gri, sarımsı gri tonlarda, orta - kalın yer yer kötü katmanlaşmalı olarak bulunmaktadır. Bazı yerlerde zayıf buruşma klivajı gösteren bu kireçtaşları pürüzlü ve köşeli kırılmalı, kalsit damarlı, eklemli ve erime yüzeylidir. Rekristalize kireçtaşları; sparitik, mikrosparitik, biyomikrosparitik, oosparitik, intrasparitik, dolomitik sparitik, dolosparit ve az bir kısmı da mikritik dokuya sahiptirler.



Şekil 2.2: Metamorfizma Etkisinde Klivaj Gösteren Çaltepe Kireçtaşları (Toklu Tepe güneyi, bakış kuzeye)

Ayrıca örneklerde terrijen malzeme içeriği bulunmaktadır. Terrijen malzeme buradaki kireçtaşlarında oldukça fazla bulunmakta ve kuvars, feldspat ve illit olarak tanımlanmaktadır (Demirkol, 1977). Kristallerinde gözlenen büyüme ve rekristalizasyon nedeniyle metamorfizmaya uğradıkları anlaşılmaktadır.

Metamorfizmadan etkilenmiş zonlarında özellikle levhamsı mineraller uzun eksenleri boyunca yönlenmişlerdir. Orta derecede breşik doku, erime ve çözünme boşlukları da içermektedirler. Kızıllık Tepe'den alınan örneğin ince kesitinde; taneli karbonat çimento içinde yer yer kalsit kristalleri izlenmektedir (Şekil 2.3). Kalsit, hem mikritik çimentoyu hem de büyük kristalleri oluşturmaktadır. Özşekilli ve özşekilsiz sparlar olarak, küçük ve bazen kısmen büyük sparitik özelliktedir. Romboedrik dilinimi net bir şekilde izlenmektedir. Opak mineraller; mikroskop altında dahi güç tayin edilebilen çok küçük boyutlu sülfür ve oksit mineralleri oldukları düşünülmektedir. Kireçtaşı sparitik, mikrosparitik doku hakimdir. Subaşı Ocağı çevresinde makroskopik olarak incelenen rekristalize kireçtaşları sıklıkla pirit kristalleri içermektedir. Pirit kristalleri bu kireçtaşları içinde bazı yerlerde saçınmış, bazı yerlerde dizilmiş şekilde bulunmaktadır. Piritlerin kireçtaşı ile senjenetik olarak oluştuğu düşünülmektedir. Kireçtaşlarında bazı yerlerde göz şeklinde boşluklar ve sedimanter yapılar gözlenmiştir.



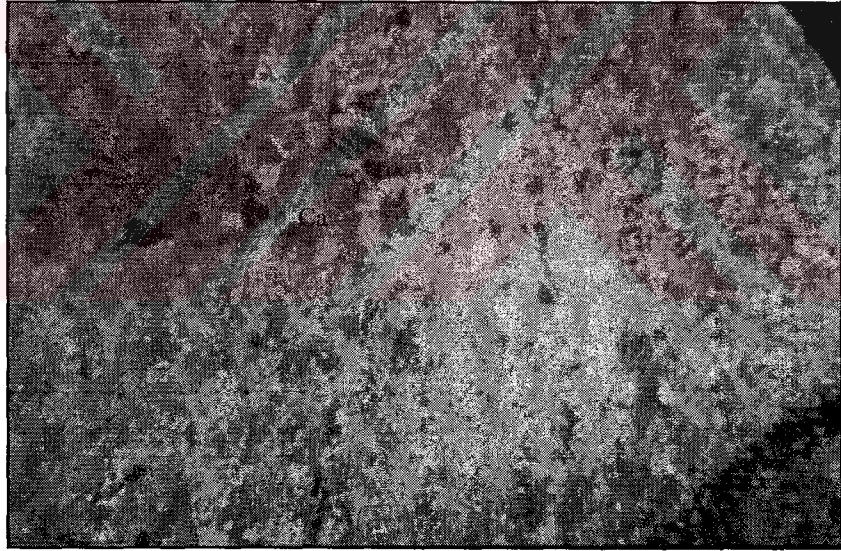
Şekil 2.3: Mikritik-Sparitik Dokulu, Kalsit(Ca) İntraklastlı Kireçtaşı (Örnek no:1, + Niköl – 40X, Kızılyumru T.)

2.2.1.3 Yumrulu kireçtaşları

Çaltepe Formasyonu'nda rekristalize kireçtaşlarının üst seviyelerinde bulunan yumrulu kireçtaşları ince-orta katmanlı, kalsit damarlıdır. Bu birim, normal dokanaklarında geçişli olarak Sultandede metamorfizmasının hemen altında gözlenir. Yumrulu kireçtaşları mikritik dokulu, kalsit damarlı keskin kırılma yüzeyli, brachiopod kavrık ve kıltaşı ara tabakalıdır. Bu yumrulu seviyenin yaklaşık olarak

kalınlığı 0-50 m arasında değişmektedir. Yumrular 1-5 cm arasında değişmekte içinde kalsit kristalleri ve kuvars içermektedir. Yumrulu kireçtaşlarının en yaygın olduğu kesim, Yukarı Mahalle'nin kuzeyi ve Ekiz Tepenin batısıdır. Damlıdere mevkiindeki yumrulu kireçtaşlarında kısmi bir şistozite ile buruşma klivajı gelişmiştir. şistozite yüzeyleri düzensizdir. Bu yüzeylerde metamorfizma sırasında ortaya çıkan yaygın serisit demetleri, ince taneli kuvars mineralleri ile opak mineraller izlenmektedir. Buradaki yumrulu kireçtaşlarında ince kalsit kristalleri ile birlikte az oranlarda rekristalize kalsit ve kuvars bulunmaktadır (şekil 2.4).

Ortam ve yaş: Folk (1962) sınıflanmasına göre Çaltepe Formasyonu'nun oluşum ortamı; duraysız sığ denizel kıyı yakını ortamında, korumalı olan çanak derinini (biyomikrit gözlenmesi), belirtir. Üst birimi oluşturan yumrulu, mikritik özellikli kil arakatkılı ve brachiopod'lu kireçtaşları içinde kil kırıntılarının artması ortamın az çok duraysızlaştığını yansıtmaktadır.



şekil 2.4: Yaklaşık Tamamı Değişik Boyutlarda Kalsit(Ca) Kristal lerinden Oluşan Az Kuvars ve Kil Minerali (serizit) İçe ren Yumrulu Kireçtaşı (örnek no: 3, + Nikol – 25X, Damlıdere Batısı.)

Formasyon kalınlığı yaklaşık 150 m'dir (Öncel, 1995). Çaltepe Formasyonu'nun yaş verileri literatüre göre Alt- Orta Kambriyen'dir. Güney Sultandağlarında çalışma yapan Haude (1972)' nin bu birimlerde tayin ettiği; *Paradoxides* sp., *Corynexochus* sp., *Clenocephalus* sp., *Parabaili* sp., formlarına göre yaş Alt - Orta Kambriyen' dir. Aynı yerlerde çalışma yapan Demirkol ve diğ., (1977)'nin tayin ettikleri; Acrotretid brachiopodları ve *Limnasonella* sp. formlarına göre bu birim Orta Kambriyen

yaşıdır. Dean ve Monod (1970) tarafından aynı birim içinde Seydişehir dolaylarında bulunan; *Protolenidae* sp, *Paradoxides* sp, *Corynexochus* sp, *Solenopleuropsis* sp, *Agraulos* sp, *Dorypyge* sp, formlarına göre bu birimler Alt- Orta Kambriyen yaşıdır. Bu çalışmada da bu veriler kabul edilmiştir.

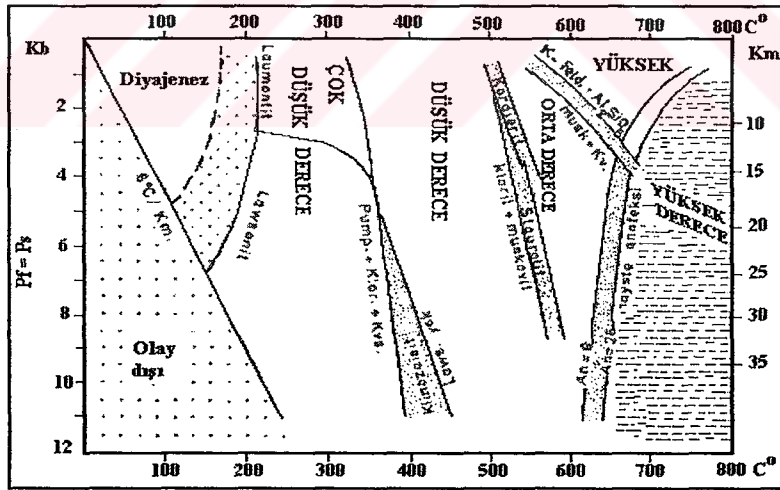
2.2.2 Sultandede formasyonu (EOS)

Sultandede Formasyonu, rekristalize kireçtaşı seviyeleri içeren Seydişehir metamorfikleri ile üst seviyelerdeki mercek şekilli Sarıayla kireçtaşlarından oluşmaktadır. Tabanında Çaltepe Formasyonuna ait kireçtaşları bulunmaktadır. Mesozoik'in Hacıalabaz kireçtaşları ve Neojen'nin Bağkonak Formasyonu ve Kuvaterner alüvyonları tarafından uyumsuz olarak üstlenir. Formasyon eski araştırmacılar tarafından Seydişehir Formasyonu, Seydişehir Şistleri olarak adlandırılmıştır (Blumenthal,1963 ; Haude, 1972 ; Özgül ve Gedik, 1973 ; Ayhan, 1986).

2.2.2.1 Seydişehir metamorfikleri (EOSm)

Sultandede Formasyonunun hemen tamamını oluşturan metamorfik kayalar içeren metamorfik birimler, Seydişehir metamorfikleri olarak tanımlanmıştır. Bu birimler Blumenthal (1963) tarafından Seydişehir şistleri, Haude (1972), Özgül ve Gedik (1973), Ayhan (1986), gibi araştırmacılar tarafından da Seydişehir Formasyonu olarak adlandırılmışlardır. İlkel olarak Üst Kambriyen - Alt Ordovisiyen denizinde çökelen kumtaşı, silttaşı ve marn, kireçtaşı gibi detritik ve kimyasal çökellerden oluşmuşlardır. Daha sonra bölgesel (rejyonal) metamorfizma (Uz, 1986) sonucu derecesine göre metakumtaşı, rekristalize kireçtaşları, sleyt, fillit, kuvarsit, kuvarsfillit, şist, kuvars serisitşist, kalkşist, albit-klorit-serisit-kuvars şist ve klorit-kuvars şist vb. metamorfik birimlere dönüşmüşlerdir. Bölgede yer alan metamorfik kayalar çalışmanın konusu olan barit cevherlerinin yankayacı olduğu için, cevherleşmeyle olan fiziksel ve kimyasal ilişkisi oldukça önemlidir. Seydişehir metamorfikleri çalışma alanının doğu - kuzeydoğu kesiminde yaygın bir şekilde yüzeylenmektedirler. Birimin dağılımı genel olarak; Çarıkсарaylar doğusu güneyde Damlıdere, kuzeyde Sağırkaya Tepe, kuzeybatıda Dedeçam, doğuda Koca Dere ve doğusudur. Bu birimler yaklaşık olarak 170 km² alan kaplamaktadır. Sultandede metamorfik birimlerinin çok kıvrımlı ve kırıklı olması kesit ölçümü imkânı vermemiş olup kalınlığı 1500 m civarında olduğu düşünülmektedir. Metamorfikler

yeryer iri klastik seviyeler de (kaba kum boyutunda) içermektedir. Seydişehir metamorfitleeri içinde ayrışma yüzeyi kahve yeşil, taze yüzeyi yeşil renkli az oranda metatüf arakatkıları da görülür. Yoğun makaslamadan ötürü değişikliğe uğramış ve ilksel görünümelerini yitirmişlerdir. Bu nedenle de kayaçların kökeni ve isimini verebilmek güçtür. Eski çalışmalarda, az miktartlı bu metatüflerin bazaltik-spilitik karakterde ve metamorfitleerin ilksel oluşumları ile eş zamanlı oldukları açıklanmıştır (Demirkol, 1982). Metatüfler sık yapıları, camsı parıltılı olmalarıyla tanınırlar. Şistoziteye uygunluk sunarlar. Mikroskop altında kloritleşmiş, serisitleşmiş, silisleşmiş olduğu gözlenir. Genel olarak masifi oluşturan metamorfik kayaçlar birbiriyle konkordan görünümlü ancak bölgesel tektonikten etkilendiği için kıvrımlı, oldukça çatlaklı ve kırıklı bir yapı sunmaktadır. Seydişehir metamorfitleeri yeşilşist fasiyesinde düşük dereceli metamorfizma geçirmiş kayaçlardır (Koçyiğit, 1981). Alandaki metamorfik birimlerde klorit, muskovit ve serizit vb. yeşilşist minerallerinin gözlenmesi, bu minerallerin duraylılık değerleri olan 350-500⁰ C ve 2-6 kb'lık basınç değerlerini açılmaktadır. Bu özellikleri nedeniyle alandaki metamorfitleer, Winkler (1976)'e ait grafikte (Şekil 2.5.) "Düşük derece" alanında kalmaktadırlar.



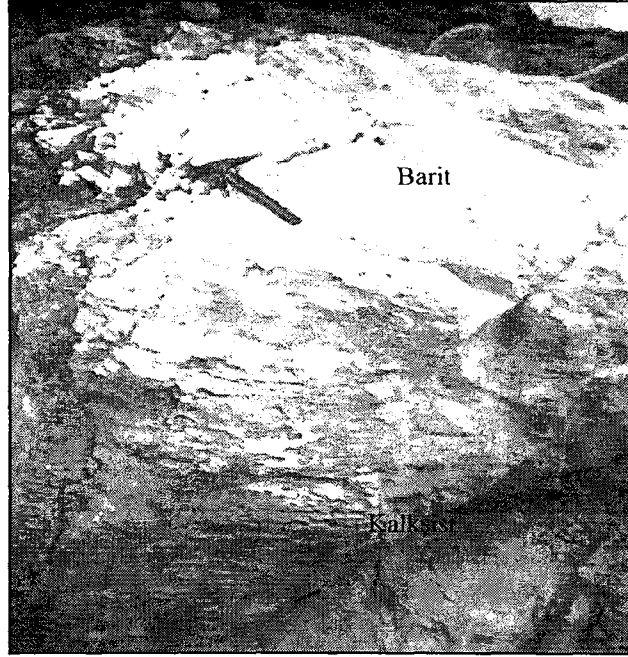
Şekil 2.5: Metamorfizma Derecelerinin 4 Türü ve Metamorfizma Alanlarının Sıcaklık, Basınç ve Mineralizasyon Durumu (Winkler, 1976)

Genel olarak metamorfik doku gelişimi, metamorfizma derecesine, litolojisine ve bileşenlerin tane boyuna bağlı olarak gelişmektedir. Bu durumda aynı metamorfizma derecesine sahip metaklastikler (meta kumtaşları vb.) sleyt ve fillitlere göre daha düşük dokusal zonları temsil etmektedir (Frey, 1978). Klivaj (foliasyon) dokusu arasındaki mesafenin daha geniş olması daha ileri evreyi göstermektedir (Powell,

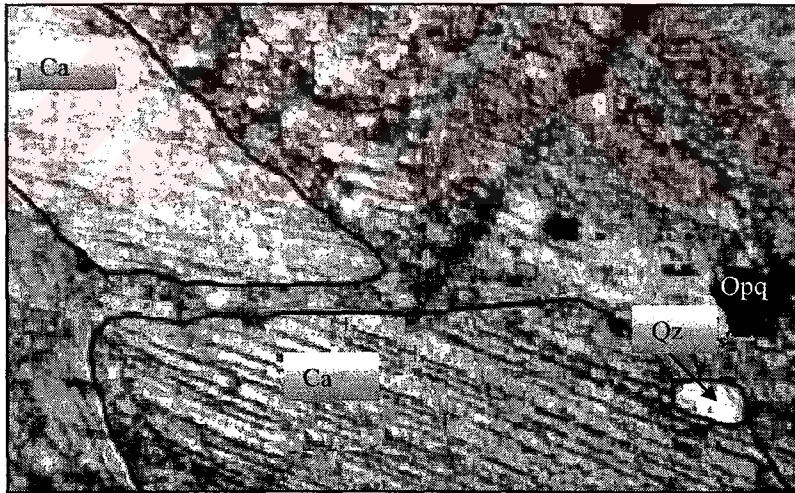
1979 ; Kish, 1991). Seydişehir metamorfizmalarında metamorfik dokular; literatürde sınıflandırılan değişik dokusal zonlarla benzerlik göstermektedir. Bu kayalardaki dokular, düşük dereceli metamorfik kayalar için tanımlanan; üçüncü dokusal zon "kuvarstik yapı ve hidromika - klorit matriks zonu", dördüncü dokusal zon "iğnemsiz yapı ve muskovit - klorit matriks zonu" ve beşinci dokusal zon "yeşil şist fasiyesi muskovit- klorit alt fasiyesi zonu" gibi metamorfizma dokularına benzerlik göstermektedir (Frey, 1970). Literatürde üçüncü zonun yaklaşık derin epijenez ve zeolit fasiyesine, dördüncü zonun da yaklaşık prehnit ve pumpellyit fasiyesine karşılık geldiği belirtilmektedir (Kish, 1983). İnceleme alanındaki metamorfizmanın gelişmesinde sıcaklığın rolü yanında basıncın da rolü olduğu anlaşılmaktadır. Metamorfizma dokusu el örneklerinde ve mikroskop altında da net olarak izlenmektedir. Şistozite bu kayalardaki tipik yapıyı temsil etmektedir. Metamorfizmaları oluşturan birimler, sedimanter yapılar bakımından zenginlik göstermektedir. Seydişehir metamorfizmaları litolojik olarak aşağıdaki birimlere ayrılmıştır.

Kalkşistler: Sarımsı bej - kahverengimsi bej renkleri bulunan kalkşistler, önemli miktarda barit içerirler ve şistlere oranla zayıf şistozite yapılarına sahiptirler. Ayrıştıkları yerlerde nispeten daha kolay dağılan özellik sunmaktadır. Arazide şistlerle aralanma gösterirler. Şistozite yüzeyleri boyunca iyi gelişmiş mangan dentritleri ile tipik bir görünüm sergilemektedir. Kalkşistlerin diğer birimlerle geçişleri de oldukça belirgin olmaktadır. Şistlerin aralarında, ara seviyeler halinde gözlenen kalkşistler şistlere benzer olarak klivaj, buruşma klivajı ve onlardan farklı olarak kalsit mineralinin fazlalığıyla karakteristiktirler. Kalkşistlerde zayıf buruşma klivajı ve çoğu yerlerde de sleyt (arduvaz) klivajı hakimdir. Kireçtaşlarına göre çok daha belirgin klivaja sahiptirler. Kalkşistlerin en karakteristik örnekleri yukarı ve aşağı Dinek civarında grimsi ve sarımsı bej tonlarında izlenmektedir. Foliasyonları şistler kadar iyi değildir (Şekil 2.6).

Yukarı Dinek' ten alınan örneğin ince kesitinde; kalsit, özşekilli yönelme gösteren büyük kristaller halindedir. Ayrıca etrafını çok küçük boyutta (0.01 mm) kalsit taneleri yine yönelmeli olarak sarmıştır (Şekil 2.7). Romboedrik dilinimler net olarak izlenmektedir. Kuvars, kalsitlerle beraber yönelme gösteren küçük boyutlu mineraller ve özşekilsiz kristaller halinde bulunmaktadır. İnce kesit, değişik renklemeler sunan az belirgin kil mineralleri içermektedir.



Şekil 2.6: İnceleme Alanında Kireçtaşı Dokanağında Bulunan Kalkıştıler (Aşağı Dinek Güneyi, Bakış Kuzeydoğuya).

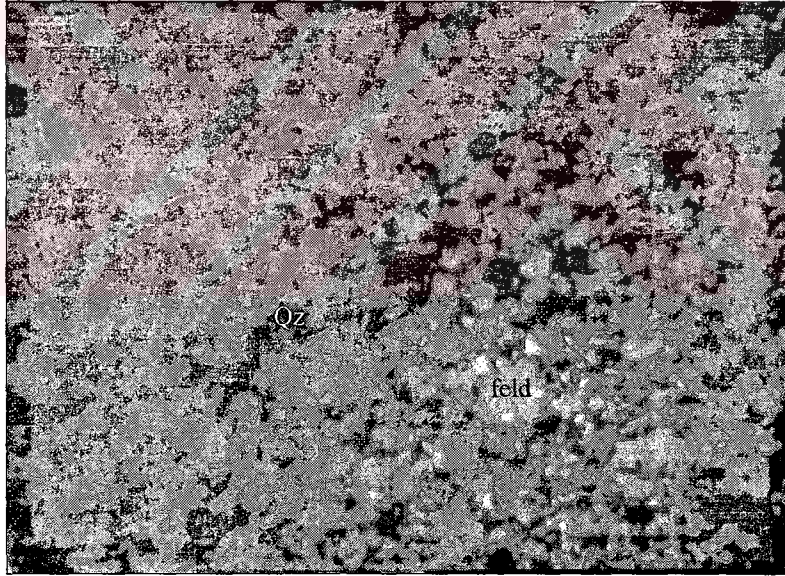


Şekil 2.7: Kalkıştı İçinde Gözlenen Kalsit(Ca) ve Kuvars (Qz) İçerikli-Şisti Doku (örnek no:4, + Nikol -50X, Yukarı Dinek)

Metakumtaşları: İnceleme alanındaki metakumtaşlarının taze yüzey rengi kahverengimsi yeşil, ayrışma renkleri ise sarı-kahverengi tonlarında olup, çatlaklı ve ilksel Brachiopod fosillidir. Metakumtaşları denizel ortamda oluşmuş genellikle türbiditik kum taşlarının metamorfizmaya uğramasıyla oluşmuşlardır.

Başlangıçtaki kumtaşlarının ortama, daha enerjili bir sedimantasyonu simgeleyen türbiditik akıntılarla getirildikleri düşünülmektedir. Seydişehir metamorfitleri içinde

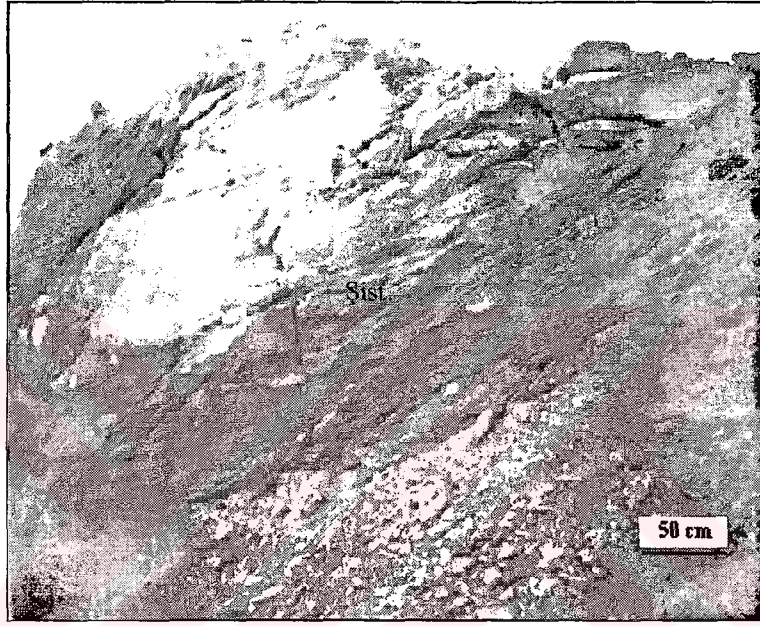
ara düzeyler şeklinde bulunurlar. Metakumtaşları, mineral birlikteliği olarak kuvars, feldspat, muskovit, serizit, turmalin, zirkon ($\pm$) ve az oranda opak minerallerden oluşmaktadırlar (Öztürk ve diğ., 1981). Metamorfik kumtaşları, kuvarslar ve feldspatlarda mikroskop altında dalgalı sönme, yönlenme ve mineral uzanımına sahiptirler. Bu kumtaşları kuvarsitlere göre daha az kuvars içerirler. Meta kumtaşları bazı yerlerde kuvarsitlerin dokanağındadırlar. Ayrıca metakumtaşlarında oygu - dolgu ve akıntı izleri gibi ilksel sedimanter yapılar tamamıyla kaybolmuş değildir. Alanda gözlenen meta kumtaşlarında kırıntılı doku fillit ve şistlere göre daha belirgindir. İnce kesitte, metakumtaşlarının değişik oranda kil (serizitleşmiş, kloritleşmiş) hamuru içerdiği tanelerin çoğunluğunun kuvars olduğu birincil mika (muskovit, serizit), alkali feldspat (albit) ve ağır mineral, az oranda turmalin içerdiği yorumlanmıştır (Şekil 2.8). Bu birimler kuvars içermesi ve matrikslerinin de serizit ve kloritten oluşması nedeniyle daha çok kuvarstitik yapı ve muskovit-klorit matriks



Şekil 2.8: Kuvars(Qz), Az Feldspat(feld), Mika ve Opak Mineraller İçeren Metakumtaşı (örnek no:5, + Nikol -25X ; Yelibel Tepe kuzeybatısı)

zonunu temsil etmektedir. Metakumtaşlarında esas mineral olarak kuvars hakim ve tane boylanması çok kötüdür. Metakumtaşlarında kuvars ile matriks içinde bulunan klorit ve serisitler arasındaki girift ilişki kısmen izlenir. İnceleme alanındaki metakumtaşları ve kuvarsitler, fillit ve şistlere göre daha iri taneli bileşenlerden oluşması nedeniyle kesikli ve pürüzlü bir klivaja sahiptirler. Tabaka düzlemleri ile klivaj düzlemleri arasındaki açı yaklaşık 40 - 45⁰ derece arasında değişmektedir.

Fillitler ve şistler: Fillitler yeşilimsi, yeşilimsi gri ve kahverengi tonları ile mor, bordo, kırmızımsı, sarımsı kahverengi renklerde gözlenirler ve iyi dilinimli (klivajlı) yapraklanma göstermektedirler. Fillit ve şistlerin üst yüzeyleri oldukça ayrışmıştır. Şistler ilksel kırıntılı dokularını diğer metamorfik birimlere göre daha çok kaybetmişlerdir. Düşük dereceli metamorfizma koşullarında gelişen şistlerde makroskopik olarak küçük muskovit mineralleri gözle ayırt edilebilmektedir (Şekil 2.9).



Şekil 2.9: İnceleme Alanında Gözlenen Muskovitli Şistler
(Kuyucak Civarı, Bakış Kuzeye)

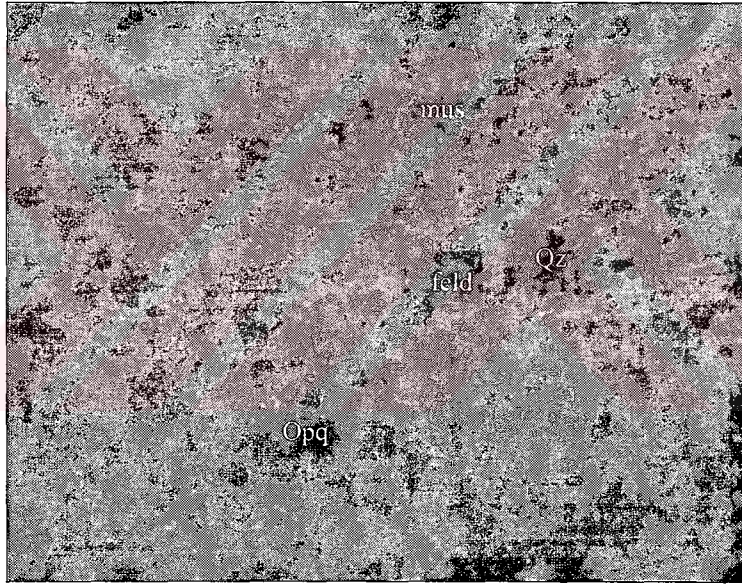
Alanda yaygın olarak gözlenen fillit ve şistlerin içinde, uzun eksenleri boyunca yönlenmiş detritik kuvars ve feldispatlar ile ince taneli matriksten yeniden oluşum ve rekristalizasyon ile süreçleriyle gelişen klorit ve serizitler bazı yerlerde bir birleriyle girift ilişkiler sunmaktadır. Gözeneklerde sonradan gelişmiş kuvars kristalleri bulunmaktadır. İçerisindeki hakim minerallere göre adlama yapılan şistlerde şistozite karakteristik olarak izlenmiştir. Minerallerde yönlenmeli şisti yapı, kayaçta buruşma ve yapraklanma görülmektedir. İnceleme alanında bazı fillit ve şistler yersel olarak diğerlerine göre daha fazla metamorfizma geçirmiştir. Fillit ve şistlerde dokusal olarak, muskovit - klorit matriks zonuna ve beşinci dokusal zon olan yeşil şist fasiyesi "muskovit-klorit alt fasiyesi" ne benzerlik vardır.

Fillit ve şistlerde metamorfizma derecesinin artmasıyla, klivajın (foliasyonun) daha da belirginleştiği ve klivaj yapraklarının veya düzlemlerinin sıklığının ve sürekliliğinin arttığı izlenmektedir. Bu birimlerde hakim olarak bir klivaj, bazen de

nadiren iki klivaj düzlemi bulunur. Çarık saraylar ve Dinek civarında gözlenen fillit ve şistlerde; mika minerali klivaj yaprağı üzerinde ipeğimsi bir yüzey oluşturmakta ve talk mineraline benzer bir şekilde ele kaygan bir his vermektedir. Bazı lokasyonlarda farklılık göstermekle birlikte klorit ve mika fenokristallerinin uzun eksenleri tabakalanmaya paralel bir özellik sunmaktadır. Klivajın daha etkili olduğu bazı numunelerde klorit ve mikaların (001) düzlemleri tabakalanmaya paralel iken, klivajın daha yoğun olduğu kısımlarda klivaj düzlemlerine paralel veya paralele yakın küçük açılar yapmaktadır. Çoğunlukla bakıldığında, alandaki fillit ve şistlerde mika ve klorit fenokristalleri klivaj düzlemlerine paralel sıralanmışlardır. Bunların klivaj düzlemlerini kestiği çok nadir görülmektedir. Bu fenokristaller klivaj eksenlerinin kıvrılmasından da etkilenecek onlarla beraber kıvrılmışlardır. Yeşil şist fasiyesini temsil eden fillit ve şistler buruşma tipi yapraklanma - buruşma klivajı içermektedirler. Üçüncü-dördüncü doku zonu özelliklerine sahip fillit ve şistlerde, yapraklanma klivajı belirgin ve sık aralıklarla olmakla birlikte, genellikle sürekli ve pürüzsüz bir klivaja sahiptirler. Bu birimlerde buruşma tipi klivajdan daha çok, iyi yapraklanmış görünümde klivaj düzlemleri gelişmiştir. Ayrıca tabaka düzlemleri ile yaklaşık 40° - 45° lik açılar yapan az belirgin, zayıf gelişmiş klivaj düzlemleri gözlenir. Bazı fillitlerde tabaka düzlemleri yapraklanma klivajını temsil etmektedir. Mika - klorit matriks içeren örneklerde, yapraklanma klivajı belirgin ve sık aralıklı olup genellikle sürekli ve pürüzsüz klivaj gelişmiştir.

Fillit ve şistlerde klivaj düzlemleri hem neoforme kloritleri, hem de klorit - mika minerallerini yönlendirmişlerdir. Bazı kısımlarda iyi gelişmiş yapraklanma klivajı gelişmiştir. Şistler, serisit miktarının fazlalaşmasıyla serisitşist, kuvars bulundurmalarıyla kuvarsşist, muskovitin fazlalaşmasıyla muskovitşist, kloritin hakim olmasıyla da kloritşist isimleri ile ve yaklaşık eş oranlı iki mineral bulundurmalarıyla ise kuvars-serisit şist, kuvars- muskovit şist, kuvars-klorit şist vb. adlandırılırlar. Fillit ve şistlerde muskovit, klorit mineralleri yaygın olarak bulunmaktadır. Diğer mineraller olarak ise daha az oranda illit, smektit, feldspat bulunmaktadır. Şistler içinde çok az miktarda turmalin ve opak minerallere de rastlanmaktadır. Hematit ve limonit damarcıklarının varlığı oksidasyon zonunu simgelemektedir. Birimi teşkil eden kayalar %10'dan fazla değişik oranda kil (serişistleşmiş kloritleşmiş) matriks içermektedir. Tanelerin %90'ından fazlasını kuvars, birincil mika (muskovit serisit) az alkali feldspat (albit) ve ağır mineral

(turmalin, zirkon) oluşturmaktadır. Damlıdere mevkiinde şistler arasında spekülait (metamorfizma geçirmiş hematit) minerallerine rastlanlanmaktadır. Kuyucak batısından alınan ve mikroskop altında mika - kuvars şist olarak tanımlanan kaba yapraklanma sunan kayacın; başlıca kuvars, mika mineralleri (serisit, muskovit, biyotit), şisti doku sunan klorit, az miktarda plajiolklas (albit), yer yer epidottan oluştuğu gözlenmiştir. Aynı örnekte, aksesuar minerallerin ise sfen, zirkon ve türmalin olduğu düşünölmektedir. Bunun yanında da kuvars kristallerinde de şistoziteye uyumlu bir dizilim ayırt edilmektedir. Kuvarslar dalgalı sönmelidir. Kalsitlerde sarımsı, bejimsi, grimsi tonlar izlenmektedir. Serizitler çok az olup polerize ışıktta sarı rengin tonlarındadır. Opak mineraller de az belirgin yönlenme sunmaktadır (Şekil 2.10).



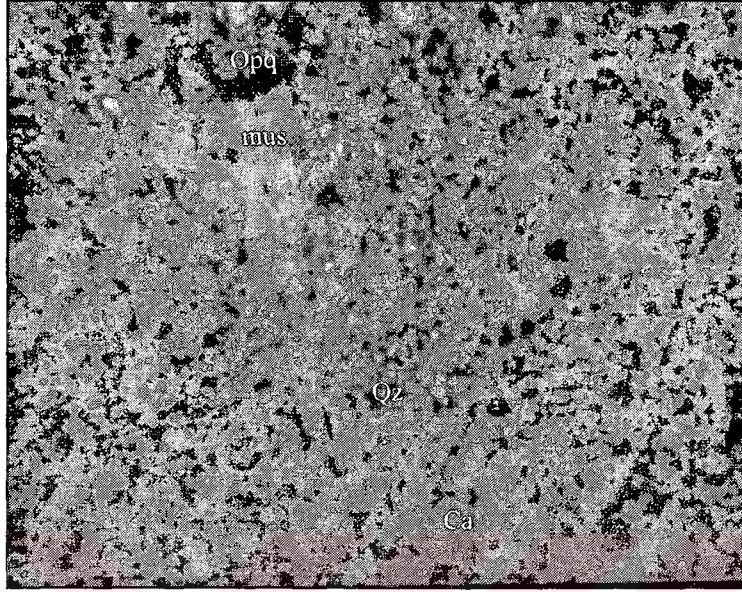
Şekil 2.10: Kuvars (Qz), Muskovit (mus), Feldspat (feld) ve Opak Mineraller, Muskovit Albit-Kuvarssist (Örnek No:6, + Nikol 40 X, Kuyucak batısı)

Küçük Ekiz Tepe'nin batısından alınan Kuvars-Muskovit şistin mikroskopik incelemesi yapılmıştır (Şekil 2.11).

Burada; kuvars, kesitte yönlenmeli bir şekilde küçük özşekilsiz kristaller şeklinde dalgalı olarak sönme göstermektedir. Feldspat, çok az miktarda ve albit mineralinden oluşmaktadırlar. Muskovit lamelli, öz şekilsiz halde izlenmektedir.

