

KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

GÜMÜŞHANE VE BAYBURT YÖRELERİNDEKİ JURA-ALT
KRETASE YAŞLI KARBONATLARIN MİKROFASİYES
İNCELEMESİ

Jeol. Müh. Selda YURDUSEVEN

96764

Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde

“Jeoloji Yüksek Mühendisi”

Ünvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 09.06.2000

Tezin Savunma Tarihi : 23.08.2000

Tez Danışmanı : Doç. Dr. Cemil YILMAZ

Jüri Üyesi : Prof.Dr. İsmet GEDİK

Jüri Üyesi : Prof.Dr. Osman BEKTAS

Enstitü Müdürü : Prof. Dr. Asım KADIOĞLU

HAZİRAN 2000

TRABZON

TC. YÖKSEKÖĞRETİM KURULU
DOKÜMANTASYON MERKEZİ

ÖNSÖZ

Gümüşhane (Salıntaş Tepe, Kuşakkaya Tepe ve Arsa Mahallesi) ve Bayburt (Karagelinler Tepe) yörelerinde yüzeyleyen Berdiga Formasyonu'ndan alınan ölçülü kesitlere dayanarak mikrofasiyes özelliklerinin saptanmasını amaçlayan bu çalışma, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Ana Bilim Dalı'nda yüksek lisans tezi olarak hazırlanmıştır.

Danışmanlığımı üstlenerek tez çalışmamı yönlendiren ve çalışmalarım sırasında her türlü desteğinden ve tecrübelerinden yararlandığım Sayın Hocam Doç.Dr. Cemil YILMAZ'a teşekkürlerimi sunarım.

Paleontolojik yaş tayinlerindeki yardımlarından dolayı Mersin Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Bölümü'nden Yrd.Doç.Dr. Kemal TASLI'ya, bilgilerinden yararlandığım Prof.Dr. İsmet GEDİK ve Yrd.Doç.Dr. Ziya KIRMACI'ya, Petrografik çalışmalarım sırasındaki desteğinden dolayı Yrd.Doç.Dr. Abdullah KAYGUSUZ'a, ince kesitlerin yapılmasında destek veren M.T.A. Doğu Karadeniz Bölge Müdürlüğü'ne teşekkür ederim.

Çalışmalarım sırasında hiç bir fedakarlıktan kaçınmayan arkadaşlarım Jeoloji Yük. Müh. İlknur ALİYAZICIOĞLU, Arş.Gör. Reyhan KARA GÜLBAY, Arş. Gör. Abdullah ÇUBUKÇU ve Jeoloji Mühendisi Seda ESKİCİ'ye teşekkür ederim.

Maddi ve manevi desteğini esirgemeyen aileme saygı ve sevgilerimi sunarım.

Selda YURDUSEVEN

İÇİNDEKİLER

	Sayfa No
ÖNSÖZ.....	II
İÇİNDEKİLER.....	III
ÖZET.....	V
SUMMARY.....	VI
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	VII
SEMBOLLER DİZİNİ.....	XI
1. GENEL BİLGİLER.....	1
1.1. Giriş.....	1
1.2. Coğrafik Konum.....	1
1.3. Önceki Çalışmalar.....	2
2. YAPILAN ÇALIŞMALAR.....	7
2.1. Materyal ve Yöntem.....	7
2.1.1. Arazi Çalışmaları.....	7
2.1.2. Laboratuvar Çalışmalar.....	7
3. BULGULAR.....	8
3.1. Gümüşhane Yöresinin Stratigrafisi.....	8
3.1.1. Gümüşhane Graniti.....	8
3.1.2. Zimonköy Formasyonu.....	12
3.1.3. Berdiga Formasyonu.....	15
3.1.4. Kermutdere Formasyonu.....	18
3.1.5. Alibaba Formasyonu.....	19
3.2. Bayburt Yöresinin Stratigrafisi.....	20
3.2.1. Kopuzsuyu Deresi Metamorfitleri.....	20
3.2.2. Zimonköy Formasyonu.....	20
3.2.3. Ardıçlıgüney Formasyonu.....	21
3.2.4. Ahsünk Formasyonu.....	24
3.2.5. Kuzdağı Formasyonu.....	25
3.2.6. Tekçam Tepe Formasyonu.....	25

3.3. Mikrofasiyes Analizler.....	26
3.3.1. Dolomitler.....	26
3.3.1.1. Genel Bilgiler.....	26
3.3.1.2. Dolomitleşme.....	31
3.3.2. Gümüşhane-Bayburt Yörelerinde Berdiga Formasyonu'ndan Alınan Karbonat Kayaçlara Ait Ölçülü Kesitlerin Mikrofasiyes Özellikleri	33
3.3.2.1. Karagelinler Tepe Kuzeydoğusundan (Bayburt) Alınan Ölçülü Kesitin Mikrofasiyes özellikleri.....	33
3.3.2.1.1. Dolomitler ve Dolomitik Kireçtaşları.....	33
3.3.2.1.2. Kireçtaşları.....	35
3.3.2.1.3. Diyajenez.....	42
3.3.2.1.4. Çökme Ortamı.....	46
3.3.2.2. Arsa Mahallesinden (Gümüşhane) Alınan Ölçülü Kesitin Mikrofasiyes Özellikleri.....	47
3.3.2.2.1. Çökme Ortamı.....	50
3.3.2.3. Kuşakkaya Tepesi'den (Gümüşhane) Alınan Ölçülü Kesitin Mikrofasiyes Özellikleri.....	50
3.3.2.3.1. Dolomitler.....	51
3.3.2.3.2. Kireçtaşları.....	53
3.3.2.3.3. Diyajenez.....	54
3.3.2.3.4. Çökme Ortamı.....	57
3.3.2.4. Salınış Tepe'den (Gümüşhane) Alınan Ölçülü Kesitin Mikrofasiyes Özellikleri.....	58
3.3.2.4.1. Dolomitler.....	58
3.3.2.4.2. Kireçtaşları.....	61
3.3.2.4.3. Diyajenez.....	64
3.3.2.4.4. Çökme Ortamı.....	65
4. SONUÇLAR.....	66
5. KAYNAKLAR.....	68
ÖZGEÇMİŞ.....	72
EKLER.....	73

ÖZET

Bu çalışma ile Bayburt ve Gümüşhane yörelerinde (KD Türkiye) geniş alanlarda yüzeyleme veren ve tümüyle karbonatlı kayalardan oluşan Berdiga Formasyonu'ndan ölçülü kesitler alınarak, birimin mikrofasiyes özelliklerinin belirlenmesi amaçlanmıştır.

Gümüşhane yöresinden alınan ölçülü kesitlerdeki sistematik örneklerden, Berdiga Formasyonu'nun genelde dolomitik karbonat kayalardan oluştuğu tespit edilmiştir. Dolomitlerin mikrokristalin, idiotopik-S ve ksenotopik-A tipte olduğu görülmüştür. Kuşakkaya ölçülü kesitinin tavanında bir kaç kireçtaşı örneği bulunmaktadır. Dolomitler mikrokristalin, ksenotopik-A, idiotopik-S ve idiotipik-C tiptedir. Salıntaşı Tepeden ölçülen kesitin tavanında 53 metrelik bir kısım, kireçtaşlarından oluşmaktadır. Kireçtaşları çoğunlukla tanetaşlarından oluşmakla birlikte, ara seviyelerde istif taşı özelliğinde kayalar da bulunmaktadır. Dolomitler mikrokristalin, idiotopik-C, idiotopik-S, ksenotopik-A ve idiotopik-E tiptedir.

Bayburt (Karagelinler Tepe) yöresinden alınan ölçülü kesitin dolomitler, dolomitik kireçtaşları, kristalize kireçtaşları ve kireçtaşlarından oluştuğu saptanmıştır. İdiotopik-E, ksenotopik-A ve idiotopik-C tipteki dolomitler daha çok istifin alt seviyelerinde gözlenmektedir.

Tüm ölçülü kesitlerde diyajenetik olarak gelişmiş silisleşme, kalsitleşme ve stilolitleşme görülmektedir.

Anahtar kelimeler: Berdiga Formasyonu, Kireçtaşı, Dolomit, Mikrofasiyes, KD Türkiye

SUMMARY

Microfacies Investigations of Jurassic-Lower Cretaceous Limestones in Gümüşhane and Bayburt Areas

This study, aims to investigate the microfacies features of the Berdiga Formation (NE Turkey) based on measured stratigraphical sections, composed totally of carbonates and covering large areas.

The samples collected from the measured stratigraphical sections in the Gümüşhane region indicates that the Berdiga Formation is composed mainly of dolomitic carbonaceous rocks and that the dolomites are of varying types such as microcrystalline, idiotopic-S and xenotopic-A. The Kuşakkaya measured stratigraphical sections contain a few limestone samples at its upper most section. Dolomites are of xenotopic-A, idiotopic-S and idiotopic-C types. The section measured at the Salıntaş Tepe contains a 53 thick limestone zone. These limestones are mainly grainstone with same interbeds of packstone. Dolomites of thin section are of microcrystalline, idiotopic-C, idiotopic-S, xenotopic-A and idiotopic-E types.

The sections measured in the Bayburt (Karagelinler Tepe) region contains dolomitic limestones, recrystallized limestones and limestones. Dolomites with idiotopic-E, xenotopic-A and idiotopic-C features are located at the lower most zone of the sections.

All studied measured stratigraphical sections show signs of diagenetically developed silicification, calcification and stilolitisation.

Key Words: Berdiga Formation, Limestone, Dolomite, Microfacies. NE Turkey

ŞEKİLLER DİZİNİ

	Sayfa No
Şekil 1. Çalışma alanına ait yer bulduru haritası ölçülü kesit yerleri.....	2
Şekil 2. Gümüşhane yöresinin genelleştirilmiş dikme kesiti.....	9
Şekil 3. Mescitli yöresinin jeoloji haritası.....	10
Şekil 4. Kuşakkaya ve Arsa mahallesinin jeoloji haritası.....	11
Şekil 5. Zimonköy Formasyonu'nun Salıntaş Tepe'deki görünümü.....	12
Şekil 6. Zimonköy Formasyonu'na ait bazaltların mikroskoptaki görünümü.....	14
Şekil 7. Zimonköy Formasyonu'na ait andezitlerin mikroskoptaki görünümü.....	15
Şekil 8. Berdiga Formasyonu'nun Arsa mahallesindeki görünümü.....	16
Şekil 9. Berdiga Formasyonu'nun Salıntaş Tepe'deki görünümü.....	17
Şekil 10. Kermutdere Formasyonu'na ait kristal tüflerin mikroskoptaki görünümü.	19
Şekil 11. Bayburt yöresinin genelleştirilmiş dikme kesiti.....	22
Şekil 12. Karagelinler Tepe yöresinin jeoloji haritası.....	23
Şekil 13. Ardıçlıgüney Formasyonu'nun Karaverdere vadisindeki görünümü.....	24
Şekil 14. Ksenotopik mozaik.....	27
Şekil 15. İdiotopik mozaik.....	27
Şekil 16. Hıpersalin lagün ve reflüks modeli.....	29
Şekil 17. Gömülme ve kompaksiyon modeli.....	29
Şekil 18. Koorong lagün modeli.....	30
Şekil 19. Sabka Modeli.....	30
Şekil 20. Su karışması yada sulanma modeli.....	31
Şekil 21. Berdiga kireçtaşlarında gözlenen dolomit tiplerinin Greg-Sibley (1984), Sibley-Greg (1987) ve Gawthorpe (1987)'ye göre gösterimi.....	32
Şekil 22. Ardıçlıgüney Formasyonu'na ait idiotopik-E tipi dolomitlerin mikroskoptaki görünümü.....	34
Şekil 23. Ardıçlıgüney Formasyonu'na ait ksenotopik-A tip dolomitler içerisindeki idiotopik-C tip dolomitlerin mikroskoptaki görünümü.....	35
Şekil 24. Ardıçlıgüney Formasyonu'na ait rekristalize kireçtaşının mikroskobik görünümü.	36

Şekil 25. Ardıçlıgüney Formasyonu'na ait pelsparit (tanetaşı) içerisindeki pelletlerin mikroskobik görünümü.	37
Şekil 26. Ardıçlıgüney Formasyonu'na ait oointrabiyopelsparit (tanetaşı) içerisindeki intraklastların mikroskobik görünümü.	38
Şekil 27. Ardıçlıgüney Formasyonu'na ait pelintrabiyosparitin (tanetaşı) mikroskobik görünümü.	39
Şekil 28. Ardıçlıgüney Formasyonu'na ait biyopelintraosparit (tanetaşı) içerisindeki oolitlerin mikroskobik görünümü.	39
Şekil 29. Ardıçlıgüney Formasyonu'na ait kireçtaşları içerisindeki ekinid plakalarının mikroskobik görünümü.	40
Şekil 30. Ardıçlıgüney Formasyonu'na ait intrabiyopelsparit (tanetaşı) içerisindeki ekinid plakaları üzerinde gelişen silisleşmenin mikroskobik görünümü.	40
Şekil 31. Ardıçlıgüney Formasyonu'na ait intrabiyopelsparit (tanetaşı) içerisindeki miliolidlerin mikroskobik görünümü.	41
Şekil 32. Ardıçlıgüney Formasyonu'na ait pelintrabiyosparit (tanetaşı) içerisindeki mercan kolonisinin mikroskobik görünümü.	41
Şekil 33. Ardıçlıgüney Formasyonu'na ait biyomikrit (vaketaşı) içerisindeki radyolaryaların mikroskobik görünümü.	42
Şekil 34. Ardıçlıgüney Formasyonu'na ait kumlu biyostrasparit (tanetaşı) içerisinde yer alan terrijen minerallerin mikroskobik görünümü.....	43
Şekil 35. Ardıçlıgüney Formasyonu'na ait intrabiyopelsparit (tanetaşı) içerisindeki ekinid plakaları üzerinde gelişen silisleşmenin mikroskobik görünümü.....	43
Şekil 36. Ardıçlıgüney Formasyonu'na ait biyostrapelsparit (tanetaşı) içerisindeki çatlaklarda yer alan mozaik çimentonun mikroskobik görünümü.	44
Şekil 37. Ardıçlıgüney Formasyonu'na ait kumlu oointrasparit (tanetaşı) içerisindeki ekinid plakalarının etrafında gözlenen sintaksiyal çimento.	45
Şekil 38. Ardıçlıgüney Formasyonu'na ait biyoosparitte (tanetaşı) yer alan stilolitleşmenin mikroskobik görünümü.	46
Şekil 39. Arsa mahallesinden alınan mikrokristalin tip dolomitlerin mikroskobik görünümü.....	48

Şekil 40. Arsa mahallesinden alınan ksenotopik-A tip dolomitlerin mikroskobik görünümü.....	49
Şekil 41. Arsa mahallesinden alınan idiotopik-S tip dolomitlerin mikroskobik görünümü.	49
Şekil 42. Karbonat kayaçları içerisindeki, gözenek ve çatlaklarda gelişen kalsitleşmenin mikroskobik görünümü.....	50
Şekil 43. Kuşakkaya Tepesi'nden alınan ölçülü kesitte yer alan mikrokristalin tip dolomitlerin mikroskobik görünümü.	51
Şekil 44. Kuşakkaya Tepesi'nden alınan ölçülü kesitte yer alan ksenotopik-A tip dolomitlerin mikroskobik görünümü.	52
Şekil 45. Kuşakkaya Tepesi'nden alınan ölçülü kesitte yer alan idiotopik-C tip dolomitlerin mikroskobik görünümü.	52
Şekil 46. Kuşakkaya Tepesi'nden alınan ölçülü kesitte yer alan idiotopik-S tip dolomitlerin mikroskobik görünümü.	53
Şekil 47. Kuşakkaya Tepesi'nden alınan ölçülü kesitte yer alan dolomitlerde görülen intraklast izleri.	54
Şekil 48. Kuşakkaya Tepesi'nden alınan ölçülü kesitte yer alan pelbiyointrasparit (tanetaşı)'in mikroskobik görünümü.....	55
Şekil 49. Kuşakkaya Tepesi'nden alınan ölçülü kesitte yer alan biyomikrosparit (istiftaşı) içerisindeki miliolid ve valvulinlerin mikroskobik görünümü.	56
Şekil 50. Kuşakkaya Tepesi'nden alınan ölçülü kesitte yer alan karbonat kayaçları içerisinde gözlenen mozaik çimento.	56
Şekil 51. Kuşakkaya Tepesi'nden alınan ölçülü kesitte yer alan kireçtaşlarında gözlenen stilolitlerin mikroskobik görünümü.	57
Şekil 52. Salıntaşı Tepe'den alınan ölçülü kesit içerisinde yer alan mikrokristalin tip dolomitlerin mikroskobik görünümü.	58
Şekil 53. Salıntaşı Tepe'den alınan ölçülü kesit içerisinde yer alan ksenotopik-A tip dolomitlerin mikroskobik görünümü.....	59
Şekil 54. Salıntaşı Tepe'den alınan ölçülü kesit içerisinde yer alan idiotopik-C tip dolomitlerin mikroskobik görünümü.....	59
Şekil 55. Salıntaşı Tepe'den alınan ölçülü kesit içerisinde yer alan idiotopik-S tip dolomitlerin mikroskobik görünümü.....	60

Şekil 56. Salıntaşı Tepe'den alınan ölçülü kesit içerisinde yer alan idiotopik-E tip dolomitlerin mikroskobik görünümü.....	60
Şekil 57. Salıntaşı Tepe'den alınan pelintrabiyosparit (tanetaşı) içerisinde gözlenen intraklastların mikroskobik görünümü.....	61
Şekil 58. Salıntaşı Tepe'den alınan pelintrabiyosparitlerin (tanetaşı) mikroskobik görünümü.....	62
Şekil 59. Salıntaşı Tepe'den alınan biyopelsparit (tanetaşı) içerisindeki prizmatik pelespod kavkılarının mikroskobik görünümü.	63
Şekil 60. Salıntaşı Tepe'den alınan biyomikrosparit (istiftaşı) içerisindeki glokonilerin mikroskobik görünümü.....	63
Şekil 61. Salıntaşı Tepe'den alınan ölçülü kesit içerisindeki sünger spiküllü ve farklı iki fasiyes içeren kireçtaşının mikroskobik görünümü.....	64



SEMBOLLER DİZİNİ

⊕ Mercan

● Pellet

▼ İntraklast

⤿ Pelespod

★ Ekinid

R Radyolarya

⬠ Sünger

⊙ Miliolid

∞ Valvulin

✂ Algal Yapılar

▲ Stilolit

⊙ Oolit

GENEL BİLGİLER

1.1. Giriş

Bu çalışma ile Gümüşhane ve Bayburt yörelerinde yüzeylenen Berdiga Formasyonundan alınan ölçülü kesitlere dayanarak, mikrofasiyes özelliklerin saptanması hedeflenmiştir. Bunun için birimin ideal yüzeyleme verdiği 4 alan seçilerek, jakop çubuğu yöntemi ile kalınlıkları ölçülerek seri örnekleme yapılmıştır.

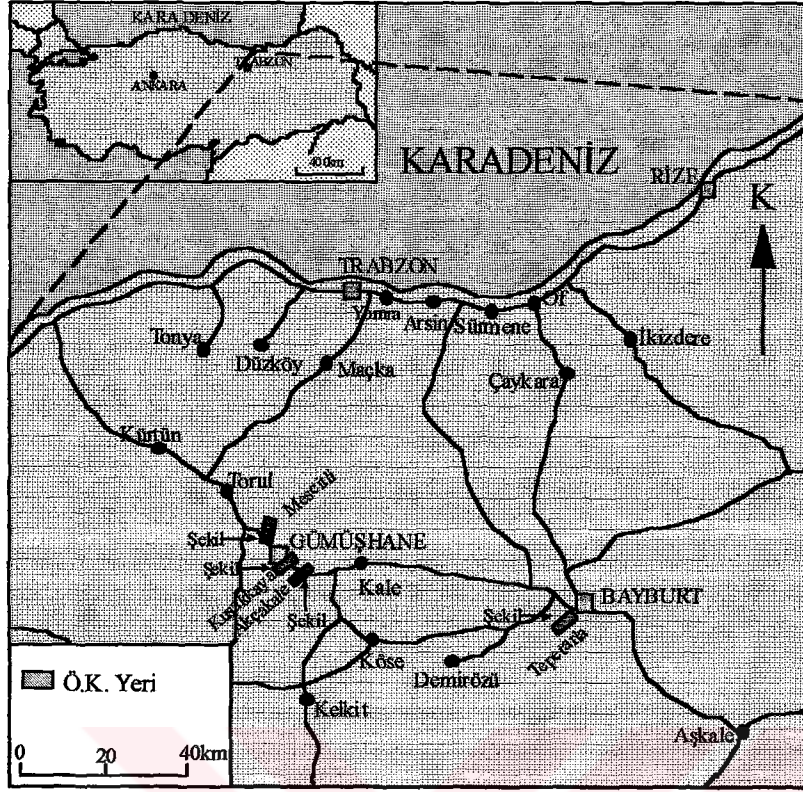
1.2. Coğrafik Konum

Bu çalışmaya konu olan alanlar Gümüşhane ve Bayburt il sınırları içinde yer alır. Gümüşhane yöresinde üç ayrı alanda çalışılıp ölçülü kesitler alınmıştır. Bunlardan birincisi Mescitli Mezrası'nın kuzeyinden Salıntaş Tepeden alınmış olup, Trabzon G42-c3 paftasında yer almaktadır. Diğer Kabanbaşı mahallesinin kuzeybatısında yer alan Kuşakkaya Tepesi'nden alınmıştır. Bu alan Trabzon H42-b2 ve H43-a1 paftalarında bulunmaktadır. Ölçülü kesitlerin üçüncüsü ise Arsa mahallesinin güneybatısındaki Gurbetyatağı Tepe civarından ölçülmüş olup, Trabzon H43-a1 paftasında yer almaktadır (Şekil 1).

Gümüşhane bölgesinde çalışılan sahalara oldukça engebelidir. Salıntaş Tepede rakım 1444 metre, Arsa mahallesi yakınındaki Gurbetyatağı Tepe'de 1670 metre, Kuşakkaya Tepesi'nde 1932 metredir.

Salıntaş Tepe'ye ulaşım, Gümüşhane-Trabzon karayolundan sağlanmaktadır. Kuşakkaya Tepesi'ne ve Arsa mahallesine ise mevcut stabilize yollardan ulaşılmaktadır. Çalışılan sahada bir çok akarsu (Harşit, Balkaya D., Korum D., Manyas D., Külbüs D.) bulunmaktadır.

Bayburt yöresindeki ölçülü kesit, Bayburt'un güneybatısındaki Karagelinler Tepe'nin kuzeydoğusundan ölçülmüştür. Bu alan H44-b4 paftası içerisinde yer almaktadır. Yöredeki en yüksek Tepe 2019 metre yüksekliğindeki Tığdağı Tepe'dir. Bu yörede ulaşım stabilize yollardan sağlanmaktadır. Çalışma alanı akarsu bakımında oldukça zengindir. En büyük akarsu kesit alınan sahanın içinden geçen ve K-G doğrultusunda akan Karaver deredir.



Şekil 1. Çalışma alanına ait yer bulduru haritası ve ölçülü kesit yerleri

1.3. Önceki Çalışmalar

Gümüşhane-Bayburt yöresi, ilgili jeolojik özellikleri nedeniyle, değişik amaçlı pek çok araştırmacının ilgisini çekmiştir. Bu çalışmalar aşağıdaki gibi özetlenebilir:

Stchepinsky (1946), bölgede yer alan metamorfik kayalar ile Kretase, Eosen, Oligosen ve Pliyosen'e ait birimleri saptamıştır. Ayrıca bu birimlerin tortulaşma safhalarını incelemiştir.

Ketin (1950, 1951), Aşkale-Bayburt ve Gümüşhane bölgesinin 1/100.000 ölçekli jeoloji haritasını içeren bu çalışma, MTA Enstitüsü için yapılmıştır. Çalışmaya göre; Liyas yaşlı birimler volkano-tortul olup, Paleozoyik yaşlı metamorfikler üzerine transgresif olarak oturmuşlardır. Volkano-tortul istifin 2000 metre olduğunu belirten yazar, birime içerdiği Ammonit'lere göre Sinemuriyen-Torsiyen yaşı vermiştir.

Ketin tarafından yapılan çalışmada, yörenin tektoniği üzerinde de durulmuştur. Buna göre Bayburt bölgesindeki Kale'ye ait Liyas yaşlı kireçtaşlarının, Üst Kretase yaşlı filişler üzerine itildiği saptanmıştır.

Baykal (1949-1952), Kelkit-Şiran bölgesinde çalışarak, Paleozoyik yaşlı metamorfik ve granitik temel kayaçlarıyla, Jura, Alt-Üst Kretase, Eosen ve Neojen yaşlı tortul birimleri ortaya koymuştur. Baykal aynı çalışmada, Kelkit vadisindeki Liyas yaşlı volkano-tortul serinin metamorfik temel üzerine transgresif olarak geldiğini saptamıştır. Volkano-tortul seri, spilitik lav ve tuf ara katkıları içeren konglomera, kumtaşı, marn ve kireçtaşlarından oluşmaktadır. Çalışmaya göre volkano-tortul serinin bir özelliği de kömür içermesi ve kömürlü seviyenin kalınlığının yer yer 1000 metreye ulaşmasıdır. Bu özelliğinden dolayı bölgenin bir sübsidans havzası olduğu ve havzanın karaya yakınlığı vurgulanmıştır.

Nebert (1961), "Şiran Güneybatısındaki Kelkit Çayı Üst Mecrası'nın Jeolojisi" isimli çalışmasında, bölgede temeli oluşturan Paleozoyik yaşlı metamorfik ve granitik kayaçların üzerlerine gelen, Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı kayaçları inceleyerek, bunları kıvrımlandıran fazları belirlemiştir. Nebert, bölgede Dogger'in varlığından da söz etmiştir.

Gattinger (1962), hazırladığı 1/500.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritasında, Trabzon paftasında yer alan sahanın jeolojisine kabaca değinmektedir. Bu çalışmada bir kaç devre hariç, tüm devirlere ait magmatik, metamorfik ve tortul kayaçlar yer almaktadır. Gattinger, Gümüşhane'de dört ayrı stratigrafik birim ayırt etmiştir.

- 1- Eosen volkanik ve filiş serisi,
- 2- Üst Kretase filişleri,
- 3- Liyas kireçtaşları,
- 4- Permiyen metamorfik serileri ve granitleri.

Wedding (1963), Kelkit ve Bayburt civarındaki çalışmasında, Jura yaşlı çökellerin, Paleozoyik yaşlı granitler üzerine transgresif olarak geldiğine işaret etmiştir. Liyas çökellerinin piroklastlar, filiş, kumtaşı ve marnlardan oluştuğunu saptamıştır. Aynı çalışmada Wedding, kalkerli kumtaşı içinde yeşil kil katkıları ve kömür damarları bulunan birime Dogger, açık renkli beyaz masif kalkerli birimlere de Malm-Alt Kretase yaşı vermiştir.

Nebert (1964), Kelkit çayı ve Kızılırmak nehirleri arasında kalan bölgelerdeki jeolojik çalışmasında, kömür içeren Liyas-Dogger yaşlı kayaçların, Berdiga ile Ağvanis silsilesi arasında filiş fasiyesinde, Eosen oluşuklarının ise kalkerli marn ve kumtaşı olarak Berdiga dağlarının kuzeyi ile Kelkit çayı arasında yüzeylendiğini saptamıştır.

Ağralı, Akyol, Konyalı (1965), Bayburt bölgesindeki kömürleri inceleyerek, Dogger'in varlığını palinolojik yolla saptamıştır.

Çoğulu (1970), Gümüşhane-Rize bölgelerinde geniş yayılım veren Gümüşhane Graniti'ni incelemiştir. Plütonun yaşı Çoğulu tarafından Üst Paleozoyik olarak belirlenmiş olup, mikroskop ve modal analizler sonucu granit, granodiyorit ve kuvars monzonit olarak üç fasiyese ayrılmıştır.

Tokel (1972), H₄₃-a paftasının 1/25.000 ölçekli jeolojik haritasını yaparak, bölge stratigrafisini ve volkanik tarihçeyi incelemiştir. Bunun yanında Üst Kretase ve Eosen volkaniklerinde petrokimyasal incelemelerde bulunmuştur.

Yılmaz (1974), Gümüşhane Graniti'nin yerleşimi ve bileşimi ile ilgili yaptığı çalışmada, Gümüşhane Graniti'ni petrografik olarak dört fasiyese ayırmıştır. Bunlar; granodiyorit, Çamlıca Adamelliti, Gümüşhane Adamelliti ve Porfirik Mikrograniti'dir. Bu fasiyeslerin, kimyasal analizler sonucunda aynı kökenli granitik bir magmadan oluştuğunu tespit etmiştir.

Burşuk (1975), Bayburt bölgesinde stratigrafik ve mikropaleontolojik incelemeler yapmıştır. Bölgede ilk defa Dogger'in varlığından söz ederek, Tithonik fasiyesi saptamıştır. İlk olarak Tintinnoidea biyozonlarına dayanarak Üst Jura-Alt Kretase sınırını belirleyen mikrofosiller saptanmıştır. Yazar, üç yeni Tintinid türü bularak ve dünyada ilk olarak Eosen'de Tintinnoidea'yı inceleyerek, Trocholin'ler ve Tintinid'lerin stratigrafik dağılımlarını vermiştir.

Yüksel (1976), Şiran yöresine ait 1/25.000 ölçekli jeolojik harita yapmıştır. Çalışmada, Paleozoyik yaşlı granitik kayalar, Mesozoyik-Senozoyik yaşlı tortul kayalar, ayrıca bu yaştaki volkanik ve piroklastik kayalar ayrıntılı olarak incelemiştir. Mesozoyik tortul kayalar genelde karbonat kayalardır. Dogger-Malm dolomit kireçtaşlarından, Alt-Üst Kretase de kireçtaşlarından oluşmaktadır. Yüksel'e göre Eosen filiş fasiyesindedir. Bölgede volkanik aktivite Mesozoyik ve Eosen döneminde görülmektedir. Bu çalışmada, tortul oluşukların Anatolid tektonik birliği içerisinde olduğu tespit edilmiştir.

Ağar (1977), Demirözü (Bayburt) ve Köse (Kelkit) bölgelerinde 450 km²'lik bir alanın 1/25.000 ölçekli jeolojik haritasını yapmıştır. Ağar, Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı magmatik, tortul ve metamorfik kayaları ayırt etmiştir. Aynı çalışmada Permokarbonifer'de bitki kırıntılı seviyeler tespit edilerek ilk kez Triyas'ın varlığından söz edilmiştir. Ayrıca magmatik ve volkanik kayaları oluşturan, yöreyi kıvrımlandıran çeşitli fazlar ortaya konulmuştur.

