

KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ - FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOLOJİ MÜHÜRÜDOLUĞU ANA BİLİM DALI

GENEL JEOLOJİ PROGRAMI

ALUCA-GÜMÜŞHANE-DAYIRLI YÖRELERİNDEKİ (TOSUN FORTİD

GÜNEY ZONU) ÜST JURA - ALTE KRETAÇE YAĞLI BİRİCİA

KIREÇTAŞININ SEMANTOLOJİK İNCELEMESİ

DOKTORA TEZİ

Jcol. Yak. Msh. M. ZIYA KIRMACI

ŞUBAT - 1992

TRABZON

22171

KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ\*FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ  
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANA BİLİM DALI  
GENEL JEOLOJİ PROGRAMI

ALUCRA-GÜMÜŞHANE-BAYBURT YÖRELERİNDEKİ (DOĞU PONTİD  
GÜNEY ZONU) ÜST JURA-ALT KRETASE YAŞLI BERDİGA  
KİREÇTAŞI'NIN SEDİMANTOLOJİK İNCELEMESİ

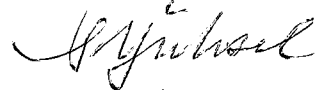
Jeol. Yük. Müh. M. Ziya KIRMACI

Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde  
"Doktor"

Ünvanının Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih: 27 Şubat 1992  
Tezin Sözlü Savunma Tarihi : 19 Haziran 1992

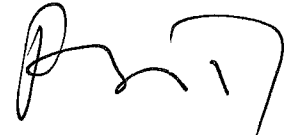
Tezin Danışmanı: Doç. Dr. Salih YÜKSEL




Jüri Üyesi : Prof. Dr. İsmet GEDİK



Jüri Üyesi : Doç. Dr. Fuzuli YAĞMURLU



Enstitü Müdürü : Doç. Dr. Temel SAVAŞKAN



Şubat - 1992  
TRABZON



## İÇİNDEKİLER

ÖZET.....	VI
ABSTRACT.....	VII
<b>BÖLÜM 1. GENEL BİLGİLER</b>	
1.1. Giriş .....	1
1.2. Yöntem .....	4
1.3. Önceki Çalışmalar .....	5
<b>BÖLÜM 2. BÖLGESEL JEOLOJİ</b>	
2.1. Temel Kayaçları ve Paleozoyik yağlı oluşuk- lar .....	11
2.2. Mesozoyik Oluşukları .....	13
2.3. Tersiyer Oluşukları .....	15
<b>BÖLÜM 3. LİTOFASİYES ANALİZİ</b>	
3.1. Suiçti (Alucra) Kesiti .....	17
3.1.1. Genel Bilgiler .....	17
3.1.2. Neomorfik Kireçtaşı Litofasiyesi .....	19
3.1.2.1. Makroskopik Özellikler .....	19
3.1.2.2. Mikroskopik Özellikler .....	20
3.1.2.3. Çökelme Ortamı .....	26
3.1.3. Ooidli Grainstone-Packstone Litofasiyesi ..	27
3.1.3.1. Makroskopik Özellikler .....	27
3.1.3.2. Mikroskopik Özellikler .....	28
3.1.3.3. Çökelme Otamı .....	41
3.1.4. Peloidli Grainstone-Mudstone Litofasiyesi .	41
3.1.4.1. Makroskopik Özellikler .....	41
3.1.4.2. Mikroskopik Özellikler .....	42
3.1.4.3. Çökelme Ortamı .....	46
3.1.5. İskelet Taneli Packstone-Wackestone Litofa- siyesi .....	47
3.1.5.1. Makroskopik Özellikler .....	47
3.1.5.2. Mikroskopik Özellikler .....	47
3.1.5.3. Çökelme Ortamı .....	51
3.1.6. Intraklastlı Grainstone-Wackestone litofa- siyesi .....	51
3.1.6.1. Makroskopik Özellikler .....	51
3.1.6.2. Mikroskopik Özellikler .....	52
3.1.6.3. Çökelme Ortamı .....	55
3.1.7. Ooidli Grainstone ve İskelet Taneli Grain- stone-Wackestone litofasiyesi .....	56
3.1.7.1. Makroskopik Özellikler .....	56
3.1.7.2. Mikroskopik Özellikler .....	57
3.1.7.3. Çökelme Ortamı .....	61
3.2. Gelinpertek (Köse) Kesiti .....	63
3.2.1. Genel Bilgiler .....	63
3.2.2. Oolitlik Grainstone Litofasiyesi .....	65
3.2.2.1. Makroskopik Özellikler .....	66

3.2.2.2. Mikroskopik Özellikler .....	66
3.2.2.3. Çökelme Ortamı .....	80
3.2.3. Türbiditik Kireçtaşı Litofasiyesi .....	82
3.2.3.1. Makroskopik Özellikler .....	82
3.2.3.2. Mikroskopik Özellikler .....	84
3.2.3.3. Çökel Fasiyesleri .....	87
3.2.3.4. Yaş .....	89
3.2.3.5. Çökelme Ortamı .....	89
3.3. Keçi Deresi (Gümüşhane) Kesiti .....	92
3.3.1. Genel Bilgiler .....	92
3.3.2. Ooidli Grainstone-Packstone Litofasiyesi ..	93
3.3.2.1. Makroskopik Özellikler .....	93
3.3.2.2. Mikroskopik Özellikler .....	95
3.3.2.3. Çökelme Ortamı .....	106
3.3.3. Mudstone Litofasiyesi .....	107
3.3.3.1. Makroskopik Özellikler .....	107
3.3.3.2. Mikroskopik Özellikler .....	108
3.3.3.3. Çökelme Ortamı .....	110
3.3.4. Kumtaşı-Kumlu Kireçtaşı-Kireçtaşı Litofasi- yesi .....	111
3.3.4.1. Makroskopik Özellikler .....	111
3.3.4.2. Mikroskopik Özellikler .....	111
3.3.4.3. Çökelme Ortamı .....	115
3.3.5. Dolomi Litofasiyesi .....	116
3.3.5.1. Makroskopik Özellikler .....	116
3.3.5.2. Mikroskopik Özellikler .....	116
3.3.5.3. Çökelme Ortamı .....	118
3.3.6. Dolomi ve Dolomitli Grainstone-Packstone Litofasiyesi .....	119
3.3.6.1. Makroskopik Özellikler .....	119
3.3.6.2. Mikroskopik Özellikler .....	120
3.3.6.3. Çökelme Ortamı .....	125
3.3.7. Grainstone-Packstone Litofasiyesi .....	126
3.3.7.1. Makroskopik Özellikler .....	126
3.3.7.2. Mikroskopik Özellikler .....	126
3.3.7.3. Çökelme Ortamı .....	130
3.3.8. Floatstone Litofasiyesi .....	131
3.3.8.1. Makroskopik Özellikler .....	131
3.3.8.2. Mikroskopik Özellikler .....	132
3.3.8.3. Çökelme Ortamı .....	133
3.4. Danzot (Bayburt) Kesiti .....	134
3.4.1. Genel Bilgiler .....	174
3.4.2. Çakıltaşı-Kumtaşı-Kumlu Kireçtaşı Litofasi- yesi .....	136
3.4.2.1. Makroskopik Özellikler .....	136
3.4.2.2. Mikroskopik Özellikler .....	137
3.4.2.3. Çökelme Ortamı .....	142
3.4.3. Oolitik Grainstone-Packstone ve Wackestone (veya Mudstone) Litofasiyesi .....	143
3.4.3.1. Makroskopik Özellikler .....	143
3.4.3.2. Mikroskopik Özellikler .....	143

3.4.3.3. Çökelme Ortamı .....	157
3.4.4. Dolomi Litofasiyesi .....	158
3.4.4.1. Makroskopik Özellikler .....	158
3.4.4.2. Mikroskopik Özellikler .....	158
3.4.4.3. Çökelme Ortamı .....	159
3.5. Karacık Tepe (Bayburt) Kesiti .....	160
3.5.1. Genel Bilgiler .....	160
3.5.2. Rudstone Litofasiyesi .....	162
3.5.2.1. Makroskopik Özellikler .....	162
3.5.2.2. Mikroskopik Özellikler .....	162
3.5.2.3. Çökelme Ortamı.....	168
3.5.3. Peloidli Packstone-Wackstone Litofasiyesi .	168
3.5.3.1. Makroskopik Özellikler .....	168
3.5.3.2. Mikroskopik Özellikler .....	169
3.5.3.3. Çökelme Ortamı .....	171
3.5.4. Ooidli Grainstone Litofasiyesi .....	172
3.5.4.1. Makroskopik Özellikler .....	172
3.5.4.2. Mikroskopik Özellikler .....	172
3.5.4.3. Çökelme Ortamı .....	179
3.5.5. Rudstone-Grainstone-Packstone Litofasiyesi	180
3.5.5.1. Makroskopik Özellikler .....	180
3.5.5.2. Mikroskopik Özellikler .....	180
3.5.5.3. Çökelme Ortamı .....	184
<b>BÖLÜM 4. DENEŞTİRME</b>	
4.1. Genel Bilgiler .....	185
4.2. Farklı Kesitlerdeki Litofasiyeslerin Deneşti- rilmesi .....	185
<b>BÖLÜM 5. DİYAJENEZ</b>	
5.1. Genel Bilgiler .....	195
5.2. Denizel Freatik Ortam .....	196
5.2.1. Tane Yuvarlaklaşması .....	197
5.2.2. Mikritik Zarflanma veya Mikritleşme .....	198
5.2.3. Çimentolanma .....	200
5.3. Karışım Zonu Ortamı .....	206
5.3.1. Dolomitleşme .....	206
5.3.2. Dolomit Oluşumu .....	213
5.4. Tatlı Su Freatik Ortam .....	216
5.4.1. Çimentolanma .....	218
5.4.2. Aragonitin Kalsite Dönüşümü .....	227
5.5. Vadoz Ortam .....	230
5.5.1. Denizel Vadoz Ortam .....	230
5.5.2. Meteorik Vadoz Ortam .....	231
5.5.2.1. Çözülme .....	231
5.5.2.2. Çimentolanma .....	232
5.6. Derin Gömülme Ortamı .....	234
5.6.1. Sıkışma .....	234
5.6.2. Çimentolanma .....	235
5.7. Silisleşme .....	235
5.7.1. Silisleşmenin Zamanı ve Silis Oluşumu .....	239
5.7.2. Silis Çökelimi .....	242

SONUÇLAR .....	245
KAYNAKLAR .....	247
ÖZ GEÇMİŞ	

TABLolar:

- Tablo 1. Suiçti (Alucra) kesitine ait sedimantolojik ve mikrofasiyesel özellikler.
- Tablo 2. Gelinpertek (Köse) kesitine ait sedimantolojik ve mikrofasiyesel özellikler.
- Tablo 3. Keçi Deresi (Gümüşhane) kesitine ait sedimantolojik ve mikrofasiyesel özellikler.
- Tablo 4. Danzot (Bayburt) kesitine ait sedimantolojik ve mikrofasiyesel özellikler.
- Tablo 5. Karacık Tepe (Bayburt) kesitine ait sedimantolojik ve mikrofasiyesel özellikler.
- Tablo 6. İnceleme alanında Berdiga Kireçtaşı'na ait kesitlerde saptanan litofasiyeslerin denegştirilmesi.

## ÖZET

Bu çalışma, Doğu Pontid güney zonunda yaygın olarak yüzeylenen Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Berdiga Kireçtaşı dizisinin sedimantolojik yönden incelenmesini amaçlamıştır. Bu amaçla, birimin Suiçti (Alucra), Gelinpertek (Köse), Keçi Deresi (Gümüşhane), Danzot (Bayburt) ve Karacık Tepe (Bayburt) yörelerindeki yüzeylenmelerinden stratigrafik kesitler ve buna bağlı olarak da sistematik örnekler alınmıştır.

Sistematik örneklerin mikroskopik incelenmeleri ve yapılan litofasiyes çalışmaları Berdiga Kireçtaşı dizisinin farklı litofasiyeslerde geliştiğini ortaya koymuştur. Alınan kesitlerde tanımlanan, farklı zaman ve ortamlarda çökelen, farklı dokusal ve kısmen de farklı litolojik özellikler gösteren bu litofasiyesler, stratigrafik konumlarına göre;

- Neomorfik kireçtaşı litofasiyesi,
- Çakıлтаşı-kumtaşı-kumlu kireçtaşı litofasiyesi,
- Rudstone litofasiyesi,
- Peloidli packstone-wackestone litofasiyesi,
- Oolitlik grainstone ve/veya ooidli grainstone-packstone litofasiyesi,
- Türbiditik kireçtaşı litofasiyesi,
- Mudstone litofasiyesi,
- Rudstone-grainstone-packstone litofasiyesi,
- Kumtaşı-kumlu kireçtaşı-kireçtaşı litofasiyesi,
- Dolomi litofasiyesi,
- Peloidli grainstone-mudstone litofasiyesi,
- iskelet taneli packstone-wackestone litofasiyesi,
- Intraklastlı grainstone-wackestone litofasiyesi ile dolomi ve dolomitik grainstone-packstone litofasiyesi,
- Ooidli grainstone ve iskelet taneli packstone-wackestone litofasiyesi ile grainstone-packstone litofasiyesi,
- Floatstone litofasiyesi

gibi litofasiyesler tanımlanmıştır. Ayrıca, tanımlanan bu litofasiyeslerin büyük bir kısmı kısa yayıllımlı (yersel olarak gelişmiş), çok az bir kısmı da geniş yayıllımlıdır (bölgesel olarak gelişmiş).

Berdiga Kireçtaşı'nı oluşturan kayaçların ilk çökelmeye başlamaları ile birlikte ilk diyajenetik süreçleri denizel diyajenetik ortamda başlamış ve daha sonra karışım zonu, tatlı su freatik, vadoz zon ve derin gömülme diyajenetik ortamlarda devam etmiştir. Bu diyajenetik ortamları karakterize eden pek çok diyajenetik ürün değişik litofasiyeslerde (bazan tek bir litofasiyeste) yaygın olarak görülür. Diğer taraftan, hemen hemen tüm litofasiyeslerde ve özellikle bazı iskelet taneleri (Requienia ve Toucasia, echinoderm) üzerinde yaygın olarak görülen ikincil silisleşme erken diyajenetik ortamdan geç diyajenetik ortama kadar değişik diyajenetik ortamlarda gelişmiştir.

SEDIMENTOLOGICAL INVESTIGATION OF THE UPPER JURASSIC-LOWER CRETACEOUS BERDİGA LIMESTONE IN THE ALUCRA-GÜMÜŞHANE-BAYBURT REGIONS (EASTERN PONTIDS, NE TURKEY)

ABSTRACT

This study has been carried out for the sedimentological investigation of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous Berdiga Limestone sequence, which is extensively exposed in the Southern Zone of the East Pontid. With this aim, stratigraphical sections have been measured and samples have been collected sistematically from the sections of the unit exposed in the Suişti (Alucra), Gelinpertek (Köse), Keçi Deresi (Gümüşhane), Danzot (Bayburt) and Karacık Tepe (Bayburt) regions.

Microscopic investigations of samples and lithofacies studies have been revealed that the Berdiga Limestone sequence have been developed in different lithofacies. According to the stratigraphical positions in the measured sections these lithofacies that have been deposited in different time intervals and environments and that are showing different textural and also partially different lithological features as follows;

- Neomorfic limestone lithofacies,
- Conglomerate-sandstone-sandy limestone lithofacies,
- Rudstone lithofacies,
- Peloidal packstone-wackestone lithofacies,
- Oolitic grainstone and/or ooidal grainstone-packstone lithofacies,
- Turbiditic limestones lithofacies,
- Mudstone lithofacies,
- Rudstone-grainstone-packstone lithofacies,
- Sandstone-sandy limestone-limestone lithofacies,
- Dolostone lithofacies,
- Peloidal grainstone-mudstone lithofacies,
- Skelatal packstone-wackestone lithofacies,
- Intraclast grainstone-wackestone lithofacies and dolostone-dolomitic grainstone-packstone lithofacies,
- Ooidal grainstone and skelatal packstone-wackestone lithofacies,
- Floatstone lithofacies.

In addition, the vast number of these described lithofacies are locally developed and the minority of which are regionally developed. Berdiga Limestone are deposited in and begin their diagenetic history in the marine phreatic environment, and then continued in the diagenetic realms of mixing zone, fresh water phreatic environment, wadose zone and deep burial environment. A number of diagenetic product indicating these diagenetic realms are seen extensively in different lithofacies (sometimes in single lithofacies). On the other hand, secondary silicification seen almost in all lithofacies and particularly on some skelatal grains (echinoderm, Requienia and Toucasia) is developed in the different diagenetic realms from early diagenetic to late diagenetic.



## BÖLÜM I

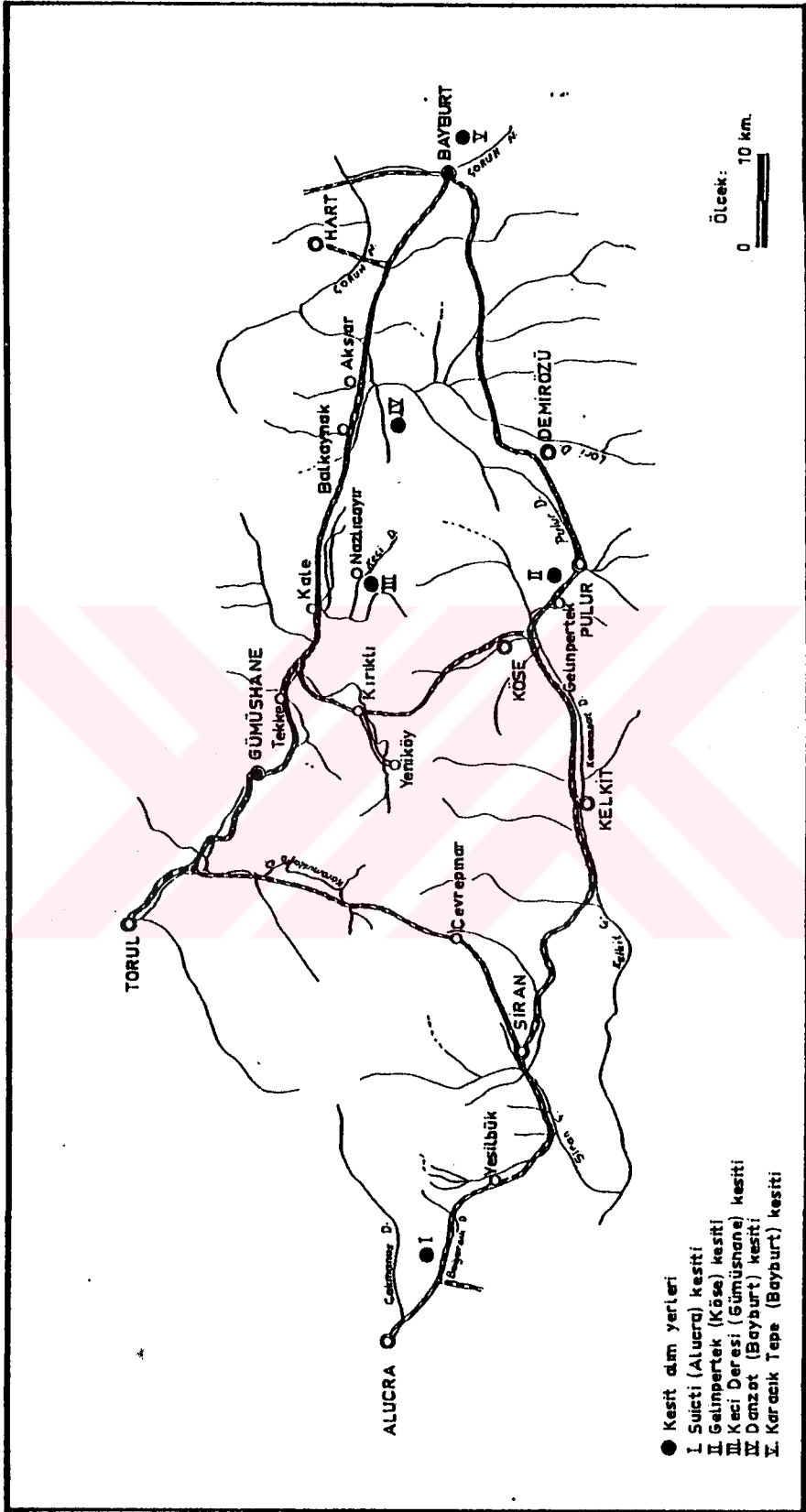
### GENEL BİLGİLER

#### 1.1. Giriş

Berdiga Kireçtaşı, Doğu Pontid güney zonunda yaygın olarak yüzeyleir (Şekil 1.1). Birim, değişik araştırmacılar tarafından değişik yörelerde farklı formasyon adları altında incelenmiştir. Stratigrafi adlama kurallarına uygun olarak ilk defa Pelin [1] tarafından "Berdiga formasyonu" olarak tanımlanan birimin yaklaşık olarak %70-75'ni kireçtaşları, %20-25'ni dolomi ve dolomitik kireçtaşları, %5-10'nu ise kumtaşı ve kumlu kireçtaşları oluşturmaktadır. Ancak, Alucra yöresinde bu kireçtaşlarının tabanında bulunan ve tamamen farklı litolojide gelişmiş olan volkano-tortul dizi, Pelin [1] tarafından bu formasyonun bir üyesi olarak kabul edilmiştir. Bu çalışmada ise, Pelin [1]'in üye mertebesinde tanımladığı volkano-tortul dizi ayrı olarak düşünülmüş ve yukarıda da belirtildiği gibi birimi oluşturan kayaların tamamına yakın kısmının kireçtaşlarından oluşması nedeniyle formasyona Berdiga Kireçtaşı adının verilmesi uygun görülmüştür. Birim, kısa mesafeler içerisinde birbirleriyle yanal ve düşey yönde dereceli geçişler gösteren değişik litofasiyeslerden oluşur. Bu nedenle, çok geniş bir yayılım alanına sahip olan Berdiga Kireçtaşı'ndaki farklı litofasiyeslerin ve istifdeki düşey gelişimin ortaya konulabilmesi için birimin genelde en iyi görüldüğü Suiçti (Alucra), Gelinpertek (Köse), Lörikas (Kale-Gümüşhane), Danzot (Hadrak-Bayburt) ve Karacık Tepe (Bayburt) yörelerinden ölçülü stratigrafik kesitler alınmıştır (Şekil 1.2).







Şekil 1.2. Kesit alım yerlerini gösteren harita.

## 1.2. Yöntem

Berdiga Kireçtaşı'nın sedimantolojisini amaçlayan bu çalışma üç aşamada gerçekleştirilmiştir.

- 1- Arazi çalışmaları
- 2- Laboratuvar çalışmaları
- 3- Büro çalışmaları

**Arazi çalışmaları:** Arazi çalışmalarının ana kısmını Berdiga Kireçtaşı'nın en iyi yüzeyleme ve/veya istiflenme verdiği yörelerden sistematik örnek alımları oluşturmuştur. Yanal ve düşey fasiyes değişimlerinin ve diğer özelliklerin saptanabilmesi için örnekler genelde 1-1.5 metre aralıklarla ve sistematik bir şekilde alınmıştır. Ancak, bazı özelliklerin veya değişikliklerin gözle görüldüğü durumlarda örnek alım aralıkları 10-20 cm ye kadar düşürülmüştür. Sistematik örnek alımları sırasında katman kalınlıkları tek tek ölçülmüş ve alınan örneklerin makroskopik özellikleri ayrıntılı bir şekilde saptanmıştır. Ayrıca, birimin alt ve üstündeki formasyonlar ile olan ilişkileri de ayrıntılı olarak incelenmiştir.

**Laboratuvar çalışmaları:** Çalışmaların ana kısmını oluşturur. Araziden sistematik olarak alınan toplam 900 kayaç örneğinin tümünden ince kesit yapılmıştır. Bununla birlikte bazı olayların daha iyi belirlenebilmesi amacıyla örneklerin çoğundan birden çok ve değişik yönlerinden ince kesitler yapılmıştır. Bunlara ek olarak pek çok kayaç örneğinden asetat filmleri (acetate peels) ve parlatılmış kayaç yüzeyleri yapılmıştır. Diğer taraftan ince kesitlerde kalsit-dolomit ve demirli-demirsiz kalsitlerin ayrımını yapabilmek için tüm kesitler "Alizarin Red S ve potassium ferricyanide" çözeltileri [2, 3] ile boyanmıştır. Tüm bu boyalı kesitler ve asetat filmleri mikroskop altında ayrıntılı bir şekilde incelenmiştir. Kireçtaşlarının adlandırılmasında Dunham [4] sınıflama sistemi kullanılmıştır.

**Büro çalışmaları:** Değişik yörelerden alınan kesitlerde saptanan litofasiyeslerdeki kayaçların sedimantolojik ve mikrofasiyesel özellikleri ile içerdikleri bileşenlerin düşey yöndeki dağılım ve bolluk oranları tablolar halinde gösterilmiştir.

### 1.3. Önceki Çalışmalar

Pontid güney zonu içinde değişik bölgelerin genel jeolojisi, stratigrafisi, paleontolojisi, tektoniği vs. hakkında yapılmış çalışmaların tamamı burda anlatılamayacak kadar çoktur. Ancak bu çalışmaların içinde doğrudan Berdiga Kireçtaşı'nın sedimantolojisini ve/veya fasiyes analizini konu alan herhangi bir çalışma bulunmamaktadır. Yalnızca bazı araştırmacılar değişik amaçlı araştırmalarında Berdiga Kireçtaşı'nı değişik formasyonlar adı altında genel ya da kısmen ayrıntılı olarak incelemişlerdir. Yapılan bu çalışmalarda Berdiga Kireçtaşı için ortaya konulan inceleme sonuçları kısaca şu şekilde özetlenebilir.

**KETİN [6]** Bayburt yöresinde yapmış olduğu çalışmasında Berdiga Kireçtaşı'nı Malm başlığı adı altında incelemiştir. Birimin Lias tortuları üzerine transgressif olarak geldiği, alt seviyelerinin beyaz renkli, ince katmanlı kireçtaşı-marn ardışımından, üst seviyelerinin pembe renkli, kalın katmanlı masif kireçtaşlarından oluştuğunu ortaya koymuştur.

**BAYKAL [7]** Kelkit-Şiran yöresindeki çalışmasında Berdiga Kireçtaşı'nı Kireçtaşı-Mermer serisi adı altında incelemiştir. Serinin değişik bölgelerdeki yüzeylenmelerinde genelde yumuşak, sarı renkli kireçtaşları ile yer yer mermerlerden oluştuğunu, fasiyeslerin uzun mesafelerde bile değişmediğini, üst seviyelerin bazı yerlerde silis yumrulu, diğer bazı yerlerde de oolitik özellikte geliştiğini ve birimin yaşının Malm-Alt Kretase olduğunu ortaya koymuştur.

**TOKEL [8]** Gümüşhane yöresindeki çalışmasında Berdiga Kireçtaşı'nı Harşit formasyonu olarak incelemiştir. Yazar,

söz konusu çalışmasında formasyonun tabanından tavanına doğru üç tip kireçtaşıdan oluştuğunu belirtmiştir. Bunlar:

-Tabanda 3-10 m. kalınlığında kırmızı renkli, ince katmanlı, sıkı, granoplastik kontakt metamorfizmalı kireçtaşı

-Bunun üzerine 10-250 m. kalınlığında, kısmen rekristalize olmuş, fosilli, mikritten sparileşmiş biyomikrite kadar değişim gösteren mikrit mikrofasiyesi.

-Üst seviyelerde 250-270 m kalınlığında farklı dokular gösteren, çoğunlukla tane destekli allokimyasal bileşenler ve karbonatlı olmayan bileşenlerin spari kalsitle çimentolandığı mikritik matriksin çok az miktarlarda gözleendiği intrasparit fasiyesi şeklindedir.

Ayrıca, formasyon genel olarak düşük-orta ve yüksek enerjili bir şelf ortamında çökeldiğini de belirtmiştir.

BURŞUK [9] Bayburt yöresindeki çalışmasında yörede yaygın olarak yüzeyleyen Berdiga Kireçtaşı'nın Jura-Alt Kretase devirlerine ait olduğunu, içerdiği faunaya göre bazan sığlaşıp bazan da derinleşen denizel bir ortamda çökeldiğini açıklamıştır.

AĞAR [10] Demirözü-Köse yöresindeki çalışmasında Berdiga Kireçtaşı'nı Hozbirik Yayla Kireçtaşı adı altında incelemiştir. Hozbirik Yayla mevkiinde ölçmüş olduğu tip kesitte birimin tabandan tavana doğru:

-32.5 m. kalınlığında mavimsi-açık gri renkli, orta-kalın katmanlı ve fosilli pelintramikritik seviye.

-22.5 m. kalınlığında, mavimsi-koyu gri renkli, yer yer kahverengimsi lekeler içeren orta kalın katmanlı oo-sparitik seviye.

-110 m. kalınlığında mavimsi-yeşilimsi renkli, ince-orta katmanlı, marn ara seviyeleri içeren, yer yer lâminalanma gösteren killi biyomikritik seviye şeklinde bir istiflenme gösterdiğini belirtmiştir. Kimmericiyen-Berriasiyen yaşındaki bu formasyon, kısmen sakin kısmen de çalkantılı denizel bir ortamda çökelmiştir.

PELİN [11] Alucra (Giresun) yöresindeki çalışmasında Berdiga Kireçtaşı'nı Berdiga formasyonu adı altında üyelere ayırarak incelemiştir. Buna göre;

-Taban seviyelerini oluşturan, genelde kalın ve çapraz katmanlı kireç çimentolu kumtaşları ile ince katmanlı kumlu oolitlik kireçtaşlarından oluşan Akpınar kumlu kireçtaşı üyesi. Bu üye, kuzey yönde tortul-volkanik fasiyesli Kıranmerek üyesi ile yanıl geçiştir.

-Gri renkli, kalın katmanlı, çörtlü oolitlik kireçtaşlarından oluşan Könger Deresi üyesi.

-Könger Deresi üyesine dikey olarak geçen ve dolomitik kireçtaşlarından oluşan Çaltaş Sırtı üyesi. Bu üyenin taban seviyeleri fosfat içermektedir.

-Birim in en üst seviyelerini oluşturan ve kalın mikritik kireçtaşlarından oluşan Kıcılı Yayla üyesi.

Formasyon düşük, orta ve yüksek enerjili, önceleri sığ daha sonraları ise biraz daha derinleşen şelf ortamında çökelmiştir.