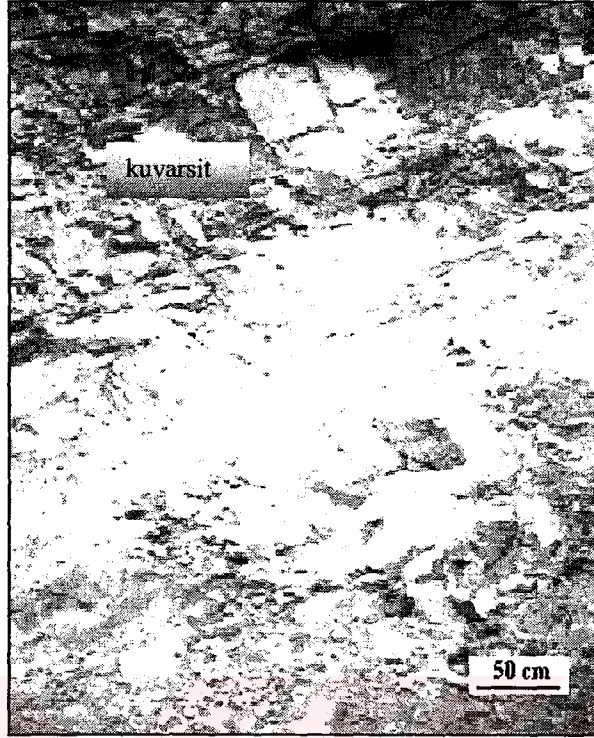
Açık kahverengimsi tonlarda ve mineral yönelimi iyi gelişmiştir. Serizit, saçınmış şekilli hafif yönlenmeli ve az olarak bulunmaktadır. Kalsit, özşekilsiz kristaller

halinde genelde az oranda ve beyaz, sarımsı- grimsi beyazdır. Opak mineraller siyah renkli genel itibariyle, demir oksit mineralleri oldukları yorumlanmıştır.

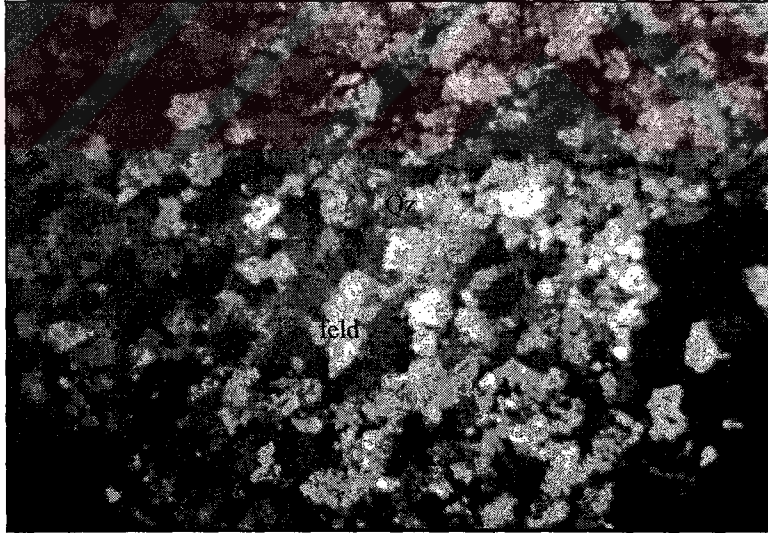


Şekil 2.11: Yönlenme Gözlenen, Kuvars (Qz), Muskovit (mus), Kalsit (Ca), Opak Min.(Opq) İçerikli Kuvars-Muskovit Şist (Örnek No: 7, + Nikol-40 X) (K.Ekiztepe Batısı)

Kuvarsitler: Genel olarak Büyükekiz tepe ve Dikenlipınar tepe etekleri, Arslandoğmuş ve Kuyucak güneyinde yüzeylenmekte olup katmanlaşmaları ve eklem sistemleri az gelişmiştir. Metakumtaşlarının altyüzeyinde bulunurlar. Kuvarsitler pembemsi beyaz - boz renklerde ve metakumtaşlarına göre daha sert ve dayanıklı bir özellik sunarlar. Bu birimler şistoziteyi paralel olarak kesen bir şekilde yaklaşık olarak 40-80 cm lik kalınlığa sahiptir (Şekil 2.12). Bu birim aratabakalar şeklinde gözlenmekte olup tane destekli ve yoğun olarak kuvars kristallerinden oluşmuştur. Az oranda serisit içeren ve yaklaşık % 85 kuvarstan oluşmaktadırlar. Diğer mineralleri az oranda feldispat ve opak minarellerdir. Arslandoğmuş mevkiinden alınan kuvarsit örneğinin ince kesitinde, kuvarsitin yaklaşık % 80'i kuvars kristallerinden oluşmuştur (Şekil 2.13). Feldspatlar kuvarslara birleşik olarak az oranda açık renklerde öz şekilsiz olarak bulunur. Basınç etkinliğine bağlı olarak yönelim gelişimi görülmektedir. Opak mineraller fazla miktarda olmayıp ancak özşekilsiz olarak bulunan oksit mineralleridir. Kuvarsların tane boyu 0.1 mm- 1.4 mm arasında değişmekte ve dalgalı sönme göstermektedir. Kuvars tanelerinde boylanma ve yuvarlaklık kötü olup kuvars kristallerinde yönlenme izlenmektedir. Kesitte dalgalı sönen kuvarslar genelde az yuvarlak çoğun köşeli taneler halindedir.

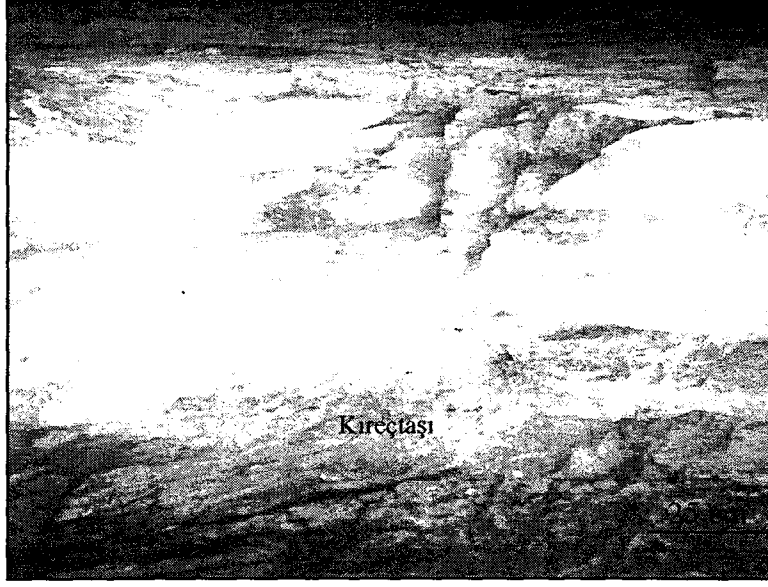


Şekil 2.12: İnceleme Alanında Kuvarsit Tabakaları (Kuyucak T, bakış kuzeye)



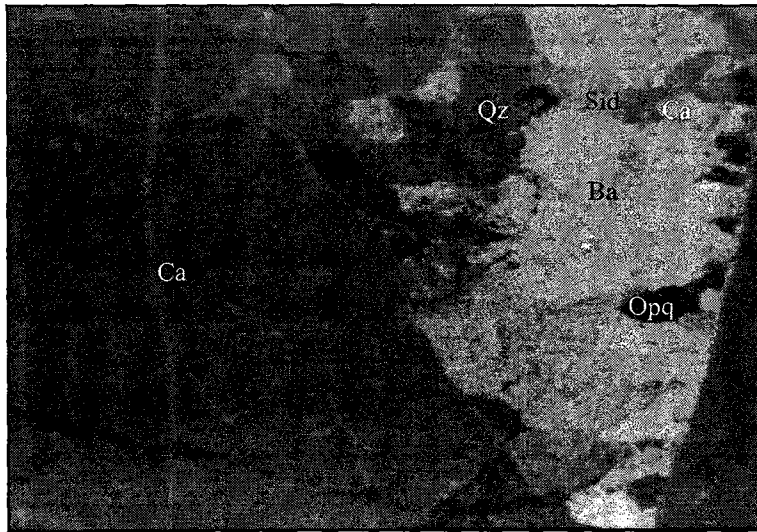
Şekil 2.13: Kuvarsit; Dalgalı Sönme Gösteren, Kuvarslar(Qz), Feldspat (feld) ve Opak Min.(örnek no: 8, + Nikol-40X, Kuyucak mevkii)

Kireçtaşları: Bu birimler Seydişehir metamorfitlelerinin karbonatlı seviyelerini oluşturur ve barit cevherleşmeleri içerirler. Gri, morumsu- bejimsi gri renkli oldukça çatlaklı ve kırıklı bazı kesimlerinde üst kısımları nodüllü olarak izlenen bu kireçtaşları, metmorfizmadan oldukça etkilenmiş, rekristalize ve bazı yerlerinde buruşma klivajlıdır (Şekil 2.14).



Şekil 2.14: Seydişehir Metamorfikleri İçindeki Rekristalize Kireçtaşı Seviyeleri (Kuyucak)

Kalkıştılarla geçişli olan bu kireçtaşları sedimanter yapılar ve canlı izleri içermektedir. Denizin sığlaşan evrelerinde ve düzensiz havza şartlarında oluşmuşlardır. Kuyucak civarından alınan kireçtaşının ince kesitinde kalsit iri ve küçük özşekilsiz kristaller halinde çatlaklarda ve mikrokristalen halde dokuyu oluşturmaktadır. Barit özşekilsiz kristaller halinde az oranda bulunmaktadır. Opak minerallerin hematit, manganit, limonit gibi mineraller olduğu ayrıca siderit içerdiği görülmektedir (Şekil 2.15).



Şekil 2.15: Kalsit (Ca), Siderit (Sid) Kuvars (Qz), Barit (Ba) Opak Mineraller (Opq) İçeren Kristalize Kireçtaşı, (+ Nikol -50X, Örnek no.25, Kuyucak mevki)

Yaş: Çalışma alanının güneyinde Seydişehir - Beyşehir civarında inceleme yapan Blumenthal (1947) Sultandede Formasyonunun metamorfik birimlerini "Seydişehir Şistleri" olarak adlandırmış ve yaşını Devoniyen olarak düşünmüştür. Haude (1972)' e göre şistlerdeki metamorfizma derecesi önemli bir ayırım faktörüdür.

Yazara göre Seydişehir şistleri canlı izleri ve sedimanter yapılar bakımından zengindirler. Haude (1972)' un çalışmalarında Seydişehir şistleri içinde bulunan Kuruderebaşı şistlerinde fosil bulanamamıştır. Haude (1972), çökelmede bir kesiklik ve uyumsuzluk saptamadığından Kuruderebaşı şistlerinin stratigrafik olarak Orta Kambriyen'den Üst Devoniyen'e kadar uzandığını kabul etmiştir.

Bu araştırmacıya göre doğuya doğru bu şistler yeşilimsi, psamitik şistlerden pelitik şistlere ve Üst Devoniyen'e geçerler. Seydişehir metamorfitlerini içine alan Sultandede Formasyonu'nun yaşının Üst Devoniyen' e kadar çıktığını kabul edenlerin Haude'un bu görüşüne dayandığı düşünülmektedir.

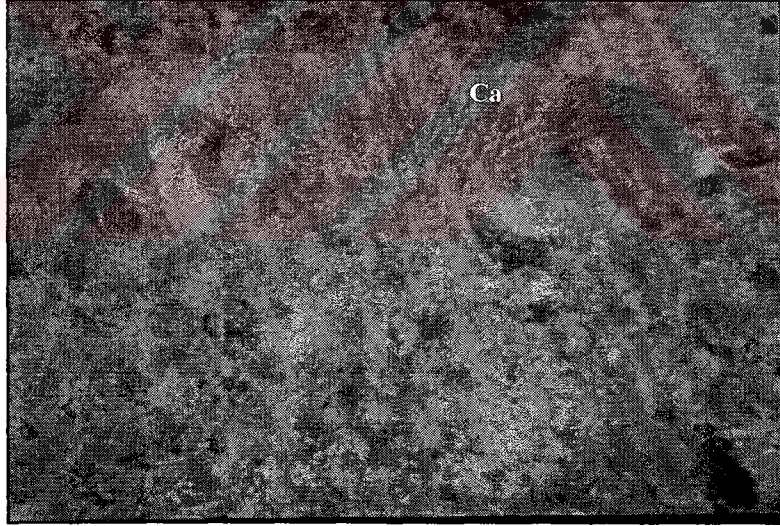
Çalışma alanının yakınında çalışma yapan Dean ve Monod (1970) birimde Alt Ordovisiyen faunasını tespit etmişler ve topluluğun muhtemel yaşının Alt Ordovisiyen (Üst Arenigiyen) olabileceğini belirtmişlerdir. Fosil bakımından kıt olan birimde yaş verilebilecek mikro ve makro fauna topluluğuna rastlanmamıştır. Eski çalışmalarda bulunan yaşlar saha için uygun nitelikte olduğundan bu yaşlar bu çalışmada da kullanılmıştır. Demirkol ve diğ. (1977)' nin Seydişehir metamorfitleri içinde buldukları *Prooneotodus Tennis* ve Graptolitlere dayanarak birime Üst Kambriyen - Alt Ordovisiyen yaşını vermişlerdir.

Aynı bölgede çalışan Öztürk ve diğ. (1981) Kireli'den geçtiği düşünülen hattın batısından yüzlek veren Seydişehir metamorfitleri içinde bulunan Cephalopoda, Gastropoda, Phycodes ve *Trilobit pygidium*'ların Ordovisiyen olabileceğini belirtmişlerdir. Özgül ve diğ. (1991)' de bu birimlere Üst Kambriyen - Alt Ordovisiyen yaşını vermişlerdir.

İnceleme alanında Sultandede Formasyonun alt/üst formasyonlarla olan dokanak ilişkisi ve fosil içeriği ve formasyonun uzanımında tespit edilen yaşlar göz önüne alınarak, formasyon içinde metamorfik birimleri temsil eden Seydişehir metamorfitlerinin Üst Kambriyen-Alt Ordovisiyen yaşlı olduğu yazarlarca belirlenmiştir. Bu çalışmada da bu yaşlar kullanılmıştır.

2.2.2.2 Sarıayla kireçtaşları (ĖOSs)

Bu birim Sultandede Formasyonu içinde onun üst seviyelerinde uyumlu olarak gözlenmiştir. Çalışma alanında Dikenlipınar Tepe, Tilkiini Tepe, Darıpınarı, az larakta Andığıntaş Tepe dolaylarında yüzeylenmektedir. Bu birim Seydişehir metamorfileri üzerinde uyumlu olarak gözlenmiştir. Sığ denizel karakterde olan bu birim, ortamda kimyasal çökelme şartlarının tekrar hakim olması ve deniz suyunun karbonatı çökeltmesiyle oluşmuş kireçtaşlarıdır. Gri-boz, sarımsıkahverengi kireçtaşlarından meydana gelmişlerdir. Sarıayla kireçtaşları genel olarak çalışma sahasında yaklaşık 4 km² lik bir alanda yüzlek vermektedir. Merceklenmeli bir yapıya sahip olup nadiren kalın ve masif görünüm sergilemektedir. Birim kuvvetli diyajenez geçirmiş, oldukça sert, kristalize kuvars damarlıdır. Düzensiz eklemlili ve köşeli kırıklıdır. Yüksek yerlerde gözlenmekte olan bu kireçtaşları bazı yerlerde kalın katmanlı, karstik bazı yerlerde ise oldukça ayrışma ve karbonatlaşma göstermektedir. Kristalize kalsit ve çok az oranda kuvars bulundurmaktadır (Şekil 2.16).



Şekil 2.16:Sarıayla Kireçtaşı; Kalsit (Ca), Spari ve İnce Kristalli Olarak Kayacın Bünyesini Oluşturmaktadır (örnek no:9, + NikX40,Tilkiini T.)

Ortam ve Yaş: Sarıayla kireçtaşları, Sultandede Formasyonu içinde uyumlu ve bölgesel metamorfizmadan etkilenmiştir. Sarıayla Kireçtaşının içerisinde kesin yaşı tayini için gerekli fosil izine rastlanmamıştır. Sultandede Formasyonunun içerisinde uyumlu olarak üst seviyelerini oluşturduğu için bu kireçtaşlarının yaşı Alt Ordovisiyen sonları olarak kabul edilmektedir (Demirkol, 1982). Çökel ortamı

bulantı akıntılarının etkin olduğu duraysız ve sığ bir kıta şelfi koşullarını yansıtmaktadır.

2.3 Mesozoik

2.3.1 Hacılabaz formasyonu (J-Kh)

Bu formasyon Çarıkisarayların kuzeybatısından Dedeçam'a kadar devam etmekte ve ayrıca güneyde Tülüce Tepe civarında gözlenmekte ve yaklaşık olarak 17 km² lik bir alan kaplamaktadır. Formasyon adını Demirkol (1977)' a göre en iyi gözlemlendiği Hacılabaz dağından almıştır. Hacılabaz Formasyonu, tabanında yer yer ince bir çakıltası ile üstünde kireçtaşlarından oluşan ve Sultandede Formasyonu üzerinde transgresif aşmalı karbonat platformudur (Demirkol ve Yetiş, 1985). İnceleme alanında çakıltası seviyesi gözlenmemektedir.

İnceleme alanında Hacılabaz formasyonu dokanak ilişkileri ve mostra verilerine göre; temel metamorfik birimlerin tatlı eğimleri üzerinde dik ve sarp yüzey biçimi ile dikkat çekmekte ve temel birimlerinin üzerinde uyumsuz olarak bulunmaktadır. Kendinden genç olan Neojen birimleri tarafından Dedeçam civarında ve güney sınırlarında uyumsuz olarak örtülmektedir. Formasyon, Alt - orta seviyelerde litolojik olarak; dolomitik kireçtaşları, dolomitlerin üstünde dolerit ve lateririk boksitler, en üstte ise yer yer dolomitli kireçtaşlarından oluşmaktadır.

2.3.1.1 Dolomit

Bu birimlerin en fazla gözlendiği yerler Kışla Tepe ve Kale Tepe, İslıkaya Tepe, Ortataş Tepe, dolaylarıdır. Gri-siyah renkli, belirgin bir tabakalanma sunmazlar. Dolomitler Sultandede Formasyonu' na ait şistler üzerine açılı bir uyumsuzlukla gelir. Dolomitler üzerinde ise doleritler bulunmaktadır (Şekil 2.17). Bu birim tektonik etkilere maruz kaldığından, yer yer kırık ve çatlaklı ve çatlak aralıkları 5 ile 10 cm arasında ve içleri kalsit dolguludur. Bu süreksizlik düzlemleri nedeniyle oldukça kırılğan ve dağılğan bir yapı kazanmıştır. Yer yer karstik özellikler de göstermektedir. Karstlaşmanın fazla olduğu yerler Kaya Tepe ve Koçyatağı Tepe ve dolaylarıdır.

Dolomitler, neritik ortam özelliklerinin birçoğunu gösterir. Makro ölçekte şekersî dokular içerir (Öncel, 1995). Dolosparit, oobiyosparit, biyomikrit, bentik foraminifer ve algli dolomili mikrit şeklinde gelişmişlerdir.

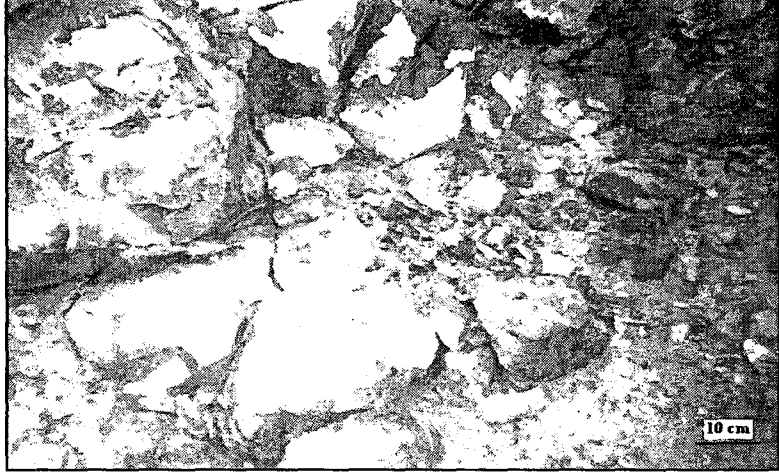


Şekil 2.17: Hacıalabaz Formasyonu'nun Tabanında Bulunan Dolomitler (Muratbağı kuzeybatısı, bakış kuzeye)

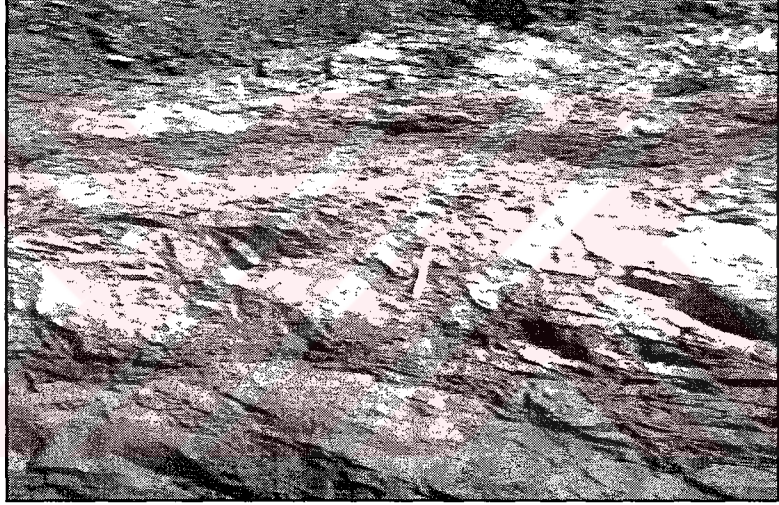
2.3.1.2 Dolerit ve lateritik boksitler

Çarıkсарaylar beldesinin kuzeybatısından başlayan, Muratbağı ve Dedeçam' a kadar devam eden ve güneyde İslıkaya Tepe, Tülüce Tepe civarında gözelenen doleritler genellikle bazik karakterli kayalardır. Doleritlerin altında Hacıalabaz Formasyonu'nun dolomitleri, üzerinde ise aynı formasyonun kireçtaşı birimleri bulunmaktadır. Doleritler ile Hacıalabaz kireçtaşlarının dokanakları kimi yerde faylıdır. Bu birimler alanda Dolerit+Lateritik boksit ardalanması şeklinde 60-70 m kalınlık sunmaktadır (Öncel, 1995). Doleritler alanda KB-GD istikametinde ve yaklaşık 15 km'lik bir uzanıma sahiptirler. Nispeten ayrışmamış masif doleritlerin çatlakları kalsit ve kuvars dolguludur (Şekil 2.18). Doleritler koyu kahverengimsi yeşil, grimsi-yeşilimsi koyu kahverengi -siyahımsı tonlarda görülmektedir. Bu birimler, eski çalışmalarda diyabaz olarak tanımlanmıştır (Demirkol, 1982).

Silisce zengin lateritik boksitler, kahverengimsi vişne çürüğü ve kırmızımsı renkler göstermekte, bazı zonlarında siyaha yakın renkler sunmaktadır (Şekil 2.19). Lateritik boksitler silis içeriği bakımından farklılık gösterirler. Silis oranı fazla olanları sert ve köşeli kırıklı bir yapıdadır. Demir ve alüminyum oranının fazla olduğu durumlarda ise çok dağınık ve kısmen yumuşak bir durum sunarlar. Doleritlerdeki ayrışma ile mafik mineral içeriği demirli killere dönüşmüştür. Ayrışma şiddeti zamanla meteorik şartların değişkenliğiyle artmıştır. Yuvarlak şekilli doleritlerin etrafını saran ve üst dokanakları boyunca uyumlu olarak bulunan lateritik boksit oluşumları bulunmaktadır.



Şekil 2.18: Masif Yapılı Kalsit Damarlı Doleritlerden Bir Görünüm (Muratbağı Kuzeydoğusu, Bakış batıya)



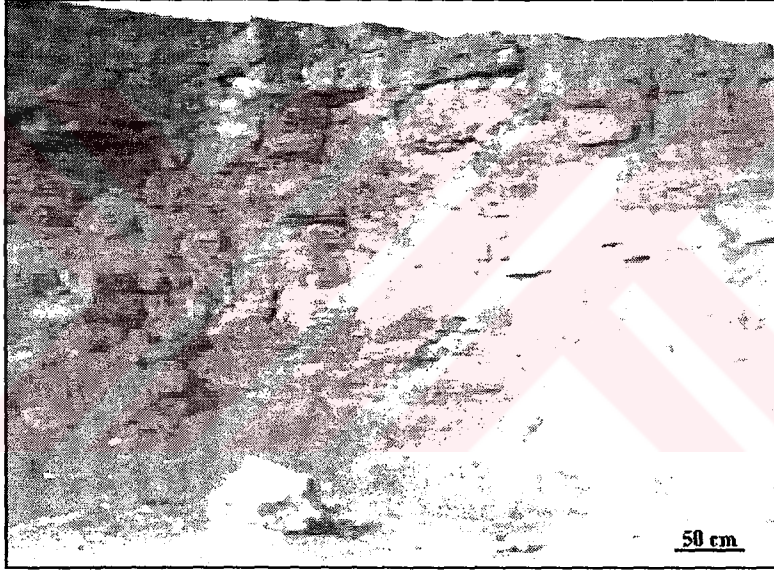
Şekil 2.19: Tipik Olarak Demir İçeren Lateritik Boksitlere Dönüşerek Ayrışan Doleritler (Muratbağı K.Batısı)

Ayrıca doleritlerde, kalsedon-kuvars içerikli ayrışma da vardır. Doleritlerin incekesitlerinde yaygın olarak plajioklas, olivin ve proksen, mineralleri bulunmaktadır. Plajioklaslar fenokristaller ve mikrolitler şeklindedir. Ağırlıklı olarak labrador bileşimlidirler. Olivinler, yaygın olarak kloritleşmeler, serpantinleşmeler ve yer yer talklaşma gösterir. Kenar zonlarında iddingsitleşme görülmüştür. Plajioklaslar hakim olarak ojit daha az olarak diyopsit bileşimindedir. Yaygın olarak bulunan ikincil karbonatlar, kuvarslar ve hematitin diyopsitin atmosferik ayrışması ile oluştuğu düşünülmektedir. Küçük çaplarda izlenen opak minerallerin, kromit ve manyetit mineralleri olabileceği sonucuna varılmıştır. Dolerit örneklerinde yaygın olarak ofitik ve intersertal dokular hakimdir. Altında bulunan dolomitler ve üstündeki

kireçtaşlarının yaşı dikkate alınırsa doleritler Üst Jura' nın Üst Kimmericiyen katında oluşmuşlardır (Öncel, 1995).

2.3.1.3 Kireçtaşları

Hacıalabaz Formasyonu' nun üst seviyelerini oluşturan bu kireçtaşları, alttan doleritler üstten ise açılı bir uyumsuzlukla Bağkonak Formasyonu tarafından sınırlıdır. Tabaka kalınlıkları 20-70 cm arasında değişen, gri-beyazımsı renklerde yer yer dolomitize özellik gösterir. Tabakalı yapıları, tipik basamaklı bir morfoloji kazandırmıştır (Şekil 2.20). Birim içinde yaygın karstik yapılar ve mağaralar gelişmiştir (Öncel, 1995). Mikritik dokulu, köşeli kırıklı, eklemli, sert ve orta katmanlıdır. Üst seviyelerinde dolomit arakatıkları bulundurulur.

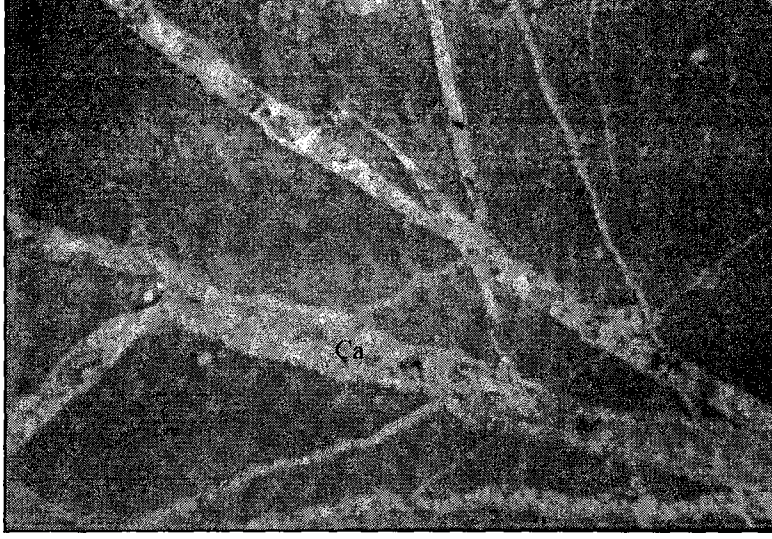


Şekil 2.20: Hacıalabaz Kireçtaşlarının Katmanlı Yapısı (Muratbağı, Bakış Batıya)

Kireçtaşlarından alınan örneklerin mikroskopik incelemelerine göre, sparitik, pelmikritik, biyomikritik ve mikrosparitik kireçtaşı olduğu, çatlaklarında kalsit minerallerinin geliştiği tespit edilmiştir (Şekil 2.21). Muratbağı köyünün üst kısımlarında bu kireçtaşları tektonizmadan oldukça etkilenmiş ve faylı yapısı gelişmiştir. Hacıalabaz kireçtaşında katmanlanma düzlemleri arasında ikincil gözeneklilik ve dolin, erime hunisi, mağara gibi karstik yapı şekilleri gelişmiştir.

Ortam ve yaş: Hacıalabaz kireçtaşlarındaki, *Valvulina* sp., *Lituolidea*, *Miliolidea*, *Ostracoda*, *Clypeina jurassica*, *Kurmubia jurassica*, ve *Pfenderina* sp., *Trocholina* sp., *Thaumatoporella* sp., *Rotorbinella* sp., fosillerine göre, birimin alt düzeyinin yaşının Liyas, Orta düzeyinin Üst Liyas- Dogger, ve üst düzeyinin ise Malm olduğu

düşünülmektedir (Demirkol ve Yetiş, 1985). Hacıalabaz Formasyonunun kalınlığı net olarak bilinmemekle beraber en az 500 m dolayındadır (Öncel, 1995).



Şekil 2.21: Mikritik Kireçtaşı ve Çatlaklar Arasında Gelişmiş İkincil Kalsit Kristali (Örnek No: 10, + Nikol – 40X, Muratbağı)

Çalışma alanında birimin alt ve orta düzeylerinin gerek litoloji nitelikleri gerekse fosil kapsamı ile sıg, sıcak, çalkantılı bir denizel ortamda çökeldiğini göstermektedir. Üst düzeylerdeki biyomikrit, pelmikrit, korumalı sıg su ortamını; mikrit ve dolomileşmiş mikrit ise sakin su ortamını; bentik foraminifer ve algli dolomili mikrit, oobiyosparit ise birimin magnezyumun bol olduğu sıcak, düşük-orta enerjili litoral-neritik bir ortamda oluştuğunu göstermektedir (Folk, 1962).

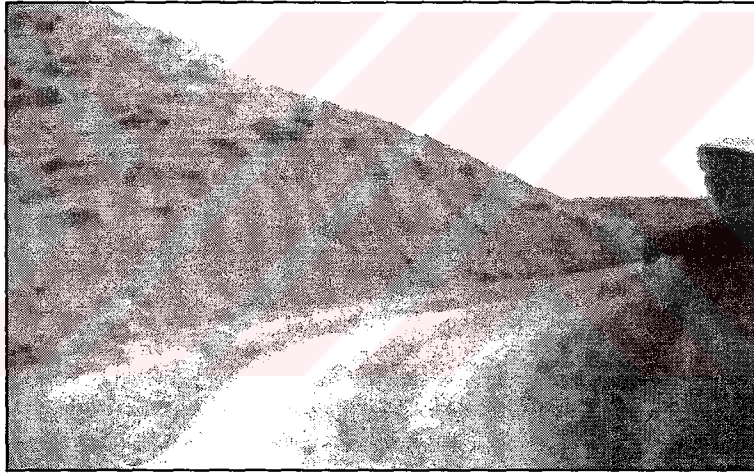
2.4 Senozoik

İnceleme alanında Senozoik, Neojen' in karasal fasiyeste oluşmuş Üst Miyosen yaşlı serileri ile temsil edilir.

2.4.1 Bağkonak formasyonu (Mb)

Bu formasyon, akarsu fasiyesinde oluşmuş genel itibariyle kırıntılı birimlerden oluşmaktadır. Bağkonak adı, birimin geniş alanlar kapladığı ve tipik mevkii olabilecek Bağkonak köyünden alınmıştır (Demirkol, 1982). İnceleme alanında Dedeçam ve Şarkikaraağaç kuzey ve doğusunda, Yukarı ve Aşağı Dinek civarında yüzeylenmektedir. Bu birimler, gevşek karbonat çimentolu, zayıf diyajenez geçirmişlerdir. Litolojik olarak çakıtaşı, kumtaşı, miltaşı şeklinde gözlenen bu

birimler, kolaylıkla ufalanan, düzensiz kırıklı, az fosilli ve kızılımsı, pembemsi, boz renk tonlarında bulunmaktadır. Bu birimler karasal oksidasyondan etkilenmişlerdir. Oygu ve dolgu yapıları, kötü boylanma ve orta- kalın katmanlanma görülmektedir. Formasyonda çakıltaşları polijenik karakterde, gri- boz tonlarda kum içerikli, kötü boylanmalı iri çakıllı, karbonat çimentolu, kalın ve belirsiz katmanlıdır. Genelde blok boyutundaki taneler köşeli- daha az yuvarlak ve temele ilişkin diğer kayalardan türemiştir. Çakıllar irili ufaklı ve değişken boyutlardadırlar. İri çakılların çoğu kireçtaşından türemedir. Bazı düzeylerde çapraz tabakalanma, oygu- dolgu ve merceklenme yapıları hakimdir. Kumtaşları genelde kötü boylanmalı, kolay ufalanabilen, zayıf- çok zayıf karbonat çimentoludur. Bu kumtaşları karasal ortamda oluşmuş krem- boz renkli ve oksidasyon nedeniyle üst kısımları kızılımsıdır (Şekil 2.22).



Şekil 2.22: Çarık Saraylar Güneybatısında Gözlenen Karasal Neojen Birimleri (Bakış Kuzeye)

Bu birimler belirsiz orta - kalın katmanlı, kırıntı boylarının ve litolojinin farklılaştığı yerlerde oygu ve dolgu yapıları görülebilmektedir. Miltaşları arakatkılar şeklinde az kum, ince taneli; silt- kil gibi kırıntıların sedimentasyonu ile oluşmuşlardır. Miltaşları, gevşek yapılı silt, az oranda kum ve kil tanelerinden yapılı olup zayıf çimentolu ufalanan özelliktedir. Bu birim formasyonda 4-5 m kalınlığında arakatkılar şeklinde gözlenmekte ve ortam enerjisinin düştüğü jeolojik seviyeleri göstermektedir. Bu birimin renkleri açık yeşilimsi gri tonlarında karakterize olmaktadır.