Eren (1983), Trabzon H₄₃-a₁,a₂,a₃,a₄ paftalarının 1/25.000 ölçekli ayrıntılı jeolojik haritasını yaparak bölgenin stratigrafisi, tektoniği ve jeolojik evrimini incelemiştir. Bu çalışmaya göre yörenin temelini Paleozoyik yaşlı granitler oluşturmaktadır. Granitler üzerine aşınma uyumsuzluğu ile Liyas yaşlı volkano-tortul Zimonköy Formasyonu gelmekte, Zimonköy Formasyonu Dogger-Malm yaşlı, dolomitleşmenin yoğun olduğu karbonat kayalarından oluşan Berdiga Formasyonunca üstlenmektedir. Berdiga Formasyonu da Üst Kretase yaşlı Kermutdere Formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülmekte, Kermutdere Formasyonu üzerine de yersel taban konglomerası ile uyumsuz olarak Eosen yaşlı Alibaba Formasyonu gelmektedir. Eren'e göre bölgede en genç birimleri yamaç breşi, traverten, alüvyon ve yamaç molozundan oluşan Tekkeköy Formasyonu oluşturmaktadır.

Hacıoğlu (1983), Gümüşhane yöresinde Kale-Vavuk dağı arasında kalan bölgeyi incelemiştir. Bu çalışmaya göre Berdiga kireçtaşının tabanını dolomitler oluşturmaktadır. Dolomitlerin üzerine dolomitik kireçtaşları ve kireçtaşları gelmiştir. İstifin tavanını ince katmanlı kireçtaşları ve bu kireçtaşları üzerine gelen yer yer marn arakatlı killi kireçtaşları oluşturmuştur. Yapılan mikrofasiyes analizine göre Berdiga Formasyonu'na ait karbonatlar, dolomitik kireçtaşı, dolomit ve kireçtaşı olmak üzere üç grupta toplanmıştır.

Keskin (1983), Akşar köyü (Bayburt) yöresinde yapılan çalışma da Berdiga kireçtaşını dört üyeye ayırmıştır. Bu üyeler tabandan tavana doğru sırası ile aşağıdaki gibidir:

- Kumlu kireçtaşı üyesi
- Dolomitleşmiş kireçtaşı ve dolomit üyesi
- Masif kireçtaşı üyesi
- Mikritik kireçtaşı üyesi

Özer (1984), Bayburt yöresinde Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı kayaların yüzeylendiğini belirtmektedir. Özer'e göre bölgedeki en yaşlı kayalar "Permokarbonifer öncesi" düşük metamorfizmalı şistlerdir. Metamorfikler üzerine Liyas yaşlı volkano-tortul seri gelmektedir. Liyas'ın üzerine de Dogger-Malm yaşlı, kalın tabakalı, yer yer kumlu dolomitik, çörtlü kireçtaşlarının geldiğini belirtmektedir. Alt Kretase yaşlı kayalar derin denizde geliştiği için, mikritik kireçtaşları içermektedir. Özer, istifi yanal geçişli taban konglomerası, kumlu kireçtaşı ve volkano-tortul seriden oluşan Eosen yaşlı ile tamamlamaktadır. Ayrıca bölgenin Eosen sonu, denizden kurtulduğunu da belirtmektedir.

Taşlı (1990), Gümüşhane ve Bayburt yörelerindeki Üst Jura- Alt Kretase yaşlı platform tipi karbonat istiflerinin (Berdiga Formasyonu) stratigrafik, paleocoğrafik ve

Taşlı (1990), Gümüşhane ve Bayburt yörelerindeki Üst Jura- Alt Kretase yaşlı platform tipi karbonat istiflerinin (Berdiga Formasyonu) stratigrafik, paleocoğrafik ve mikropaleontolojik incelemesini yapmıştır. Litostratigrafik incelemeler sonucu, ortak mikrofasiyes ve litolojik özellikleri ile tanımlanan 9 litofasiyes belirlemiştir.

Kırmacı (1992), Doğu Pontid Güney Zonu'nda yaygın yüzeylemeler veren Alt Jura- Üst Kretase yaşlı Berdiga Kireçtaşı dizisini sedimentolojik yönden incelemiştir. Bu amaçla Suiçti (Alucra), Gelinpertek (Köse), Keçi Deresi (Gümüşhane), Danzot (Bayburt) ve Karacık Tepe (Bayburt) yörelerinden stratigrafik kesitler ve buna bağlı olarak da sistematik örnekler almıştır. Alınan sistematik örneklerin mikroskobik incelemeleri ve litofasiyes çalışmaları Berdiga kireçtaşı dizisinin farklı litofasiyeslerde geliştiğini göstermiştir.

Yılmaz (1995), Gümüşhane-Bayburt yöresinde yüzeyleyen Alt Jura (Liyas) yaşlı birimleri incelemiştir. Yörede yüzeyleyen Liyas çökellerini üç ana fasiyese ayırmıştır. Bunlar:

- 1- Kondanse pelajik çökeller,
- 2- Normal ve taşınmış/tekrar çökelmiş çökeller,
- 3- Silisleşmiş kireçtaşı ve silisli breş fasiyesleridir.

Yılmaz ve Korkmaz (1999), Gümüşhane ve Trabzon arasındaki bölgenin jeolojisini (Jura-Kretase) incelemiştir. Bu çalışmaya göre Liyas-Dogger süresince her iki sahada aktif volkanizma faaliyetleri olmasına rağmen, kuzey kısım yalnız volkanik kayalarla temsil edilmekte, güney kısım volkaniklerle ilişkili yaygın sedimanter kayalarla temsil edilmektedir. Malm-Alt Kretase ise karbonat platformundan oluşmakta olup, Kretase dereceli bir derinleşmeyi işaret eden yamaç yelpaze ve havza çökelleri içermektedir.

2. YAPILAN ÇALIŞMALAR

2.1. Materyal ve Yöntem

Bu çalışmada, Gümüşhane-Bayburt yörelerinde yüzeyleyen Alt Kretase yaşlı karbonat kayalarının mikrofasiyes özelliklerinin belirlenmesi amaçlanmıştır. Bu amacı gerçekleştirmek için, çalışmalar arazi ve laboratuvar olmak üzere iki grupta toplanmıştır.

2.1.1. Arazi Çalışmaları

Gümüşhane yöresinde Salıntaşı Tepe (Ek 4), Kuşakkaya Tepe (Ek 3) ve Arsa mahallesinde (Ek 2), Bayburt yöresinde ise Karagelinler Tepe'de (Ek 1) jakop çubuğu ile ölçülü kesitler alınmıştır. Alınan ölçülü kesitlerden yararlanılarak kalınlık belirlenmesi yapılmıştır.

2.1.2. Laboratuvar Çalışmaları

Gümüşhane'de; Salıntaşı Tepe'den 48, Kuşakkaya Tepe'den 48, Arsa mahallesinden 20, Bayburt yöresinde; Karagelinler Tepe'den 38 tane sedimantolojik kesit yapılmıştır. İnce kesitlerin 38 tanesi Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü İnce Kesit Laboratuvarında, 116 tanesi de M.T.A. Doğu Karadeniz Bölge Müdürlüğü Kesit Laboratuvarında yapılmıştır.

İnce kesitler polarize mikroskopta ayrıntılı olarak incelenerek, petrografik ve sedimantolojik özellikleri ortaya koyulmuştur. Dolomitlerin incelenmesinde Greg ve Sibley (1984), Sibley ve Greg (1987) ve Gawthorpe (1987) sınıflamalarından yararlanılmıştır. Kireçtaşlarının incelenmesinde Folk (1962) ve Dunham (1962) sınıflamalarından yararlanılmıştır.

3. BULGULAR

3.1. Gümüşhane Yöresinin Stratigrafisi

Gümüşhane yöresinde Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı birimler yüzeylemektedir. Yörenin en yaşlı birimi Paleozoyik yaşlı granitlerdir. Granitlerin aşınma yüzeyi üzerine taban kongloması ile Liyas yaşlı volkano-tortul birimlerden oluşan Zimonköy Formasyonu uyumsuz olarak gelmektedir. Zimonköy Formasyonu Dogger-Alt Kretase yaşlı kalın, masif, gri renkli kireçtaşlarından oluşan Berdiga Formasyonu'na üstlenmektedir. Berdiga Formasyonu üzerine ise monojenik breş, kalsitürbiditler, kırmızı kireçtaşları ve türbiditlerden oluşan Kermutdere Formasyonu uyumlu olarak gelmektedir. Kermutdere Formasyonu'nun yaşı Üst Kretase'dir. Bölgenin en genç birimi, andezit lav ve piroklastlardan oluşan Eosen yaşlı Alibaba Formasyonu olup, uyumsuz olarak Kermutdere Formasyonu üzerine oturmaktadır (Şekil 2).

Gümüşhane yöresinde çalışılan sahaların jeolojik haritaları Şekil 3,4'de verilmiştir.

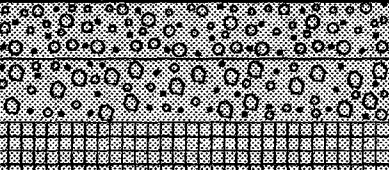

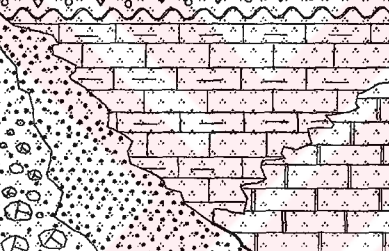
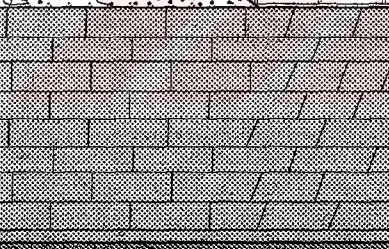

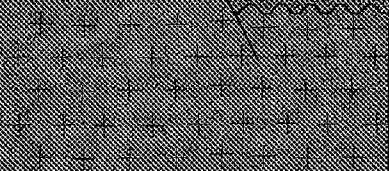
Gümüşhane bölgesinde yer alan birimler ve stratigrafik özellikleri aşağıda verilmiştir.

3.1.1. Gümüşhane Graniti

Tanım ve Dağılımı: Doğu Karadeniz Bölgesi'nde, Gümüşhane yöresinde yaklaşık 250 km² genişlikte bir alanda yüzeyleme veren granitik kayaçlar, topluca "Gümüşhane Graniti" diye tanımlanmaktadır (Yılmaz, 1972).

İnceleme alanında Kuşakkaya Tepe ve Arsa mahallesi güneyinde Tencil Tepe, Şişmanlı mahallesi ve Çiftlik deresi boyunca belirgin yüzeylemeler vermektedir.

Alt, Üst Sınırlar: Gümüşhane Graniti üzerine aşınma uyumsuzluğu ile Zimonköy Formasyonu gelmektedir (Şekil 2).

YAŞ		LİTOLOJİ	AÇIKLAMA
KALINLIK (m)	FORMASYON		
Kuvaterner			Alüvyon Yamaç molozu Traverten
Eosen	800	Alibaba 	Andezitik lavlar ve piroklastları
Üst Kretase	50-120	Kermutdere 	Monojenik breşler, kalsitürbiditler, kırmızı pelajik kireçtaşları ve türbiditler
Dogger-Alt Kretase	300-800	Berdiga 	Kalın-masif tabakalı, gri-bej renkli kireçtaşı, dolomit ve dolomitik kireçtaşı
Liyas	20-1500	Zimonköy 	Volkano-tortul seri
Paleozoik	500	Gümüşhane Graniti 	Granit

Ölçeksiz

Şekil 2. Gümüşhane yöresinin genelleştirilmiş dikme kesiti (Yılmaz ve Korkmaz, 1999'dan yararlanılarak çizilmiştir)



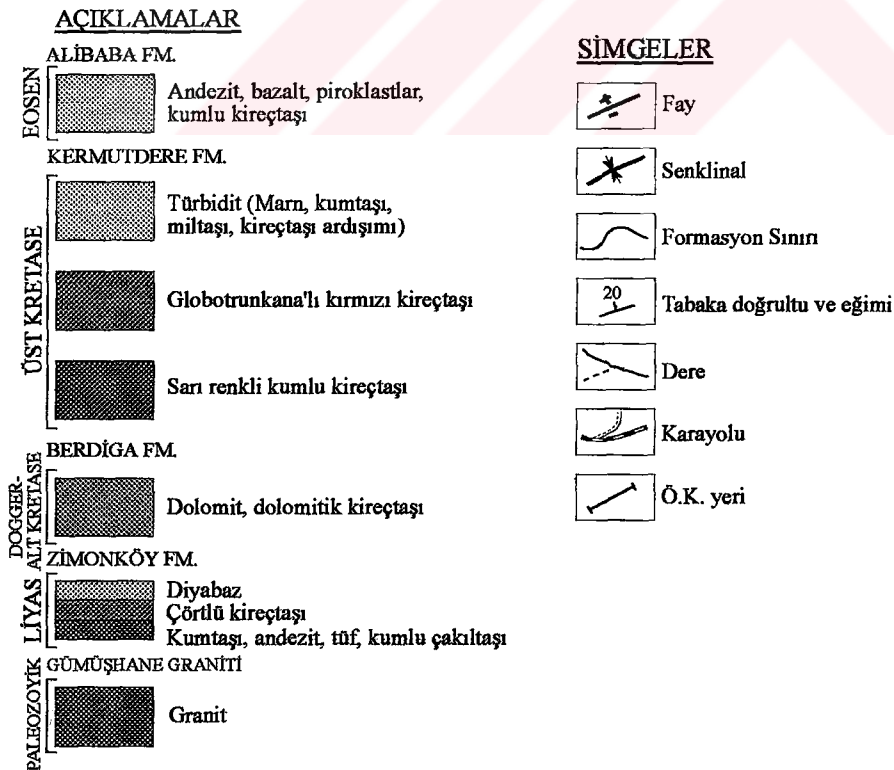
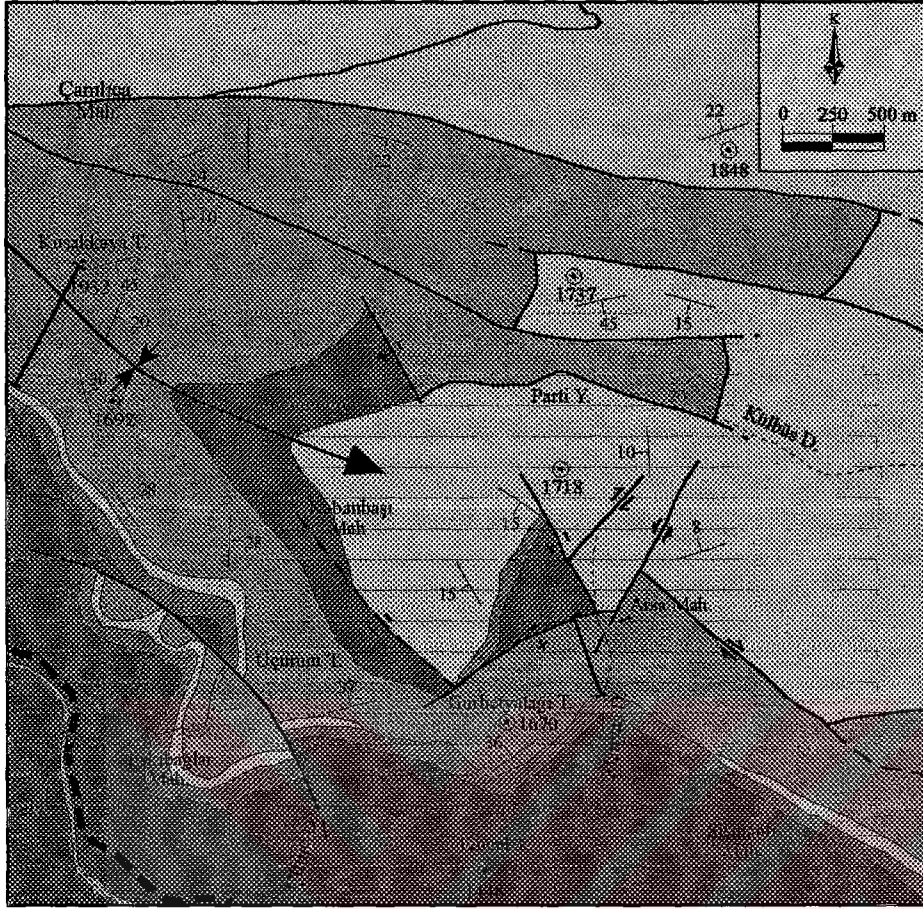
AÇIKLAMALAR

DOĞER- ALT KRETASE	ALİBABA FM.	
	EUSEN	Andezit lav ve piroklastları
	ÜST KRETASE	KERMUTDERE FM.
		Monojenik breş, kalsitürbiditler, kırmızı kireçtaşları ve türbiditler
DOĞER- ALT KRETASE	BERDİGA FM.	
		Kalın-masif, gri renkli kireçtaşları, dolomitik kireçtaşı (küçük bentik foraminiferli, algli, ammonitli ve pelespodlu dolomitik kireçtaşı)
LİYAS	ZİMONKÖY FM.	
		Tortul-volkanik kayalar

SİMGELER

	Fay
	Formasyon Sınırı
	Tabaka doğrultu ve eğimi
	Dere
	Ö.K. yeri
	Karayolu

Şekil 3. Mescitli yöresinin jeoloji haritası (Gülibrahimoğlu vd., 1984'den yararlanılarak çizilmiştir.)



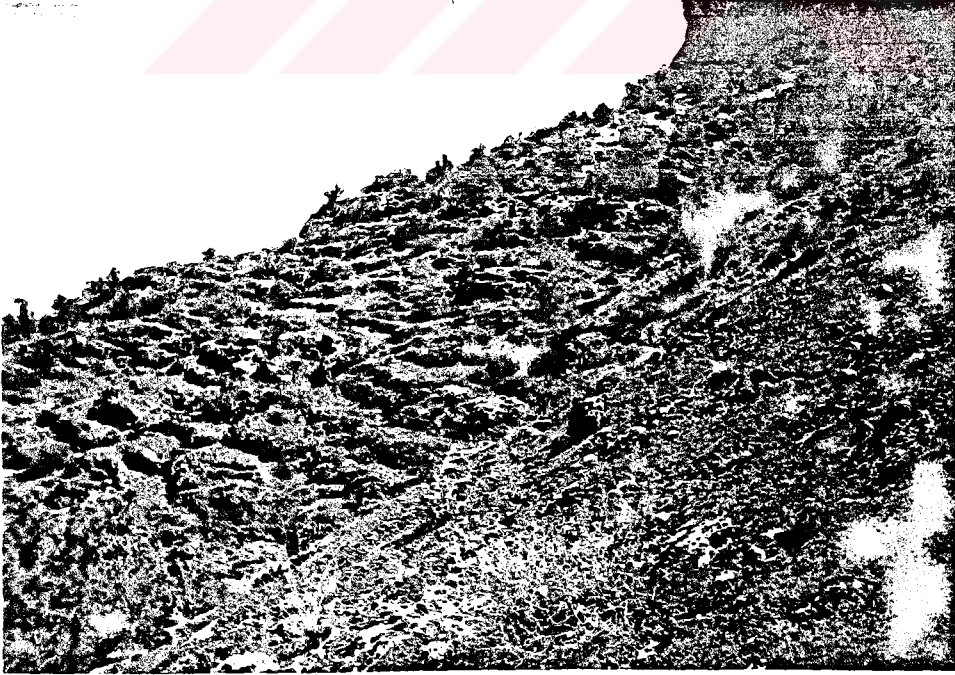
Şekil 4. Kuşakkaya ve Arsa mahallesinin jeoloji haritası (Eren, 1983'den yararlanılarak çizilmiştir.)

3.1.2. Zimonköy Formasyonu

Tanım ve Dağılımı: İnceleme alanında görülen Liyas yaşı birim Ketin (1950) tarafından Liyas teşekküllü, Ağar (1977) tarafından Hamurkesen Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Aynı birim, Eren (1983) tarafından en iyi Zimonköy'de g r ld ği için Zimonköy Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Bu çalışmada da Zimonköy Formasyonu adı benimsenmiştir.

İnceleme alanında Kuşakkaya Tepe ve Arsa mahallesinin güneyinde dar bir alanda yüzeyleme verirken, Mescitli yöresinde Karaca, Koaklar, G neyikisu mahalleleri olmak üzere geniş bir alanda yüzeyleme vermektedir (şekil 3,4).

Litolojik  zellikler: Birim arazide gri-siyah, kırmızımsı, kahverenkli ve yeşil renklerde gözlenmektedir (şekil 5). Zimonköy Formasyonu konglomera, marn, kumtaşı, kiltası, çamurtaşı ve  rtlerden oluşan tortul seviyelerle ara katkılı andezit-bazalt ve piroklastlardan oluşmaktadır. Birimi oluşturan kayalar yanal ve düsey yönde belirgin fasiyesi değişiklikleri sunmaktadır. Zimonköy Formasyonu'nun genellikle taban seviyelerinde, kırmızı kireçtaşları içerisinde Ammonitiko-rosso fasiyesi bulunmaktadır. Ammonitiko-rosso fasiyesinde gelişen kayalar kondanse özellik taşımaktadır. Bu fasiyeste gelişen kireçtaşlarının tipik özelliği yumrulu yapı göstermeleridir.



şekil 5. Zimonköy Formasyonu'nun Salıntaşı Tepe'deki görünümü

Zimonköy Formasyonu'ndan alınan örneklerin ince kesitleri yapılarak petrografik özellikleri incelenmiş ve kayaçların adlanması yapılmıştır.

Kayaç Adı: Bazalt (şekil 6)

Doku (Strüktür): Mikrolitik porfirik

Plajiyoklas: İri kristaller ve hamurda mikrolitler halinde görülmektedir. İri kristaller öz ve yarı öz şekillidir. Bazı kesitlerde albit bazılarında polisentetik ikizlenme görülmektedir. Yapılan cins tayininde (010'a dik kesit) plajiyoklasların cinsinin labrador (An_{52-57}) olduğu saptanmıştır. Genelde ayrışmış, kalsitleşmiş ve serizitleşmiş olarak görülmektedir.

Olivin: Hem iri hem de küçük kristaller halindedir. atlaklı yapıdadır. Genellikle iddingsit ve opak minerallere, daha az olarak da serpantin, klorit ve kalsite dönüşmüş olarak görülmektedir. İddingsitleşmiş örneklerde belirgin pleokroizma bulunmaktadır.

Ojit: Az oranda küçük taneler halindedir. Genellikle renksiz veya çok açık yeşil renktedir. Maksimum sönme açıları yaklaşık 41-44° arasında değişmektedir. Çoğunlukla klorit ve kalsite ayrışmıştır.

Klorit: Hamurda ayrışma ürünü olarak bulunmaktadır.

Kalsit: Çatlak ve boşluklarda ikincil olarak bulunmaktadır.

İkincil Kuvars: Kırık ve çatlaklarda ikincil olarak görülmektedir.

Opak Mineral: Çok bol miktarda ve dağnık taneler halinde görülmektedir.

Hamur: Plajiyoklas, olivin, piroksen ve opak minerallerin çok küçük tanelerinden oluşmaktadır.

Kayaç Adı: Andezit (şekil 7)

Doku (Strüktür): Mikrolitik porfirik

Plajiyoklas: İri kristaller ve hamurda da mikrolitler halinde görülmektedir. Yapılan cins tayininde oligoklas (An_{22-27}) olduğu saptanmıştır. Plajiyoklaslar genelde ayrışmış, serizitleşmiş ve killeşmiş olarak görülmektedir.

Ojit: Az oranda küçük kristaller halinde görülmektedir. Kristalleri  z ve yarı öz şekillidir. Genellikle renksizdir. Maksimum sönme açıları 40-43° arasında değişmektedir. Genellikle klorit ve kalsite ayrışmıştır, kenar kısımlarında opak mineraller gelişmiştir.

Olivin: Genelde küçük kristaller halinde ve az oranda bulunmaktadır. Ayrışmış olup, serpantinleşmiş, iddingsitleşmiş ve kloritleşmiş olarak görülmektedir.

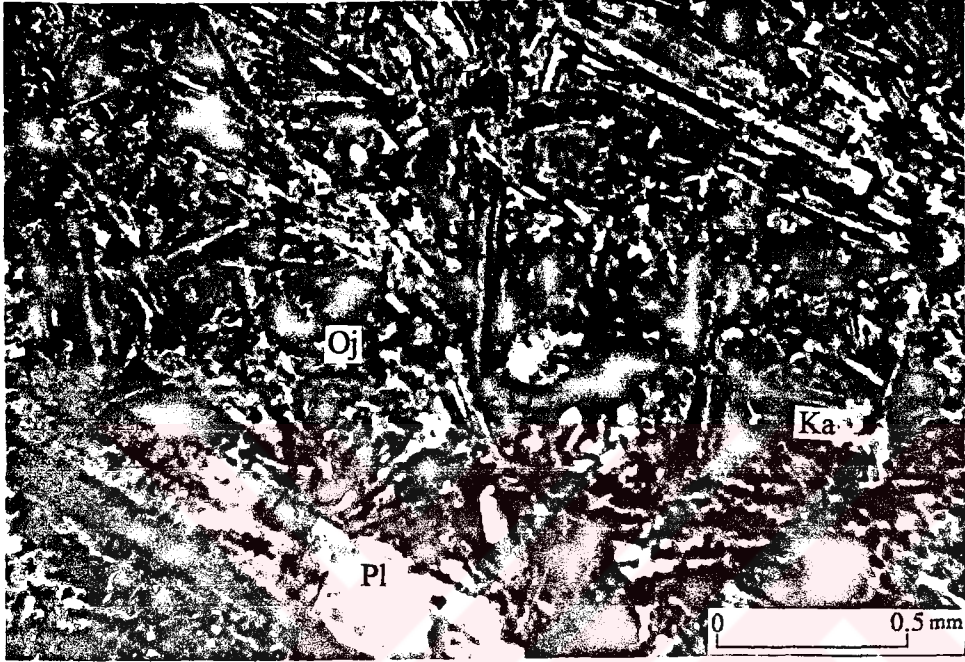
Klorit: Boşluk dolgusu ve ayrışma ürünü olarak bulunmaktadır. Boşluklarda görülenler, çoğunlukla kümeler halindedir.

Kalsit: Çatlak ve boşluklarda ikincil olarak bulunmaktadır.

Zeolit: Hamurda boşluk dolgusu olarak bulunmaktadır.

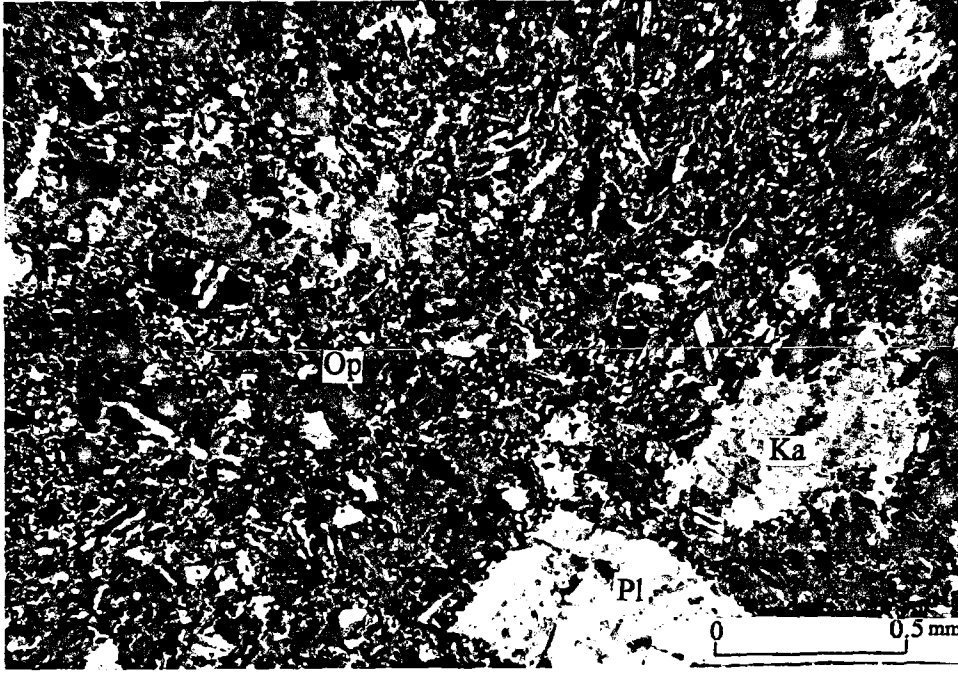
Opak Mineral: Çok bol miktarda ve düzensiz taneler halinde görülmektedir.

Hamur: Plajiyoklas, piroksen, olivin ve opak minerallerin çok küçük tanelerinden oluşmaktadır.



Şekil 6. Zimonköy Formasyonu'na ait bazaltların mikroskoptaki görünümü (Ç.N.; Pl: Plajiyoklas, Oj: Ojit, Ka: Kalsit)

Alt, Üst Sınırlar ve Kalınlık: Zimonköy Formasyonu taban kongloması ile Paleozoyik yaşlı Gümüşhane Graniti'nin aşınma yüzeyine uyumsuzlukla gelmektedir. Dogger-Alt Kretase yaşlı Berdiga Formasyonu, Zimonköy Formasyonu'nu uyumlu olarak üstlemektedir. Zimonköy Formasyonu'nun kalınlığı 30 metre ile 2000 metre arasında değişmektedir (Eren, 1983; Baykal, 1952).