TURAN [11] Şiran (Gümüşhane) yöresindeki çalışmasında Berdiga Kireçtaşı'nı Çalıntaş Tepe formasyonu adı altında incelemiştir. Birimin tabanını çok az kum içeren, yer yer dolomilemiş mikrasparitik kireçtaşları oluşturmaktadır. Bu seviyenin üzerine çört ara katmanlı mikritik kireçtaşları gelmektedir. Bu seviye daha sonra yer yer marn ara katmanları içeren bej renkli dolomitik kireçtaşlarına geçmektedir. Formasyonun en üst seviyelerini alt kısımları tamamen mikritik üst kısımları ise, kum oranının giderek arttığı kalın katmanlı, masif pelsparitik özellikteki kumlu kireçtaşları oluşturur.

KESGİN [12] Akşar Köyü (Bayburt) yöresindeki çalışmasında Berdiga Kireçtaşı'nı Danzot formasyonu adı altında dört üyeye ayırarak incelemiştir. Bu üyeler;

-Birim in taban seviyelerini oluşturan kumlu oosparitler ile başlayıp mikrit, oosparit, ekstraklastlı oosparit ve peloosparit şeklinde devam eden kumlu kireçtaşı üyesi

-Bu üyenin üzerine gelen ve tamamen dolomitlerden oluşan Dolomileşmiş kireçtaşı ve dolomit üyesi.

-Değişik bileşenlerdeki mikritik ve sparitik kireçtaşlarının ardışımı şeklinde olan ve üst seviyeleri tamamen mikritik özellikte gelişen masif kireçtaşı üyesi.

-Danzot formasyonunun en üst seviyelerini oluşturan ince katmanlı ve tamamen mikritik yapıdaki kireçtaşı üyesi.

Yaptığı mikrofasiyes çalışmalarında birimin zaman zaman sıklaşıp derinleşen bir şelf ortamında çökeldiğini belirtmiştir.

EREN [13] Gümüşhane-Kale arasındaki çalışmasında Berdiga Kireçtaşı'nı Berdiga formasyonu adı altında incelemiştir. Yapmış olduğu mikrofasiyes çalışmalarını tablolar halinde göstermiş ve birimin yer yer dolomitik kireçtaşı seviyeleri içeren dolomilerden oluşduğunu belirtmiştir.

HACIALIOĞLU [14] Kale-Vavuk Dağı (Gümüşhane) yöresindeki çalışmasında Berdiga Kireçtaşı'nı Berdiga formasyonu adı altında incelemiştir. İnceleme sonucunda formasyonun tabanını dolomitlerin oluşturduğunu, bunların üzerine dolomitik kireçtaşı ve kireçtaşlarının geldiğini, ince katmanlı kireçtaşları ile devam eden birimin yer yer marn ara katmanları içeren killi kireçtaşları ile son bulduğunu belirtmiştir. Ayrıca, yapmış olduğu mikrofasiyes çalışmalarında formasyon içersinde dolomitik kireçtaşı, dolomit ve kireçtaşı olmak üzere başlıca üç karbonat fasiyesinin geliştiğini ortaya koymuştur.

ÖZER [15, 16] Bayburt yöresindeki çalışmasında Berdiga Kireçtaşı'nı Ardıçlıgüney formasyonu adı altında incelemiştir. Bu inceleme sonucunda birimin alttan üste doğru kumlu oolitlik kireçtaşları, bol makrofosilli kumlu peloidli kireçtaşları, çortlü mikrosparitik - sparitik kireçtaşları, dolomitik kireçtaşları ve sparitik kireçtaşları şeklinde geliştiğini belirtmiştir. Formasyon genel olarak yüksek enerjili, sık ve karaya yakın bir ortamda çökelmiştir.

**TASLI [17]** İkisu (Gümüşhane)-Hamsiköy (Trabzon) yöresindeki çalışmasında Berdiga Kireçtaşı'nı Berdiga formasyonu adı altında incelemiştir. İncelemeye göre, birimin tabanını dolomit ve dolomileşmiş kireçtaşları, üst seviyelerini alg ve bol foraminiferli kireçtaşları oluşturmaktadır. Ayrıca, birimin tümüyle karbonatlı fasiyesde, sığ şelf ortamında tektonik olarak duraylı, çevre röliyefi düşük ve iklimin ılık olduğu bir ortamda çökeldiğini de ortaya koymuştur.

**BERGOUGNAN [18]** Doğu Anadolu'nun jeolojik etüdü adlı çalışmasında Berdiga Kireçtaşı'nı Çaltaş formasyonu adı altında dört ayrı sevide incelemiştir. Bu seviyeler alttan üste doğru;

-Tabanda glokoni neomorfları içeren sparit çimentolu, kumlu, kırmızı renkli oolitlik kireçtaşları

-Çok az ekstraklast içeren, oobiyosparitlerden oluşan kumlu oolitlik kireçtaşları. Bu kireçtaşlarında biyolütit oluşturmayacak oranda polipie'ler bulunmaktadır.

-Yer yer oolit mercekleri içeren çört yumrulu, intrabiyomikrit dokusundaki wackestonelerden oluşan pseudocyclamina'lı sıkı, kumlu kireçtaşları.

-En üst seviyelerinin de ince katmanlı kireçtaşı şeklinde gelişdiğini belirtmiştir.

**AKDENİZ [19]** Demirözü yöresindeki çalışmasında Berdiga Kireçtaşı'nı Çaltepe Kireçtaşı adı altında dört ayrı seviyeye ayırarak incelemiştir. Bunlar;

-Alt kısımları çakıllı kumtaşı ve kumtaşı şeklinde olup, üste doğru kireç oranının artması ile kumlu kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşına geçen çakıltaşı-kumtaşı-kumlu kireçtaşı-dolomitik kireçtaşı seviyesi.

-Koyu gri-gri renkli, sert, kıt fosilli, ince-orta katmanlı, pembe renkli, çört yumruları veya bantları içeren pseudopeloidli pelmikritlerden oluşan çörtlü kireçtaşı seviyesi.

-Gri-bej renkli, kalın katmanlı ve çört serpintili, yersel oosparit, intramikrit mercekleri ve bol miktarda mercan, gastropod, alg kırıntıları içeren biyomikritik seviye.

-Biyomikritler üzerine gelen kıvıl renkli,kumlu kireçtaşı katmanı ile başlayıp, gri-sarı renkli kireçtaşı, sarı renkli kumtaşı, bej renkli kalkarenit, çakıllı kireçtaşlarının ardalanması ile devam eden kumtaşı-kumlu kalkarenit seviyesi.

Bu formasyonun tabanı karasal ortama çok yakın sığ denizel ortamda, diğer seviyeleri ise sığ, sıcak ve yüksek enerjili bir ortamda çökelmiştir.





## BÖLÜM 2

### BÖLGESEL JEOLOJİ

#### 2.1. Temel Kayaçlar ve Paleozoik Yaşlı Diğer Oluşuklar

İnceleme alanındaki temel kayaçlarını Pulur Masifi ve Gümüşhane Graniti oluşturur (Şekil 2.1).

Pulur Masifi, Demirözü-Köse yöresinde yaygın olarak yüzeylenir [10, 19, 20]. Bunun yanı sıra, Bayburt'un güney doğusunda Kopuzsuyu Dere'si boyunca küçük yüzeylenmeler şeklinde de görülür ("Kopuzsuyu Metamorfizmaları") [16]. Permo-Karbonifer yaşlı birimler tarafından uyumsuz olarak örtülen Pulur Masifi başlıca;

- Kuvars, serisit, biyotit, muskovit, epidot şist
- Kuvars, serisit, biyotit şist
- Kuvars, serisit, biyotit, muskovit şist
- Amfibolit
- Muskovit, gnays, mika şist
- Gnays
- Metakuvarsit
- Metaandezitlerden oluşur [10, 15, 16, 19, 20].

Gümüşhane-Akşar (Bayburt) arasında temel kayaçlarını ise, Gümüşhane Graniti [21] oluşturur. Liyas yaşlı tortular tarafından uyumsuz olarak üzerlenen Gümüşhane Graniti değişik fasiyeslerdeki granitik kayaçlardan oluşur. Bu kayaçlar petrografik özelliklerine göre granodiyorit, monzogranit, siyenogranit ve granofirlerden oluşurlar [13].

Alucra yöresinde ise temeli oluşturan kayaçlar gözükmemektedir [1].

İnceleme alanındaki Paleozoik yaşlı diğer oluşuklar yalnızca Demirözü-Köse yöresinde yüzeylenir. Bunlardan Geç Karbonifer yaşlı Çatalçeşme formasyonu [10] en alttaki birimi oluşturur. Yalnızca Çatalçeşme Köyü yöresinde yüzeylenen ve Pulur Masifi üzerine uyumsuz olarak oturan bu formasyonda

PALEOZOYİK	MESSOZOYİK		SENOZOYİK		ÜST SİSTEM
	JURASİK	KRETASE	TERSIYER	KU.	SİSTEM
	LİYAS	MALM-ALT KRE.	A.KRE.	ÜST KRETASE	SERİ
					KAYA TÜRÜ
					KAYA TÜRÜ AÇIKLAMASI
					Alüvyon
					Traverten
					Sarı renkli blok ve çakıl
					Trakit
					Yeşil renkli olivinli bazalt
					Breş, aglomera, tuf, tüfit kilitaşı ardışımı
					Nummulites'li kumlu kireçtaşı
					Rudist'li kireçtaşı
					İnce katmanlı tuf, kumtaşı, kilitaşı, marn ardışımı
					Kırmızı renkli Globotruncana'lı mik. kçt.
					Kumlu kireçtaşı
					Ofiyolitti karışık
					İnce katmanlı mikritik kireçtaşı
					Dolomi ve dolomitik kireçtaşı Kalın katmanlı veya masif oolitik kçt. Kumlu kireçtaşı
					Kumtaşı, marn, kırmızı renkli kireçtaşı (ammonitico rosso), tuf, tüfit, aglomera ve lav ardışımı
					Gri-bej renkli, masif kireçtaşı Siyah renkli, ince katmanlı kireçtaşı
					Çakıltası, kumtaşı, seyl, kireçtaşı ardışımı
					Çakıltası, kızıl renkli kumtaşı, silttaşı kireçtaşı ardışımı
					Çakıltası, kumtaşı, kilitaşı, kireçtaşı ardışımı
					Gümüşhane Graniti
					Pulur Masifi

Şekil 2.1. İnceleme alanının genelleştirilmiş dikme kesiti

izlenen litoloji ardalanması düzensiz olup, genellikle altta belirgin derecelenme gösteren çakıltası, çakıllı kumtaşı, üst seviyelerde de ortokuvarsit, siltaşı, şeyl ve kireçtaşları görülür [19]. Çatalçeşme formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelen bu oluşuklar ("Karakaya formasyonu") [10] ortakalın katmanlı, çakıltası, çakıllı kumtaşı, kumtaşı ve kuvarsit ardalanmalarından oluşmuşlardır [19]. Permo-Karbonifer yaşlı bu oluşuklar, inceleme alanındaki Paleozoyik'in en üst litolojik birimini oluştururlar.

## 2.2. Mesozoyik Oluşukları

Triyas yaşlı kayaçların yokluğu bölge genelinde belirlenmiş ortak bir özelliktir. Demirözü-Köse yöresi kısmen hariç, diğer bölgelerde temel kayaçları üzerine uyumsuz olarak gelen Mesozoyik yaşlı ilk oluşuklar yerel olarak gelişmiş taban konglemeralarıyla başlayan kırıntılı çökellerin ve ürünlerin egemen olduğu bir istifile başlar.

Alucra yöresinde en eski kayaçları oluşturan ve tabanı gözükmeyen Liyas yaşlı oluşuklar (Hacıören formasyonu) [1] genel olarak; yer yer kömür ara bantları içeren volkanik tuf, konglemera ve kumtaşlarından oluşur [1].

Demirözü-Köse yöresinde Mesozoyik yaşlı ilk oluşukları yer yer Pulur Masifi yer yer de Permo-Karbonifer yaşlı Karakaya formasyonu üzerine uyumsuz olarak oturan ve farklı litofasiyeslerde gelişmiş olan Çaltepe kireçtaşı [10, 20] oluşturur. Bazı yerlerde ve küçük yüzeylenmeler şeklinde bu kireçtaşları üzerine kömür ve bitki kırıntıları içeren kumtaşı, kuvarsit, siltaşı ve marnlardan oluşan Dogger yaşlı oluşuklar (Ağgi formasyonu) [20] uyumsuz olarak oturur [20]. Bölge genelinde ise, yer yer Paleozoyik yaşlı birimler üzerine uyumsuz, yer yer de Çaltepe kireçtaşı ve Ağgi formasyonu üzerine uyumlu olarak oturan ve genel olarak çakıltası, kumtaşı, siltaşı, marn, tuf, tüfit ve aglomerallardan oluşan Liyas-Dogger yaşlı bir volkano-tortul dizi yaygın olarak yüzeylenir [10, 19, 20].

Gümüşhane-Bayburt yöresinde ise, ilk Mesozoyik yaşlı oluşukları Paleozoik yaşlı temel kayalar (Gümüşhane Graniti) üzerine uyumsuz olarak oturan ve genel olarak çakıltaş, kumtaş, silttaş, kireçtaş, marn, tuf, tüfit, aglomera ve lav ardalanmalarından oluşan Liyas yaşlı volkano-tortul dizi (Zimonköy formasyonu) [13] oluşturur. Bu volkano-tortullar ile birlikte ve çoğunlukla birimin alt seviyelerinde yersel olarak görülen bir "ammonitico-rosso" fasiyesi gelişmiştir. Bu fasiyesi oluşturan kırmızı renkli kireçtaşlarının yaşı Üst Sinemuriyen'den Toarciyen'e kadar uzanır [13, 14, 15, 16].

Liyas yaşlı bu oluşuklar, bölge genelinde çok yaygın olarak yüzeylenen bir karbonat dizisi tarafından uyumlu olarak üzerlenirler. Kısa mesafeler içerisinde düşey ve yanal yönde değişik litofasiyeler sunan dizinin genel olarak alt seviyelerini kumlu kireçtaşları, oolitlik kireçtaşları, dolomi ve dolomitik kireçtaşları; orta seviyelerini değişik dokusal özelliklerdeki kireçtaşları ve dolomiler; üst seviyelerini de yer yer resifal karakterler sunan değişik dokusal özelliklerdeki kireçtaşları oluşturur. Yaşı Dogger'den (?) ya da Malm'den Alt Kretase'ye kadar uzanan bu farklı litofasiyelerdeki kayalar genel olarak, kuzeyden güneye doğru gittikçe derinleşen bir shelf ortamında çökelmişlerdir. Çalışmamızın materyalini oluşturan bu kayaların gerek tarafımızdan "Berdiga Kireçtaş" adı altında sedimantolojik yönden ayrıntılı olarak incelenmesi ve gerek diğer araştırmacıların birimle ilgili çalışmalarının "Önceki Çalışmalar" bölümünde kısmen ayrıntılı olarak anlatılmış olması nedeniyle burada daha ayrıntılı olarak anlatılmamıştır.

İnceleme alanında Alt Kretase ile Üst Kretase arasındaki aşınma uyumsuzluğu bölge genelinde yaygındır [1, 13, 14]. Alucra yöresinde Turoniyen'de başlayan Üst Kretase transgresyonu alttan üste doğru çakıltaş ve kumlu kireçtaşları (Kındıralık Dere formasyonu), Globotruncana'lı, kırmızı renkli biyomikritler (Elmalı Dere formasyonu), Maastrihtiyen-

Paleosen yaşlı tuf ve lav ara katkılı kumtaşı, şeyl ardışımı (Tepeköy formasyonu) şeklinde bir dizilim sunar [1]. Buna karşın, daha batıda Niksar-Reşadiye yöresinde ise Alt Kretase'nin Üst Kretase'ye geçişli olduğu belirtilmektedir [22].

Demirözü-Köse yöresinde durum daha farklı olarak gelişmiştir. Bu yörede platform karbonatları (Hozbirik Yayla kireçtaşı) [10] Otlukbeli Melanjı [20] tarafından uyumlu olarak üzerlenir. Alt Kretase yaşlı bu birim, genel olarak kırmızı renkli olup, Radiolarit, çört, kireçtaşı-serpantinit blokları, tuf, ayrıışmış bazalt ve andezitlerden oluşur. Diğer yörelerdekinin aksine bu yörede Üst Kretase yaşlı oluşuklar görülmez [10, 20].

Bayburt'un batısı ve Gümüshane civarındaki Üst Kretase yaşlı birimlerin (Kermut Dere formasyonu) [8] litolojik gelişimi Alucra yöresindeki Üst Kretase yaşlı oluşuklar ile tamamen benzerdirler. Bayburt'un doğu ve güney doğu yörelerinde ise, Üst Titoniyen-Alt Kretase yaşlı derin deniz karbonatları (Ahsünk formasyonu) [15] Orta-Üst Kretase yaşlı olistostromal melanj ile üzerlenirler. Andezitik ve dasitik volkanitler ile mercanlı resifal kireçtaşları bu yöredeki Geç Kretase dönemini temsil eden birimlerdir.

Bergougnan [18] Doğu Pontid'lerdeki Mesozoik birimlerini litolojik ve morfolojik açıdan "Mesozoik üçlüsü" diye tanımlamıştır. Bunlar tabandan tavana doğru 1-) volkanik ve detritik topluluk, 2-) kalkerler, ve 3-) Karadeniz kıyısına doğru gittikçe volkanik oluşuklarca zenginleşen bir Senoniyen flişi. Ayrıca bu dizilimin yalnızca Doğu Pontid'lerde değil, Güney Karpatlar'dan Orta İran'a kadar uzandığını da belirtmiştir.

### 2.3. Tersiyer Oluşukları

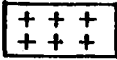

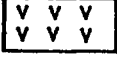

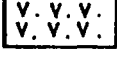

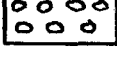





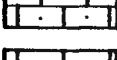



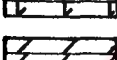

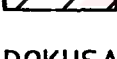







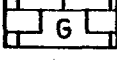

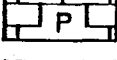

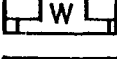

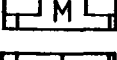

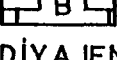
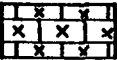
İnceleme alanındaki Üst Kretase yaşlı oluşuklar Paleosen'e kesintisiz olarak geçerler [23]. Eosen yaşlı oluşuklar ise, bu birimler üzerine belirgin bir açısal uyumsuzlukla oturur.

Alucra yöresinde Mesozoyik yaşlı birimler üzerine aşısall uyumsuzlukla oturan Tersiyer yaşlı oluşuklar alttan üste doğru; Ipreziyen-Alt Lütesiyen yaşlı kumlu biyosparitler (Otlukbeli formasyonu) ve Alt-Orta Lütesiyen yaşlı çakıltaş, kıltaşı, tüfit, marn, bazaltik lav ve volkanik breşler (Fındıklıbel formasyonu) den oluşan bir dizilim sunarlar [11].

Demirözü-Köse yöresinde Jura-Alt Kretase yaşlı platform karbonatları ve Alt Kretase yaşlı Otlukbeli melanji üzerine uyumsuz olarak oturan Tersiyer yaşlı birimleri, Ipresiyen-Alt Lütesiyen yaşlı marn ara bantlı, orta-iri taneli kumtaşları ve çakıllı kumtaşları oluşturur [10, 20].

Bayburt yöresinde daha yaşlı birimler üzerine uyumsuz olarak oturan Tersiyer yaşlı oluşukları Ipresiyen-Lütesiyen yaşlı, kalın katmanlı ve sarı renkli sparitik kireçtaşları, orta tabakalı ve sarı renkli kumtaşları, ince katmanlı marn, dasitik tüf ve sarımsı-gri renkli tüfit aralanmaları oluşturur [15, 16]. Gümüşhane yöresindeki Tersiyer yaşlı oluşuklar Bayburt yöresindekiler ile genelde benzerdirler. Bu yörede de daha yaşlı birimler üzerine uyumsuz olarak oturan Tersiyer yaşlı oluşukları alttan üste doğru; çakıltaşları, kumtaşları, kumlu kireçtaşları, lav, tüf ve aglomeralar ile kıltaşı, kumtaşı, tüf ve tüfitlerden oluşan tortul-volkanik kayaçlar oluşturur [14].

Levha I. Kayac tanımlamalarında kullanılan semboller

KAYAC TÜRÜ	TANE TÜRÜ
 Granit	 İskelet tanesi (genel)
 Volkanik kayac	 Mercan
 Tüfit	 Bryozoa
 Çakıltası	 Alg
 Kumtaşı	 Pelecypod
 Kiltası	 Gastropod
 Kumlu kireçtaşı	 Ostracod
 Kireçtaşı	 Brachiopod
 Dolomitik kireçtaşı	 Echinoderm
 Dolomi	 Spongia
	 Radiolaria
	 Foraminifer
	 Tübiphytes
	 Sünger spikülü
DOKUSAL	İSKELET OLMAYAN TANELER
 Rudstone	 Ekstraklast
 Grainstone	 Intraklast
 Packstone	 Peloid
 Wackestone	 Ooid
 Mudstone	 Onkoid
 Boundstone	
DİYAJENETİK	
 Neomorfik kireçtaşı	

## BÖLÜM 3

### LİTOFASİYES ANALİZİ

#### 3.1. Suiçti (Alucra) Kesiti

##### 3.1.1. Genel Bilgiler

Kesit, birimin yörede en iyi görüldüğü Suiçti (Alucra) mahallesinin hemen kuzeybatısındaki yüzeylemesinden çıkarılmıştır. Kesit ve buna bağlı olarak da sistematik örnek alınmasına Suiçti mahallesinin yaklaşık 250 m. kuzeybatısından, dizinin tabanının 1910 eş yükselti eğrisini kestiği noktadan bağlanılmış ve K5B doğrultusunda gidilerek tamamlanmıştır. Sistematik örnekler genel olarak 1-1.5 m. arasında değişen aralıklarla alınmalarına karşın, katmanlanmanın durumuna göre veya kayacın dokusuna göre bazı örnekler 0.2-1 m. veya 1.5-2 m. arasında değişen aralıklarla alınmıştır.

Kesit ve sistematik örnek alımı sırasında birimin ölçülen toplam kalınlığı yaklaşık olarak 406 m. dir.

Birim, yörede Berdiga formasyonu'nun [1] Liyas-Portlan-diyen yağlı Kıranmerek tortul-volkanik üyesi üzerine uyumlu olarak gelir. Kendisini ise, Turoniyen-Alt Senoniyen yaşlı Kındıralık Dere formasyonu [1] uyumsuz olarak üzerler (Şekil 3.1).

Arazi çalışmaları sırasındaki makroskopik incelemelerin yanı sıra litofasiyese ait ince kesitlerin mikroskopik incelenmeleri, tanımlanan öğelerin bolluk oranları, kayaçların dokusal gelişimleri, çökeltme ortamları v.b. gibi kriterler esas alınarak dizinin altı farklı litofasiyeste geliştiğini ortaya koymuştur. Bu litofasiyesler, alttan üste doğru;

- 1.- Neomorfik kireçtaşı litofasiyesi
- 2.- Ooidli grainstone-packstone litofasiyesi



LİYAS-DOGGER? - M A L M - - A L T K R E T A S E	KİNDİRİ	YAS FORMASYON LİTOFASİYES	KALINLIK (m.)	LİTOLOJİ	A Ç I K L A M A
I	47				Yer yer sarı renkli, kalın katmanlı, dolomi ve grainstone-packstone-wackstone ara katmanları içeren neomorfik kireçtaşı.
II	42				Yer yer kalın katmanlı, sarı renkli dolomi ara katmanları içeren gri renkli orta katmanlı, ooidli grainstone-packstone
III	93				Orta katmanlı, gri renkli, peloidli grainstone-mudstone
IV	13				Kalın katmanlı, gri renkli, biyoklastlı packstone-wackstone.
V	68				Kalın katmanlı, gri-bej renkli intraclastlı grainstone-wackstone
VI	142				Kalın katmanlı, gri-bej renkli ooidli grainstone ve biyoklastlı packstone-wackstone.
	51				Kalın katmanlı, seyrek çakıllı kireç çimentolu konglomera
287					Pas renkli, orta tabakalı, kumlu oolitik kireçtaşı ile koyu yeşil bazan da mor renkli bazaltik tuf ardışıklanması.

Sekil 3.1. Berdiga Kireçtaşına ait Suiçti (Alucra) örnek kesiti

- 3.- Peloidli grainstone-mudstone litofasiyesi
- 4.- İskelet taneli packstone-wackestone litofasiyesi
- 5.- Intraklastlı grainstone-wackestone litofasiyesi
- 6.- Ooidli grainstone ve iskelet taneli packstone-wackestone litofasiyesi şeklinde gelişmiştir.

### 3.1.2. Neomorfik Kireçtaşı Litofasiyesi

#### 3.1.2.1. Makroskopik Özellikler

İnceleme alanında Berdiga Kireçtaşı dizisinin taban seviyesini oluşturur. Litofasiyesi, Berdiga formasyonu'na ait Kıranmerek tortul-volkanik üyesi [1] üzerine uyumlu ve belirgin bir sınırla oturur (Şekil 3.1). Kendisini ise, ooidli grainstone-packstone litofasiyesi uyumlu olarak üzerler. Makroskopik olarak, renk, dokusal gelişim ve katman kalınlıklarındaki belirgin farklılıkların yanı sıra, daha yumuşak röliyef göstermesi gibi özelliklerinden dolayı net bir şekilde ayırt edilir.

Litofasiyesin toplam kalınlığı yaklaşık olarak 47 m. dir. Katman kalınlıkları litofasiyesin alt seviyelerinde 0.05-0.25 m., diğer seviyelerde 0.4-2 m. arasında değişir.

Litofasiyesin büyük bir kısmını neomorfik kireçtaşları, çok az bir kısmını da dolomi ve değişik dokusal özelliklerdeki kireçtaşları oluşturur. Alt seviyelerdeki neomorfik kireçtaşları sarı turuncu renkli, ayrılmış, bol gözenekli ve genel olarak iri kristalli olmaları nedeniyle dolomi kayalarından; diğer seviyelerdekiler ise, gri renkli, sıkı yapılı ve ince kristalli olmaları nedeniyle de mikritik kireçtaşı kayalarından makroskopik olarak ayrımı zordur. Kireçtaşları gri-bej renkli ve sert röliyefli olup, tamamına yakın kısmı mikritik özellikte gelişmiştir. Dolomiler sarı renkli olup, iri kristallidirler. Ayrıca 30-32 nci m.ler arasındaki dolomi kayaları breşik yapıda (çöküntü breşi) gelişmiştir.

### 3.1.2.2. Mikroskopik Özellikler

Litofasiyesi oluşturan kayalara ait ince kesitlerin alizarin red S ve potassium ferrisicciyanide ile boyanmaları ve mikroskopik incelenmeleri sonucu litofasiyesin üç farklı özellikte gelişmiş kayalardan oluştuğunu ortaya koymuştur (Tablo 1). Bunlar;

- Neomorfik [24] kireçtaşları
- Grainstone-mudstone dokusal özelliğindeki kireçtaşları.
- Dolomi kayaları

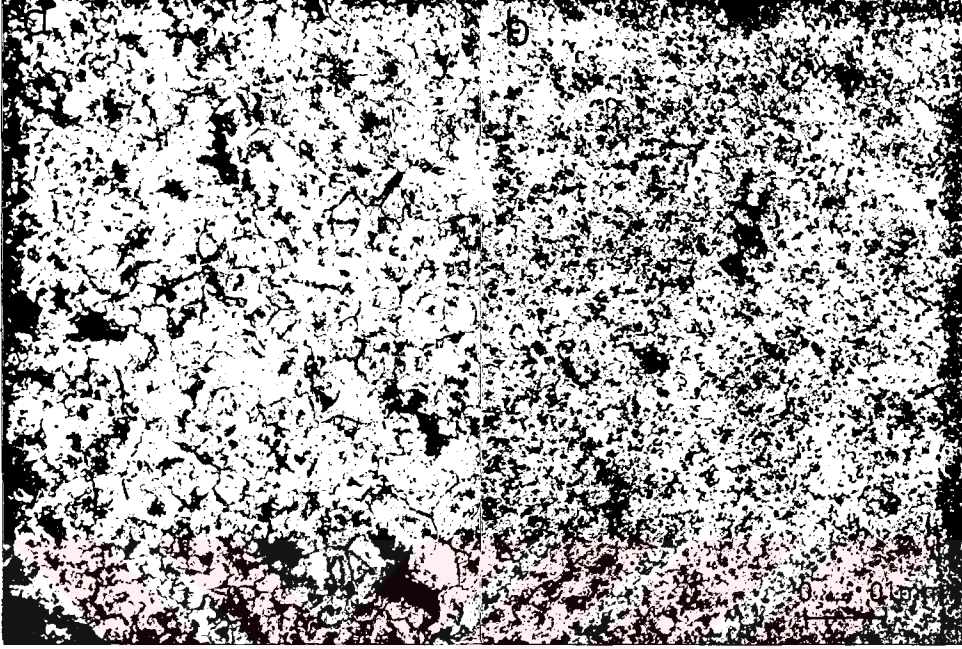
Neomorfik (rekristalize) kireçtaşları: Litofasiyesin özellikle alt seviyelerinde yaygın olarak görülmelerine karşın, büyük bir kısmını bu kayalar oluşturur (Tablo 1). Bu kayalar neomorfizma olayının ileri safhalarını yansıtmaları nedeni ile ince kesitlerinde herhangi bir karbonatlı öğeye rastlanılmamış olup, tamamen neomorfik spari kalsit bileşimindedirler. Genel olarak, ince kesitlerde aşağıda belirtilen mikroskopik özellikleriyle tanınırlar (Şekil 3.2).

-Spari kalsit çimento kristalleri arasında görülen düz sınırların aksine bu kristaller arasındaki sınırlar düzensizdir.

-Kristaller genelde değişik boyutlarda olup, yer yer iri mozayik spari yamaları içerirler.

-Gözenek dolgularındaki kristal boyları gözenek duvarından merkeze doğru giderek büyümekte ve bu kristaller arasındaki sınırlar çevresindeki diğer kristaller arasındaki sınırlara nazaran daha düzgün görülmektedirler.

Litofasiyesin büyük bir kısmını oluşturan bu neomorfik kireçtaşları farklı iki özellikte gelişmiştir. Birincisi kristal boyları 30-150 µm. arasında değişen pseudosparilerin [25, 26] oluşturduğu kayalar. Bu tip kayalar özellikle litofasiyesin ilk 7 m.lik kısmında görülür. Pseudospari kristallerinin çoğunun sınırları ince demir oksitli bir zarfla



Şekil 3.2. Neomorfik kireçtaşı litofasiyesindeki neomorfik spari kalsitlerin mikroskopik görünüşleri.

- a-) Pseudospari kalsit kristalleri (örnek no: 20)
- b-) Mikrosparit kalsit kristalleri (örnek no:14).