Akarsuların enerjilerini kaybederek dengeye ulaşması ile ilişkili 1-2 cm boyutlarındaki çakıllar kum taneleri arasında bulunmaktadır. Alt seviyelerde çakıllar

gözlenirken, üstlere doğru tane boyu küçülerek kumtaşı, daha üst seviyelerde de tane boyu daha da küçülerek mil taşı çökelimi olmuştur. Bu dolgulara yer yer çamurtaşı ve miltaşı bulunmaktadır. Kanal dolgularının üstü kırmızımsı renkli ince kumtaşı-miltaşından oluşmuştur. Bağkonak Formasyonu, Çarıkсарaylar batısı ve Muratbağı'ndan Dedeçam'a kadar izlenen dokanaklarında Hacıalabaz Formasyonu'nu uyumsuz olarak örtmektedir. Çarıkсарaylar doğusu, güneyinde ve Aşağı-Yukarı Dinek civarında Sultandede Formasyonu ile izlenen dokanakları ise yine uyumsuzdur. Kendinden yaşlı eski tüm birimleri uyumsuz olarak örtmektedir. Bu formasyon Şarkikaraağaç kuzeyi ve Yukarı - Aşağı Dinek yakınlarında Alüvyonlar tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir. Bağkonak Formasyonunun stratigrafik verilere göre bulunan yaşı Üst Miyosen'dir. Buna göre; inceleme alanında gözlenmeyen ve daha çok görsel nitelikli olan Üst Miyosen - Pliyosen yaşlı, fosil içerikli olan Yarıkaya Formasyonu'nun hemen altında konkordan olarak bulunması, Bağkonak Formasyonu'na bu yaştan uygulanmasını gerektirmiştir (Demirkol ve Yetiş, 1985). Formasyonun tahmini kalınlığı yaklaşık 180 m kadardır (Demirkol, 1982).

2.4.2 Alüvyonlar (Qal)

Çalışma alanının en genç birimlerini Kuvaterner yaşlı alüvyonlar oluşturmaktadır. Bu birimler geniş bir sahada, genellikle düzlüklerde ve dere yataklarında yüzeylenmektedir. Alüvyonlar genellikle çalışma alanının güneyinde ve dere, yüzey suyu akış istikametinde kuzeydoğuya uzanan kollar şeklinde rastlanmaktadır. Çok kötü boylanmalı, çakıl, kum, kil ve milli akarsu çökellerinden oluşmuş değişken kalınlık göstermektedir. Çakılları genellikle yassı, yuvarlak ve küt şekillidir. Genellikle yerüstü sularının hareketlerine bağlı olarak oluşan alüvyonlar bütün meteorik etkilere de maruz kalmışlardır. Neojen ve daha eski formasyonlar üzerine uyumsuz (diskordan) olarak çökelmişlerdir. Bu nedenle enerjili bir ortamı simgelemektedirler. Çakıllar polijenik karakterde ve kumtaşı, kalkışist, şeyl, sleyt, fillit, kireçtaşı, dolerit ve hematit tanelerinden oluşmaktadır. Renkleri genellikle kırmızımsı, vişneçürüğü, kahverengimsi, koyu grimsi, mavimsi ve yeşilimsidir. Önemsiz miktarda bulunduğundan haritalanamayan yamaç molozu Dikenlipınar Tepe, Dikmen Tepe ve Kale Tepe eteklerinde yüzeylenmiştir. Çevredeki kayaçların değişik boyuttaki çakıllarını içeren köşeli, genellikle tane destekli ve kötü boylanmalı zayıf tutturulmuş çakıl ve kum birimlerinden oluşmaktadır.

3. YAPISAL JEOLJİ

3.1 Batı Torosların Tektonik Gelişimi

Batı Torosların Isparta Büklümü gerek geçirdiği tektonik etkilerle, gerekse bu tektonizmalara bağlı olarak kazandığı karmaşık yapısı ile bugüne kadar birçok araştırmacının ilgisini çekmiştir. Bu araştırmacılar, bölgenin nasıl bir tektonik evrime sahip olduğunu çeşitli çalışmalarla ortaya çıkarmışlardır. Bu nedenle bölge tektoniği için değişik görüşler oluşmuştur. Tektonik gelişim eski, geçiş ve yeni tektonik dönemi kapsar. Türkiye ve yakın çevresinde, eski tektonik dönemin son evreleri şiddetli sıkışma tektoniği ve ona bağlı yatay devinimlerle belirgindir. Senoniyen – Langiyan aralığında, platform üzerine ofiyolitlerin ve ofiyolitli karışık napların yerleşimi yatay sıkışma tektoniğinin en belirgin göstergesidir (Koçyiğit, 1981). Anatolid ve Torid platformunda nap yerleşimi doğudan batıya doğru değişik zamanlarda gerçekleşmiştir. Bu nap hareketi, Doğu Toroslarda Üst Maestrihtiyen öncesi – Orta Maestrihtiyen sonu, Orta Toroslarda Maestrihtiyen sonu – Lütisiyen öncesi, Isparta Büklümü kuzey kesiminde Lütisiyen sonu – Tortoniyen öncesi, Teke yarımadasında Langiyan sonu–Tortoniyen öncesi, Antalya kuzeyinde ise Alt Paleosen sırasında olmuştur (Koçyiğit, 1984).

Üst Kretase sırasında Anatolidler ve Toridler, birlikte yeni Tetis okyanusunun güney ve kuzey kollarını birbirinden ayıran bir karbonat platformu oluştururken, Pontidler de, kuzeye dalan bir yitim kuşağı üzerinde, güneye bakan, Pasifik türü diri bir kıta kenarını oluşturmaktaydı (Koçyiğit, 1981). Bu yitim kuşağı, yaklaşık Orta Miyosen sonunda, Anatolid ve Torid platformunun Pontid adayayı ile çarpışarak, Kuzey Tetis kolunun kapanmasını sağlamıştır.

Nap yerleşimleri ile ilgili bir çok bilim adamı çalışma yapmıştır. Andre Poisson ve çalışma grubu 1984' te Beyşehir ve Hoyran ve Likya naplarının ayrı ayrı değil aynı nap grubuna dahil olduklarını belirtmişlerdir. Bu nedenle kuzey kökenli olduklarını ve Beydağlarını ancak Alt Miyosen'den sonra aşabildiklerini açıklamışlardır. Antalya naplarının ise Paleosen'de yerleşmiş güney kökenli naplar olduğunu

vurgulamışlardır. En son yorumlanan bu veriler ışığında bölgedeki tektonik gelişimi açıklayan Şengör ve Yılmaz (1983) bölgede güney ve kuzey kökenli iki napın varoluşunu Türkiye'deki Tetisin evrimi bünyesinde değerlendirmişlerdir. Bölgenin kuzeyindeki Akdağ yöresinde çalışan Öztürk (1981), Hoyran gölü batısında çalışan Koçyiğit, (1983), doğusunda çalışan Demirkol (1977) Karadilli, Divar Balçıkhisar yöresinde 1980-85 yılları arasında çalışan E.M. Öztürk (yayınlanmamış) bölgede Alt Mesozoik'ten Lütésiyen'e kadar eksiksiz ve devamlı bir çökel topluluğunun yeraldığını, Ofiyolitlerin Lütésiyen sonrası güneye doğru bindirdiğini, Lütésiyen öncesi Ofiyolitlerin güneyi geçmesinin mümkün olmayacağını vurgulamışlardır. Koçyiğit (1983) ise Ofiyolitlerin Menderes masifini aşp Orta Torosların kuzeyine Üst Kretase'de yerleşerek batıya doğru kademeli olarak (Lütésiyende Hoyran grubunun, Alt Miyosen'den sonra Teke Toroslarına) ilerlediğini belirtmiştir.

Bölgede en uzun çalışmayı sürdüren Fransız yerbilimcileri, Monod (1967), Juteau (1968), Marcoux (1979), Poisson ve diğ.(1984) ve bunlarla beraber ya da bağımsız çalışan Türk yerbilimcileri (Akay ve diğ., 1984) Beydağı, Barladağı, Amanos dağı hattını oluşturan karbonatların dışında ve Alt Miyosen sonrasında batıdan bindiren Beyşehir ve Hoyran naplarının kısmen aynı kökenli, Kretase–Paleosen aralığında yerleşen ve üç farklı üniteden (alt, orta, üst) oluşmuş Antalya naplarının ise kuzeyden bağımsız gelişen, güney kökenli naplar olabileceğini belirtmişlerdir.

Poisson ve diğ. (1984), Dumont (1976) gibi araştırmacılardan oluşan gruba göre ; önceleri birbirleriyle tektonik dokanaklı olarak belirttikleri alt-orta-üst Antalya nap dilimlerinin bir riftin birbiriyle komşu, yanal devamlılığı olan çökelleri olarak yorumlayıp ilk görüşlerinde kısmen uzaklaşmışlar ve önceleri orta Antalya napı ile karışmış bir ünite olduğunu ileri sürdükleri ofiyolitlerin ise güneydoğuya doğru devamlılığı olan bir rifte bağlı olarak oluştuğunu ileri sürmüşlerdir. Kısmen aynı görüşü paylaşan İngiliz yerbilimcilerinden Waldron (1984), Antalya naplarının yerli yerinde oluşmuş rift çökelleri olduğunu ofiyolitlerin ise transform faylarla oluştuğunu ileri sürmüşlerdir. Likya, Beyşehir, Hoyran naplarının aynı ve kuzey kökenli olduğunu belirtmişlerdir (Kumral, 2000).

Arap levhasının kuzey – kuzeydoğuya devinimi, Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu faylarının oluşmasıyla sonuçlanmıştır. Bu olay Türkiye'de yeni tektonik dönemin başlangıcı olmuştur. Diğer taraftan yine aynı şekilde Afrika levhasının kuzey–kuzeybatıya devinimi, Anadolu–Ege levhasının güney sınırı boyunca günümüze

kadar karşılanmaya devam etmektedir. Türkiye ve yakın civarında Yeni tektonik dönemi denetleyen önemli yapı unsurları (Şekil 3.1); Ege Hendeği, Kuzey Anadolu Fayı, Doğu Anadolu Fayı ve Ege Graben sistemidir (Koçyiğit, 1984).

Genel olarak yer ve zaman bakımından Eski tektonik ve Yeni tektonik dönemler arasında kısa süreli bir geçiş dönemi vardır. 1000–3000 m kalınlıklı yer yer kömür düzeyleri içeren sığ denizel–karasal ortamda oluşmuş değişik yaşlı (Maestrihtiyen–Paleosen, Lütesiyen–Oligosen ve Tortoniyen) postorojenik molaslar geçiş döneminin en belirgin kanıtıdır. Eski–Geçiş–Yeni tektonik (Neotektonik) dönemlerin iyi bir şekilde gözlenebildiği yerlerden biri Isparta Büklümünün kuzey kesimidir. Eski dönem, ofiyolit melanji litolojisindeki napın Lütesiyen sonunda yerleşimi ile sona ermiştir.



Şekil 3.1: Anadolu'nun Tektonik Birlikleri (Özgül, 1984)

Napın yerleşimiyle Isparta büklümünün kuzey kesimi su üstü olup yükselmiş, kıyı çizgisi güney–güneybatıya doğru göç etmiştir. Buna paralel olarak Menderes Masifi ekseninde oluşan yaklaşık D–B gidişli çukurlukta Alt–Orta Oligosen boyunca, hem iç Toros ofiyolit napını hem de Mesozoik karbonat platformunu örten post orojenik molas yığılmıştır. Bu da Oligosen öncesinde ofiyolit napının Menderes masifinin güneyine eriştiğinin ve Menderes Masifinin de deniz düzeyi altında oluşunun bir kanıtıdır. Molas oluşumunu temsil eden gerilme eksenini düşey konumludur. Orta Oligosen sonunda ikinci bir sıkışma evresiyle Güneybatı Türkiye'nin büyük bir kesimi (Menderes Masifi eksenini) su üstü olmuş ve otokton molas da ekaylanarak görece otokton özelliği kazanmıştır. Bu sırada en büyük gerilme eksenini D-B doğrultuludur. Böylece Orta Oligosen sonunda Toros kuşağının kuzey iç kesimi

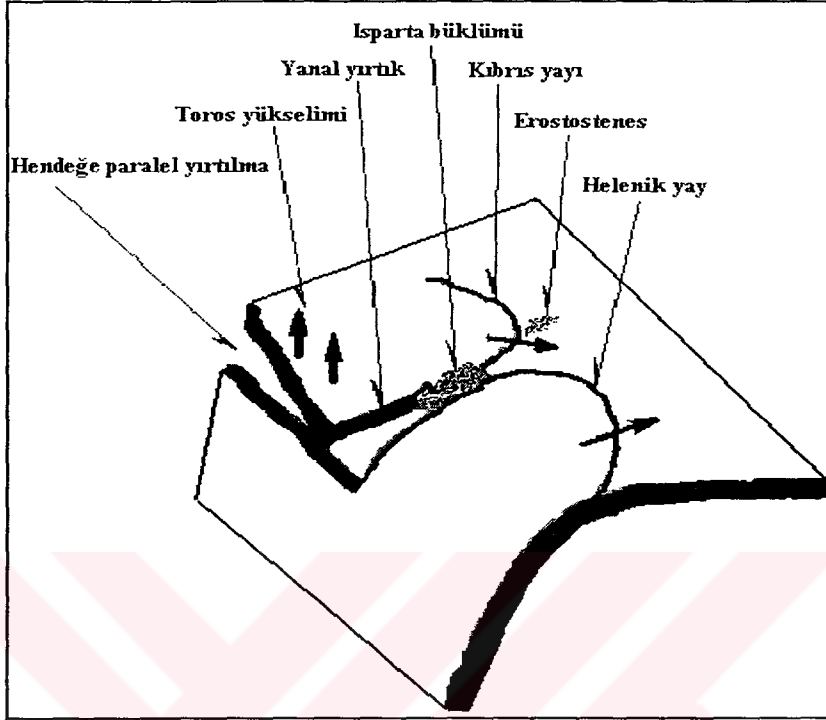
(Sultandağ-Menderes masifi eksenini), doğuda Karaman'dan batıda Ege Denizi'ne değin Orta ve Batı Anadolu ile birlikte bir bütün olarak yükselirken aynı kuşağın güney kesimi de çökmeye başlamıştır. Güneydeki bu alçalma, doğuda Mut-Silifke havzasında (Koçyiğit, 1984), güneyde Antalya havzasında ise Akitanien – Burdigaliyen sırasında Miyosen deniz ilerlemesine neden olmuştur (Blumental, 1963; Brunn ve diğ., 1971; Poisson, 1977).

Miyosen deniz ilerlemesi Güneybatının değişik kesimlerinde farklı şekillerde sona ermiştir. Transgresyonun sona ermesiyle Tortoniyen'de post orojenik karakterli molas çökelimi olmuştur. Böylece Güneybatı Türkiye'de Toros kuşağının gerek kuzey iç kesimi, gerekse güney dış kesimi Tortoniyen sonunda tümüyle su üstüne çıkmış ve tüm denizel birimler, Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı karasal birimlerce uyumsuzlukla örtülmüştür. Bu uyumsuzluk düzlemi Yeni tektonik (Neotektonik) dönemin başlangıcını belirler (Koçyiğit, 1984). Neotektonik rejimin yapısal etkileri Batı Anadolu'da, Orta Anadolu'dan farklı olarak gözlenir. Batı Anadolu ve Ege'de yaklaşık D-B ve BKB-DGD yönelimli riftler ve normal faylar baskın yapılardır. Bu bölge GB-KD doğrultusunda genişlemektedir. Genişleme oranı Avrasyaya göre 30-40 mm/yıl'dır.

Orta Anadolu'da ise doğrultu atımlı faylar ve bindirmeler gözlenmekte ve yılda 15-20 mm oranında batıya doğru hareket etmektedir. Bunun bir sonucu olarak Batı Anadolu'daki iç deformasyon değeri, Orta Anadolu'ya göre daha fazla olmaktadır. Bu durum Orta Anadolu'nun daha rijit olduğunun bir göstergesidir. Batı Anadolu, BKB-DGD doğrultulu Eskişehir fayı ve KD-GB yönelimli Fethiye-Burdur Fay zone ile Orta Anadolu'dan ayrılmaktadır. Batı Anadolu ve Ege'de gözlenen tektonik rejimler arasındaki farklar onların altlarına dalan dilimlerin tabiatı ile ilgilidir. Helenik hendek boyunca dalan dilimin dalım açısı büyüktür, ve bu dalımın tabiatı Orta Miyosen'den beri Ege ve Batı Anadolu'daki genişlemenin nedenidir (Barka ve diğ., 1995).

Kıbrıs yayının dalım açısı, Helenik (Akdeniz) hendeğinden daha sıgıdır. Isparta Büklümünün kıydan uzak olan kısmı ve Antalya havzası, Kıbrıs yayı yakınında gelişen bir sıkışma sonucu oluşmuş yapılardır. Ayrıca Toroslar'ın Üst Miyosen'deki yükselmesi ve ilerlemesi Kıbrıs yayının altına dalmaya başlayan dilimin hendeğe paralel ayrılması ile ilişkili olabilir. Bu yırtılma Helenik ve Kıbrıs yaylarını ayıran yanal bir yırtılmanın sebebini de oluşturmuştur. Bu yanal yırtılma Plini-Strabo-

Fethiye-Burdur fay zonu ile aynı zamanlıdır (Şekil 3.2). Isparta Büklümünün iç kısmı Orta ve Batı Anadolu arasında daha duraylı bir alanı temsil etmektedir.

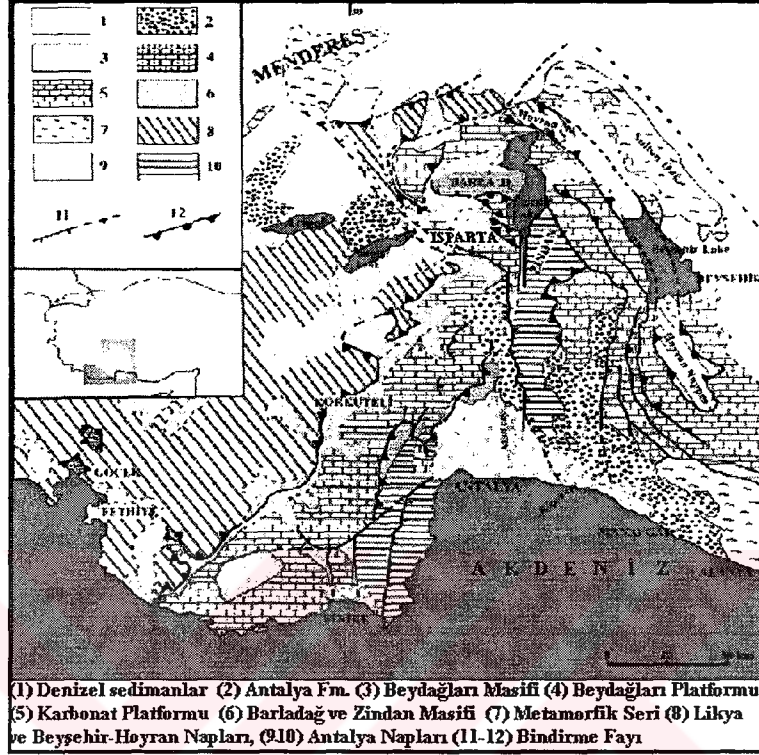


Şekil 3.2: Batı Torosların Isparta Büklümünde Helenik ve Kıbrıs Yayı Boyunca Yırtılması (Barka ve diğ., 1995)

Sultandağı fayı Isparta büklümünün doğu- kuzeydoğu kısmını oluşturur. Büklümün batı kısmı ise, hem genişleyen hem de sol yanal doğrultu atımlı bileşenlere sahip olan Fethiye – Burdur fay zonu ile sınırlıdır. Isparta Büklümü, Likya Napları, Antalya Napları, Beyşehir-Hoyran Napları ve Alanya Masifi gibi farklı tektonik oluşumları içerir (Şekil 3.3). Büklümün iç kısmı kanatlara göre daha az hareketlidir.

Bu napların yerleşmeleri Üst Kretase ile Üst Miyosen aralığında gerçekleşmiştir. Paleomanyetik verilere göre, büklümün üçgensel şekli Eosen sonrası tektonik aktivite ile ilişkilidir. Sultandağ, Konya ovasına göre 1000 m'lik yükselimi ile morfolojik olarak dikkat çekmektedir. Büklümün doğu kanadı Erken Pliyosen sonrasında doğu – batı yönlü kısalmaya maruz kalmıştır (Akay ve Uysal, 1988). Bunun sonucu olarak ta Plio-Kuvaterner sırasında büklümün zirvesi doğu kanadı boyunca doğu-batı yönünde kısalmıştır (Barka ve diğ., 1995). Genel olarak neotektonik dönemi belirleyen yapısal ve sedimentolojik olaylar; karasal tortullaşma, karasal tortullaşmayla yaşıt kıta içi volkanizma ve her iki olayı da denetleyen diri blok faylanma olarak sınıflandırılabilir (Koçyiğit, 1984). Karasal akarsu ve göl

ortamlarında çökelmiş çakıltı, kumtaşı, kil gibi kırıntılı birimler ile marn ve kireçtaşları göl fasiyesinin sedimantasyonunu simgelemektedir.



Şekil 3.3: Batı Toroslar ve Isparta Büklümü Jeoloji Haritası (Poisson ve diğ., 1984)

Volkanizma ürünü olan tüf, tüfit, aglomera, ve trakitik, andezitik, bazaltik lavlar bu birimlerle yanal geçişli olarak izlenmektedir. Türkiye'nin önemli kömür yatakları da bu karasal tortullar içinde yer alır ve tümüyle yeni tektonik dönemin olay ve yapıları ile denetlenmiştir. Volkanitlerle ardalanmalı olan karasal çökeltiler yaklaşık 2000 m kalınlığında olup, Eski tektonik ve geçiş dönemlerine bağlı yapı ve kaya birimlerini açılı uyumsuzluk ile örter. Bu karasal tortulların kaya türü, biyofasiyesi, sedimentolojik özellikleri ve kalınlıkları, blok faylanması ve yağışlı iklim koşullarıyla denetlenmiştir.

Levha içi volkanizma çekme gerilmelerinin etkisiyle ve karasal sedimantasyonla aynı yaşlı olarak oluşmuştur. Volkanizma ürünleri çoğunlukla yüksek alüminyum içerikli bazalt, andezit, dasit, riolit bileşimli kalkalkalen lavlarla; daha az olarak ta potasyumca zengin trakit, traki andezit, traki bazalt, lösitit, gibi şošonitik volkanitler, ya da alkali riolit ve bazaltlarla temsil edilir. Yeni tektonik dönemdeki bu etkin volkanizmaya, Kuzeybatı Anadolu'da olduğu gibi yer yer granitik ve granodiyoritik sokulumlar da eşlik etmiştir (Koçyiğit, 1984).

3.2 İnceleme Alanında Yapısal Jeoloji

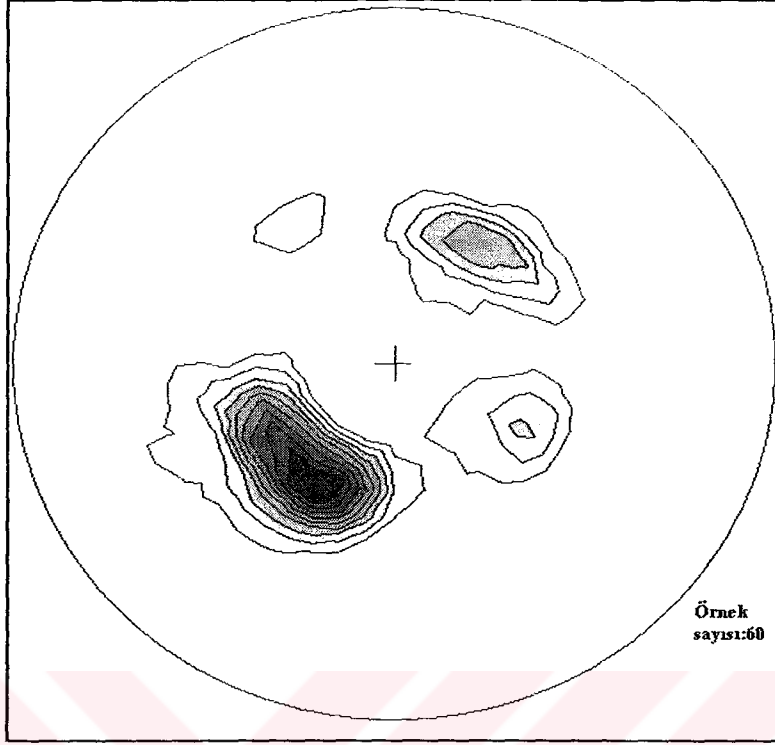
Genel olarak inceleme alanı ve çevresi Türkiye'nin İç Torid kesiminde Batı Torosların kuzeyinde yer almaktadır. Çalışma alanı, buraya kadar bahsedilen Eski-Geçiş-Yenitektonik dönemlerin hepsinden etkilenmiştir. Bu nedenle inceleme alanında yataklanmış barit cevherleri buraya kadar anlatılan tüm tektonik evrelerden etkilenmiştir. Isparta büklümü içinde yer alan inceleme alanını, Miyosen ve sonrasında hakim olan yeni tektonik (Neotektonik) dönem etkilemiş ve eski tektonik dönemlerin izlerini nispeten silerek doğu-batı yönlü sıkışma ile çalışma alanına faylı ve kıvrımlı bir yapı kazandırmıştır.

3.2.1 Tabaka doğrultu ve eğimleri

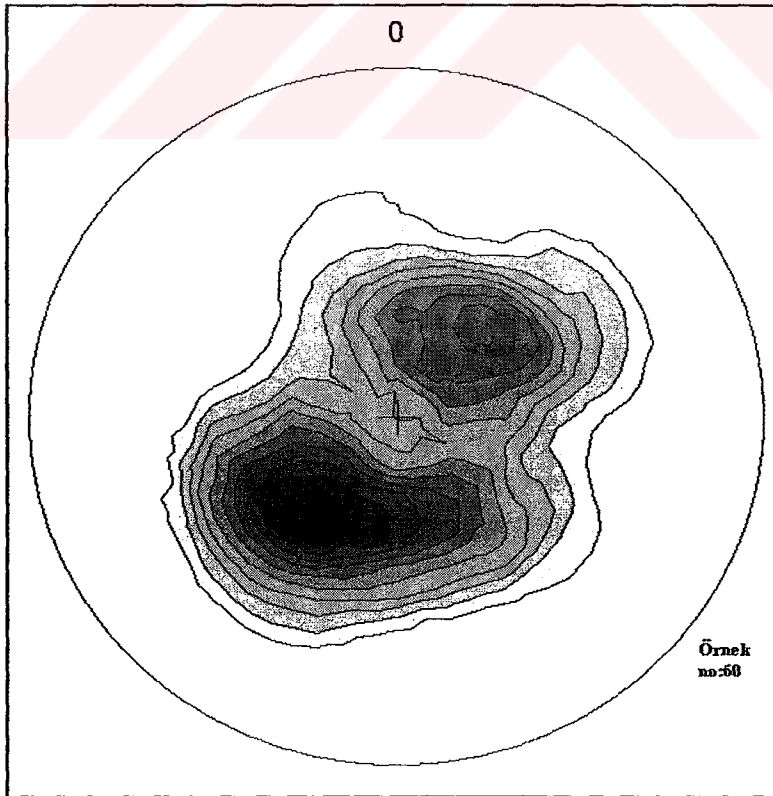
İnceleme alanında ölçümleri yapılmış tabaka doğrultu eğimleri alandaki formasyonlarda değişiklik sunmakla birlikte genel itibariyle aynı tektonik kuvvetler (fazlar) etkisinde gelişmişlerdir. Paleozoik formasyonlarında ölçülen tabaka doğrultu ve eğimleri birimler bazında değerlendirilecek olursa, en yaşlı birimleri oluşturan Alt-Orta Kambriyen yaşlı Çaltepe Formasyonu'nun mostralalarında yapılan ölçümlerde katman doğrultuları genel olarak KB nadiren de KD' ya doğru ve eğimleri ise genellikle KD ve GB'ya nadiren de KB'ya doğrudur.

Çaltepe Formasyonu'ndaki tabaka konumlarına ait Schmidt eşit alanlı projeksiyonu aşağıda sunulmaktadır (Şekil 3.4). Seydişehir metamorfilerinde tabaka doğrultu eğimiden daha ziyade siştözite doğrultu eğimi ölçülmüştür. Doğrultular genel olarak KB'ya daha az olarak ta KD'ya, eğimler ise genel olarak KD ve GB daha az olarak ta KB'ya doğrudur. Sultandede Formasyonu içindeki Sarıayla kireçtaşlarından ölçülebilen doğrultular KB'ya eğimler ise GB ve KD'ya doğrudur. Sultandede Formasyonu'na ait projeksiyon aşağıda sunulmaktadır (Şekil 3.5). Hacıalabaz Formasyonunda, doğrultu değerleri genellikle KB, eğimler GB nadiren de KD yönündedir.

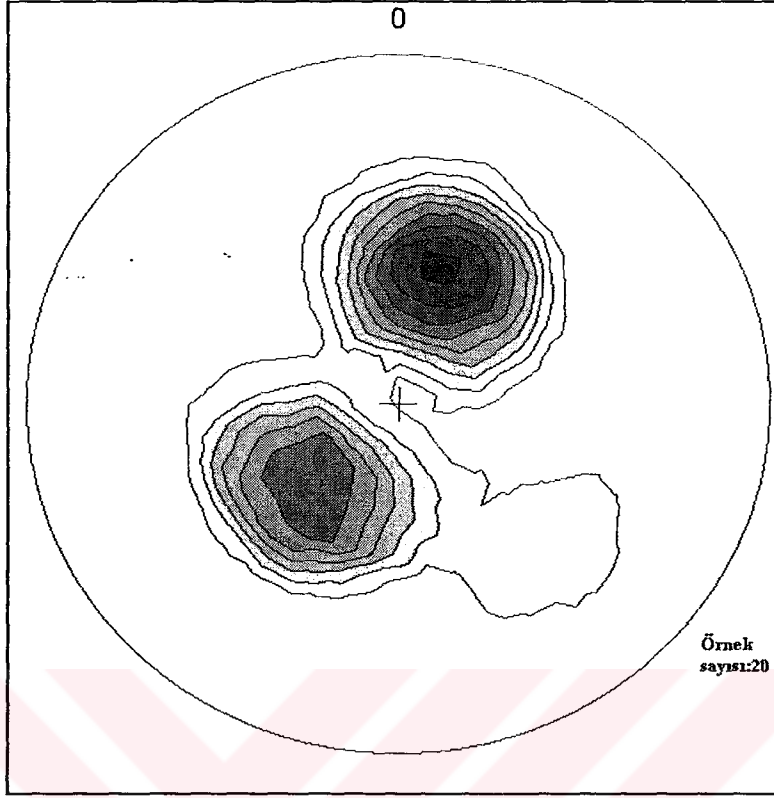
Bu değerlerden görüldüğü gibi, inceleme alanındaki jeolojik birimler hakim olarak KB'ya doğrultulu, KD ve GB'ya eğimlidir (Şekil 3.6). Bu veriler, bölgedeki hakim gerilme yönünün KD - GB olduğunu, daha silik olarak ta KB-GD olduğunu göstermektedir.



Şekil 3.4: Çaltepe Formasyonu'na Ait Kontur Diyagramı
(Eşit Alanlı Schmidt Projeksiyonu İle, Alt Yarıküre)



Şekil 3.5: Sultandede Formasyonu'na Ait Kontur Diyagramı
(Eşit Alanlı Schmidt Projeksiyonu İle, Alt Yarıküre)



Şekil 3.6: Hacialabaz Formasyonu'na ait kontur diyagramı
(Eşit alanlı Schmidt projeksiyonu ile, alt yarı küre)

3.2.2 Kıvrımlar

Bölgede Kaledoniyen ve Alpin orojenez fazları etkili olmuş ve önemli kıvrımlar gelişmiştir. Paleozoyiğe ait temel kayaları etkileyen eski ve yeni orojenik fazlar temel kayaların yapısal konumlarını bölgesel ölçekte etkilemiştir. İnceleme alanında daha çok Seydişehir metamorfitlelerinde olmak üzere Çaltepe Formasyonunda da kıvrımlı bir yapı gözlenir. Kıvrımlar antiklinal ve senklinaller şeklinde ve eksenleri genel itibariyle KB-GD doğrultulu olarak gelişmiştir. Bölgedeki gerek morfolojini gerekse aşınmanın verdiği olumsuz etkiler nedeniyle kıvrımların birçoğunda sağlıklı ölçüm yapılamamıştır.

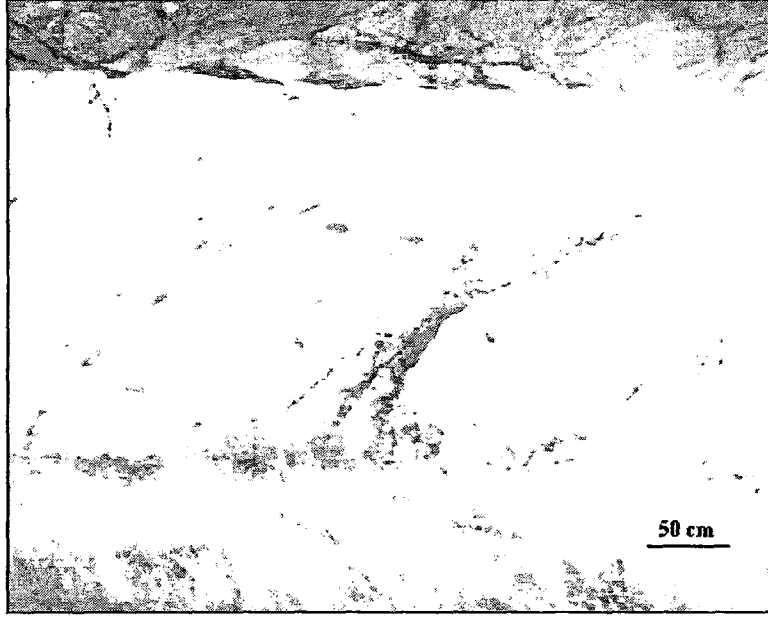
Alanın genelinde daha çok dik asimetric kıvrımlar ölçülmüş, devrik kıvrımlarda ölçüm yapılamamıştır. Çaltepe Formasyonunu da kıvrımlı bir yapıda olmakla birlikte (Öztürk ve diğ., 1981) topoğrafyanın uygun olmaması nedeniyle bu formasyondan kıvrım eksenini ölçümü yapılamamıştır. Ölçüm yapabildiğimiz kıvrımlar aşağıdakilerle sınırlı kalmıştır. Bölgedeki metamorfik kayalardan yapılan kıvrım eksenini ölçümlerine göre, Yellibel Tepe doğusundaki asimetric antiklinalin eksen yönelimi

K48B dalımı 27° KB olarak ölçülmüştür. Kale Tepe güneyinden geçen ve Yukarı Dinek'e kadar devam eden senklinalin eksen yönelimi $K73^{\circ}$ B, dalımı 34° GD'dur. İnceleme alanının güneydoğusunda bulunan Başkoyak'ın batısından kuzeye devam eden büyük antklinalin eksen yönelimi yaklaşık $K40^{\circ}$ B, dalımı 21° GD olarak ölçülmüştür. Cennettaş Tepe'nin batısındaki senklinalin eksen yönelimi $K12^{\circ}$ B, dalımı 15° KB'dır. Sulu Tepe'nin güneyinde gözlenen antiklinalin eksen yönelimi $K28^{\circ}$ B, dalımı 17° KB' dır. İslıkaya Tepe'nin kuzeydoğu'sunda görülen antiklinalin eksen yönelimi $K 36^{\circ}$ D, dalımı 24° GB' dır. Üst Jura yaşlı Hacıalabaz kireçtaşlarında topoğrafyanın uygun olmaması nedeniyle detaylı kıvrım ölçümü yapılamamıştır.