Şekil 7. Zimonköy Formasyonu'na ait andezitlerin mikroskoptaki görünümü (Ç.N.; Pl: Plajiyoklas, Op: Opak, Ka: Kalsit)

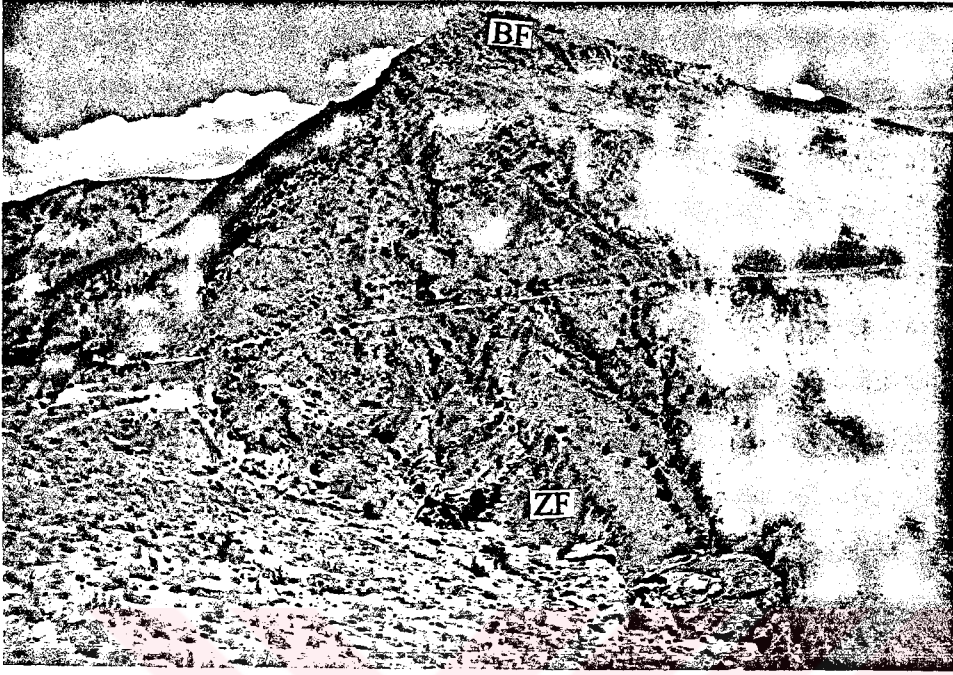
3.1.3. Berdiga Formasyonu

Tanım ve Dağılımı: Çalışma alanında Dogger-Alt Kretase yaşlı olarak tanımlanan birim, ilk kez Pelin (1977) tarafından, Berdiga dağlarına (Alucra) atfen Berdiga Formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Berdiga Formasyonu'na ait üç farklı yerden jakop çubuğu yöntemi ile ölçülü kesit alınmıştır. Birim farklı bölgelerde yüzeyleme vermektedir; Mescitli Mezrası'nın kuzeyinde ve kuzeybatısındaki Salıntaşı Tepe'de, Kayalarbaşı ve Balkaya Deresi çevresinde; Gümüşhane'nin kuzeyinde Kuşakkaya Tepe, Uçurum Tepe, Gurbetyatağı Tepe ve Arsa mahallesi civarında yüzeyleme vermektedir (Şekil 3,4).

Ölçülü Kesit Yeri ve Ölçülü Kesiti: Berdiga Formasyonu, Gümüşhane'nin kuzeyinde yer alan Kuşakkaya Tepesinde (Pafta: H43-a1; Başlangıç: x=542275, y=4479325, z=1570 m; Bitiş: x=542800, y=4479550, z=1952 m), Gümüşhane'nin kuzeydoğusundaki Arsa mahallesi civarında (Pafta: H43-a1; Başlangıç: x=545375, y=4477625, z=1450 m; Bitiş: x=545225, y=4478000, z=1520 m) (Şekil 8) ve Mescitli'nin kuzeyindeki Salıntaşı Tepe'de (Pafta: G42-c3; Başlangıç: x=53488, y=4486100, z=1160 m; Bitiş: x=534700,

y=4486375, z=1444 m) belirgin yüzeylemeler vermektedir. Bu nedenle ölçülü kesitler bu yörelerden ölçülmüştür (Ek 3, 2, 4).



Şekil 8. Berdiga Formasyonu'nun Arsa mahallesindeki görünümü
(BF: Berdiga Formasyonu, ZF: Zimonköy Formasyonu)

Litolojik Özellikler: Berdiga Formasyonu arazide gri-beyaz renkte görülmektedir. Kalın ve masif katmanlı olmasına rağmen, taban kısımlarında ince tabakalar mevcuttur (Şekil 9). Birim alttan üste doğru zaman zaman kırıklı zaman zaman da karstik yapılar göstermektedir. Formasyon içerisinde dolomitik ve rekristalize olmuş seviyeler de bulunmaktadır. Dolomitler pembe renkli ve kristal şeker dokusunda görülmektedir. Kayaçların ayrışma yüzeyleri gri, taze kırık yüzeyleri krem-gridir.

Berdiga Formasyonu'nun Gümüşhane yöresinde yaygın yüzeyleme verdiği yerlerden (Kuşakkaya Tepe, Salıntaşı Tepe, Arsa mahallesi) jakop çubuğu ile ölçülü kesitler alınarak sistematik örnek alımı gerçekleştirilmiştir. Örnekler Kuşakkaya Tepesi'nde 4,5-6 metre aralıklarla, Arsa mahallesinde 3-4,5 metre aralıklarla, Salıntaşı Tepe'de ise 1,5-3 metre aralıklarla alınmıştır.

Yapılan ince kesitler mikroskopta incelenerek, çökel özellikleri saptanmış ve Berdiga Formasyonu'na ait karbonat kayaçları sınıflandırılmıştır. Birimin genellikle dolomitik kayaçlardan, üst kesimlerde de kireçtaşlarından oluştuğu tespit edilmiştir. Kireçtaşları fosil

bakımından oldukça fakirdir. Çünkü birim daha çok dolomitik kayalardan oluşmaktadır. Mikrofasiyes Analizi Bölümü'nde Berdiga Formasyonu'na daha geniş yer verilceğinden burada kısaca değinilmiştir.



Şekil 9. Berdiga Formasyonu'nun Salıntaşı Tepe'deki görünümü
(ZF: Zimonköy Formasyonu, BF: Berdiga Formasyonu)

Alt, Üst Sınırlar ve Kalınlık: Berdiga Formasyonu alttan Zimonköy Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmektedir. Üstten ise Üst Kretase yaşlı Keremutdere Formasyonu'na uyumlu olarak üstlenmiştir. Tabaka kalınlığı 25 cm ile 3.5 metre arasında değişmektedir. Berdiga Formasyonu'nun jakop çubuğu ile Kuşakkaya Tepesinden ölçülen kalınlığı 336 metre, Arsa mahallesinden ölçülen kalınlığı 86,5 metre, Salıntaşı Tepeden ölçülen kalınlığı 225 metredir (Ek 3, 2, 4).

Fosil Topluluğu ve yaşı: Gümüşhane yöresinde Berdiga Formasyonu'ndan alınan örneklerin paleontolojik tayinlerinde, *Pseudolituonella gavonensis* FOURY, *Cuneolina sp.* türleri saptanmış ve bunlara dayanarak birime Hotriviyen-Apsiyen yaşı verilmiştir (Tayin; Yrd.Doç.Dr. Kemal Taşlı).

Bu çalışmada elde edilen paleontolojik bulgulara ve önceki çalışmalardan (Eren, 1983; Hacıoğlu, 1983; Taşlı, 1984; Taşlı, 1990; Kırmacı, 1992; Yılmaz, 1993; Yılmaz, 1997) elde edilen sonuçlara göre birime Dogger-Alt Kretase yaşı verilmiştir.

3.1.4. Kermutdere Formasyonu

Tanım ve Dağılımı: Üst Kretase yaşlı birim ilk kez Tokel (1972) tarafından tanımlanmış ve Kermutdere Formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Birim; Mescitli yöresinde oldukça geniş bir alanda gözlenmekte olup, Arsa ve Kabanbaşı mahalleleri ile Parti Yayla'da yüzeyleme vermektedir (Şekil 3,4).

Litolojik Özellikler: Formasyon, tabanda ayrışma yüzeyi sarı olan bej renkli kumlu kireçtaşı ile başlamaktadır. Onun üzerine kırmızı bordo renkli kireçtaşı ile yeşilimsi gri renkli marn, şeyl, kumtaşı, kireçtaşı araldanmasından oluşan türbiditler gelmektedir (Eren, 1983).

Kermutdere Formasyonundan alınan örneklerin ince kesitleri yapılarak petrografik özellikleri belirlenmiş, kayaçların adlanması yapılmıştır.

Kayaç Adı: Kristal tuf (Şekil 10)

Plajiyoklas: Çoğunlukla iri kristaller, hamurda da küçük kristaller halindedir. Ayrışmış, serizitleşmiş ve killeşmiştir. Bazılarında zonlu yapı görülmektedir.

Biyotit: Öz ve yarı öz şekilli kristaller halindedir. Tek nikolde açık sarı-koyu kahverengi pleokroizma görülmektedir. Dik sönme göstermektedir. Tek yönde dilinimler belirgindir. Bazı minerallerde bükülmeler görülürken, bazılarının da kenarları boyunca kloritleşme gözlenmektedir.

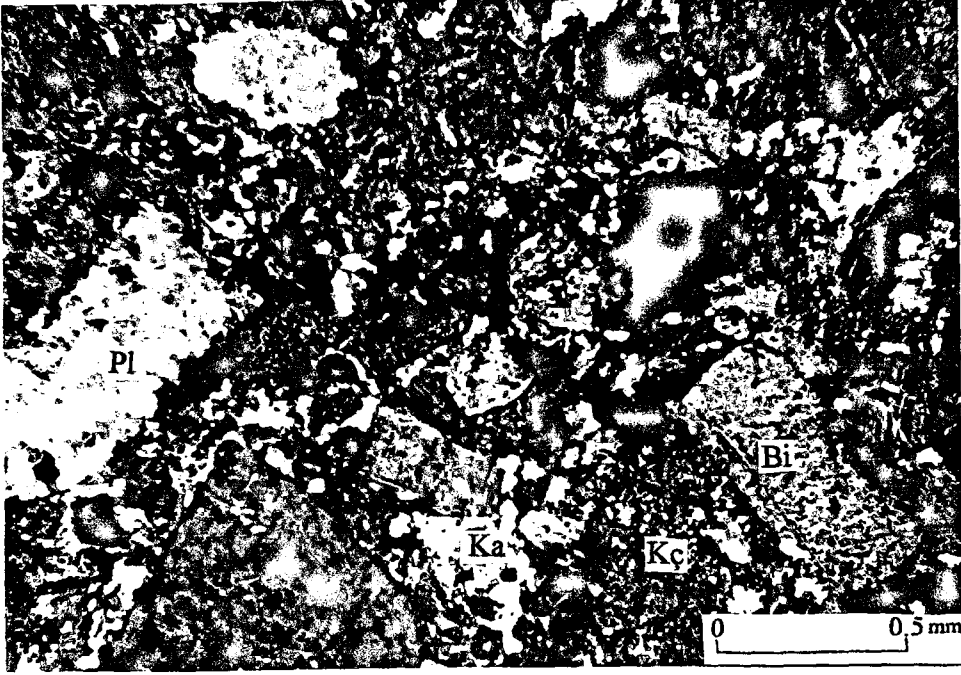
Klorit: Hamurda ayrışma ürünü ve boşluk dolgusu olarak bulunmaktadır.

Kalsit: Kırık ve çatlaklarda ikincil olarak görülmektedir.

Opak Mineral: Az oranda irili ufaklı taneler halindedir.

Hamur: Plajiyoklas, biyotit ve opak mineral tanelerinden oluşmaktadır.

Alt, Üst Sınırlar: Kermutdere Formasyonu, Berdiga Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmektedir. Üstten ise Eosen yaşlı Alibaba Formasyonu tarafından uyumsuz olarak üstlenmektedir (Eren, 1983).



Şekil 10. Kermutdere Formasyonu'na ait kristal tüflerin mikroskoptaki görünümü (Ç.N.; Pl: Plajiyoklas, Bi: Biyotit, Ka: Kalsit, Kç: Kayaç Kırıntısı)

3.1.5. Alibaba Formasyonu

Tanım ve Dağılımı: Eosen yaşlı Alibaba Formasyonu ilk kez Tokel (1972) tarafından Gümüşhane yöresinde tanımlanmıştır.

Birim Mescitli yöresinde; Kuzeyikisu mahallesi, Mescitli Mezrası ve Aktaş Tepe'de geniş bir alanda yüzeylenmektedir.

Litolojik Özellikleri: Alibaba Formasyonu kumlu kireçtaşı, aglomera, hornblendli andezit ve tüfit arakatkısı içeren yastık lav yapısı gösteren andezit ve aglomeralardan oluşmaktadır (Eren, 1983). Alibaba Formasyonu'nun taban kısımları tabakalardan oluşmaktadır. Üst seviyelerde yastık lav ve aglomera yapıları gözlenmektedir.

Alt, Üst Sınırlar: Eosen yaşlı Alibaba Formasyonu, Kermutdere Formasyonu üzerine aşınma uyumsuzluğu ile gelmektedir (Eren, 1983).

3.2. Bayburt Yöresinin Stratigrafisi

Bayburt yöresinde temeli “Permokarbonifer Öncesi” yaşlı Kopuzsuyu Deresi Metamorfitleri (Özer,1984) oluşturmaktadır. Metamorfit temel üzerine uyumsuz olarak volkano-tortul birimlerden oluşan Liyas yaşlı Zimonköy Formasyonu gelmektedir. Zimonköy Formasyonu kumlu spartik kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşlarından oluşan Bajosiyen-Üst Tithoniyen yaşlı Ardıçlıgüney Formasyonu tarafından üstlenmektedir. Bu birim üzerine de ince-orta tabakalı kireçtaşı ve kumtaşlarından oluşan Üst Tithoniyen-Alt Kretase yaşlı Ahsünk Formasyonu gelmektedir. Ahsünk Formasyonu gri-bej renkli, orta tabakalanmalı mikritik kireçtaşlarından oluşan Alt Kretase yaşlı Kuzdağı Formasyonu tarafından uyumlu olarak üstlenmektedir. Bölgenin en genç birimi Eosen yaşlı kumtaşı, marn ve tüfitlerden oluşan Tekçam Tepe Formasyonu’dur. Birim Bayburt ilinin kuzeybatısında, yer yer Liyas yaşlı Zimonköy Formasyonu, yer yer de Bajosiyen-Üst Tithoniyen yaşlı Ardıçlıgüney Formasyonu üzerine aşınma uyumsuzluğu ile gelmektedir (Özer, 1984). Bölgeye ait kayaçlar Tekçam Tepe Formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelen güncel traverten, taraça ve alüvyonlarla tamamlanmaktadır (Şekil 11). Bayburt yöresinde çalışılan sahanın jeolojik haritası Şekil 12’de verilmiştir.

3.2.1. Kopuzsuyu Deresi Metamorfitleri

Tanım ve Dağılımı: Formasyon ismi. Özer (1984) tarafından verilmiştir. Birim inceleme alanında yüzeyleme vermemektedir.

Alt, Üst Sınırlar: Bayburt yöresindeki en yaşlı kayaçlar “Permo-Karbonifer Öncesi” yaşlı Kopuzsuyu Deresi Metamorfitleridir. Metamorfitlerin üzerine uyumsuz olarak Liyas yaşlı Zimonköy Formasyonu gelmektedir.

3.2.2. Zimonköy Formasyonu

Tanım ve Dağılımı: Formasyon Eren (1983) tarafından, ‘Gümüşhane yöresindeki Zimonköy’de çok belirgin yüzeyleme verdiği için Zimonköy Formasyonu olarak tanımlanmıştır.

Birim inceleme alanında Tığdağı Tepenin batısında çok dar bir alanda yüzeylemektedir.

Litolojik Özellikleri: Zimonköy Formasyonu marn, kumtaşı, kırmızı renkli kireçtaşı (Ammonitiko-rosso Fasiyesi), bazaltik tüf, tüfit, aglomera ve lav ardışımından oluşmaktadır (Özer, 1984).

Alt, Üst Sınırlar: Liyas yaşlı Zimonköy Formasyonu uyumsuz olarak metamorfik temel üzerine oturmaktadır. Üzerine ise uyumlu olarak Bajosiyen-Üst Tithoniyen yaşlı Ardıçlıgüney Formasyonu gelmektedir.

3.2.3. Ardıçlıgüney Formasyonu

Tanım ve Dağılımı: Bajosiyen-Üst Tithoniyen yaşlı birim Özer (1984) tarafından adlandırılmıştır. Formasyon inceleme alanında Tepetarla Tepe, Alıcın Sırtı, Tığdağı Tepe ve Karaver Dere boyunca oldukça geniş bir alanda yüzeylemektedir.

Ölçülü Kesit Yeri ve Ölçülü Kesiti: Formasyon inceleme alanında Karaver dere boyunca belirgin yüzeylemeler vermektedir. Birime ait tip kesit Bayburt'un güneybatısındaki Karagelinler Tepenin kuzeydoğusundan ölçülmüştür (Pafta: H44-b4, Başlangıç: x=607850, y=4462850, z=1870 m; Bitiş: x=608475, y=446338, z=1760 m)(Ek 1).

Litolojik Özellikleri: Ardıçlıgüney Formasyonu kalın-yer yer masif kireçtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 13). Birim içerisinde belirli seviyelerde dolomitler, dolomitik kireçtaşları ve rekristalize kireçtaşları da bulunmaktadır.

Birime ait ölçülü kesit jakop çubuğu ile Karagelinler Tepe'nin kuzeydoğusundan alınarak, sistematik örnek alımı gerçekleştirilmiştir. Örnekler çoğunlukla 1.5-2 m aralıklarla alınmıştır.

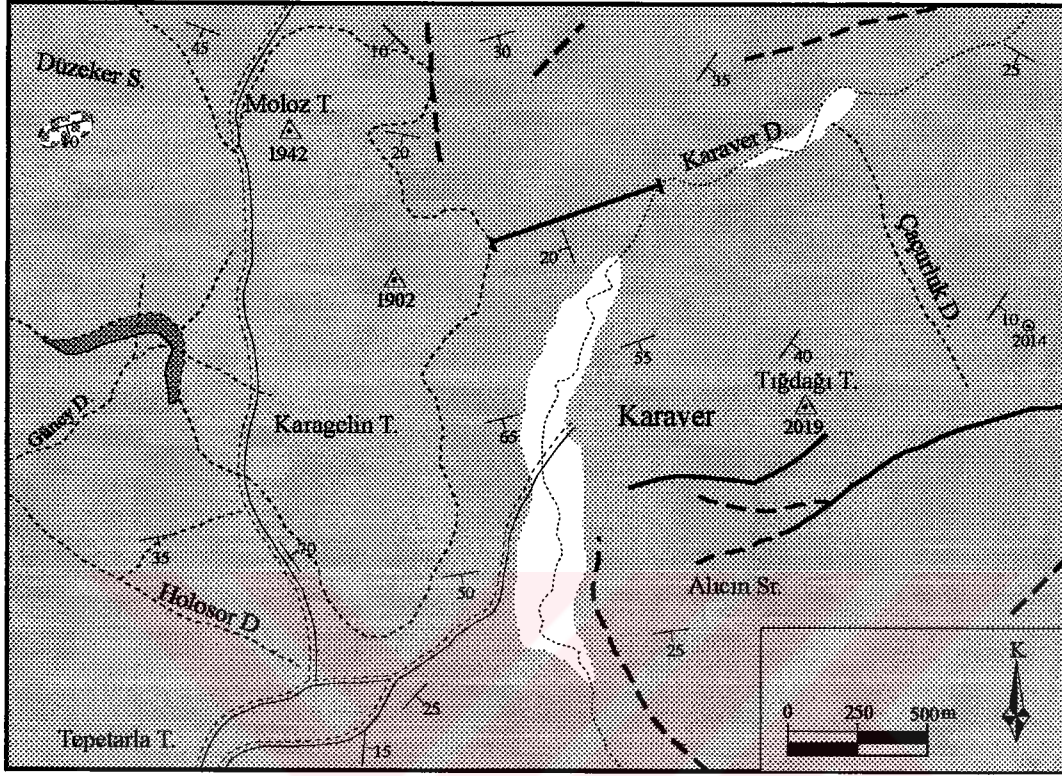
İnce kesitler mikroskopta incelendiğinde, birimin alt seviyelerinin kireçtaşları ve rekristalize kireçtaşları ile ardışıklı olarak dolomitlerden oluştuğu tespit edilmiştir. Ölçülü kesitin 72. metresinden sonrası tamamen kireçtaşlarından oluşmaktadır.

Ardıçlıgüney Formasyonu'nun ayrıntılı mikroskobik özelliklerine Mikrofasies Analizi Bölümü'nde yer verilecektir.

ZAMAN		SENOZOYİK		LİTOLOJİ	AÇIKLAMA
DEVİR	DEVRE	TERSİYER	KUVA-TERNER		
FORMASYON		FORMASYONU		KALINLIK (m)	
M E S O Z O Y İ K		K R E T A S E			
J U R A		Alt Kretase			
Liyas		Dogger Malm		530	Gri renkli, orta tabakalanmalı kireçtaşları; koyu gri renkli, ince orta tabakalanmalı kumtaşları; ince tabakalanmalı marn ardışımı. Sarımsı- gri renkli sparitik kireçtaşı. Gri renkli dolomitik kireçtaşı. Gri renkli çörtlü mikrosparitik kireçtaşı. Sarımsı-gri renkli, kumlu sparitik kireçtaşı
Zimonicöy		Ardıçlıgözü			
660		375		150	Marn, kumtaşı, kırmızı renkli kireçtaşı (Ammonitiko-rosso Fasiesi), bazaltik tuf, tüfit, aglomera ve lav ardışımı. Metamorfik kayalar
Kopuzsuyu Deresi Metamorfikleri		Kuzdağı			
PALEOZOYİK		PERMOKARBONİFER ÖNCESİ		Metamorfik kayalar	

Ölçeksiz

Şekil 11. Bayburt yöresinin geliştirilmiş dikme kesiti (Özer 1984 den yararlanılarak çizilmiştir)



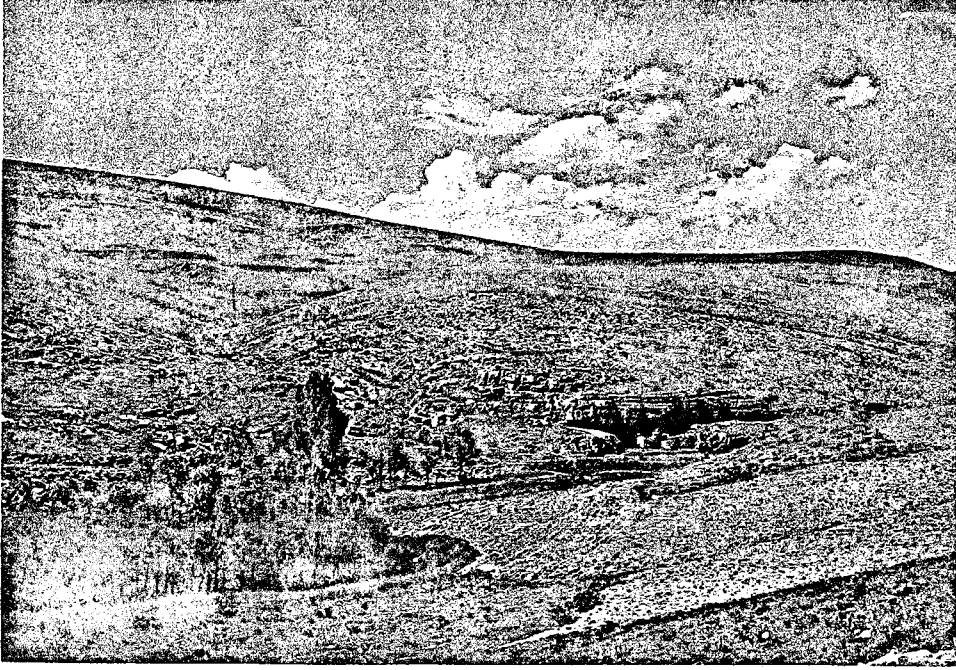
AÇIKLAMALAR

KUV.		Alüvyon
PLİÖSEN		Konglomera
TEKÇAM TEPE FM.		Kumtaşı, marn, tuf ve tütfit ardışımı
EOSEN		ARDIÇLIGÜNEY FM.
JURA-KRETASE		Sarımsı gri renkli kireçtaşı, gri renkli dolomitik kireçtaşı

S İ M G E L E R

	Fay		Dere
	Olası fay		Karayolu
	Formasyon sınırı		Tabaka doğrultu ve eğimi
	Olası formasyon sınırı		Ö.K. yeri

Şekil 12. Karagelinler Tepe yöresinin jeoloji haritası (İlker 1965'den yararlanılarak çizilmiştir)



Şekil 13. Ardıçlıgüney Formasyonu'nun Karaverdere vadisindeki görünümü

Alt, Üst Sınırlar ve Kalınlık: Formasyon tabanda Liyas yaşlı Zimonköy Formasyonu ile uyumludur. Üstten ise Üst Tithoniyen-Alt Kretase yaşlı Ahsünk Formasyonu tarafından uyumlu olarak üstlenmektedir. Tabaka kalınlıkları 50 cm ile 150 cm arasında değişmektedir. Birimin kalınlığı jakop çubuğu ile Karagelinler Tepe'nin kuzeydoğusunda 107 metre olarak ölçülmüştür (Ek 1).

Fosil Topluluğu ve Yaşı: Birimin yaşı önceki çalışmalara dayandırılarak Bajosiyen-Üst Tithoniyen olarak saptanmıştır (Burşuk, 1975; Özer, 1984).

3.2.4. Ahsünk Formasyonu

Tanım ve Dağılımı: Üst Tithoniyen-Alt Kretase yaşlı Ahsünk Formasyonu Özer (1984) tarafından adlandırılmıştır.

Ahsünk Formasyonu inceleme alanında yüzeyleme vermemektedir.

Litolojik Özellikleri: Ahsünk Formasyonu gri renkli, orta tabakalanmalı kireçtaşları; koyu gri renkli, ince-orta tabakalanmalı kumtaşları; ince tabakalı marn ardışımından oluşmaktadır.

Birim içerisinde yer alan kireçtaşları yer yer mikritik, tabana doğru spartik özelliktedir. Az yuvarlaklaşmış litik malzeme, kuvars, feldspat, biyotit ve opak mineraller, kumtaşlarını oluşturan tanelerdir. İstif içinde yer alan marnlar dağınık özellik göstermektedir.

Alt, Üst Sınırlar: Birim Bajosiyen-Üst Tithoniyen yaşlı Ardıçlıgüney Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmektedir. Üzerine ise Alt Kretase yaşlı Kuzdağı Formasyonu uyumlu olarak oturmaktadır.

3.2.5. Kuzdağı Formasyonu

Tanım ve Dağılımı: Alt Kretase yaşlı birim ilk kez Özer (1984) tarafından Bayburt yöresinde tanımlanmıştır.

Birim inceleme alanında yüzeyleme vermemektedir

Litolojik Özellikleri: Birim tümüyle orta tabakalı, gri-bej renkli kireçtaşlarından oluşmaktadır. Kireçtaşları mikritik bir bağlayıcı ile bağlanmış olup, paralel çökme yapısı göstermektedirler (Özer,1984).

Alt, Üst Sınırlar: Kuzdağı Formasyonu Üst Tithoniyen- Alt Kretase yaşlı Ahsünk Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmektedir. Kuzdağı Formasyonu'nun üst sınırı yörede görülmektedir.

3.2.6. Tekçam Tepe Formasyonu

Tanım ve Dağılımı: Formasyon Özer (1984) tarafından Tekçam Tepe Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Birim inceleme alanında yüzeyleme vermemektedir.

Litolojik Özellikleri: Birim ince tabakalı kumtaşı, marn, tuf ve tüfit tabakalarından oluşmaktadır. Tekçam Tepe Formasyonu arazide meydana gelen aşınmalarla, farklı yaştaki birimler üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. Birim bazı yerlerde Liyas yaşlı Zimonköy Formasyonu, bazı yerlerde de Bajosiyen-Üst Tithoniyen yaşlı Ardıçlıgüney Formasyonu üzerine uyumsuz olarak oturmaktadır.

Alt, Üst Sınırlar: Tekçam Tepe Formasyonu farklı şiddetteki aşınmalar sonucu, yüzeye çıkan değişik yaşlardaki kayalar üzerine aşıl uyumsuzlukla gelmektedir (Özer, 1984). Birim Bayburt yöresinin en genç birimidir.

3.3. Mikrofasiyes Analizler

Gümüşhane (Salıntaşı Tepe, Kuşakkaya Tepe, Arsa mahallesi) ve Bayburt (Karagelinler Tepe) yörelerinde Berdiga Formasyonu'nda jakop çubuğu yöntemi ile birimlerin kalınlıkları ölçülmüş ve sistematik örnekleme gerçekleştirilmiştir. Alınan ölçülü kesit incelemelerinde kireçtaşları için Folk (1962) ve Dunham (1962) sınıflamaları, kireçtaşları içinde yaygın olarak izlenen dolomit ve dolomitik kireçtaşları için de Greg ve Sibley (1984), Sibley ve Greg (1987) ve Gawthorpe (1987) sınıflamaları kullanılmıştır. Dolomitleşme kaynakları ve özellikle dolomitlerin kökenine ilişkin tartışmalar güncel olduğu için bu konudaki çalışmalar aşağıdaki gibi özetlenmiştir.

3.3.1. Dolomitler

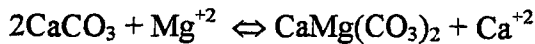
3.3.1.1. Genel Bilgiler

Dolomit adı hem mineral hem de kayaç adlamasında kullanılmaktadır. Mineral olarak dolomit rombohedral kristal şekilli bir karbonattır. $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ formülü ile gösterilir. Kayaç olarak dolomit %50'den fazla dolomit minerali içeren karbonattır (Mumcuoğlu, 1986).

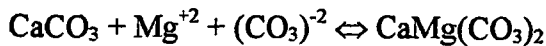
Dolomit, kireçtaşlarının Mg'ca zengin eriyiklerle temas etmesi sonucu bünyesindeki kalsiyumun magnezyumla yer değiştirmesi sonucunda oluşmaktadır (Atabey, 1997). İdeal dolomit Mg/Ca oranı 1/1 olanıdır. Doğadaki dolomitler genellikle kalsiyumca zengindir ve Ca (Ca 0.16, Mg 0.84) $(\text{CO}_3)_2$ formülü ile gösterilir (Land, 1983).

Dolomit kimyasal tepkimelerle oluşabilir (Mumcuoğlu, 1986):

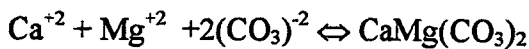
1- Kireçtaşının dolomitleşmesi



2- Üzerinde büyüme ile dolomitleşme



3- Dolomitin kimyasal çökmesi ile oluşan dolomitleşmedir.