çevrelenmiştir. Kayaçların sarı-turuncu renkte görülmeleri bu nedenledir. Ayrıca, bunların oluşturduğu kayaçlar gevşek dokulu ve bol gözeneklidir. İkincisi ise, kristal boyları 10-30  $\mu\text{m}$ . arasında değişen mikrosparitlerin [25, 27] oluşturduğu kayaçlar. Bu kristalleri içeren kayaçlar sıkı yapıda olup, genelde gözeneksizdirler. Buların bazılarında kristal boyları 30-60  $\mu\text{m}$ . arasında değişen pseudosparit yamaları görülür. Bu özellikteki kayaçlarda çok az miktarda karadan türeme kırıntı içermelerine karşın, hiçbir karbonatlı ögeye rastlanılmamıştır. Bunlar, mudstone tip kayaçlardan yalnızca farklı kristal boyları ve şekilleri ile ayrılırlar.

Her iki tipteki neomorfik kireçtaşlarının ilksel dokuları tam anlamıyla belirlenememiştir. Ancak özellikle mikrosparitik yapıda olanların genelde eş boyutlu kristallerden

oluşması ve hiçbir karbonatlı ögenin izine rastlanılmamasının yanı sıra, mikrosparitin oluşum mekanizmasına dayanılarak [24] bunların ilksel olarak mudstone tip kireçtaşları oldukları düşünülebilir.

Neomorfizma olayı ıslak fazda gerçekleşmiş olmalıdır. Zira, Bathurst [28] karbonat diyajenezi içerisinde katı faz neomorfizmalarının bilinmediğini ya da çok nadir olduğunu belirtmiştir. Yine, neomorfizma olayının polimorfik dönüşümle mi (Folk [24]'un "inversiyon" terimi)?, rekristalizasyonla mı?, yoksa artan neomorfizmayla (aggrading neomorphism) mı? olduğunu ve hangi diyajenetik ortamlarda gerçekleştiğini tayin etmemiz olası değildir. Ancak kayaçların ilksel dokularının mudstone olduğu varsayımından gidilerek neomorfizmanın "artan neomorfizma" [24, 28] ile gerçekleşebileceği düşünülebilir.

Grainstone-mudstone tip kayaçlar: Litofasiyeste birkaç farklı seviyede görülürler (Tablo 1). Litofasiyesin genel gelişimi ya da farklı dokusal özellikteki bu kayaçların birbirleriyle düşey yöndeki ilişkileri, litofasiyesin büyük bir kısmının (dolayısıyla bu kayaçlar arasındaki diğer kayaçların) tamamen neomorfik kireçtaşı ve daha az olarak da dolomilerden oluşmaları nedeniyle belirlenmelerine olanak yoktur. Ancak bazı packstone ve wackestone tip kayaçlarda düz lâminalanma, grainstone tip kayaçlarda da tane yönlenmesi gibi yapılar görülmektedir.

Litofasiyesi oluşturan kayaçların sedimantolojik ve mikrofasiyesel özellikleri ile, içerdikleri bileşenlerin düşey yöndeki dağılım ve % bolluk oranları Tablo 1 de gösterilmiş olup, bileşenlere ait mikroskopik özellikler aşağıda açıklanmıştır.

Karadan türeme kırıntıları: Litofasiyesin yalnızca 7-13 ncü metreleri arasındaki kayaçlarda görülürler. Başlangıçta yaklaşık olarak %25 oranında görülürlerken yukarı doğru hızlı bir şekilde azalarak 9 ncü metrelerde %5, ve 13 ncü metrelerden sonra da tamamen yok olurlar. Bunların büyük bir

kısmını kuvars, çok az bir kısmını da kayaç kırıntılarını oluşturur. Kuvarsların hemen tamamı plutonik kökenli olup, yuvarlak ya da yarı yuvarlaktırlar. Boyutları 180-620  $\mu\text{m}$ . arasında değişir. Kayaç kırıntılarını tamamen yuvarlaklaşmış ve altere olmuş bazalt kayası parçalarından oluşur. Boyutları 400-800  $\mu\text{m}$ . arasında değişir.

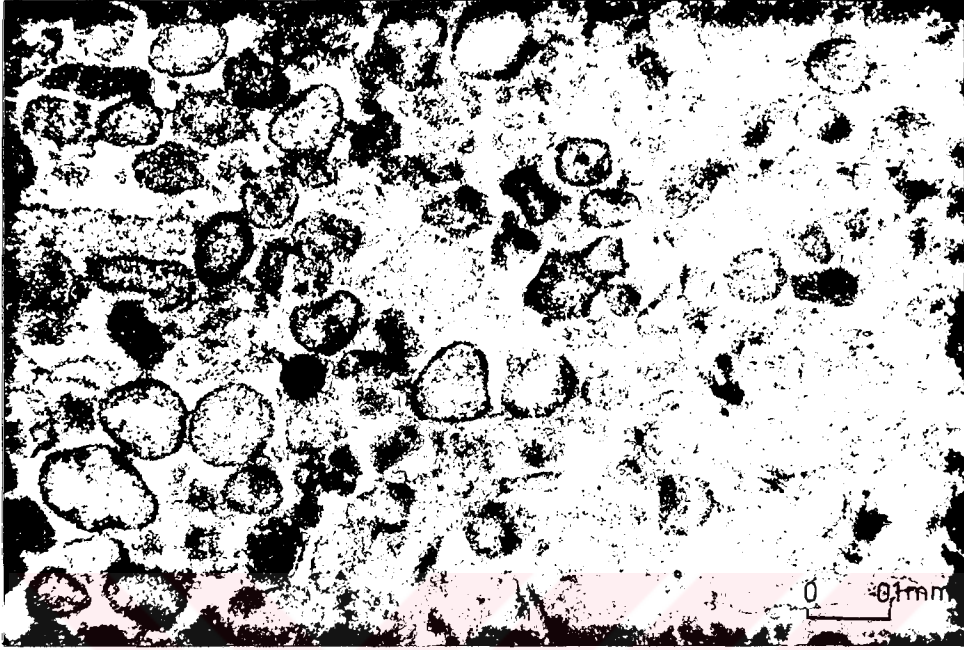
**Intraklastlar:** Litofasiyesin özellikle 7-9 ncu metreleri arasındaki grainstone tip kayaçlarda bol, diğer seviyelerdeki grainstone ve packstone tip kayaçlarda ise, çok az olarak görülürler (Tablo 1). Büyük çoğunluğu iç bileşensiz, çok az bir kısmı da iç bileşenlidir. İç bileşenli olanların içerdiği bileşenler ile çevrelerindeki diğer bileşenler tamamen benzerdir. Tamamı yuvarlaklaşmış olup, boyutları 350  $\mu\text{m}$ .-5 mm. (çoğunlukla 500-710  $\mu\text{m}$ .) arasında değişir. Herhangi bir deformasyon yapısı göstermezler. Renk olarak ortamdaki diğer öğeler ile tamamen benzerdirler.

**Peloidler:** Litofasiyeste özellikle packstone tip kayaçlarda yaklaşık olarak, %10-%30 arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 1). Boyutları 110-230  $\mu\text{m}$ . arasında değişmesine karşın, ince kesitlerde eş boyutludurlar. Kayaçlar içerisinde homojen olarak dağılmışlardır. Tamamı 1. tip peloidlerden (ayrıntılı açıklama bir sonraki litofasiyeste yapılmıştır) oluşur (Şekil 3.5). Renk ve yapı bakımından küçük boyutlu, iç bileşensiz intraklastlar ile benzerdir. Bunlardan boyut farkı ile ayrılırlar.

**Ooidler:** Litofasiyesin 13-15 nci metreleri arasındaki grainstone tip kayaçlarda ve yaklaşık olarak, %35, 17-19 ncu metreleri arasındaki packstone tip kayaçlarda ise, %5 oranında görülürler (Tablo 1). Tamamı 2.nci tip ooidlerden oluşmuştur. Litofasiyes içerisinde düşey yöndeki dağılımları şekil 3.5 de gösterilmiş olup, genel olarak aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler (Şekil 3.3);

- Tamamı tek zar oluşuklu yüzlek ooidlerden oluşur.
- Boyutları 90-320 mikron arasında değişir.





Şekil 3.3. Neomorfik kireçtaşı litofasiyesi içerisindeki 2. tip ooidlerin mikroskopik görünüşleri (kayacın kısmen neomorfize olması nedeniyle bazı ooidlerde çekirdek ile zar oluşukları net bir şekilde ayırt edilememektedir). (örnek no: 7).

-Zar oluşuklarının kalınlıkları 15-25 mikron arasında değişir.

-Zar oluşuklarının kalınlıklarının çekirdek boylarına oranı 1/5-1/15 (çoğunlukla 1/9-1/12) arasında değişir.

-Çekirdek olarak çoğunlukla peloid, daha az olarak da spari kalsit ve iskelet tanesi görülür.

-Peloid çekirdekli olanların bazılarında çekirdek ile zar oluşukları arasındaki sınır ayırt edilememektedir. Bundan dolayı bazılarının 1. tip peloidlerden ayrımı zordur.

-Bunların hiçbirinde kırılma ya da herhangi bir deformasyon yapısı görülmez.

iskelet taneleri: Litofasiyeste yalnızca grainstone ve packstone tip kayalarda ve yaklaşık olarak, %5-%15 arasında

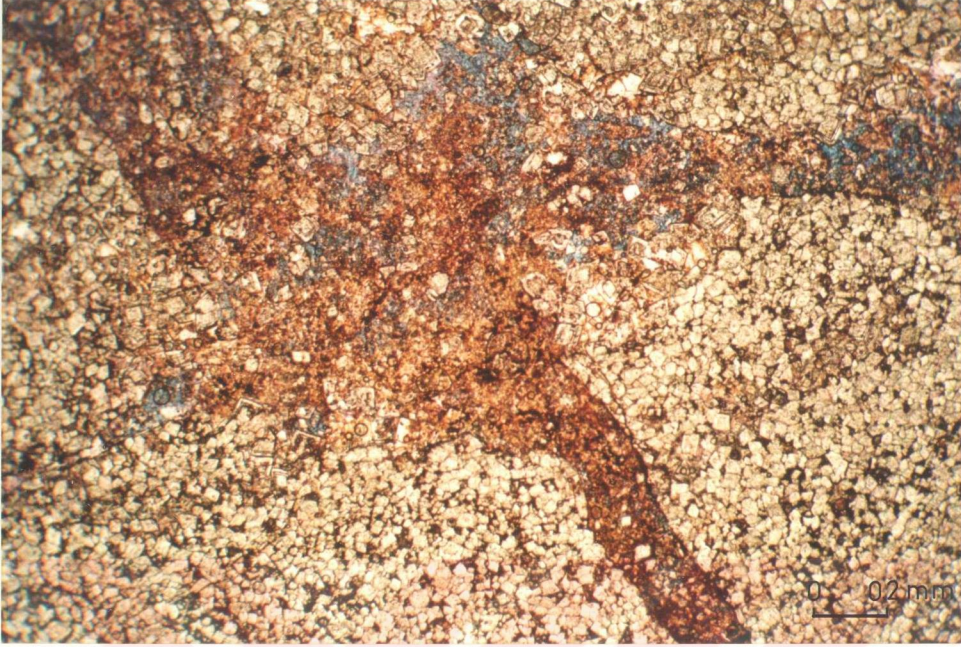
değişen oranlarda görülürler (Tablo 1). Çoğunluğunu pelecypod ve gastropodlar, çok az bir kısmını da foraminifer ve ostracodlar oluşturur. Foraminiferlerin tamamı küçük boyutlu Miliolid ve Textularid tip formlardan oluşur. Pelecypodlar değişik boyutlu, kenarları yuvarlaklaşmış kısmen ya da tamamen mikritleşmiş kavkı kırıntılarında oluşurlar. Gastropodlar tamamen sparileşmiş olup, kavkı kenarlarında değişik kalınlıklarda mikritik zarflanmalar mevcuttur. Packstone tip kayaçlarda nadir olarak bütün halde olup, iç boşluklar mikritik matriksle doludur. Ostracodlar ise, küçük boyutlu, kırılmış ve kısmen neomorfize olmuş kavkı parçalarından oluşur. Bütün bu formların litofasiyes içersinde düşey yöndeki dağılımları şekil 3.11 de gösterilmiş olup, mikroskopik özellikleri bakımından üstteki ooidli grainstone-packstone litofasiyesindeki aynı tip formlar ile tamamen benzerdir.

**Dolomiler:** Litofasiyesin özellikle üst seviyelerini oluştururlar. Bunlardan 30-32 nci metreler arasında olanları breşik yapıda (çöküntü breşic-collapse breccia) [29] gelişmiştir (Şekil 3.4.).

Breşik kayaçlardaki dolomit kristalleri ile diğer dolomi kayaçlarındaki dolomit kristalleri benzer özelliklerdedir. Bunlar çoğunlukla idiotopic-S ve çok az olarak da xenotopic-A dokusal özelliğinde gelişmiştir. Kristaller genelde eş boyutlu olup, boyutları 70-110  $\mu\text{m}$ . arasında değişir. Çöküntü breşlerindeki breşlerin boyutları 2 mm-5 cm. arasında olup, tamamı köşelidir. Bunlardan başka litofasiyesin 37-38 nci metreleri arasındaki neomorfize olmuş kireçtaşı kayaçlarında da çok az miktarda idiotopic-P tip dolomitleşme görülür.

**Otijenik mineraller:** Litofasiyeste çok az miktarda görülürler. Çoğunluğunu pirit, çok az bir kısmını da kuvarslar oluşturur (Tablo 1). Pirit kristalleri genelde küçük boyutlu ve öz şekilsizdirler. Kuvarslar da çok küçük boyutlu olup kayaçlar içersinde nadir ve saçılmış halde görülür.





şekil 3.4. Neomorfik kireçtaşı litofasiyesi içerisindeki dolomi kayaçlarında gözlenen çöküntü breşlerinin mikroskopik görünümleri (örnek no: 18).

**Çimento:** Değişik diyajenetik ortamları karakterize eden çimento tiplerinden litofasiyes içerisinde görülenlerin düzey yöndeki dağılımları Tablo 1 de gösterilmiştir.

Eş boylu kenar çimento erken diyajenetik çimentoların tamamını oluşturur. Yalnızca grainstone tip kayaçlarda görülür. İlksel yapıları genel olarak, net bir şekilde görülmez.

Geç diyajenetik kökenli çimentoların büyük bir kısmını mozayik, çok az bir kısmını da ince kristalli equant, drusy spari kalsit ve sintaksiyal kenar çimentolar oluşturur.

### 3.1.2.3. Çökelme Ortamı :

Litofasiyesin büyük bir kısmının neomorfik kireçtaşılarından oluşması ve üst seviyelerinde de yer yer dolomi ara katmanlarının bulunması çökelme ortamının net bir şekilde

belirlenmesine olanak tanımamaktadır. Ancak litofasiyesin özellikle alt seviyelerine yakın kısımlarda neomorfik kireçtaşları ile ara katmanlı grainstone, packstone, wackestone ve mudstone tip kayalara dayanılarak kısmen de olsa çökeltme ortamı hakkında genel bir kanaata varmak olasıdır. Neomorfize olmamış kayalardan yalnızca bir seviyede görülen grainstone tip kayalar hariç, diğerlerinin kötü yıkanmış olmalarının yanı sıra, daha öncede belirtildiği gibi neomorfik kireçtaşlarının ilksel olarak mudstone dokusal özelliğinde gelişmiş olmaları litofasiyesin genel olarak düşük enerjili, durgun su ortamında çökeldiğini gösterir. Packstone ve wackestone tip kayaların düz lâminalı oluşları, karbonatlı öge olarak çoğunlukla peloid, daha az olarak da Miliolid ve Textularid tip foraminifer, gastropod ve ostracodların yanı sıra, bazı neomorfik kireçtaşlarında kuş gözü yapılarının görülmesi çökeltme ortamının kısıtlı denizel şelf lâgünü özelliğinde olduğunu gösterir [30]. Ayrıca, bazı dolomi kayalarındaki çöküntü breşlerinin görülmesi de bu ortam için ayrı bir kanıt olarak düşünülebilir.

### 3.1.3. Ooidli Grainstone-Packstone Litofasiyesi

#### 3.1.3.1. Makroskopik Özellikler

Litofasiyes, neomorfik kireçtaşı litofasiyesi üzerine uyumlu olarak oturur. Benzer şekilde, kendisini de peloidli grainstone-wackestone litofasiyesi uyumlu olarak üzerler (Şekil 3.1). Makroskopik olarak, alttaki neomorfik kireçtaşı litofasiyesinden net bir sınırla ayrılmasına karşın, kendisini üzerleyen peloidli grainstone-wackestone litofasiyesinden ayrılmaz.

Litofasiyesin toplam kalınlığı yaklaşık olarak, 42 m. dir. Katman kalınlıkları 0.1-0.7 m. (çoğunlukla 0.2-0.4 m.) arasında değişir. Bununla birlikte, grainstone tip kayalar

packstone tip kayalara nazaran daha az kalındırlar.

Litofasiyesin bir-iki farklı seviyesinde görülen dolomi katmanları gri-sarımsı renkli olup, genelde iri kristallidirler. Yine litofasiyesin yaklaşık olarak, 20 nci metrelerinde 25 cm. kalınlığında sarımsı renkli neomorfik kireçtaşı katmanları görülür. Bunların iri kristalli olmaları ve kolay ayrışmaları nedeniyle diğer kayalardan kolaylıkla ayırt edilirler.

### 3.1.3.2. Mikroskopik özellikler

Litofasiyesin neomorfik kireçtaşı litofasiyesinden tamamen farklı dokusal özelliklerde gelişmiş olmasına karşın, üstündeki peloidli grainstone-wackestone litofasiyesi ile gerek bileşen içeriği, gerek dokusal gelişimi yönünden tedrici geçişlidir. Bu nedenle litofasiyesin üst sınırı yoruma dayalı olarak belirlenmiştir.

Litofasiyes, birkaç farklı seviyedeki dolomi ve neomorfik kireçtaşı kayaları dikkate alınmazsa tamamen grainstone ve packstone tip kayalardan oluşur (Tablo 1). Bu kayalarda intraklast, peloid ve/veya iskelet tanelerinin yer yer bol görülmelerine karşın, hakim karbonatlı öğeleri ooidler oluşturur.

Litofasiyese ait grainstone ve bazı packstone tip kayalarda tane boyu analizleri yapılmıştır. Bu analizlere göre (Tablo 1);

-Ortalama tane boyu 0  $\emptyset$ -2.5  $\emptyset$  (çoğunlukla 1.5  $\emptyset$ -2.0  $\emptyset$ ) arasında değişir.

-Standart sapma 0.49  $\emptyset$ -1.3  $\emptyset$  (çoğunlukla 0.8  $\emptyset$ -1.0  $\emptyset$ ) arasında olup, yer yer iyi boylanmalar görülürse de genel olarak orta ile iyi arası bir boylanma gösterirler.

-Yamukluk katsayısı -0.4-0.3 (çoğunlukla -0.1-0.0) arasında olup, çoğunlukla kaba taneye yamuk ve daha az olarak da simetrik bir dağılım eğrisi gösterirler.

Litofasiyesi oluşturan kayalarda dokusal yapılar nadir

olarak gelişmiştir (Tablo 1). Bunlar packstone tip kayalarda lâminalanma, graistone tip kayalarda da derecelenme, tane yönlenmesi ve biyotürbasyon şeklindedir. İstilenme genelde gevşektir. Taneler arasında çok az olarak konkav-konveks ve stürlü dokanaklar görülmekle birlikte büyük çoğunluğu nokta dokanaklı, az bir kısmı da dokanaksızdır.

Litofasiyesi oluşturan kayaların sedimantolojik ve mikrofasiyesel özellikleri ile içerdikleri bileşenlerin düşey yöndeki dağılım ve bolluk % oranları Tablo 1 de gösterilmiş olup, bileşenlere ait mikroskopik özellikler aşağıda açıklanmıştır.

**Intraklastlar :** Litofasiyeste neomorfik kireçtaşı, dolomi ve bazı packstone tip kayalar hariç, diğer kayalarda yaklaşık olarak %5-%35 arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 1). Farklı seviyelerde kısmen farklılıklar göstermelerine karşın, genel olarak aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler.

-Boyutları yaklaşık olarak, 350 µm.-2 mm. arasında değişir.

-Yuvarlak ve yarı yuvarlaktırlar.

-Hem iç bileşenli hem de iç bileşensiz olarak görülürler. Bunlardan hangisinin daha fazla olduğu saptanamamıştır. Ancak genel olarak iç bileşenlilerin grainstone, iç bileşensiz mikritik yapıda olanların da packstone tip kayalar içerisinde daha bol oldukları gözlenmiştir.

-İç bileşenli olanların sınırları içerdiği öğelerin sınırlarına paralel bir şekilde gelişmiştir.

-Bazılarında neomorfizmaya bağlı olarak tane içlerinde yer yer sparitleşmeler görülür.

**Peloidler:** Litofasiyeste neomorfik kireçtaşı ve dolomi kayaları hariç, diğer tüm kayalarda yaklaşık olarak %5-%55 arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 1). Boyut, bileşim ve ilksel yapılarına bağlı olarak üç farklı tipte geliştikleri saptanmıştır.

**1. tip peloidler:** Litofasiyeste en bol görülen peloid



tipidir (Şekil 3.5). 1. tip peloidleri iç yapı göstermeyen ve boyutları 60 µm. dan daha büyük olan peloidler oluşturur. Genel olarak, litofasiyes içerisinde aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler (Şekil 3.6):

-Boyutları genel olarak 100-240 µm. arasında değişir. Ancak kayaçlar içerisinde yaklaşık eş boyutludurlar.

-Genel olarak, kayaçlar içerisinde gelişigüzel dağılmışlardır.

-Yuvarlak ve elipsoid şekillidirler.

-Renk ve şekil olarak bazı küçük boyutlu intraklastlarla benzerdirler. Bu tip intraklastlardan yalnızca boyut farkı ile ayrılırlar.

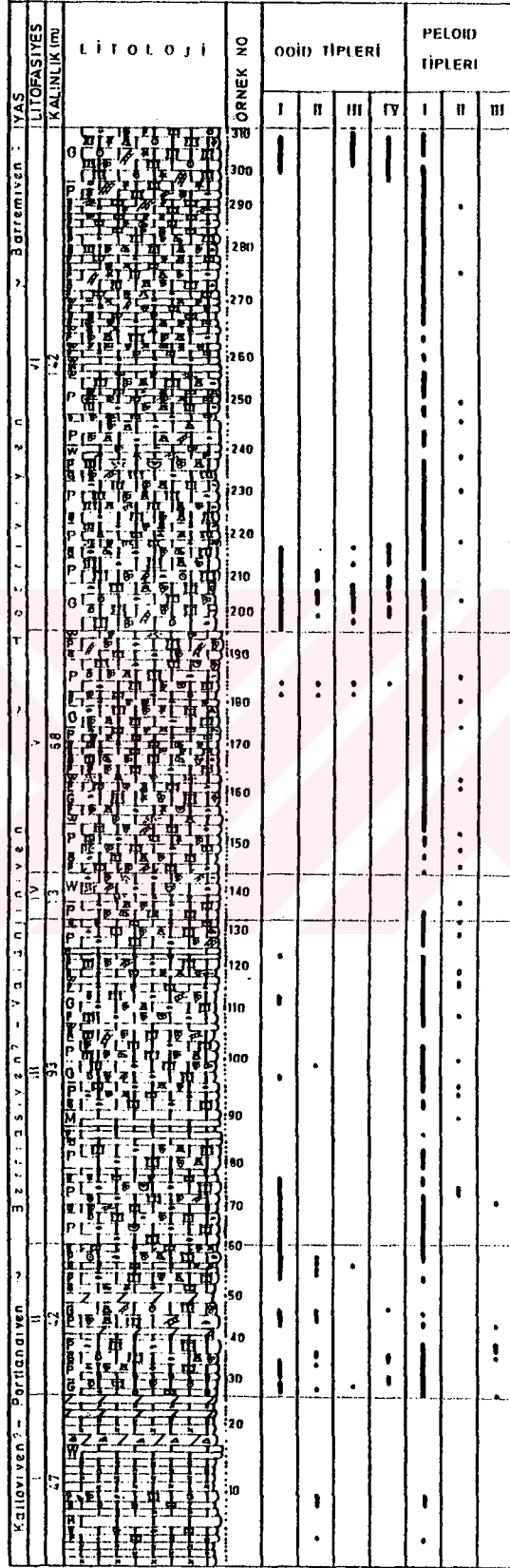
2. tip peloidler: Litofasiyeste nadir olarak görülürler (Şekil 3.5). 2. tip peloidleri iç yapıları olmayan ve boyutları 60 µm. dan daha küçük olan mikropeloidler [26] oluşturur. Mikroskopik özellikleri bakımından peloidli grainstone-wackestone litofasiyesindeki aynı tip peloidler ile tamamen benzerdirler.

3. tip peloidler: Litofasiyesin alt seviyelerinde, özellikle 25 nci metrelerdeki kayaçlarda çok bol, diğer birkaç farklı seviyedeki kayaçlarda ise, çok az olarak görülürler (Şekil 3.5). 3. tip peloidleri iç yapıları "fecal pellet (coprolite)"ler oluşturur. Litofasiyes içerisinde genel olarak aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler (Şekil 3.7);

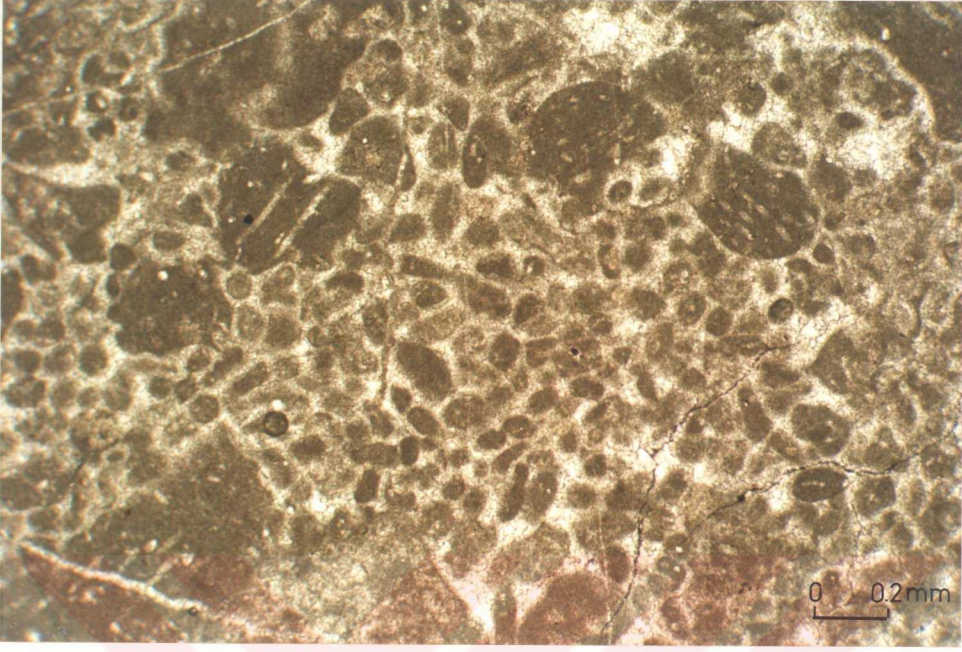
-Boyutları 0.45-2 mm. (çoğunlukla 0.73-1 mm) arasında değişir.

-İnce kesitlerdeki kesit yönüne bağlı olarak küremsi, elipsoid ve çok az olarak da çubuk şeklindeki gibi değişik şekillerde görülürler.

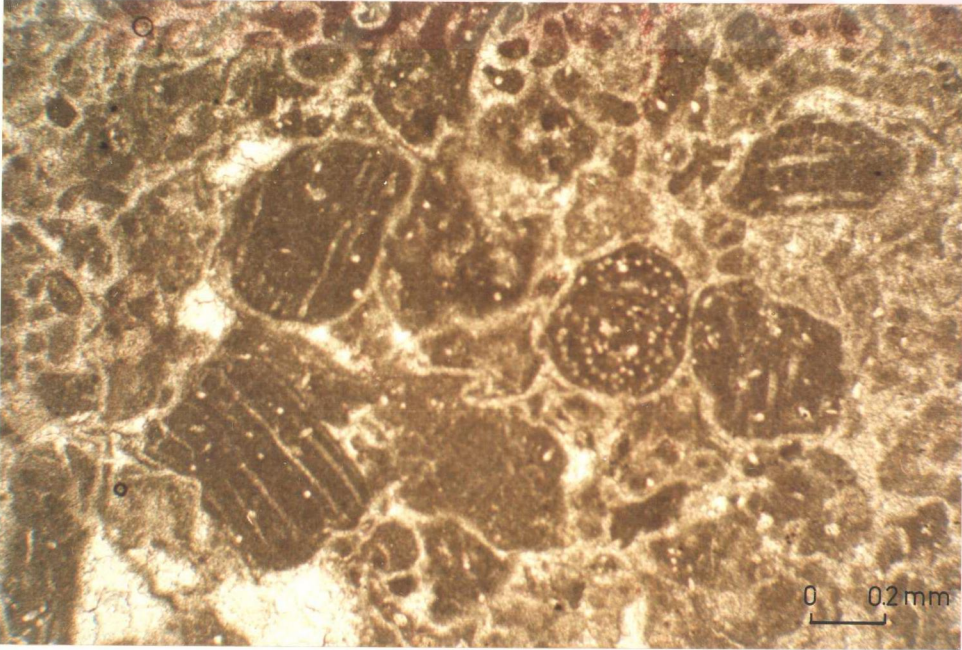
-Hemen hemen tamamı packstone tip kayaçlarda görülür. Bu kayaçların az veya çok neomorfize olmaları nedeniyle kısmen bozulmuşlardır. Ayrıca, pek çoğu kırılmış parçalar şeklinde görülür.



Sekil 3 5. Suicli (Alucra) kesitine ait değişik litofosiyelerde gözlenen farklı tıpteki peloid ve ooidlerin düşey yöndeki yayılmaları



Şekil 3.6. Ooidli grainstone-packstone litofasiyesi içerisindeki 1. tip peloidlerin mikroskopik görünüşleri (örnek no: 43).



Şekil 3.7. Ooidli grainstone-packstone litofasiyesindeki 3. tip peloidlerin (fecal pellet=coprolite) mikroskopik görünüşleri (örnek no: 43).