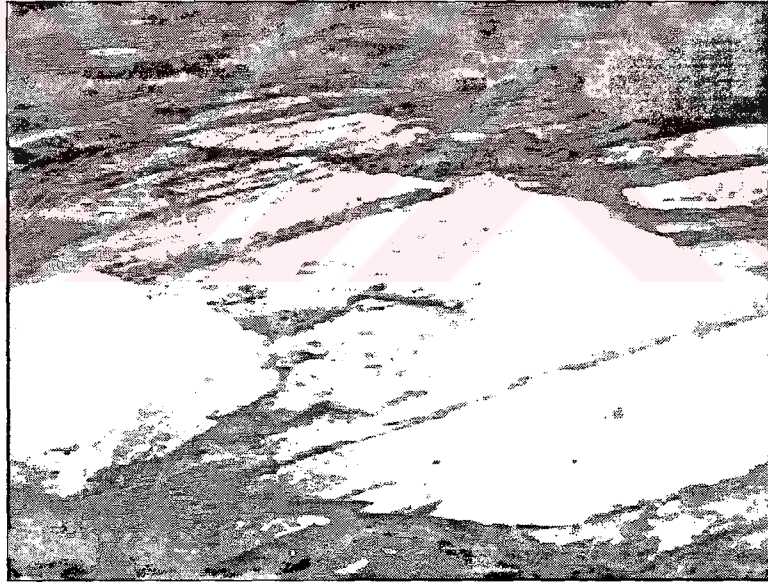
3.2.3 Faylar ve eklemler

İnceleme alanında Paleozoik ve Mesozoik birimlerde oldukça faylı bir yapı gelişmiştir. Yüksek açılı bindirmeler (fay düzlemi eğimi 35° - 40°) şeklinde gelişmiş ters faylar genel olarak KB-GD gidişlidir. Alanın GD ucunda, Kuyucak güneyi ve Damlıdere mevkiinden KB'ya doğru kesikli olarak uzanan ters faylar gözlenmektedir. Buradaki ters faylar Damlıdere mevkiinde kuzeybatı - güneydoğu yönünde uzanan bir normal fayla kesilmiştir. Kara Tepe ve daha güneydeki Oyuk Tepe olmak üzere iki yerde Çaltepe kireçtaşı metamorfik birimler üzerinde klip (aşınmış nap) olarak bulunmaktadır. Kale Tepe'nin batısından kuzeydoğuya doğru uzanan ters fay, doğrultu atımlı faylarla kesilmiş aralarda gözlenen Çaltepe kireçtaşları, metamorfik birimleri tektonik olarak üzerlemiştir. Geztepe ve Toklu Tepe'de Çaltepe Formasyonuna ait kireçtaşları ile Sultandede Formasyonu arasındaki dokanak ters faylıdır. Köprüköy'ün yaklaşık 3.5 km kuzeydoğusundaki Köprüdere'den başlayıp kuzeybatıdaki Arpayeri dere'yi de geçerek inceleme alanını terk eden ters fay, metamorfitlerin kendi üzerlerine bindirmesine ve Çaltepe Formasyonu'nunda metamorfitleri üzerlemesine neden olmuştur. Bu büyük ters fayın uzantıları batı yönünde devam ederek Ekiz Tepeler, Dikmen T., Kuşlu T., Kızıllık T., Akkaya'da yine aynı şekilde Çaltepe Fm'nun metamorfitler üzerine itilmesini sağlamışlardır. İnceleme alanında gözlenen faylarla ilgili olarak bölgede çalışan Şenel ve diğ. (1982) ve Özgül ve diğ. (1991) gibi araştırmacılar, fayların eşit zamanlarda değil farklı zamanlarda geliştiğini ve çok evreli olduğunu savunmaktadır. Doleritlerle Hacıalabaz kireçtaşlarının dokanakları bir çok yerde normal faylıdır. Muratbağı kuzeydoğusunda, yaklaşık $K50^{\circ}$ B doğrultulu bir normal fay bulunmaktadır. Kabalak Tepe'de Hacıalabaz kireçtaşlarını çevreleyen Sultandede Formasyonuna ait

Seydişehir metamorfitlelerinin bu kireçtaşları ile yaptığı dokanaklar faylıdır. Buradaki normal fay'da doğrultular $K35^0B$ ve eğimleri 85^0 GB 'dır. Çardakbayırı Tepe'de doleritlerle kireçtaşlarının dokanaklarında iki adet fay bulunmaktadır. Mezarlık sırtı güneyinde, metamorfik birimlerle Hacılabaz kireçtaşlarının dokanağında $K80^0D$ doğrultulu normal bir fay bulunmaktadır. Hacılabaz kireçtaşları, Kabalak Tepe'nin güneyinde metamorfitlelerle ve kuzeybatısında da doleritlerle normal faylı dokanak yapmaktadır. Kabalak Tepe'nin kuzeyinde metamorfitleler hacılabaz kireçtaşlarını ters fayla üzerlemiş olarak görülmektedir. Koçyatağı tepenin güneyindeki ters fay kuzeydoğudan güneye doğru uzanmaktadır. Muratbağı'nın kuzeydoğusunda Hacılabaz kireçtaşı içinde gözlenen fayın doğrultusu KB ve eğim yönü de GB'dır (Şekil 3.7). İnceleme alanının güney sınırında Çaltı'nın doğusunda Tülüce Tepe'ye doğru yaklaşık paralel ve kuzeydoğu doğrultulu yırtılma fayları bulunmaktadır. Bu faylar Hacılabaz kireçtaşları ile doleritler arasındadır. Yapılan bütün bu gözlemlerde barit cevherinin tektonizmadan etkilendiği ve ötelenerek ilksel yataklanma yerlerinin değiştiği anlaşılmıştır. Cevheri öteleyen faylar genel olarak KB-GD yönlü ve cevherleşmeden sonra oluşmuşlardır. Bu sebeple cevher çok kırıklı ve ezikli bir yapı kazanmıştır. Ayrıca cevher kütleleri parçalanarak eğim yönüne doğru yönlendirilmişlerdir. Yeraltı ocaklarında cevherin konumundan anlaşılan, ancak yüzeysel verileri gözlenememiş faylar da bulunmaktadır. İnceleme alanında bulunan kaya birimlerinde az ve çok gelişmiş eklem sistemleri görülmektedir. Genellikle kireçtaşlarında olup, bazıları düzgün, pürüzsüz ve devamlı olmasına karşın, bir kısmı da çok pürüzlü, eklem boyları kısa ve daha az devamlıdır. Eklemler genel olarak düzgün bir dağılım sunmaktadır (Şekil 3.8). Sultandede Formasyon'unda gözlenen $K30^0D$ doğrultulu ve 84^0KB eğimli eklem takımının içinde bulunan enine eklemi, $K15^0B$ ile $K66^0-68^0B$, 86^0-87^0KD doğrultulu ve eğimli eklem takımları makaslama veya diyagonal eklemleri göstermektedir. Hacılabaz kireçtaşında, ortalama kıvrım eksenini de gözetilirse $K57^0B$ doğrultulu ve 86^0GB eğimli eklem takımı boyuna eklemi işaret etmektedir. $K40^0D$ 70^0GD doğrultulu ve eğimli eklem takımı enine eklemleri, $K78^0D$ 86^0KB , $K15^0B$ 86^0KD doğrultulu ve eğimli eklem takımları ise makaslama veya diyagonal eklemleri işaret etmektedir. Bu yapısal veriler ve eşit alanlı Schmidt projeksiyonundan elde edilen verilere göre; inceleme alanının KD-GB yönlü sıkışmaya maruz kaldığı anlaşılmaktadır. Bu tektonik özellikler nedeniyle, barit cevherinde oldukça kırıklı ve kıvrımlı bir yapı gözlenmekte ve bu durum arama ve işletmeyi zorlaştırmaktadır.



Şekil 3.7: Hacialabaz kireçtaşındaki normal faylanmanın GD ucu (Muratbağı kuzeyi, bakış doğuya)



Şekil 3.8: Çaltepe kireçtaşlarında görülen eklemler (Yeldeğirmeni T. güneyi, bakış yönü batı)

3.3 Jeolojik Evrim

3.3.1 Paleozoik

İnceleme alanının yer aldığı bölge Geyik Dağı Birliği, Sultandağı birimi içinde bulunmaktadır (Özgül ve diğ., 1991). Alanda Paleozoik, Mesozoik ve Senozoik yaşlı jeolojik birimler yüzeylenmektedir. Alt Paleozoyiği temsil eden Çaltepe ve Sultandede Formasyonları alanda gözlenmeyen İnfrakambriyen üzerinde gelişen

erken Paleozoik transgresyonunu yansıtır. Alanda gözlenmeyen kuvarsitlerle (Hüda Kuvarsiti) başlayan ve Çaltepe Formasyonunun dolomit, neritik kireçtaşı, yumrulu kireçtaşı ile devam eden ve Sultandede kırıntılı birimleri ile sona eren bu transgresif istif Torosların bir çok yerinde, Anamas dağlarında ve Güneydoğu Anadolu'da benzer özellikte yüzeylenmeler verir. İnceleme alanında Paleozoik temel tabanda, Alt - Orta Kambriyen yaşlı Çaltepe Formasyonu ile başlar. Bu formasyon alttan - üste; dolomit, kristalize kireçtaşları ve yumrulu kireçtaşı birimleri sığ denizel ortamda çökelmiş karbonat fasiyesini temsil etmektedir. Yumrulu kireçtaşı seviyeleri Orta Kambriyenin ayırtman Trilobit ve Konodontlarını kapsar (Özgül ve diğ., 1991). Çaltepe Formasyonu yapısal olarak, genelde tepelerde, Seydişehir metamorfitlelerinin üzerinde ve aynı seviyelerde gözlenmektedir. Oldukça kıvrımlı ve kırıklı bir yapıya sahip olan bu formasyonda sağlıklı kıvrım eksenini ölçümü yapılamamıştır. Çaltepe Formasyonu çoğunlukla antiklinal (asimetrik, devrik) çekirdeklerinde yüzeylenmiştir. Buna göre, Seydişehir metamorfitleri ile dokanakları üç şekildedir; 1. Antiklinaller şeklinde geçişli, 2. Antiklinallerin bir kanadında Sultandede Formasyonu üzerine ters fayla itilmiş, diğer kanadında geçişli, 3. Bir tarafta ters fay diğer tarafında geçişlidir. Bu dokanak ilişkileri, Özgül ve diğ. (1991), Şenel ve diğ. (1982) ve Demirkol, (1982) tarafından da açıklanmıştır. Geztepe, Toklu T. Oluk T, Kale T,'de ve Çarık Saraylar'ın kuzeyinde bulunan Ekiz Tepeler, Kızıllık Tepe gibi tepelerde de bu dokanak ilişkileri vardır. Çaltepe Formasyonunun Seydişehir metamorfitlerine geçişli olduğu bazı yerlerde üst seviyelerini oluşturan yumrulu kireçtaşları görülür. Alandan elde edilen bu verilere göre Çaltepe Formasyonu ile, daha genç olan Sultandede Formasyonu arasındaki dokanak ilişkisi geçişli ve tektoniktir. İlksel olarak Üst Kambriyen sığ denizinde çökelmeye başlamış ve daha sonra Üst Paleozoik sonrası dönemlerde metamorfizmaya uğramış genel olarak kırıntılı (detritik) kayalardan oluşan Sultandede Formasyonunun Çaltepe Formasyonu ile aralarında sedimantasyon boşluğu yoktur. İlksel olarak yer yer türbidit özelliği taşıyan bu kırıntılılar özellikle alt düzeylerinde kuvarsit ve yumrulu kireçtaşı arakatlıdır. Şistler içindeki hakim minerallere göre adlandırılmıştır. Formasyon, değişik yüzeylemelerinde Üst Kambriyen ve Alt Ordovisiyen' i temsil eden Trilobit ve Akritarkları bulundurur (Özgül ve diğ., 1991). İnceleme alanında Sultandede Formasyonu tepelerde, vadilerde ve düzlüklerde mostra vermektedir. Metamorfitler; fillitler, şistler, kallişistler, metakumtaşları, kuvarsitler vb. epimetamorfik kayalardan ve bunların düzensiz ardalanmasından oluşur. Tektonik

kuvvetler altında kalarak oldukça kıvrımlı bir yapı kazanmıştır. Genel olarak ters faylı ve bol çatlaklı yapıda ve ayrışan özelliklidir.

Alanda Üst Paleozoik ve Triyas gözlenmediği için Sultandede Formasyonu üzerinde Mesozoik yaşlı Hacıalabaz Formasyonuna kadar büyük bir sedimantasyon boşluğu bulunmaktadır. Bu durum Çaltepe ve Sultandede Formasyonu'nun sığ denizel ortamda çökelmelerinin bitişinden sonraki bir evrede ortamın kara haline geçtiği ve Jura'ya kadar kara halinde olduğunu desteklemektedir.

3.3.2 Mesozoik

Üst Jura transgresyonu ile ortamda yine sığ bir deniz hakim olmuştur. Üst Jura yaşlı Hacıalabaz Formasyonu uyumsuz olarak Sultandede Formasyonu birimleri üzerinde oturur. Hacıalabaz kireçtaşları neritik karbonat platformu ürünüdürler. Sultandığı birimi içinde kalan bu neritik kireçtaşlarının çökeldiği sığ deniz, kuzey ve güney uçlarında pelajik karakter kazanır. Derin denizel istifler içeren pelajik fasiyes inceleme alanında gözlenmemektedir. Hacıalabaz Formasyonu karbonatlı birimleri dolomit ve neritik kireçtaşı birimi ile temsil edilir. Jura'da hakim olan bu neritik platform tansiyon hareketlerini doğuran bir tektonik rejimin etkisi altına girdiği anlaşılmaktadır. Bu tektonizmanın bir sonucu olarak Hacıalabaz platform kireçtaşlarının içinde kalınlığı yer yer yüzlerce metreyi bulabilen dolerit ara düzeyleri, bu süre içinde derin tansiyon kırıklarının gelişmiş olabileceğini düşündürmektedir. Doleritler kireçtaşlarının tabanında ve dolomitlerin üstünde bulunmaktadır. Bu bazik kayaların Üst Jura - Kretase yaşlı olduğu kabul edilmektedir (Demirkol, 1982). Bazı araştırmacılara göre alandaki bu kayaların, Üst Jura başında sığ ve duraylı bir deniz ürünü olan Hacıalabaz kireçtaşında çekme tektoniği sürecinde gelişmiş ve bununda güneydeki bir okyanusun güney Tetis kolunun Triyas'ta başlayan açılımı ile ilgili olduğu düşünülmektedir (Dumont ve Lys, 1973 ; Yılmaz ve diğ., 1981 ; Şengör ve Yılmaz, 1983). Özgül ve diğ.(1991)' e göre buradaki doleritler, spilitik bazaltik türdedir ve yastık lavları da içeren sığ denizel volkanizmayı yansıtır.

Üst Jura'daki Hacıalabaz kireçtaşlarının dolomitleşmiş, boz-kahverengimsi gri renkli, ince dokulu, düzgün ve orta katmanlı olduğu görülmektedir. Hacıalabaz kireçtaşlarının doleritlerle olan dokanaları bazı kısımlarda faylıdır. Doleritler ayrışmaya maruz kalmış kıvil, şarabi kahverengimsi renkli silisli lateritik boksitler

oluşturmuştur. Üst Kambriyen Alt Ordovisiyen yaşlı Sultandede Formasyonunu transgresif uyumsuz olarak üstleyen Hacıalabaz Formasyonu, alanda Çaltepe Formasyonu ile dokanak yapmamaktadır. Bu formasyon Üst Miyosen yaşlı Bağkonak Formasyonu tarafından uyumsuz olarak üzerlenmişlerdir.

3.3.3 Paleojen

İnceleme alanında Paleojen çökellerine rastlanmaz Mesozoik birimleri ile Neojen birimleri arasında stratigrafik boşluk bulunmaktadır. Bu durum Paleojende yatay hareketleri (sıkışma, naplaşma vb.) içeren etkin tektonizmayı tanımlamaktadır. İnceleme alanı bu yatay hareketlerden etkilenmiştir. Bölgeyi genel olarak etkileyen önemli tektonik olaylardan ilki Triyas sonu ve Jura başı olmak üzere Erken Kimmerid hareketlerine bağlı ters faylanmalar ve Kambriyen birimlerinin daha genç birimlere bindirmeleridir. İkincisi de Eosen sonu artan yatay hareketlere bağlı olarak gelişmiş normal ve ters faylardır. İnceleme alandaki faylı yapının oluşmasında bu tektonik etkilerin rolü büyüktür.

3.3.4 Neojen

İnceleme alanında, Bağkonak Formasyonu Neojen'in Üst Mioysen katını temsil eder. Bu formasyon akarsu çökelleri ile temsil edilmektedir. Bu çökelleri oluşturan birimler, yanal ve düşey olarak bir birlerine geçişli akarsu yatağı ve göl ortamında çökelmiş karasal oluşumlardır. Alanda kendisinden yaşlı bütün birimlerle stratigrafik boşluklu ve onları uyumsuz olarak örtmektedir. Miyosen çökellerinin yatay veya yataya yakın konumlu olması bunların deformasyona maruz kalmadığını gösterir. Bu da Miyosen sonrası bölgede önemli bir tektonizma gelişmediğini gösterir.

3.3.5 Kuaterner

İnceleme alanında Kuaterner alüvyonlarla temsil edilmektedir. Bütün yaşlı birimleri uyumsuz olarak örten alüvyonlar daha çok eski ve yeni dere yataklarında, düzlüklerde çökelmişlerdir. Genelde bütün eski birimlere ait litolojiyi içeren blok boyutundan kil boyutuna kadar tane içermektedir. Genellikle atmosferik etkilerle suyun taşınması ve eğimin düştüğü yerlerde malzemenin çökmesi şeklinde oluşmuş karasal birimlerdir. Bu birimler detaylı olarak çalışıldığında yağış-akış rejiminden, neotektonik döneme ait özelliklere kadar bir çok konuda bilgi verebilir.

4. EKONOMİK JEOLojİ

4.1 Oluşum Modellerine Göre Barit Yatakları

Barit doğada; Plütojenik Hidrotermal, Volkanojenik hidrotermal, Ekzalatif sedimanter, Sedimanter vb. değişik modellerde oluşmaktadır. Ekonomik bir hammadde olarak, dünyadaki ve Türkiye’deki baritlerin önemi daha da artmaktadır.

4.2 Türkiye ve Dünya Barit Yatakları

4.2.1 Dünya barit rezervi

Dünyada rezerv olarak büyük miktarlarda barit vardır. Toplam rezerv olarak, 215 milyon tonla (mt) Hindistan başı çekmektedir. Rusya; 200 mt, Çin; 160 mt, Meksika; 105 mt, ABD; 91 mt, Türkiye; 52 mt, Kanada; 50 mt ve diğer ülkeler toplam 349 mt ile Hindistan’ı takip etmektedir.

4.2.2 Türkiye barit rezervi

Türkiye’de barit yatakları on altı yerde bilinen cevherleşmelere sahiptir. Barit yataklarının dağınık oluşu nedeniyle tam doğrulukla rezerv tahmini yapılamamıştır. Türkiye barit rezervi sıralamasında, Isparta, Konya, Eskişehir illeri ile Akdeniz bölgesi başta gelmektedir (Tablo 4.1).

Tablo 4.1: Türkiye’nin Barit Rezervleri (MTA, 2003)

İller	Görünür Rezerv(x1000 t)	Görünür+Muhtemel Rezerv(x1000 ton)	Toplam (x1000 ton)
Isparta/Şarkikaraağaç	4000	10000	14000
Konya/Hüyük- Beyşehir	12835	--	12835
Eskişehir/Sivrihisar	4700	4700	9400
Muş	755	3050	3805
Antalya/Gazipaşa	750	2800	3550
Giresun/Tirebolu	--	2500	2500
Antalya/Alanya	533	1346	1879
Konya /Doğanhisar	50	50	100
Diğerleri	721	1215	1936
TOPLAM	24153	26768	52145

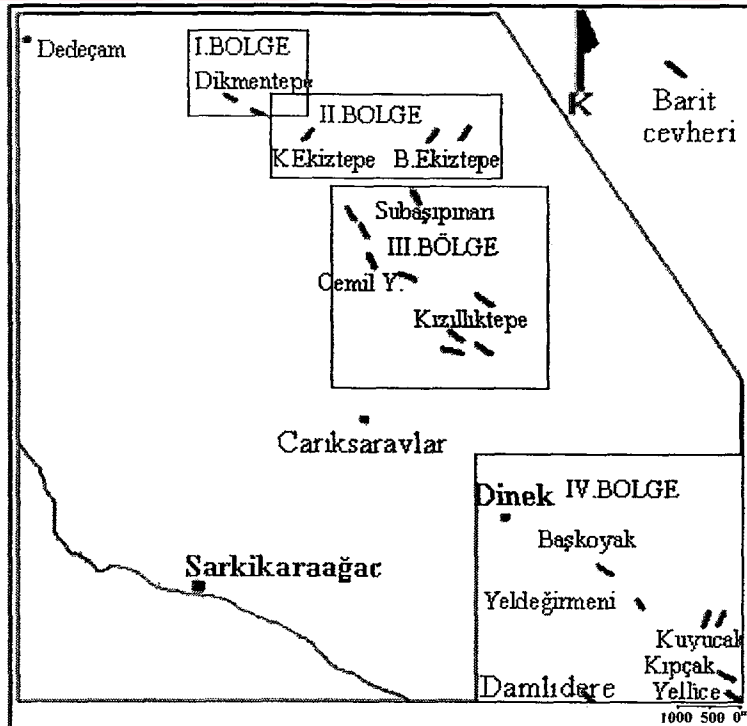
4.3. Dinek ve Çevresi Barit Cevherleşmeleri

4.3.1 Cevherleşmelerin genel özellikleri

Sultandağlarının güneybatısında Alt Paleozoik yaşlı jeolojik birimler yüzeylemektedir. Türkiye' nin en büyük barit yatakları, bu birimlerle ilişkilidir. Baritler, inceleme alanında temeli oluşturan Alt-Orta Kambriyen yaşlı Çaltepe Formasyonu ve Üst Kambriyen-Alt Ordovisyen yaşlı hakim olarak metamorfik kırıntılı ve karbonatlı kayalardan oluşan Sultandede Formasyonu içinde yataklanmaktadır. Cevherleşmeler 4 bölgede incelenmişlerdir. Bunlar sırasıyla;

- I. Dikmentepce cevherleşmesi
- II. Küçükekiz T. ve Büyükekiztepe T. cevherleşmeleri
- III. Cemil Yaşar, Subaşıpınarı ve Kızıllıktepe cevherleşmeleri
- IV. Kuyucak, Kıpçak, Başkoyak, Yeldeğirmeni, Yellice, Damlıdere cevherleşmeleri.

Cevherlerin kalınlığı, santimetre mertebesinde başlayarak birkaç metreye kadar çıkmakta, uzunluğu ise birkaç yüz metreye kadar ulaşmaktadır. Cevherlerin doğrultusu Şekil 4.1'den de görüldüğü gibi genel olarak KB'dır. İşletmeler güneydeki (IV. Bölge) sülfütlü içermeyen kaliteli cevhere yönelmişlerdir.



Şekil 4.1: İnceleme Alanı Cevherleşme Bölgeleri

I., II., ve III. bölgelerdeki yataklar daha önce Başer AŞ ve Etibank tarafından bir süre işletilmiş ancak, kalite sorunu nedeniyle terkedilmiştir. Başer AŞ, Damlıdere yatağını ve alan dışında kalan Koçtepe, Suludere ocaklarında açık ve yeraltı işletmeleri olarak üretime devam etmektedir. Etibank, ADO AŞ ile anlaşmalı olarak yine IV. bölgedeki bütün ocakları işletmiş şu anda Kıpçak ocaklarında çalışmalara açık olarak devam etmektedir (Şekil 4.2).



Şekil 4.2: Eti Holding İçin Çalışan ADO AŞ' ye Ait Barit İşletmesi (Kara Tepe Güneydoğusu, Bakış Kuzeye)

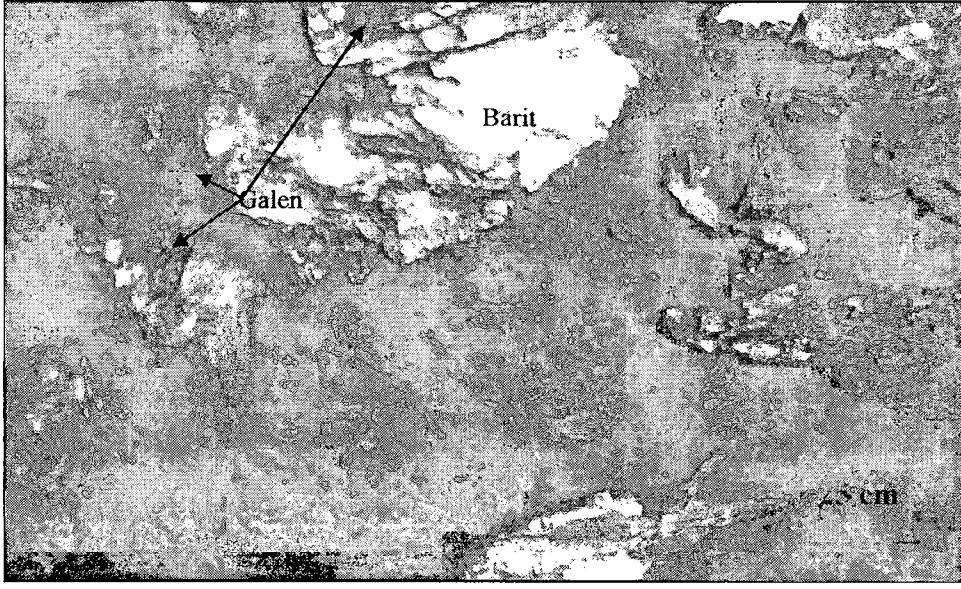
4.3.2 Cevherleşmelerin makro-mikro özellikleri

Alanda yatak boyutunda ele alınabilecek barit cevherleşmeleri çeşitli özellikler sunmaktadır. Buna göre I, II, III, IV. Bölgelere ait cevherleşmeler sunulmuştur.

4.3.2.1 Dikmentepce cevherleşmesi

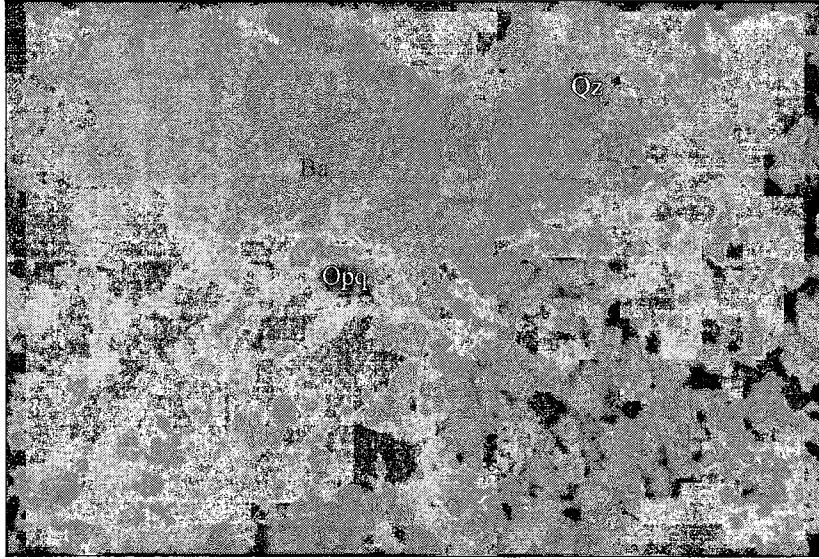
Bu cevherleşme, Muratbağı'nın (Zengibar) kuzeyinde yer alan Dikmentepce' de bulunmaktadır. Yatak, Kalkır Madencilik tarafından açık işletme modeline göre işletilmiştir. Buradaki galenli barit cevheri, Çaltepe rekristalize kireçtaşı içerisinde yataklanmıştır. Galenler içinde gümüş içeriği tespit edilmiştir (Cengiz ve Kuşçu 2000).

İnceleme alanında tenör bakımından en fazla kurşun içeren yatak Dikmentepce yatağıdır. Cevherleşmede; katman, breş ve damar, yapıları bulunmaktadır (Şekil 4.3). Baritler birincil ve ikincil oluşumları içermektedir. Cevherin konumu $K80^0B$, $18^0 GB$ ve kalınlığı yaklaşık 20–50 cm arasında değişmektedir. faylanma, cevherin deforme



Şekil 4.3: Dikmentepe Galenli Barit Cevheri

olmasına ve çatlaklı, kırıklı ve damar şekilli bir yapı kazanmasına neden olmuştur. Kireçtaşları karstlaşmadan oldukça etkilenmiş, erime boşlukları ve sarkıt, diktir oluşmuştur. Cevherleşme kılcal çatlaklar içinde simli (gümüşlü) galen minerali içermektedir. Galen alanda en fazla bu ocakta bulunmaktadır. Yatağın şu an işletilmemesinin tek nedeni, kurşun fazlalığından ileri gelen kalite sorunudur. Dikmentepe barit cevherinde; barit, özşekilsiz, kataklaz geçirmiş ve üzerinde pürüzlenmeler görülmektedir (Şekil 4.4).



Şekil 4.4: Barit(Ba) ve Kuvars(Qz) ve Kalsit (Ca), Opak Mineral (Opq) Galenli Barit Dokusu (örnek no 24;+ Nikol – 40X)

Galen, barit ve yan kayaç içinde saçınımlar, damarlar ve ince çatlak dolguları şeklindedir. Makroskopik gözlenen malakit-azurit yamalanmalar şeklinde açık yeşilimsi-mavimsi renklindedir. Limonit, genelde önemsiz miktarlarda, barit üzerinde ayrışma minerali olarak gelişmiştir.

Kalkopirit ve pirit mineralleri de opaklar içinde olasıdır. İnce kesitte galen, opak mineral halinde siyah özşekilsiz olarak bulunmaktadır (Şekil 4.4). Siderit, muskovit ve serisit de olası minerallerdir. Özşekilsiz taneler halinde kuvars görülmekte dalgalı sönmektedir. Kalsit, ince özşekilsiz taneler şeklindedir. Bol kırıklı porfiroblastik doku izlenmektedir. İnceleme alanında en düşük tenöre sahip olan Dikmentepe ocağında tenör % 54 BaSO₄ olup, ortalama değeri ölçülmemiştir.

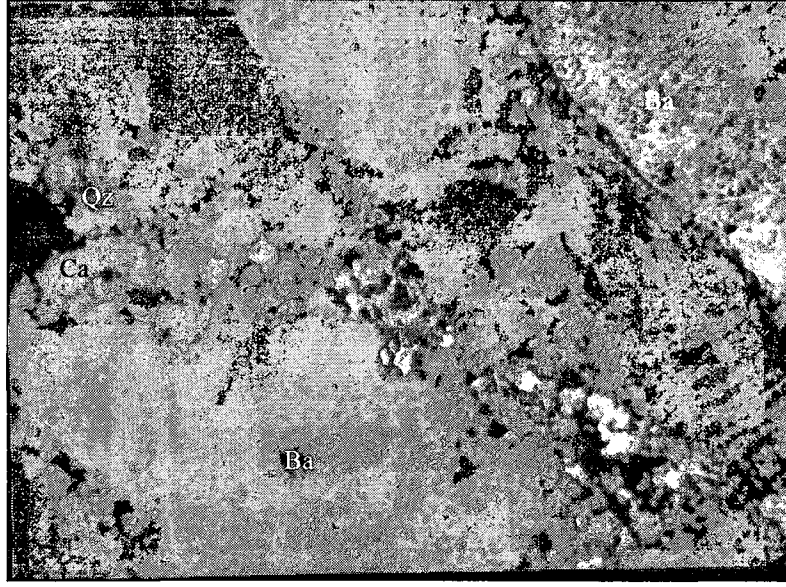
4.3.2.2 Büyükekiz ve Küçükkekiz tepe cevherleşmeleri

Büyükekiztepe'deki cevher, Çaltepe rekristalize kireçtaşları içinde katmansı, damar şekilli ve K32⁰D 35⁰KB konumludur. Küçükkekiz Tepede barit aramaları için açılmış iki adet yarma, ayrıca birkaç zuhur bulunmaktadır. 30–40 cm arasında bir kalınlık sunan cevher, burada grimsi renkli kireçtaşları ile kızılımsı renkli dolomitik seviye arasında ve genellikle tabakalanmaya uyumlu, K35⁰D ve 40⁰GD konumludur.

Yankayacın konumu K40B 30GB'dır. Baritler, genel olarak ince katmanlı bir yapı sunmaktadır. Barit cevheri tektonizmadan etkilenmiş kırıklı ve çatlaklı bir yapı kazanmıştır. Makroskopik olarak az oranda siderit, manganit, hematit ve ayrışma mineralleri olarak malakit - azurit ve limonit bulunmaktadır. Barit ile beraber galen, sfalerit mineralleri gözlenmemektedir. Cevherde şistozite az gelişmiş ar dalanma gibi bazı sedimanter yapılar bulunmaktadır.

İnce kesitte; barit büyük masif kristaller şeklinde, iyi dilinimli, rekristalize olmuş yarı dalgalı olarak sönmektedir. Kuvars, küçük kristaller halinde (0.10-0.15 mm) tek yönlü dalgalı sönümlüdür. Kalsit, özşekilsiz küçük kristaller halindedir (Şekil 4.5). Kırıntılı materyel olası olarak illit-klorit- serisit şeklinde ve az bulunmaktadır.

İri ve orta tane boyu hakimdir. Tüm baritler iri ve taneli bir dokuya sahiptir. Barit tenörü, ekonomik kriterlere uygun ve ortalama %92 BaSO₄ 'tür. Maden halihazırda işletilmemektedir.

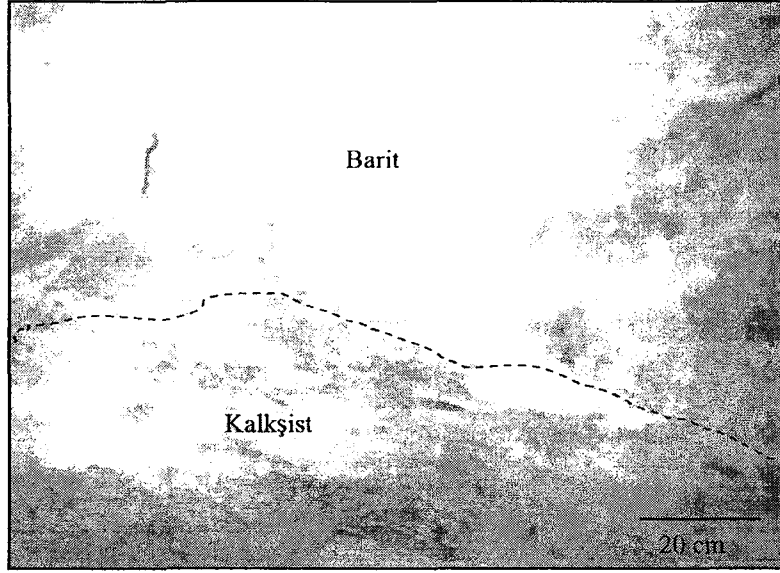


Şekil 4.5: İri kristalli Barit(Ba), İnce Taneli Kalsit(Ca)-Kuvars (Qz)ve opak mineral (Opq) içeren barit(örnek no 18, + Nikol – 40X)

4.3.2.3 Cemil Yaşar cevherleşmeleri

Cemil Yaşar firmasına ait 5 adet maden ocağı işletilmiştir. Bu cevherleşmeler, birincil ve ikincil oluşum baritleri içermektedir. Birinci ocak; KD-GB yönünde açılmış olup, yaklaşık 5-6 m uzunluğa ve 3-4 m genişliğe sahiptir. Topoğrafyaya uygun olan yatak, Çaltepe kireçtaşlarının içerisinde onlarla uyumlu ve kesen damar ve merccekler şeklindedir. Grimsi beyaz tonlarda olan cevher K65⁰B ve 40⁰KD konumlu ve 30-70 cm kalınlık sunmaktadır. İkinci ocak; KB-GD yönünde başaşağı olarak açılmış, uzunluğu yaklaşık 11 m, genişliği ise 4.5 m' ve K35⁰B, 26KD⁰ konumludur. Birinci ocaktaki gibi, hem yankayaca uyum, hem de damar ve merccek yapısı söz konusudur. Üçüncü ocak, 15 m uzunluk 4 m genişliğinde buradaki cevher K72⁰B ve 17⁰KD konumludur. Grimsi renkli kireçtaşı ile kırmızımsı pembe renkli kireçtaşlarının dokanağında uyumlu olarak yataklanmış cevher, ayrıca kalkışistlerde damar ve katman yapılı olarak yataklanmakta ve yaklaşık 30-40 cm arasında bir kalınlık sunmaktadır (Şekil 4.6)

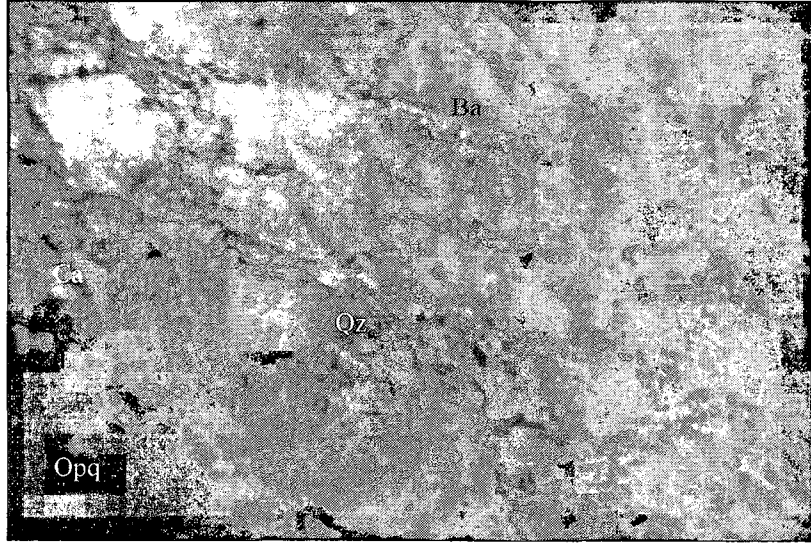
Dördüncü ocak; D-B yönünde başaşağı yöntemine göre açılmış, cevher üçüncüdeki gibi kireçtaşlarının dokanağında olup, K75B ve 35KD konumlu ve 30-40 cm arasında kalınlık sunmaktadır. Oldukça az cevher görülen beşinci ocakta ise yankayaç şistlerdir.