İdeal dolomit eşit sayıda Ca ve Mg'un ayrı ayrı oluşturduğu tabakaların, CO_3 tabakaları arasında dizilmesiyle oluşur (Orhan, 1997). Karbonat kayaçlar dolomit içeriklerine göre dört gruba ayrılmaktadır:

KİREÇTAŞI	DOLOMİTİK KİREÇTAŞI	KALSİTİK DOLOMİT	DOLOMİT
0	10	50	90
Dolomit İçeriği →			

Dolomit içeriği %0-10 ise KİREÇTAŞI

Dolomit içeriği % 10-50 ise DOLOMİTİK KİREÇTAŞI

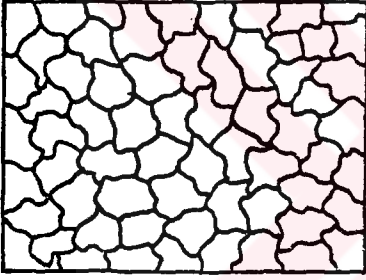
Dolomit içeriği % 50-90 ise KALSİTİK DOLOMİT

Dolomit içeriği % 90-100 ise DOLOMİT olarak adlandırılır.

Dolomit tane ve kristal boyutuna göre de adlandırılır. Bunlar dolorudit, doloarenit, dolosparit, dolomikrittir (Orhan, 1997).

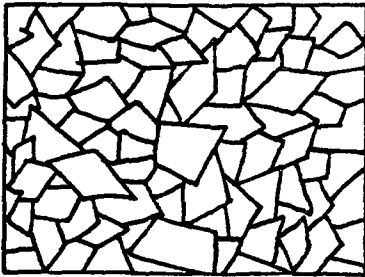
Dolomitler içinde iki tip mozaik mevcuttur.

1-Ksenotopik Mozaik: Eğri ve düzensiz kristal yüzeyli anhedral kristallerinden oluşan bir mozaik çeşididir (Şekil 14).



Şekil 14. Ksenotopik mozaik

2- İdiotopik Mozaik: Öhedral rombik kristallerin oluşturduğu bir mozaik çeşididir (Şekil 15).



Şekil 15. İdiotopik mozaik

Dolomitlerde orjinal kireçtaşı dokularının korunması değişkendir. Doku tamamen tahrip edilebileceği gibi, orjinal doku olduğu gibi de korunabilir. Dolomitleşme bazen fabrik

seçmeli olabilir. Dolomit kristalleri genelde zonlanmıştır. Çoğu durumda iç kısım daha bulanık (kapanım ve kalsit artıklarından dolayı) ve dış kısım berraktır.

Stratigrafik kayıtlarda dolomitin dağılımı değişkendir. Dolomitin orijini, özellikle yaygın kireçtaşı platformlarının yoğun şekilde dolomitleşmesi hakkında hala yoğun tartışmalar vardır. Dolomitin kökenini belirlemede karşılaşılan problem, tabiattaki sular kullanılarak diyajenez şartlarında dolomitin üretilmesinin çok zor olmasıdır. Bundan dolayı dolomitin çökeliminde kimyasal kontrollerin açığa çıkarılması zordur.

Deniz suyu dolomite aşırı doygunudur. Fakat oldukça düzenli bir yapıya sahip olmasından dolayı çeşitli kinetik faktörler dolomitin direkt olarak çökmesini engeller. Bundan dolayı daha basit bir yapıya sahip olan aragonit ve yüksek-Mg kalsit çöker. Bir kireçtaşının dolomitleşmesinde önemli olan iki konu vardır.

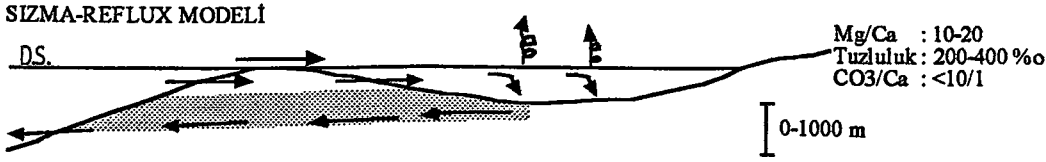
1- Mg^{++} iyonunun kaynağı nedir?

2- Dolomitleşmeyi sağlayan sıvılar kayaç boyunca hangi mekanizmayla hareket ederler?

Bu iki konu günümüzde değişik araştırmacılar tarafından farklı şekillerde ortaya konulmaktadır. Bunların ışığı altında farklı dolomit modelleri geliştirilmiştir (Orhan, 1997).

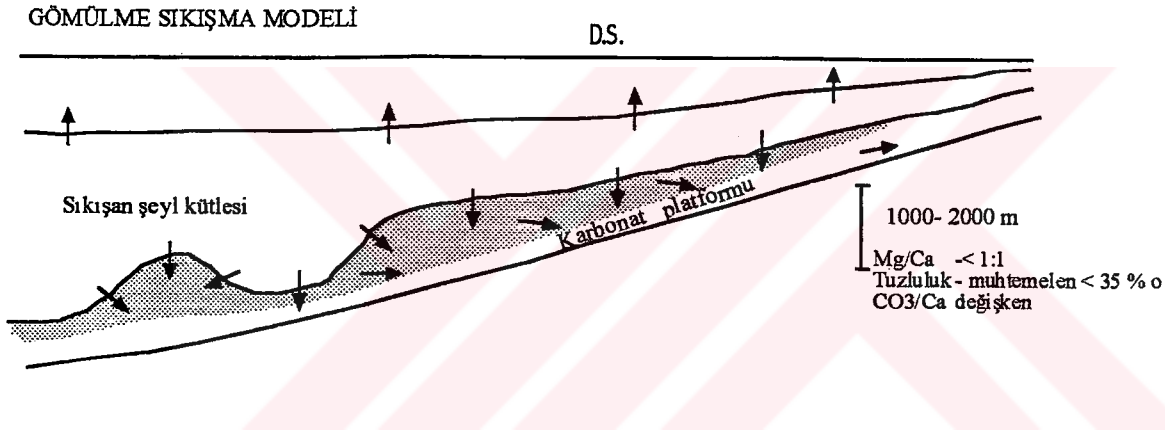
1- Hipersalin lagün ve reflüks modeli: Bu model Adams ve Rhodes (1960), Deffeyes vd. (1965), Lucia (1968), Murray (1969) tarafından önerilmiştir. Büyük boyutlu dolomitleşmeler için önerilen ilk modellerden biridir. Bu modelde deniz suyu hipersalin lagünlerde buharlaşır. Bu, evaporitleşen suların yoğunluğunun artmasına sebep olur. Bu yoğunluk artması, evaporitleşmiş suların denize doğru eğimli tabakalar boyunca sızmayla taşınmasına sebep olur (Şekil 16).

Lagün suyunun taze deniz suyu ile beslenmesi ve tuzlu suyun denize doğru sızması döngüsü, dolomitleşmede sürekli Mg^{++} taşıyan mekanizmadır. Mg^{++} 'un kaynağı evaporitleşen deniz suyunun kendisidir. Dolomitleşme reaksiyonu muhtemelen, bol miktarlarda jips çökeldikten ve Mg/Ca oranı 9.02'ye yaklaştıktan sonra gerçekleşir. Jips yada anhidrit çökerken CO_3/Ca solüsyon oranının artması muhtemelen dolomitleşmeye yardımcı olmuştur.



Şekil 16 .Hipersalin lagün ve reflüks modeli.

2- Gömülme ve Kompaksiyon Modeli: Bu model Choquette ve Pray (1970), Wanless (1979), Mattes ve Mountjoy (1980) tarafından önerilmiştir. İnce taneli sedimentlerin gömülmesi esnasında bol miktarda gözenek suyu formasyon dışına atılır. Genelde geniş alanlarda yayılım gösteren şeyl birimleri, karbonat resif kütleleri içerir yada kalın şelf karbonat istifleri ile sınırlıdır yada üstlenmişlerdir. Mg⁺⁺ içeren kompaksiyon suyunun bir kısmı komşu kireçtaşları içinden geçerek bu kireçtaşlarının dolomitleşmesine sebep olur. Dolomitleşme için gerekli Mg⁺⁺ esas olarak gözenek suyundan gelir (Şekil 17).

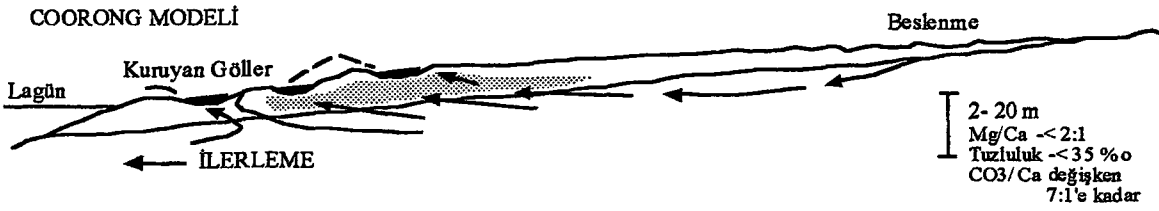


Şekil 17. Gömülme ve kompaksiyon modeli

3- Koorong Lagün Modeli: Coorong Lagün'ün bulunduğu bölgede dolomitin oluştuğu 1920'den beri bilinmektedir. Bir çok yazar evaporitlerle ilişkili olmayan yaşlı istiflerdeki afanitik dolomitlerin çoğunun oluşumu için Coorong Lagünü bir model olarak almıştır. Coorong Lagünü Avustralya'nın güney sahiline paralel 200 km uzunluktaki bir alanda yayılım gösteren bir seri lagün ve kuruyan göllerden oluşur. Bu lagün ve kuruyan göller Pleistosen yaşlı kumullarla sınırlanmıştır. Yüze drenajı mevcut topoğrafyayı izler, fakat yeraltı suyu akıntıları yüze drenajına dik ve denize doğrudur. Kuruyan göller yağışlı kış ayları boyunca su ile dolar ve yaz aylarında kısmen yada tamamen kurur (Şekil 18).

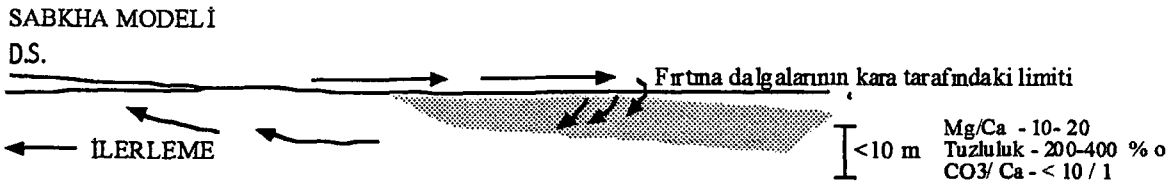
Oldukça ince taneli kalsitik dolomit çamuru ve magnezit, kıtasal yeraltı suyunun etkisinde yada deniz suyu ve kıtasal suyun arasındaki karışma zonunda karaya doğru olan

göllerde çökler. Aragonit ve kalsit Coorong Lagünü içerisinde egemendir. Bu lagünün kendisi deniz suyu ile doldurulmuştur. Kuruyan göllerdeki dolomit çökmesi yeraltı suyu ile sulandırılma ve alkalın yeraltı suyunun yüksek CO_3^{-2} konsantrasyonu etkisi ile gerçekleştirilir. Sahile yakın oluşan dolomitlerin Mg^{+2} kaynağı deniz suyudur. Sahilden uzaktaki dolomitlerdeki Mg^{+2} kaynağı muhtemelen yeraltı suyudur. Çöken bir kıtasal kenardaki Coorong tipi lagün ve kuruyan göller sisteminin süksesif regresyonları evaporit içermeyen kalın peritidal dolomit istifleri oluşturabilir.



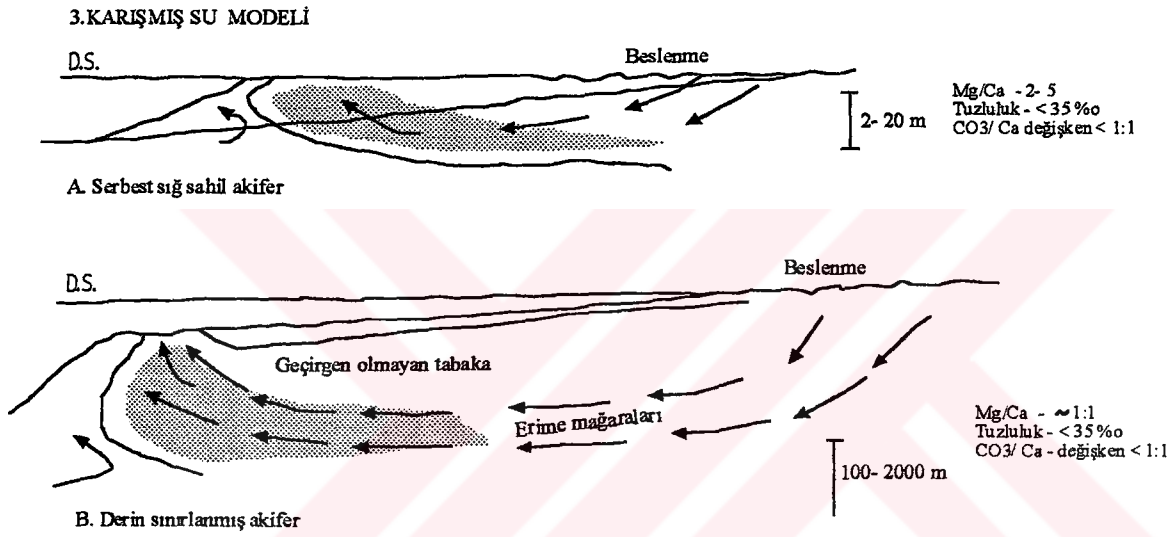
Şekil 18. Coorong lagün modeli

4- Sabka Modeli: Bu model Bathurst (1975) ve Longman (1982) tarafından önerilmiştir. Sabka ortamları sedimantasyonla eş zamanlı oluşan dolomitlerin oluştuğu bir yer olarak detaylı olarak çalışılmıştır. Sabka ortamında çökelen dolomitler evaporit mineralleri ile beraber bulunur. Basra köfezinin sabkalarındaki dolomitin 1-5 mikron boyutunda öhedral kristallerden oluştuğu tespit edilip, sahil çizgisine yakın bölgelerde yoğunlaştığı ve sabka boyunca sellenme kanal ağı ile kontrol edildiği belirlenmiştir. Fırtınalarla itilen sel dalgaları, bu kanallar boyunca karalarda oldukça içerilere doğru gidebilirler. Sellenme sıklığı sabka boyunca karalara doğru azalır. Fakat Mg/Ca oranı jips çökmesinden dolayı karalara doğru üniform olarak artar. Dolomitin optimum oluşma zonu yüksek intertidal ve supratidal bölgeler arasında 1 km'den daha az genişlikte bir zondur. Bol miktarda Mg^{+2} içeren hipersalin sel suyu aşağı doğru sızar ve sedimentler boyunca denize doğru akar. İntertidal ve supratidal sedimentlerin dolomitizasyonu sabka yüzeyinin altında 2-3 metre derinliğe kadar oluşur (Şekil 19).



Şekil 19. Sabkha Modeli

5- Su Karışması yada Sulanma Modeli: Bu model bir çok yazar tarafından önerilmiştir (Hanshaw vd., 1971; Badiozamani, 1973; Land, 1973; Folk ve Land, 1975; Choquette ve Steinen, 1980; Sears ve Lucia, 1980). Su karışması modelinde dolomitleşme freatik deniz suyu ile tatlı yeraltı suyunun karışma zonlarında oluşur. Dolomitleşme için gerekli olan Mg^{+2} iyonları, esas olarak deniz suyundan kaynaklanmaktadır. Dağıtım mekanizması, tatlı yeraltı suları hareketlerinin sebep olduğu deniz suyunun sürekli dolaşımıdır. Tuzlu solüsyonların seyreltilmesi dolomit çökmesine uygun olan yavaş çökelmeye sebep olur ve çoğu kıtasal yeraltı suyu içindeki yüksek CO_3^{-2} konsantrasyonu da dolomit çökmesini teşvik eder (Şekil 20).



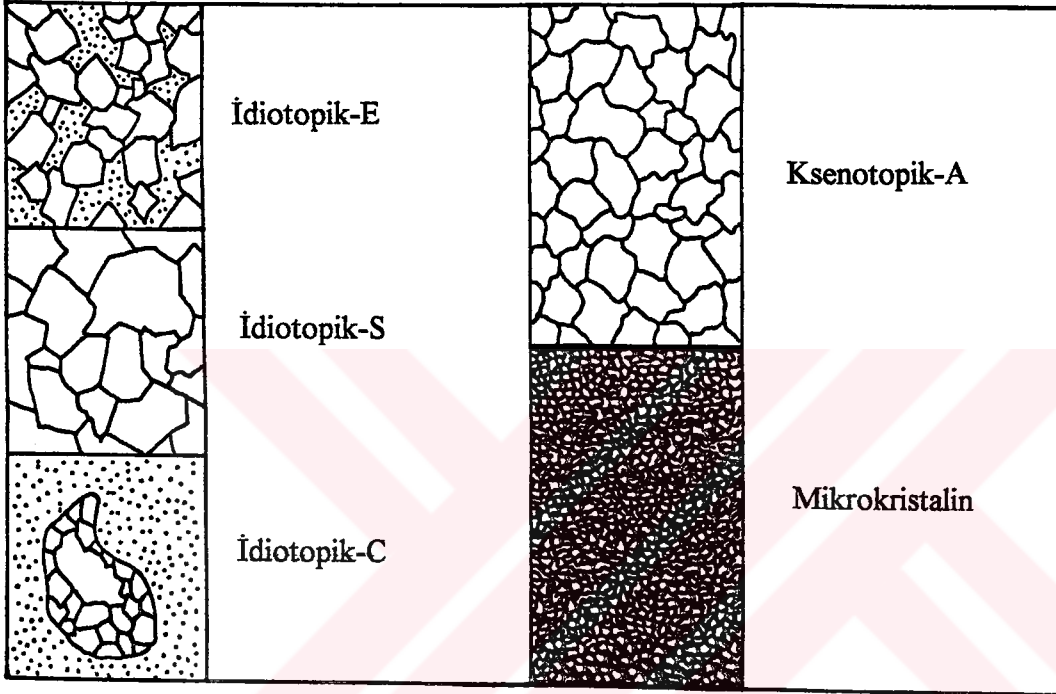
Şekil 20. Su karışması yada sulanma modeli

3.3.1.2. Dolomitleşme

Dolomitler bazı araştırmacılar tarafından kristal yapılarına göre sınıflandırılmıştır. Greg ve Sibley (1984), Sibley ve Greg (1987) dolomitleri kristal morfolojileri ve kayalar içinde bulunuş şekillerine göre dokusal olarak sınıflandırmıştır. Gawthorpe (1987) dolomitler üzerinde yaptığı incelemelerle, çeşitli dolomit tiplerini ortaya koymuştur. Mikroskopta yapılan incelemeler sonucu bu dolomit tiplerinden beşi tespit edilmiş ve bu dolomit tipleri aşağıda sıralanmıştır (Şekil 21).

- | | |
|-------------------|------------------|
| a) İdiotopik-E | d) Ksenotopik- A |
| b) İdiotopik-S | e) İdiotopik-C |
| c) Mikrokristalin | |

İdiotopik-E: Hemen hemen bütün dolomit kristalleri öhedral romblardan oluşmuştur. Dolomit kristalleri düzgün ve gelişmiştir. İdiotopik-E tipi dolomitler genelde kristal destekli olmalarına karşın, dokanak oluşturmeyen kristal yüzeyleri arasında orjinal kireçtaşına ait kalıntılar (matriks) veya diğer mineralleri görmek mümkündür. Kristaller çift nikolde dik sönme gösterirler.



Şekil 21. Berdiga kireçtaşlarında gözlenen dolomit tiplerinin Greg-Sibley (1984), Sibley-Greg (1987) ve Gawthorpe (1987)'a göre gösterimi.

İdiotopik-S: Dolomit kristalleri subhedral veya anhedral olup, düşük porozitelidir. Kristal sınırları arasında matriks yok veya yok denecek kadar azdır. Çoğunun kristal yüzeyleri korunmuştur, kristal sınırları da uyumludur. Çift nikolde dik sönme gösterirler. Orjinal kireçtaşlarına ait izleri de görmek mümkündür.

İdiotopik-C: Dolomit kristalleri öhedral romblardan oluşur. Büyük gözenek veya boşluklarda çimento olarak gelişen bu tip dolomitler jips, kalsit gibi mineralleri sarabilirler. Kristal yüzeyleri arasındaki sınırlar düzgün, kristaller oldukça büyük boyutludur. Çift nikolde dik sönme gösterirler. İdiotopik-C tip dolomitler diğer dolomit çeşitleri ile birlikte bulunabilirler.

Ksenotopik-A: Dolomit kristalleri anhedral olup, birbirleriyle sıkıca paketlenmişlerdir. Kristaller oldukça kavisli, eğrilmiş, testere dişlidir ve birbirleriyle düzensiz sınırlar oluşturmuşlardır. Sıkı paketlenmeden dolayı orjinal kireçtaşı izlerine rastlanmaz. Çift nikolde dalgalı sönme gösteren bu kristallerin sınırları, çoğunlukla belirsizdir.

Mikrokristalin: Bu tip dolomitler mikrondan desimikrona kadar değişen küçük kümeler halinde, anhedral ve subhedral kristaller içerirler. Kristaller içinde tanınabilir kavkı parçaları (brakipod, krinoid) vardır. Mikrokristalin dolomitler kayacı kaplayacak şekilde gelişebildikleri gibi allokemlerin etrafında da gelişebilirler. Bu tip dolomitler diğer dolomit tipleriyle de bir arada bulunabilirler. Ayrıca kristal destekli olmalarına karşın, kristal sınırları genellikle belirsizdir.

3.3.2. Gümüşhane-Bayburt yörelerinde Berdiga Formasyonu'ndan Alınan Karbonat Kayaçlara Ait Ölçülü Kesitlerin Mikrofasiyes Özellikleri

Gümüşhane-Bayburt yörelerinden alınan karbonat kayaçlara ait ölçülü kesitlerin mikrofasiyes özellikleri incelenmiştir. İncelenen ölçülü kesitlerin çökel yapı-doku ve mikrofasiyes karakteristikleri saptanarak aşağıda sunulmuş ve dört tablo halinde derlenmiştir (Ek 1, Ek 2, Ek 3, Ek 4).

3.3.2.1. Karagelinler Tepe Kuzeydoğusundan (Bayburt) Alınan Ölçülü Kesitin Mikrofasiyes Özellikleri

Mikroskobik incelemeler ölçülü kesitin, tabandan tavana doğru dolomitik kireçtaşları, dolomitler, rekristalize kireçtaşları ve kireçtaşlarından oluştuğunu göstermiştir. Bu kesite ait mikrofasiyes detaylar tablo halinde (Ek 1) verilmiştir.

3.3.2.1.1. Dolomitler ve Dolomitik Kireçtaşları

Ölçülü kesitin tabandan 72 m'lik kısmına kadar dolomitler ve dolomitik kireçtaşları görülmektedir. Dolomitik kireçtaşlarında dolomitleşme çatlak ve matriksde yoğun, tanelerde ise daha düşük oranlarda gelişmiştir. İntraklastlar üzerinde özşekilli (idiotopik) dolomit kristalleri görülmektedir. Tamamen dolomitleşmiş kesitler de mevcuttur. Bu kesitlerde; idiotopik-E (Şekil 22), idiotopik-C ve ksenotopik-A (Şekil 23) tip dolomitler tespit edilmiştir. İdiotopik- C'ler gözenekleri dolduracak şekilde gelişmiş ve büyük kristallidirler.

Kristal boyutları 180-420 μm arasında değişmektedir. Ksenotopik- A'lar sıkı paketlenmiş, eğrilmiş, kıvrılmış şekillerde olup, dalgalı sönme göstermektedirler. Kristal boyutları 136-425 μm arasında değişmektedir. İdiotopik-E tip dolomit kristalleri çift nikolde dik sönme göstermektedirler, kristalleri düzgün ve gelişmiştir. Kristal boyutları 155-450 μm arasında değişmektedir.

Dolomitik kireçtaşlarında, kireçtaşlarına ait bileşenler (intraklast, pellet, biyoklast) net bir şekilde ayırt edilmektedir.



Şekil 22. Ardıçlıgüney Formasyonu'na ait idiotopik-E tipi dolomitlerin mikroskoptaki görünümü. İdiotopik-E tip dolomitler çoğunlukla öhedral şekillidir. Kristalleri düzgün ve gelişmiştir. Dokanak oluşturmayan dolomit kristalleri arasında kireçtaşına ait ilksel kalıntılar bulunmaktadır. Örnek No: Tp-16, ölçülü kesitin 69. metresi (Ç.N; İd-E: İdiotopik -E, M: Matriks)



Şekil 23. Ardıçlıgüney Formasyonu'na ait ksenotopik-A tip dolomitler içerisindeki idiotopik-C tip dolomitlerin mikroskoptaki görünümü. İdiotopik-C tip dolomit kristalleri öhedral şekillidir. Büyük gözenek ve boşluklarda oluşurlar. Kristal yüzeyleri arasındaki sınırlar düzgün, kristaller büyük boyutludur. Bu tip dolomitler diğer dolomit tipleri ile beraber bulunmaktadır. Örnek No: Tp-9, ölçülü kesitin 28. metresi (Ç.N; İd-E: İdiotopik -C, Ks-A: Ksenotopik-A)

3.3.2.1.2. Kireçtaşları

Ölçülü kesitte yaygın olan karbonat kayaçlarıdır. Kesitin ilk 72 m'sinde aralıklı olarak görülürlerken, üst seviyeler tamamen kireçtaşlarından oluşmuşlardır. 46. ve 68. m'lerde kireçtaşları rekristalize olmuştur ve bileşenler tanınmamaktadır (Şekil 24). Kristalizasyonun ileri safhaları olduğu için kireçtaşına ait bileşenler tamamen kaybolmuşlardır.

Kireçtaşlarında görülen bileşenlerin diğer özellikleri de aşağıdaki gibidir:

Pelletler: En çok görülen kireçtaşı bileşenleridir. %10 ile %90 arasında değişen oranlardadırlar. Boyutları 17-153 μm arasında değişmektedir. Bazı ince kesitlerde, birbirleriyle sıkıca paketlenmiş olup, büyük ölçüde matriksin yerini almışlardır. Hemen her seviyede görülen pelletler, üst seviyelerde kireçtaşlarının tek tane bileşeni özelliğindedirler ve homojen dağılım göstermektedirler (Şekil 25, Ek 1).

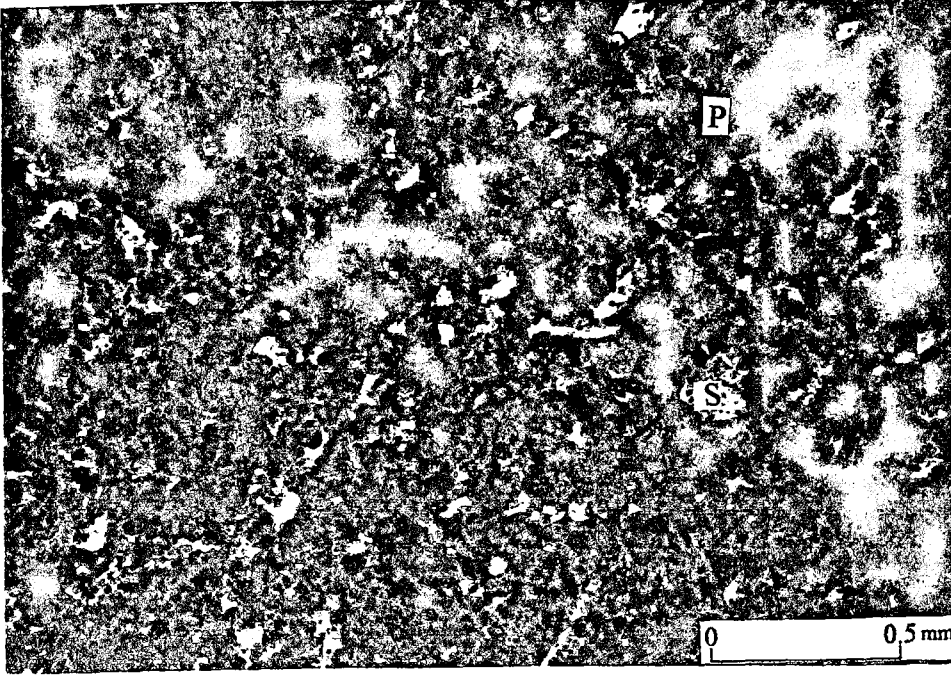


Şekil 24. Ardıçlıgüney Formasyonu'na ait rekristalize kireçtaşının mikroskobik görünümü. İlksel kayaca ait bileşenler tanınmamaktadır. Örnek No: Tp-15, ölçülü kesitin 67. metresi (T.N; St: Stilolit).

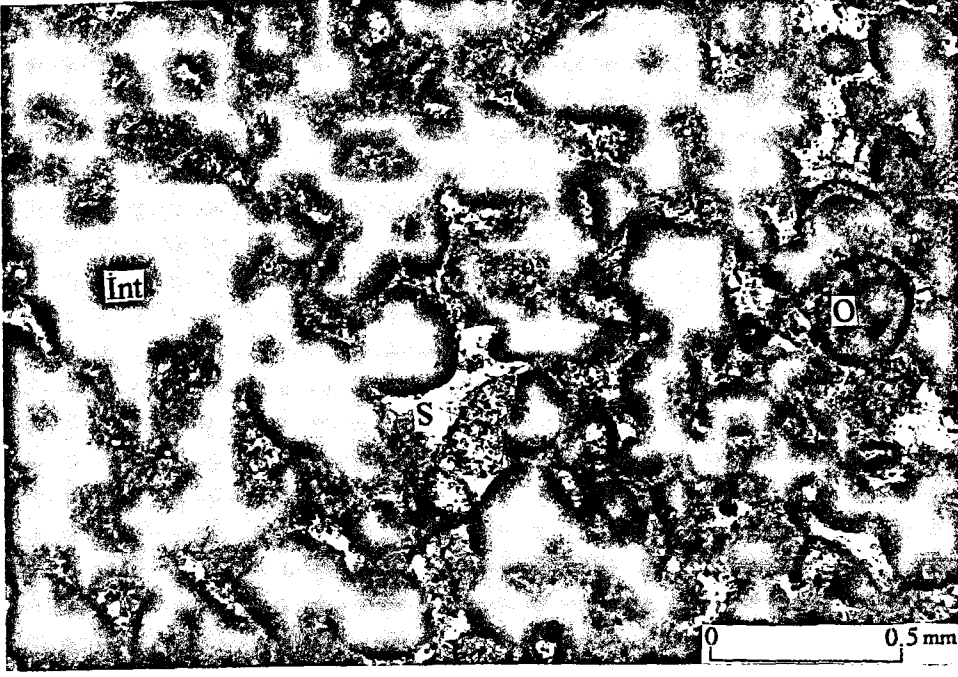
İntraklastlar: Pelletlerden daha az görülen intraklastlar, ince kesitlerde %10 ile %50 arasında bulunmaktadır. Boyutları 170-2100 μm arasında değişmektedir. Genelde yarı yuvarlak, ender olarak da yuvarlak şekildedirler (Şekil 26). İntraklastların bazıları sparit bazıları da ekinid plaka kırıntılarını içermektedirler. Herhangi bir iç bileşen göstermeyenleri de vardır. Dolomitik kireçtaşlarında, intraklastlar üzerinde öz şekilli dolomit kristalleri görmek mümkündür (Şekil 27). Dolomit kristallerinin boyutları 34-185 μm arasında değişmektedir.