Ooidler: Litofasiyeste neomorfik kireçtaşı, dolomi ve bazı packstone tip kayaçlar hariç, diğer tüm kayaçlarda yaklaşık olarak, %5-%60 arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 1). Ancak bu oranlar taban seviyelerinde (özellikle ilk 14 m.lik kısmındaki grainstone-packstone tip kayaçlarda) çoğunlukla %20-%40, diğer seviyelerdeki kayaçlarda ise, %10-%20 arasındadır. Genel olarak, grainstone tip kayaçlarda bol görülmelerine karşın, litofasiyesdeki ilk packstone tip kayaçlarda maximum değerlerine (yaklaşık olarak %60) erişirler. Bunların 1., 2., 3. ve 4. tip ooidlerden\* oluştuğu gözlenmiştir.

1. tip ooidler: Litofasiyes içerisinde çok geniş bir yayılıma sahiptirler (Şekil 3.5). Buna karşın, görüldükleri kayaçlarda çok az oranlarla temsil olunurlar. 1. tip ooidleri zar oluşukları diyajenetik olarak tamamen mikritleşmiş ve çoğunlukla iki ya da daha fazla zar oluşuklu normal ooidler oluşturur. Genel olarak, litofasiyes içerisinde aşağıda belirtilen özelliklere sahiptirler (Şekil 3.8).

-Tamamı iki veya daha fazla zar oluşuklu normal ooidlerden oluşur.

-Zar oluşuklarında konsantrik yapı kısmen görülmesine karşın, radyal yapı mikritleşmeden dolayı hiç görülmez.

-Boyutları 180-420 µm. arasında değişir.

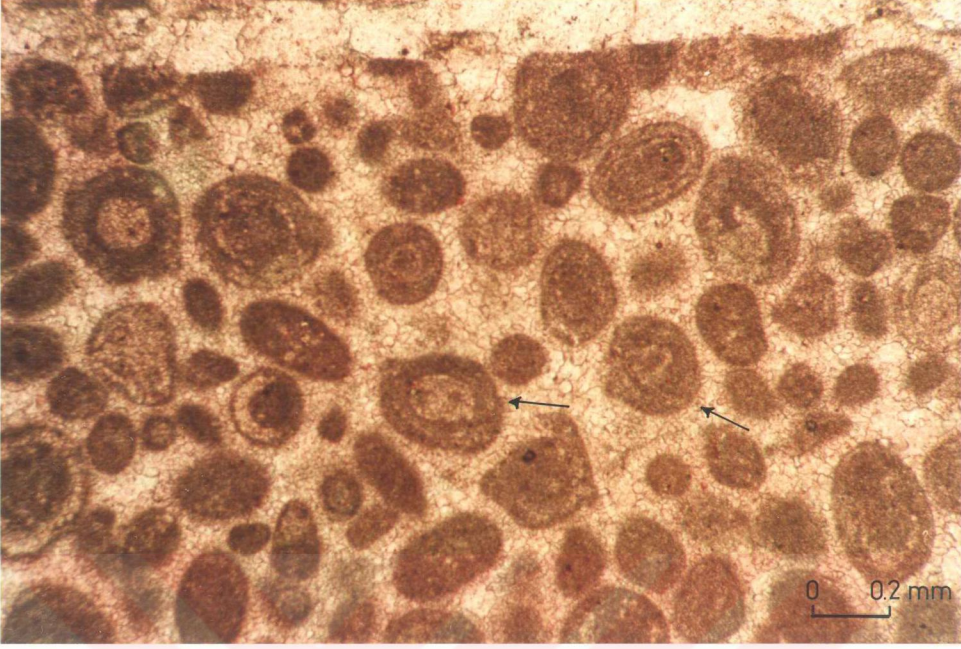
-Zar oluşuklarından herbirinin kalınlığı yaklaşık olarak 18-40 µm. arasında değişir.

-Zar oluşuklarının toplam kalınlıklarının çekirdek boylarına oranı 1/1-1/3 arasında değişir.

-Çekirdek olarak çoğunlukla intraklast ve peloid,

\* Berdiga Kireçtaşı'na ait değişik litofasiyeslerde gözlenen ooidlerin zar oluşuklarının farklı yapı, bileşim ve kalınlıklarda geliştikleri gözlenmiştir. Tüm litofasiyeslerde bu özellikler göz önüne alınarak ooidler değişik tiplere ayrılmış olup, gerek değişik kesitlerdeki, gerek bir tek kesitteki farklı litofasiyeslerde aynı özelliklere sahip ooidler aynı tip adı altında incelenmişlerdir.





Şekil 3.8. Ooidli grainstone-packstone litofasiyesi içerisindeki 1. tip ooidlerin mikroskopik görünüşleri (örnek no: 36).

daha az olarak da iskelet tanesi ve spari kalsit görülür.

-Kırılma veya herhangi bir deformasyon yapısı göstermezler.

**2. tip ooidler:** Litofasiyes içerisinde düşey yönde çok az bir yayılımı sahiptirler. Litofasiyesin 9-11 nci metreleri arasındaki kayalarda kısmen bol, bunun dışında bir-iki farklı seviyedeki kayalarda da nadir olarak görülürler (Şekil 3.5). 2. tip ooidleri zar oluşukları ilksel olarak mikritik yapıda olan tek zar oluşuklu ooidler oluşturur. Litofasiyes içerisinde boyutları yaklaşık olarak, 70-140  $\mu\text{m}$ . arasında değişen bu ooidler genel olarak diğer mikroskopik özellikleri bakımından daha önceki neomorfik kireçtaşı litofasiyesindeki aynı tip ooidler ile tamamen benzerdirler.

**3. tip ooidler:** Litofasiyesin yaklaşık olarak 3-5. m.ler arasındaki grainstone tip kayalarda bol, 36-38 nci metreler

arasındaki kayalarda ise, çok az olarak görülürler (Şekil 3.5). 3.tip ooidler, zar oluşuklarında ışınsal yapının belirgin olarak görüldüğü tek bir zar oluşuklu ooidler (yüzlek ooidler) oluşur. Genel olarak, litofasiyes içerisinde aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler (Şekil 3.9).

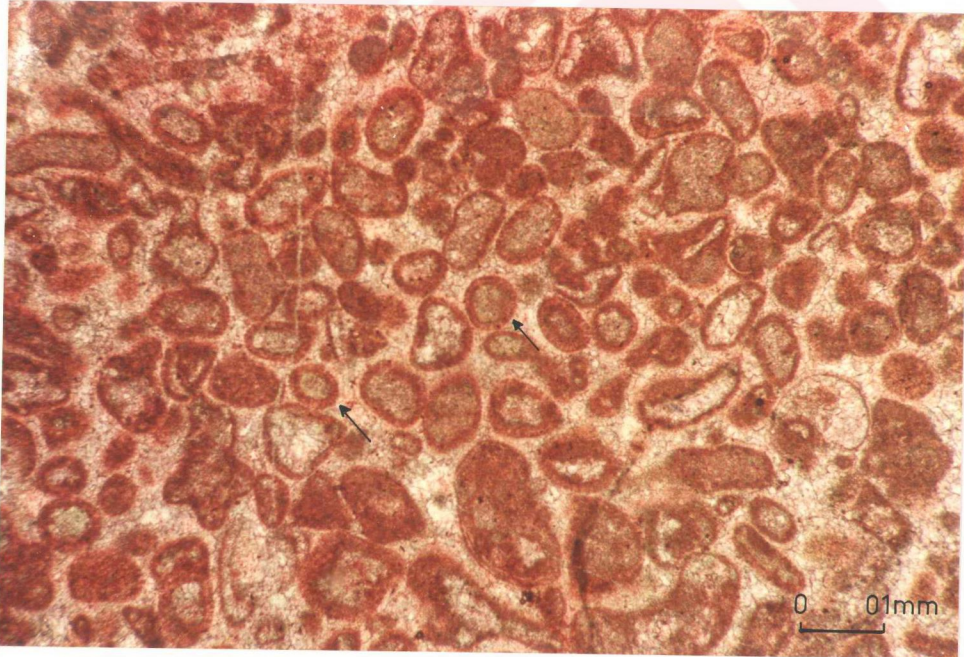
-Boyutları 100-400  $\mu\text{m}$ . (çoğunlukla 230-330  $\mu\text{m}$ .) arasında değişir.

-Zar oluşukları mikritleşmemiş olanlarında ışınsal yapı belirgindir.

-Zar oluşukların herbirinin kalınlığı 15-20  $\mu\text{m}$ . arasında değişir.

-Zar oluşukların toplam kalınlıklarının çekirdek boylarına oranı 1/4-1/10 arasında değişir.

-Çekirdek olarak çoğunlukla peloid ve çok az olarak da spari kalsit görülür.



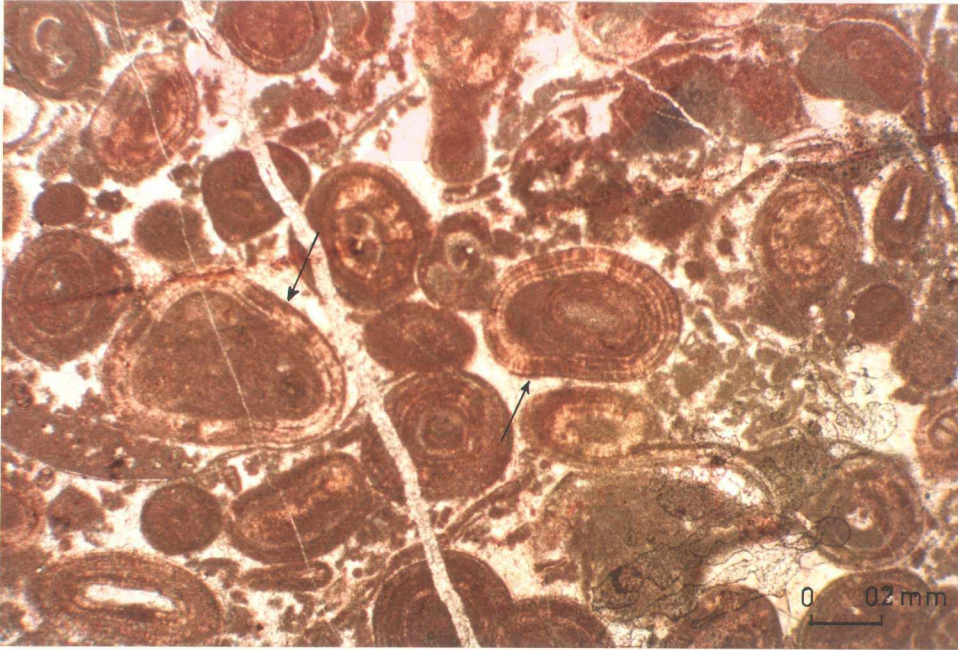
Şekil 3.9. Ooidli grainstone-packstone litofasiyesi içerisindeki 3. tip ooidlerin mikroskopik görünüşleri (Örnek no: 28).



-Kırılma, deformasyon ve zar oluşuklarında mikritleşmeler gibi yapılar kısmen bol görülür. Bunlardan zar oluşukları kısmen veya tamamen mikritleşmiş olanlarını (özellikle litofasiyesin 36-38 nci metrelerinde) 1.nci tip ooidlerden ayırt etmek zordur.

**4. tip ooidler:** Litofasiyesin yaklaşık olarak 6-10 ncu metreleri arasındaki kayaçlarda bol, diğer birkaç farklı seviyedeki kayaçlarda çok az olarak görülürler (Şekil 3.5). 4.tip ooidleri ışınsal ve özellikle konsantrik yapıların belirgin olduğu, diğer ooidlere nazaran daha kalın zar oluşuklu normal ooidler oluşturur. Işınsal yapı herbir zar oluşuğu ile sınırlıdır. Genel olarak, litofasiyes içerisinde aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler (Şekil 3.10).

-Boyutları 180-730  $\mu\text{m}$ . (çoğunlukla 450-640  $\mu\text{m}$ .) arasında değişir.



Şekil 3.10. Ooidli grainstone-packstone litofasiyesi içerisindeki 4. tip ooidlerin mikroskopik görünümleri (örnek no: 30).

-Zar oluşukların herbirinin kalınlığı 25-45  $\mu\text{m}$ . arasında değişir.

-Çekirdek olarak çoğunlukla intraklast, çok daha az olarak iskelet tanesi ve spari kalsit görülür.

-Genelde bütün halde olup, herhangi bir deformasyon yapısı göstermezler. Buna karşın kırılmış ve zar oluşukları kısmen mikritleşmiş olanları da mevcuttur.

**Onkoidler:** Litofasiyesin en üst seviyesindeki packstone tip kayaçlarda maksimum %5 gibi çok düşük oranlarda görülürler (Tablo 1). Genel olarak, litofasiyes içerisinde aşağıda beirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler.

-Tamamı Cyanophyceae algler tarafından oluşturulmuşlardır.

-Boyutları 0.5-10 mm. arasında değişir (çoğunlukla 4-6 mm).

-Lâminalar düzenli olup, büyümelerinde herhangi bir kesiklik görülmez.

-Herhangi bir daformasyon yapısı göstermemelerine karşın, kısmen neomorfize olmuşlardır.

-Çekirdek olarak yalnızca iskelet tanesi görülür.

**iskelet taneleri:** Litofasiyeste neomorfik kireçtaşı ve dolomi kayaçları hariç, diğer tüm kayaçlarda yaklaşık olarak, %5-%35 arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 1). Genel olarak, foraminifer, alg, pelecypod, gastropod, echinoderm ve ostracod gibi değişik gruplardan veya bu gruplara ait değişik formlardan oluşurlar (Şekil 3.11).

Foraminiferler en bol bulunan ve yayılımı en uzun olan iskelet tanelerini oluştururlar. Değişik cins ve türlerden oluşurlar (Şekil 3.11). Büyük bir kısmı bütün halde olup, herhangi bir deformasyon yapısı göstermezler. Bazılarının kenarlarında ince mikritik bir zarflanma görülür.

Algler litofasiyesin hemen hemen her seviyesinde, (özellikle bazı grainstone tip kayaçlarda) ancak çok az miktarlarda görülürler. Büyük çoğunluğunu dasycladaceae alglere ait değişik cins ve türler, az bir kısmını da mavi-yeşil alg



ve Girvanella'lar oluşturur (Şekil 3.11). Dasycladaceae alg-ler ve Girvanella'lar çoğunlukla parçalar halinde olup, kıs- men ya da tamamen neomorfize olmuşlardır.

Pelecypodlar litofasiyesin hemen hemen her seviyesinde ve kısmen bol görülürler (Şekil 3.11). Kısmen veya tamamen neomorfize olmuşlardır. Kavkılarının pek çoğunun kenarlarında mikritik zarflanma görülür.

Gastropodlar litofasiyesin hemen hemen her seviyesinde ve az miktarlarda görülürler (Şekil 3.11). Tamamı kavkı par- çalarından oluşmuşlardır. Kavkılar neomorfizma sonucu tama- men spartileşmiş olup, kavkı kenarlarında mikritik zarflanma görülür.

Echinodermler litofasiyesin 33 ncü metresine kadar olan kayaçlarda bol, diğer seviyelerdeki kayaçlarda ise, çok az olarak görülür (Şekil 3.11). Çoğunluğunu plaka kırıntıları, az bir kısmını da dikenler oluşturur. Kısmen ya da tamamen neomorfize olmuşlardır. Hemen tümünün kenarlarında mikritik zarflanma görülür.

Ostracodlar litofasiyeste çok az olarak (özellikle packstone tip kayaçlarda) görülürler (Şekil 3.11). Çoğunluğu neomorfize olmuş kırıntılar şeklindedir.

Otijenik mineraller: Pirit ve kuvarlardan oluşurlar (Tablo 1). Kuvarlar çok az miktarlarda ve özellikle lito- fasiyesin en üst seviyelerinde görülür. Piritler şekilsiz olup, oldukça yaygındırlar.

Çimento: Değişik diyajenetik ortamları karakterize e- den değişik çimento tiplerinden litofasiyes içerisinde görü- lenlerin düşey yöndeki dağılımları Tablo 1 de gösterilmiş- tir.

Erken diyajenetik çimentoların tamamı eş boylu kenar çimento (isopachous) şeklinde gelişmiştir. Çoğunlukla ooid- lerin , çok az olarak da bazı pelecypod kavkılarınının üzerin- de görülürler. Bazılarında ilksel yapılar güzel korunmuştur.

Equant spari kalsit çimentoların çoğunluğunu ince kris- talli equant ve drusy spari kalsit az bir kısmını da mozayik



spari kalsit oluşturur. İnce kristalli equant spari kalsit çimentoların hemen tamamı ooidlerin çevresinde gelişmiştir. Drusy ve mozayik spari kalsit çimentolar ise, hem tane arasında hem de tane içlerinde gelişmişlerdir. Sintaksiyal kenar çimentolar yalnızca grainstone tip kayalarda gelişmiş olup, yaygın olarak görülürler. Çok az bir kısmı pöikilitik doku gösterir. Pentand çimento yalnızca bazı packstone tip kayalarda ve çok nadir olarak gelişmiştir.

**Neomorfik kireçtaşları:** Litofasiyasın yalnızca 20 nci metrelerinde görülür (Tablo 1). Bir veya iki katmandan ibaret olup, katman kalınlıkları 10-15 cm. arasında değişir. Oluşum mekanizmaları neomorfik kireçtaşı litofasiyesindekiler ile tamamen aynıdır.

**Dolomi ve dolomitik kireçtaşları:** Dolomi kayaları litofasiyesin yaklaşık olarak, 23-24. ve 28-31 nci metreleri, dolomitik kireçtaşı kayaları ise, yaklaşık olarak 22-23., 31-32., 35-36. ve 41-42. metreleri arasında görülür (Tablo 1). Dolomitik kireçtaşlarındaki dolomitleşme 22-23 ncü metreler arasındaki kayaların yaklaşık %95 ini, diğer seviyelerde ise, yaklaşık %30-%60 nı kapsar. Bu kayalardaki dolomitleşme genel olarak, idiotopic-E, idiotopic-S ve çok az olarak da xenotopic-A tipde gelişmiştir (Tablo 1). Idiotopic dokudaki dolomit kristallerinin boyutları 35-70  $\mu\text{m}$ ., xenotopic dokudaki dolomit kristallerinin boyutları ise, 50-90  $\mu\text{m}$ . arasında değişir.

Dolomi kayaları idiotopic-S, xenotopic-A ve mikrokristalin gibi farklı tiplerde gelişmişlerdir (Tablo 1). Bu farklı dolomit tipleri kayalar içinde tek başlarına görülebildikleri gibi birlikte de görülebilirler. Idiotopic tipdeki dolomit kristallerinin boyutları 60-90  $\mu\text{m}$ ., xenotopic tipteki dolomit kristallerinin boyutları ise, 15-40  $\mu\text{m}$ . arasında değişir.

### 3.1.3.3. Çökelme Ortamı

Litofasiyes, bir-iki farklı seviyedeki neomorfik kireçtaşı ve dolomi kayaçları hariç, tamamen grainstone ve packstone dokusal özelliğinde gelişmiştir (Tablo 1). Bunlardan özellikle litofasiyesin alt seviyelerindeki grainstone ve packstone tip kayaçlarda hakim öge olarak ooidler görülür. Bu özellikteki kayaçlar tipik olarak yüksek enerjili oolit sığılıklarında (6. fasiyes kuşağı) çökelişirler [30]. Litofasiyesin üst seviyelerindeki grainstone tip kayaçların bol miktarda ooid içermesine (çoğunlukla 1. ve 2. tip) karşın, packstone tip kayaçlarda ooidlerin görülmemesi veya çok az görülmeleri yanında bazı packstone tip kayaçlarda çok bol 3. tip peloid (coprolite = fecal pellet) ve az olarak da onkooidlerin görülmesi ortamın giderek çalkantılı (dalga tabanı üzerinde) ve kısıtlı denizel şelf lâgününe dönüştüğünü gösterir. Flügel [26] güncel olarak fecal pelletlerin gel-git altı ve sığ gel-git arası kıyı alanlarının hakim bir bileşeni olduğunu ve özellikle düşük zonlar içinde oluştuklarını belirtmiştir. Ancak bu litofasiyesin üst seviyelerindeki oolitlik graistone tip kayaçların packstone (pelmikrit, biyo-intramikrit, biyopelmikrit ve oobiyo-intramikrit v.s.) tip kayaçlarla ardışıklı olması ortamın zaman zaman oolit sığılığı, zaman zaman da şelf lâgünü özelliğinde ya da bu iki ortamın ara zonunda gelişmiş olabileceğini düşündürmektedir.

### 3.1.4. Peloidli Grainstone-Mudstone Litofasiyesi

#### 3.1.4.1. Makroskopik Özellikler

Litofasiyes, ooidli grainstone-packstone litofasiyesi üzerine uyumlu olarak oturur. Aynı şekilde kendisini iskelet taneli packstone-wackestone litofasiyesi uyumlu olarak üzerler (Şekil 3.1). Makroskopik olarak, hem altındaki hem de



üstündeki litofasiyeslerden ayırt edilememektedir.

Litofasiyesin toplam kalınlığı yaklaşık olarak 93 m. dir. Katman kalınlıkları 0.2-1.2 m. arasında değişmesine karşın, genel olarak alt seviyelerde 0.2-0.4 m., üst seviyelerde de 0.7-1 m. kalınlıklara sahip katmanlar daha yoğun olarak görülür. Ayrıca, genel olarak mikritik özellikteki kayaçların kalınlıkları sparitik özellikteki kayaçlarınkinden çok daha fazladır. Litofasiyesin bir-iki farklı seviyesinde görülen ve kalınlıkları 30-40 cm. arasında değişen kırmızımsı şarap renkli kayaçlar tamamen neomorfik kireçtaşlarından oluşmaktadırlar.

#### 3.1.4.2. Mikroskopik Özellikler

Litofasiyesin ooidli grainstone-packstone litofasiyesi ile tedrici geçişli olmasından dolayı alt sınırı kısmen kayaçların dokusal gelişimleri arasındaki değişimlere, kısmen de yoruma dayalı olarak belirlenmiştir. Buna karşın, kendisini üzerleyen iskelet taneli packstone-wackestone litofasiyesinden genelde farklı dokusal özelliklerde gelişmiş olması nedeniyle üst sınırı kolaylıkla ayırt edilebilmektedir.

Litofasiyes, bir-iki farklı seviyedeki neomorfik kireçtaşı kayaçları hariç, tamamen grainstone, packstone, wackestone ve mudstone tip kayaçların aralanmalarından oluşmuştur (Tablo 1). Packstone tip kayaçlar litofasiyeste yaygın olmakla birlikte pek çoğu (özellikle litofasiyesin üst seviyelerindekiler) wackestone tip kayaçlara yakın bir dokusal özellik gösterirler.

Litofasiye ait grainstone ve bazı packstone tip kayaçlarda tane boyu analizleri yapılmıştır. Bu analizlere göre;

-Ortalama tane boyu  $0.3 \phi - 2.3 \phi$  (çoğunlukla  $1 \phi - 2 \phi$ ) arasında değişir.

-Standart sapma  $0.61 \phi - 1.35 \phi$  (çoğunlukla  $0.75 \phi - 0.95 \phi$ ) olup, yer yer iyi ya da kötü boylanma görülürse de büyük çoğunluğu orta boylanmalıdır.

-Yamukluk katsayısı  $-0.3 - 0.2$  (çoğunlukla  $-0.18 - -0.05$ ) arasında olup, çoğunlukla simetrik, çok az olarak da ince ve kaba taneye yamuk bir dağılım eğrisi gösterirler.

Litofasiyesin farklı seviyelerindeki packstone ve wackstone tip kayaçlarda yer yer lâminalanma, derecelenme, kuş gözü, biyotürbasyon ve geopetal gibi tortul yapılar görülür (Tablo 1).

Litofasiyesi oluşturan kayaçların sedimentolojik ve mikrofasiyesel özellikleri ile içerdikleri bileşenlerin düzey yönündeki dağılım ve bolluk % oranları Tablo 1 de gösterilmiş olup, bileşenlere ait mikroskopik özellikler aşağıda açıklanmıştır.

**Intraklastlar:** Litofasiyeste yalnızca graistone ve packstone tip kayaçlarda yaklaşık olarak %5-%45 (çoğunlukla %15-%25) arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 1). Çoğunluğu (özellikle packstone tip kayaçlardakiler) iç bileşensiz ve yuvarlaklaşmış mikritik parçalardan oluşur. Boyutları  $250 \mu\text{m} - 1 \text{ mm}$ . (çoğunlukla  $400 - 900 \mu\text{m}$ .) arasında değişmesine karşın, litofasiyesin yaklaşık olarak 49 ncu metrelerindeki rudstone tip kayaçlarda 1 cm. ye varan büyüklüklerde olanları da mevcuttur. Diğer mikroskopik özellikleri bakımından önceki ooidli grainstone-packstone litofasiyesindeki intraklastlar ile tamamen benzerdirler.

**Peloidler:** Litofasiyeste neomorfik kireçtaşları ve bazı mudstone tip kayaçlar hariç, diğer tüm kayaçlarda %5-%40 (çoğunlukla %25-%30) arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 1). Bunlar 1., 2. ve 3. tip peloidlerden oluşurlar.

**1. tip peloidler:** Litofasiyeste en bol görülen peloid tipidir (Şekil 3.5). Mikroskopik özellikleri bakımından önceki ooidli grainstone-packstone litofasiyesindeki 1. tip peloidler ile tamamen benzerdirler.

**2. tip peloidler:** Litofasiyesin birkaç farklı seviyesindeki packstone ve wackstone tip kayaçlarda kısmen bol olarak görülürler (Şekil 3.5). Genel olarak, litofasiyes

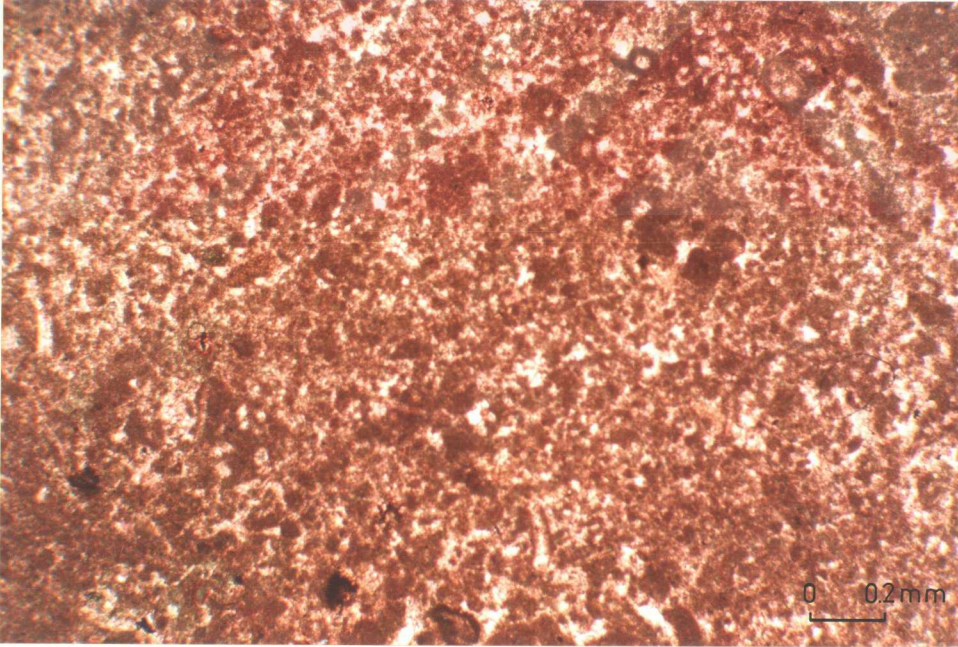
içerisinde aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler (şekil 3.12).

-Boyutları yaklaşık olarak 20-60  $\mu\text{m}$ . arasında değişir.

-Kayaçlar içerisinde çoğunlukla merccekler şeklinde ve özellikle biyotürbasyon yapılarının olduğu alanlarda yoğunlaşmışlardır.

-Çoğunlukla kendilerini çevreleyen mikritik mat-riksten net olarak ayırt edilemezler.

3. tip peloidler: Litofasiyeste bazı packstone tip kayaçlarda nadir olarak görülürler (şekil 3.5). Mikroskopik özellikleri bakımından önceki ooidli grainstone-packstone litofasiyesindeki aynı tip peloidler ile tamamen benzerdirler.



Şekil 3.12. Peloidli grainstone-mudstone litofasiyesi içerisindeki 2. tip peloidlerin (biyotürbasyon alanı içerisindeki) mikroskopik görünüşleri (örnek no: 135).

**Ooidler:** Litofasiyesin özellikle taban seviyesi ile diğer birkaç faklı seviyesindeki kayaçlarda yaklaşık olarak %5-%20 arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 1). Bunlar, 1. ve 2. tip ooidlerden oluşmuşlardır. Herbir tip ooidin litofasiyes içerisinde, düşey yöndeki dağılımları şekil 3.5 de gösterilmiş olup, mikroskopik özellikleri bakımından önceki ooidli grainstone-packstone litofasiyesindeki aynı tip ooidler ile tamamen benzerdirler.

**Iskelet taneleri:** Litofasiyeste neomorfik kireçtaşları hariç, diğer tüm kayaçlarda yaklaşık olarak %5-%30 arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 1). Genel olarak, foraminifer, alg, pelecypod, gastropod, ostracod, echinoderm, hydrozoa, serpulit ve spongia gibi değişik gruplardan veya bu gruplara ait değişik cins ya da türlerden oluşurlar. Tüm bu değişik formların litofasiyes içerisinde, düşey yöndeki dağılımları şekil 3.11 de gösterilmiş olup, mikroskopik özellikleri bakımından önceki ooidli grainstone-packstone litofasiyesindeki aynı tip formlar ile tamamen benzerdirler. Diğer taraftan bu litofasiyeste çok az olarak görülen hydrozoa ve spongialar yuvarlaklaşmış kırıntılar şeklinde olup, kısmen veya tamamen neomorfize olmuşlardır. Serpulitler ise, bütün halde olup, herhangi bir deformasyon yapısı göstermezler.

**Otijenik mineraller:** Litofasiyeste çok az miktarlarda olup, kuvars ve pirit kristallerinden oluşurlar (Tablo 1). Kuvarslar çok küçük boyutludur. Birkaç farklı seviyedeki packstone tip kayaçlar içinde saçılmış halde görülürler. Piritler litofasiyesin hemen her seviyesinde mevcut olup, çoğunlukla küçük lekeler şeklinde gelişmişlerdir.

**Çimento:** Değişik diyajenetik ortamları karakterize eden değişik çimento tiplerinden litofasiyes içerisinde görülenlerin düşey yöndeki dağılımları Tablo 1 de gösterilmiştir.

**Işınal lifi çimento** litofasiyeste çok az olarak görülür. Tamamı bazı grainstone tip kayaçlarda görülen bütün haldeki ostracod kavkılarının iç kısımlarında gelişmişlerdir.