Şekil 4.6: Barit ve Kalkşist ilişkisi (Cemil Yaşar Cevheri)

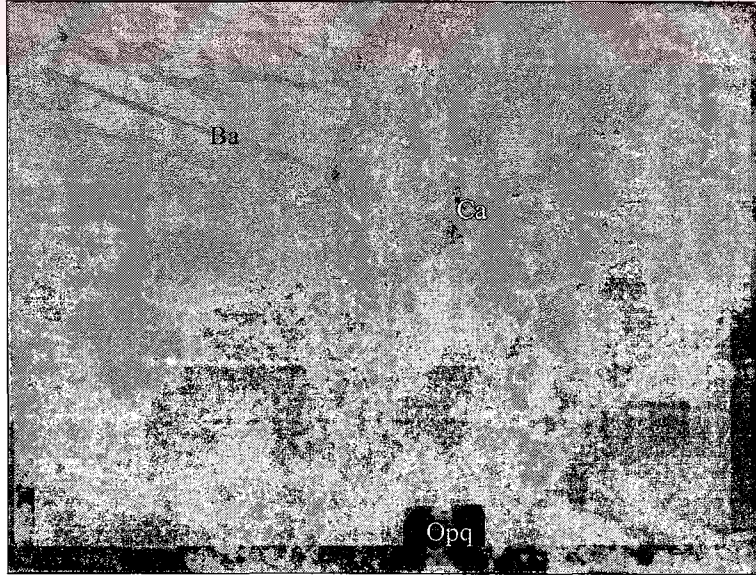
Yaklaşık 3x3 m lik bir boyuta sahip yatakta cevherin yüzeyi ayrışmaya bağlı olarak kırmızımsı kahverengi renklerde, kırıldığında ise parlak beyazımsı bir renkte görülmektedir. Cevherin kalınlığı yaklaşık 10–25 cm arasında değişmektedir. Bu ocaklarda baritle beraber nadiren galen ve sfalerit, pirit, kalkopirit, kovelin, kalkozin, ve ayrışma minerali olan neodijenit gözlenmiştir (Cengiz ve Kuşçu, 2000). Bu ocaklarda galen, Dikmentepe ocağından daha düşük değerdedir. Sülfür minerallerinin yanında nispeten daha az oranlarda limonit, mangan, malakit ve azurit bulunur. Üçüncü ocaktan alınan örnekte baritte makroskopik olarak; malakit-azurit-limonit boyamaları gözlenmiş, ince kesitinde ise, cevher granoblastlar halinde, kenar kısımları kırılmış ve girintili ve çıkıntılı yönlenmeli ve dilinimlidir. Pirit, galen, kalkopirit, sfalerit ve kalkozin mineralleri özşekilsiz ve opak mineraller halinde bulunmaktadır. Kuvars, özşekilsiz küçük kristaller halinde izlenmektedir. Kalsit, kesitte küçük kristaller halinde özşekilsiz, zor ayırt edilmekte ve deformasyon nedeniyle kenarları aşınmıştır. Kesitte granoblastik, iri klastlı yönlenmeli metamorfizma dokusu ve rekristalizasyon izlenmektedir (Şekil 4.7).

Cemil Yaşar' ın 2. Ocağından alınan örnekte makroskopik olarak, malakit-azurit boyamaları bakırlı minerallerin dönüşümüyle gelişmiş ikincil minerallerdir. Diğer yataklardakilerle aynı olmakla beraber içerdiği gang mineralleri; siderit, kalsit, kuvars ve dolomittir. İnce kesitte; dilinimli baritler ve kesitte yönlenme izlenmektedir.



Şekil 4.7: Granoblast baritler(Ba), Kuvars(Qz), Kalsit (Ca), Opak min.(Opq) Cemil Yaşar 1. Ocak (örnek no-19,+ Nikol -40X)

Opak mineraller, sülfidler (pirit, galen, sfalerit) ve hematit'tir. Limonit ayrışma ürünü olarak genelde piritlerin dönüşmesiyle oluşmuştur. Kuvars çok az oranda, özşekilsiz taneler halinde beyazımsı ve grimsi renklerde ve dalgalı olarak sönmekte, kesitte az yönelmeli porfiroblastik doku izlenmektedir (Şekil 4.8).



Şekil 4.8: Barit(Ba), Kalsit (Ca), Opak Mineraller(Opq) İçeren Porfiroblastik Barit Dokusu (Örnek No: 20) (+ Nikol - 40X)

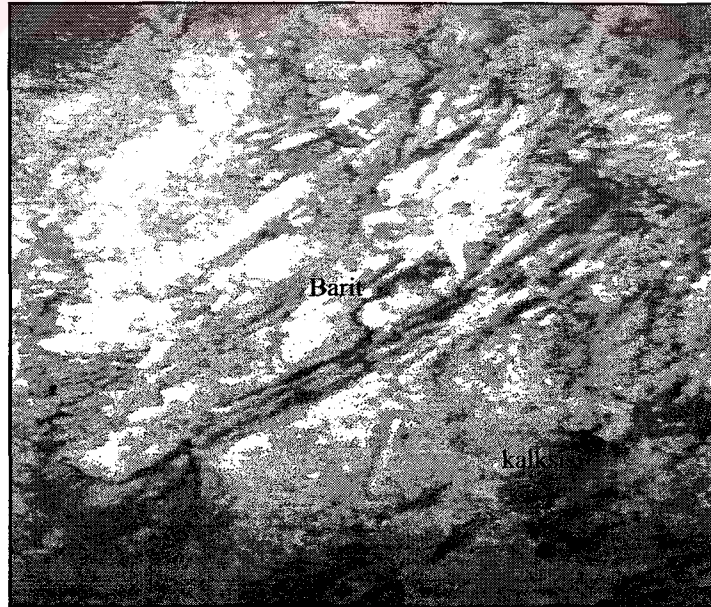
Halen işletilmeyen Cemil Yaşar ocakları, Dikmentepe ocağından sonra en düşük tenöre sahip olup ortalama tenör değeri % 74.85 BaSO_4 'dır.

4.3.2.4 Subaşıpınarı cevherleşmesi

Subaşıpınarı cevherleşmeleri, küçük yüzlekler veren ve ince barit mercceklerinden oluşmuştur. Ocak genişliği 2-3 m, uzunluğu ise 5 m civarındadır. Ocak Etibank tarafından işletilmiş, cevher çıkarıldıktan sonra terkedilmiştir. Buradaki cevherler grimsi mavimsi tonlarda rekristalize kireçtaşları ve kalkışistler içinde yataklanmıştır. Kalkışistler sarımsı bej-açık kahverengi tonlarında, kimi yerlerde bol mangan dendritlidir. Kireçtaşlarında da gözlenen buruşma klivajı kalkışistlerde daha yoğundur.

Cevher, ocak girişinde, üst seviyelerde yankayaçla uyumlu görünümüne karşılık yeraltında uyumsuzdur. K30⁰B, 36⁰KD' konumlu ve tektonizmadan oldukça etkilenmiş, kimi yerlerde fay nedeniyle aniden gizlenmekte ve belirli bir mesafe yankayaçta ilerlenildikten, sonra tekrar ortaya çıkmaktadır. Burada ve inceleme alanının diğer kısımlarında gözlenen bu yapısal durumlar, cevherin işletilmesini olumsuz etkilemiştir. Cevher kalınlığı 15-20 cm arasında mercekli bir yapıdadır.

Tektonizma ile değişikliğe uğramış yatakta bazı cevherler; kataklaz geçirmiş, parçalı ve breşik bir yapı göstermektedir (Şekil 4.9).



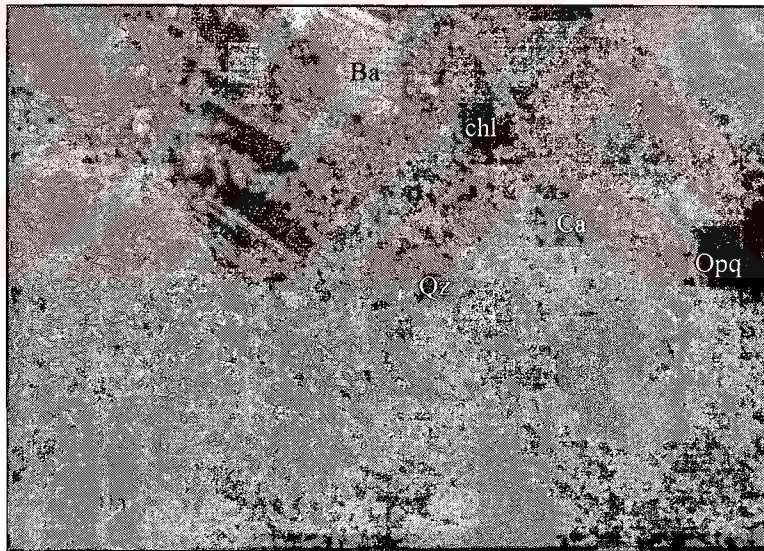
Şekil 4.9: Subaşıpınarı'nda Kataklaz Geçirmiş Cevher

Subaşı ocağında birincil ve küçük damar şekilli ikincil barit oluşumu gerçekleşmiştir. Makroskopik incelemede, az oranda galen, sfalerit, pirit, kalkopirit, siderit,

boyamalar şeklinde limonit, klorit, manganit, malakit ve azurit varlığı saptanmıştır. Galenler küçük ve Dikmentepe cevherlerine göre oldukça nadir kimi yerde saçınmış mineraller şeklinde bulunmaktadır.

İnce kesitte; Klorit, yönelimli kahverengimsi tonlarda, kuvarslar, ince-küçük tane boyutlu 0.01-0.05 mm boyutlardadır. Kalsit, özşekilsiz küçük kristaller şeklindedir. Kısmen iri porfirik barit tanelerinin de izlendiği, kataklazla olukça kırıklanmış baritler ile gözlenen bazı sülfat ve oksit mineralleri oldukları düşünülen opak mineraller görülmektedir. Büyük ve kırıklanmış baritlerin bulunduğu az yönelimli porfiroblastik bir doku egemendir (Şekil 4.10).

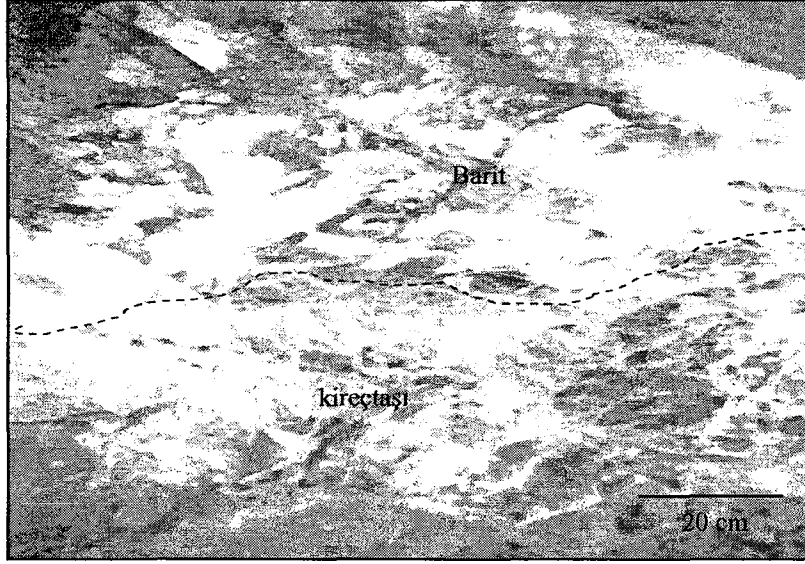
Cemil Yaşar ocaklarından sonra en düşük ortalama tenöre sahip ocak olan Subaşı ocağında, ortalama tenör Başer Madencilik tarafından % 81.38 BaSO₄ olarak ölçülmüş ve maden işletilmemektedir.



Şekil 4.10: Parçalı barit(Ba), Kuvars(Qz), Kalsit(Ca), Klorit (chl) ve Opak Mineraller(Opq)) İçeren Doku. (örnek no 23, + Nikol – 40X)

4.3.2.5 Kızıllıktepe cevherleşmeleri

Çarıksarayların kuzeydoğusunda bulunan Kızıllıktepe’ deki cevherler, birkaç yarma ve bir galeri şeklinde işletilmiştir. Galer ve yarmaların konumları genellikle KB-GD yönlü, galeri uzunluğu ve genişliği 2-3 m civarındadır. Baritler, kireçtaşı katmanlarıyla daha çok uyumlu katman ve nadiren damar şeklinde gözlenir (Şekil 4.11).



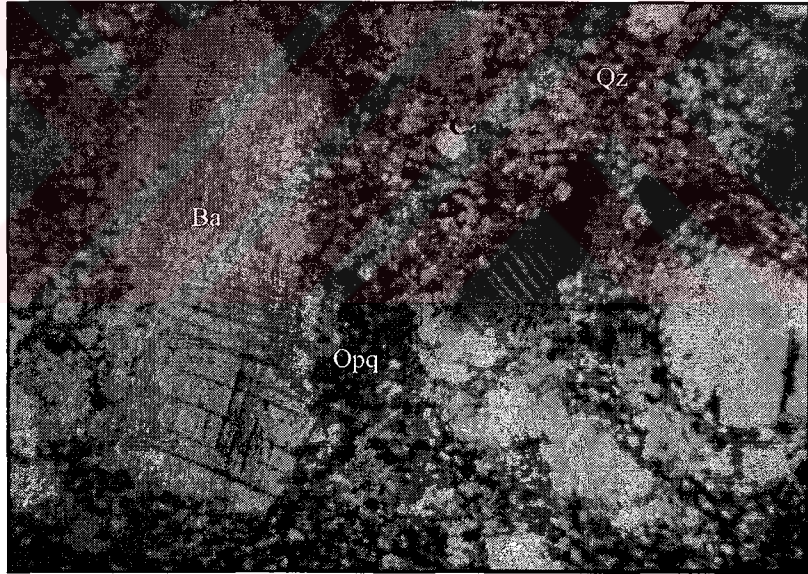
Şekil 4.11: Kızıllıktepe Galeride Kireçtaşı Barit ilişkisi

Kireçtaşları ile uyumlu olmaları, ilk bakışta onlarla eş oluşumlu olduklarını düşündürmektedir. Cevher, Çaltepe kireçtaşlarında görüldüğü gibi kalkıştiller içerisinde ve dokanaklarında da bulunur. Kalkıştillerin içerisinde 0.5-1 cm arasında kalınlık sunan manganezlere rastlanmaktadır. Yaklaşık olarak 20-50 cm kalınlık sunan baritin doğrultusu $K65^0B$, eğimi 29^0GB yönelimlidir. Faylanma ile birlikte killeşme ve breşleşme egemendir. Yankayaçta makaslama zonları ve kataklastik yapılar dikkat çekicidir.

Cevher ve yankayaç ayrışma nedeniyle kahverengimsi, sarımsı ve kırmızımsı renklerde görülmektedir. Yarmalardaki baritlerin tektonik konumları galeridekiler ile uyum içindedir. Kızıllıktepenin Ekiztepelerden önemli bir farkı sülfid minerallerini daha bol oranda içermesidir. Kızıllıktepeden alınan örneklerin kimyasal analizlerinde, Dikmentepe ocağındaki kadar olmasa da yaklaşık Subaşıpınarı cevherlerine yakın kurşun düzeyi içerdikleri görülmüştür. Kızıllıktepe' den güneye IV. bölge cevherleşmelerine doğru başta galen olmak üzere sülfid mineralleri oldukça azalmaktadır. Cevherde tabaka altlarında sedimanter yapılar, bantlaşma az da olsa bulunmaktadır. Çatlak yüzeylerindeki demir ve mangan boyamaları nedeniyle kırmızımsı ve siyahımsı renkler de görülmektedir. Sülfid içeriği kaliteyi olumsuz yönde etkilemektedir.

Kızıllıktepe'deki baritler ile birliktelik sunan mineraller; az miktarda galen, sfalerit, kalkopirit, pirit, kalkozin ve kovelin, boyamalar şeklindeki ayrışma mineralleri,

limonit , mangan, hematit, malakit ve azurit, gang olarak ise dolomit, siderit, kalsit ve kuvarstır. Birincil ve ikincil oluşumu da beraber içeren baritlerde kalsit, kuvars, pirit, siderit vb. kristalleri diyajenez ile ilintilidir. Özşekilsiz olarak gözlenen sülfür mineralleri galen, sfalerit, pirit, kalkopirit, fahlerz (Cengiz ve Kuşçu, 2000) opak mineralleri oluşturmaktadır (Şekil 4.12). Malakit-azurit, genellikle kalkopiritin ayrışmasıyla oluşması muhtemel olan karbonat mineralleridir. Limonit, demirli mineraller karakteristik olarak piritin dönüşümü ile oluşmuş ve genelde boşluk ve tane aralarında dır. Kuvars, kalsit, dolomit, siderit, kil mineralleri bulunmaktadır. Cevherde, şistozite gelişmiş olup, çok ince ve orta tane boyu hakimdir. Tüm mineraller az ya da çok yönelimli olup, iri porfiroklastlar yer yer gelişmiş ve granoblastik bir doku hakimdir. Kızıllıktepe cevherleri, herhangi bir özel veya kamu kuruluşu tarafından işletilmemektedir. Kızıllıktepe ocaklarında ocağında ortalama tenör % 87.69 BaSO₄ olarak ölçülmüştür.

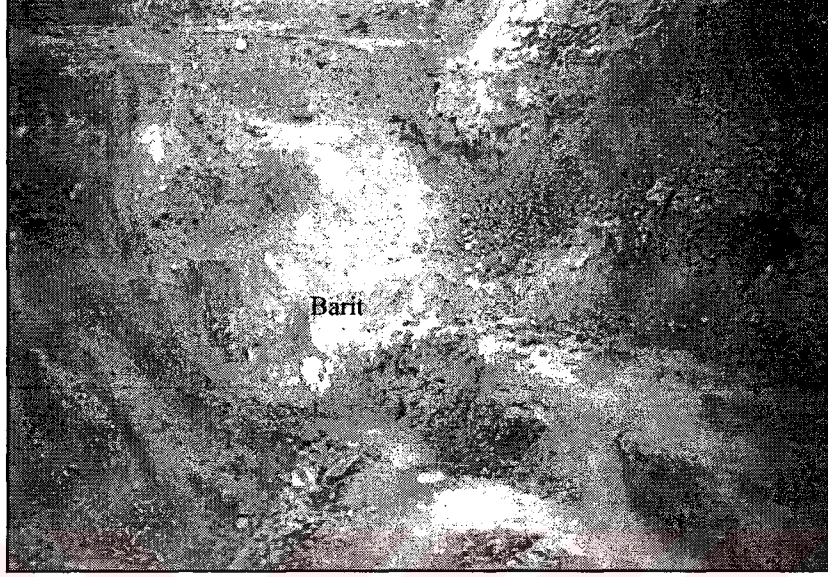


Şekil 4.12: Barit(Ba), Kuvars (Qz), Kalsit (Ca), Kil Mineralleri ve Opak Minerallerden (Opq) Oluşan Granoblastik Barit Dokusu (örnek no 22, + Nik – 50X)

4.3.2.6 Kuyucak cevherleşmesi

Kuyucak Mevkiindeki cevher, açık işletmeyle üretilmiş, ancak cevherin daldığı için yer altı işletmesi için etütler planlamaktadır. Cevher, blok tektoniğine maruz kaldığından kırılma ve breşleşme ve ardalanma, ritmik tabakalanma, bantlaşma vb. sedimanter yapılar görülmektedir. Baritler; kalkşist, kireçtaşı ve şistler içerisinde ve

bu birimlere çoğunlukla uyumlu ve katmansı, nadiren de ikincil damar şeklinde gelişmiştir. (Şekil 4.13).

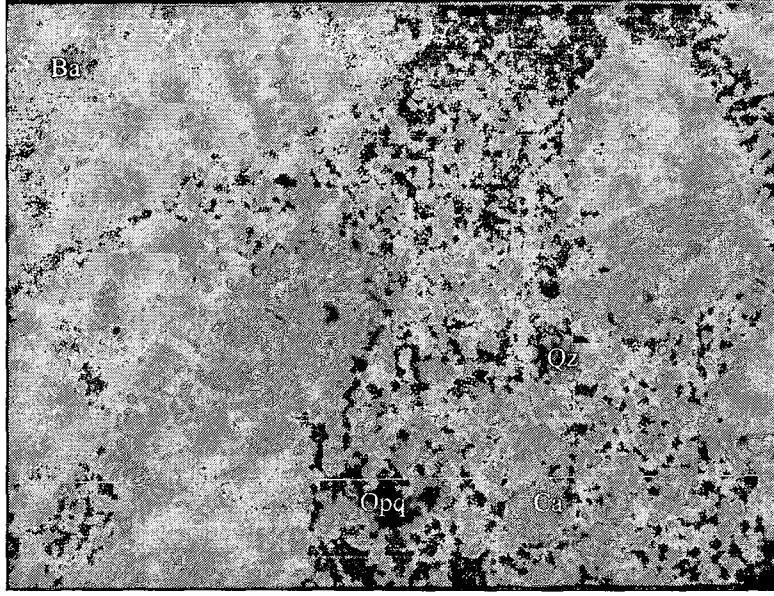


Şekil 4.13: Kuyucak Açık İşletmesinin Görünümü (Bakış Kuzeye)

Barit daha çok beyaz-bej renkli, doğrultu - eğimi K22D, 64KB yönünde ve ocak girişindeki cevherin kalınlığı 2 m 'dir. Makroskopik olarak; pirit, az miktarda kalkopirit, siderit, çok az olarak ta tetraedrit, kovelin ve boyamalar şeklinde malakit - azurit, limonit, gözlenmiştir. Spekularit, hematit, manganit gibi oksit mineralleri renkleri ve ayırtman özellikleri ile tanınmıştır.

Kuyucak baritlerine ait örneğin ince kesitinde; sarımsı beyaz tonlarda görülen baritler, porfiroblastlar şeklinde, birincil ve ikincil baritlerden oluşmakta ve yönelimlidir. Opak mineraller genelde azdır ve esas olarak bazı sülfid ve oksit mineralleri oldukları düşünülmektedir.

Kalsit, özşekilsiz kristaller halinde beyazımsı sarımsı tonlarda çok ince taneler şeklinde bulunmaktadır. Kuvars, özşekilsiz olarak ince taneler şeklinde gri renkli ve dalgalı olarak sönmektedir. Kil mineralleri az olarak bulunmakta ve serizit, illit, klorit oldukları düşünülmektedir. Barit porfiroblastları, yönlenmeli dokuya sahip ve metamorfizmadan etkilenmiştir (Şekil 4.14). Kuyucak ocağında barit birinci kalite ve ikinci kalite olarak üretilmektedir. Ortalama tenör % 91.76 $BaSO_4$ olarak ölçülmüştür (Ayhan, 2001). Bu tenör değeri, iyi bir ekonomiklik sunan ocak, yaklaşık aylık 2650 tonluk üretimle işletilmektedir.



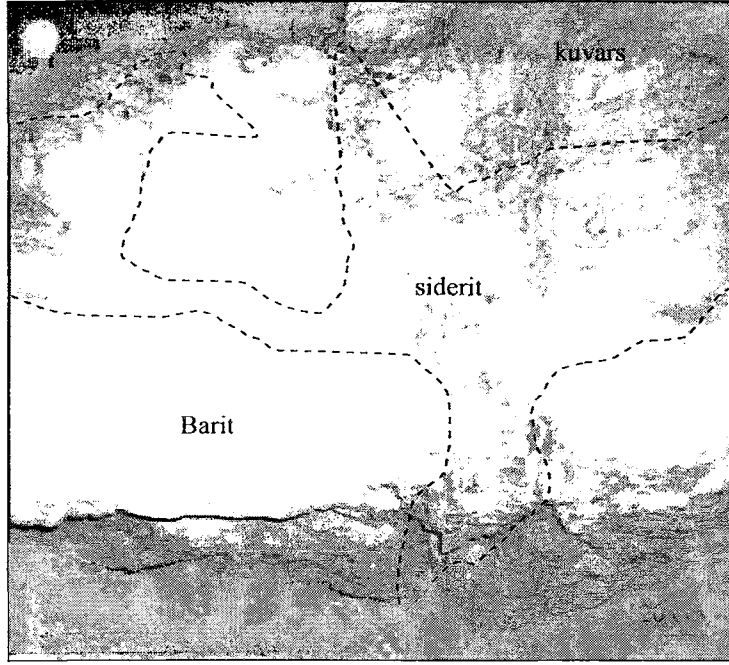
Şekil 4.14: Barit(Ba), kuvars(Qz), Kalsit(Ca), ve Opak Mine-
Ral (Opq) İçeren Porfiroblastik Doku. (örn. no:12
+ Nikol – 40X)

4.3.2.7 Kıpçak cevherleşmesi

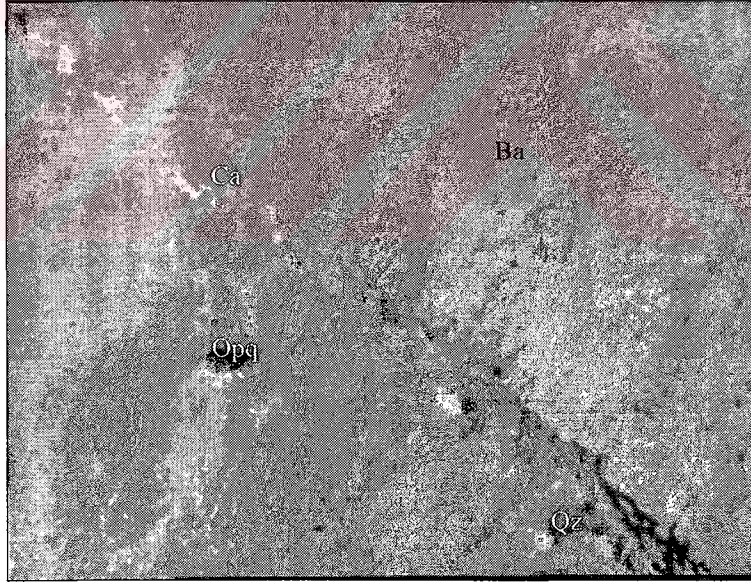
Çalışma alanında Yamalıseki mevkiinin güneydoğusunda birkaç yarma açılarak başlayan faaliyet bir miktar kesintiye uğradıktan sonra, yatak hem açık hemde kapalı olarak işletilmeye devam edilmektedir. Kıpçakta baritler, kalkşist içerisinde ve şist–kalkşist dokanağında yer almaktadır.

Kalkşistlerin içinde oldukça belirgin miktarda mangan boyamaları görülmekte baritlerde ardalama, ritmik tabakalanma, bantlaşma, jeopetal yapılar gibi sedimanter yapılar gözlenmiştir.

Cevherin konumu K36⁰B 30⁰GB ve çoğunlukla katman şeklinde olup, mercek yapıları da gözlenmiştir. İnce kristalli birincil baritler ile onlara dik yönde gelişmiş iri kristalli ikincil baritler bulunmaktadır. İkincil baritler içinde saçınmış küçük kristalli piritler, bantlar içinde paralel yönelimli sideritler bulunmaktadır. Sideritler kuvarslarla beraber bulunmaktadır (Şekil 4.15.) Cevherde makroskopik olarak malakit–azurit, limonit boyamaları ve bölge bazında MnO oranı fazla yüksek olmamakla birlikte bazı yerlerde eli boyayan mangan mineralleri seçilmektedir. İnce kesitte; barite kalsit ve kuvars eşlik etmekte değişik renklenmeler şeklinde oksit mineralleri ve opak mineraller gözlenmektedir (Şekil 4.16).



Şekil 4.15: Siderit, Kuvarts ve Barit ilişkisi (Kıpçak)

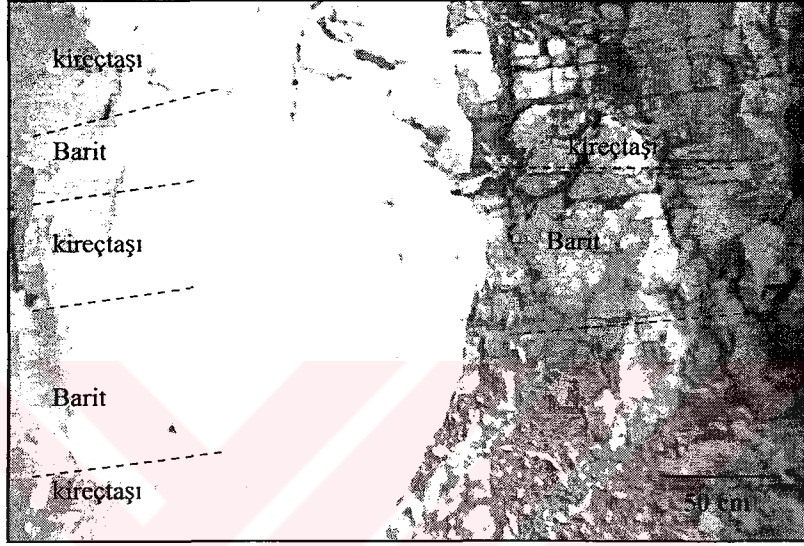


Şekil 4.16: Yaklaşık %95' i Baritten(Ba) Oluşan Porfiroblastik Şisti Doku, Çatlak Araları Kuvarts (Qz), Kalsit (Ca), Opak mineral (Opq) (Örnek No13,+ Nikol – 40X)

Kıpçak baritleri, kaliteli, boya sanayinde kullanılabilecek özellikte ve BaSO_4 oranı yüksektir. Kıpçak cevherleşmesinde baritin ortalama tenör değeri % 93-94 BaSO_4 olarak tayin edilmiş ve bu tenör değeri ile kaliteli cevher niteliğinde ve sondaj, boya ve kimya sanayi için uygundur.

4.3.2.8 Başkoyak cevherleşmesi

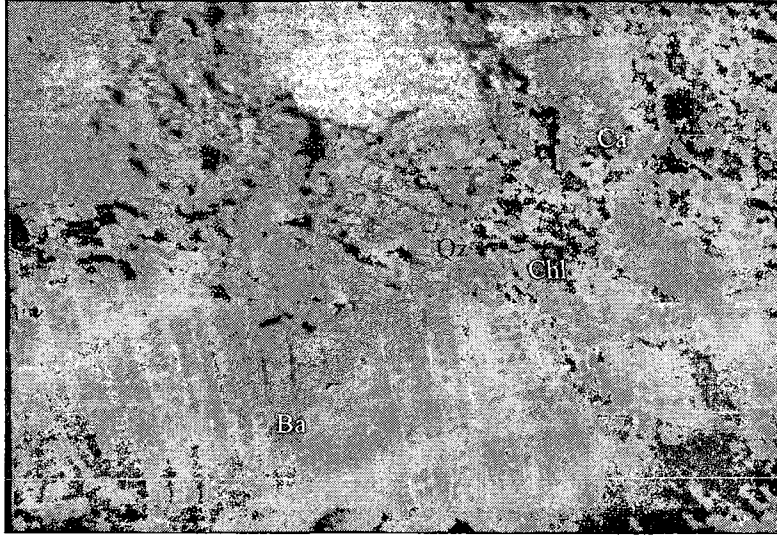
Başkoyak civarında yarmalar açılmış ve cevher açık olarak işletilmiştir. Baritler, şistler ve onların içindeki karbonatlı seviyelerde oluşmuş, uyumlu olarak bulunmaktadır (Şekil 4.17). Şistler genellikle açık-koyu kahverengi tonlarında mika içeriklidir. Baritler K32⁰B ve 54⁰KD konumludur.



Şekil 4. 17: Açık Gri-Beyaz Renkli Kireçtaşı ve Barit Ardalanması (Başkoyak, Bakış Kuzeybatı)

Yankayaçlarda ve cevherde, ritmik tabakalanma, bantlaşma, çapraz tabakalanma, jeopetal yapılar vb. gibi sedimanter yapılar bulunmaktadır. Genellikle katman, mercek, nadiren ikincil damar şeklinde gözlenen cevherleşme 200 m uzunluğunda, 20-75 cm genişliğinde, 2-5 m kalınlığındadır.

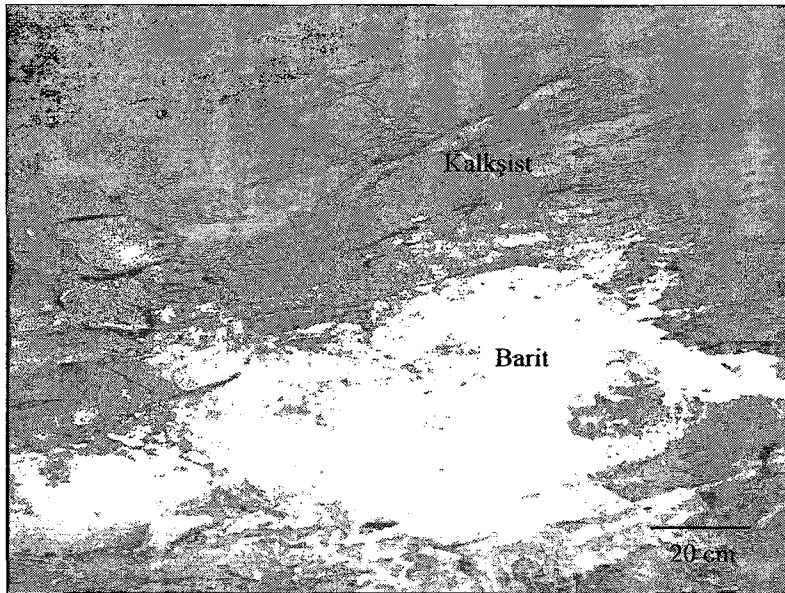
Makroskopik olarak malakit ve azurit sıvamaları, limonit boyamaları, siderit bantları içermektedir. İnce kesitte, genellikle barit kristalleri ile beraber az miktarda kalsit ve kuvars, klorit gözlenmiştir. Pirit, opak mineraller halinde mikroskop altında siyah tonlardadır. Barit, yarıözşekilli, özşekilli beyazımsı sarımsı açık renkli ve dilinimli hakim mineraldir (Şekil 4.18). Granoblastik ve yönelimli barit dokusu ve metamorfizmanın etkisi görülmektedir. Baritler, bu yönlenmeye uymuş ve yönlenmeyle aynı yönde ve dikey klivajlar gelişmiştir. Başkoyak ocaklarından ortalama tenör % 96.77 BaSO₄ olarak ölçülmüştür (Ayhan, 2001). Bu tenör değeri ile alandaki en kaliteli cevherlerdir. Ocak yaklaşık aylık 1500 tonluk üretimle işletilmektedir.