İntraklastlar ölçülü kesitin orta seviyelerine kadar yaygın görülürken, 80. m'den sonra görülmemekte ve yerlerini tamamen pelletlere bırakmaktadır. Kesitin üst seviyelerinde yaklaşık 23 m'lik bir kısımda intraklast görmek mümkün değildir. Bunun yanında tavanda son 2 m'lik bir alanda intraklastlar tekrar belirlemektedirler.

Oolitler: Oolitler en az görülen karbonat bileşenidir. İnce kesitlerde %10 ile %35 arasında bulunmaktadır. Boyutları 170-340 μm arasında değişmektedir. Üst kesimlerde bir kesitte (Tp-57) belirgin olarak bulunan oolitler, diğer seviyelerde de az miktarda görülmektedirler. Oolitlerin radyal sarımları sadece Tp-57 kesitinde belirgin olarak görülmektedir (Şekil 28).



Şekil 25. Ardıçlıgüney Formasyonu'na ait pelsparit (tanetaşı) içerisindeki pelletlerin mikroskopik görünümü. Pelletler bazı kayalarda mercekler halinde iken bazılarında da bu fotoğrafta görüldüğü gibi yığışım halinde bulunmaktadır ve kayacın tek bileşeni durumundadırlar. Sparit çimento pelletler arasında yer alan dar alanlarda gözlenmektedir. Örnek No: Tp-29, ölçülü kesitin 85. metresi (T.N; P: Pellet, S: Sparit)



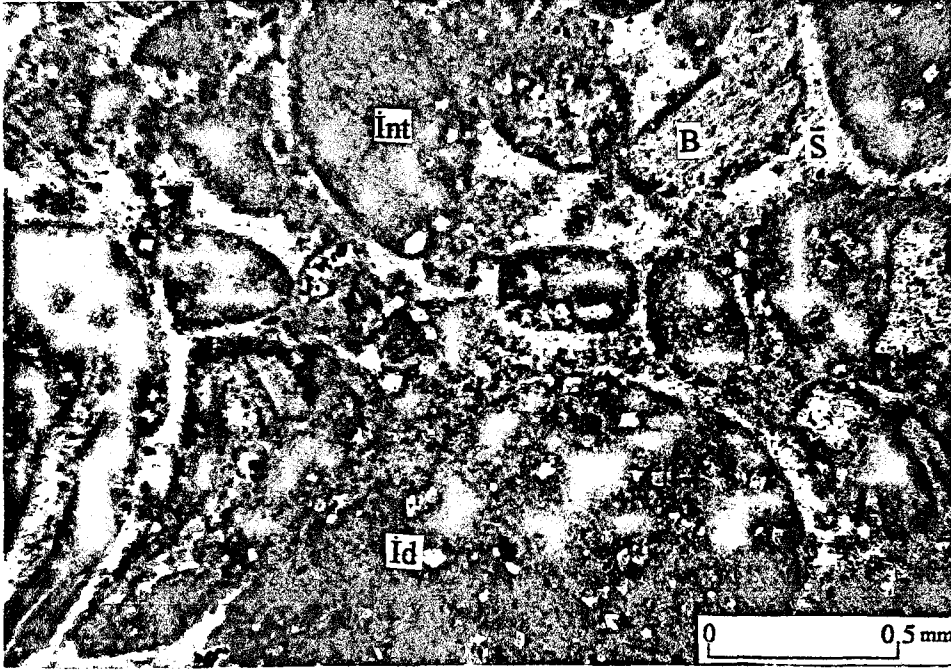
Şekil 26. Ardıçlıgüney Formasyonu'na ait oointrabiyopelsparit (tanetaşı) içerisindeki intraklastların mikroskopik görünümü. İntraklastlar değişik boyutlarda olup sparit çimento ile bağlanmışlardır. Örnek No: Tp-60, Ölçülü kesitin 106. metresi (Ç.N; O: Oolit, İnt: İntraklast, S: Sparit)

İskeletli Taneler: İskeletli taneler kireçtaşları içinde etkin bileşenlerdir. %3 ile %50 arasında değişen oranlardadırlar (Ek 1). Ölçülü kesitin hemen hemen tüm seviyelerinde ekinid plakaları bol olarak bulunmaktadır (Şekil 29). Ekinidler genelde plakalar halinde az olarak da ekinid dikenli olarak görülmektedir. Küçük parçalardan çok büyük plakalara kadar farklı boyutlar sunmaktadırlar. Üzerlerinde silisleşme (Şekil 30) ve kalsitleşme bulunmaktadır.

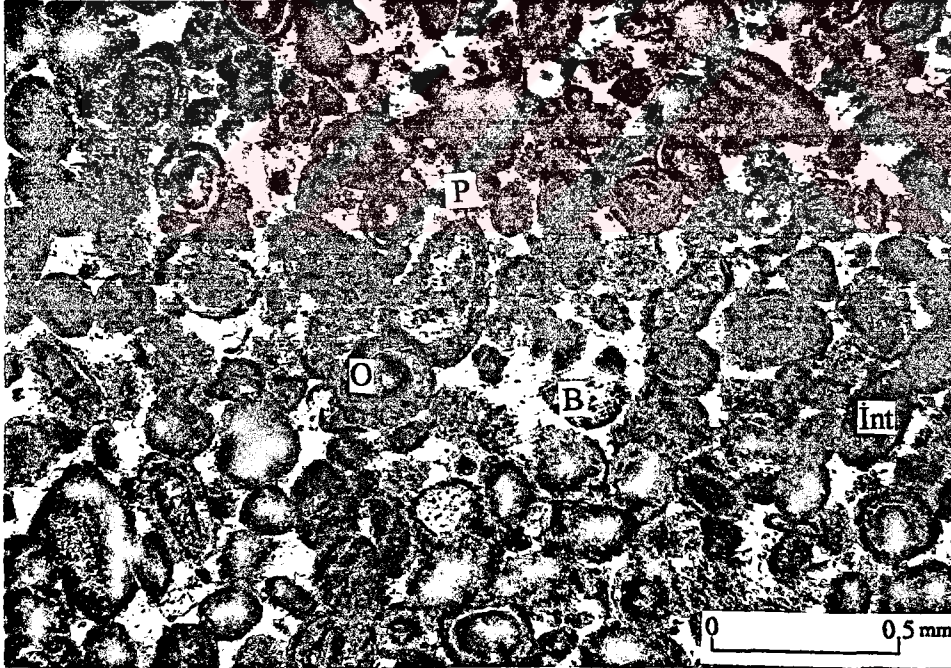
Miliolidler ve Valvulinler bol bulunan iskelet taneleridir. Bazı kesitlerde ender ve küçük bulunurken, bazılarında bol ve belirgin boyuttadırlar (Şekil 31).

Pelespodlar çoğunlukla kırıntılar ve parçalar ender olarak bütün bireyler halinde bulunmaktadır. Mikrofauna içinde az olarak da mercanlar görülmektedir (Şekil 32).

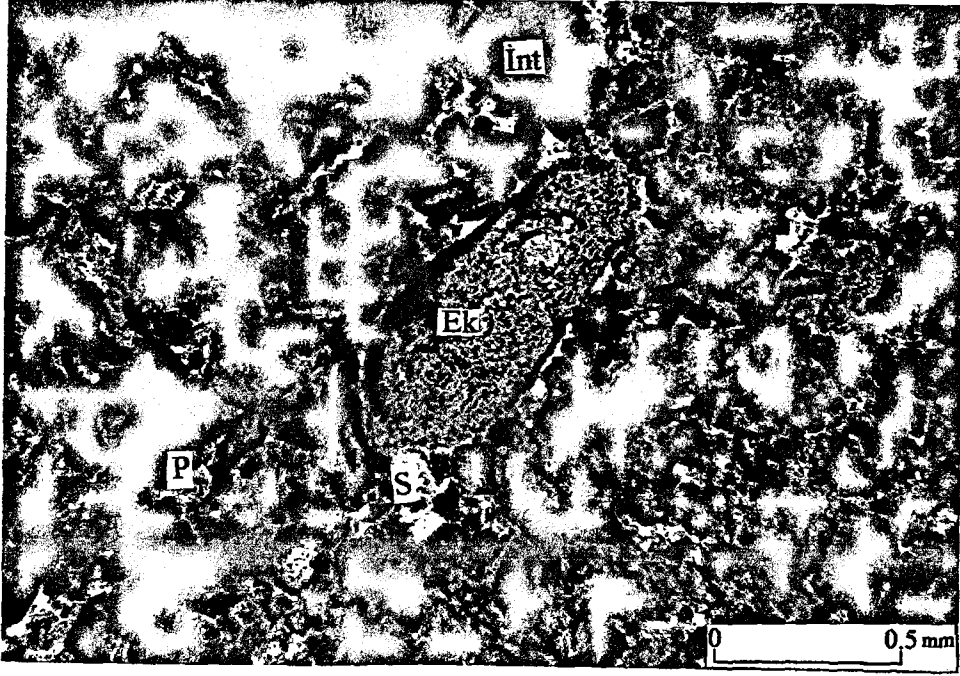
Derin deniz faunasını temsil eden radyolaryalar (Şekil 33), kesitin tavanında bol olarak görülmektedir.



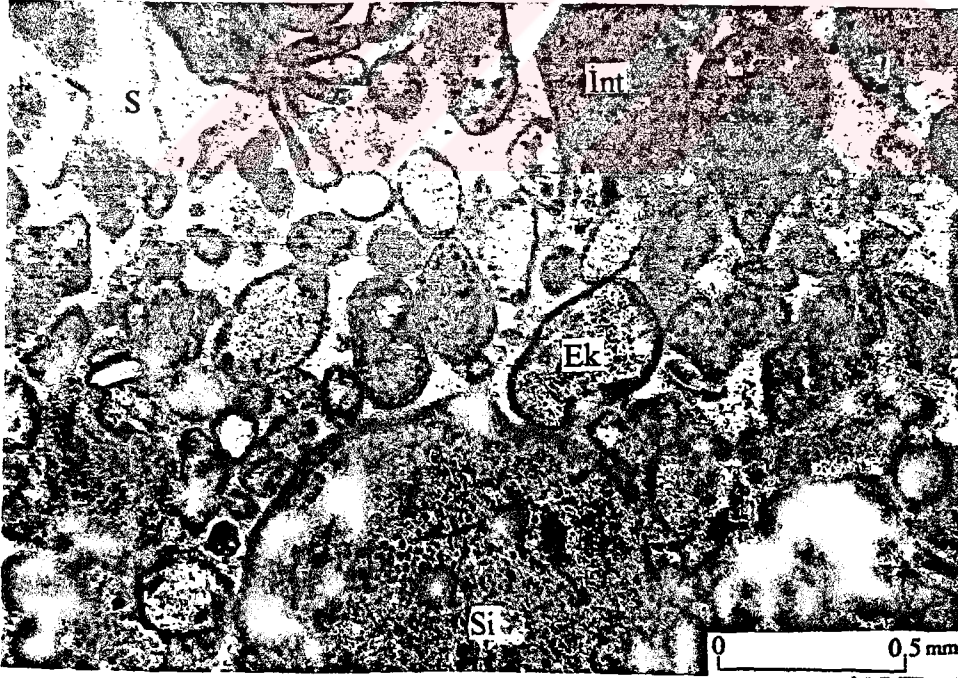
Şekil 27. Ardıçlıgüney Formasyonu'na ait pelintrabiosparitin (tanetaş) mikroskobik görünümü. İntraklastlar ve biyoklastlar üzerinde idiotopik (öz şekilli) dolomit kristalleri gözlenmektedir. Örnek No: Tp-2, ölçülü kesitin 2. metresi
(T.N.; İnt: İntraklast, B: Biyoklast, S: Sparit, İd: İdiotopik dolomit kristali)



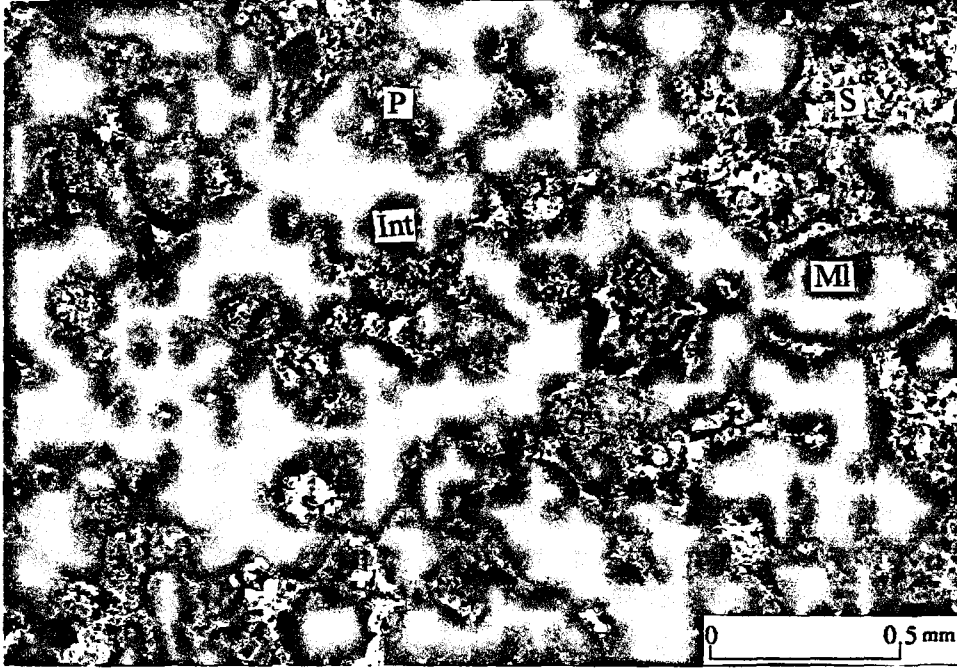
Şekil 28. Ardıçlıgüney Formasyonu'na ait biopelitraosparit (tanetaş) içerisindeki oolitlerin mikroskobik görünümü. Kireçtaşının ana bileşeni oolitlerdir. Oolitlerde radyal sarılımlar belirgin olarak gözlenmektedir. Az oranda biyoklast, pellet ve intraklast gözlenmektedir. Örnek No: Tp-57, ölçülü kesitin 105. metresi
(Ç.N; O: Oolit, P: Pellet, B: Biyoklast, İnt: intraklast)



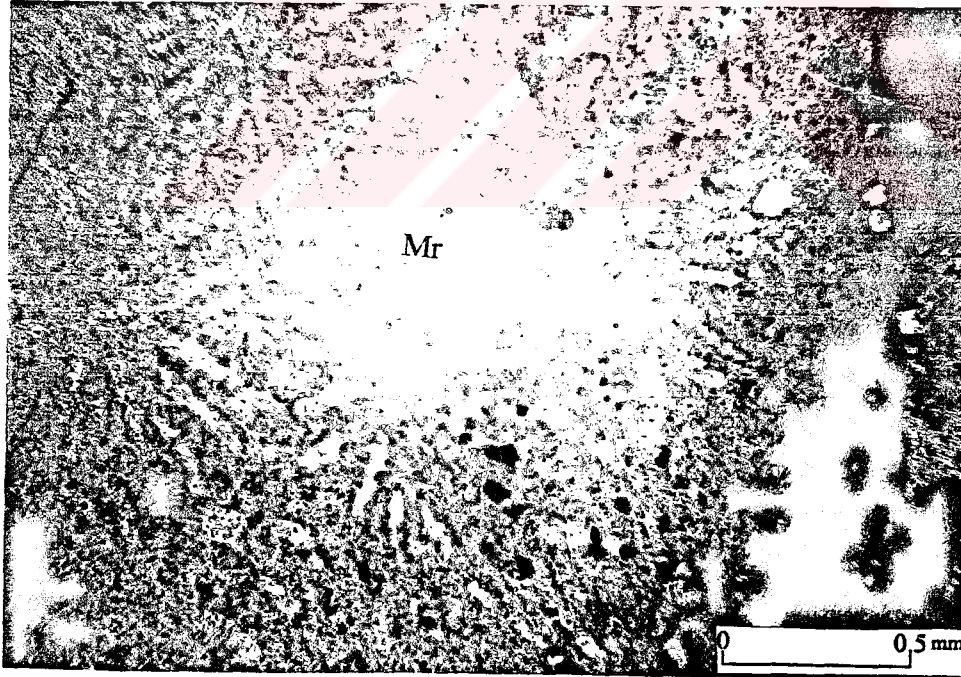
Şekil 29. Ardıçlıgüney Formasyonu'na ait kireçtaşları içerisindeki ekinid plakalarının mikroskobik görünümü. Merkezde yer alan ekinid plakası etrafında pelletler ve intraklastlar gözlenmektedir. Bileşenler arasında sparit çimento bulunmaktadır. Örnek No: Tp-59, ölçülü kesitin 105,5. metresi (T.N.; Ek: Ekinid Plakası, İnt: İntraklast, P: Pellet, S: Sparit)



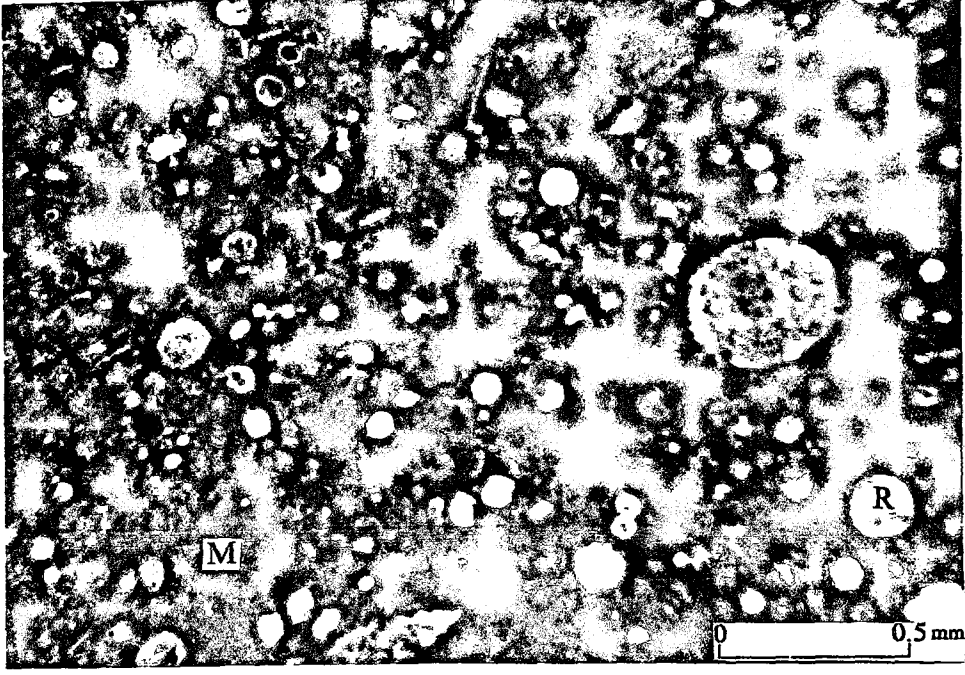
Şekil 30. Ardıçlıgüney Formasyonu'na ait intrabiopelsparit (tanetaşı) içerisindeki ekinid plakaları üzerinde gelişen silisleşmenin mikroskobik görünümü. Örnek No: Tp-59, ölçülü kesitin 105,5. metresi (Ç.N.; Ek: Ekinid plakası, Si: Silisleşme, İnt: İntraklast, S: Sparit).



Şekil 31. Ardıçlıgüney Formasyonu'na ait intrabiopelsparit (tanetaşı) içerisindeki miliolidlerin mikroskopik görünümü. Örnek No: Tp-22, ölçülü kesitin 77. metresi
(Ç.N; MI: Miliolid, P: Pellet, İnt: İntraklast, S: Sparit)



Şekil 32. Ardıçlıgüney Formasyonu'na ait pelintrabiyosparit (tanetaşı) içerisindeki mercan kolonisinin mikroskopik görünümü. Örnek No: Tp-2, ölçülü kesitin 2. metresi (T.N; Mr: Mercan)



Şekil 33. Ardıçlıgüney Formasyonu'na ait biyomikrit (vaketaşı) içerisindeki radyolaryaların mikroskobik görünümü. Örnek No: Tp-58, ölçülü kesitin 105,7. metresi (T.N.; R: Radyolarya, M: Mikrit).

Terrijen Mineraller: İnce kesitlerde %2 ile %20 arasında, farklı oranlarda kuvars, feldspat ve volkanik kayaç parçaları bulunmaktadır (Şekil 34). Kuvarsların kenarları keskin ve köşelidir. Bu kuvarsların kaynağının, temeldeki metamorfik kayaçlar veya yakın çevredeki bir volkanizmanın olduğu düşünülmektedir.

3.3.2.1.3. Diyajenez

Kayaçların çökelimi sırasında veya çökeliminden sonra başlayıp günümüze kadar devam eden değişimler diyajenez olarak tanımlanabilmektedir. Metamorfizma diyajenez dışında tutulan bir değişimdir. Diyajenezle meydana gelen değişimler fiziko-kimyasal işlevler, fiziksel işlevler ve biyolojik işlevler olarak üç grupta toplanabilir.

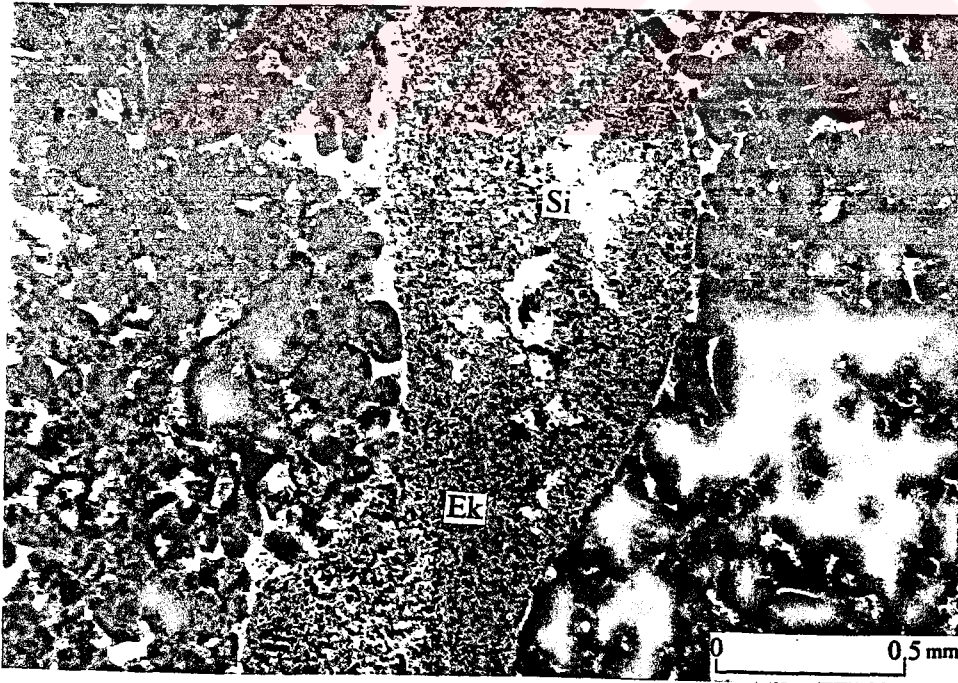
1. Fizikokimyasal İşlevler:

a) Silisleşme: Yapılan incelemeler silisleşmenin intraklastlar ve fosil kavkuları (özellikle ekinid) üzerinde olduğunu göstermiştir. Fosil kavkularında görülen silisleşmeler, tüm kavkıyı kaplayacak şekilde geliştiği gibi bir bölümünde de görülebilmektedir (Şekil 35).

b) Çimentolonma: Ölçülü kesitten alınan ince kesitler içerisinde iki tip çimento gözlenmektedir.



Şekil 34. Ardıçlıgüney Formasyonu'na ait kumlu biyointrasparit (tanetaşı) içerisinde yer alan terrijen minerallerin mikroskobik görünümü. Terrijen mineraller kayaç içerisinde % 15 oranında gözlenmektedir. Terrijen taneler kuvars, plajiyoklas ve volkanik kayaç parçalarından oluşmaktadır. Örnek No: Tp-69, ölçülü kesitin 106,5. metresi (Ç.N.; Q: Kuvars, Pl: Plajiyoklas, Kç: Kayaç Kırıntısı, S: Sparit)



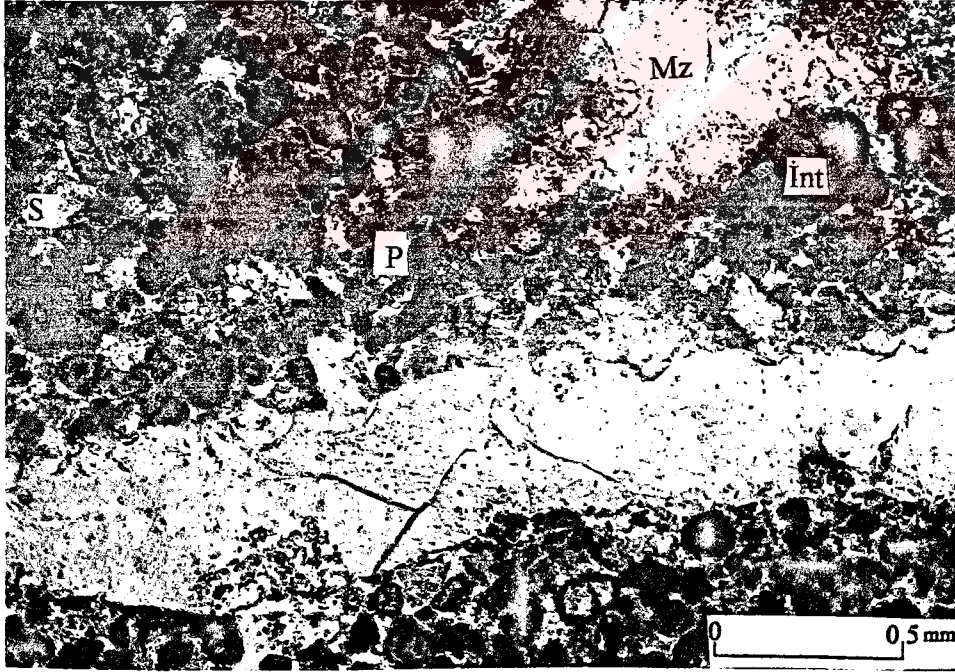
Şekil 35. Ardıçlıgüney Formasyonu'na ait intrabiopelsparit (tanetaşı) içerisindeki ekinid plakaları üzerinde gelişen silisleşmenin mikroskobik görünümü. Örnek No: Tp-58, ölçülü kesitin 105,2. metresi (Ç.N.; Ek: Ekinid plakası, Si: Silisleşme)

Mozaik Çimento: Mozaik çimentolar çoğunlukla çatlaklarda ender olarak ta gözeneklerde görülür (Şekil 36).

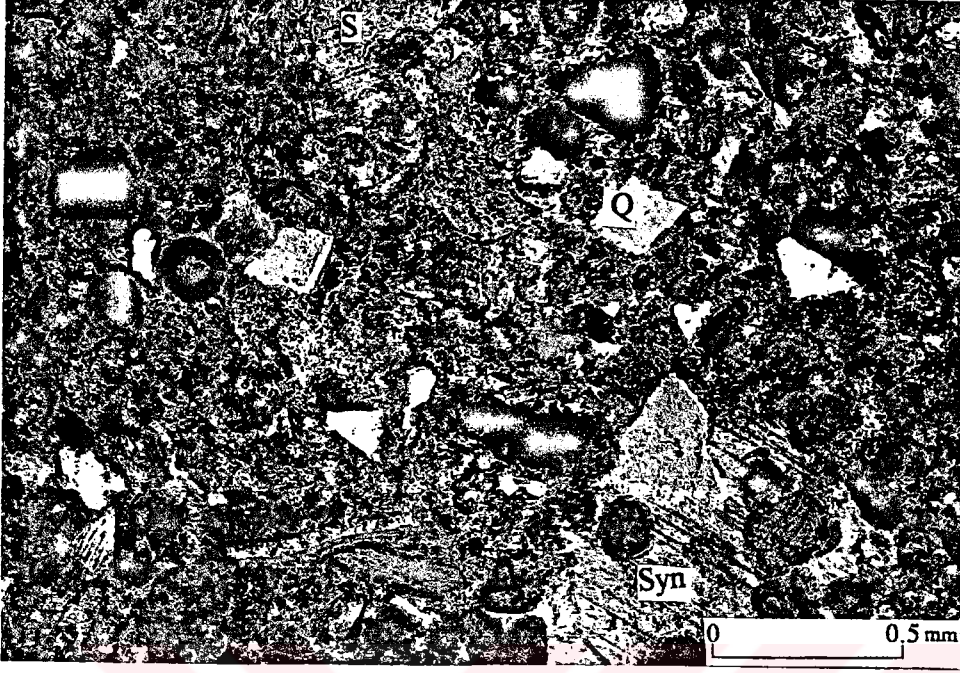
Sintaksiyal Çimento: Sintaksiyal çimento ekinid plakalarının kenarında gelişen, ekinid plakasıyla aynı optik devamlılık gösteren çimentodur. Çapraz ışıpta plaka ile çimento aynı anda yanıp, sönme göstermektedir. Sintaksiyal çimento etrafını sardığı ekinid plakasından daha temiz ve berrak bir görünüme sahiptir. Çimento bazı ekinidleri öyle sarmıştır ki plaka ile çimento ayırt edilememektedir (Şekil 37).

c) Dolomitleşme: Ardıçlıgüney Formasyonu'nda idiotopik-C, ksenotopik-A ve idiotopik-E tipte dolomitler gözlenmiştir.

Dolomitin oluşumu hakkında değişik yazarlar tarafından bir çok model ileri sürülmüştür. Hala bu konuda fikir birliğine varılamamıştır. Berdiga Formasyonu'nda gözlenen dolomitleşme hipersalin lagün ve reflüks modeline uymaktadır. Geniş yayımlı dolomitleşmeler, Hipersalin Lagün ve Reflüks Modeli'ne uygun olarak gelişmektedir (Orhan, 1997).