Eş boylu kenar çimento da bazı grainstone tip kayaçlarda ve çok az olarak görülür. İlksel yapıları çoğunlukla iyi korunmamıştır.

İnce kristalli equant spari kalsit, çimento yalnızca bazı grainstone tip kayaçlarda ve çok az olarak görülürler. Tümü tane aralarında gelişmiştir. Drusy spari kalsit çimento litofasiyesteki grainstone ve packstone tip kayaçlardaki ana çimento tipini oluşturur. Hem tane içi hem de tane aralarında gelişmiştir. Mozayik spari kalsit çimento kayaçlar içerisinde çok az miktarlarda görülür. Büyük çoğunlukla tane içlerinde (özellikle iskelet tanelerinin içlerinde) gelişmişlerdir. Sintaksiyal kenar çimento yalnızca grainstone tip kayaçlarda ve kısmen az olarak görülürler. Çok az bir kısmı pöikilitik doku gösterir.

#### 3.1.4.3. Çökelme Ortamı.

Litofasiyes, birkaç farklı seviyedeki neomorfik kireçtaşları hariç, tümüyle grainstone, packstone, wackestone ve mudstone tip kayaçlardan oluşur. Grainstone tip kayaçların azlığının yanında packstone tip kayaçların da çoğu wackestone tip kayaçlara yakın bir dokusal özellik gösterir. Packstone ve wackestone (pelmikrit, biyopelmikrit, v.s.) tip kayaçlarda hakim öge olarak peloidler görülür. Bunlarla birlikte bu tip kayaçlarda yer yer lâminalanma, biyotürbasyon, tane yönlenmesi gibi dokusal yapıların yanı sıra, çeşitli iskelet tanelerinin görülmesi litofasiyesi oluşturan kayaçların çalkantılı, kısıtlı denizel şelf lâgününde çökeldiğini gösterir [30]. Ayrıca, litofasiyesteki mudstone tip kayaçların kısıtlı fauna içermeleri ve bazı packstone tip kayaçlarda (pelmikrit) kuş gözü yapılarının görülmesi ortamın zaman zaman korunmuş, düşük enerjili şelf lâgünü özelliğine dönüştüğünün bir kanıtı olarak düşünülebilir.

### 3.1.5. İskelet Taneli Packstone-Wackestone Litofasiyesi

#### 3.1.5.1. Makroskopik Özellikler

Litofasiyes, peloidli grainstone-mudstone litofasiyesi üzerine uyumlu olarak oturur. Aynı şekilde kendisini intraklastlı grainstone-wackestone litofasiyesi uyumlu olarak üzerler (Şekil 3.1). Makroskopik olarak, litofasiyesin alt ve üstündeki litofasiyeslerden ayrımı zordur. Ancak litofasiyesin tamamen mikritik özellikte olması tanınmasını kısmen kolaylaştırmakla birlikte, tabandaki kayaçların 5 mm. ye kadar varan boyutlarda ekstraklast ve karadan türeme kırıntı içermeleri alttaki litofasiyes ile olan sınırının belirlenmesinde yardımcı olmaktadır.

Litofasiyesin toplam kalınlığı yaklaşık olarak 13 m. dir. Katman kalınlıkları 0.2-1.3 m. (çoğunlukla 0.7-1.2 m.) arasında değişir. Bununla birlikte, ince katmanlar çok az olup, yalnızca litofasiyesin alt seviyelerinde görülürler.

#### 3.1.5.2. Mikroskopik Özellikler

Mikroskopik incelemeler, litofasiyesin alt ve üstündeki diğer litofasiyeslerden bileşen içeriği ve dokusal gelişimi yönünden tamamen farklı özelliklerde geliştiğini ortaya koymuştur. Litofasiyesin tabanındaki packstone tip kayaçlar yaklaşık olarak %15 oranında karadan türeme kırıntı ile %30 oranında ekstraklast içerirler. Bu kayaçlar üste doğru yalnızca iskelet tanelerinin bol görüldüğü wackestone tip kayaçlara hızlı bir şekilde geçerek en üst seviyeye kadar bu özellikte devam ederler (Tablo 1).

Litofasiyeste yalnızca taban seviyesindeki packstone tip kayaçlarda tane boyu analizleri yapılmıştır. Bu analizlere göre (Tablo 1);

-Ortalama tane boyu 1.5  $\phi$  - 2.4  $\phi$  arasında değişir.

-Standart sapma 1.43  $\emptyset$  - 1.05  $\emptyset$  arasında olup, çok kötü boylanma gösterirler.

-Yamukluk katsayısı -0.19 - -0.24 arasında olup, kaba taneye yamuk bir dağılım eğrisi gösterirler.

Litofasiyesi oluşturan kayaların sedimantolojik ve mikrofasiyesel özellikleri ile içerdikleri bileşenlerin düzey yönündeki dağılım ve bolluk % oranları Tablo 1 de gösterilmiş olup, bileşenlere ait mikroskopik özellikler aşağıda açıklanmıştır.

**Karadan türeme kırıntıları:** Litofasiyesin yalnızca taban seviyesindeki packstone tip kayalarda, yaklaşık olarak %15 oranında görülürler (Tablo 1). Kuvars ve kayaç kırıntılarından oluşurlar.

Kuvarsların tamamı plütonik (granitik) kökenlidir. Köşeli ve yarı köşeli olup, boyutları yaklaşık olarak 420  $\mu$ m.- 4 mm. arasında değişir. Bazıları kırıklı bir yapı gösterir.

Kayaç kırıntıları kısmen bol olarak görülür. Alterasyon sonucu tamamına yakın kısmı kalsitleşmiştir. Bu nedenle hangi tip kayalardan türedikleri anlaşılamamıştır. Ancak bazılarının şekil olarak tam bir plajioklasa benzemesi (Şekil 3.13), diğer bazılarının da klorit ve demir oksit içermelerine dayanılarak bunların mağmatik kökenli oldukları kanısına varılmıştır.

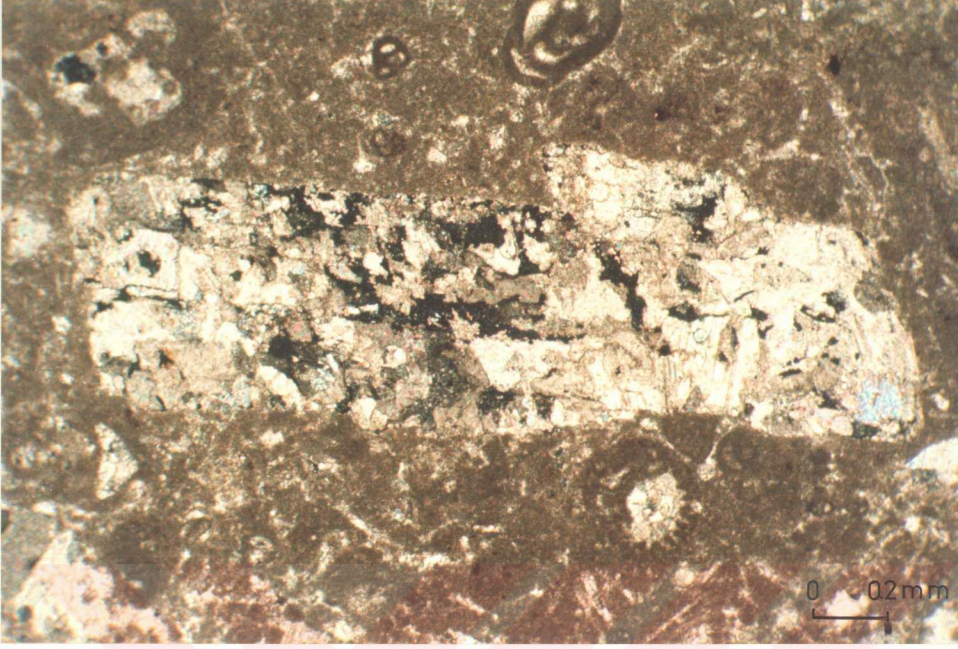
Bunların yanı sıra, kayaçta çok az miktarda tamamen serisitleşmiş kırıntıları ile çört parçaları da görülmektedir. Bu kırıntıları tamamen yuvarlaklaşmış olup, kenarları demir oksitli bir zarfla çevrelenmiştir. Bunlar değişik şekillerde olup, yuvarlak veya yarı yuvarlaklardır. Boyutları 2-4 mm. arasında değişir.

**Ekstraklastlar:** Litofasiyesin yalnızca taban seviyesindeki packstone tip kayalarda görülürler (Tablo 1). Genel olarak, litofasiyes içerisinde aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler;

-Boyutları 0.6-6.5 mm. arasında değişir.

-Tamamen yuvarlaklaşmışlardır.





Şekil 3.13. İskelet taneli packstone-wackestone litofasiyesinin tabanındaki packstone tip kayaçlar içerisindeki tamamen kalsitleşmiş kayaç kırıntılarının mikroskopik görünümü (örnek no: 135).

-Genelde mikrosparitleşme ve yer yer de silisleşme gibi yapılar göstermeleri nedeniyle iç bileşenler çoğunlukla tanınmaz. Benzer şekilde, bazılarında görülen pelecypod ve gastropod kavkı parçaları tamamen neomorfik spari kalsite dönüşmüştür.

-Bazılarının sınırlarında ya da sınırlarına yakın kısımlarında ince bir demir oksitli zarflanma görülür.

-Kayaçlar içinde gelişi güzel dağılmış olup, renk, tane içi sıkılaşması v.s. gibi diğer öğelerden farklı özellikler gösterirler.

**Intraklastlar:** Litofasiyesin taban seviyesindeki packstone tip kayaçlarda ve yaklaşık olarak, %5-%25, wackestone tip kayaçların bazılarında da maksimum %5 ya da daha az miktarlarda görülürer (Tablo 1). Yuvarlak veya yarı yuvarlak

olup, boyutları 300-500 µm. arasında değişir. Çoğunluğu iç bileşensiz mikritik parçalardan oluşur.

**Peloidler:** Litofasiyeste yalnızca packstone tip kayalarda ve yaklaşık olarak %5-%30 arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 1). Karadan türeme ve ekstraklastların bol olduğu packstone tip kayalar hariç, diğer packstone tip kayalarda bol olarak görülen bu öğeler yukarı doğru gidildikçe dereceli bir şekilde azalarak packstone tip kayaların bitimiyle ortadan kalkarlar. Tamamı 1. tip peloidlerden oluşur. Mikroskopik özellikleri bakımından önceki ooidli grainstone-packstone litofasiyesindeki aynı tip peloidler ile tamamen benzerdirler.

**Onkoidler:** Litofasiyeste yalnızca alt seviyelerdeki packstone tip kayalarda maksimum %5 veya daha az oranlarda görülürler (Tablo 1). Çok kısa yayıllımlıdırlar. Mikroskopik özellikleri bakımından daha önceki ooidli grainstone-packstone litofasiyesindeki onkoidler ile tamamen benzerdirler.

**İskelet taneleri:** Litofasiyeste en bol ve yayıllımı en uzun olan karbonatlı öğeler olup, yaklaşık olarak %10-%35 (çoğunlukla %20-%30) arasında değişen oranlarda görülürler. Bunlar foraminifer, alg, pelecypod, gastropod, echinoderm, ostracod ve spongia gibi değişik gruplardan veya bu gruplara ait değişik cins ya da türlerden oluşurlar. Bunların litofasiyesinde, düşey yöndeki dağılımları şekil 3.11 de gösterilmiş olup, mikroskopik özellikleri bakımından önceki litofasiyeslerdeki aynı tip formlar ile tamamen benzerdirler. Buna karşın, litofasiyesin yaklaşık olarak, 8-13 ncü metreleri arasındaki wackestone tip kayalarda kısmen bol görülen süngerlerin tamamı sparitik yapıdaki spiküllerden oluşur.

**Çimento:** Litofasiyeste çok az miktarda ve çoğunlukla öğelerin iç boşluklarında (özellikle iskelet tanelerinin) görülen çimentoların büyük çoğunluğunu drusy spari, çok az bir kısmını da mozayik çimentolar oluşturur (Tablo 1).

### 3.1.5.3. Çökelme Ortamı

Litofasiyesin tabanındaki packstone tip kayaçlar hariç, diğer tüm kayaçlar wackestone dokusal özelliğinde gelişmiştir. Bu kayaçlarda hakim öge olarak yalnızca iskelet tanelerinin görülmesi litofasiyesin gel-git ve dalga tabanı altında, durgun su ortamında çökeldiğini gösterir. Wilson [30] bu özellikteki kayaçların genel olarak kısıtlı denizel şelf lâgünü (7. fasiyes kuşağı) içinde geliştiklerini belirtmiştir. Faunanın az miktarda, ancak nispeten bol çeşitlilikte olması ve bazılarının da ortama taşınarak gelmesi çökelme ortamının şelf lâgünü, normal dalga tabanı altında ve su sirkülasyonuna açık durgun su özelliğinde olduğunu gösterir.

Litofasiyesin tabanındaki ilk packstone tip kayaçlarda bol miktarda ve tamamen altere olmuş karadan türeme kırıntı ile ekstraklastların bulunması yanında, boylanmanın da çok kötü olması çökelme ortamının olasılıkla yersel bir çökme sonucu geliştiği anlaşılmaktadır. Havzanın olgunlaşma dönemine kadar olan zaman aralığı içinde oluşan kayaçlar packstone dokusal özelliğinde gelişmiştir. Bu packstone tip kayaçlardan en tabanda olanlarda hakim öge olarak karadan türeme kırıntı ve ekstraklastlar bulunurken, diğerlerinde peloid ve iskelet taneleri görülür.

### 3.1.6. Intraklastlı Grainstone-Wackestone Litofasiyesi

#### 3.1.6.1. Makroskopik Özellikler

Litofasiyes, inceleme alanında iskelet taneli packstone-wackestone litofasiyesi üzerine uyumlu olarak oturur. Aynı şekilde kendisini de, ooidli grainstone ve peloidli packstone-wackestone litofasiyesi uyumlu olarak üzerler (Şekil 3.1). Makroskopik olarak, litofasiyes alt ve üstündeki diğer litofasiyeslerden ayırt edilemez.

Litofasiyesin toplam kalınlığı yaklaşık olarak 68 m. dir. Katman kalınlıkları 0.8-1.4 m. arasında değişir.

Litofasiyesin yaklaşık olarak 33. metresinde diğer katmanlardan tamamen farklı, 25 cm. kalınlığında ve tamamen Requienia ve Toucasia makrofosillerin yığışımından oluşan bir katman görölmektedir. Bu katman mercek şekilli olup, belli bir yayılımdan sonra yok olmaktadır.

### 3.1.6.2. Mikroskopik özellikler

Litofasiyes, makroskopik olarak alt ve üstündeki diğer litofasiyesler ile benzer yapıda görölmeye karşın, hem bileşen içeriği hem de dokusal gelişimi yönünden belirgin farklılıklar gösterir.

Litofasiyes, birkaç farklı seviyedeki wackestone tip kayalar hariç, tümüyle grainstone ve packstone tip kayalardan oluşur (Tablo 1). Benzer dokusal özellikteki bu kayalar aynı karbonatlı ögeleri içermelerine karşın, oranlarında belirgin farklılıklar göröür.

Litofasiyeye ait grainstone ve bazı packstone tip kayalarda tane boyu analizleri yapılmıştır. Bu analizlere göre (Tablo 1);

-Ortalama tane boyu 0.6  $\phi$  - 3  $\phi$  arasında değişir.

-Standart sapma 1.2  $\phi$  - 0.79  $\phi$  arasında olup, kötü ve orta bir boylanma gösterirler.

-Yamukluk katsayısı -0.51 - 0.16 arasında olup, simetrik ve kaba taneye yamuk bir dağılım eğrisi gösterirler.

Litofasiyeste dokusal yapılar nadir olup, bazı packstone ve wackestone tip kayalarda biyotürbasyon ve geopetal yapıları göröür.

Litofasiyesi oluşturan kayaların sedimantolojik ve mikrofasiyesel özellikleri ile içerdikleri bileşenlerin düşey yöndeki dağılım ve bolluk % oranları Tablo 1 de gösterilmiş olup, bileşenlere ait mikroskopik özellikler aşağıda açıklanmıştır.



**Intraklastlar:** Litofasiyeste wackestone tip kayaçlar hariç, diğer tüm kayaçlarda yaklaşık olarak %10-%45 arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 1). Boyutları 300-1100 µm. arasında değişir. Büyük çoğunluğu iç bileşensiz mikritik parçalardan oluşur. Diğer özellikleri bakımından daha önceki ooidli grainstone-packstone litofasiyesindeki intraklastlar ile tamamen benzerdirler.

**Peloidler:** Litofasiyesteki tüm kayaçlarda yaklaşık olarak, %5-%40 (çoğunlukla %10-%25) arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 1). Özellikle packstone tip kayaçlarda daha bol görülen bu ögeler, litofasiyesin üst seviyelerindeki packstone tip kayaçlarda maksimum değerlerine (yaklaşık olarak %40) erişirler. Bunlar 1. ve 2. tip peloidlerden oluşmuşlardır. 1. tip peloidler litofasiyesin hemen tüm seviyelerindeki kayaçlarda nispeten bol görülmelerine karşın, 2. tip peloidler yalnızca bir-iki farklı seviyedeki packstone tip kayaçlarda ve çok az miktarda görülür (Şekil 3.5). Her iki tip peloid mikroskopik özellikleri bakımından daha önceki ooidli grainstone-packstone litofasiyesindeki aynı tip peloidler ile tamamen benzerdirler.

**Ooidler:** Litofasiyesin 50-54 ncü metreleri arasındaki packstone tip kayaçlarda bol (yaklaşık olarak %30-%35), diğer farklı iki seviyedeki grainstone ve packstone tip kayaçlarda ise, çok az (%5 veya daha az) olarak görülürler. Tamamı 3. tip ooidlerden oluşmuştur. Litofasiyes içerisinde düşey yöndeki dağılımları Şekil 3.5 de gösterilmiş olup, mikroskopik özellikleri bakımından önceki ooidli grainstone-packstone litofasiyesindeki aynı tip ooidlerle tamamen benzerdirler. Yalnızca, bu litofasiyestekilerin zar oluşukları kısmen mikritleşmiştir.

**Iskelet taneleri:** Litofasiyesteki tüm kayaçlarda yaklaşık olarak, %5-%35 (çoğunlukla %15-%25) arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 1). Bunlar foraminifer, alg, pelceypod, gastropod, echinoderm, ostracod ve spongia gibi değişik gruplardan veya bu gruplara ait değişik cins ya da

türlerden oluşurlar. Bunların litofasiyes içerisinde, düşey yöndeki dağılımları şekil 3.11 de gösterilmiş olup, mikroskopik özellikleri bakımından daha önceki ooidli grainstone-packstone litofasiyesindeki aynı tip formlar ile tamamen benzerdirler. Diğer taraftan, daha öncede belirtildiği gibi litofasiyesin yaklaşık olarak 33 ncü metrelerindeki kayanın yaklaşık %80 nini makrofosiller oluşturur. Bu makrofosillerin de yaklaşık %90 nı Requienia ve Toucasia, %5 ya da biraz daha fazlasını gastropod ve geri kalan kısmı da foraminifer ve diğer bazı iskelet taneleri oluşturur. Requienia ve Toucasia'lara ait kavkılar genelde bütün halde olup, mikritik zarflanma veya sparitleşme gibi yapılar göstermemelerine karşın, yaygın olarak silisleşme gösterirler.

**Otijenik mineraller:** Litofasiyesin farklı seviyelerinde, özellikle bazı packstone ve wackestone tip kayalarda kısmen bol olarak görülürler. Kuvars ve pirit kristallerinden oluşurlar. Her ikisi de küçük boyutlu olup, kayalar içerisinde çoğunlukla saçınım halde görülürler.

**Çimento:** Değişik diyajenetik ortamları karakterize eden değişik çimento tiplerinden litofasiyes içerisinde görülenlerin düşey yöndeki dağılımları Tablo 1 de gösterilmiştir.

Işınsal lifi çimento kayalar içerisinde nadir olup, bütün haldeki bazı ostracod ve gastropod kavkılarının iç boşlukları ile, bazı mavi-yeşil alglerdeki küçük küremsi boşluklarda gelişmişlerdir. Eş boylu kenar çimento nadir olup, çoğunlukla iyi korunmamışlardır. Hemen tamamı bazı pelecypod kavkılarının üzerlerinde gelişmişlerdir. Mikritik çimento diğer iki çimentoya nazaran çok daha az olup, bazı büyük boyutlu iskelet tanelerinin (özellikle spongia) iç boşluklarında ya da oluşturdukları fenestral yapıya benzer boşluklarda (özellikle Requienia ve Toucasia) gelişmişlerdir.

İnce kristalli equant spari kalsit çimento çok az olup, bir-iki farklı seviyedeki grainstone tip kayalarda ve yalnızca tane aralarında görülürler. Drusy spari kalsit çimento litofasiyeste en yaygın görülen çimento tipidir. Hem tane

içi hem de tane aralarında gelişmişlerdir. Bazı seviyelerde, çok az olmakla birlikte, demirli olanları da mevcuttur. Mozayik spari kalsit çimento litofasiyeste kısmen bol olup, hem tane içi hem de tane aralarında görülürler. Bazıları bütün haldeki ostracod kavkısının iç kısmını tek bir mozayik kristali ile dolduracak şekilde gelişmişlerdir. Az olmakla birlikte, demirli olanları da mevcuttur. Sintaksiyal kenar çimento genel olarak, grainstone tip kayalarda bol olarak görülmelerine karşın, bazı packstone tip kayaların yıkanmamış kısımlarında da geliştikleri gözlenmiştir. Menisküs çimento litofasiyeste çok nadir olup, net bir şekilde gözlenmezler.

### 3.1.6.3. Çökelme Ortamı

Litofasiyes, birkaç farklı seviyedeki wackestone tip kayalar hariç, diğer tümü grainstone ve packstone tip kayalardan oluşmuştur. Bu kayalardaki öğelerin çoğunluğunu intraklast ve iskelet taneleri oluşturur. Bu özelliklerin yanı sıra, değişik cins veya türde foraminifer, echinoderm, dasycladacea alg, pelecypod, gastropod, ostracod v.s. gibi faunanın olması, ortamın gel-git altı, sığ ve çalkantılı denizel şelf lâgünü özelliğinde (7. ve 8. fasiyes kuşağı) olduğunu gösterir (Tablo 1). Ayrıca, litofasiyesin yaklaşık olarak 33. metrelerindeki 25 cm. kalınlığında mercek şekilli, tamamen Requienia ve Toucasia'ların yığılmasından oluşan katmanın varlığı da ortamın tipik olarak kısıtlı denizel şelf lâgünü özelliğinde geliştiğinin diğer bir kanıtıdır [30].



### 3.1.7. Ooidli Grainstone ve İskelet Taneli Grainstone-Wackestone litofasiyesi

#### 3.1.7.1. Makroskopik Özellikler

Litofasiyes, inceleme alanında Suiçti (Alucra) kesiti- nin en üst seviyesini oluşturur. intraklastlı grainstone-wackestone litofasiyesi üzerine uyumlu olarak gelir. Kendi- sini ise, farklı litolojik özellikte gelişmiş olan Kındıralık Dere formasyonu [1] uyumsuz olarak üzerler (Şekil 3.1 ). Makroskopik olarak, altındaki litofasiyesten ayrımı zordur. Buna karşın, üstündeki Kındıralık Dere formasyonundan gerek litolojik gerekse diğer özellikleri bakımından net bir şe- kilde ayırt edilir.

Litofasiyesin toplam kalınlığı yaklaşık olarak, 142 m. dir. Katman kalınlıkları 0.1-1.4 m. arasında değişir. Bun- lardan mikritik özellikteki kayalar genel olarak, eş kalın- lıklarda olup, kalınlıkları 1-1.4 m. arasında değişir.

Litofasiyesi oluşturan kayaların genelde sert röliyef- li ve açık gri-buğday renkli olmalarına karşın, bu kayalar arasında nadir olarak ince, kırmızımsı renkli ve diğer kat- manlara nazaran daha yumuşak röliyefli katmanlar da mevcut- tur. Bir önceki litofasiyestekine benzer olarak, litofasiye- sin 40., 54. ve 66. metrelerindeki kalın katmanların alt se- viyeleri tamamen Requienia ve Toucasia yığılımlarından olu- şur. Bu yığılımlar kayaç içinde alttan üste doğru dereceli olarak azalırlar. Bu azalmaya paralel olarak taban seviyele- rinde bütün halde olan bu makrofosiller yukarı doğru giderek boyutları küçülen kırıntılar şeklinde görülürler. Yine, ben- zer şekilde litofasiyesin 30 ncu metresinde 20 cm. kalınlı- ğında tamamen bu makrofosillerden oluşan bir katmanlaşma da mevcuttur.

### 3.1.7.2. Mikroskopik Özelliler

Makroskopik olarak, litofasiyesin altındaki intraklastlı grainstone-wackestone litofasiyesinden ayırt edilememesine karşın, mikroskopik özellikleri bakımından gerek alt gerekse üst seviyeleri tamamen farklı dokusal özelliklerde gelişmiştir. Bu nedenle, litofasiyesin mikroskopik olarak ayırımı kolaylıkla yapılabilir. Litofasiyesin alt ve üst seviyeleri genel olarak grainstone-packstone dokusal özelliğinde gelişmişken, orta seviyeleri packstone-wackestone ve/veya wackestone-mudstone dokusal özelliğinde gelişmiştir. Yine, düşey yönde bu dokusal değişimler alt ve en üst seviyelerde kısmen seyrek olmasına karşın, orta seviyelerde çok sık olarak tekrarlandıkları görülmektedir. Benzer şekilde, dokusal değişimlere bağlı olarak bu kayaların bileşen içeriklerinde de belirgin farklılıklar görülür. Şöyle ki, litofasiyesin alt ve üst seviyelerindeki grainstone ve packstone tip kayalarda intraklast ve ooidlerin bol görülmelerine karşın, orta seviyelerdeki packstone ve wackestone tip kayalarda ooidler tamamen yok olmakta ve yerlerini diğer karbonatlı öğeler (özellikle peloidler) almaktadır (Tablo 1).

Litofasiyese ait grainstone ve bazı packstone tip kayalarda tane boyu analizleri yapılmıştır. Bu analizlere göre (Tablo 1);

-Ortalama tane boyu  $0 \text{ } \emptyset$  -  $3 \text{ } \emptyset$  (çoğunlukla  $1 \text{ } \emptyset$  -  $2 \text{ } \emptyset$ ) arasında değişir.

-Standart sapma  $1.43 \text{ } \emptyset$  -  $0.55 \text{ } \emptyset$  arasında olup, genel olarak kötü ve orta ile iyi arası bir boylanma gösterirler.

-Yamukluk katsayısı  $-0.44$  -  $0.4$  arasında olup, çoğunlukla simetrik ve kaba taneye yamuk bir dağılım eğrisi gösterirler.

Litofasiyesin farklı seviyelerindeki (özellikle orta seviyelerinde) packstone ve wackestone tip kayalarda çok seyrek olarak tane yönlenmesi, kuş gözü, biyotürbasyon ve

geopetal gibi dokusal yapılar görülür.

Litofasiyesi oluşturan kayaçların sedimantolojik ve mikrofasiyesel özellikleri ile içerdikleri bileşenlerin düşey yöndeki dağılım ve bolluk % oranları Tablo 1 de gösterilmiş olup, bileşenlere ait mikroskopik özellikler aşağıda açıklanmıştır.

**Intraklastlar:** Litofasiyeste mudstone ve bazı wackestone tip kayaçlar hariç, diğer tüm kayaçlarda (özellikle grainstone tip kayaçlarda) yaklaşık olarak, %5-%50 (çoğunlukla %20-%30) arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 1). Boyutları 350 µm.-3 mm, arasında değişir. Grainstone tip kayaçlardakiler çoğunlukla yuvarlak olmalarına karşın, packstone tip kayaçlardakiler ise, köşeli ve yarı köşelidirler. Benzer şekilde iç bileşenli intraklastlar özellikle litofasiyesin alt seviyelerindeki grainstone tip kayaçlarda, iç bileşensiz mikritik yapıda olanlar ise daha üst seviyelerde (özellikle packstone tip kayaçlarda) yaygın olarak görülürler. Diğer mikroskopik özellikleri bakımından daha önceki ooidli grainstone-packstone litofasiyesindeki intraklastlar ile tamamen benzerdirler.

**Peloidler:** Litofasiyeste yaklaşık olarak, %5-%35 (çoğunlukla %15-%25) arasında değişen oranlarda, özellikle packstone ve wackestone tip kayaçlarda görülürler (Tablo 1). Büyük çoğunluğu 1. tip, çok az bir kısmı da 2. tip peloidlerden oluşur. Genel olarak, 1. tip peloidler grainstone ve wackestone, 2. tip peloidler ise wackestone ve bazı packstone tip kayaçlarda bulunurlar. Herbir tip peloidin litofasiyes içerisinde, düşey yöndeki dağılımları şekil 3.5 de gösterilmiş olup, mikroskopik özellikleri bakımından daha önceki litofasiyeslerdeki aynı tip peloidlerle tamamen benzerdirler.

**Ooidler:** Litofasiyeste yalnızca taban ve tavan seviyelerindeki grainstone tip kayaçlarda yaklaşık olarak, %5-%30 arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 1). Bunlardan litofasiyesin taban seviyelerindekiler yukarı doğru dereceli bir şekilde azalırken tavan seviyelerindekiler ise,

yukarı doğru dereceli bir şekilde artış gösterirler. Bunlar 1., 2., 3. ve 4. tip ooidlerden oluşmuşlardır. Herbir tip ooidin litofasiyes içerisinde, düşey dağılımları şekil 3.5 de gösterilmiş olup, mikroskopik özellikleri bakımından daha önceki ooidli grainstone-packstone litofasiyesindeki aynı tip ooidler ile tamamen benzerdirler. Ancak bu litofasiyeste görülenler biraz daha fazla neomorfize olmuşlardır. Bu nedenle 3. ve 4. tip ooidlerin pek çoğunun zar oluşuklarının kısmen mikritleşmiş olmaları ışınal ve konsantrik yapılarda yer yer bozulmalara neden olmuştur.