Şekil 4.18: Dilinimleri İyi Gözlenen Barit (Ba), Yönlenmiş Klorit(chl), Kuvars, (Qz), Kalsit (Ca) Kristalleri (Örnek No: 14, + Nikol – 50X)

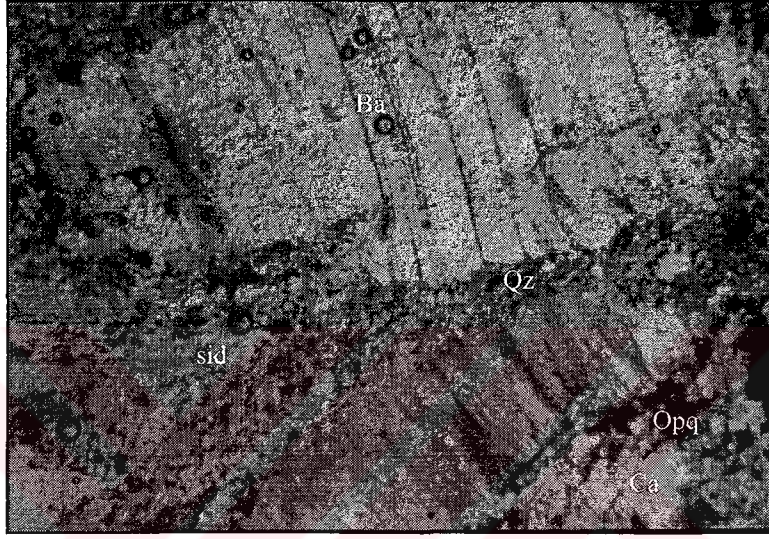
4.3.2.9 Yel değirmeni cevherleşmesi

Etibank tarafından Yel değirmeni Tepe’de iki adet yarma açılarak işletilmiştir. Kıpçak cevherleşmesinde olduğu gibi yataklanma şekli genelde katmansı, nadiren merceksi yapıdadır (Şekil 4.19). Baritler; kalkşist ve şistler içerisinde yer almakta konumu K25⁰B, 20⁰GB, uzunluğu 4–5 m, kalınlığı yaklaşık 1-1.5 m dir. Genelde sarı tonlar hakim olup, bazı yerlerde limonit boyaları dikkat çekmektedir.



Şekil 4.19:Yeldeğirmeni Cevherleşmesi Kalkşist-Barit İlişkisi

IV. bölgedeki diğer cevherleşmelerde daha çok kireçtaşlarında yaygın olarak görülen ardalanma, ritmik tabakalanma vb. sedimanter yapılar burada daha az gözlenmiştir. Makroskopik incelemede; limonit, malakit-azurit boyamaları, az miktarda hematit, siderit varlığı tespit edilmiştir. İnce kesitte; tek yönde dilinimli iri barit kristalleri tespit edilmiştir. Barit, özşekilli iri ve ince kristalli olarak beyazımsı ve bejimsi sarımsı tonlardadır (Şekil 4.20).



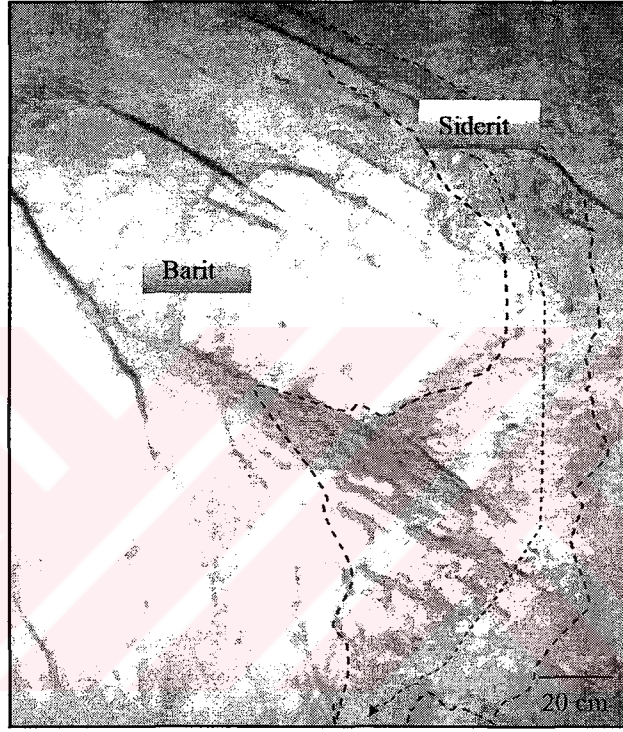
Şekil 4.20: Barit (Ba) Kalsit (Ca) Siderit (sid), Kuvars (Qz), Az Oranda Opak Mineral İçeren (Opq) Porfiroblastik Şisti Dokulu Barit (Örnek No:15, + Nikol-40X)

Opak minerallerin, siyah renkte ve genellikle piritten, daha az oranda da demir-mangan oksit minerallerinden oluştuğunu düşünülmektedir. Kalsit ve siderit, ince özşekilsiz kristaller halinde genellikle yönelim göstermekte ve az miktarda, açık renkli olarak bazen kahverengidir. Kuvars, az oranlarda özşekilsiz kristaller halinde, dalgalı sönmelidir. Barit yönelimli porfiroblastik şisti dokuludur Bu ocakta ortalama cevher tenörü, Etibank tarafından % 90.55 BaSO_4 olarak ölçülmüştür. Ocakta yaklaşık aylık 500 ton üretim yapılmaktadır.

4.3.2.10 Yellice cevherleşmesi

Çalışma alanında, Dinek'in güneydoğusunda Yellice mevkiinde birkaç yarma ve galeri açılarak cevher üretilmiştir. Barit cevheri içinde bulunduğu birimle uyumlu olarak yataklanmış olup, K28⁰B ve 70⁰KD konumlu ve yaklaşık 6-8 m arasında bir kalınlık sunmaktadır (Şekil 4.21). Barit, hakim olarak kireçtaşları ve daha az olarak ta kalkıştiller içinde katmansı ve mercek şeklinde yataklanır. Cevherin rengi beyaz

olup limonit boyamaları bazı yerde dikkat çekmektedir. Blok tektoniği etkisinde, cevher kırılmış bloklanmış ve faylı bir yapı kazanmıştır. Makroskopik incelemede; limonit boyamaları, siderit bantları, kuvars, mika pulları dağınık ve az miktarda koyu mineraller saptanmıştır. Diğer yataklarda olduğu gibi barit, diyajenez geçirmiş, bantlı yapısı gelişmiş ve metamorfizmadan etkilenmiştir. Barit hakim olarak bejimsi beyaz tonlarda bulunmaktadır (Şekil 4.21).

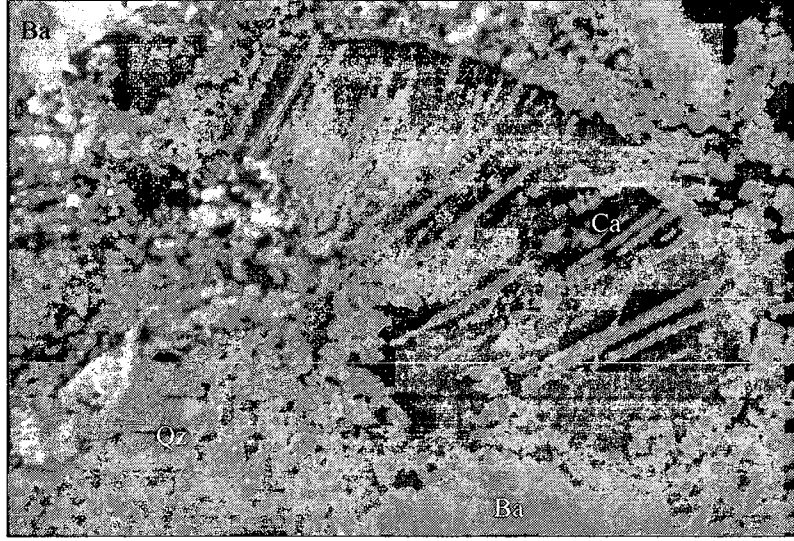


Şekil 4.21: Sideritli Barit Cevheri (Yellice)

Yellicedeki bazı baritlerde az miktarlarda limonit, malakit ve azurit boyamaları, metamorfizma etkisiyle şistoziteye uğramış yüzeylerde yönelimli serisit ve kloritler gözlenmiştir. Bazı barit tabakaları altında diyajenezle oluşmuş piritler ve kireçtaşı tabakalarıyla aralanma, bantlaşma, çapraz tabakalanma, jeopetal yapılar vb. ilksel sedimanter yapılar yaygın olarak bulunmaktadır.

İnce kesitte; Kalsit, özşekilli iri kristal halinde deformasyon lamelli ve baklava dilinimli olarak izlenmektedir. Kuvars, öz şekilsiz olarak küçük kristaller halindedir. Pirit - kalkopirit mineralleri mikroskopta siyah olarak gözlenen sülfür mineralleridir. Kesitte iyi ayırt edilemeyen diğer minerallerin muskovit, serisit pulları, illit ve klorit olduğu düşünülmektedir. Tüm mineraller yönelimli olup, iri porfiroblastlar yer yer gelişmiş şisti ve granoblastik bir doku hakimdir (Şekil 4.22). Yellice ocaklarından

ortalama tenör % 92.04 BaSO₄ tür (Ayhan, 2001). Bu yüksek değer ile ocakta aylık olarak yaklaşık 2500 ton üretim yapılmaktadır.

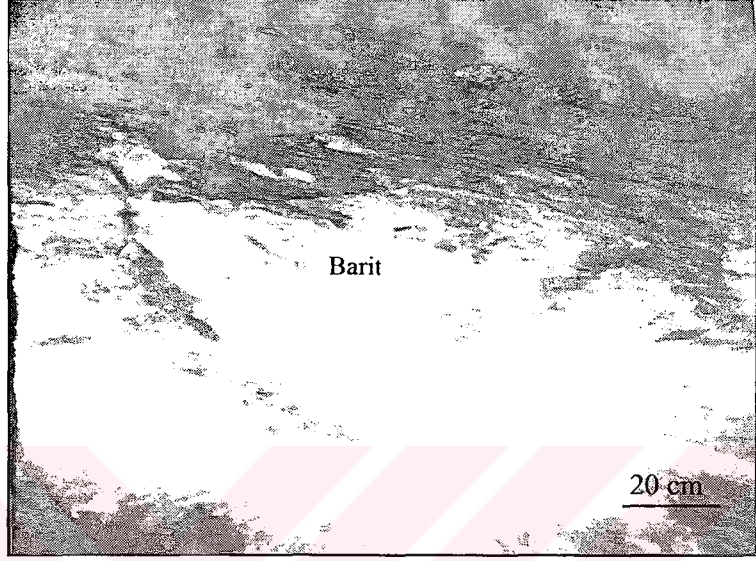


Şekil 4.22: İri kalsit (Ca), Kuvars(Qz) İçeren Şisti Granoblastik Dokulu Barit. (Örnek No 16, + Nikol – 50X)

4.3.2.11 Damlıdere barit cevherleşmesi

Cevher, yaklaşık 300 m'lik bir mesafe boyunca kesikli bir kuşak şeklinde uzanmaktadır. Barit kuşağının kalınlığı; en fazla 6-7 m kadardır ve barit tabakaları yankayaçla ardalanmalar gösterir. Her bir barit tabakasının kalınlığı 1 mm ile 1 m arasında değişmektedir (Şekil 4.23). Barit cevheri, rekristalize kireçtaşları içinde ve K35⁰B ve 33⁰GB konumunda yer almaktadır. Yanal uzanımı sınırlı olan baritler yanal olarak merceklenme göstermektedir. Tabaka kalınlıkları doğrultu ve eğim yönünde sürekli olarak kalınlaşıp incelmekte ve ardalanma, bantlaşma, ritmik tabakalaşma vb. ilksel sedimanter yapılar görülmektedir. Ayrıca, kalkşist ve şist aratabakaları içindeki veya bitişiklerinde yeralan barit tabakaları belirli ölçülerde kıvrımlanmışlardır. Tektonizmaya ezilmiş ve parçalanmış tabakalardaki baritler, fazlaca kirlenmişlerdir. Barit tabakalarındaki kirletici unsurların en önemlileri; tektonik etkilerle birlikte ortaya çıkan milonitler, kireçtaşları içinde gelişen karstlaşma olayına paralel olarak ortaya çıkan kırmızı kahverengi ve bol demirli kil yığılımları ile demirli karstik çözeltilerin barit parçalarının yüzeylerinde oluşturduğu sıvalardır. Barit minerallerinin büyük bir kısmı; rekristalize olmuş ve yönlenme göstermektedirler (Ayhan, 1986).

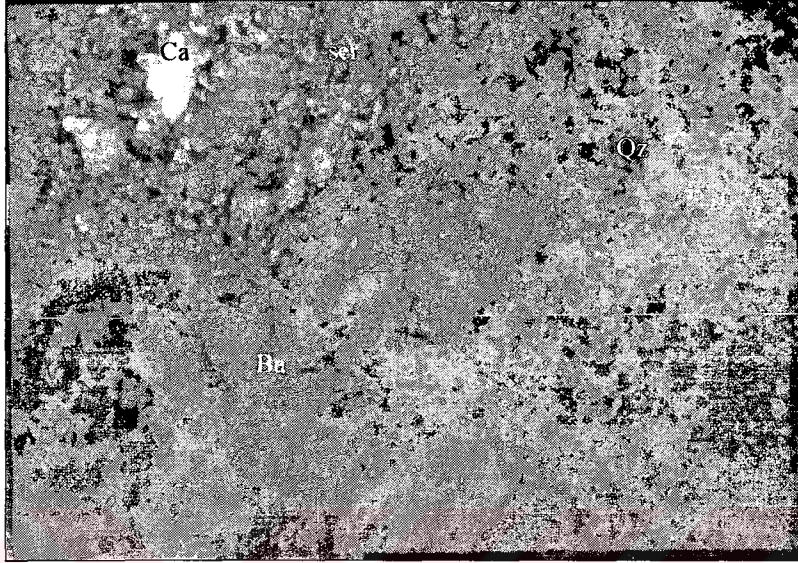
Rekristalizasyona uğramış bazı baritlerde polisentetik ikizlenmeler bazılarında da dalgalı sönmeler gözlenmiştir. Bazı barit kristalleri kataklastik kırılmaya uğramış ve araları küçük barit kristalleri tarafından doldurulmuştur. Şist ve kalkışist aratabakaları bulunduran kireçtaşı bölümlerinde de baritler kısmen rekristalize olmuşlardır.



Şekil 4.23: Damlıdere Kireçtaşı İçindeki İnce Barit Tabakaları (Bakış Kuzey, Damlıdere mevki)

Serizitşist içinde veya bitişiklerinde bulunan barit tabakacıklarında da kıvrımlanmalar ayırtedilmektedir. Hatta diyajenez ve metamorfizma sırasında barit mobilizasyonu ile ilgili olarak şistlerin kırık ve kıvrımlarına yerleşen barit damar ve damarcıkları oluşmuştur. Ayrıca, şistlerin şistozite yüzeylerine dik olarak gelişmiş barit kristallerinin varlığı da belirlenmiştir. Baritlerin az rekristalize olmuş kısımlarında ince taneli birincil baritlerle birlikte % 10 miktarında kuvars topluluğu ve yaygın bir şekilde serisit pulcukları gözlenmiştir. Serisitlerde kısmi bir yönlenme ayırt edilmektedir. Kuvarslar, çoğunlukla dalgalı sönme göstermektedir. Yeniden kristallenme sürecinden etkilenmeyen kısımlarda bolca kuvars kristalleri izlenmektedir. Buralarda kuvars miktarı % 10-20 arasında değişmektedir. İncelenen barit örneklerinde iki farklı oluşum dönemini yansıtan kuvars toplulukları ayırt edilmektedir. İri taneli kuvarslar, ya barit içinde tek kristaller veya süreksiz bantlar şeklinde dizilmişlerdir. Bu kuvars kristallerinin çoğu dalgalı sönme göstermektedir. İri kuvars kristalleri genellikle özşekilli değildir. Bunların diyajenetik veya metamorfik şartlarda geliştikleri düşünülmektedir. İnce taneli kuvarslar ise damarlar halinde şistozite yüzeylerinde gözlenmektedir. Barit zuhurlarında rekristalize barit

kristallerine eşlik eden kalsit kristalleri de bulunmaktadır (Ayhan, 1986). Damlıdere civarından alınmış bir örneğin ince kesitinde yukarıdaki özellikler kısmen ayırt edilmiştir (Şekil 4.24).



Şekil 4.24: Yönlenme Gösteren Barit(Ba), Kuvars(Qz), Kalsit (Ca)ve Serisit (ser). (Örnek No 17, + Nikol – 40X)

IV. bölge yataklarının güneyinde, harita kapsamı dışında kalan Koçtepe cevherleşmesi iki galeri ve bir açık ocak ile Başer madencilik tarafından işletilmektedir. Çoğunlukla boyalık hammadde olarak piyasaya sunulan cevher bu civardaki en kaliteli cevherlerden biridir. Yeraltında gidişi kuzeye doğru ve dalmakta, tabaka uyumlu ve şist ve kireçtaşları içinde bulunmaktadır. IV. bölgedeki diğer yataklara benzer olarak ilksel sedimanter yapılar içermektedir. Faylı yapıya uyumlu olarak kırılmış ve deforme olmuştur. Demir oksit; limonit ve hematit boyamaları ile boyanmış olan cevherin içinde galen ve diğer sülfürler gözlenmemiş olup, pirit ve siderit bulunmakta ve bu iki mineral bazı yerlerde limonite dönüşmektedir. Cevher, bejimsi beyaz renkli ve kirliliği çok azdır. İnceleme alanındaki diğer bazı cevherleşmelerde olduğu gibi yer altında bazen faylarla kesilen cevher bazı yerlerde de ötelenmiştir. Blok faylanma yapıları nedeniyle damar şekilli görülebilmektedir.

4.3.3 Cevherleşmelerin genel parajenezi

Barit; genellikle ince (0.001-1.52 mm) ve iri kristalli (1.55-5.50 mm) , öz şekilli, yarı öz şekilli, öz şekilsizdir. Baritler, çoğunlukla birincil, daha az ikincil ve nadiren de

üçüncül olarak gelişmişlerdir. İnce kristalli, baritler mikrokristalin eş taneli, iki yönlü dilinime sahip ve yönlülmelidir. Bu baritler, ilk evrede oluşmuşlardır. Bazı iri kristalli baritler, ikincil oluşum evresini temsil eder, bunlar diyajenez ile rekristalizasyon ve metamorfizma ile remobilizasyon ürünleri olup, yer yer birincil baritlere dik olarak büyümüş ve küçük damarlar şeklinde gelişmişlerdir. Porfiroblastik- granoblastik dokulu ve polisentetik ikizli olan, iri barit kristallerinde yönlüme, dalgalı sönmeler görülmektedir. Barit kristallerinin kenarları ve kırıkları boyunca diğer minerallerin ayrışma ürünü olan limonit vb. gibi ayrışma mineralleri gelişmiştir. Baritlerle birlikte fazlaca görülen muskovit ve serisit gibi metamorfizma mineralleri bazen bariti kesmiş, bazende ona paralel yönlülmüşlerdir. Bazı bölümleri yoğun ikincil kalsit toplulukları içeren baritler, daha genç kalsit damarlarıyla kesilmiştir (Ayhan, 1986). Baritler bazı yerlerde bol siderit ve pirit içerirler. Birinci ve ikinci evre baritleri tektonizmadan etkilenmişler ve kırılanmışlardır. Daha çok Dikmentepe ocağında gözlenen galen, baritle birliktelik sunmaktadır. Makro ve mikro incelemelerde galenin, cevherleşme içerisinde özşekilli, özşekilsiz kristaller halinde bulunduğu saptanmıştır. Baritin kırıkları ve boşlukları arasında gelişmiş ve bazen saçınmıştır. Bazen, sfalerit, pirit, kalkopirit minerallerini sarmış gibi görünür. Maden mikroskobu verilerine göre, galenin kenar ve kırıkları boyunca kolloform çökelimli serüzit ve anglezit bulunmaktadır. Sfalerit, galen gibi daha çok I. ve III. bölge yataklarında bulunmakta ve galen'den daha önce oluştuğu yorumlanmıştır (Cengiz ve Kuşçu, 2000). Piritler, bütün bölge yataklarında özşekilli, yarı özşekilli, özşekilsiz, nadiren özşekilli kristaller halinde yaygın olarak bulunur. Çoğunlukla kalkopiritlerle beraberlik sunmaktadır. Bakır getiriminin olduğu cevherleşmede, kovelin ve az oranda kalkozin parajeneze girmekte ve bu minerallerin varlığının kalkopiritle ilintili olduğu düşünülmektedir. Önceki araştırmacılar tarafından yapılan cevher mikroskobu çalışmalarında; sfaleritin, kalopirit ve galenin kenar ve kırıkları boyunca özşekilsiz kütleler ve damarlar halinde ve gang mineralleri içinde saçınımlı olarak az miktarda bulunduğu ve, mavimsi ve izotrop olan neodijenitin kalkopirit içerisinde sferoidal damlalar halinde ve kalkopiritin dilinim sınırları boyunca dönüşüm minerali olarak bulunduğu yorumlanmıştır (Cengiz ve Kuşçu, 2000). Limonit; makro incelemelerde genellikle boyamalar ve sıvamalar şeklinde daha az oranda hematitle bulunur. Ayrışma minerali olarak piritten, sideritten ve demirli sülfürlerden oluşur. Limonit ve hematit son evrenin ürünü olarak yorumlanmışlardır. Mangan oksitler; siyah mat, eli boyayan özellikte bazen nodüller halinde daha çok

kalkıştılar içinde dentritler şeklinde tespit edilmişlerdir. Malakit ve azuritler, I., II. ve III. no'lu bölgelerde daha fazla olmak üzere bütün bölge cevherlerinde boyamalar ve sıvamalar şeklinde parajeneze grimektedirler. Bunlar genel itibarıyla ayrışma sonucu gelişmişlerdir. Bölgede yaygın olan kalsitler, cevherlerin kırıklarında sonradan oluşmuş özşekilli ve özşekilsiz kalsitler ve cevherler ile birlikte oluşmuş özşekilli, özşekilsizdir. İkincil kalsitler, alt evre mineralleri kesen biçimde (damar ve çatlaklarda) yerleşmişlerdir. Dolomitlerin, kireçtaşları ile beraber ve onların metasomatizması ile oluştuğu düşünülmektedir. Dolomitler bölgede ilksel karbonatlardandır. Siderit dolomitten daha sonra oluşmuş zonlu yapıya sahiptir. Ayrışarak limonite dönüşür ve baritlerle beraber yaygın olarak bulunmaktadır. Kuvarlar, özşekilli yada özşekilsiz olarak kireçtaşları içerisinde diyajenetik süreçler ile ilgili olanları gözlenirken ayrıca cevherleşmeye bağlı olarak damarlar şeklinde gözlenir. Bir çok kuvars kristalinin, diyajenezin ve metamorfizmanın mobilizasyon ürünü olduğu düşünülmektedir. Mikaların oldukça yoğun olduğu kesimlerde kuvarların ezilme, uzama ve yönelmesinin oldukça kaba geliştiği gözlenir. Muskovit, birincil ve ikincil baritlerle birlikte, ince taneli özşekilsiz-özşekilli kristaller halinde ve çoğunlukla yönelimlidir. Çoğunlukla metamorfizma ile gelişmişlerdir. Serisit; baritlerle birlikte gözlenen metamorfizma mineralleridir. Yönelimli bir yapıda ince özşekilsiz taneler, pulcuklar şeklinde gelişmişlerdir. Birincil ve ikincil baritlerle birlikte bulunmaktadır. Klorit; metamorfizma minerali olarak gelişmiş ve bölgedeki kayalarda yaygın olarak bulunmaktadır. İnceleme alanında cevherleşmeye ait minerallerin olası oluşum sırası Tablo 4.2'de sunulmaktadır. Makroskopik ve mikroskopik incelemelere göre barit cevherleşmelerinin mineral birlikteliği Tablo 4.3' de sunulmaktadır.

Tablo 4.2: Minerallerin Olası Oluşum Sırası ve Parajenezi

Cevherleşme Evresi	Cevherleşme Sonrası
Galen	Muskovit
Barit	Serisit
Pirit	Klorit
Siderit	Limonit
Kuvars	Manganit
Kalsit	Barit (ikincil)
Tetraedrit	Hematit, Siderit
Kalkozin	Kuvars
Kovelin	Kalsit

Tablo 4.3: Cevherleşme Bölgelerine Ait Mineral Birlikteliği

Mineral	B		Ö	L	G	E	L	E	R			
	I.Bölge	II.Bölge	III.Bölge			IV. Bölge						
	Dikmen Tepe	Ekiz Tepeler	Cemil Yaşar.	Kızıllık Tepe	Subaşı pınarı	Kuyu -cak	Kıpçak	Baş-koyak	Yel Değirmeni	Yelli-ce	Damlı dere	
Barit	XXX	XXX	XXX	XXX	XXX	XXX	XXX	XXX	XXX	XXX	XXX	XXX
Galen	XXX		X	X	XX							
Sfalerit	X	X	X	X	X							
Pirit	X	X	XX	XX	XX	XX	X	X	X	X	X	X
Kalkopirit	X		X	X								
Kalkozin			X	X								
Kovelin	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Tetraedrit	X		X	X	X		X	X		X		
Neodijenit			X	X								
Serüzit	X			X								
Anglezit	X			X								
Malakit	X	X	X	X	X	X		X	X	X	X	
Azurit	X	X	X	X	X	X		X	X	X	X	
Limonit	X	X	X	X	X	X	X	X		X		
Hematit	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Manganit		X	X	X		X	X	X	X	X	X	X
Kuvars	X	X	X	X		X	X	X	X	X	X	X
Klasit	X	X	X	X		X	X	X	X	X	X	X
Dolomit	X		X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Siderit	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Muskovit	X	X				X	X	X	X	X	X	X
Serisit	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Klorit	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X

4.3.4. Cevherleşmelerin kimyasal özellikleri

İnceleme alanında yataklanan baritler üzerinde yapılan kimyasal analizlerde çeşitli bileşik ve element çiftleri karşılaştırılmış ve korele edilmiştir. Elde edilen sonuçlar, oluşum modeli ve mekanizmasının yorumlanmasında katkı sağlamıştır. ACME (Kanada) laboratuvarlarında yapılan kimyasal analizler; majör ve iz element değerlerini içermektedir. Yorumlamalarda önceki çalışmalarda elde edilen kimyasal analiz sonuçları ve izotop analizleri de kullanılmıştır. Tablo 4.4-4.7’ de, dört bölgeye ait cevherlerin majör ve iz elementi analiz sonuçları sunulmaktadır, ayrıca yorumlamalarda değerlendirmek için diğer araştırmacıların sonuçları da Tablo 4.8 – Tablo 4.11’ de sunulmuştur.

Bu sonuçlara göre dört bölgeye ait barit cevherleşmeleri birbirine yakın ancak, farklı kimyasal özellik sunmaktadırlar. Dikmentepe ocaklarını içeren I. bölgeyle, Kızıllıktepe, Subaşıpınarı ve Cemil Yaşar ve Ekiztepe cevherleşmelerini içeren III,

II. bölge, IV. bölge yataklarını içeren Kuyucak, Kıpçak, Yellice, Başkoyak, Yeldeğir menî tepe, Damlıdere baritlerine göre bir kısım farklılıklar içermektedir.

Tablo 4.4: I. Bölge (Dikmentepe; DT) Barit Cevherlerine Ait Örneklerin Majör ve İz Element Analizleri

Ö.no	%						Ppm						
	CaO	MgO	SrO	Fe	Zn	Pb	Cu	Cd	As	Sb	Bi	Mo	
DT1	0.3	0.8	2.3	0.8	0.8	6.2	600	300	250	100	45	45	
DT2	0.2	0.8	2.6	0.82	0.9	7.0	610	100	240	95	45	45	
DT3	0.2	0.9	3.0	0.85	1.0	6.8	590	90	250	95	40	40	
DT4	0.1	0.95	3.2	0.85	1.1	7.1	595	95	240	100	40	40	
DT5	0.25	0.8	3.1	0.8	0.8	7.1	590	100	260	90	35	40	
DT6	0.15	0.85	3.1	0.8	1.0	8.2	600	110	260	95	45	45	
DT7	1.25	0.8	3.0	0.75	1.0	9.1	610	110	260	100	50	40	
DT8	0.25	0.8	3.1	0.85	1.1	6.2	590	95	260	95	45	35	
DT1*	0.4	0.65	2.3	0.7	1.0	2.1	170	70	300	70	30	30	
DT2*	0.5	0.65	1.9	0.68	0.9	2.0	180	60	310	75	35	30	
DT3*	0.5	0.7	2.2	0.74	0.9	2.8	185	70	300	60	35	25	
DT4*	0.4	0.7	2.0	0.72	0.9	2.1	185	65	320	65	30	30	

*: ikincil oluşumlar

Tablo 4.5: II. Bölge (Ekiz Tepeler; BE, KE) Barit Cevherlerine Ait Örneklerin Majör ve İz Element Analizleri

Ö.no	%						Ppm						
	CaO	MgO	SrO	Fe	Zn	Pb	Cu	Cd	As	Sb	Bi	Mo	
BE1	0.9	0.5	3.0	0.7	0.6	2.0	550	80	175	85	95	60	
BE2	0.9	0.5	4.0	0.7	0.6	2.0	550	75	185	85	95	60	
BE3	1.0	0.6	2.8	0.6	0.6	2.0	500	85	180	87	95	65	
BE4	1.05	0.5	2.8	0.6	0.5	1.9	575	90	175	87	90	65	
KE1	0.85	0.45	3.2	0.6	0.5	1.9	550	70	170	82	90	70	
KE2	0.85	0.5	2.7	0.7	0.6	1.8	575	75	170	82	95	65	
KE3	0.8	0.45	3.4	0.7	0.6	2.0	575	85	165	86	95	60	
KE4	0.9	0.5	3.3	0.6	0.7	2.1	500	90	190	87	85	60	
BE1*	0.8	0.6	2.2	0.5	0.45	0.8	160	90	160	75	65	45	
BE2*	0.75	0.6	2.1	0.7	0.3	0.9	150	95	150	70	70	50	
KE1*	0.7	0.65	2.5	0.6	0.4	0.7	155	90	155	75	70	55	
KE2*	0.6	0.6	2.3	0.4	0.45	0.9	155	80	160	72	70	50	

*: ikincil oluşumlar

IV. bölge ocaklarından alınan örnekler üzerinde yapılmış kimyasal analizlerde fazla kurşun ve çinko içeriği tespit edilemezken, alanın kuzeybatısını içeren başta I, III. bölge olmak üzere Pb oranlarında bariz bir artış görülmüştür. Zn değerlerinde ise, daha az miktarda artış gözlenmiştir. Barit yataklarındaki Pb içeriği, IV.bölgede ortalama % 0.45 iken, I., III. bölgede % 9 Pb' dir. Cengiz ve Kuşçu (2002)' nun sonuçlarına göre, bu düzey % 9-18 arasında değişmektedir. Benzer ilişki SrO değerlerinde de vardır. I, II, III no'lu bölgelerde SrO değerleri, IV. bölgedeki yatakla

rın SrO değerlerine göre daha yüksektir. IV. bölge baritlerindeki SrO içeriği ortalama yaklaşık % 1.3 seviyelerinde iken, I., II. ve III. bölgelerde bu değer yaklaşık % 3.0 'tür.

Tablo 4.6: III. Bölge, Kızıllıktepe (KT), Subaşıpınarı (SP), Cemil Yaşar (CY) Barit Cevherlerine Ait Örneklerin Majör ve İz Element Analizleri

Ö.no	%						Ppm					
	CaO	MgO	SrO	Fe	Zn	Pb	Cu	Cd	As	Sb	Bi	Mo
SP1	0.7	0.9	4.2	0.8	0.7	4.5	700	75	190	120	115	90
SP2	0.7	0.9	4.1	0.8	0.7	4.5	710	70	190	110	110	95
SP3	0.65	1.0	4.6	0.8	0.6	5.6	700	72	195	120	120	90
CY1	0.85	0.95	4.3	0.7	0.7	3.6	720	70	195	110	110	95
CY2	0.9	0.9	4.5	0.7	0.6	4.5	720	68	185	120	110	90
CY3	1.0	0.95	4.3	0.8	0.7	4.5	710	72	185	125	115	85
KT1	0.7	0.85	4.7	0.85	0.8	4.6	700	74	190	125	115	80
KT2	0.7	0.9	4.1	0.85	0.8	4.5	710	68	180	120	115	95
SP1*	0.6	1.2	3.5	0.72	0.6	2.5	180	55	200	80	90	75
SP2*	0.6	1.1	3.6	0.74	0.6	2.5	180	60	210	90	80	70
KT1*	0.5	1.2	3.3	0.7	0.5	1.4	190	60	190	95	80	70
KT2*	0.6	1.25	3.5	0.7	0.6	1.5	190	85	210	90	85	75

*: ikincil oluşumlar

Tablo 4.7: IV. Bölge, Kuyucak (Ku), Kıpçak (K), Yellice (YC), Başkoyak (BK), Barit Cevherlerine Ait Örneklerin Majör ve İz Element Analizleri

Ö.no	%						Ppm					
	CaO	MgO	SrO	Fe	Zn	Pb	Cu	Cd	As	Sb	Bi	Mo
YC1	0.8	0.05	0.8	0.8	0.4	0.2	400	25	100	65	80	45
YC2	1.0	0.08	1.2	0.7	0.55	0.5	450	45	120	75	70	40
K1	0.7	0.04	1.6	0.9	0.35	0.4	400	36	110	70	70	45
K2	0.8	0.02	1.4	0.95	0.35	0.5	375	37	95	60	85	45
K3	0.9	0.03	1.0	0.75	0.5	0.5	390	15	95	65	65	35
KU2	1.0	0.08	1.1	0.8	0.3	0.2	350	28	100	60	90	38
KU2	0.7	0.03	0.8	0.75	0.35	0.4	400	35	110	65	90	45
KU3	0.7	0.03	1.4	0.75	0.4	0.9	425	40	115	65	85	45
BK1*	0.6	0.07	1.0	0.7	0.3	0.6	85	10	100	60	75	40
YC1*	1.0	0.08	0.5	0.7	0.4	0.5	80	30	90	50	70	30
YC2*	0.8	0.06	0.9	0.6	0.3	0.5	85	40	85	55	70	35
K1*	1.1	0.05	0.8	0.65	0.3	0.6	90	45	85	50	75	40

*: ikincil oluşumlar

Önceki çalışmalarda SrO içeriği Hüyük kuzeyinde ortalama % 1.34 ve I., II.ve III. bölgelerde ise ortalama % 2.04' dür (Cengiz ve Kuşçu, 2002). IV. bölge yataklarında ortalama SrSO_4 değerleri; Başkoyak'ta % 0.32, Yellice' de % 0.39, Kuyucak' ta % 2.20, Damlıdere' de % 2.32, olarak bulunmuştur (Tablo 4.8). Tablolarda görüldüğü gibi CaO genel olarak IV. bölgede daha fazla bulunmasına karşılık I., II.ve III. bölgelerden pek farklı değildir. Cemil Yaşar ocaklarından alınmış bir örnek üzerinde

bu değer % 10 iken, CaO'in ençok bulunduğu Yellice yatağında bu değer % 20.3 bulunmuştur (Ayhan, 2001).