Şekil 36. Ardıçlıgüney Formasyonu'na ait biointrapelsparit (tanetaşı) içerisindeki çatlaklarda yer alan mozaik çimentonun mikroskopik görünümü. Mozaik çimento diyajenezle ikincil olarak meydana gelmektedir. Gözenek ve boşluklarda gelişebildiği gibi yukarıdaki gibi çatlaklarda da gelişebilmektedir. Örnek No: Tp-20, ölçülü kesitin 75. metresi (T.N; Mz: Mozaik Çimento, P: Pellet, İnt: İtraklast, S: Sparit)



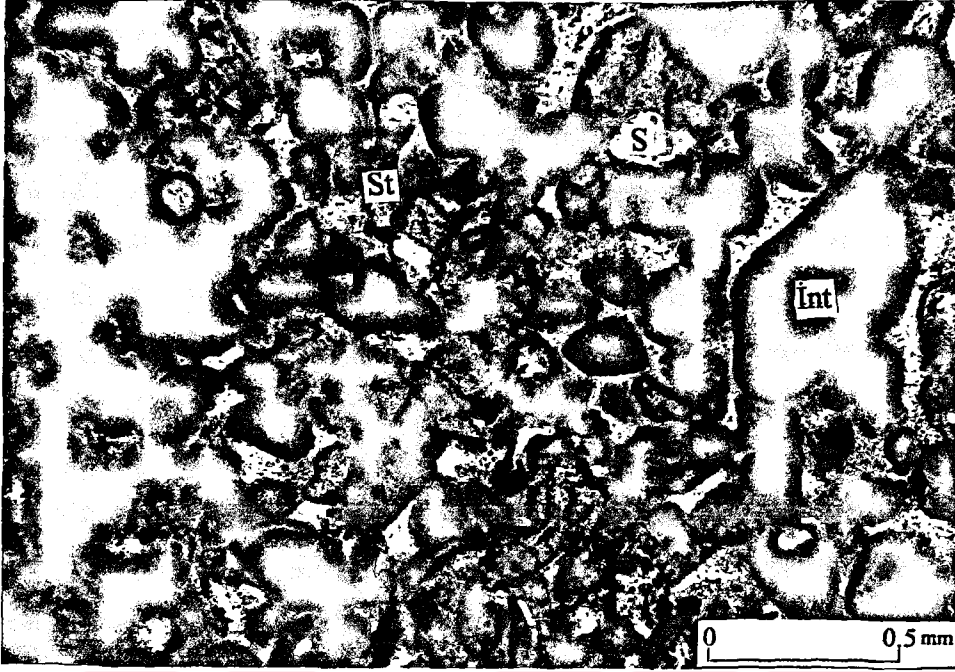
Şekil 37. Ardıçlıgüney Formasyonu'na ait kumlu oointrasparit (tanetaşı) içerisindeki ekinid plakalarının etrafında gözlenen sintaksiyal çimento. Sintaksiyal çimento ekinid plakalarının kenarlarında gelişen ve ekinid plakası ile aynı optik devamlılık gösteren çimentodur. Örnek No: Tp-7, ölçülü kesitin 18. metresi (Ç.N.; Syn: Sintaksiyal çimento, Q: kuvars, S: Sparit)

2.Fiziksel İşlevler:

a) **Stilolitleşme:** Ölçülü kesitin taban ve orta seviyelerinde çatlaklar boyunca yaygın olarak görülürken, üst seviyelerinde görülmemektedir (Şekil 38). Stilolitleşme geç diyajenez evresinde basınç etkisiyle tanelerin dokanaklarında erime ve sağa-sola doğru akma ile meydana gelmektedir.

Stilolitleşmenin geliştiği kesitlerdeki basınç-erime dokanaklarında yer yer demirleşmeler ve kil birikimleri izlenmiştir.

b) **Çatlaklar:** Mikroskobik incelemeler kayaçların tüm seviyelerinin bol çatlaklı olduğunu göstermiştir. Çatlakların açıklıkları farklı boyuttadır. Bazı örneklerde, kesit alanının önemli bir bölümünü kaplamaktadır. Matriksi ve taneleri kesen büyüklüklerdedir. Çatlakların çoğu, iri kristalli ikincil kalsit çimentoyla doludur.



Şekil 38. Ardıçlıgüney Formasyonu'na ait biyoosparitte (tanetaşı) yer alan stilolitleşmenin mikroskobik görünümü. Stilolitleşme geç diyajenez evresinde basınç etkisiyle tanelerin dokanaklarında erime ve sağa-sola doğru akma ile meydana gelmektedir. Diğer adı da kimyasal sıkışmadır. Örnek No: Tp-18, ölçülü kesitin 72. metresi (T.N., İnt: İtraklast, S: Sparit, St: Stilolit)

3.3.2.1.4. Çökeltme Ortamı

Bayburt yöresi (Karagelinler Tepe)'den alınan ölçülü kesit; dolomit, dolomitik kireçtaşı, rekristalize kireçtaşı, tanetaşı ve vaketaşlarından oluşmaktadır.

Kesitin tabanında 32 m kalınlığında, yer yer dolomitleşmiş iri taneli tanetaşları yer almaktadır. Karbonatlı taneler; intraklastlar, pelletler, biyoklastlardan oluşmaktadır. Biyoklastlar ekinid parçaları, pelespod kırıntıları halindedir. İtraklastlar ve pelletler çoğu kez saçınım halindedir. Bu özellikler ortamın yüksek enerjili olduğunu işaret etmektedir. Dolomitik kireçtaşları üzerine 21 metre kalınlığında, kumlu oointrasparitik (tanetaşı) bir seviye gelmektedir. Bu seviye % 15 oranında kırıntılı materyal içermektedir. Bu ortamın karaya yakınlığını ve kırıntı girdisini işaret etmektedir. Oolit ve karadan taşınan kırıntılar, yüksek enerjili bir ortamı karakterize etmektedir. Bu, verilere göre ortam Wilson (1975) modelinde 6. fasiyes kuşağına karşılık gelmektedir. Ölçülü kesit üste doğru 21 metre kalınlığında dolomitik seviye ile devam etmektedir. Dolomitik seviyede kayaçların ilksel

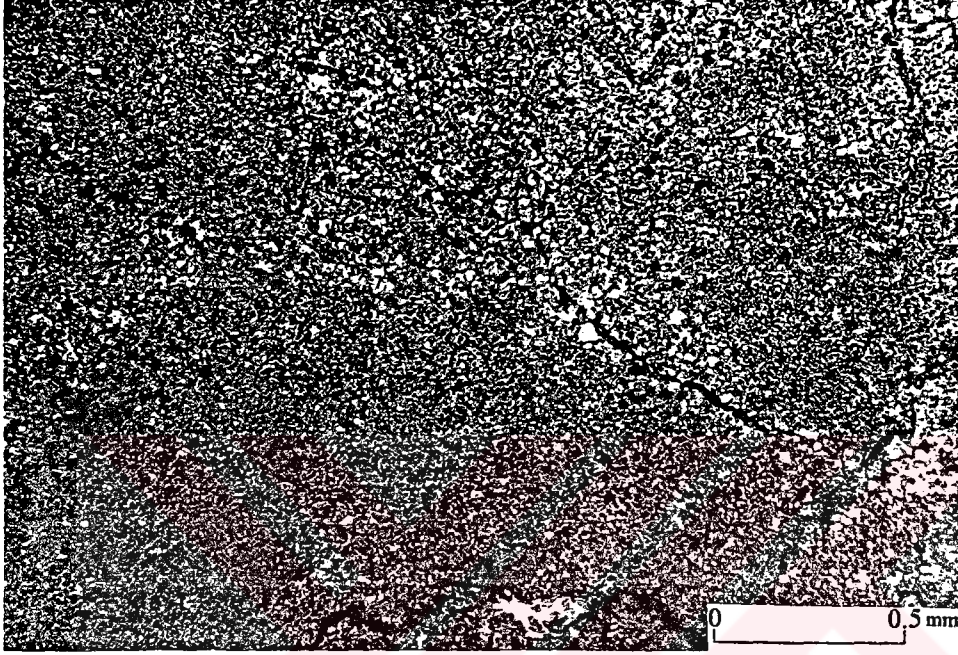
dokuları tanınmadığından ortam hakkında yorum yapılamamıştır. Dolomitler üzerinde 16 metre kalınlığında rekrystalize kireçtaşları ve biyointrapelsparit (tanetaşı) yer almaktadır. Rekrystalize kireçtaşlarının ilksel halleri tanınmamaktadır. Biyointrapelsparitler ortamın yüksek enerjili olduğunu göstermektedir. Bu seviye üzerinde 43 metre kalınlığında dolomitik kayaçlar bulunmaktadır. Dolomitik kayaçlarda ilksel dokular tanınmadığından ortam hakkında bir yorum yapılamamıştır. İstifin üst kısmında 74 metre kalınlığında tanetaşları yer almaktadır. Bu seviyede hakim olarak pelsparitler gözlenmektedir. Ayrıca kireçtaşları içerisinde biyoklastlar, intraklastlar ve az oranda da oolitler bulunmaktadır. Biyoklastlar kavkı kırıntılarında ve parçalarından oluşmuştur. Bu özellikler ortamın yüksek enerjili olduğunu işaret etmektedir. İstif 0.5 metre kalınlığında radyolaryalı vaketaşları ile devam etmektedir. Bu durum ortamın enerjisinin düştüğünü ve derinleştiğini göstermektedir. İstifin tavanında ise %10-15 oranında kırıntılı materyal içeren kumlu biyointrasparit (tanetaşı) yer almaktadır. Bu özellikler ortamın sığlaştığını ve enerjinin arttığını göstermektedir.

3.3.2.2. Arsa Mahallesinden (Gümüşhane) Alınan Ölçülü Kesitin Mikrofasises Özellikleri

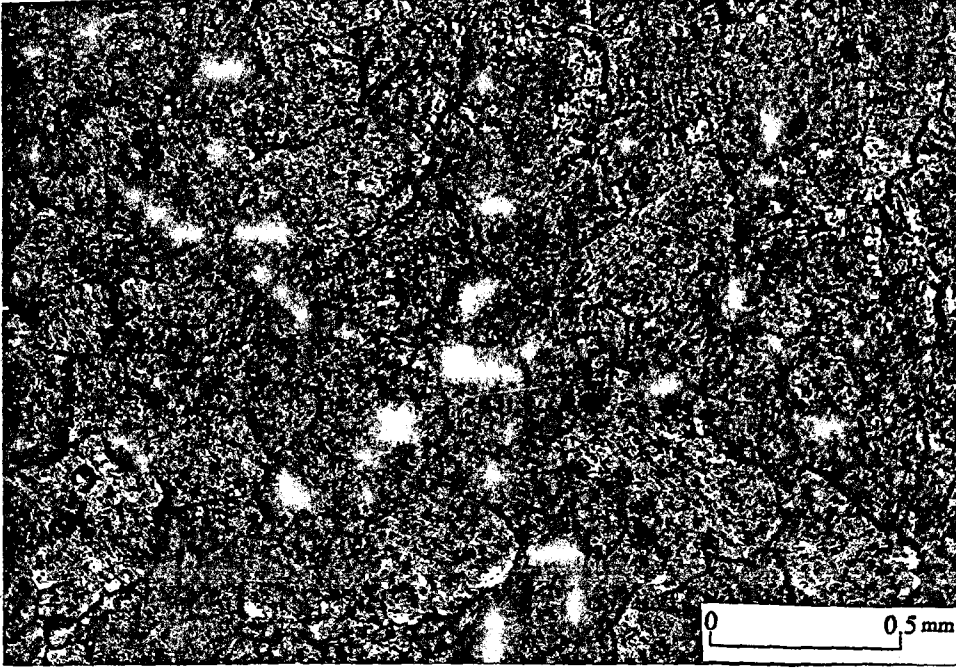
Arsa mahallesinden alınan örneklerin ince kesitleri üzerinde yapılan incelemeler, Berdiga Formasyonu'na ait kayaçların tamamen dolomitlerden oluştuğunu göstermiştir. Dolomit tipleri ve dolomitler içinde gözlenen mikroskobik özellikler Ek 2'de tablo halinde verilmiştir. Dolomitler çoğunlukla mikrokristalin (Şekil 39) ve ksenotopik-A (Şekil 40) özellikte olup, az olarak da idiotopik-S (Şekil 41) tip dolomitler görülmektedir. Ksenotopik-A tip dolomitlerin boyutları 68-510 μm , İdiotopik-S tip dolomitlerin boyutları ise 102-289 μm arasında değişmektedir.

Kayaçlarda bol olarak erime ile oluşmuş gözenekler vardır. Bu gözenek ve çatlaklarda genellikle silisleşmeler mevcuttur (Şekil 42). Kesitin taban seviyelerinde silisleşme yaygınken, üste doğru azalmakta ve yerini kalsitleşmeye bırakmaktadır. Kalsitlerin dilinimleri kolayca ayırt edilmektedir. Silisli minerallerin sınırları net değildir. Berdiga kireçtaşlarında yaygın olarak görülen bu silisleşme ornatma ile oluşmuştur. Ortama gelen silis eriyikli sıvılar, gözenek ve çatlakları doldurmuş veya dolomit kristallerinin yerini almıştır.

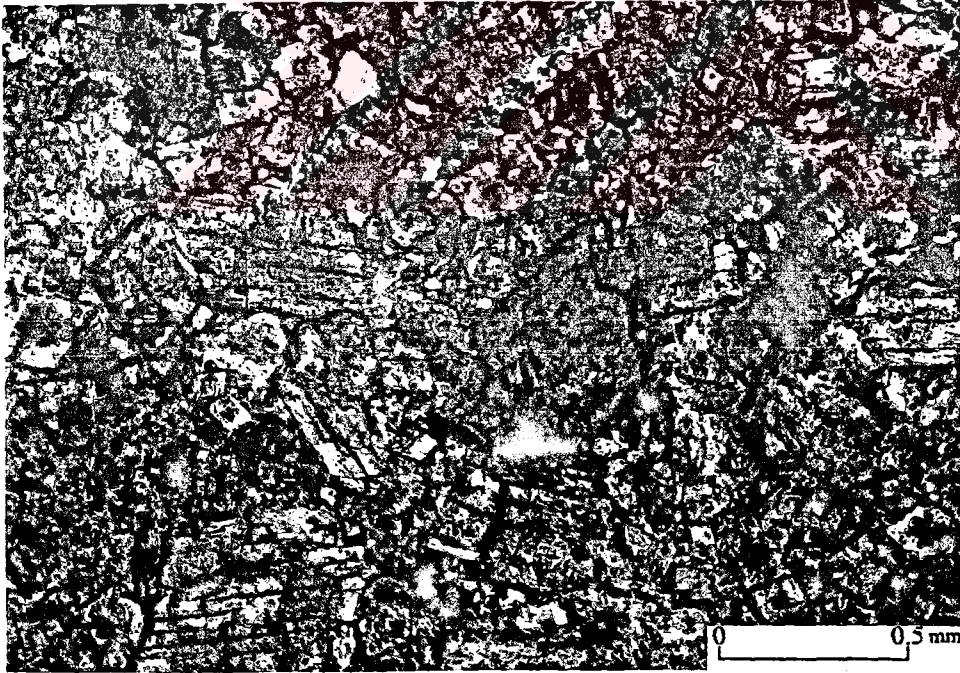
Dolomitlerde gözenekler kadar yaygın olmasa da çatlaklar bulunmaktadır. Bu çatlaklar kesit alanı içinde kapanan, süreksiz çatlaklardır. Yer yer kalsit ya da silisle doldurulmuşlardır.



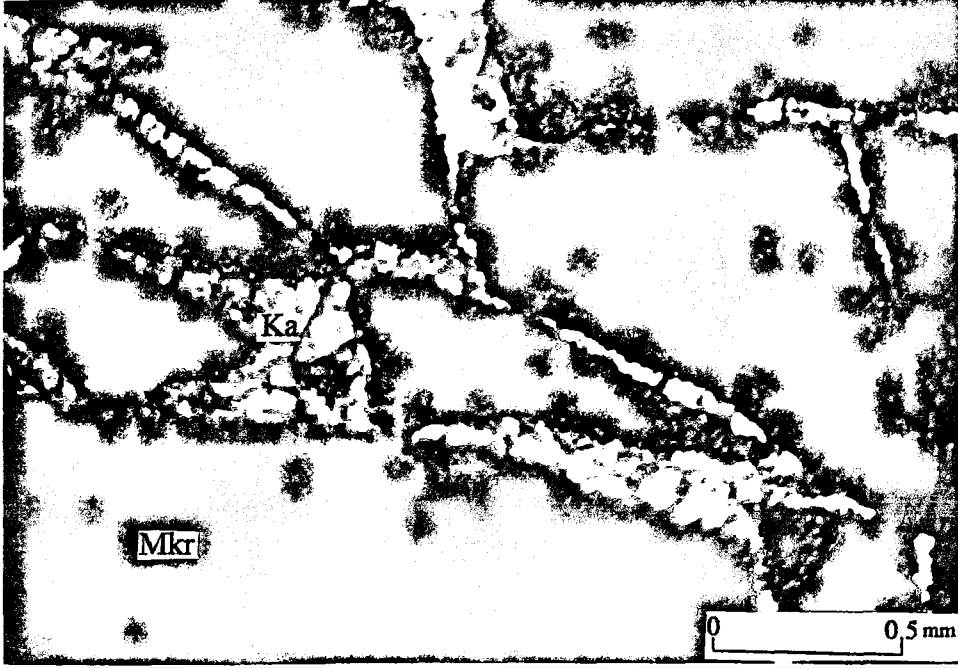
Şekil 39. Arsa mahallesinden alınan mikrokristalin tip dolomitlerin mikroskobik görünümü. Mikrokristalin dolomitler anhedral ve subhedral şekillidir. Mikrondan desimikrona kadar değişen boyutlarda olup, diğer dolomit tipleriyle de birlikte bulunabilmektedirler. Kristal destekli olmalarına karşın kristal sınırları belirsizdir. Örnek No: A-14, ölçülü kesitin 13. metresi (T.N.)



Şekil 40. Arsa mahallesinden alınan ksenotopik-A tip dolomitlerin mikroskobik görünümü. Ksenotopik-A tip dolomitler anhedral şekilli olup, birbirleri ile sıkıca paketlenmişlerdir. Kristaller kavisli, eğrilmiş ve birbirleriyle düzensiz sınırlar oluşturmuşlardır. Sıkı paketlenmiş oldukları için orjinal kireçtaşı izine rastlanmamaktadır Örnek No: A-30, ölçülü kesitin 67,5. metresi (T.N.)



Şekil 41. Arsa mahallesinden alınan idiotopik-S tip dolomitlerin mikroskobik görünümü. İdiotopik-S tip dolomitler subhedral veya anhedral şekillidir. Kristal yüzeyleri arasında matris yok veya çok az bulunmaktadır. Kristal yüzeyleri çoğunlukla korunmuş ve kristal sınırları da uyumlu bir şekildedir. Bazen kristaller arasında ilksel kireçtaşı izleri de görmek mümkün olmaktadır. Örnek No: A-24, ölçülü kesitin 44. metresi (T.N.)



Şekil 42. Karbonat kayaçları içerisindeki, gözenek ve çatlaklarda gelişen kalsitleşmenin mikroskopik görünümü. Kalsitleşme diyajenezle ikincil olarak oluşmuştur.

Örnek No: A-18, ölçülü kesitin 26. metresi

(T.N.; Ka: Kalsit, Mkr: Mikrokrystalin tip dolomitleşme)

3.3.2.2.1. Çökelme Ortamı

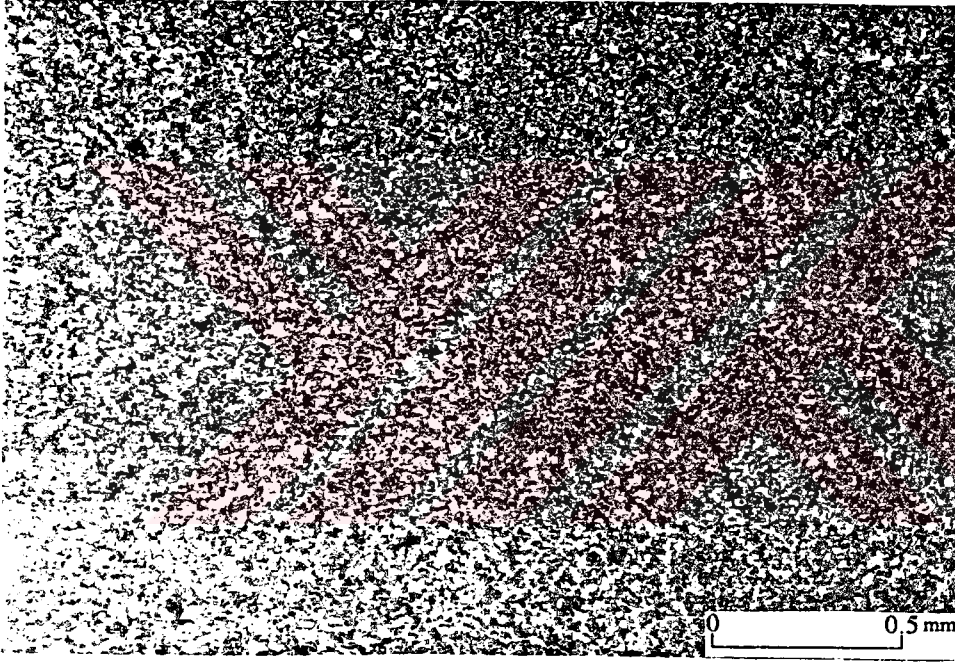
Arsa mahallesinden alınan ölçülü kesit tamamen dolomitik karbonat kayaçlarından oluşmuştur. Kayaçların ilksel hallerine ilişkin bir bulgu tespit edilemediğinden ortamsal yorumlama yapılamamıştır.

3.3.2.3. Kuşakkaya Tepesi'nden (Gümüşhane) Alınan Ölçülü Kesitin Mikrofasiyes Özellikleri

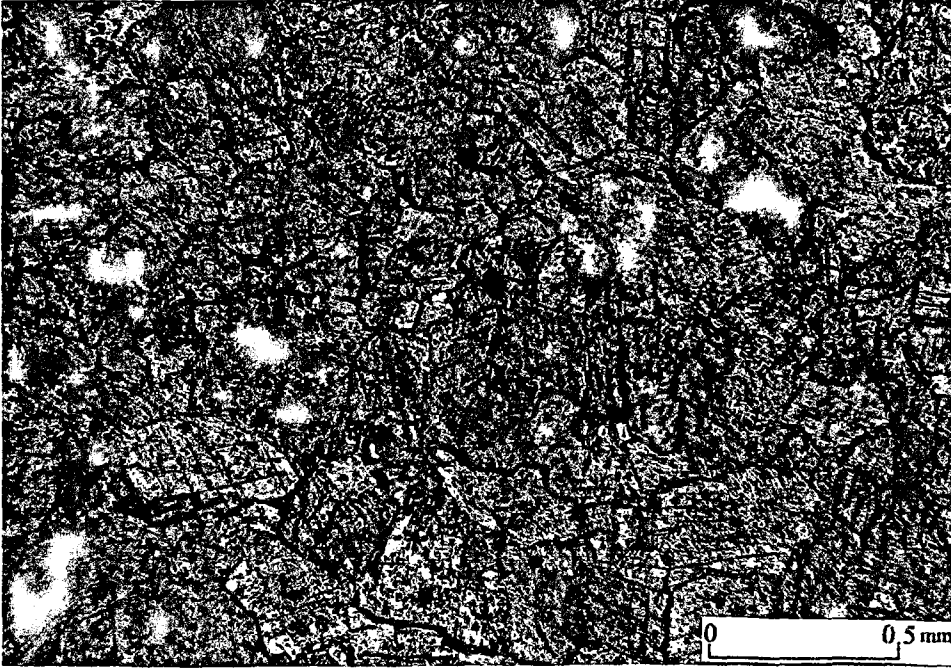
Mikroskopta yapılan incelemeler sonucunda, Kuşakkaya Tepesi'nden alınan Berdiga Formasyonu'na ait karbonat kayaçların, dolomit ve kireçtaşlarından oluştuğu görülmüştür. Dolomit tipleri, kireçtaşları içinde yer alan fauna, kireçtaşlarına ait bileşenler ve özellikleri Ek 3'de tablo halinde verilmiştir.

3.3.2.3.1. Dolomitler

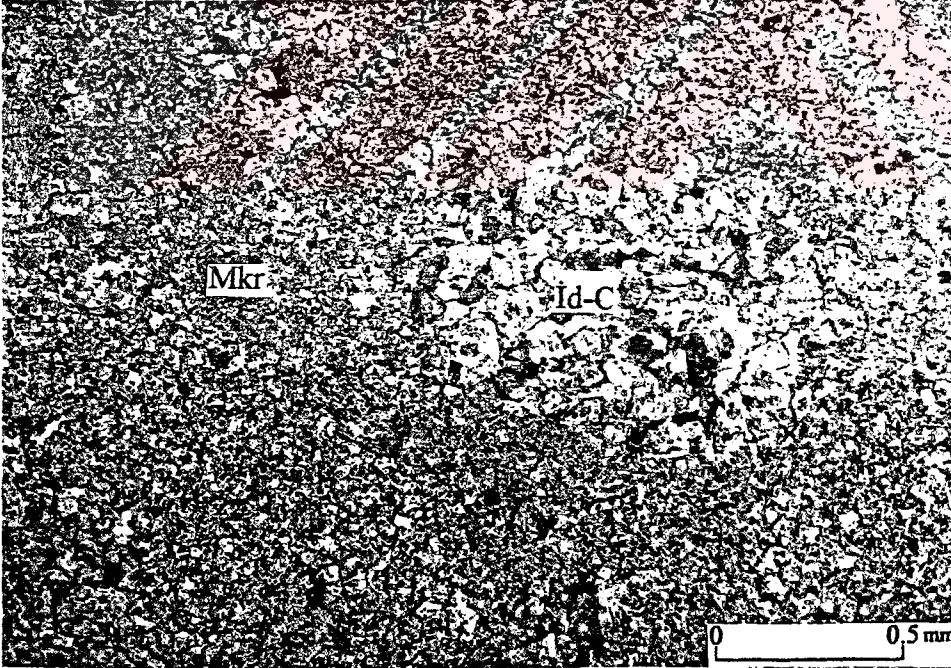
Kuşakkaya Tepesi'nde, mikrokristalin (Şekil 43), ksenotopik-A (Şekil 44), idiotopik-C (Şekil 45) ve idiotopik-S (Şekil 46) tip dolomitler tespit edilmiştir. Ksenotopik-A tip dolomitlerin kristal boyutları 102-340 μm , idiotopik-C'nin 68-255 μm , idiotopik-S'nin 119-680 μm arasında değişmektedir. Bu dolomit tipleri, ince kesitlerde tek başlarına bulunabildiği gibi birlikte de bulunmaktadır. Dolomitler içerisinde yer yer intraklast izleri fark edilmektedir (Şekil 46). Çünkü dolomitleşme; çatlak ve matrikste yoğun, tanelerde ise daha düşük oranlarda gelişmiştir.



Şekil 43. Kuşakkaya Tepesi'nden alınan ölçülü kesitte yer alan mikrokristalin tip dolomitlerin mikroskopik görünümü. Kristaller anhedral ve subhedral şekilli, mikrondan desimikrona kadar değişen boyutlardadır. Mikrokristalin dolomitler diğer dolomit tipleriyle de birlikte bulunmaktadır (çoğunlukla idiotopik-C tip dolomitler). Örnek No: K-120 , ölçülü kesitin 174,5. metresi (T.N.).



Şekil 44. Kuşakkaya Tepesi'nden alınan ölçülü kesitte yer alan ksenotopik-A tip dolomitlerin mikroskobik görünümü. Anhedral şekilli ve sıkı paketlenmiş kristallerden oluşmaktadır. Kristaller kavisli ve eğrilmiş olup birbirleriyle düzensiz sınırlara sahiptirler. Örnek No: K-134 , ölçülü kesitin 246. metresi (T.N.)



Şekil 45. Kuşakkaya Tepesi'nden alınan ölçülü kesitte yer alan idiotopik-C tip dolomitlerin mikroskobik görünümü. Kristaller öhedral şekillidirler. Büyük gözenek ve boşluklarda çimento olarak gelişen bu tip dolomit kristalleri arasındaki sınırlar düzgün, kristallerde oldukça büyük boyutludur. Örnek No: K-114 , ölçülü kesitin 151,5. metresi (Ç.N.; Mkr: Mikrokristalin, İd-C: İdiotopik-C).



Şekil 46. Kuşakkaya Tepesi'nden alınan ölçülü kesitte yer alan idiotopik-S tip dolomitlerin mikroskopik görünümü. İdiotopik-S tip dolomitler subhedral veya anhedral şekilli olup, kristal yüzeyleri arasında matriks yok veya çok azdır. Çoğunlukla kristal yüzeyleri korunmuş ve kristal sınırları da uyumludur. Örnek No: K-134 , ölçülü kesitin 246. metresi (Ç.N.)