**İskelet taneleri:** Litofasiyeste yaklaşık olarak %5-%35 (çoğunlukla %15-%25) arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 1). Bunlar foraminifer, alg, pelecypod, gastropod, echinoderm, ostracod serpulit, sünger, broyozoa, brachiopod ve mercan gibi değişik gruplardan veya bu gruplara ait değişik cins ya da türlerden oluşurlar. Bunların litofasiyes içerisinde, düşey yöndeki dağılımları şekil 3.11 de gösterilmiş olup, mikroskopik özellikleri bakımından daha önceki litofasiyeslerde görülen aynı tip formlar ile tamamen benzerdirler. Makroskopik özellikler kısmında da belirtildiği gibi litofasiyesin yaklaşık olarak, 30 ncu metrelerindeki katmanın tamamını, 40., 54. ve 66. metrelerindeki kayaların alt kısımları (katmanın yaklaşık olarak %80 nini) Requienia ve Toucasia'ların yığılmasından oluşur. Bu formların arasında çok az olarak foraminifer ve gastropodlara ait değişik formlar da görülür. Bunlardan litofasiyesin 33 ncu metrelerindeki hariç, diğerleri katmanların alt seviyelerinde, bütün ve büyük boyutlu olup, yukarı doğru hem boyut hem de miktar olarak belirgin bir derecelenme göstererek katmanın üst kısımlarında tamamen yok olurlar. Daha önceki litofasiyeslerde olduğu gibi bunların da kavkılarında mikritleşme, spartleşme ya da mikritik zaflanma gibi diyajenetik yapıların görülmemesine karşın, yaygın olarak kavkı içi silisleşme gösterirler.

**Otijenik mineraller:** Kısmen bol görülürler (Tablo 1).

Kuvars ve piritlerden oluşurlar. Her iki mineral de küçük boyutlu, kayaçlar içerisinde saçılmış haldedirler. Kuvarslar öz şekilli, piritler ise, çoğunlukla yuvarlaklaşmış ya da şekilsiz küçük lekeler şeklindedir.

Çimento: Değişik diyajenetik ortamları karakterize eden değişik çimento tiplerinden litofasiyes içerisinde görülenlerin düşey yöndeki dağılımları Tablo 1 de gösterilmiştir.

Işınal lifi çimento, litofasiyeste, düşey yönde kısmen uzun bir yayılıma sahip olmasına karşın, kayaçlar içerisinde nadir olarak görülür. Büyük bir kısmı ostracod, çok az bir kısmı da bazı mercan, broyozoa ve bütün haldeki gastropod kavkılarının iç kısımlarında gelişmişlerdir. Eş boylu kenar çimento, litofasiyesin alt ve orta seviyelerindeki kayaçlarda nadir, üst seviyelerindeki kayaçlarda ise, kısmen bol olarak görülür. Yine litofasiyesin alt ve orta seviyelerindekiler yalnızca bazı pelecypod kavkıları üzerinde, üst seviyelerdekiler ise, çoğunlukla ooidler olmak üzere diğer tüm ögeler üzerinde geliştikleri görülür. Bu seviyelerdekiler neomorfizmaya bağlı olarak ilksel yapıları kısmen bozulmuştur. Mikritik çimento bir-iki farklı seviyede ve nadir olarak görülür. Çoğunlukla peloidal yapıda gelişmiştir.

Ince kristalli equant spari kalsit çimento, bir-iki farklı seviyede çok az olarak görülür. Tamamı tane aralarında gelişmiştir. Drusy spari kalsit çimento, en yaygın görülen çimento tipidir. Litofasiyesin alt seviyelerindeki kayaçlarda nispeten az olmasına karşın, üst seviyelere doğru giderek artan oranlarda görülür. Hem tane içi hem de tane arası boşluklarda gelişmişlerdir. Mozayik spari kalsit çimento, özellikle litofasiyesin taban seviyelerinde yaygın olarak görülür. Hem tane içi hem de tane aralarında gelişmişlerdir. Bazı packstone tip kayaçlarda tane arası boşlukların tek bir mozayik spari kalsit kristali ile çimentolandığı görülür. Sintaksiyal kenar çimento, özellikle litofasiyesin en üst seviyelerini oluşturan grainstone tip kayaçlarda yaygın olarak görülür. Bazı packstone tip kayaçların yıkanmamış

kısımlarındaki echinoderm kırıntıları üzerinde de sintaksiyal çimentonun geliştiği gözlenmiştir. Az bir kısmı pöikilitik doku gösterir. Pöikilitik, menisküs ve pendant çimentolar litofasiyesin bir-iki farklı seviyesinde nadir olarak görülür.

### 3.1.7.3. Çökelme Ortamı:

Litofasiyesi oluşturan kayaçların alttan üste doğru dokusal gelişimi ve bileşen içeriklerinde bazı farklılıklar görülmekle birlikte, istiflenme önceleri transgressif sonraları regressif özellikte gelişmiştir. Bu durum, platform karbonatlarının yaygın bir özelliği olup, çökelme ortamında ve buna bağlı olarak suyun derinliğinde meydana gelen değişimin bir sonucudur [31]. Litofasiyesin taban seviyelerindeki iyi yıkanmış ooidli grainstone (biyoentraosparit, pelbiyoointrasparit, oobiyoointrasparit v.s.) tip kayaçlar yüksek enerjili sulardaki (dalga tabanı üzerinde) oolit sığıklarında ya da açık platform, sığ su karbonat düzlüklerinde çökelmişlerdir. Bu kayaçlar üzerine gelen grainstone, packstone ve wackestone tip kayaçların gerek bileşen içeriği gerek dokusal özellikleri önceki litofasiyesteki aynı tip kayaçlar ile tamamen benzer olmaları bunların da kısıtlı denizel şelf lâgünlerinde (7. fasiyes kuşağı) çökeldiklerini gösterir. Zira, litofasiyesin dört farklı seviyesinde görülen Requienia ve Toucasia yığışmaları çökelme ortamının bu seviyelerde tipik olarak şelf lâgünü özelliğinde olduğunu gösterir [30]. Litofasiyesin orta ve üst seviyelerine yakın kısımlarındaki packstone-wackestone veya wackestone-mudstone (pelmikrit, biyopelmikrit, biyomikrit, mikrit v.s.) tip kayaçlarda faunanın kısıtlı olması yanında yer yer lâminalanma, tane yönelmesi ve kuş gözü gibi yapıların görülmesi de ortamın düşük enerjili (dalga tabanı altında), korunmuş, kısıtlı sığ denizel şelf lâgünü bir yapıya dönüştüğünü gösterir. Mazzullo ve diğ., [32] lâminalı ya da kuş gözü yapılı



biyopelmikrit ve pelmikrit (packstone-wackeston) tip kayaların sığ denizel ortamları, Wilson [30] bu özellikteki kayaların kısıtlı şelf lâgününü (7. ve 8. fasiyes kuşağı) karakterize ettiklerini belirtmişlerdir. Litofasiyesin bu seviyesinden itibaren en üst seviyesine kadar olan kayalar bileşen içeriği ve dokusal gelişimleri bakımından litofasiyesin tabanındaki kayalar ile tamamen benzerdirler. Ancak, düşey yöndeki gelişimleri tam tersidir. Bu nedenle, aynı ortamlarda çökelmelerine karşın, ortam gelişimi alttaki kayalarınkinin tam tersidir.



### 3.2. Gelinpertek (Köse) Kesiti

#### 3.2.1. Genel Bilgiler

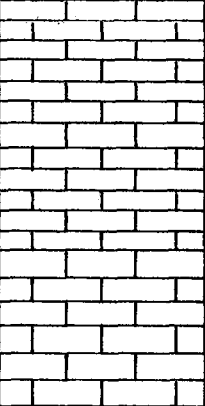
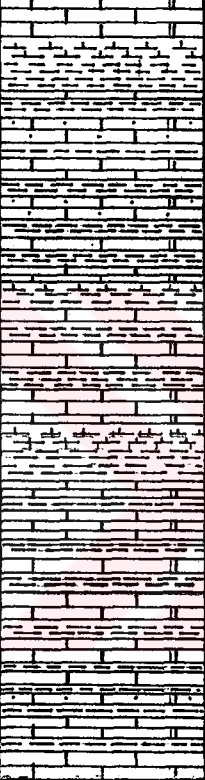


Kesit, dizinin yörede en iyi görüldüğü Gelinpertek Köyü'nün doğusunda bulunan Kazalı Tepe'nin kuzey yamacındaki kuru dere boyunca alınmıştır. Kesit ve sistematik örnek alınmasına dizinin tabanından, bu kuru derenin 750 eşyüksekti eğrisini kestiği noktadan başlanılmış ve K80D doğrultusunda gidilerek dizinin en üst seviyesinde tamamlanmıştır. Dizinin alt seviyeleri genelde monoton bir dizilim göstermesi nedeni ile sistematik örnekler 1.5 m. aralıklar ile alınmıştır. Buna karşın, dizinin üst seviyelerinin türbiditik kireçtaşlarından oluşması ve bazı seviyelerdeki kiltası katmanlarının çok kalın olması, örneklerin çok değişken ve çok daha büyük aralıklar ile alınmasına neden olmuştur.

Kesit ve sistematik örnek alımı sırasında dizinin ölçülen toplam kalınlığı yaklaşık olarak, 280 m. dir.

Dizi, yörede genel olarak kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı, marn, tuf ve tufit ardalanmasından oluşan Liyas yağlı Hamurkesen formasyonu üzerine uyumlu olarak oturur. Kendisini ise Eosen yağlı Sırataşlar formasyonu uyumsuz olarak üstler [10, 19, 20].

Arazi çalışmaları sırasındaki makroskopik incelemeler ve sistematik örneklerin mikroskopik incelenmeleri dizinin birbirinden net bir şekilde ayırt edilebilen farklı iki litofasiyeste geliştiğini ortaya koymuştur (Şekil 3.14). Bunlar alttan üste doğru;

- 1.-Oolitik grainstone litofasiyesi
- 2.-Türbiditik kireçtaşı litofasiyesi

DOĞGER - M A L M - A L T K R E T A S E ?	E O S E N Y A S	S İ R A T A Ş I F O R M	L İ T O F A S İ Y E S	L İ T O L O J İ	A Ç I K L A M A
I	95	I	I		Orta-kalın katmanlı, koyu gri - gri renkli, oolitik grainstone
II	185	II	II		Koyu gri - gri ve mavi renkli, yukarı doğru katman kalınlıkları ve tane boyu küçülen kilitaşı - kireçtaşı ardalanmasından oluşan türbiditik kireçtaşı megasekanları.
	100				Kalın katmanlı, açık mavi, gri ve bej renkli, yer yer marn mercikleri içeren çakıllı kumtaşı ve çakıltası.
~2000					Kalın katmanlı, koyu gri renkli, kumtaşı miltası, tuf ve tufit ardalanması

Şekil 3.14. Berdiga Kireçtaşına ait Gelinpertek (Köse) örnek kesiti

### 3.2.2. Oolitik Grainstone Litofasiyesi

#### 3.2.2.1. Makroskopik Özellikler

Litofasiyes, inceleme alanında Berdiga Kireçtaşı dizisinin taban seviyesini oluşturur (Şekil 3.14). Hamurkesen formasyonu [10] üzerine uyumlu olarak oturur. Aynı şekilde, kendisini de türbiditik kireçtaşı litofasiyesi uyumlu olarak üzerler. Makroskopik olarak, litofasiyes hem altındaki Hamurkesen formasyonu'ndan hem de üstündeki türbiditik kireçtaşı litofasiyesinden tamamen farklı litolojik yapıda gelişmiş olması nedeniyle bunlardan net bir şekilde ayırt edilir.

Litofasiyesin toplam kalınlığı yaklaşık olarak 95 m. dir. Katman kalınlıkları alt seviyelerde 0.2-0.5 m., üst seviyelerde 0.1-0.3 m. arasında değişir.

Litofasiyesin en alt seviyelerindeki (özellikle Hamurkesen formasyonu'nun hemen üzerindeki) katmanların bol miktarda kum boyutunda karadan türeme kırıntı içerdikleri ve bu kırıntılıların yukarı doğru dereceli bir şekilde azalarak yok oldukları ve bu azalmaya bağlı olarak da kayaçların dokusal özelliklerinin değiştiği görülür. Litofasiyesin yaklaşık olarak, 12-14 ncü metreleri arasındaki kayaçlar mikritik özellikte gelişmiştir. Bu mikritik kayaçların hemen üzerine gelen kayaçlarda bileşenlerin boyutlarının önemli ölçüde arttığı, nadir olarak çakıl boyutuna varan büyüklüklerde karadan türeme kırıntı içerdikleri ve kayaç renginin de griden koyu gri-maviye doğru değiştiği gözlenmiştir. Benzer şekilde litofasiyesin yaklaşık olarak 25 ve 36 ncü metrelerindeki kayaçların 1-1.5 cm. ye kadar varan büyüklüklerde karbonatlı öğeler (intraklast, mercan, echinoderm ve alg gibi iskelet taneleri) içerdikleri ve bu öğelerin yukarı doğru dereceli bir şekilde küçüldükleri gözlenmiştir. Bu seviyeler dışındaki kayaçlar tamamen benzer özellikte olup, yer yer çapraz

katmanlaşma gösterirler. Ayrıca, litofasiyesin yaklaşık olarak 75 nci metresindeki kayalarda yaygın bir silisleşme görülür.

### 3.2.2.2. Mikroskopik Özellikler

Litofasiyes, bir kaç farklı seviyedeki rudstone, packstone ve wackestone tip kayalar hariç, tamamen grainstone dokusal özelliğinde gelişmiştir (Tablo 2). Packstone tip kayalar öge içeriği ve dokusal gelişimleri bakımından grainstone tip kayalara kısmen benzerlikler göstermelerine karşın, rudstone ve wackestone tip kayalar tamamen farklı dokusal özelliklerde gelişmişlerdir. Öyle ki, grainstone ve packstone tip kayalar tamamen oolitik özelliklerde gelişmiş olmalarına karşın, rudstone tip kayalardaki ögelerin çok büyük bir kısmını çakıl boyutundaki alg, mercan, broyozoa, echinoderm, tubiphytes ve foraminifer gibi resifal kökenli iskelet taneleri ile peloid ve ooid iç bileşenli intraklastlar oluşturur. Wackestone tip kayalarda hakim öge olarak peloid ve çoğunluğunu *Radyolaria*'ların oluşturduğu iskelet taneleri görülür. Diğer taraftan, tüm bu kayalarda çok az miktarlarda da olsa karadan türeme kırıntı içeriği daima mevcuttur. Litofasiyesin farklı iki seviyesinde görülen rudstone tip kayalar bileşen içeriklerinde herhangi bir değişiklik olmaksızın yukarı doğru belirgin bir derecelenme gösterirler. Bunlardan litofasiyesin yaklaşık olarak 26 nci m. sinekiler derecelenmeye bağlı olarak önce aynı bileşimli grainstone, daha sonra oolitik grainstone tip kayalara geçmelerine karşın, yaklaşık olarak 36 nci metrelerdeki kayalarda ise, önce aynı bileşimli grainstone daha sonra wackestonepackstone ve son olarak da oolitik grainstone tip kayalara geçerler (Tablo 2).

Litofasiyesteki wackestone tip kayalar hariç, diğer tüm kayalarda tane boyu analizleri yapılmıştır. Bu analizlere göre (Tablo 2);

-Ortalama tane boyu rudstone tip kayalarda  $-0.2 \emptyset$  -  $-0.4 \emptyset$ , diğer kayalarda  $1.2 \emptyset$  -  $3.2 \emptyset$  (çoğunlukla  $2 \emptyset$  -  $2.5 \emptyset$ ) arasında değişir.

-Standart sapma rudstone tip kayalarda  $0.87 \emptyset$  -  $1.5 \emptyset$ , diğer kayalarda  $0.55 \emptyset$  -  $1.66 \emptyset$  (çoğunlukla  $0.65 \emptyset$  -  $-0.75 \emptyset$ ) arasında olup, rudstone tip kayalar kötü, grainstone ve packstone tip kayalar ise, orta ile iyi arası bir boylanma gösterirler.

-Yamukluk katsayısı rudstone tip kayalarda  $0.13$ , grainstone ve packstone tip kayalarda da  $-0.52$  -  $0.02$  (çoğunlukla  $-0.13$  -  $0.25$ ) arasında olup, rudstone tip kayalar kaba taneye, grainstone ve packstone tip kayalar ise, simetrik ve kaba taneye yamuk bir dağılım eğrisi gösterirler.

Litofasiyesin büyük bir kısmını oluşturan oolitik grainstone tip kayalardaki taneler arasında çoğunlukla düzensel ve nokta dokanaklar görülürse de bazı seviyelerde sütürlü ve konkav-konveks dokanaklar daha yoğundur. Özellikle bu seviyelerde sıkışmanın fazla olması nedeni ile oomoldic porozite iyi gelişmiştir. Diğer taraftan, litofasiyesin üst seviyelerindeki yaygın silisleşme pek çok dokusal özelliklerin yok olmasına neden olmuştur.

Litofasiyesi oluşturan kayaların sedimantolojik ve mikrofasiyesel özellikleri ile içerdikleri bileşenlerin düşey yöndeki dağılım ve bolluk % oranları Tablo 2 de gösterilmiş olup, bileşenlere ait mikroskopik özellikler aşağıda açıklanmıştır.

Karadan türeme kırıntıları: Litofasiyesin tabanından itibaren ilk 15 m.lik kısmında yaklaşık olarak %10-%30, diğer kısımlarda ise (bir-iki farklı seviye hariç) %5 veya daha az miktarlarda görülürler (Tablo 2). Büyük çoğunluğunu kuvars, çok az bir kısmını da kayaç kırıntıları oluşturur.

Kuvarsların tamamı plutonik kökenlidir. Boyutları  $100 \mu\text{m.}$ - $5 \text{ mm.}$  (çoğunlukla  $350 \mu\text{m.}$ - $1 \text{ mm.}$ ) arasında değişir. Bunlardan boyutları  $1.5$ - $5 \text{ mm.}$  arasında olanlar çoğunlukla rudstone, daha küçük boyutlular ise litofasiyesin ilk 15 m. lik



kısımında görülürler. Bunlardan büyük boyutlu olanları yuvarlak-yarı yuvarlak, küçük boyutlu olanları ise, köşelidir.

Kayaç kırıntıları çok az miktarda görülür. Bazalt ve metamorfik kayaç parçalarından oluşurlar. Boyutları 350 µm.-4.5 mm. (çoğunlukla 1-2.5 mm.) arasında değişir. Çoğunlukla yuvarlak ve yarı yuvarlaktırlar. Kısmen altere olmuşlardır. Bunlardan bazalt kayası parçaları litofasiyesin tabanındaki Hamurkesen formasyonundan, metamorfik kayaç parçaları ise, bölgede çok geniş yüzeyleme veren Pulur Masifinden türemişlerdir.

**Ekstraklastlar:** Litofasiyesin birkaç farklı seviyesinde %5-%15 arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 2). Bunlardan rudstone tip kayaçlarda görülenler ile grainstone tip kayaçlarda görülenler tamamen farklı özelliklerde gelişmişlerdir. Genel olarak, litofasiyes içerisinde aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler.

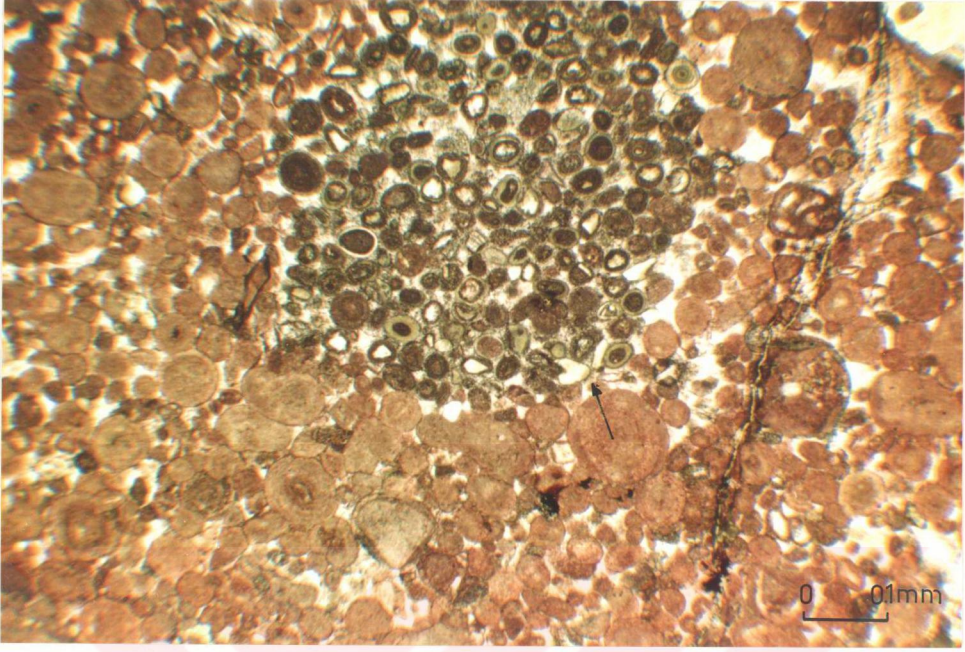
-Rudstone tip kayaçlarda olanların boyutları 0.5-5 mm., diğer kayaçlardakilerin boyutları ise 750 µm-4 mm. arasında değişir.

-Çevrelerindeki bileşenlerden daha koyu renklidirlere.

-Büyük çoğunluğu küresel, çok az bir kısmı da köşeli ve yarı köşelidir.

-Çoğunluğu iç bileşenlidir. Ancak özellikle grainstone tip kayaçlardakilerin büyük çoğunluğunda yaygın tane içi neomorfizmasından dolayı iç bileşenler genelde tanınmaz. Buna karşın, litofasiyesin üst seviyelerinde görülenler litofasiyesin taban seviyelerine ait (litofasiyesin ilk 15 m. lik kısmından) kayaçlardan türemiş olup, boyalı kesitlerde çok güzel görülürler (Şekil 3.15).

**Intrakastlar:** Litofasiyeste wackestone tip kayaçlar hariç diğer tüm kayaçlarda yaklaşık olarak %5-%50 (çoğunlukla %10-%20) arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 2). Genel olarak, aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler.



Şekil 3.15. Oolitik grainstone litofasiyesinin taban seviyelerindeki grainstone tip kayalardan (ilk 15 m.lik kısmından) türemiş ekstraklastların mikroskopik görünümleri (örnek no: 41).

-Farklı tipteki kayalarda farklı özelliklerde gelişmişlerdir.

-Rudstone tip kayalardakiler köşeli ve yarı köşeli, diğer kayalardakiler ise tamamen yuvarlaklaşmışlardır.

-Rudstone ve grainstone tip kayalardakilerin çoğunluğu iç bileşenli olmasına karşın, packstone tip kayalardakilerin tamamı iç bileşensizdir.

-Boyutları genel olarak 250  $\mu\text{m}$ .-5 mm. (çoğunlukla 250-750  $\mu\text{m}$ .) arasında değişir.

**Peloidler:** Litofasiyeste wackestone tip kayalarda yaklaşık olarak %30, bir-iki farklı seviyedeki packstone tip kayalar ile bazı grainstone tip kayalarda %5-%15 arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 2). Tamamı 1.tip peloidlerden oluşur (Şekil 3.16). Boyutları 110-210  $\mu\text{m}$ . arasında

olup, kayaçlar içerisinde hemen hemen eş boyutludurlar. Diğer mikroskopik özellikleri bakımından daha önceki litofasiyeslerde görülen aynı tip peloidlerle tamamen benzerdirler.

**Ooidler:** Litofasiyeste wackestone tip kayaçlar hariç, diğer tüm kayaçlarda yaklaşık olarak %5-%70 (çoğunlukla %40-%60) arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 2). Bunlar 1., 2., 5., 6., 7. ve 8. tip ooidlerden oluşurlar (Şekil 3.16).

**1. tip ooidler:** Litofasiyesin yalnızca yaklaşık olarak 38-40 ncı metreleri arasındaki packstone tip kayaçlarda bol olarak görülürler. Genel olarak, litofasiyes içerisinde aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler.

-Boyutları 100-160  $\mu\text{m}$ . (çoğunlukla 110-130  $\mu\text{m}$ .) arasında değişir.

-Konsantrik yapı genelde belirgindir.

-Zar oluşuklarından herbirinin kalınlığı 10-20  $\mu\text{m}$ . arasında değişir.

-Zar oluşuklarının toplam kalınlıklarının çekirdek boylarına oranı 1/3-2/1 arasında değişir.

-Çekirdek olarak çoğunlukla peloid, daha az olarak da iskelet tanesi, kuvars ve sparitleşmiş öğeler görülür.

-Tamamı bütün halde olup, herhangi bir deformasyon yapısı göstermezler.

**2. ooidler:** Litofasiyeste 1. tip ooidlerle birlikte aynı seviyelerde, ancak onlara nazaran çok daha az oranlarda görülürler (Şekil 3.16). Genel olarak, litofasiyes içerisinde aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler;

-Boyutları 50-120  $\mu\text{m}$ . arasında değişir.

-Zar oluşuklarının kalınlıkları 20-40  $\mu\text{m}$ . arasında değişir.

-Zar oluşuklarının kalınlıklarının çekirdek boylarına oranı 1/2-1/4 arasında değişir.

-Çekirdek olarak çoğunlukla peloid, daha az olarak da iskelet tanesi ve kuvars kırıntıları görülür.

-Genel olarak, herhangi bir deformasyon yapısı

YAS	LITOFASİYES	KALINLIK (m)	LİTOLOJİ	ÖRNEK NO	OOİD TİPLERİ						PEL TİP
					I	II	V	VI	VII	VIII	
Kalloviyen?	II	185									
M	a	95									
m	I										

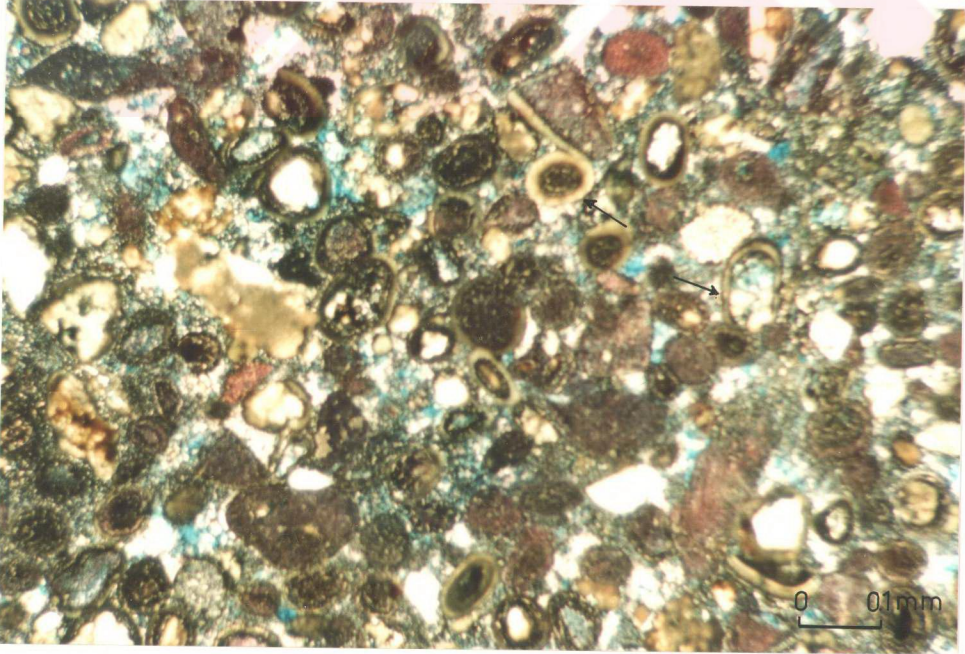
Sekil 3.16. Gelinpertek (Köse) kesitine ait Oolitik Grainstone litofasiyesinde gözlenen farklı tipteki peloid ve ooidlerin düşey yöndeki yayılımları.



göstermezler. Ancak çekirdekleri peloidli olanların pek çoğunda zar oluşukları ile çekirdekler arasındaki sınır belirsiz olup, ayırım zorlukla yapılabilmektedir.

5. tip ooidler: Litofasiyesin ilk 14 m. lik kısmında ve yukarı doğru giderek artan oranlarda çok bol, diğer birkaç farklı seviyede de nadir olarak görülürler (şekil 3.16). 5. tip ooidleri zar oluşukları olasılıkla silisifiye olmuş (bu durum net bir şekilde belirlenememiştir) tek zar oluşuklu ooidler (yüzlek ooidler) oluşturur. Bunlar başka litofasiyeslerde saptanan 3. tip ooidler ile kısmen benzer özelliklerde görülmelerine karşın, farklı yapılarda gelişmişlerdir. Genel olarak, litofasiyes içerisinde aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler (şekil 3.17);

-Boyutları 140-240  $\mu\text{m}$ . (çoğunlukla 160-200  $\mu\text{m}$ .) arasında değişir.



şekil 3.17. 5. tip ooidlerin mikroskopik görünümüleri (oolitik grainstone litofasiyesi, örnek no: 3).

-Zar oluşuklarında mikritleşmenin olmamasına karşın ışınsal yapı hiç görülmez.

-Zar oluşukların kalınlığı 10-20  $\mu\text{m}$ . arasında değişir.

-Zar oluşuklarının kalınlıklarının çekirdek boylarına oranı 1/5-1/10 arasında değişir.

-Çekirdek olarak çoğunlukla 6. tip ooid, çok az olarak da kuvars ve iskelet tanesi görülür.

-Çoğunluğu bütün, çok az bir kısmı da kırılmış haldedir.

-Alizarin red S ve potassium ferriciyanide ile boyalı kesitlerinde bunların zar oluşuklarının açık sarı ya da bal rengi oldukları görülür.

6. tip ooidler: Litofasiyesin tabanından itibaren ilk 14 m. lik seviyede çok bol, diğer bir seviyede de çok az olarak görülürler (Şekil 3.16). 6. tip ooidleri zar oluşukları demir içeriği bakımından zengin olan normal ooidler oluşturur. Genel olarak, litofasiyes içerisinde aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler (Şekil 3.18).

-Boyutları 70-200  $\mu\text{m}$ . (çoğunlukla 100-150  $\mu\text{m}$ .) arasında değişir.

-Çekirdek boylarının çok değişken olmasına karşın, ince kesitlerde hemen hemen eş boyutludurlar.

-Zar oluşuklarından herbirinin kalınlığı 5-15  $\mu\text{m}$ . arasında değişir.