Tablo 4.8: IV. Bölgeye Ait Bazı Barit Yataklarında Major Oksit Değerleri (Ayhan, 2001)

Barit Yatağı	Değer. (%)	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	BaSO ₄	SrSO ₄	CaO	MgO	Top.
		(Toplam)							
	Ort.	1.71	0.38	Saptanmadı	96.77	0.32	0.03	0.01	99.22
Başkoyak	Min.	0.03	0.07	saptanmadı	86.65	0.15	0.01	0.01<	-
	Maks	8.62	1.21	saptanmadı	99.36	0.77	0.24	0.01	-
	Ort.	2.04	0.48	Saptanmadı	91.76	2.20	2.50	0.01	98.99
Kuyucak	Min.	0.50	0.08	saptanmadı	81.04	1.36	0.77	0.01<	-
	Maks	7.25	1.66	saptanmadı	95.76	2.94	6.53	0.05	-
	Ort.	0.99	0.33	Saptanmadı	92.04	0.39	3.46	0.05	97.26
Yellice	Min.	0.01<	0.01<	saptanmadı	61.80	0.01<	0.01	0.01<	-
	Maks	2.32	3.11	saptanmadı	99.53	1.28	20.3	0.90	-
	Ort.	0.65	0.06	saptanmadı	93.50	1.55	3.35	0.06	99.17
Koçtepe (inceleme alanı dışı)	Min.	0.40	0.01<	saptanmadı	72.15	1.12	0.01<	0.01<	-
	Maks	1.65	0.08	saptanmadı	99.10	2.33	10.8	0.70	-
	Ort.	0.45	0.10	0.90	82.15	1.82	6.65	0.09	92.26
Geri (inceleme alanı dışı)	Min.	0.40	0.05	0.01<	67.64	1.74	0.01<	0.01<	-
	Maks	0.50	0.15	1.84	95.13	1.94	15.4	0.10	-
	Ort.	1.75	0.08	0.65	90.48	2.32	2.17	0.02	97.50
Damlıdere	Min.	0.10	0.01<	0.01<	68.50	2.00	0.01<	0.01<	-
	Maks	2.50	0.10	1.32	93.60	2.71	5.40	0.03	-

MgO, CaO ile paralel bir dağılıma sahip olup, IV. bölgede CaO'e paralel olarak % 0.05-0.08' lik değerler gösterir. I, II, III no'lu bölge cevherlerindeki MgO değeri, güneydeki yataklarla yaklaşık benzerdir. IV. bölgede BaO içeriği % 41.71 ile % 64.5 arasında iken, I., II. ve III. bölgelerde bu değer % 33.51 ile % 63.10 arasında değişmektedir (Tablo 4.9). Ortalama BaSO₄ içeriği; Başkoyak cevherlerinde, % 96.77, Kuyucak' ta % 91.76, Yellice'de % 92.04, Damlıdere % 90.48 (Tablo 4.8) olarak saptanmıştır. Tablo 4.10'da yankayalardaki major oksit değerleri ve Tablo

4.11' de bazı iz element değerleri sunulmaktadır. IV. bölgede yankayaçlarındaki BaO değeri % 0.02 ile % 0.21 arasında bulunmuş oldukça yüksektir (Tablo 4.10). Çeşitli araştırmacılar tarafından değişik zamanlarda dünyanın değişik bölgelerinde kireçtaşı ve dolomitler üzerinde yapılmış Pb-Zn analizlerinde; ortalama Pb, 5 ppm ve ortalama Zn ise 20 ppm bulunmuştur (Wedepohl, 1979). İnceleme alanındaki yankayaçlardan, Cengiz ve Kuşçu (2002), tarafından bulunan 300 ve 200 ppm' lik Pb-Zn değerleri, Wedepohl (1979)' tarafından bulunan değerlerin çok üzerindedir.

Tablo 4.9: I., II. ve III. Bölge Barit Cevherlerine Ait Major Oksit Değerleri (%)
(Cengiz ve Kuşçu, 2002)

I,II,III. Bölgeler Yatak adı	Örn. No	BaO	SrO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
Kızıllık T.	YP-15	59.31	2.73	2.03	0.13	0.25	0.01	0.5	0.84	<0.04	<0.01	0.01	0.08
	YP-17	52.41	-	0.04	0.11	0.37	0.01	0.03	0.20	0.015	0.04		
	Art Ort	55.86	-	1.04	0.12	0.31	0.01	0.26	0.52				
	C-2	51.79	1.98	9.57	0.29	0.11	0.02	0.15	0.30	0.04	<0.01	0.02	<0.01
Subaşı	YP-9	56.87	3.05	8.20	0.31	0.54	0.01	0.61	0.98	0.08	<0.01	0.05	<0.01
	YP-9a	53.39	4.48	0.43	-	0.03	0.05	0.005	0.77				
	Art Ort	52.95	3.16	6.7	0.30	0.23	0.03	0.26	0.68	0.06		0.035	
	CY-5	57.79	-	0.68	0.06	0.96	0.01	0.03	1.00	0.017	1.23		
Cemil	YP-3	63.10	-	0.56	0.06	0.05	0.01	0.09	0.22	0.009	0.030		
	YP-5	60.74	-	0.84	0.03	0.09	0.01	0.05	0.36				
	YP-6	62.03	1.86	1.50	0.06	0.21	0.003	0.003	0.20				
	YP-7	43.44	1.71	9.40	0.14	0.91	0.08	2.27	10.06	<0.04	0.02	0.04	0.18
Yaşar	YP-8	35.03	1.31	1.10	0.22	0.29	<0.01	0.06	0.18	0.06	0.02	0.05	0.15
	YP-8a	60.11	2.37	0.04	0.09	0.13	0.01	0.13	0.24	0.022	0.028		
	Art Ort	54.75	1.81	2.03	0.09	0.38	0.02	0.38	1.75	0.027	0.266	0.05	0.16
	DT-6	5.52	0.27	0.50	0.12	0.11	<0.01	<0.01	0.08	<0.04	0.05	<0.01	0.20
Dikmen T	YP-11	33.51	0.63	3.59	0.12	0.22	<0.01	<0.01	0.19	<0.04	<0.01	0.14	0.14
	YP-11b	-	-	0.68	0.09	0.09	0.01	0.07	0.18	0.010	0.030		
	Art Ort.	19.5	0.45	1.58	0.11	0.14	0.01	0.07	0.15		0.04	0.14	0.17
	TOPLAM	49.27	2.04	2.68	0.16	0.27	0.02	0.24	0.78	0.073	0.12	0.06	0.14

4.3.4.1 Element dağılımları

İnceleme alanındaki baritlere ait iz element içeriği değişken olmakla birlikte, I, II, III no'lu bölgelerde, IV no'lu bölgeye göre, iz element düzeyleri açısından farklılık vardır. I., II. ve III. bölgelerdeki yataklarda genel olarak kurşun elementi, galenin fazla olmasıyla artarmakta iken, IV. bölgede kurşun değeri sıfıra yaklaşmaktadır. Çinko değerleri; IV. bölge yataklarında, I., II. ve III. bölgelere göre azalmıştır (Tablo 4.4-4.7). Dikmen tepe ocağında % 7-9 oranları arasındaki kurşun içeriği IV. bölgedeki ocaklarda yaklaşık % 0.2' ye düşmektedir.

Tablo 4.10: Seydişehir Fillitlerindeki Major Oksit İçeriği (Ayhan, 2001)

OKSİTLER(%)	RB-1	RB-2	RB-4	RB-6	RB-8	RB-11	RB-12	RB-19
SiO ₂	61,35	61.08	51.99	61.30	56.53	53.85	60.70	35.79
TiO ₂	1.09	1.1	1.35	0.87	1.06	1.17	Bdl	0.19
Al ₂ O ₃	23.62	18.4	25.5	18.90	22.24	24.9	21.26	3.08
Fe ₂ O ₃	5.13	9.26	10.36	4.20	9.92	8.39	5.19	0.42
MnO	0.01	0.03	0.03	0.01	0.02	0.03	0.02	0.04
MgO	1.72	3.97	3.43	1.24	4.19	3.62	2.09	1.36
CaO	bdl	0.4	0.39	Bdl	0.29	0.59	Bdl	51.35
Na ₂ O	1.76	1.72	1.37	1.69	1.58	0.128	2.20	1.17
K ₂ O	2.35	2.97	4.34	1.63	3.7	5.38	1.75	2.96
P ₂ O ₅	0.15	0.25	0.09	0.11	0.14	0.13	0.17	0.11
BaO	0.05	0.09	0.21	0.05	0.12	0.13	0.05	0.02
SrO	0.03	0.01	0.02	0.05	0.01	0.01	0.03	0.02
SO ₂	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02
CO ₂	0.26	0.20	0.43	0.66	0.50	0.50	0.22	0.30
TOPLAM	97.28	99.30	99.53	90.74	100.33	99.70	94.86	96.83

Tablo 4.11:Yankayaçlara Ait İz Element İçeriği (%) (Cengiz ve Kuşçu, 2002)

BÖLGE	Kayaç adı	Öm.no	Ba	Sr	Pb	Zn	Cu	Cd
(IV. böl.)	Hüyük kuzeyi sahası Kalkışist	K-21	<0.5	--	--	--	0.001	--
	Kalkışist	K-22	--	--	0.07	0.31	0.04	0.003
	Kireçtaşı	K-13	--	--	0.04	0.20	0.01	0.002
	Kuvarsserizitışist	S-16	--	--	2.61	0.31	0.78	0.021
	Kireçtaşı	S-2	--	--	0.03	0.02	0.002	0.001
Ç.saray.(I, II,III böl.)	Kireçtaşı (ort)	C-1	<0.49	0.24	0.03	0.02	0.02	<0.001

Kuzeydeki yataklarda Zn düzeyi yaklaşık % 1 oranında gözlenirken, IV. bölgede bu elementin oranı yaklaşık % 0.4' e düşmektedir. Cu değerleri; I., II., ve III. bölgelerde, IV. bölgedeki değerlere göre daha yüksektir. IV. bölgede Cu oranı 80-400 ppm arasında bulunurken, I, II, III no'lu bölgelerde bu değer 185-700 ppm gibi daha yüksek değerlere ulaşmaktadır. Cd değerleri; Kuyucak, Kıpçak gibi yataklar başta olmak üzere IV. bölgede genelde 15-65 ppm arasında değişmektedir. Dikmentep ve Kızıllıktepe barit cevherlerinde bu değer, 300 ppm' e kadar çıkmaktadır. As değerleri; IV. bölgedeki baritlerde 95-120 ppm civarında iken I., II. ve III. bölgelerdeki barit yataklarında 160-260 ppm arasındadır. Fe içeriği; dört bölgedeki barit yataklarında da ortalama % 0.6-0.95 değerleri ile yaklaşık benzerdir. Fe değerleri nispeten yüksek olmakla beraber bazı örneklerde fazlaca değişkendir. Ag içeriği; barit içindeki galenlerde tespit edilmiştir (Cengiz ve Kuşçu, 2002). IV. bölgeye ait ocaklarda yaklaşık ortalama 0.696 gr/ton Ag içeriği, kurşun konsantrasyonunun arttığı I., II. ve III. bölgede yaklaşık ortalama 9.816 gr/ton'a yükselmiştir. Ag, en çok galen içeren Dikmentep ocağında 32.88 gr/ton ile maksimum bir değer sunmaktadır. Cevherleşmelerde Pb, Zn, Cu, Cd, Ni, Co, Ag, As, Sb, Bi gibi iz elementler tespit edilmiştir. Buna göre özellikle Pb, Zn, Cu, Cd, Ag ve As gibi iz elementlerin miktarında I., III. ve II. bölgelerde artış görülmektedir.

4.3.4.2 Baritlerle ilgili element korelasyonları

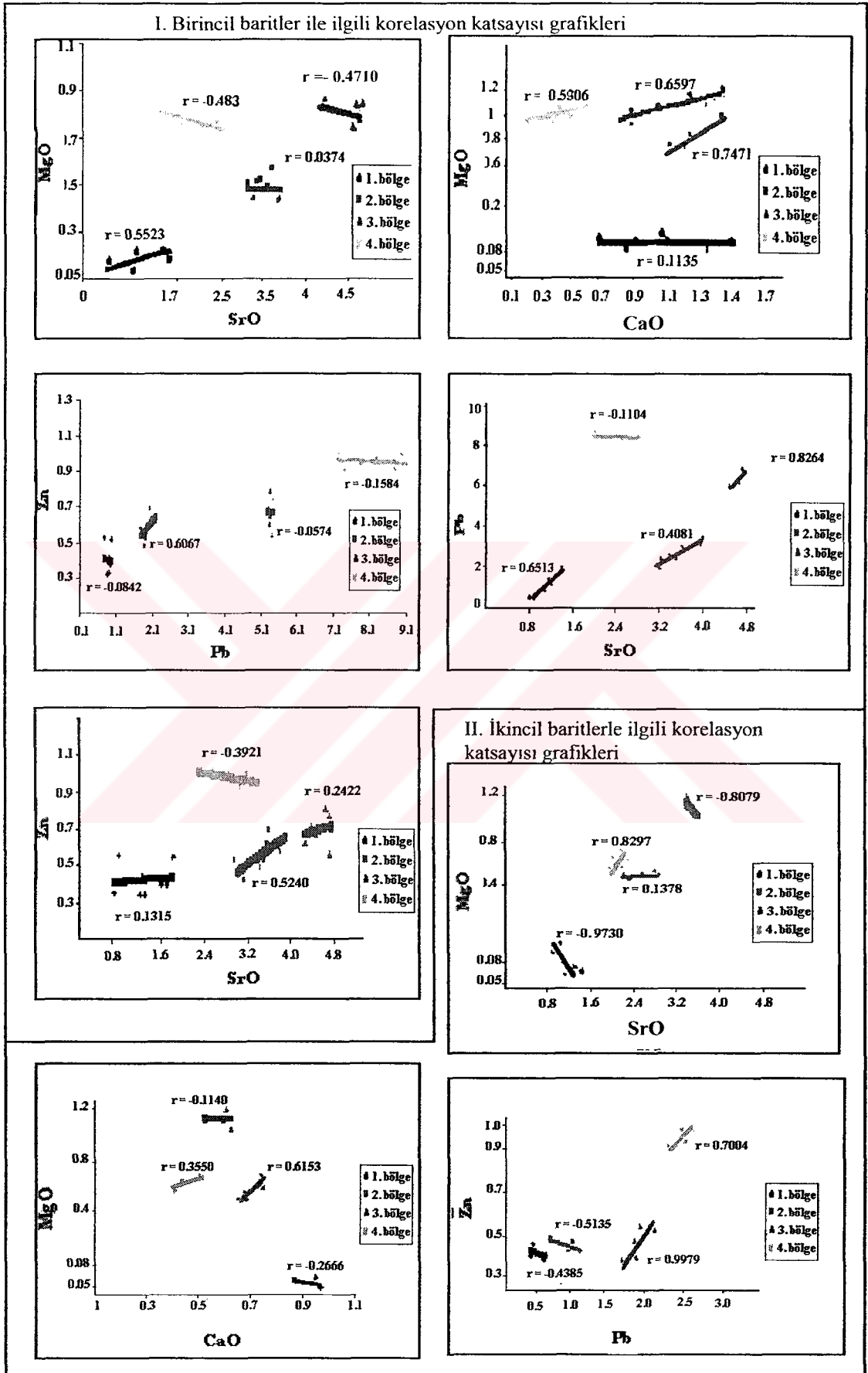
Tablo 4.4-4.7'de verilmiş, major ve iz elementlere ait değerlerin bölgeler bazında korelasyon katsayıları Tablo 4.12' de sunulmaktadır.

Element ilişkilerinin birbirine göre değerlendirebilmek için elde edilen korelasyon katsayıları ile, bazı element çiftlerinde kuvvetli ve zayıf ilişkiler saptanmıştır. Bu korelasyon katsayılarının kısıtlı sayıda da olsa cevherleşmeyi temsil ettiği düşünülmektedir. Belirgin olan, orta ve kuvvetli ilişkilere ait grafikler aşağıda sunulmaktadır (Şekil 4.25). Dikmentep cevherleşmelerini içeren I. bölgede en belirgin pozitif ilişki Pb ile SrO ve Zn ile CaO arasında görülmektedir. MgO ile SrO ve Pb arasındaki ilişki de orta pozitifdir. İkincil baritlerde ise yine Pb ile SrO arasında kuvvetli pozitif ilişki Pb-CaO arasında ise orta pozitif bir ilişki vardır. Büyük ve Küçük Ekiztepeleri içeren II. bölgede MgO-CaO, Pb-Zn çiftleri arasındaki ilişki orta-kuvvetli pozitif ve Pb-SrO, Zn-SrO arasındaki ilişki ise orta pozitifdir. II. bölge ikincil baritlerinde ise, Zn-SrO ,Zn-CaO, MgO-CaO, CaO-SrO çiftlerinde kuvvetli

pozitif ilişki vardır. Cemil Yaşar, Subaşıpınarı, Kızıllıktepe baritlerini içeren III. bölgede Pb-SrO ve MgO-CaO arasında kuvvetli pozitif ilişki, MgO-Zn arasında ise orta pozitif ilişki bulunmaktadır. İkincil cevherlerde ise Pb-Zn, Pb-CaO, Zn-CaO çiftleri arasında kuvvetli, CaO-SrO arasında ise orta pozitif ilişki vardır. Dinek güneydoğusunu içeren IV. bölgede MgO-Pb ve MgO-CaO çiftleri arasında orta-kuvvetli pozitif ilişki vardır. İkincil baritlerde, MgO-SrO, Pb-Zn arasında kuvvetli pozitif ilişki bulunmaktadır (Şekil 4.25).

Tablo 4.12: Cevherleşme Bölgelerine Ait Majör ve İz Elementleri Arasındaki Korelasyon Katsayıları (Kıran, 2004)

I.Bölge		SrO	CaO	Zn	Pb
MgO	1.cil	+0,5523	+0,1135	-0,2551	+0,4844
	2.cil	-0,9730	-0,2666	+0,0754	-0,9281
Pb	1.cil	+0,6513	-0,0866	-0,0842	
	2.cil	+0,9832	+0,5941	-0,4385	
Zn	1.cil	+0,1315	+0,7594		
	2.cil	-0,2767	-0,9126		
CaO	1.cil	+0,1634			
	2.cil	+0,4805			
II.Bölge		SrO	CaO	Zn	Pb
MgO	1.cil	+0,0374	+0,7471	+0,1090	+0,08
	2.cil	+0,1378	+0,6153	+0,2236	-0,2983
Pb	1.cil	+0,4091	-0,4085	+0,6067	
	2.cil	-0,0916	-0,2151	-0,5135	
Zn	1.cil	+0,5240	-0,4544		
	2.cil	+0,9011	+0,8264		
CaO	1.cil	-0,4289			
	2.cil	+0,8654			
III.Bölge		SrO	CaO	Zn	Pb
MgO	1.cil	-0,4710	+0,6596	+0,4342	-0,3748
	2.cil	-0,8079	-0,1140	+0,1378	+0,0748
Pb	1.cil	+0,8264	-0,1024	-0,0574	
	2.cil	+0,2507	+0,9813	+0,9979	
Zn	1.cil	+0,2422	-0,3464		
	2.cil	+0,2	+0,9676		
CaO	1.cil	-0,2687			
	2.cil	+0,4215			
IV.Bölge		SrO	CaO	Zn	Pb
MgO	1.cil	-0,4881	+0,5906	-0,2941	+0,6458
	2.cil	+0,8297	+0,3660	-0,7897	-0,2711
Pb	1.cil	-0,1104	-0,2817	-0,1584	
	2.cil	+0,2657	+0,1523	+0,7004	
Zn	1.cil	-0,3921	+0,2837		
	2.cil	-0,3185	-0,4675		
CaO	1.cil	-0,3132			
	2.cil	+0,2336			



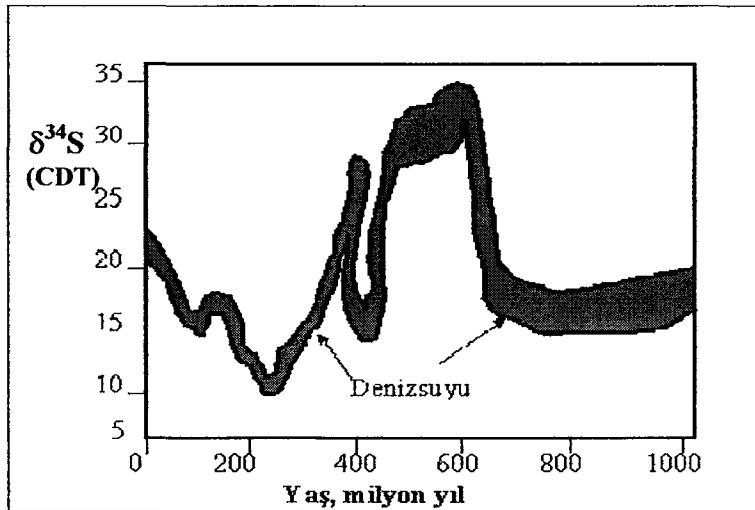
Şekil 4.25: Birincil ve İkincil Baritlerin Korelasyon Eğrileri (Kıran, 2004)

Kimyasal özellikleri belirlenmiş dört bölgeye ait cevherleşmelerde bazı pozitif ilişkiler gözlenirse de bariz olarak sürekli kuvvetli pozitif ilişkilere rastlanmamıştır. Bazı element çiftlerinde görülen pozitif korelasyonlar değişken kalmış ve daimi bir özellik sunmamıştır. Bu durumun, cevherleşme ortamının çoğun değişken olan özelliklerine bağlı olduğu, indirgeyici ve yükseltgeyici şartların değişkenliğinin de bunda etkili olduğu düşünülmektedir.

4.3.4.3 Kükürt izotopu incelemeleri

İzotop ayrışmasının nedeni; molekül veya kristal yapısında bulunan ağır ve hafif atomların titreşim frekanslarındaki farklılıklardır (Faure, 1986). Ağır atomların titreşim frekansı hafif izotoplara göre düşük olduğundan diğer atomlarla bağları güçlü olmaktadır (Kaplan ve diğ., 1963 ; Hoefs, 1997).

İnceleme alanını karakterize eden 9 ayrı lokasyondan alınan barit örneklerine ait S^{34} izotopu analizleri, İndiana Üniversitesi (Bloomington/USA) Jeoloji bölümünde yapılmış ve bu çerçevede cevherleşme mekanizması irdelenmiştir. Birçok deniz tabanında oluşmuş barit yataklarında sülfürün izotopik değeri oluştuğu zaman dilimindeki deniz suyu sülfatına benzerdir. Deniz suyu sülfatının Paleozoik öncesindeki $\delta^{34}S$ içeriği yaklaşık 10 ile 30 permil (CDT) arasında olmuştur. Alt Paleozoik değerleri ‰ 15-35 arasındadır (Şekil 4.26). Kambro-Ordovisiyende deniz suyu sülfatının maksimum $\delta^{34}S$ değeri ‰ 25-35 dir. Bu değerler barit cevherlerinin ölçülen yüksek $\delta^{34}S$ değerleri ile uyumludur.



Şekil 4.26: Deniz Suyunda Kükürt İzotop Değerlerinin Zamana Bağlı Değişimi (Hanor, 2000)

Bu çalışmada yapılmış izotop analizlerinden elde edilen $\delta^{34}\text{S}$ değerleri ise, Tablo 4.13'de diğer araştırmacıların sonuçları ile birlikte verilmiştir. Dünyadaki ve Türkiye'deki bazı barit yataklarının oluşum şekli, yankayacı, minerallerine göre kükürt izotopu değerleri Tablo 14'de verilmektedir. Bu değerler inceleme alanındaki kükürt izotopu değerleriyle yaklaşık uyum içindedir.

Tablo 4.13: İnceleme Alanı Baritlerine Ait Kükürt İzotopu Değerleri

LOKASYON	ÖRNEK NO	İSMİ	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)
Cemil Yaşar Oc.	CY11	Barit	21.495
Dikmentepe Oc.	DT12	Barit	8.479
Dikmentepe Oc.	DT24	Barit	3.038
Dikmentepe Oc.	DT36	Barit	26.876
Kızıllık T. Oc.	KT13	Barit	10.903
Kızıllık T. Oc.	KT25	Barit	14.685
Başkoyak Oc.	BK17	Barit	29.412
Kuyucak Oc.	KU18	Barit	30.179
Kıpçak Oc.	KI 29	Barit	30.253
Başkoyak (Ayhan, 2001)	(1, 2)	Barit	29.4 – 30.2
Yellice (Ayhan, 2001)	(3, 4)	Barit	29.2 – 30.7
Koçtepe (Ayhan, 2001)	(5, 6, 7)	Barit	27.6 – 31.6
Koru Oc. (Cengiz ve Kuşçu, 2002)	-	Barit	30.400
Kızıllık T Oc. (Cengiz ve Kuşçu, 2002)	-	Barit	29.245
Dikmen T Oc. (Cengiz ve Kuşçu, 2002)	-	Barit	28.500
Dikmen T Oc. (Cengiz ve Kuşçu, 2002)	-	Galen	13.960

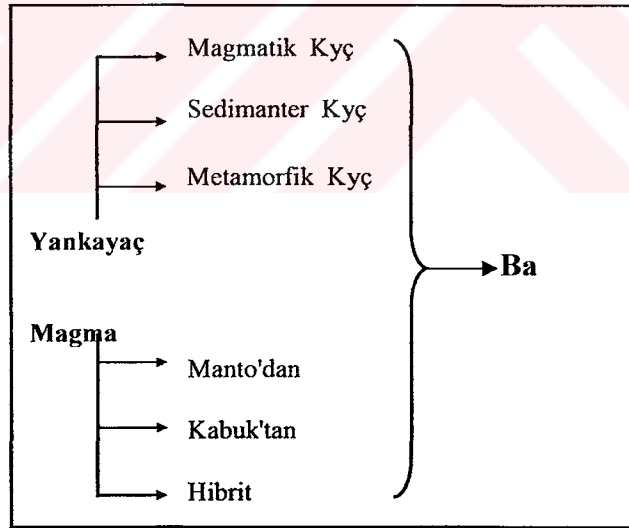
Tablo 4.14: Dünya'daki Bazı Barit Yataklarının Oluşum Şekli, Yankayacı ve Minerallerine Göre ^{34}S İzotopu Dağılımı (Cengiz ve Kuşçu, 2002)

YATAK ADI	OLUŞUM ŞEKLİ	YAN KAYAÇLARI	MİNERAL	$\delta^{34}\text{S}$ (CDT)
Monte Tasua	Stratiform	Kireçtaşı-Dolomit	Barit	31.1
Arcu Sa Gruxi	Stratiform	Kireçtaşı	Barit	28.8
Nebida, Phaff 2 mağarası	Karst	Kireçtaşı	Barit	25.8
Monteponi, congiaus	Karst	Kireçtaşı	Barit	19.6
Campumari	Damar	Puding	Barit	21.6
Su Benatzu	Plaser	Dolomit	Barit	19.7
SE Sardina-İtalya	Damar	Kumtaşı	Barit	14-21.9
Monte Tasua	Stratiform	Kireçtaşı-Dolomit	Galen	19.6
Arcu Sa Gruxi	Stratiform		Galen	12.8
Hüyük-Doğanhisar (Cengiz ve Kuşçu, 2002)	Stratiform	Kireçtaşı	Barit	30.15
Hüyük-Konya (Ayhan, 2001)	Stratiform	Kireçtaşı, kalkşist	Barit	29.2-30.7

İnceleme alanı cevherleşmeleri, genelde ağır kükürt izotopu değerine sahip olmakla birlikte Dikmentepe ve Kızıllıktepe cevherlerinden alınan örneklerde ‰ 3.038, ‰ 8.479, ‰ 10.903, ‰ 14.685 gibi, nispeten daha düşük değerler de bulunmuştur. Kuyucak, Başkoyak, Kıpçak baritlerinden elde edilen yüksek kükürt izotopu değerleri, Ayhan (2001) ve Cengiz ve Kuşçu (2002)'nın çalışmalarında buldukları izotop değerleriyle uyumludur (Tablo 4.13).

4.3.5 Barit oluşumu ve köken tartışması

İnceleme alanındaki cevherleşmelerinin kökenini irdelemek için, buraya kadar yapılmış makro ve mikro ölçekte arazi çalışmaları, literatür çalışmaları, jeokimyasal çalışmalar birlikte değerlendirilmiştir. Barit oluşumunda; kimyasal konsantrasyon, su turbulensi, bakteri faaliyeti, çözelti hacmi, kayacın yüzey alanı, yankayacın porozitesi ve permeabilitesi gibi faktörler oldukça önemlidir. (Dejonghne, 1990 ; Frimmel, 1991). İnceleme alanı baritleri, baryum kaynağı açısından şekil 4.27'de ifade edildiği gibi magma veya yankayaç kaynaklı olabilir.



Şekil 4.27: Ba⁺² İyonunun Getirildiği Kaynaklar

Alandaki baritlerde kükürt kaynağı; magma, yankayaç veya denizsuyundan ileri gelebilir. Makro özellikleri açısından cevherleşme, deniz altı barit yataklanmalarının farklı bir tipini oluşturur. Barit cevherlerinin yankayacı sedimanter ve metamorfik özelliktedir. İnceleme alanındaki I, II, III no'lu cevherleşmeler, güneydeki IV. bölge cevherlerinden bazı farklar içerirler. Başta Dikmentepe cevherleşmesi (I. Bölge) olmak üzere, sırasıyla III., II. bölgelerde kurşun değerleri IV. bölgedeki

cevherleşmelere göre daha fazladır. Buna göre; kurşunun, ya bir sıcak kaynak (hot spring) yoluyla iç kaynaklı olarak getirildiği, yada yankayaçlardaki kurşun değerinin de fazla düzeyde olması (Cengiz ve Kuşçu, 2002) nedeniyle, formasyon suları ile getirilip, indirgen ortam şartlarında H_2S ile tepkimeye girdiği ve galenin oluştuğu düşünülmektedir.

Çinko değerleri de kurşun kadar bariz olmasa da, yine I., II. ve III. bölgelerde nispeten yüksek düzeydedir. Sfalerit bu bölgelerde, IV. bölgeye göre daha fazla bulunmaktadır. Sfalerit, galene kıyasla oldukça az oranda görülmekte ve bir kısmı da ayrışmaktadır. Korelasyon ilişkilerine göre, I., III. ve IV. bölge cevherlerinde kurşun, çinko'dan bağımsız olarak hareket etmektedir.

Cevherlerdeki SiO_2 içeriği çoğunlukla yankayaç bileşimine bağlıdır. En yüksek SiO_2 değerleri; Subaşıpınarı, Kızıllıktepe, Cemil Yaşar, Başkoyak, Kuyucak, Kıpçak, Damlıdere yataklarında bulunmuştur. Dört bölgede de, makroskopik olarak baritlerle birlikte senjenetik olarak oluşmuş kuvars kristalleri görülmektedir. Silis, sadece yankayaç içindeki silikat minerallerinden ve metamorfizma ürünü olmayan birincil kuvarslardan gelmeyip, aynı zamanda diyajenez ve metamorfizma reaksiyonları ile oluşan ikincil kuvarslardan gelmektedir. Ortamdaki serbest kuvarsın baritteki silis oranını arttırdığı da savunulmaktadır (Dia ve diğ., 1993). Ayhan (2001), Cengiz ve Kuşçu (2002) tarafından yapılmış kimyasal analizlerdeki SiO_2 değerleri birbirlerine benzer bulunmuştur. Baryum taşıyan sıvıların SiO_2 açısından değerlendirilmesi zor olmakla birlikte, başka sıvılarla karışmamış cevher taşıyan sıvıların, SiO_2 açısından yaklaşık homojen olduğu düşünülmektedir. SrO değerleri IV. bölge cevherlerinde I., II. ve III. bölgelere göre daha düşük değerler almaktadır. Bütün bölgelerde nispeten daha az gözlenen ikincil cevher stronsiyum değerlerinin diyajenetik işlevlerle ilgili olabileceği düşünülmektedir.

En yüksek ortalama $SrSO_4$ değeri, Damlıdere (% 2.32), Kuyucak (% 2.20)'tadır. Pelitik şistlerdeki barit tabakalarının $SrSO_4$ içeriği, kireçtaşları içindekilerden daha azdır. Sedimanter baritler, başka kökenli baritlerle karşılaştırıldığında $SrSO_4$ değerleri oldukça düşüktür (Ayhan, 2001). Dikmentepe yatağında SrO ile Pb ve MgO pozitif ilişkiliyken, Ekiztepe cevherlerinde (II. Bölge), SrO, Pb ve SrO, Zn arasında pozitif ilişki vardır. Kızıllıktepe yatağında SrO, Pb ile kuvvetli pozitif ilişkiliyken, Başkoyak, Yellice, Kuyucak, Kıpçak yataklarında dikkate değer bir

ilişki gözlenmemektedir. IV. bölge barit yataklarının CaO kapsamalarının kuzeydeki yataklara göre daha yüksek olması; CaCO_3 'ün metamorfizma süreci sırasındaki mobilizasyonu ile ilintilidir (Stanton, 1972). Barit çökelişiminin yer yer kesintilere uğrayarak kalsit çökelişiminin artması ve diyajenez ve metamorfizma sırasında CaCO_3 'lü çözeltilerin taşınması ile barit tabakalarının kırıklarına kalsitlerin yerleşmesiyle CaO konsantrasyonu artmıştır (Ayhan, 1986). Baritler içindeki CaO varlığı, yankayacın kimyasından veya Ba^{+2} taşıyan çözeltilerin içinden geçtiği Ca'ca zengin kayalardan kaynaklanabilir. CaO içeriği; barit tabakaları içindeki ritmik kalsit bantları, diyajenez ve metamorfizma sırasındaki yüksek kalsit mobilizasyonu ile ilişkilidir (Ayhan, 2001). Genel olarak bakıldığında CaO ve MgO pozitif korelasyon ilişkisi sunmaktadır. MgO kaynağının, alandaki dolomitleşme ve metamorfizma prosesleri ile ilgili olduğu düşünülmektedir.

BaO tenörü, sülfat minerallerin daha az bulunduğu IV. bölge yataklarında nispeten artarken, sülfat oluşumunun fazla izlendiği başta I. III. ve II. bölgelerde bir miktar azalmıştır. Ortalama BaSO_4 değerleri; Başkoyak, Yellice, Kuyucak, gibi yataklarda % 90'ın üzerinde Dikmentepe, Kızıllıktepe, Subaşıpınarı gibi yataklarda % 90'nın altındadır. I., II. ve III. bölgelerde, yankayaç kireçtaşlarında ortalama Ba değeri yaklaşık % 0.49, Sr değeri ise % 0.24' tür (Ayhan, 2001).

IV. bölge fillitlerinde major oksit içeriğine göre; % 0.05–% 0.21 arasında BaO ve % 0.01-0.05 SrO değerleri bulunmuştur (Ayhan, 2001). Buradaki Ba değeri, şeyller'deki ortalama 546 ppm değerine benzerdir (Puchelt, 1972). Kireçtaşı örneklerinde Ba değeri, % 0.15 ile % 1.0 ve Sr değeri ise % 0.09 ile % 0.27 arasında değişmiştir. Bu yüksek değerler, Ba ve Sr'un kireçtaşı ve siderit içinde saçınmış şekillerde zenginleşmesiyle ilintilidir. IV. bölgedeki fillitlerde, toplam karbonun CO_2 olarak % 0.20 ile 0.66 arasında değişmesi, fakir karbon içeriğini gösterir. Bu kayalar içindeki organik karbon, sedimentasyon ve sediment diyajenezi sırasında indirgeyici bakteriler tarafından kısmen tüketilmiş olabilir (Ayhan, 2001).