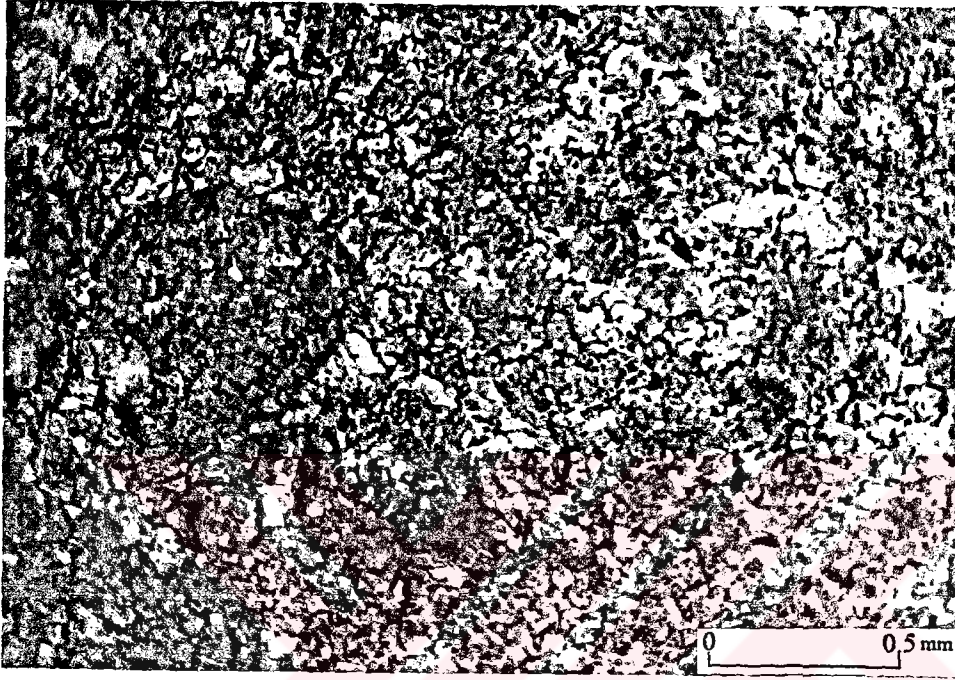
3.3.2.3.2. Kireçtaşları

Mikroskopik incelemelere göre ölçülü kesitin 304.5. metresinden itibaren 31.5 m'lik bir seviyede kireçtaşları bulunmaktadır. Kireçtaşları tabandan itibaren 16 m'lik bir kısımda istiftaşları (biyointrapelsparit, biyomikrosparit) ve istiftaşları üzerinde 15.5 m'lik bir kısımda ise tanetaşları (pelbiyointrasparit, biyointrasparit) olarak yer almaktadır. Kireçtaşlarına ait bileşenler ve bu bileşenlerin mikroskopik özellikleri aşağıda verilmiştir.

İntraklastlar: İnce kesitlerde %15 ile %45 arasında değişen oranlarda bulunurlar (Ek 3). Boyutları 180-1455 μm arasında değişmektedir. İç bileşensizdirler. Genelde köşeli olan intraklastların kenarları kırıklı, parçalıdır. Ender olarak yarı yuvarlak şekillerdedirler (Şekil 48).

Pelletler: Kireçtaşlarında %10 ile %40 arasında bulunmaktadır. Boyutları 35-120 μm arasında değişmektedir. Hem pakston, hem de tanetaşları içerisinde bulunurlar. İntraklastlar gibi iç bileşensizdirler (Şekil 48).

İskeletli Taneler: Dolomitik kayalarda yaygın dolomitleşme nedeniyle iskeletli tanelere rastlanmamıştır. İskeletli taneler kireçtaşlarında görülen tek bileşendir. İnce kesitlerde %10 ile %40 arasında bulunurlar. Yaygın olarak miliolid, valvulin, pelespod kırıntıları görmek mümkündür (Şekil 48).



Şekil 47. Kuşakkaya Tepesi'nden alınan ölçülü kesitte yer alan dolomitlerde görülen intraklast izleri. Kireçtaşının dolomitleşmesinden sonra kayaca ait ilksel kalıntılar bazen tane bazen de matriks olarak bulunabilmektedir. Şekilde de görüldüğü gibi intraklast izleri dolomitleşmeden sonra rahatça gözlenebilmektedir. Matriksteki dolomitleşme yoğun olduğu için tane izleri farkedilmektedir. Örnek No: K-76 , ölçülü kesitin 5. metresi (T.N.)

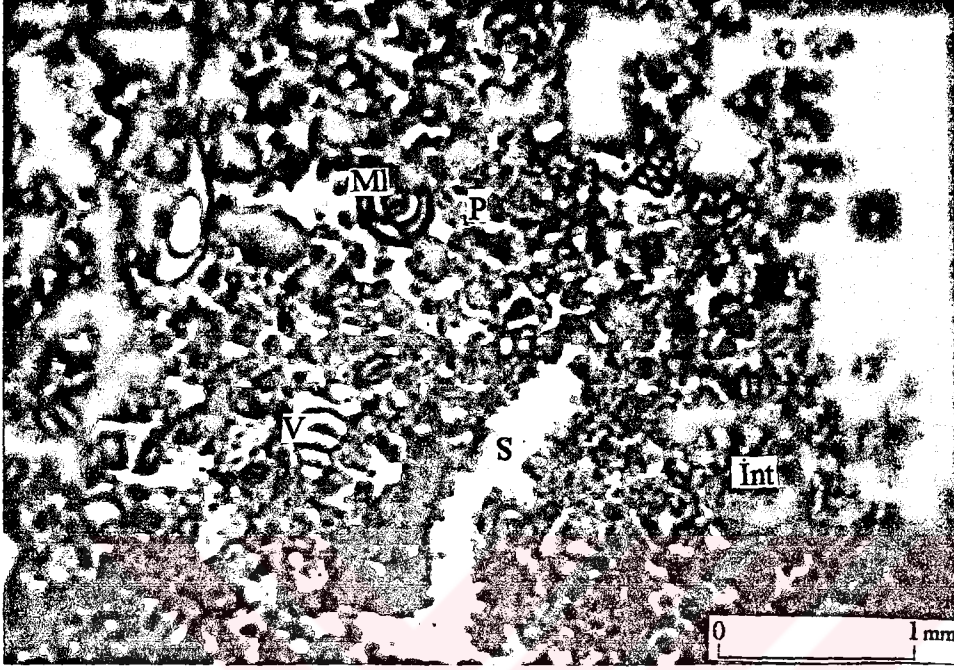
3.3.2.3.3. Diyajenez

1. Fizikokimyasal İşlevler:

a) **Silisleşme:** Gözeneklerde ve çatlaklarda silisleşmeler görülmektedir. Silisleşme, bazı kesitlerde büyük gözenekleri dolduracak şekilde, bazılarında dolomit kristallerinin yerini alacak şekilde gelişmiştir. Ölçülü kesitin orta seviyelerine kadar yaygın olan silisleşme, üst kesimlerde pek görülmemektedir.

b) **Çimentolanma:** Kireçtaşlarının gözenek ve çatlaklarını ikincil çimentolar doldurmuştur. Bu çimentolar kesit alanının önemli bir bölümünü kaplamaktadır. Kavkı içlerinde de ikincil çimentolar bulunmaktadır.

Mozaik çimento: Mozaik çimento hem gözeneklerde hem de büyük çatlaklarda görülmektedir (Şekil 50). Kavkuların yerini alan, güzel dilimli mozaik çimentolar da mevcuttur.

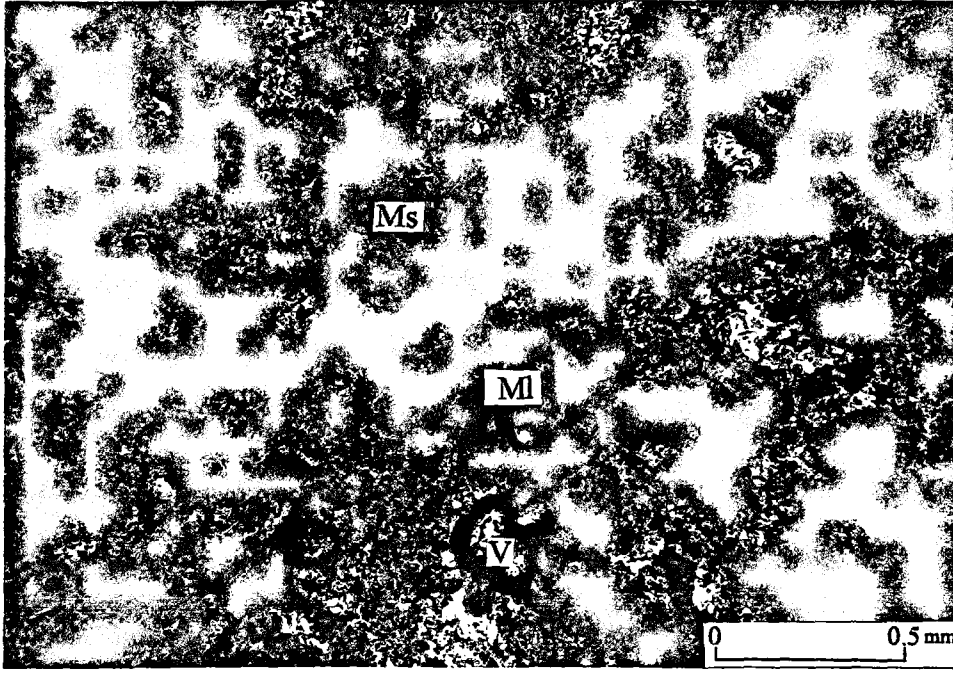


Şekil 48. Kuşakkaya Tepesi'nden alınan ölçülü kesitte yer alan pelbiyointrasparit (tanetaşı)'in mikroskobik görünümü. Pelletler kesit içerisinde saçınım halinde gözlenmektedir. Milliolid ve valvulin en yaygın olarak gözlenen biyoklastlardır. Örnek No: K-144 , ölçülü kesitin 303. metresi (T.N.; Int: intraklast, P: Pellet, Ml: Miliolid, V: Valvulin, S: Sparit)

2. Fiziksel İşlevler:

a) **Stilolitleşme:** Dolomitlerde az olarak fakat üsteki kireçtaşlarında yoğun olarak stilolitleşme görülmektedir (Şekil 51). Stilolitler, kayacın oluşumundan sonra diyajeneze bağlı olarak gelişmiştir.

b) **Çatlaklar:** Tüm seviyelerde yoğun olarak görülmektedirler. Çatlakların bazıları, kesit alanını kateden, açıkları büyük olan çatlaklardır. Diğer çatlaklar da boyutları küçük olan, kesit alanı içinde kapanan süreksiz çatlaklardır.



Şekil 49. Kuşakkaya Tepesinden alınan ölçülü kesitte yer alan biyomikrosparit (istiftaşı) içerisindeki milliolid ve valvulinlerin mikroskobik görünümü. Örnek No: K-140 , ölçülü kesitin 283,5. metresi (T.N; Ml: Miliolid, V: Valvulin, Ms: Mikrosparit)



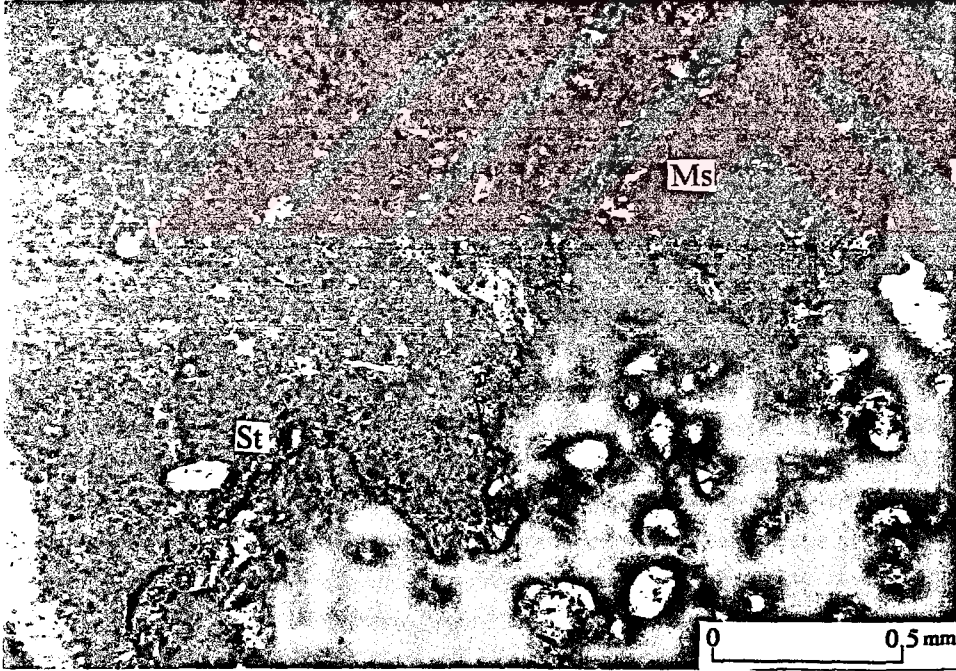
Şekil 50. Kuşakkaya Tepesi'nden alınan ölçülü kesitte yer alan karbonat kayaçları içerisinde gözlenen mozaik çimento. Mozaik çimento çatlakta ikincil olarak gelişmiştir. Örnek No: K-142 , ölçülü kesitin 289,5. metresi (Ç.N.; Mz: Mozaik çimento, S: Stilolit)

3.3.2.3.4.Çökeltme Ortamı

Kuşakkaya Tepesinden alınan ölçülü kesitin 304.5 metresi dolomitik karbonat kayaçlarından oluşmaktadır. Bu kayaçların ilksel halleri tanınmadığından çökeltme ortamı yorumlanamamıştır.

Dolomitler üzerine 31.5 metre kalınlığında kireçtaşlarından oluşan bir seviye gelmektedir. Bu seviyenin 16 metresi istiftaşlarından (biyointrapelmikrosparit, biyomikrosparit) oluşmaktadır. Bu kayaçlar içerisindeki pelespodlar, kırıntılar halindedir. İtraklastlar genellikle yarı yuvarlak olmakla birlikte ender olarak da köşeli olanları vardır. Bu özellikler ortamın orta/yüksek dereceli bir enerjiye sahip olduğunu göstermektedir.

İstiftaşları üzerine 15.5 metre kalınlığında tanetaşlarından (pelbiyostrasparit, biyostrasparit) oluşan bir seviye gelmektedir. Biyoklastlar kırıntılı ve parçalıdır. İtraklastlar kırıklı ve köşelidir. Bu verilerden yararlanılarak ortamın yüksek enerjili olduğu söylenebilmektedir.



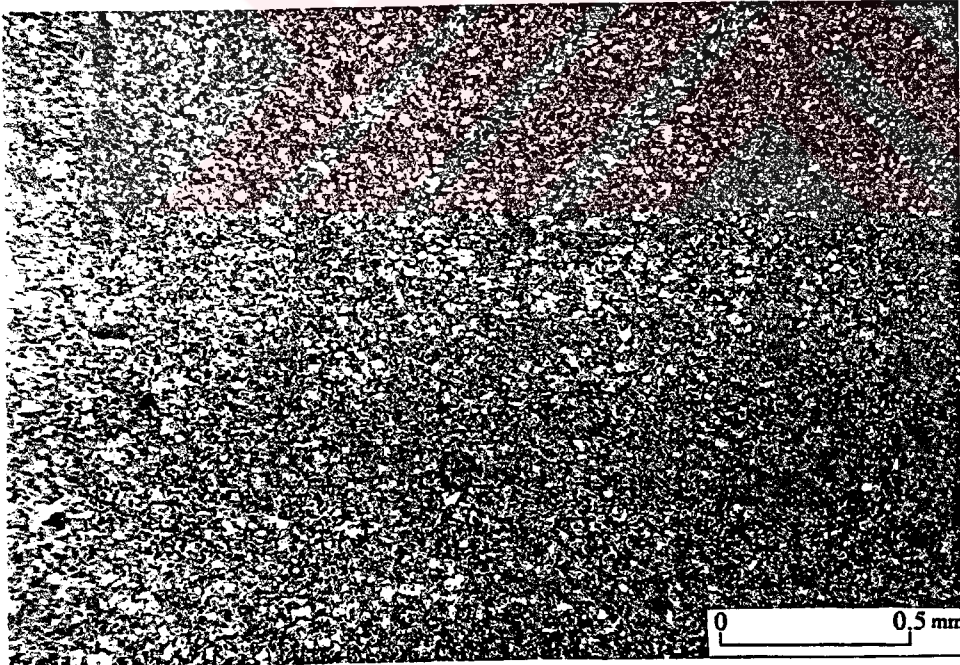
Şekil 51. Kuşakkaya Tepesi'nden alınan ölçülü kesitte yer alan kireçtaşlarında gözlenen stilolitlerin mikroskobik görünümü. Örnek No: K-140 , ölçülü kesitin 283,5. metresi (T.N: St: Stilolit, Ms: Mikrosparit)

3.3.2.4. Salıntaşı Tepe'den (Gümüşhane) Alınan Ölçülü Kesitin Mikrofasiyes Özellikleri

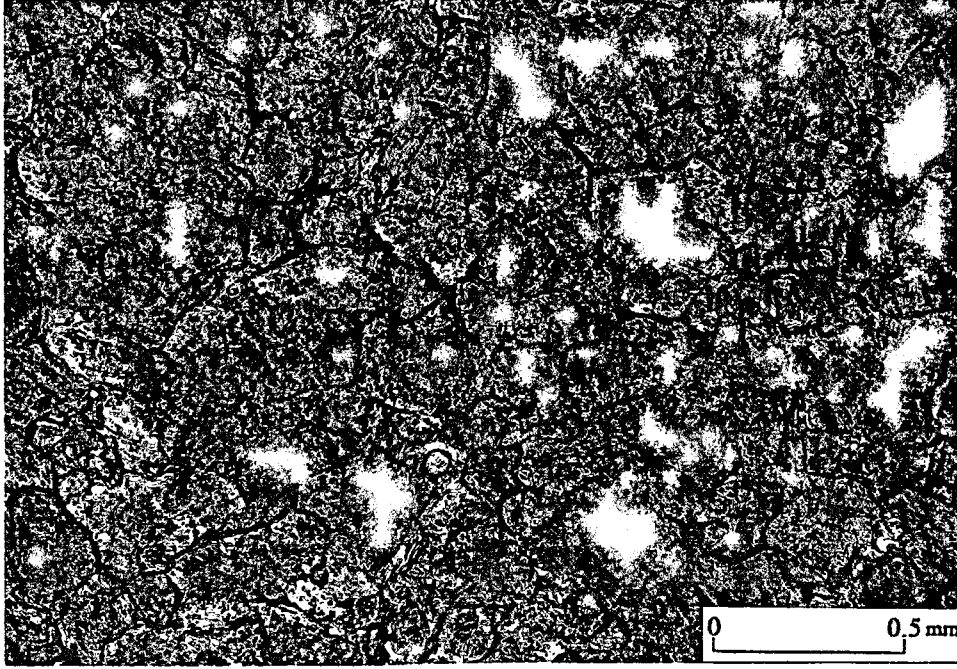
Ölçülü kesite ait örneklerin mikroskopik incelemeleri sonucunda, kayaçların dolomit ve kireçtaşlarından oluştuğu tespit edilmiştir. Dolomit tipleri, kireçtaşları içerisinde yer alan fauna, kireçtaşlarına ait bileşenler ve özellikleri Ek 4'de tablo halinde verilmiştir.

3.3.2.4.1. Dolomitler

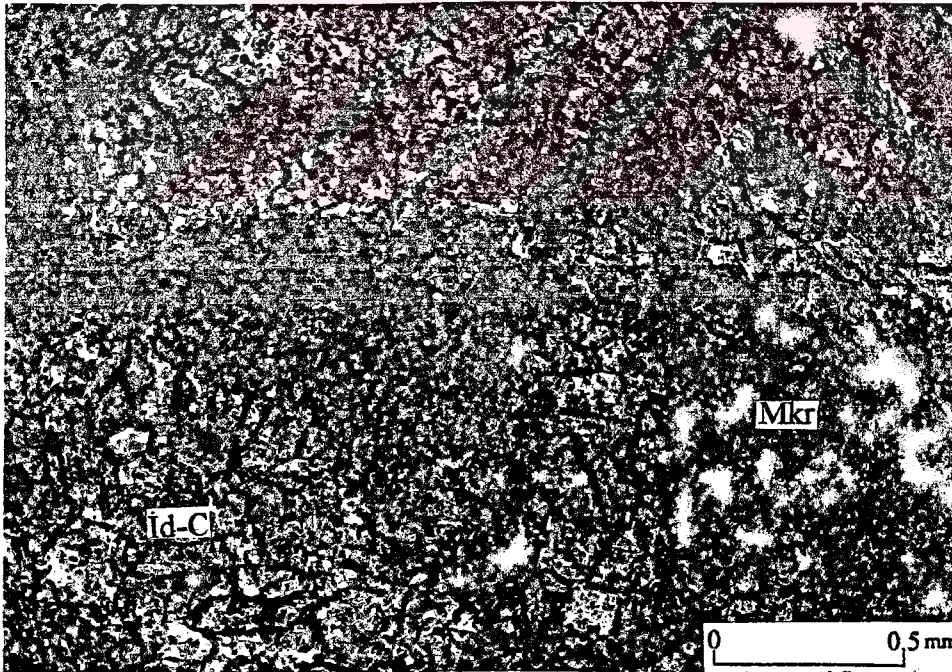
Mikroskopik incelemeler; dolomitlerin mikrokristalin (Şekil 52), ksenotopik-A (Şekil 53), idiotopik-C (Şekil 54), idiotopik-S (Şekil 55) ve az oranda da idiotopik-E (Şekil 56) tipte olduğunu göstermiştir. Ksenotopik-A tip dolomitlerin kristal boyutları 50-375 μm , idiotopik-S'nin 70-510 μm , idiotopik-C'nin 100-680 μm , idiotopik-E'nin 65-340 μm arasında değişmektedir. Dolomit tipleri tek başlarına görüldüğü gibi birlikte de bulunmaktadır. En yaygın olan dolomit tipi idiotopik-C'dir. İdiotopik-C'ler büyük boşlukları dolduran iri kristaller şeklindedirler.



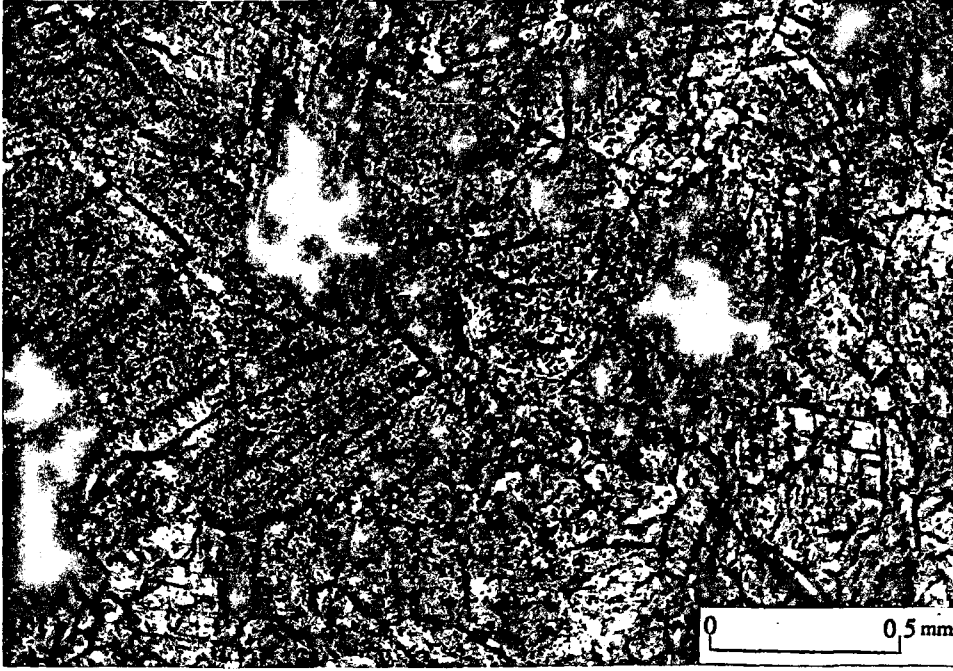
Şekil 52. Salıntaşı Tepe'den alınan ölçülü kesit içerisinde yer alan mikrokristalin tip dolomitlerin mikroskopik görünümü. Mikrokristalin dolomitler anhedral ve subhedral şekillidir. Kristal destekli olmalarına rağmen kristal sınırları belirsizdir. Örnek No: E-44, ölçülü kesitin 67. metresi (T.N)



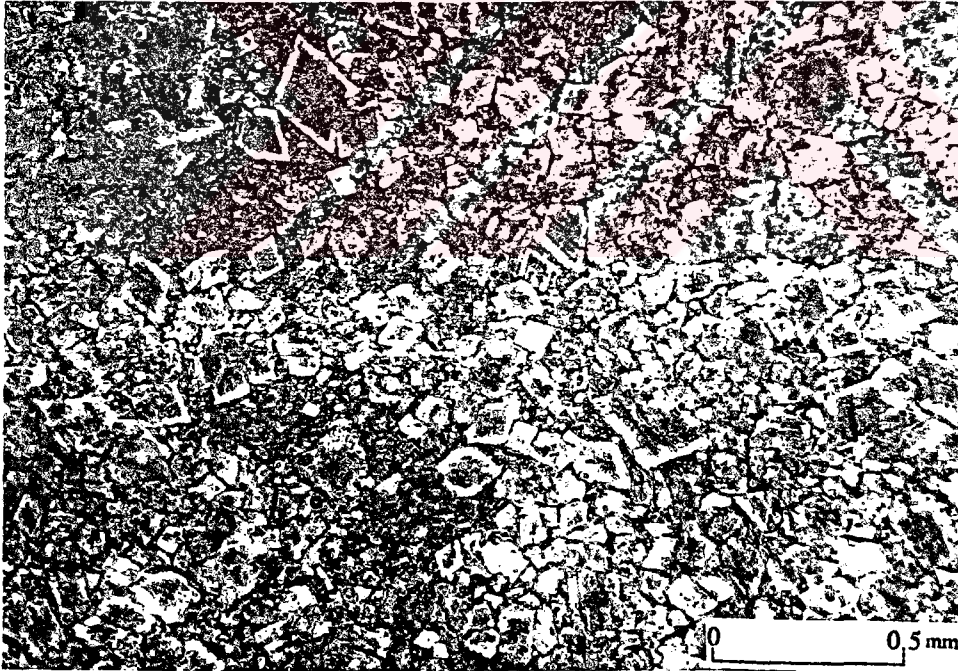
Şekil 53. Salıntaşı Tepe'den alınan ölçülü kesit içerisinde yer alan ksenotopik-A tip dolomitlerin mikroskobik görünümü. Dolomit kristalleri anhedral şekilli olup, birbirleriyle sıkıca paketlenmişlerdir. Kristaller kavisli, eğrilmiş ve birbirleriyle düzensiz sınırlar oluşturmuşlardır. Örnek No: E-52 , ölçülü kesitin 92,5. metresi (T.N.)



Şekil 54. Salıntaşı Tepe'den alınan ölçülü kesit içerisinde yer alan idiotopik-C tip dolomitlerin mikroskobik görünümü. Burada idiotopik-C tip dolomitler, mikrokristalin tip dolomitler içerisinde yer almaktadır. İdiotopik-C tip dolomitlerin kristalleri öhedral şekillidir. Büyük gözenek ve boşluklarda oluşmuşlardır. Örnek No: E-16 , ölçülü kesitin 12. metresi (T.N; Mkr: Mikrokristalin, İd-C: İdiotopik- C).



Şekil 55. Salıntaşı Tepe'den alınan ölçülü kesit içerisinde yer alan idiotopik-S tip dolomitlerin mikroskobik görünümü. Dolomit kristalleri subhedral veya anhedral şekilli olup kristal sınırları çoğunlukla uyumludur. Örnek No: E-10, ölçülü kesitin 3. Metresi (T.N.)



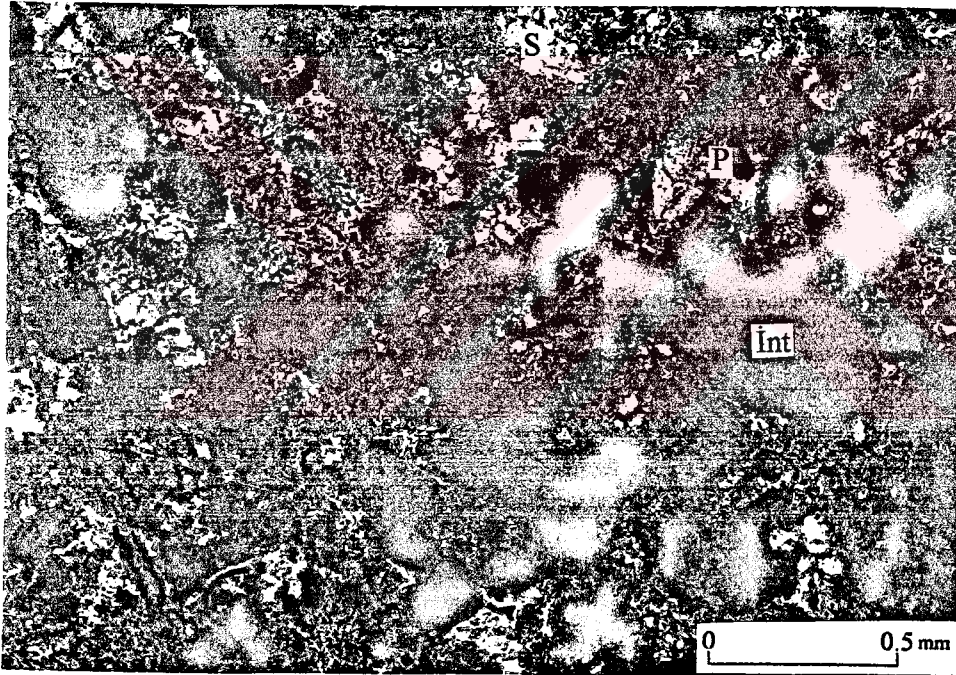
Şekil 56. Salıntaşı Tepe'den alınan ölçülü kesit içerisinde yer alan Idiotopik-E tip dolomitlerin mikroskobik görünümü. Hemen hemen bütün dolomit kristalleri euhedral şekillidir. Dolomit kristalleri genelde kristal destekli olmasına karşın, dokanak oluşturmayanlar arasında orjinal kireçtaşı kalıntıları (matriks) gözlenmektedir. Örnek No: E-50 , ölçülü kesitin 86,5. metresi (T.N.)

3.3.2.4.2. Kireçtaşları

Kireçtaşları içerisinde normal bir kireçtaşına ait örnekler bulunduğu gibi rekristalize olmuş seviyeler de bulunmaktadır. Ölçülü kesitin 134. m'sinden sonra 91 metre kalınlığında kireçtaşları yer almaktadır. Kireçtaşlarının tamamına yakını tanetaşları oluşturmaktadır. Yalnızca 177-181. ve 207-212. metreler arasında istiftaşları yer almaktadır.