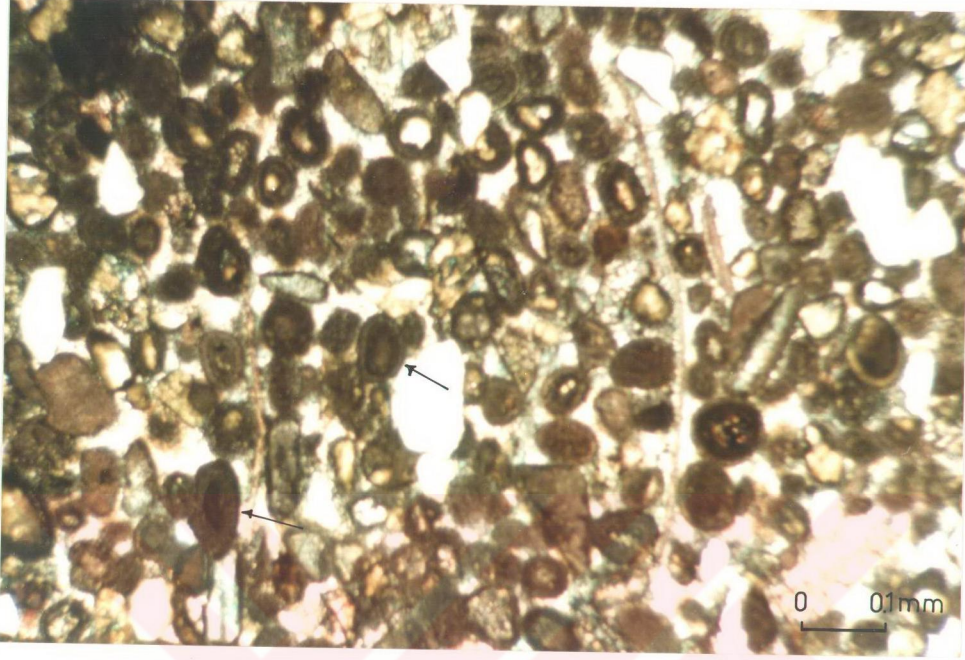
-Zar oluşukların toplam kalınlıklarının çekirdek boylarına oranı 1/1-1/4 arasında değişir.

-Çekirdek olarak çoğunlukla kuvars, daha az olarak da aynı tip ooid kırıntısı, iskelet tanesi, peloid ve küçük boyutlu sparileşmiş öğeler görülür.

-Sıkışmalar sonucu çok az bir kısmı kırılmış ya da deforme olmuştur.

7. tip ooidler: Litofasiyeste, düşey yönde yayılımı en uzun olan ve en bol görülen ooid tipleridir (Şekil 3.16).

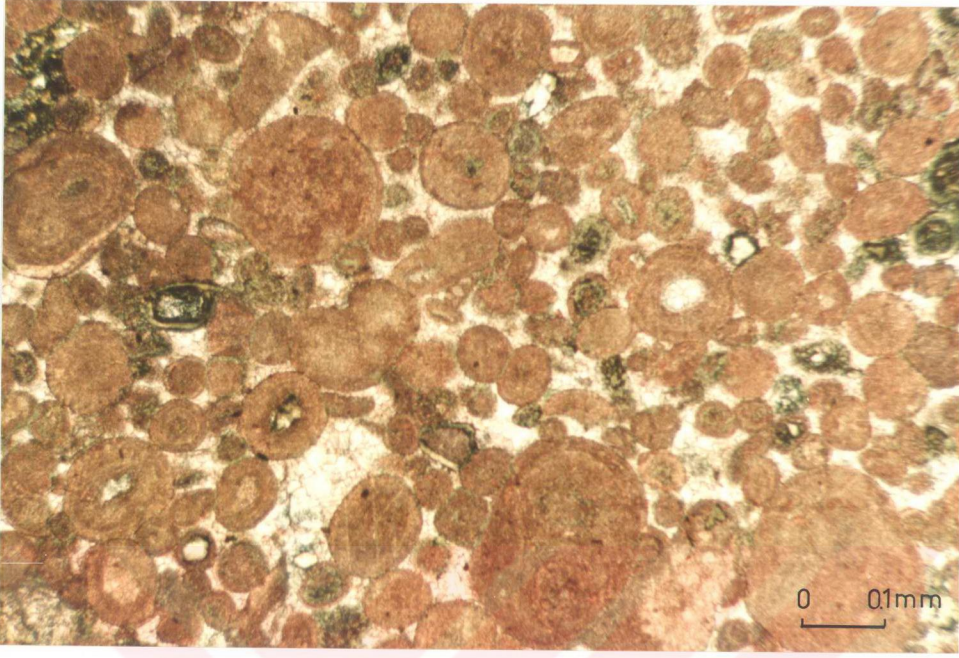




Şekil 3.18. 6. tip ooidlerin mikroskopik görünüşleri (oolitik grainstone litofasiyesi, örnek no: 2).

5. ve 6. tip ooidlerin yok olduğu ilk packstone tip kayalardan sonraki (litofasiyesin ilk 15. metresinden sonra) ilk grainstone tip kayalardan itibaren ani bir artışla ortaya çıkarlar. Bir-iki farklı seviyedeki rudstone, packstone ve wackestone tip kayalar hariç, diğer tüm grainstone tip kayalarda ve yaklaşık olarak %35-%65 arasında değişen oranlarda görülürler. 7. tip ooidleri zar oluşuklarında konsantrik ve ışınsal yapıların belirgin olarak görüldüğü üç ya da daha fazla zar oluşuklu normal ooidler oluşturur. 4. tip ooidlerin aksine bu ooidlerdeki ışınsal yapılar en dış zar oluşuğundan çekirdeğe kadar kesintisiz olarak uzanır. Genel olarak, litofasiye içerisinde aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler (Şekil 3.19);

-Boyutları 70-550  $\mu\text{m}$ . (çoğunlukla 100-250  $\mu\text{m}$ .) arasında değişir.



Şekil 3.19. 7. tip ooidlerin mikroskopik görünüşleri (oolitik grainstone litofasiyesi örnek no:37).

-Zar oluşuklarından herbirinin kalınlığı 15-40  $\mu\text{m}$  arasında değişir.

-Zar oluşukların toplam kalınlıklarının çekirdek boylarına oranı 1/2-2/1 arasında değişir.

-Konsantrik ve ışınsal yapıların herikisinin de görülmesine karşın, konsantrik yapılar çok daha belirgindir.

-Çekirdek boylarının çok değişken olmasına karşın, genel olarak kayalar içerisinde eş boyutludurlar.

-Çekirdek olarak çoğunlukla peloid, çok daha az olarak da iskelet tanesi, kuars, aynı tip ooidlerin parçaları ve spari kalsit görülür.

-Çok az bir kısmı kırılmış, deforme olmuş ve mikritleşmiş haldedir.

-Litofasiyesin en üst seviyelerindekiler yaygın silisleşmeden dolayı tamamen silisifiye olmuşlardır. Dolayısıyla bu özelliklerin hiçbiri görülmez.



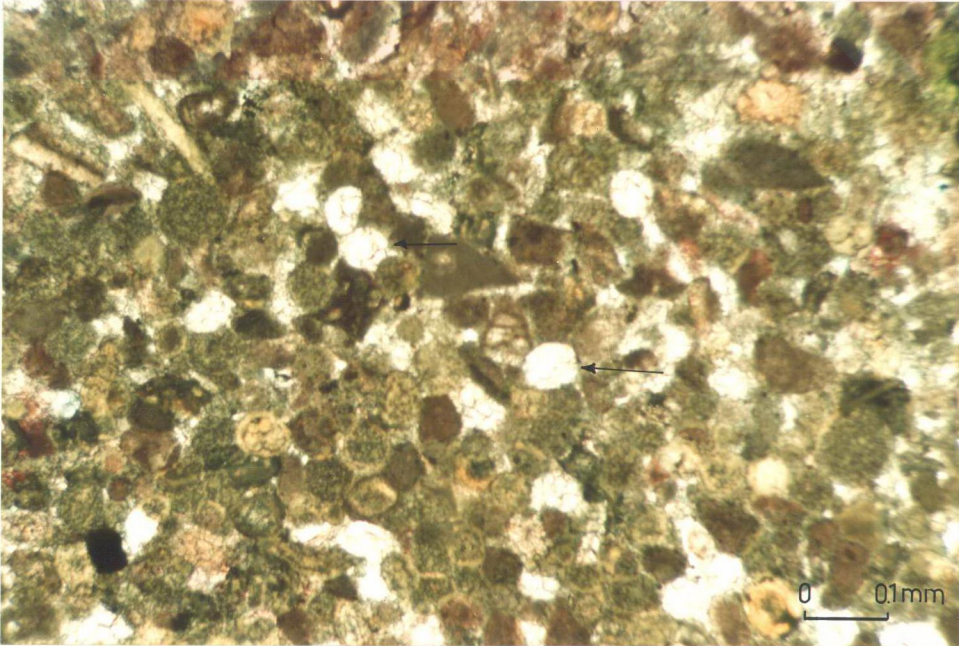
8. tip ooidler: Litofasiyeste yalnızca 36-40. ve 90-95 nci metreler arasındaki kayaçlarda görülürler (Şekil 3.16). 8. tip ooidleri çekirdek ve zar oluşukları tamamen spari kalsite dönüşmüş ooidler oluşturur. Genel olarak, litofasiyes içerisinde aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler (Şekil 3.20);

-Boyutları 70-150  $\mu\text{m}$ . arasında değişir.

-Nadir olarak bazılarında zar oluşukları ile çekirdek arasındaki sınırın izi görülür.

-Ooidleri oluşturan neomorfik spari kalsit kristallerinin boyutları 40-70  $\mu\text{m}$ . arasında değişir.

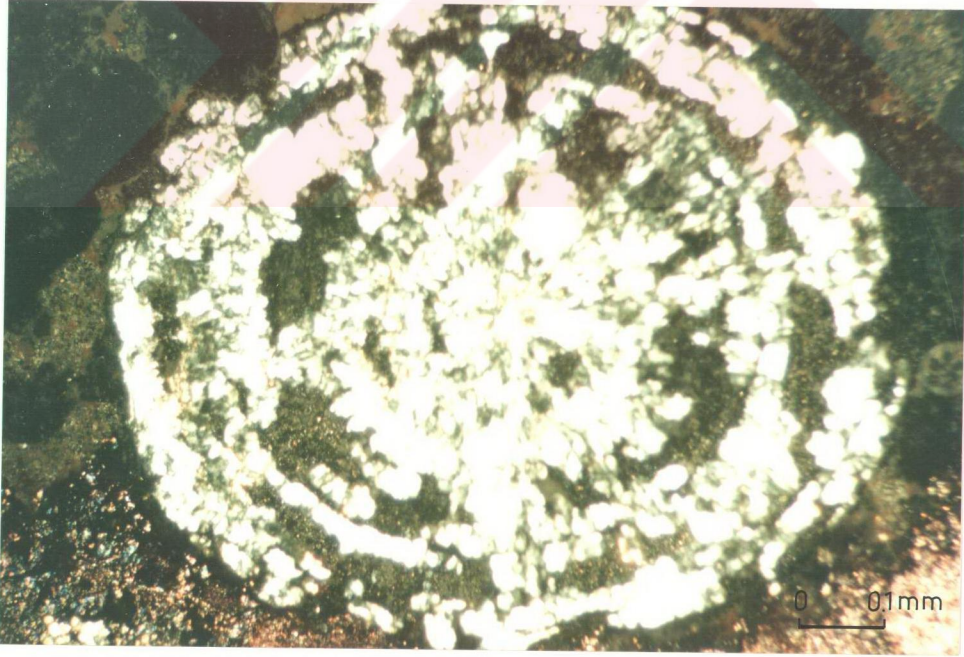
Ayrıca, litofasiyesin 25-26, 33-36, 84-86 ve 96-97 nci metreleri arasındaki kayaçlarda görülen ooidlerin çok büyük bir kısmı silisleşmiştir. Bunlardan 25-26 nci metreler arasında görülenler ayrı bir tip ooid olarak tanımlamak olasıdır. Zira bu seviyelerdeki kayaçlarda pek çok 6. tip ooid ve



Şekil 3.20. 8. tip ooidlerin mikroskopik görünüşleri (oolitlik grainstone litofasiyesi, örnek no: 62).

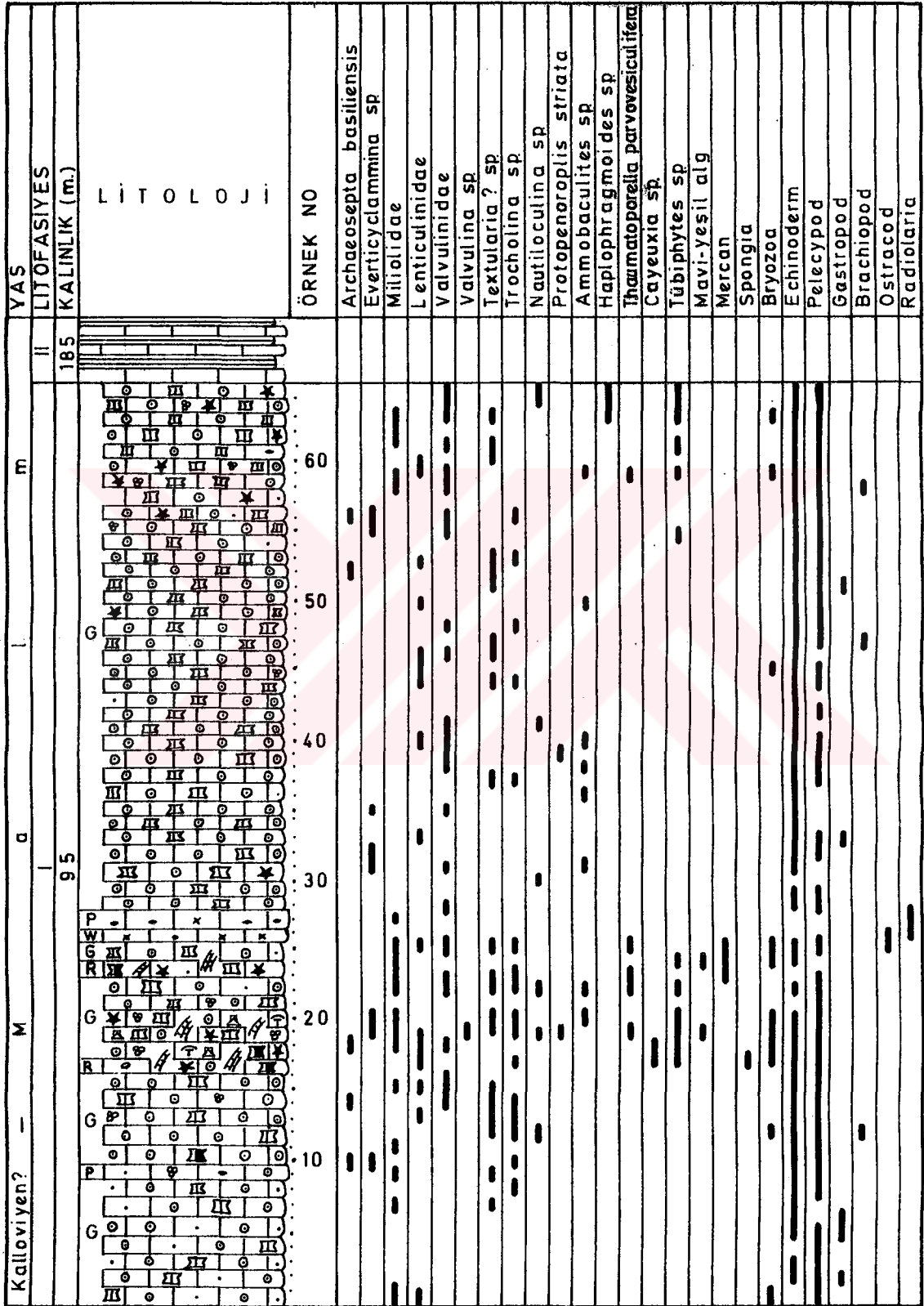
diğer öğelerin yanında yalnızca bu ooidler silisleşmiştir (Şekil 3.21). Bu durum bu tip ooidlerin olasılıkla silisleştikten sonra kayadaki diğer öğeler ile birlikte ortama taşınarak gelmiş olmalıdır.

**İskelet taneleri:** Litofasiyeste, özellikle rudstone tip kayaçlarda çok bol, packstone ve wackestone tip kayaçlarda kısmen bol görülmelerine karşın, grainstone tip kayaçlarda genel olarak, %5 veya daha az miktarlarda görülürler (Tablo 2). Rudstone tip kayaçlarda görülenler büyük boyutlu olup, genel olarak resifal kökenlidirler. Genel olarak foraminifer, alg, tubiphytes, echinoderm, pelecypod, gastropod, brachiopod, bryozoa, mercan, spongia, radiolaria ve ostracod gibi değişik gruplardan veya bu gruplara ait değişik cins ya da türlerden oluşmuşlardır (Şekil 3.22).



Şekil 3.21. Oolitlik grainstone litofasiyesinin 25-26. metreleri arasındaki kayaçlarda görülen tamamen silisleşmiş ooidlerin mikroskopik görünümü (örnek no: 17).





Sekil 3.22. Gelinpertek (Köse) kesitine ait Oolitik Grainstone litofasiyesinde gözlenen iskelet tanelerin stratigrafik dağılımları.



Foraminiferler litofasiyeste değişik cins ve türlerden oluşmalarına karşın, çok az miktarlarda görülürler. Bazıları kısmen neomorfize olmuştur.

Algler litofasiyeste yalnızca 25-38 nci metreler arasındaki kayaçlarda (özellikle rudstone tip kayaçlarda) görülürler. Kısmen veya tamamen neomorfize olmuş küçük boyutlu ve yuvarlaklaşmış mavi-yeşil alg ve dasycladacea alg'lerden oluşmuşlardır.

Radyolaryalar yalnızca wackestone tip kayaçlarda görülürler. Kalsitik formlardan oluşurlar.

Ostracodlar da yalnızca wackestone tip kayaçlarda görülürler. Tamamı bütün halde olup, kısmen neomorfize olmuşlardır.

Echinodermiler wackestone tip kayaçlar hariç, diğer tüm kayaçlarda bol olarak görülürler. Büyük çoğunluğunu plaka kırıntıları, çok az bir kısmını da dikenler oluşturur. Genel olarak yuvarlaklaşmış, kısmen veya tamamen neomorfize olmuş ve kenarları mikritleşmiş küçük boyutlu kırıntılar şeklindedirler. Ayrıca, özellikle rudstone ve litofasiyesin üst seviyelerindekiler de yaygın tane içi silisleşmeler görülür.

Pelecypodlar litofasiyesin hemen hemen her seviyesinde çok az miktarlarda görülürler. Kısmen veya tamamen neomorfize olmuş ve çoğunun kenarları, çok az bir kısmının da tamamı mikritleşmiş kavkı parçalarından oluşurlar.

Brachiopodlar litofasiyesin değişik seviyelerinde çok nadir olarak görülürler. Yuvarlaklaşmış ve genel olarak neomorfize olmuş küçük boyutlu kavkı parçalarından oluşur.

Mercan, tubiphytes ve spongialar litofasiyesin yalnızca 25-27 ve 36-38 nci metreler arasındaki kayaçlarda görülürler. Bunlar kısmen veya tamamen neomorfize olmuş ve yuvarlaklaşmış değişik büyüklüklerdeki kırıntılardan oluşurlar.

Hydrozoalar litofasiyeste yalnızca 15-16 ncı metreler arasındaki kayaçlarda çok az olarak görülürler. Kısmen veya tamamen neomorfize olmuş, yuvarlaklaşmış değişik büyüklüklerdeki kırıntılar şeklindedirler.

Otijenik mineraller: Pirit ve kloritlerden oluşurlar. Piritler litofasiyesin taban ve tavan seviyeleri ile rudstone tip kayaçlarda çok bol, kloritler ise, litofasiyesin 36-38 nci metreleri arasındaki kayaçlarda nadir olarak görülür.

Çimento: Değişik diyajenetik ortamları karakterize eden çimento tiplerinden litofasiyes içerisinde görülenlerin düşey yöndeki dağılımları Tablo 2 de gösterilmiştir.

Işınal lifi çimento, litofasiyesin bir seviyesinde (rudstone tip kayaçlarda), çok nadir ve yalnızca bazı resifal kökenli iskelet tanelerinin (özellikle mavi-yeşil alglerin) iç kısımlarında görülür. Neomorfizma sonucu ilksel yapıları kısmen bozulmuştur. Eş boylu kenar çimento, litofasiyesin özellikle alt seviyelerindeki kayaçlarda görülür. Çoğunlukla ooid ve pelecypod kavkılarının üzerlerinde gelişmişlerdir. Ooidlerin üzerlerinde görülenlerin çoğu sıkışma ve neomorfizmaya bağlı olarak bozulmuşlardır. Yalnızca tanelerin dokanak oluşturmayan kısımlarında gözlenmektedirler.

İnce kristalli equant spari kalsit çimento, litofasiyeste çok yaygın olarak görülür. Tamamı tane üzerlerinde gelişmiştir. Kırılmış ve demirce zengin ooidlerin çevresinde olan bu tip çimento yer yer demirli bir yapı kazanmıştır. Drusy spari kalsit çimento, litofasiyesin hemen hemen her seviyesinde görülmelerine karşın, kayaçlar içerisinde çok az miktarlarda görülürler. Hem tane içi hem de tane aralarında gelişmişlerdir. Mozayik spari kalsit çimento, litofasiyeste çok az olarak görülür. Çoğunlukla bazı iskelet tanelerinin iç kısımlarında gelişmişlerdir. Sintaksiyal kenar çimento, hemen tüm echinoderm kırıntılarının üzerinde ve çoğunlukla küçük boyutlarda gelişmişlerdir. Az bir kısmı pöikilitik dokuyu gösterir.

### 3.2.2.3. Çökelme Ortamı

Litofasiyes, birkaç farklı seviyedeki rudstone, packstone ve wackestone tip kayaçlar hariç, tamamen oolitik

özelliğindeki grainstone tip kayaçlardan oluşur (Tablo 2). Bu kayaçlardaki ooidlerin iyi boylanmış, iyi gelişmiş, sıkı dokulu, iki ya da daha fazla zar oluşuklu (5. tip ooid) olmaları yanı sıra güncel oluşum ortamlarındaki benzer kayaçlar ile karşılaştırıldığında bunların yüksek enerjili sularda, gel-git barları ya da ooid sığılıklarında (6. fasiyes kuşağı) çökeltikleri anlaşılmaktadır [30]. Mazzulo ve diğ., [32] bu yapıdaki oolitlik grainstone tip kayaçların hemen hemen deniz düzeyine kadar yükselmiş düzlüklerdeki yüksek enerjili ortamlarda çökeldiklerini ve kıyıya yakın bu ortamların çalkantılarından gel-git akıntılarının sorumlu olduğunu belirtmiştir.

Litofasiyesin 25 ve 36 ncı metrelerindeki kötü boylanmalı ve resifal özelliğindeki rudstone tip kayaçların karadan türeme kırıntı ve ooid içermeleri yanı sıra yukarıya doğru belirgin bir derecelenme göstermelerine paralel olarak benzer bileşimli grainstone ve packstone tip kayaçlara geçmeleri olasılıkla yakın yörede gelişmekte olan bir resif külesinden çökme ortamının zaman zaman fırtınaların etkisiyle materyal taşındığını gösterir. Diğer taraftan, litofasiyesin 38-40 ncı metreleri arasındaki bol wackestone tip kayaçlarda bol miktarda Radiolariaların görülmesi yüksek enerjili sığ su özelliğindeki ortamın yersel faylanmalar sonucu açık şelfe dönüşüğünü ve su derinliğinin de onlarca metre yüksekliklerde olduğunu gösterir. Çökme ortamının sığ sudan açık şelfe, açık şelfden de tekrar sığ su özelliğine dönüşümünün hızlı bir şekilde (yani çok kısa bir sürede) olması gerekir. Zira, grainstone tip kayaçlardan wackestone tip kayaçlara ve bunlardan da tekrar packstone ve grainstone tip kayaçlara geçiş çok kısa bir mesafede gerçekleşmiştir.

### 3.2.3. Türbiditik Kireçtaşı Litofasiyesi

#### 3.2.3.1. Makroskopik Özellikler

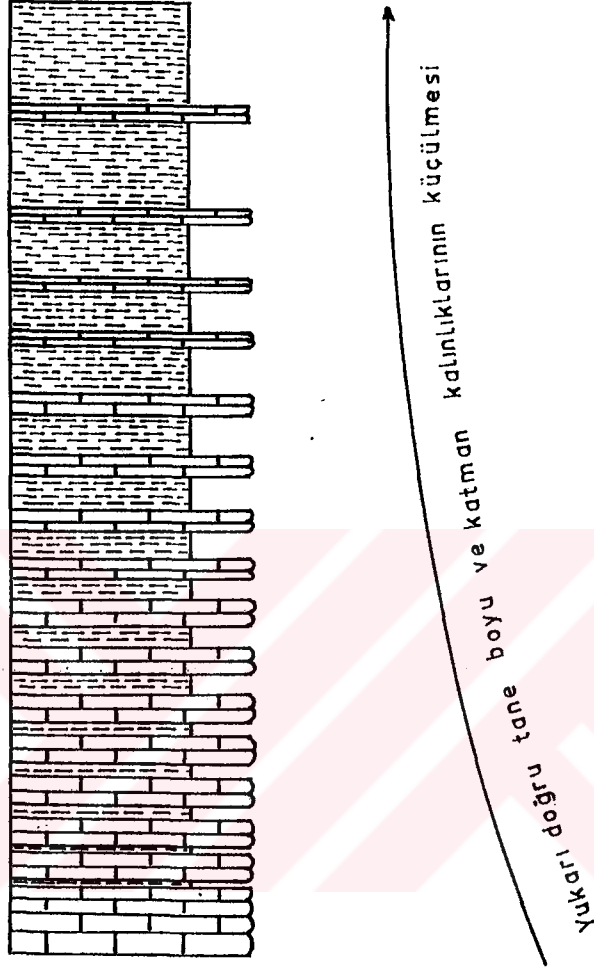
Litofasiyes, inceleme alanında oolitik grainstone litofasiyesi üzerine uyumlu olarak oturur. Kendesini ise, Eosen yaşlı Sırataşlar formasyonu [10] uyumsuz olarak üzerler (Şekil 3.14). Makroskopik olarak, alt ve üstündeki litofasiyelerden tamamen farklı litolojik ve dokusal özelliklerde gelişmiş olması nedeniyle net bir şekilde ayırt edilir.

Litofasiyesin toplam kalınlığı yaklaşık olarak 185 m. dir. Katman kalınlıkları 0.05-0.6 m. (çoğunlukla 0.2-0.4 m.) arasında değişir. Buna karşın, litofasiyeste kalınlıkları 5-10 m. ye varan marnlı seviyeler de mevcuttur.

Litofasiyes, yukarı doğru katman kalınlıkları ve tane boyu küçülen kireçtaşı türbidit megasekanslarından [33, 34, 35, 36] oluşur (Şekil 3.23). Bu türbidit kireçtaşı katmanlarının bazılarında derecelenme ve Bouma sekansının bazı bölümlerini görmek olasıdır. Diğer taraftan litofasiyesi oluşturan kireçtaşı türbiditlerinin siliklastik türbiditler ile karşılaştırılması durumunda kendine özgü bazı özelliklere sahip olduğu görülmektedir. Bunlar:

-Bazı katmanların tabanında litoklastlar (platform karbonatlarından türemiş değişik türde karbonatlı ögeler) tavanına doğru ise, karadan türeme kırıntılarının çift yönlü bir dağılımı vardır. Çift yönlülük faylanmaya bağlı olarak alttaki birimlerin litolojik özelliklerinin bir sonucu ya da çift faylanmadandır.

-Çapraz katmanlaşma ya da konvolüt lâminalanma bu türbidit kireçtaşlarında hemen hemen hiç görülmez [35]. Oysa Bouma [37] siliklastik türbidit kayaçlarının yaklaşık %60 na yakın bir kısmında konvolüt ya da çapraz katmanlaşmanın görüldüğünü, türbidit kireçtaşlarında ise, genel olarak ancak %5-%10 arasında gözlenebildiğini belirtmiştir [36].



Şekil 3.23. Türbiditik kireçtaşı litofasiyesindeki yukarı doğru katman kalınlıkları ve tane boyu küçülen megasekansların genel görünüşleri.

-İkincil silisleşme yaygın görülen bir özelliktir. Silisleşme için ana kaynağı silisli iskeletler oluşturmaktadır.

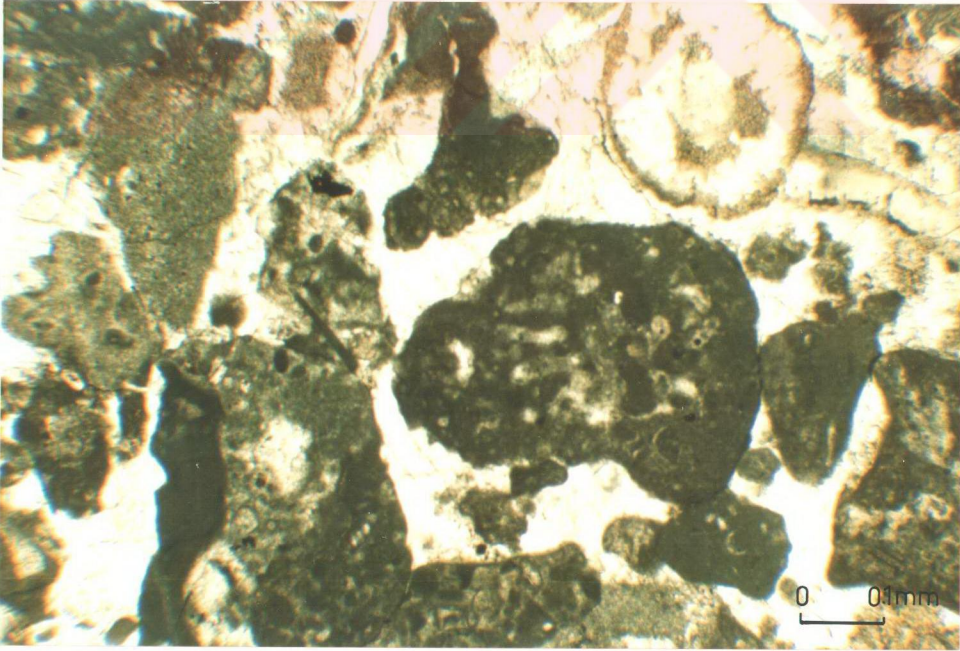
-Silisleşmenin yoğun olduğu litofasiyesin üst seviyelerindeki katmanlarda büyük boyutlu ve öz şekilli pirit kristalleri yaygın olarak görülür.

-Tortul yapılar siliklastik türbiditlerde yaygın görülmelerine karşın, kireçtaşı türbiditlerinde ise (bir kaç yük kalıbı hariç) pek görülmez.