IV. bölge baritlerinde kükürt izotopu değerleri; (bu çalışma; 29.412, 30.179, 30.253 permil), 29.4–30.2, 29.2–30.7, 27.6–31.6 permil (Ayhan, 2001) ve 30.400, 29.245, 28.500 permil (Cengiz ve Kuşçu, 2002) gibi genellikle yüksek pozitifdir. İnceleme alanında daha çok IV. bölgede, farklı stratigrafik seviye ve yataklanma ortamında, birbirine yakın izotop değerlerinin bulunması, bakteriyel indirgenmenin şiddetine

bağlanabilir (Ayhan, 2001). İnceleme alanında bulunan yüksek kükürt izotopu değerleri, Avrupa ve Amerikadaki bazı barit yataklarına ait değerlerden daha yüksektir.

Yankayacı sedimanter olan barit yataklarında ağır sülfür zenginleşmesinin bir diğer nedeni de bakteriyel indirgenmedir (Seal ve Alpers, 2000). IV. bölgedeki ağır izotop içeriği yataklanma havzasında indirgenmiş sülfürün göstergesi olarak yorumlanabilir (Ayhan, 2001).

Dikmentepe, Kızıllıktepe' de bazı barit örneklerinin kükürt izotop değerleri; ‰ 3.038 ‰ 8.479, ‰ 10.903, ‰ 14.685 gibi nispeten düşük bulunmuştur. Bu değerler, bu yataklarda hidrotermal sıvıların etkisini düşündürmektedir. Bu düşük değerler; denizsuyu sülfatına karışan, hidrotermal kökenli düşük izotop değerli kükürtle ilintili olabileceği gibi, sedimanter havza şartlarında indirgenmiş düşük değerli kükürtün deniz suyuyla karışmış şekli de olabilir. Deniz altında sedimantasyonla yaşıt barit depolanması, deniz suyu sülfatının etkin rol oynadığı yataklanmadır (Pirajno, 1992). İnceleme alanının geneline bakıldığında baritleri oluşturan $(SO_4)^{2-}$ iyonları genel olarak deniz suyu kaynaklıdır.

Sedimanter yapılar: İnceleme alanı cevherleşmelerinde sedimanter yapılar yaygındır. IV. bölge yataklarında oldukça fazla, I., II. ve III. bölgelerde nispeten daha az görülmektedirler. Kireçtaşları sedimanter yapılar bakımından daha zengindir. Kireçtaşlarında ve daha nadir olarak ta kakışistler içinde aralanmalar şeklinde görülen barit tabakaları, en fazla Yellice yatağı olmak üzere Damlıdere, Başkoyak, Kuyucak, Kıpçak yataklarında bulunmaktadır. Yellice' de 1 cm ile 6 cm arasında değişen onlarca tabaka görülmüştür. Bu aralanma, kireçtaşı ve barit oluşumunda devirli sedimentasyona işaret eder. Kalın barit tabakalarının üst seviyelere doğru dereceli olarak incilmesi, barit taşınması veya çökeliminin azalmasına bağlı olarak yine bu devirli oluşumu yansıtmaktadır. Benzer yapılar, barit bantları ile aralanmalı olan sideritçe zengin bantlarda da bulunmaktadır.

Tabaka altlarında mikro çapraz tabakalanma yapıları ince tabakalı baritlerde daha sıklıkla görülmüştür. Bu durum, cevher oluşturan sıvıların değişken oranlarda gelmesi ve her iki sedimantasyonda devirli birikimin varlığı, düzensiz olarak malzeme taşındığını ortaya koymaktadır. Bazı baritlerde bulunan dolomit ve kireçtaşı

breşleri yataklanmayla eş zamanlı breşleşmeyle ilgilidir. Şist parçaları ile S şekilli yapılar kireçtaşı ile eş zamanlı çökelimde başlangıç kil bantlarını temsil eder.

Baritler ile karbonat tabakaları arasında ritmik tabakalaşma görülmektedir. Makroskopik olarak görülen jeopetal yapılar, ince tabakalı baritlerin tabaka alt ve üst yüzeylerindeki farklı yüzey şekillerinde yaygın olarak bulunurlar. Alt yüzeyler kavisli ve düzensiz, üst yüzeyler ise yaklaşık düzdür.

Hem IV. bölgede hem de başta II. bölge olmak üzere kuzeydeki diğer (I, III) bölgelerde ince barit tabakaları ile ilgili bazı ikincil barit damarları, kireçtaşları ve kalkışistler içinde gelişmiştir. Bu ikincil damarlar barit tabakalarını kesiyor gibi görünmesine rağmen, bazıları; doğrudan doğruya devam ederek, barit tabakasından yankayacın üst seviyelerine doğru farklı açılarla uzanmaktadır. Boyları 10 cm yi geçmeyen bu ikincil barit damarlarının, diyajenez sırasındaki remobilizasyon ile ilintili olduğu savunulmaktadır (Ayhan, 2001).

Petrografik özellikler: Birincil baritler kireçtaşlarına bitişik olarak bulunur ve çoğunlukla kalsit içeren ince barit bantlarından oluşur. İkincil baritler rekristalize olmuş ve irikristalleri bant doğrultusuna dik olarak yönlenmiştir. İkincil baritlerin üzerinde belirli yönlerde gelişmiş kırıkların içini ince taneli üçüncül baritler doldurmuştur.

Rekristalizasyona uğrayan baritler, deformasyon ikizlenmeleri ve deformasyon bantları, dalgalı sönmeler, kataklastlar gösterir. Kuvars içeren baritler, fazla veya az rekristalize olmuş ve şistozite yüzeylerine paralel yönelmiş serizit pulları içerirler. Barit tabakaları, sedimanter ortamda hematit bantları ve iri kalsit kristalleri ile beraber oluşmuştur. Birçok yerde iri barit kristalleri, hem geç diyajenez hem de metamorfizma sırasında gelişmiş rekristalizasyonu da göstermektedir. Baritlerin çatlak ve fissürleri kuvars ve ışınal büyümüş yapraklı spekülaritle doldurulmuştur, bu durum; metamorfizmaya bağlı rekristalizasyon ve mobilizasyonu gösterir.

Ritmik barit bantları 0.5 cm kalınlığa kadar değişir ve karbonat ve barit bantlarının ön yüzeylerinde pirit ve hematit gibi opak mineraller gelişmiştir. Barit kristalleri ile karbonat bantları arasında bulunan jeopetal yapılarda fazla miktarda siderit bulunmaktadır. İri taneli baritlerin üst yüzeyleri karbonat bantlarının alt yüzeyleri ile

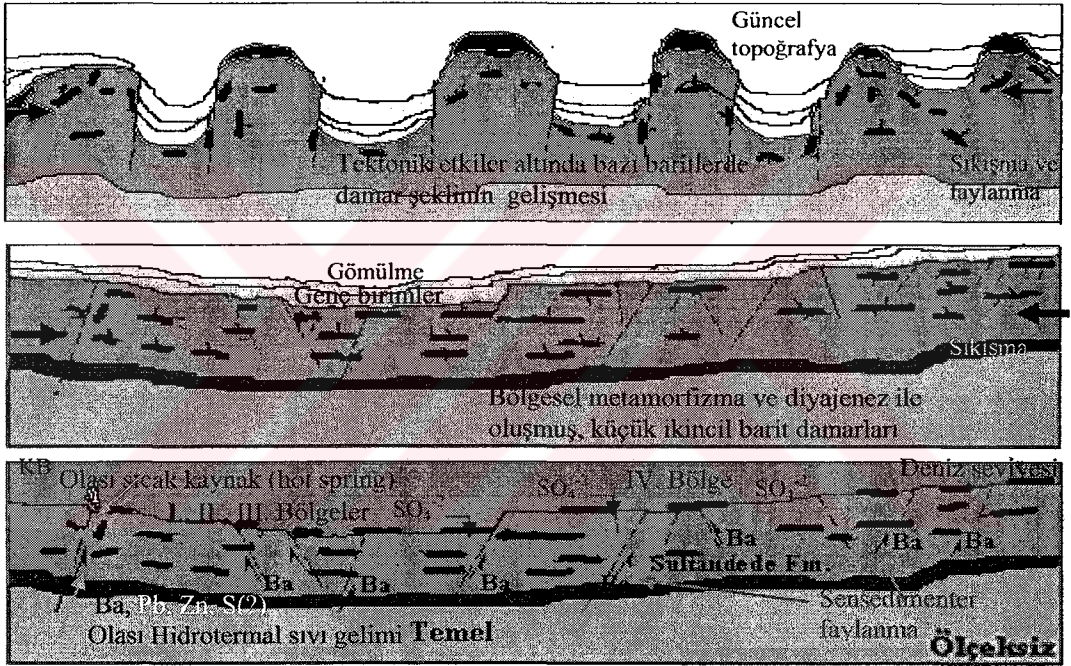
uyumludur. Sedimanter karbonat breşleri, yönlenmiş baritlerin üzerinde ve altında bulunur. Bu örnekler cevherler için sedimanter ve diyajenetik oluşumu belirtir.

Barit tabakalarında bazı karbonat kırıntıları sedimanter kökeni gösterir. Karbonat kırıntılarının bir, hatta iki kenarı boyunca uyumlu barit kristalleri gelişmiştir. Bu durum diyajenetik kirstallenmeyi yansıtır. Baritler şistozite yüzeylerine paralel yönlenmiş ve dalgali sönme gösterir. Metamorfik etkiler sonucu, barit tabakalarında gelişen bu yüzeyler serizit, ikincil opak mineraller ve klorit bulundurur. Her bir stratigrafik seviyede bir noktadan diğerine, şistozite şiddeti, rekristalizasyon derecesi ve bazı deformasyon dokuları, değişmektedir.

IV. bölgedeki barit yatakları, opak mineraller açısından fakirdir. En yaygın opak mineral pirittir. Pirit, fillit içindeki barit tabakaları altında özşekilsiz kristaller şeklinde ve baritler içindeki siderit bantlarında oluşur. Barit tabakalarındaki pirit varlığının ana nedeni, farklı yataklanma şartları ve barit kaynağıdır. Barit yatakları, yüksek oksidasyon potansiyeli altında oluşurken, pirit ve siderit indirgen şartlarda oluşur. Barit ve siderit arasında gözlenen ritmik tabakalanma, yataklanma ortamının stabilite sınırına yakın olduğunu yansıtır. Bu da, havzanın indirgen ve yükseltgen şartlar altında kaldığını gösterir.

Kambriyen-Ordovisiyen zamanındaki mevcut jeotektonik ortam; faylarla genişleyen kıta kenarı özelliğinde sığ deniz ve şelfini kapsayan duraysız bir ortam olarak tanımlanmaktadır (Haude, 1972 ; Demirkol ve diğ., 1977). İnce kırıntılı tortul kayaçların çökeldiği ve indirgen şartların hakim olduğu gelgit düzlüğü altında barit oluşmamış, ancak ortam sığlaşıp şelf fasiyesine geçince, gelgit düzlüğü ortamında barit oluşumu başlamıştır. Sedimentasyon havzasındaki düzensizlikler barit yataklarının sedimanter kayaçlar içinde değişken kalınlıklarda olmasını sağlamıştır. Cevherleşme havzası, Ordovisiyen-Devoniyen sırasında KD-GB yönelimli sensedimanter (sedimentasyonla eş zamanlı) fayların kontrolünde gelişmiştir. Sensedimanter faylanma; grabene benzeyen yapı ve fleksürleri ile, deniz tabanındaki düzensizliğe ve pelitik, karbonat kayaçları arasında fasiyes değişimine sebep olmuştur (Ayhan, 2001). Bu özellikleri ile cevherleşme daha çok Meggen (Almanya) barit yataklarına benzerlik göstermektedir (Krebs, 1981). Barit yataklanmasındaki Ba ve Sr' un kaynağı; Seydişehir metamorfitlelerinin pelitik kayaçlarından ileri gelmektedir. Her iki element, formasyon suları ile yukarı doğru deniz tabanına

taşınmış ve oksitleyici şartlar altında, deniz suyunun SO_4^{2-} iyonları ile karışarak barit oluşumu gerçekleşmiştir. I., II. ve III. bölgelerde ve yaygın olarak ta IV. bölge (Başkoyak, Kuyucak, Kıpçak, Yellice, Yel değirmeni, Damlıdere) yataklarında, sedimentasyonun ani yanal değişikliklerine uygun oluşan, stratiform katman ve mercek şekilleri, karbonatlarla ardalanma, ritmik tabakalanma, tabaka altlarında çapraz tabakalanma, jeopetal yapılar, breşleşme, şistoziteye paralel yönelim vb. şeklinde görülen sedimanter yapılar, senjenetik olarak sedimanter bir kökeni desteklemektedir. İnceleme alanı olası cevherleşme modeli Şekil 4.28' de gösterilmiştir.



Şekil 4.28: İnceleme Alanı Baritlerine Ait Olası Köken Modeli

Başta I., III. ve II. bölgelerdeki yataklarda; bazı düşük kükürt izotop değerlerinin bulunması ve buralardaki yatakların kurşun, çinko ve iz elementlerce daha zengin olması nedeniyle bu bölgelerde, bir sıcak kaynakla (hot spring) cevher taşıyan hidrotermal sıvıların ortama girdiği düşünülebilir. Bu elementlerce Sultandede (Seydişehir) Formasyonu'nun da zengin olduğu bilinmektedir. Buna göre, galen gibi ağır sülfidlerin sedimanter havzada indirgenme ürünleri olma olasılığı da vardır. IV. bölge gibi, I., II. ve III. bölgelerdeki cevherleşmelerin de, yankayaçlardan formasyon suları ile taşınıp, sedimanter kökende oluştuğunu kabul edilirse, bu bölgelerdeki kurşun, çinko bileşiklerinin, IV. bölgedeki aynı özellikte olan yankayaçlardan taşınıp oluşmaması dikkate değerdir. I., II. ve III. bölge yataklarının kökeni; IV. bölgedeki

yataklara nispetle az da olsa sedimanter yapıları içermesi, cevherlerde katmansı ve merceksi stratiform yapının gelişmesiyle (Ekiztepeler, Kızıllıktepe) sedimanter kökene benzemekte ancak bazı kimyasal ve izotopik özelliklerinin farklı olmasıyla da IV. bölgeden ayrılmaktadır. Böylece, I., II. ve III. bölge yataklarının hidrotermal sedimanter veya ekzalatif sedimanter kökende oluştuğu yorumlanabilir.



5. SONUÇLAR VE TARTIŞMA

- İnceleme alanı, Orta Toroslarda Sultandağlarında yer alan Geyik Dağı Birliği ve Sultandağ Birimi içerisinde bulunmaktadır. Alandaki barit cevherlerinin köken problemini çözmeyi veya çözüme katkılar sağlamayı amaçlıyan bu çalışmada alan detaylı olarak incelenmiştir.

- Stratigrafik olarak, tabandan tavana doğru; Alt-Orta Kambriyen yaşlı Çaltepe Formasyonu ve onun üstünde Üst Kambriyen-Alt Ordovisiyen yaşlı Sultandede Formasyonu bulunmaktadır. Cevherleşmeler, Çaltepe kireçtaşları ile çoğunlukla Sultandede Formasyonuna ait Seydişehir metamorfik birimlerinin kalkışist ve karbonatlı seviyelerinde oluşmuştur. Sultandede Formasyonu üzerine Jura - Kretase yaşlı hakim olarak neritik platform karbonatlarından oluşan Hacıalabaz Formasyonu uyumsuz olarak gelir ve herhangi bir barit cevherleşmesi içermez. Jura - Kretase yaşlı Dolerit kayaçları, Hacıalabaz Formasyonu tabanındaki dolomitlerin üzerinde ve kireçtaşlarının altındadırlar. Doleritlerin ayrışmaları ile lateritik boksit oluşmuştur. Neojen yaşlı Bağkonak Formasyonu bütün bu birimleri uyumsuz olarak üstler, en üstte de yine uyumsuz olarak Kuvaterner yaşlı alüvyonlar bulunmaktadır.

- İnceleme alanında yataklanan barit cevherleri genel itibariyle KB-GD, K-G ve nadiren de KD-GB doğrultulu ve GB-KD ya eğimlidirler. Yaklaşık 10 000 000 ton görünür ve muhtemel rezervi ile Türkiye'nin yaklaşık üçüncü büyük barit havzasını oluşturur. Bölgeki barit yataklarının ortalama tenörü % 90 BaSO₄ olup, sondaj çamuru ve fazla tenöre sahip olanlar da boya sanayinde kullanılmaya elverişlidirler.

- Yankayaçların litolojik stratigrafik, petrografik, tektonik vb. özellikleri irdelendiğinde; cevherleşmelerin genel olarak yankayaçlarla eş oluşumlu, stratigrafik kontrollü birbirine yakın lokasyonlarda kısmen ilişkili küçük hacimler halinde ve aynı tektonik fazlardan etkilendikleri anlaşılmaktadır. Yankayaçlarda bölgesel Barrow tipinin albit, serisit, klorit mineralleri, yeşilşist fasiyesinin düşük basınç - düşük sıcaklık mineralleri bulunmaktadır. Alandaki barit cevherleri tabaka sınırlı

(stratabound) dır. Katmansı, merceksi (stratiform) şekilli cevherleşmenin yanında nadiren küçük damarlar ve rekristalize baritlerden oluşan ikincil cevherleşmeler de bulunmaktadır.

- Barit yatakları mineral parajenezlerine göre sınıflandığında IV. bölge yatakları; galen gibi ağır sülfür minerallerini içermeyen nispeten daha basit bir parajenez sahıptirler. I., II. ve III. bölgelerdeki barit yatakları ağır sülfür mineralleri daha fazla bulunmaktadır. IV. bölge cevherleşmelerinde tetraedrit, kovelin, pirit, kalsit, kuvars, dolomit, siderit, serisit, klorit, muskovit, azurit, malakit, götit ve limonit bulunur. I., II. ve III. bölge baritlerinde ise esas olarak galen, sfalerit, kalkopirit, pirit, siderit ve tetraedrit bulunur. Birincil sülfürlerin yanında ikincil olarak kalkozin, kovelin, neodijenit, serüzit, anglezit, limonit, götit, malakit, ve azurit gelişmiştir. Kalsit, siderit, dolomit, kuvars ve kloritte barite eşlik eden gang mineralleridir.

- Sürekli magmatik hidrotermal bir getirimi ifade eden kuvvetli bir sülfür getirimine rastlanmamıştır. Özellikle kurşun, çinko bileşikleri ve Cu, Cd, As, Co, Sb, Ni, Mo gibi iz elementler, başta I. bölge olmak üzere III, II. bölgelerde, IV. bölge yatakları göre daha fazladır. Sr elementinin davranışı her dört oluşumda da çok büyük farklar göstermemekte, I., II. ve III. bölgelerdeki Sr değerleri, IV. bölgeye nispetle daha fazladır. IV. bölgeden nispeten yüksek Sr değerleri alınmıştır.

- Kükürt izotop değerleri genelde birbirine yakın ve dar bir aralıkta değişen yüksek pozitif değerlerdir. Yakın pozitif değerler, bakteriyel indirgenmenin farklı etkilerine bağlıdır. Bu yüksek değerler, Ordovisiyen – Devoniyen döneminin deniz suyu sülfatı değerlerine benzerdir. Dikmentepe ve Kızıllıktepe baritlerinde pozitif ancak düşük değerler bulunmuştur.

- En büyük yataklar Başkoyak ve Yellice’ de olmak üzere genelde IV. bölgededir. Kuzeyde bulunan I., II. ve III. bölge yatakları nispeten daha az miktartlı ve ince tabakalı baritleri içermektedir.

IV. bölgedeki, Başkoyak, Yellice, Kuyucak, Kıpçak, Yel değirmeni, Damlıdere yatakları I., II. ve III. bölgelere göre daha yaygın olarak gözlenen başlıca sedimanter yapılar; kireçtaşı tabakaları ile ardalanma, bantlı yapı ve tabakalaşma, ritmik tabakalanma, yataklanmayla eşzamanlı breşleşme, jeopetal yapılar, çapraz

tabakalanma ile diyajenetik kristalizasyon, baritlerin senjenetik olarak oluştuğuna işaret eder.

- İnceleme alanında, en fazla birincil baritler bulunmaktadır. İkincil baritler genel olarak, iri kristalli olup, birincil barit bantları doğrultusuna dik olarak olarak büyümüşlerdir. İkincil baritlerin üzerinde belirli yönlerde gelişmiş kırıkların içini ince taneli üçüncül baritler dolmuştur. Bütün formasyonlar ile birlikte düşük dereceli bölgesel metamorfizmaya maruz kalan baritler, rekristalizasyon, zayıf remobilizasyondan etkilenmişlerdir. Baritler; şistoziteye paralel yönlenme, deformasyon ikizlenmeleri ve deformasyon bantları, dalgalı sönmeler, kataklastlar gösterir.

- Barit tabakalarının kısa mesafelerde ani değişimi ve deniz tabanının paleotopoğrafyasındaki düzensizlikler, Meggen (Almanya) yataklarındaki gibi, küçük grabene benzer yapı ve fleksürlerle gelişmiş sedimantasyonla eş oluşumlu (sensedimenter) faylara bağlıdır. Bu faylar, baryum içeren sıvıların kaynak kayalardan taşındığı olası geçiş kanallarıdır.

- Dört bölgeden elde edilmiş jeokimyasal, petrografik, sedimentolojik veriler sonucunda; başta I., III. ve II. cevherleşmeler olmak üzere alanın kuzeyinde yer alan yataklanmalar bazı kimyasal, ve izotopik farklılıklar nedeniyle hidrotermal sedimanter veya ekzalatif sedimanter olarak yorumlanabilir olmasına karşın, inceleme alanındaki baritler; kısa süreli indirgen şartlarla kesintiye uğramış yükseltgeyici şartlarda ve düzensiz havza ortamında sedimanter olarak yataklanmışlardır. Baryumun kaynağı, havzanın sıkışması esnasında yataklanma alanına taşınan, Sultandede (Seydişehir) Formasyonu' na ait, formasyon sularıdır. Sulfat kaynağı, yüksek kükürt izotopu değerlerine sahip olan deniz suyudur.

KAYNAKLAR

- Abdüsselamoğlu, Ş.**, 1958. Sultandağlarının 1/100000 ölçekli jeolojik löveleri hakkında rapor, MTA Enst., Arşivi, Rapor no: **2669**.
- Akay, E., Dumont, J.F. ve Uysal, Ş.**, 1984. Batı Toros platformları, *MTA Raporu*, No: **6861**.
- Akay, E. ve Uysal, Ş.**, 1988. Orta Torosların Post Eosen tektoniği, *MTA Derg.*, **108**, 57-68, Ankara.
- Ayhan, A.**, 1986. Hüyük (Beyşehir) civarının Alt-Orta Kambriyen yaşlı birimlerinde bulunan barit zuhurlarının özellikleri, SÜ, *Müh. Mim. Fak. Derg.*, **1**
- Ayhan, A.**, 2001. Stratiform barite, deposits between Şarkikaraağaç (Isparta) and Hüyük (Konya) in Sultandağ Region, Turkey, *Chimie der Erde* **61**(2001) 54-66, Urban&Fischer Verlag.
- Ayhan, A. ve Karadağ, M.M.**, 1985. Şarkikaraağaç (Isparta) güneyinde bulunan boksitli demir ve demirli boksit yataklarının jeolojisi ve oluşumu, *Türkiye Jeoloji Kur. Bült.*, **28**, 137-146
- Barka, A., Reilinger, R., Şaroğlu, F. and Şengör, A.M.C.**, 1995. The Isparta Angle: its important in the Neotectonics of the Eastern Mediterranean Region, *International Earth sciences colloquium on the Egean region*, 9-14 Oct., Güllük-İzmir.
- Blumenthal, M. M.**, 1947. Seydişehir - Beyşehir hinterlandındaki Toros dağlarının jeolojisi, *MTA yayınları. Seri D*, **2**, 242-252.
- Blumenthal, M. M.**, 1963. Le Systeme structural Du Taurus Sud Anatolien. Poul fellot, 2 soc. Geol. France, 611-662.
- Brunn, J. H., Dumont, J.F., Graciansky, P.C., Gutnic, M., Juteau, T., Marcoux, J., Monod, O. and Poisson, A.**, 1971. Outline of the geology of the Western Taurides, in *Geology and History of Turkey Guide book for the 13 th field session of PESL.*, Libya, Tripoli, 225-255.
- Cengiz, O. ve Kuşçu, M.**, 2000, Şarkikaraağaç (Isparta) ile Hüyük (Konya) arasındaki bölgenin jeolojisi ve barit yatakları, MTA Genel Müdürlüğü kitabı *Cumhuriyetin, 75. Yıldönümü Yerbilimleri ve Madencilik Kongresi Bildiriler Kitabı II*, 591-608, Ankara.

- Cengiz, O. ve Kuşçu, M., 2002.** Şarkikaraağaç (Isparta) ile Hüyük (Konya) arasındaki barit yataklarının jeokimyasal özellikleri ve kökeni, *MTA Derg.* **123-124**, 67-89.
- Dean, V.T. ve Monod, O., 1970.** The lower paleozoic stratigraphy and faunes of the Taurus Mountains near Beyşehir, Turkey; *I. Stratigraphy Bull. Brit. Mus. Nat. Hist.Geol.*, **19**, No.8, 411-426.
- Dejonghe, L., 1990.** The sedimentary structures of barite examples from the Chaudfontaine ore deposits, Belgium, *Sedimentology*, **37**, 303-323.
- Demirkol, C., Sipahi, H., Çiçek, S., Barka, A. ve Sönmez, Ş., 1977.** Sultandağın Stratigrafisi ve Jeolojik evrimi MTA Jeoloji Dairesi. Rap. No: **6305**.
- Demirkol, C., 1977.** Yalvaç Akşehir dolayının jeolojisi, *Doçentlik tezi*, Selçuk Üniversitesi, Konya
- Demirkol, C., 1982.** Yalvaç-Akşehir dolayının stratigrafisi ve Batı Toroslarla denestirimi, *Jeoloji Müh. Derg.* **14**, 3-14, Ankara.
- Demirkol, C. ve Yetiş, C., 1985.** Hoyran gölü (Isparta) kuzeyinin stratigrafisi, *MTA Derg.*, **85**, 1-15.
- Despraires, A. and Gutnic, M., 1972.** Les gres rouges au sommet du Paleoz. du Massif du Sultandağ et les niveaux ferra litiques de la couverture Mesoz. (NE du Taurus occidentale, Turguie) *Bull. De. La Soc Ge'ol. De France*, Ser. 7, Tem, 12. No.3, S. 505-514.
- Dia, A. N., Aquilina, L., Boulegue, J., Bourgois, J., Suess, E. and Torres, M., 1993.** Origin of fluids and related barite deposits and vent sites along the Peru convergent magrin, *Geology*, **21**, 1099-1102.
- Dumont, J.F. ve Lys, M., 1973.** Pisidiya Torosları otoktonunda (Göller bölgesi) Gökdağ Karbonifer serisinin tanımlanması (Vizeen - Başkırıyen) *Cumhuriyetin 50. Yılı yer bilimleri kongresi tebliğleri*, Kasım 1973 Ankara.
- Dumont, J.F., 1976.** Isparta kıvrımı ve Antalya naplarının orijini; Torosların tektojenezi ile oluşmuş yapısal düzenin büyük bir dekröşman transtorik arızayla ikiye ayrılması varsayımı *MTA Dergisi*, No: **87**
- Faure, G., 1986.** Principles of Isotope Geology , John Willey & Sons, 2, 589.
- Folk, R.L., 1962.** Spectral subdivision of limestone types in classification of carbonate rocks, *American Petroleum Geologist, Memoir 1*.
- Frey, M., 1970.** The step from diagenesis to Metamorphism Pelitic Rocks, during Alpine Orogenesis., *Sedimentology*, **15**, 261-279.
- Frey, M., 1978.** Progressive low grade metamorphism of a black shale formation central Swiss Alps, with special reference to pyrophyllite and margarite bearing assemblages, *Journal of Petrology*, **19**, 95-135.

- Frimmel, H. E.,** 1991. Isotopic constraints on fluid/rock ratios in carbonate rocks, barite-sulfide mineralization in the Schweiz dolomite, Tyrol (Eastern Alps, Austria), *Chem. Geol.*, **90**, 195-209.
- Hanor, J.S.,** 2000. Barite-celestine geochemistry and environments of formation. In: Alpers, C.N., Jambor, J.L., Nordstrom, D.K.(Eds.), *Sulfate Min.: Crystallography, Geochemistry, and Environ. Sign. Revi. Mineralogy and Geochemistry*. vol. Society of America and The Geochemical Society, Washington, D.C., 193-263.
- Haude, H.,** 1972. Stratigraphie und Tectonik des Südlichen Sultandağ (SW Anotolien): *Zeit. Deutsch Geol. Ges.*, **123**, 411-421.
- Hoefs, J.,** 1997. Stable Isotope Geochemistry, Springer, D-37077 , Germany.
- Juteau, T.,** 1968. Kumluca (Güney Türkiye Likya Torosları) bölgesinin Ofiyolitleri ve jeolojik haritalarının açıklaması, *MTA Derg.*, No: 70.
- Kaplan, I.R., Emery, K.O. and Rittenberg, S.C.,** 1963. The distrubution and isotopic abundance of sulfur in recent marine sediments of southern California: *Geochimica. Cosmochim. Acta*, **27**, 297-331.
- Kıran, D.,** 2004. Şarkikaraağaç (Isparta) ve civarındaki Barit cevherleşmelerinin incelenmesi, *Yüksek Lisans Tezi*, İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Kish, H.J.,** 1983. Mineralogy and petrology of bruial diagenesis (burial metamorphism) in clastic rocks in *diagenesis in sediments and sedimentary rocks*, 2, Larsen, G, and Chilingar, G.V. (eds) Elsevier. Amsterdam 289-493 and 513-541.
- Kish, H.J.,** 1991. Development of Slate cleavage and degree of low -grade metamorphism a review, *Journal of Metamorphic Geology*, **9**, 735-750.
- Koçyiğit, A.,** 1981. Isparta Büklümünde (Batı Toroslar) Toros karbonat platformunun evrimi, *Türkiye Jeoloji Kur. Bült.*, **24**, 2
- Koçyiğit, A.,** 1983. Hoyran Gölü (Isparta Büklümü), dolaylarının tektoniği, *Türkiye Jeoloji Kur. Bült.*, **26**, 1
- Koçyiğit, A.,** 1984. Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim *Türkiye Jeoloji Kur. Bült.*, **27**- 1.
- Krebs, W.,** 1981. *Geology of Meggen ore deposits*, in Handbook of Strata-bound, stratiform ore deposits, Elsevier, Amsterdam, 9: 509-549.
- Kumral, M.,** 2000. Isparta bölgesinin jeokimyasal özellikleri ve endüstriyel hammadde potansiyeli, *Doktora Tezi*, İTÜ Fen Bil. Enst., İstanbul.
- Marcoux, J.,** 1979. Antalya naplarının genel yapısı ve tetis güney kenarı paleocoğrafyasındaki yeri, *Türkiye Jeoloji Kur. Bült.*, **22**, 1

- Monod, O.,** 1967. Batı Toros kireçtaşlarının temelindeki Seydişehir şistlerinde bulunan Ordovisiyen bir fauna, *MTA Derg.*, **69**, 76-86, Ankara.
- MTA.,** 2003. Endüstriyel Hammaddeler Raporu, Ankara
- Öncel, S.,** 1995. Şarkikaraağaç-Yalvaç (Isparta) arasının Jeolojisi ve Boksit Zuhurlarının Mineralojik, Petrografik, Jeokimyasal İncelemesi, *Doktora Tezi*, SÜ. Fen. Bil. Enstitüsü, Konya.
- Özgül, N. ve Gedik, İ.,** 1973. Orta Toroslarda Alt Paleozoyik Çaltepe kireçtaşları ve Seydişehir formasyonunun, stratigrafisi ve konodont faunası hakkında yeni bilgiler., *Türkiye Jeoloji Kur. Bült.*, **16**, 2.
- Özgül, N.,** 1984. Geology of Central Taurides: Tekeli, O. And Göncüoğlu, M.C., ed., *Ggeology of the Taurus belt*, proc. ınt symp., 26-29 sept., 143-158, Ankara.
- Özgül, N., Bölükbaşı, S., Alkan, H., Öztaş, Y. ve Korucu, M.,** 1991. Göller Bölgesinin Tektono-Stratigrafik Birlikleri, *Ozan Sungurlu Sempozyumu*, 213-237, Kasım 1991, Ankara.
- Öztürk, E.M., Öztürk, Z., Acar, Ş. ve Ayaroğlu, A.,** 1981. Şarkikaraağaç (Isparta) ve dolayının jeolojisi. *MTA Rap. no: 38241*.
- Pirajno, F.,** 1992. Hydrothermal Mineral Deposits, Springer-Verlag, 709.
- Poisson, A.,** 1977. Antalya naplarının Isparta bükümüne merkezine yerleşmesi üzerine yeni veriler., *Yeryuvarı ve İnsan*, **8**, 1.
- Poisson, A., Akay, E., Dumont, J. and Uysal, Ş.,** 1984. The Isparta Angle Mesozoic paleorift in the western Taurids, proc., *International Symposium on the geology of the Taurus Belt.*, 26-29 Sept., 11-26, Ankara
- Powell, C.McA.,** 1979. A Morphological classification of rock cleavage., *Tectonophysics*, **58**, 21-34.
- Puchelt, H.,** 1972. Barium, In: *Handbook of Geochemistry*, Wedepohl, K.H.(Ed), **II-3**, Springer, Berlin-Heidelberg Newyork 56-K, 1-8.
- Seal, R.R. and Alpers, C.N.,** 2000. Stable isotope systematics of sulfate minerals In: Sulfate Minerals: Crystallography, Geochemistry, and Environmental Significans., *Reviews in Mineralogy and Geochemistry Mineralogical Society of America and The Geochemical Society*, **40**, 541-591
- Stanton, R.L.,** 1972. Ore Petrology, Mc Graw-Hill Book Co. 713.
- Şenel, M., Serdaroğlu, M., Kengil, R., Ünverdi, M. ve Gözler, Z.,** 1982. Teke Torosları güneydoğusunun jeolojisi. *MTA Derg.*, 95-96.

- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1983.** Türkiye'de Tetisin evrimi: Levha Tektoniği açısından bir yaklaşım. *Türkiye Jeoloji Kur. Yerbilimleri özel dizisi* no: 1.
- Uz, B., 1986.** Petrografi, İTÜ Maden Fakültesi yayınları, 145-150, İstanbul.
- Waldron, J.W.F., 1984.** Structural History of the Antalya complex in the "Isparta Angle", SW Turkey. In "The Geologic Evolution of the Eastern Mediterranean" eds J.F. Dixon and A.H. Robertson, *Geol. Soc. London Spec. Pub.* **17**, 273-286.
- Wedepohl, K.H., 1979.** Handbook of geochemistry, 11/2.30., Springer, Berlin.
- Winkler, H.G.F., 1976.** Petrogenesis of Metamorphic Rocks., Springer, Berlin.
- Yalçinkaya, S., Ergin, A., Taner, K., Avşar, Ö., Dalkılıç, H. ve Özgönül, E., 1986.** Batı Torosların Jeolojisi, MTA raporu (Yayımlanmamış).



ÖZGEÇMİŞ

Numan ELMAS 02-09-1967 yılında İstanbul' da doğdu. İlk, orta ve Lise öğrenimini İstanbul' da tamamladı. 1985 yılında İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği bölümüne girdi. 1989 yılında Jeoloji Mühendisi olarak bu bölümden mezun olduktan sonra, YTÜ Sosyal Bilimler Enstitüsünde İşletme Yönetimi programında Yüksek Lisans kazandı. 1993 yılında buradan İşletmeci olarak mezun olduktan sonra 1993 yılında İTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Müh. Maden Yatakları ve Jeokimya programında Yüksek Lisansa başladı. 1995 yılında burayı başarı ile bitirerek Jeoloji Yüksek Mühendisi oldu. Aynı yıl Jeoloji Mühendisliği programında doktora başladı. Evli ve 1 çocuk babasıdır. İngilizce bilmektedir.