Kireçtaşlarına ait bileşenler ve mikroskobik özellikleri aşağıdaki gibidir:

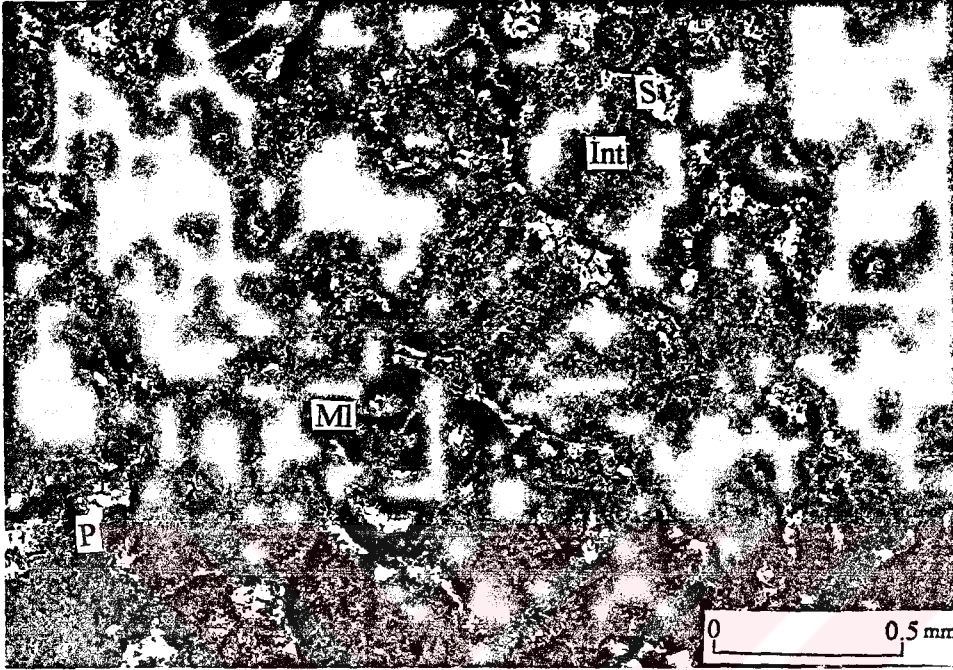
İntraklastlar: İnce kesitlerde %10 ile %25 arasında bulunmaktadırlar. Boyutları 170-950 µm arasında değişmektedir. Diğer bileşenlere oranla daha az görülmektedirler. Kenarları kırıklı ve yarı köşelidirler. Bazı kesitlerde yarı yuvarlak şekilde de görülmektedirler (Şekil 57).



Şekil 57. Salıntaş Tepe'den alınan pelintrabiyosparit (tanetaşı) içerisinde gözlenen intraklastların mikroskobik görünümü. Örnek No: E-66 , ölçülü kesitin 134. metresi (Ç.N; İnt: İntraklast, P: Pellet. S: Sparit)

Pelletler: İnce kesitlerde %15 ile %60 arasında bulunmaktadırlar. Boyutları 50-135 µm arasında değişmektedir. İç bileşensiz ve eş boyutludurlar. Kireçtaşları içerisinde en bol bulunan bileşenlerdir.

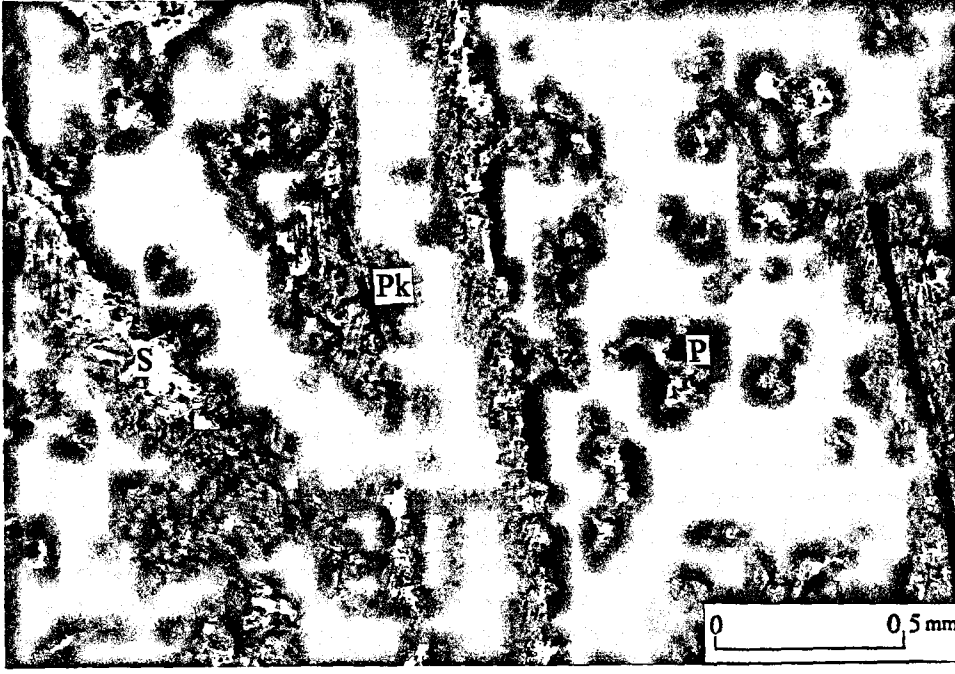
İskelet Taneleri: Ölçülü kesitin alt seviyelerinde bulunan dolomitik kayalarda bulunmamaktadırlar. Kireçtaşlarında bol olarak miliolid, valvulin (Şekil 58), pelespod kırıntıları, sünger spikülleri ve az olarak da ekinid plaka parçaları vardır.



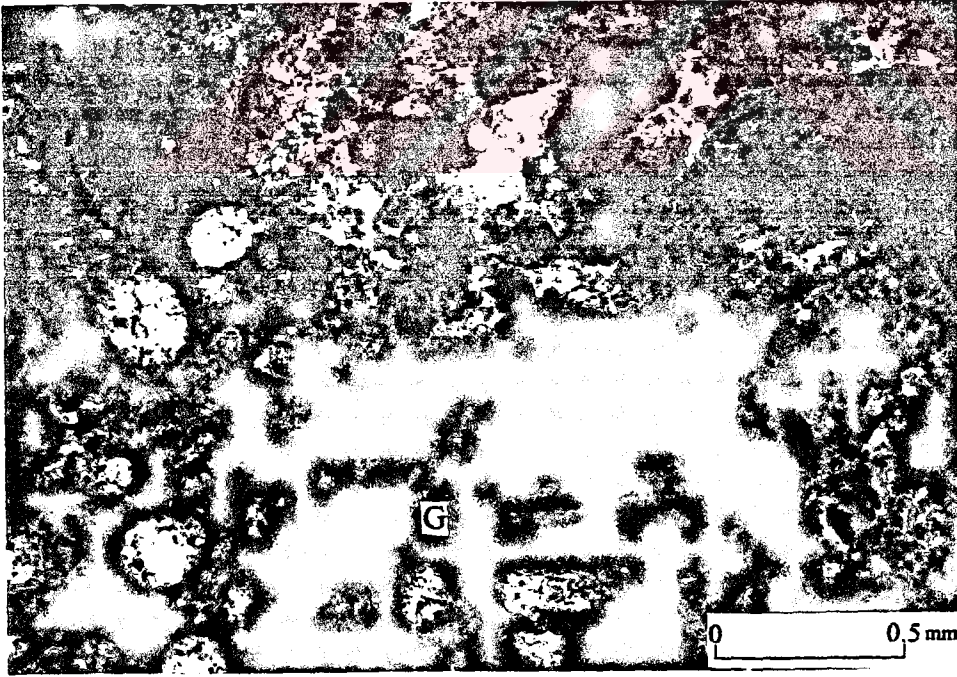
Şekil 58. Salıntaşı Tepe'den alınan pelintrabiyosparitlerin (tanetaşı) mikroskobik görünümü. Milliolidler yaygın olarak gözlenmektedir. Örnek No: E-78, ölçülü kesitin 169. metresi (Ç.N.; İnt: İntraklast, P: Pellet, MI: Miliolid, S: Sparit).

Pelespod kavkı parçaları, prizmatik şekillidir (Şekil 59). Tam bir kavkı olarak gözlenmeyen pelespodlar, kırılmış parçalar şeklinde gözlenmektedir.

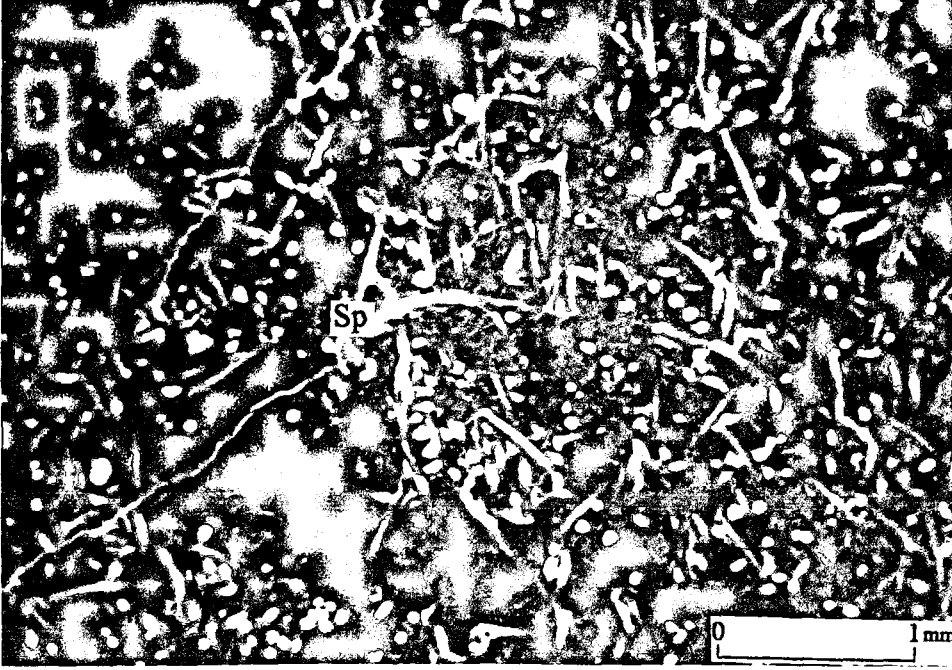
Ölçülü kesitin üst seviyesindeki bir kireçtaşı örneğinde (E 90), sedimentasyonun yavaşladığını gösteren glokoni oluşumu vardır (Şekil 60). Aynı kireçtaşı örneğindeki diğer bir özellikte, iki farklı fasiyes oluşumunun gözlenmesidir (Şekil 61). Tabakanın üstü açık, altı koyu renklidir. Bu renk farklılığı sedimentasyonun yavaşladığının belirtisidir. Üst kısmın açık renkte olması, dalga hareketinden kaynaklanmaktadır.



Şekil 59. Salıntaşı Tepe'den alınan biopelsparit (tanetaşı) içerisindeki prizmatik pelespod kavkılarının mikroskobik görünümü. Örnek No: E-88 , ölçülü kesitin 200. metresi (T.N.; P: Pellet, Pk: Prizmatik pelespod kavkısı, S: Sparit)



Şekil 60. Salıntaşı Tepe'den alınan biyomikrospartit (istiftaşı) içerisindeki glokonilerin mikroskobik görünümü. Glokon, sedimentasyon hızının yavaşladığını göstermektedir. Örnek No: E-90 , ölçülü kesitin 206. metresi (T.N.; G: Glokon)



Şekil 61. Salıntaşı Tepe'den alınan ölçülü kesit içerisindeki sünger spiküllü ve farklı iki fasiyes içeren kireçtaşının mikroskobik görünümü. Örnek No: E-90, ölçülü kesitin 206. metresi (T.N.; Sp: Sünger spikülü, M: Mikrit)

3.3.2.4.3. Diyajenez

1. Fizikokimyasal İşlevler

a) **Silisleşme:** Dolomitler içerisinde küçük mineraller halinde ve bazı çatlaklarda kısmen görülmektedir. Kireçtaşları içerisinde daha yaygındır. Büyük kavkılar üzerinde ve gözeneklerde belirgin silisleşmeler gözlenmektedir.

b) Çimentolanma:

Mozaik Çimento: Kireçtaşları içerisindeki çatlaklarda ve gözeneklerde görülmektedir. Mozaik çimentoyu oluşturan kalsit kristallerinde belirgin dilimler gözlenmektedir.

Sintaksiyal Çimento: Kireçtaşlarındaki ekinid plakalarının kenarında görülmektedir. Plaka ile çimento aynı optik devamlılık göstermektedir. Ölçülü kesitin üst seviyelerinde görülmekle birlikte, çok yaygın değildir.

c) **Rekristalizasyon:** Salıntaşı Tepe'den alınan karbonat kayaçlarının mikroskobik incelemelerinde, gözeneklerde yoğun olarak rekristalizasyon gözlenmektedir. Rekristalizasyon kayacın her yerinde değil, kesit alanı içinde yer yer gerçekleşmiştir. Yeniden kristallenme, çatlaklar boyunca yada karstik boşluklar boyunca görülmektedir.

2. Fiziksel İşlevler

a) **Stiloliteleşme:** Dolomitler ve kireçtaşları içerisinde ender olarak görülür. Dolomitler ve kireçtaşları içerisinde ender olarak görülür.

b) **Çatlaklar:** Tüm seviyelerde yoğun olarak gözlenmektedir. Açıklıkları fazla olan çatlaklarda mozaik çimentolama yaygındır. Genellikle ikinci çimento ile doldurulan çatlaklarda az olarak da silisleşmeye rastlanmaktadır.

3.3.2.4.4. Cökeltme Ortamı

Salınması Tepe'den alınan ölçülü kesitin 134 metresi dolomitlerden oluşmaktadır. Dolomitik seviyede ilksel kayacın özellikleri gözlenemediğinden, cökeltme ortamı ile ilgili bir yorum yapmak güçtür.

Dolomitik karbonat kayalar üzerine 91 metre kalınlığındaki kireçtaşları gelmektedir. Kireçtaşları genellikle tanettaşlarından oluşmaktadır. Tanettaşları içerisinde ara seviyelerde istiftaşları bulunmakta. Tanettaşları içerisindeki biyoklastlar, tam bir kavki halinde değil kırntılı olarak bulunmakta. Intraklastların kenarları kopmuş, kırılmıştır.

İstiftaşlarında bileşen olarak biyoklastlar ve pelletler bulunmaktadır. Bu seviyelerde enerji biraz daha düşük, ortam daha derindir. Tanettaşlarının olduğu seviyeler ise yüksek enerji, sık ortamlardır.

4. İRDELEME ve SONUÇLAR

- 1) Gümüşhane (Kuşakkaya T, Arsa Mah., Salıntaşı T.) ve Bayburt (Karagelinler Tepe kuzeydoğusu) yörelerinde jakop çubuğu yöntemi ile ölçülü kesitler alınarak Berdiga Formasyonu'nun bu yörelerdeki kalınlıkları bulunmuştur. Berdiga Formasyonu'nun jakop çubuğu ile ölçülen kalınlığı; Kuşakkaya Tepesi'nde 225 m, Arsa Mahallesi'nde 86.5, Salıntaşı Tepe'de 336 m, Bayburt-Karagelinler Tepe'de 107 metredir.
- 2) İnce kesitlerin mikroskobik incelemeleri sonucunda ölçülü kesitlere ait dört mikrofasiyes tablosu hazırlanmıştır.
- 3) Kuşakkaya Tepesi'nden alınan ölçülü kesitin tabandan itibaren 304,5 metresi dolomit, 31,5 metresi de kireçtaşlarından oluşmaktadır. Dolomitler mikrokristalin, ksenotopik-A, idiotopik-C ve idiotopik-S tipte gelişmiştir. Kireçtaşları istiftaşı (biyointrapelmikrosparit, biyomikrosparit) ve tanetaşı (pelbiyointrasparit, biyointrasparit) özelliğindeki kayaçlardan oluşmuştur. Kireçtaşlarının sahip olduğu özellikler; orta-yüksek enerjili ortamı işaret etmektedir.
- 4) Arsa mahallesindeki ölçülü kesite ait bütün sistematik örnekler, kesitin tamamıyla dolomitik karbonat kayaçlarından oluştuğunu göstermiştir. Dolomitlerin jakop çubuğu ile ölçülen kalınlığı 86,5 metredir. Dolomitler, çoğunlukla mikrokristalin ve ksenotopik-A özellikte olup az olarak da idiotopik-S tipte gözlenmektedir. Dolomitik kayaçlar üzerinde ortam yorumlaması yapılamamıştır.
- 5) Salıntaşı Tepe'de ölçülen kesitin tabandan itibaren 225 metresi dolomit, 91 metresi de kireçtaşlarından oluşmaktadır. Dolomitler mikrokristalin, ksenotopik-A, idiotopik-C, idiotopik-S ve az oranda da idiotopik-E tipte gelişmiştir. Kireçtaşları çoğunlukla tanetaşlarından oluşmuştur. Fakat ara seviyelerde istiftaşı da bulunmaktadır. İstiftaşlarının olduğu seviyeler daha düşük enerjili, tanetaşlarının olduğu seviyeler ise yüksek enerjilidir.
- 6) Karagelinler Tepe kuzeydoğusundan alınan ölçülü kesitte dolomitler, dolomitik kireçtaşları, rekristalize kireçtaşları ve kireçtaşları bulunmaktadır. Tabandan itibaren 72. metreye kadar dolomitler, dolomitik kireçtaşları ve rekristalize kireçtaşları ardışıklı olarak bulunmaktadır. Bu seviyelerde gözlenen dolomitler idiotopik-C, ksenotopik-A ve idiotopik-E tipte gelişmişlerdir. Dolomitik kireçtaşlarında, öhedral (öz şekilli) dolomit

kristalleri saçınım halinde bulunmaktadır. İstif, 35 metre kalınlığında, genellikle tanetaşı özelliğinde olan kireçtaşları ile devam etmekte, 0.5 metre kalınlığında vaketaşları ve en üstte tanetaşı seviyesi ile son bulmaktadır. Ortam genellikle yüksek enerjili olup, sadece vaketaşlarının bulunduğu seviyelerde enerji düşmüştür.

7) Doğu Pontid Kuzey Zonu'nda yüzeyleme veren karbonat kayaçlar bir çok yazar tarafından (Hacıoğlu, 1983; Eren, 1983; Tash, 1990; Kırmacı, 1992) Berdiga Formasyonu olarak kabul görmüştür. Berdiga Formasyonu'na ait kayaçlar Gümüşhane ve Bayburt yörelerinde farklı fasiyelerde gelişmiştir. Bu çalışmada da birime ait dört fasiyes ayırtlanmıştır. Bu fasiyesler aşağıdaki gibidir:

- 1- Dolomitler
- 2- Dolomitik kireçtaşları
- 3- Kristalize kireçtaşları
- 4- Kireçtaşları

8) Berdiga Formasyonu Gümüşhane yöresinde, yoğun olarak dolomitik karbonat kayaçlarından oluşmaktadır. Bayburt yöresinde bu oran düşmekte, dolomitler yerlerini dolomitik kireçtaşlarına ve kireçtaşlarına bırakmaktadır. Bunun nedeni; Gümüşhane yöresinin kıyıya yakınlığıdır. Dolomitleşmeyi sağlayan deniz suyudur. Gerekli olan Mg^{++} iyonu da deniz suyundan ileri gelmektedir. Ayrıca dolomit oluşumu için ileri sürülen modellerin hepsi kıyıda ve kıyıya yakın ortamlarda gelişmiştir.

5. KAYNAKLAR

- Adamia, S.H.A., 1975, Plate Tektoniss and the Evolution of the Alpine System. Discussion. Bull. Geol. Soc. Amer. 86, 719-720, Boulder.
- Adams, J.E. ve M.L. Rhodes, 1960, Dolomitization by Seepage Refluxion; AAPG Bull., 44, 1912-1920.
- Ağar, Ü., 1977, Demirözü (Bayburt) ve Köse (Kelkit) Bölgesinin Jeolojisi, Doktora Tezi, Trabzon.
- Ağralı, B., Akyol, E., Konyalı, Y., 1965, Bayburt Bölgesinde Dogger Mevcudiyetinin Polinolojik Yolla İspatı, MTA Dergisi, 65, 32-42, Ankara.
- Atabey, E., 1997, Karbonat Sedimentolojisi, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları, 45,103, Ankara.
- Bathurst, R.G.C., 1975, Carbonate Sediments and Their Diagenesis: in Developments in Sedimentology, 12, 620s.
- Baykal, F., 1949, Of-Rize, Pazar, Kıyı Dağları Hakkında Rapor, MTA Raporu, 2198, Ankara.
- Baykal, F., 1952, Kelkit-Şiran Bölgesinde Jeolojik Araştırmalar, MTA Raporu, 2205, Ankara.
- Burşuk, A., 1975, Bayburt Yöresinin Mikropaleontolojik ve Stratigrafik İrdelenmesi, İÜ Fen Fak., Doktora Tezi, Trabzon.
- Choquette, P.W. ve L.C. Pray, 1970, Geological Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates: Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 54, 207-250.
- Choquette, P.W. ve R.P. Steinen, 1980, Mississippian Nonsupratidal Dolomite, Ste. Genevieve Limestone, Illinois Basin: Evidence for Mixed Water Dolomitization: in Zanger, D.H., J.B. Dunham, ve R.L. Ethington, Concepts and Models of Dolomitization: SEPM Spek. Publ. 28, 163-196.
- Çoğulu, E., 1970, Gümüşhane ve Rize Granitik Plütonlarının Mukayeseli Petrolojik ve Jeokronometrik Etüdü, İTÜ Maden Fak., Doçentlik Tezi, İstanbul (Yayınlanmamış).

- Deffeyes, K.S., F.J. Lucia, ve P.K. Weyl, 1965, Dolomitization of Recent and Plio-Pleistocene Sediments by Marine Evaporite Waters on Bonaire Netherlands Antilles: in Pray, L.C. and R.C. Murray, Dolomitization and Limestone Diagenesis: SEPM Spek. Publ. 13, 71-87.
- Dunham, R.J., 1962, Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Textures in W.E. Ham. (Ed.), Classification of Carbonate Rocks, Am. Assoc. Pet. Geol. Mem., 1, 108-121.
- Eren, M., 1983, Gümüşhane- Kale Arasının Jeolojisi ve Mikrofasiyes İncelemesi, KÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, MMLS Tezi, Trabzon.
- Folk, R.L., 1962, Spektral Subdivision of Limestone Types in W.E. Ham. (Ed.) Classification of Carbonate Rocks, AAPG Bull., 1, 62-82.
- Folk, R.L. ve L.S. Land, 1975, Mg/Ca Ratio and Salinity: Two Controls over Crystallization of Dolomite: AAPG Bull., 59, 60-68.
- Gattinger, T.E., 1962, 1/500.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Trabzon Paftası Açıklaması, MTA Yayını, Ankara.
- Gawthorpe, R.L., 1987, Burial Dolomitization and Porosity Development in a Mixed Carbonate- Clastic Sequence: An Example from the Bowland Basin, Sedimentology, 34, 533-558, Northern England.
- Gregg, J.M. and Sibley, D.F., 1984, Epigenetic Dolomitization and the Origin of Xenotopic Dolomite Texture, J. Sed. Petrol., 54, 3, 908- 931.
- Hacıaloğlu, T., 1983, Kale-Vavuk Dağı (Gümüşhane) Arasının Jeolojisi ve Mikrofasiyel İncelenmesi, KTÜ Fen Bil. Enst., Yüksek Lisans Tezi, Trabzon.
- Hanshaw, B.B., W. Back ve R.G., Deike, 1971, A Geochemical Hypothesis for Dolomitization by Ground Water: Ekon. Geology, 66, 710-724.
- Keskin, Y., 1983, Bayburt (Gümüşhane) İlçesi Akşar Köyü ve Güneybatısının Jeolojik İncelemesi, KTÜ Fen Bil. Enst., Yüksek Lisans Tezi.
- Ketin, İ., 1950, Bayburt Bölgesinin Jeolojisi, MTA Enst. Raporu, Ankara.
- Ketin, İ., 1951, Bayburt Bölgesinin Jeolojisi, İÜ Fen Fak. Mecmuası, 1, İstanbul.
- Kırmacı, Z., 1992, Alucra- Gümüşhane- Bayburt Yörelerindeki (Doğu Pontid Güney Zonu) Üst Jura- Alt Kretase Yaşlı Berdiga Kireçtaşı'nın Sedimentolojik İncelemesi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Trabzon.
- Land, L.S., 1973, Contemporaneous Dolomitization of Middle Pleistocene Reefs by Meteoric Waters, North Jamaica: Bull. Marine Science, 23, 64-92.

- Land, L.S., 1983, Dolomitization, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Ed. Course Notes Series, 24, 20 p.
- Longman, M.W., 1982, Carbonate Diagenesis as a Control on Stratigraphic Traps : AAPG Ed. Course Notes Series 21, 159s.
- Lucia, F.J., 1968, Rezent Sediments and Diagenesis of South Bonaire, Netherlands Antilles: Jour. Sed. Petrology, 38, 845-858.
- Mattes, B.W. ve E.W. Mountjoy, 1980, Burial Dolomitization of the Upper Devonian Miette Buildup, Jasper National Park, Alberta: in Zenger D.H., J.B. Dunham, and R.L. Ethington, Concepts and Models of Dolomitizations: SEPM Spek. Publ. 28, 259-297.
- Murray, R.C., 1969, Hydrology of South Bonaire, Netherlands Antilles, A Rock Selektive Dolomitization Model: Jour Sed. Petrology, 39, 1007-1013.
- Mumcuoğlu, H.Ç., 1986, Dolomitleşme, TPAO Arama Grubu Başkanlığı, 78, Ankara.
- Nebert, K., 1961, Kelkit Çayı ve Kızılırmak (NE Anadolu) Nehirleri Mecra Bölgelerinin Jeolojik yapısı, MTA Dergisi, 57, Ankara.
- Nebert, K., 1964, Şiran Güneybatısındaki (Kuzey Anadolu) Kelkit Çayı Üst Mecrasının Jeolojisi Hakkında, MTA Dergisi, 62, Ankara.
- Orhan, K., 1997, Sedimanter Kayaçlar, Selçuk Üniversitesi Müh.-Mim. Fak., 36, 86-92, Konya.
- Özer, E., 1984, Bayburt (Gümüşhane) Yöresinin Jeolojisi ve İncelemesi, K.Ü. Jeoloji Dergisi, Trabzon, 3, 1-2, 77-89.
- Pelin, S., 1977, Alucra (Giresun) Güneydoğu Yöresinin Jeolojisi ve Petrol Olanakları Bakımından İncelenmesi, KTÜ Yayını No: 87, 103 s.
- Sears, S.O. ve F.J. Lucia, 1980, Dolomitization of Northern Michigan Niagara Reefs by Brine Refluxion and freshwater/seawater mixing: in Zenger, D.H., J.B. Dunham, and R.L. Ethington, Concepts and Models of Dolomitization: SEPM Spek. Publ., 28, 215-236.
- Sibley, D. F. and Gregg, J. M., 1987, Classification of Dolomite Rock Textures, J. Sed. Petrol., 57, 6, 967- 975.
- Stchepinsky, V., 1946, Türkiye'nin Karakteristik Fosilleri, MTA Yayını, Ankara.
- Taşlı, K., 1984, Hamsiköy (Trabzon) Yöresinin Jeolojisi, K.Ü. Dergisi, Jeoloji, 3, 1-2, 69-76, Trabzon.

- Taşlı, K., 1990, Gümüşhane ve Bayburt Yörelerindeki Üst Jura Alt Kretase Karbonat İstiflerinin Stratigrafik, Paleocoğrafik ve Mikropaleontolojik İncelemesi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Trabzon.
- Tokel, S., 1972, Stratigraphical and Volcanic History of the Gümüşhane Region (NE Turkey): Ph.D. Thesis, University College, London (Yayınlanmamış).
- Wanless, H.R., 1979, Limestone Response to Stress: Pressure Solution and Dolomitization. Jour. Sed. Petrology, 49, 439-462.
- Wedding, H., 1963, Kelkit Hattı Jeolojisine Ait Düşünceler Dergisi, 61, 30- 37, Ankara.
- Wilson, J.L., 1975, Carbonate Facies in Geologic History, Springer- Verlag, Newyork.
- Yılmaz, C., 1993, Accumulation Rates of Jurassic- Lower Cretaceous Sediments in the Southern Zone of the Eastern Pontides, Giornale di Geologia, 55/2, 131-145.
- Yılmaz, C., 1995, Gümüşhane Bayburt yöresindeki Alt Jura çökellerinin fasiyes ve ortamsal nitelikleri (KD Türkiye), Yerbilimleri, 26, 119-128.
- Yılmaz, C., 1997, Sedimentological Records Cretaceous Platform-Basin Transition Gümüşhane Region (NE Turkey), Geologie Mediterranee, 24/1-2, 125-135.
- Yılmaz, C., Korkmaz, S., 1999, Basin Development in the Eastern Pontides, Jurassic to Cretaceous, NE Turkey, 10-12, 1485-1497, Stuttgart.
- Yılmaz, Y., 1972, Petrology and Structure of the Gümüşhane Granite and Surrounding Rock, North- Eastern Anatolia: Ph. D. Thesis., Univ. London, 260 s.
- Yılmaz, Y., 1974, Geology of the Gümüşhane Granite (Petrography), İÜ Fen Fak., B, 39, 157-172, İstanbul.
- Yüksel, S., 1976, Şiran Batı Yöresi Mesozoyik Karbonat Kayaçları ve Eosen Filişinin Petrografik ve Sedimantolojik İncelemesi, KTÜ Doçentlik Tezi, Trabzon.

ÖZGEÇMİŞ

Selda YURDUSEVEN, 13.06.1973 tarihinde Trabzon'da doğdu. İlk ve orta öğrenimini Trabzon'da tamamladı. 1991-1992 eğitim-öğretim yılında başladığı Karadeniz Teknik Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden 1994-1995 eğitim ve öğretim yılında mezun oldu. 1995-1996 eğitim-öğretim yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde yüksek lisans eğitimine başladı. 13 Ocak 1997 tarihinde Milli Eğitim Bakanlığı Trabzon Milli Eğitim Müdürlüğü bünyesinde öğretmenlik görevine başladı. Halen Trabzon (Yomra) iline bağlı bir ilköğretim okulunda görevine devam etmektedir.

EKLER

Ek 2. Berdiga Formasyonu'nun Arsa Mahallesinden Alınan Ölçülü Kesiti ve Mikroskopik Özellikler

YAŞ	FORMASYON	KALINLIK (m)	LİTOLOJİ	ÖRNEK NO	DOLOMİT TIPLERİ			SİLİŞLEŞME	KALSİTLEŞME	GÖZENEK	
					Mikrokristalin	Ksenotopik-A	İdiotopik-S				
ÜST KRETASE	KERMUTDERE			A-40	Monojenik breşler, kalsitürbiditler, kırmızı pelajik kireçtaşları ve türbiditler						
				A-38							
DOGGER - ALT KRETASE	BERDİGA	80		A-36							
				A-34							
				A-32							
				70							A-31
				A-30							
				60							A-28
				50							A-26
				40							A-24
				A-23							
				30							A-20
				A-18							
				20							A-16
				A-14							
				10							A-12
A-10											
LİYAS	ZIMONKÖY				Volkano-tortul kayalar						