### 3.2.3.2. Mikroskopik Özellikler

Litofasiyesi oluşturan megasekansların taban seviyeleri platform karbonatlarından ve çok az olarak da başka kaynaklardan türemiş (karadan türeme kırıntıları), genelde ince çakıl-ince kum boyutundaki öğelerin oluşturduğu kireçtaşı türbidit sekanslarıyla başlar. Bu sekanslardaki kireçtaşı katmanları sekansların tabanında çoğunlukla drusy ve iri kristalli equant spari kalsit çimentolu kalsirudit ve kalkarenit şeklinde iken sekansların üst seviyelerine doğru kalsilütitlere dereceli bir geçiş yaparlar. Bu kayalar içerisindeki yeniden depolanmış karbonatlı öğeleri iskelet taneleri (bentik foraminifer, echinoderm, pelecypod, mercan, broyozoa, tubiphytes, alg gibi resifal kökenli iskelet taneleri), ooid, peloid ve intraklast gibi kaynak kayacın (platform karbonatların) kırıntıları oluşturur (Şekil 3.24). Bu öğelerin

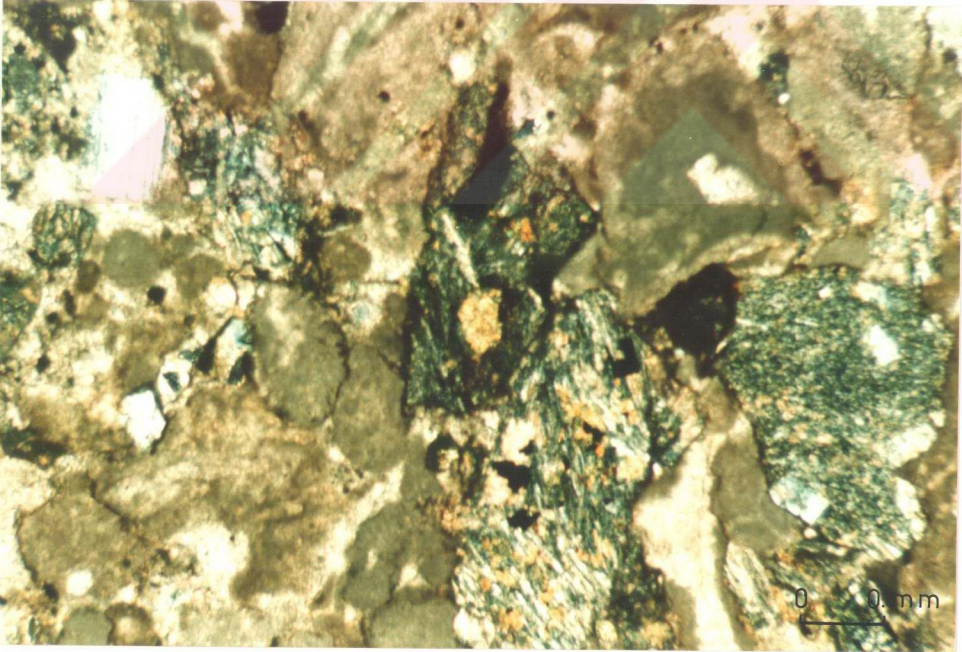


Şekil 3.24. Türbiditik kireçtaşı katmanlarını oluşturan ve platform karbonatlarından türemiş öğelerin mikroskopik görünüşleri (örnek no: 96).

tamamı taşınmanın bir sonucu olarak kısmen veya tamamen yuvarlaklaşmıştır. Kısmen veya tamamen neomorfize olan bu öğelerin kenarlarında yaygın erime olayları görülür. Yine bu katmanlarda az olarak (özellikle katmanların üst kısımlarında) görülen ince kum ve silt boyutundaki karadan türeme kırıntılarının tamamını bazalt kayası parçaları ile plajioklaslar oluşturur (Şekil 3.25). Plajioklaslar köşeli ve taze görünümlü olup, herhangi bir alterasyon yapısı göstermezler. Bazalt kayası parçaları ise, yuvarlak ve yarı yuvarlaktır. Bunlarda da alterasyon çok az görülmekte veya görülmektedir.

Litofasiyesi oluşturan kayalardan kalsirudit ve kalkarenitlerde tane boyu analizleri yapılmıştır. Bu analizlere göre (Tablo 2);

-Ortalama tane boyu 0.5  $\phi$ -3.5  $\phi$  arasında değişir.



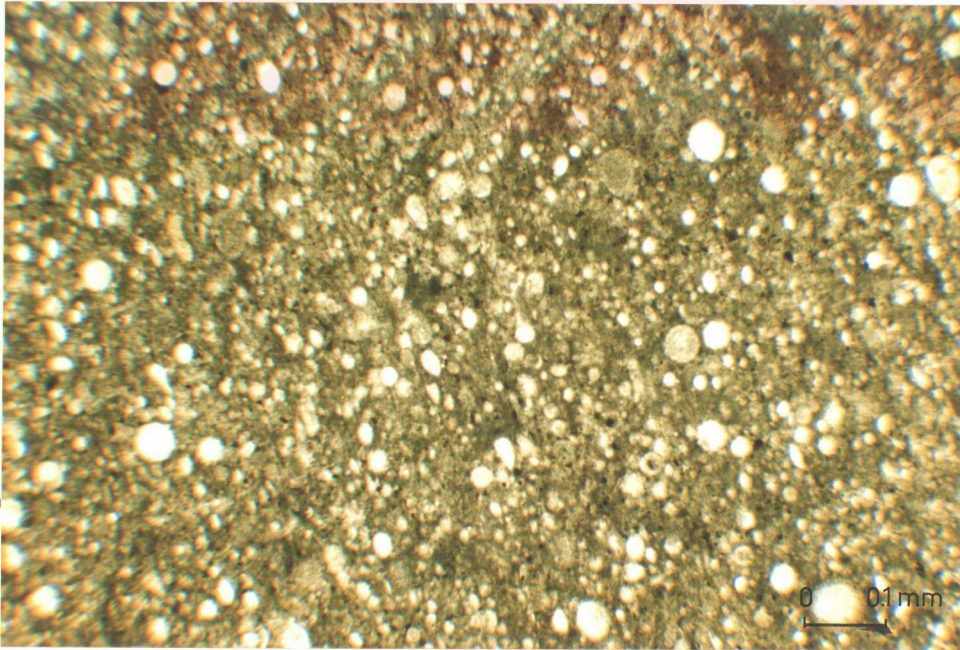
Şekil 3.25. Türbiditik kireçtaşı katmanlarındaki karadan türeme kırıntılarının mikroskopik görünüşleri (örnek no: 102). P: plajioklas; K: kireçtaşı parçası; B: bazalt kayası parçası.



-Standart sapma 0.62  $\phi$ -1.2  $\phi$  arasında olup, orta ve orta ile kötü arası bir boylanma gösterirler.

-Yamukluk katsayısı -0.35 - 0.62 arasında olup, kaba taneye yamuk bir dağılım eğrisi gösterirler.

Megasekansların taban seviyelerini oluşturan bu özellikteki kireçtaşı türbidit sekansları üste doğru yerlerini mikritik kireçtaşı ve yarı pelajik marn veya kireçli kilttaşlarının ardışımından oluşan kireçtaşı türbidit sekans ardışımına bırakırlar (Tablo 2). Her megasekansın büyük bir kısmını bu özellikte gelişmiş olan sekanslar oluşturur. Bu sekanslardaki kireçtaşı katmanları kalsilütit tipinde olup, öğelerin çok büyük bir kısmını Radiolarialar oluşturur (Şekil 3.26). Ayrıca platform karbonatlarından ve diğer kaynaktan türemiş silt boyutundaki öğeler, kayalar içerisinde düz lâminalar şeklinde görülürler.



şekil 3.26. Türbiditik kireçtaşı katmanlarında çok bol olarak görülen Radialarların mikroskopik görünümü (örnek no: 72).

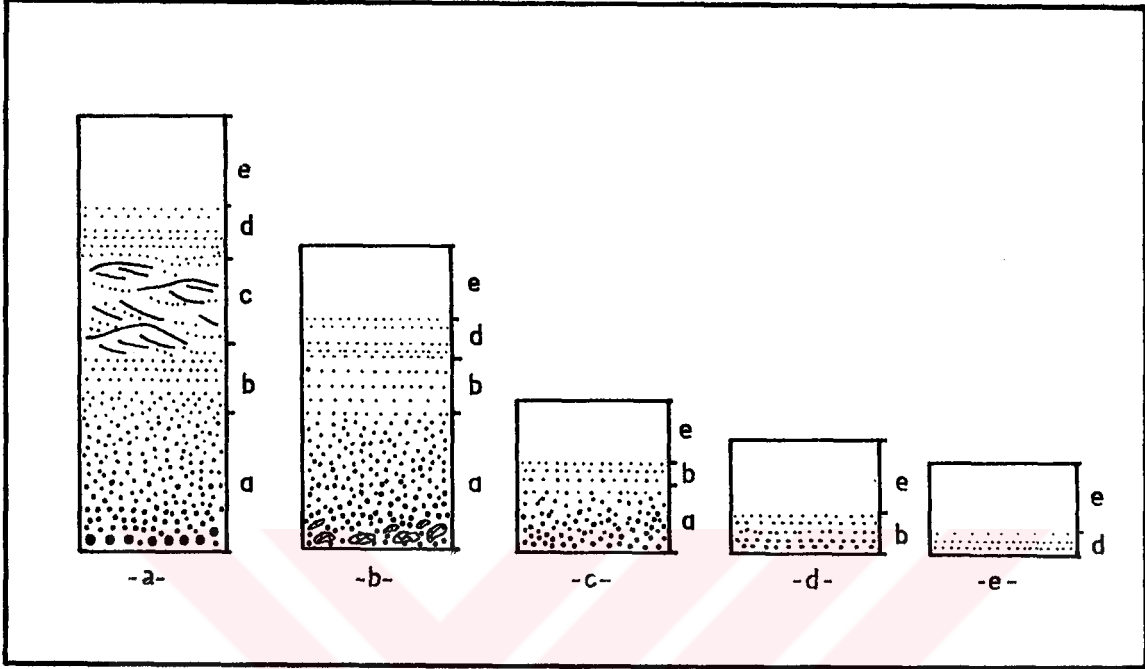
Megasekansların en üst seviyelerini çok ince kalınlıklardaki lütit veya biyolütitler ile çok kalın marn veya kireçli kilttaşlarının ardalanmasından oluşan kireçtaşı türbidit sekansları oluşturur (Tablo 2). Bu tip sekanslardaki mikritik kireçtaşlarının katman kalınlıkları 0.01-0.10 m. arasında değişir. Bazılarında silt boyutunda karadan türeme kırıntı ve platform karbonatlarına ait öğeleri düz lâminalar şeklinde görmek olasıdır.

### 3.2.3.3. Çökel Fasiyesleri

Litofasiyesi oluşturan türbiditik kireçtaşları ilk kez Mutti ve Ricci Lucchi [38] tarafından kullanılan ve Bouma sekansının farklı bölümlerini içeren alt fasiyes tipleri ayırt edilmiştir (Şekil 3.27). Bu alt litofasiyes tipleri Mullins ve Cook [39]'un ortaya koyduğu karbonat önlüklerindeki çökel fasiyeslerinin bazılarıyla kısmen ya da tamamen benzer özellikler göstermektedir.

**Komple kireçtaşı türbidit fasiyesleri:** Bu yapıdaki türbidit katmanları yeniden depolanmış katmanların yaklaşık olarak, %5 veya daha azında, özellikle megasekansların taban seviyelerinde görülürler. Bunlarda dereceli kısım (Ta) iyi gelişmiş olup, hemen üzerine düz lâminalı kısım gelişmiştir. Çapraz katmanlaşma hiç görülmez. Katmanların en üstü belli belirsiz olarak yarı pelajik marnlara geçer.

**Tam olmayan kireçtaşı türbidit fasiyesleri:** Megasekansların büyük bir kısmını bu özellikteki kireçtaşı türbidit fasiyesleri oluşturur. Bunlar üç farklı tipte gelişmişlerdir. 1. tiptekileri Ta-e [40, 41] kireçtaşı türbidit fasiyesleri oluşturur. Bu fasiyeslere sahip kayalarda dereceli kısım iyi gelişmiş olup, bu kısım yeniden depolanmış tortular tarafından oluşturulur. Tane boyutları çakıldan ince kuma doğru belirgin bir derecelenme gösterir. Düzeltilmiş lâminalı kısım bazılarında nadir olarak görülmesine karşın, çapraz lâminalı kısım hiç görülmez. Dereceli kısım (Ta) ile yarı



Şekil 3.27. Türbiditik kireçtaşı litofasiyesindeki kireçtaşı türbidit sekanslarında ayırt edilen fasiyes tipleri:

- a-) İdeal Bouma sekansı,
- b-) Komple türbiditik kireçtaşı fasiyesi,
- c-) Ta-e türbiditik kireçtaşı fasiyesi,
- d-) Tb-e türbiditik kireçtaşı fasiyesi,
- e-) Td-e türbidit kireçtaşı fasiyesi.

pelajik marn ya da kiltaşlarının oluşturduğu pelitik kısım (Te) arasındaki sınır nettir. 2. tiptekiler Tb-e kireçtaşı türbidit fasiyeslerinden oluşur. Bu fasiyeslerde larda dereceli kısım ile çapraz lâminalı kısım hiç görülmez. Td düz lâminalı kısmın Tb düz lâminalı kısmından ayrımı tartışmalı bir şekilde ve tane boyutuna göre yapılmıştır. Düz lâminalı kısmın pelitik kısmından ayrımı nettir. 3. tiptekiler, Td-e kireçtaşı türbidit fasiyeslerinden oluşur. Bunlarda üst düz lâminalı kısım (Td) çok ince olup, kalınlıkları 1-10 cm. arasında değişir. Düz lâminalanma yalnızca mikroskopik olarak



ayırt edilebilmektedir. Buna karşın, pelitik kısım çok kalındır (yaklaşık olarak 1-3 m.). Bu durum, bu yapıdaki kireçtaşı türbidit fasiyeslerinin en belirgin özelliğidir. Üst düz lâminalı kısmın pelitik kısma geçişi çoğunlukla net bir sınırla olmaktadır. Buna karşın, çok az bir kısmında ise, geçiş tedricidir.

#### 3.2.3.4. Yağ

Litofasiyesin değişik seviyelerindeki kalsirudit ve kalkarenitik kayalarda çok bol olarak ve platform karbonatlarından türemiş ve çoğunlukla resifal kökenli iskelet taneleri görülür. Ancak, bunlar da diğer kireçtaşı parçaları gibi platform karbonatlarından türemiş ve türbidit akıntılara bağlı olarak ortama taşınarak gelmiş olmaları nedeniyle bu özellikteki iskelet taneleri kireçtaşı parçaları olarak yorumlanmıştır. Buna karşın, Taslı tarafından litofasiyesteki mikritik veya killi kireçtaşı (kalsilütit) katmanlarında çok bol olarak Radiolaria'ların yanı sıra yer yer Calpionella sp. ve Saccocoma sp. gibi biyojenler tespit edilmiştir. Bu biyojenlere dayanılarak litofasiyesin Titoniyen yaşlı olduğu saptanmıştır.

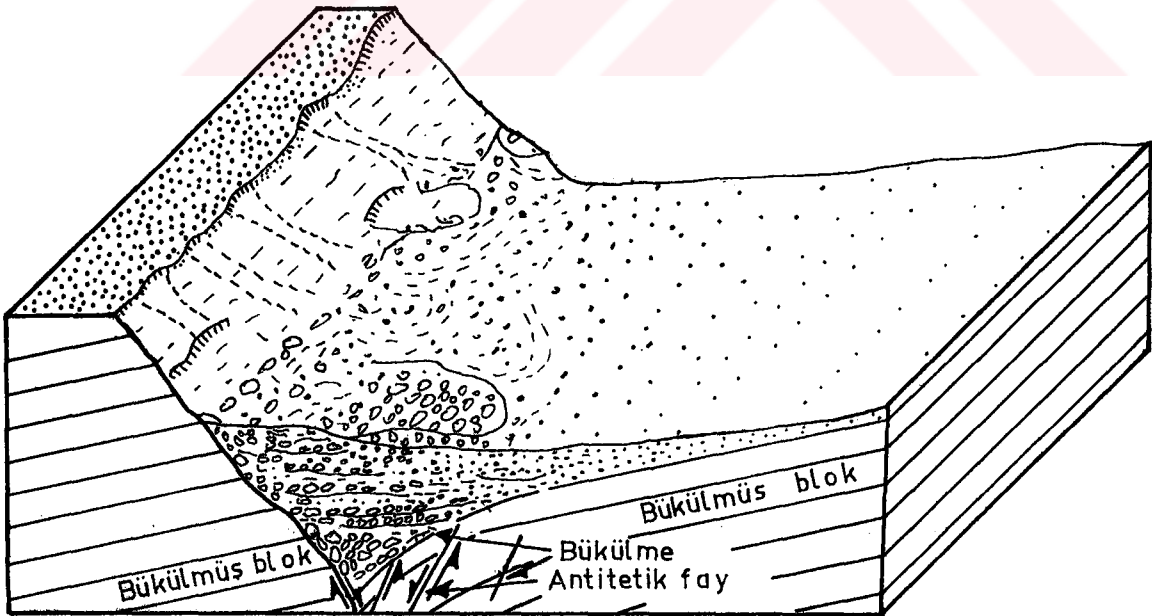
#### 3.2.3.5. Çökelme Ortamı

Litofasiyes, yukarı doğru katman kalınlıkları ve tane boyutu küçülen kireçtaşı türbidit megasekanslarından oluşur. Değişik araştırmacıların yaptığı sismik çalışmalar [42] ve eski siliklastik tortuların arazi verileri üzerine kurulan modellerde [43, 44, 45, 46] sekanslardan oluşan türbiditlerin genel olarak yelpaze (fan) tortuları olduğunu yorumlamışlardır. Ancak bütün türbidit sekanslarının bu yelpaze modellerine uymadıkları, özellikle güncel ve eski karbonat platform kenarları boyunca yeniden depolanmış karbonat tortularının önlüğe (apron) benzer bir yayılım gösterdikleri

gözlenmiştir [39, 46]. Yine yapılan araştırmalarda karbonat havza kenarı çökelleri, genellikle kanallara bağlı olmayan ve havza kenarına paralel veya bitişik uzanan, örtü akışının (sheet flow) bir sonucu olduğunu göstermiştir. Oysa, yelpaze modeli temelde kanallar boyunca akışa bağımlıdır ve örtü akışı ancak yelpazenin (fan) dış kesimlerinde söz konusudur [48].

Litofasiyese ait arazi ilişkileri (havza geometrisi, diğer litofasiyesler ile olan yanal ilişkileri) ve yeniden depolanmış tortuların analizlerine dayanılarak litofasiyesi oluşturan türbidit sekanslarının ilerleyen yelpaze sistemi ya da modelinin aksine blok faylanmalar ile şekillenmiş bir havzada depolanmış olmalıdır (Şekil 3.29).

Kireçtaşı türbidit sekanslarının farklı tipleri türbidit akıntılarındaki akışkan yoğunluklarının değişiminden sonuçlanmaktadır [36, 40, 41, 44, 49, 50, 51, 52, 53, 54].



Şekil 3.28. Türbiditik kireçtaşı litofasiyesinin çökeltme ortamını gösteren ölçeksiz blok diyagram [36].

"Klasik türbiditler" olarak düşünölen komple türbidit sekanslarındaki akış koşulları, yoğunluk, tane boyu ve tane şekli gibi oluşum mekanizmaları ile benzerdir. Komple bir türbiditik kireçtaşı sekansı nadir olarak gelişir. Genelde tam olmayan sekanslar (örneğin tabandan eksik, tavandan eksik ya da ortadan eksik v.s.) şeklindedirler. Eberli [36] tam olmayan türbidit sekanslarının depolanması için düşük yoğunluklu değişik boyutlardaki türbidit akıntılarının sorumlu olduğu bir taşıma mekanizmasının düşünöldüğünü belirtmiştir. Değişik yoğunluk ve hacimdeki türbidit akıntıları değişik türbidit sekanslarının oluşumunu sonuçlar ise de taşıma uzaklığının artması katman kalınlıklarının ve yoğunluklarının azalmasına neden olmaktadır [40, 55].

Sonuç olarak, özellikle tabandan eksik kireçtaşı türbidit sekanslarının (2. ve 3. tip kireçtaşı türbidit sekansları) sayıca miktarlarının artması kaynak alana göre ıraksak (distal) bir depolanma lokasyonunu gösterir [36]. Eberli [36] kireçtaşı türbiditlerinin (kalsitürbidit) analizlerinde akış mekanizmaları sonucu yanall segragasyonla oluşan tortul yapıların (örneğin tabandan eksik v.s.) karbonat minerolojisinden önemli derecede etkilenmediklerini ve bu tortul yapılar ile çökelme prosesleri arasındaki ilişkilerin hem kalsitürbiditler hem de siliklastik türbiditler için aynı olduğunu belirtmiştir.

### 3.3. Keçi Deresi (Gümüşhane) Kesiti

#### 3.3.1. Genel Bilgiler

Kesit, Lörikas köyünün (Gümüşhane) hemen kuzey batısında yer alan Keçi Deresi boyunca çıkartılmıştır. Bu yörede Berdiga Kireçtaşı dizisinin alttan üste doğru tam bir istiflenmesinin görülmemesi veya bazı seviyelerdeki kayaçların tektonik hareketler sonucu tamamen bozulması ya da ötülü olması gibi nedenlerden dolayı kesit ve buna bağlı olarak da sistematik örneklerin tek bir yerden alınmasına olanak yoktur. Bu nedenle, kesit ve sistematik örnekler üç farklı yerden alınmıştır. Berdiga Kireçtaşı dizisinin tabanından kumtaşlarının tabanına kadar olan kısma ait sistematik örnekler, bu seviyenin en iyi yüzeylenme verdiği Lörikas köyünün hemen kuzeyinden alınmıştır. Örnek alınmasına Lörikas köyüne ait köprünün yaklaşık olarak, 20 m. kuzeyinden, birimin tabanının 1920 eş yükselti eğrisini kestiği noktadan başlanılmış ve kuzey istikametinde gidilerek birimin 1970 eş yükselti eğrisini kestiği noktada tamamlanmıştır. Kumtaşları ve dolomilere ait sistematik örnekler bu litolojik seviyenin en iyi yüzeylenme verdiği Keçikayası Tepe'nin güney yamacından alınmıştır. İlk örnek alınmasına son verilen noktadan itibaren kumtaşlarının tabanı batı yönünde yaklaşık 250 m. lik bir mesafe takip edilerek bu kumtaşlarının tabanının 1910 eş yükselti eğrisini kestiği noktadan başlanılmış ve K10D doğrultusunda gidilerek dolomilerin en üst seviyesinde bu kısma ait örnek alınmasına son verilmiştir. Son olarak, Berdiga Kireçtaşı dizisinin en üst seviyesini oluşturan kısma ait sistematik örnekler ise Kırcaova'nın güney yamacından alınmıştır. Örnek alınmasına Keçi Deresi'nin Kırcaova tarafına ayrılan kolunun 1750 eş yükselti eğrisini kestiği noktadan başlanılmış ve K25D yönünde gidilerek birimin en üst seviyesinde tamamlanmıştır. Sistematik örnekler kireçtaşı, kumtaşı ve kumlu kireçtaşı kayaçlarında 0.3-1.5 m., dolomi kayaçlarında ise, 2-4 m. arasında değişen aralıklarla alınmışlardır.

Inceleme alanında, Berdiga Kireçtaşı dizisinin ölçülen toplam kalınlığı 485 m. dir.

Berdiga Kireçtaşı dizisi yörede Liyas yaşlı, volkano-tortul özellikteki Zimonköy formasyonu [13] üzerine uyumlu olarak oturur. Kendisini ise, Üst Kretase yaşlı, kırmızı renkli biyomikritlerin oluşturduğu Kermut Dere formasyonu [8] uyumsuz olarak üzerler (Şekil 3.29).

Arazi çalışmaları sırasındaki makroskopik incelemeler ve sistematik örnekler için incekesitlerin mikroskopik incelemeleri dizinin 7 farklı litofasiyede geliştiğini ortaya koymuştur (Tablo 3). Bunlar alttan üste doğru;

- 1.-Öoidli grainstone-packstone litofasiyesi
- 2.-Mudstone litofasiyesi
- 3.-Kumtaşı-kumlu kireçtaşı-kireçtaşı litofasiyesi
- 4.-Dolomi litofasiyesi
- 5.-Dolomi ve dolomitli grainstone-packstone litofasiyesi
- 6.-Grainstone-packstone litofasiyesi
- 7.-Floatstone litofasiyesi

şeklinde gelişmiştir.

### 3.3.2. Ooidli Grainstone-Packstone Litofasiyesi

#### 3.3.2.1. Makroskopik Özellikler

Inceleme alanında Berdiga Kireçtaşı dizisinin taban seviyelerini oluşturur. Litofasiyes, Liyas yaşlı volkano-tortul özellikteki Zimonköy formasyonu [13] üzerine uyumlu olarak oturur. Benzer şekilde, kendisini mudstone litofasiyesi uyumlu olarak üzerler (Şekil 3.29). Makroskopik olarak, litofasiyes altındaki volkano-tortul özellikteki Zimonköy formasyonundan litolojik, üstündeki mudstone litofasiyesinden dokusal olarak tamamen farklı özelliklerde gelişmiş olması nedeniyle net bir şekilde ayırt edilir.



LİYAS DOĞGER? - M A L M - A L T K R E T A S E	U. KRE. YAS	FORMASYON	LİTOLOJİ	A Ç I K L A M A
ZIMON.				
I			102	Gri-bej renkli, masif görünümlü oolitik grainstone-packstone.
II			36	Gri-renkli, orta katmanlı mudstone.
III			51	Gri-sarı renkli, ince-orta katmanlı, sert görünümlü kumtaşı-kumlu kireçtaşı-kireçtaşı.
IV			71	Sarı renkli, ince-orta katmanlı dolomi.
V			84	Gri-sarı renkli, kalın-masif katmanlı dolomi ve dolomitli grainstone-packstone.
IV			131	Gri-bej renkli, orta-kalın katmanlı grainstone-packstone.
VII			10	Gri renkli, ince katmanlı biyoklastlı flatstone.
			230	Tüfit ara katmanları içeren kumtaşı, silttaşı, kiltası, kireçtaşı ardışımı.
			1200	Orta-kalın katmanlı, kumtaşı, silttaşı, kiltası, kireçtaşı, lav, aglomera, tüfit ardışımı.

Sekil 3. 29. Berdiga Kireçtaşı'na ait Keçi Deresi (Gümüşhane) örnek kesiti.

Litofasiyesin toplam kalınlığı yaklaşık olarak 102 m. dir. Katman kalınlıkları litofasiyesin alt seviyelerinde 1-3 m. arasında değişirken, üst seviyelere doğru masif bir görünüm kazanırlar. Benzer şekilde, litofasiyesin alt seviyelerindeki kayaçlar koyu gri renkli iken üst seviyelere doğru açık gri-buğday renginde görülürler.

Litofasiyesin en alt seviyesinde ve yaklaşık 1.5 m. kalınlığındaki kayaç mikritik özellikte olup, üst kısımlarında cm. boyunda ve belli bir hat boyunca dizilmiş onkoid ve mavi-yeşil alg parçaları görülür. Bu kayaçın hemen üzerine gelen ve yaklaşık 2 m. kalınlığındaki kayaçın da en alt kısmında seyrek olarak çakıl büyüklüğünde karadan türeme kırıntı ve karbonatlı ögeler görülür.

### 3.3.2.2. Mikroskopik Özellikler

Litofasiyes, tabanındaki wackestone tip kayaç ile üç farklı seviyedeki dolomi kayaçları hariç, diğer tüm kayaçlar grainstone ve packstone dokusal özelliğinde gelişmiştir (Tablo 3). Taban seviyesindeki wackestone tip kayacın çok az oranda karbonatlı öge içermesine karşın, makroskopik özellikler kısmında da belirtildiği gibi üst kısımlarında belli bir hat boyunca dizilmiş bol miktarda onkoidlerin yanı sıra, kuş gözü ve geopetal gibi dokusal yapılar da görülür.

Litofasiyesin çok büyük bir kısmını oluşturan grainstone ve packstone tip kayaçlar değişik oranlarda değişik karbonatlı ögeleri içermelerine karşın, genel olarak oolitik özellikte gelişmişlerdir (Tablo 3). Ancak litofasiyesin 61-73 ncü metreleri arasındaki kayaçların kısmen veya tamamen dolomitleşmiş olması nedeniyle ilksel dokusal özelliklerinin belirlenmesine olanak yoktur.

Litofasiyesteki grainstone ve packstone tip kayaçlarda tane boyu analizleri yapılmıştır. Bu analizlere göre (Tablo 3);

-Ortalama tane boyu 0.82  $\phi$ -3.4  $\phi$  (büyük çoğunlukla

2.5  $\emptyset$ -2.8  $\emptyset$ ) arasında değişir.

-Standart sapma 0.39  $\emptyset$ -1.5  $\emptyset$  (çoğunlukla 0.68  $\emptyset$  - 0.95  $\emptyset$ ) arasında olup, çoğunlukla iyi ile orta arası bir boylanma gösterirler.

-Yamukluk katsayısı -0.5 - 0.5 (çoğunlukla -0.2 - -0.4) arasında olup, çoğunlukla kaba taneye yamuk bir dağılım egrisi gösterirler.

Litofasiyesi oluşturan ve oolitik özellikte gelişmiş olan grainstone ve packstone tip kayalar genelde normal ya da gevşek istiflenmişlerdir. Bu nedenle taneler arasında çoğunlukla nokta dokanak ve dokanaksız gibi grlrlere. Ancak bazı seviyelerdeki kayalarda (zellikle grainstone tip kayalarda) sıkışmaya bağlı olarak tane dokanakları düzlemsel, konkav-konveks ya da strl bir yapıda gelişmiştir.

Makroskopik zellikler kısmında da belirtildiği gibi litofasiyesin tabanındaki ilk grainstone tip kayada ve bu kayacın tabanında bir hat boyunca dizilmiş çok bol ve büyük boyutlu intraklast ile karadan türeme kırıntı mevcuttur. Bu geler aşırı sıkışmiş ve deforme olmuşlardır. Hatta burdaki ooidlerin pek çoğu kırılmış haldedir. Bu seviye ile üzerine gelen oolitik seviye birbirlerinden net bir sınırla ayrılır.

Litofasiyesi oluşturan kayaların sedimantolojik ve mikrofasiyesel özellikleri ile içerdikleri bileşenlerin düşey yöndeki dağılım ve bolluk % oranları Tablo 3 de gösterilmiş olup, bileşenlere ait mikroskopik özellikler aşağıda açıklanmıştır.

Karadan türeme kırıntıları: Makroskopik zellikler kısmında da belirtildiği gibi litofasiyesin yalnızca taban seviyesindeki grainstone tip kayalarda ve yaklaşık olarak, %5-%15 arasında değişen oranlarda grlrlere. Çoğunluğunu kuvars, çok az bir kısmını da kayaa kırıntıları oluşturur.

Kuvarsların tamamı plutonik kökenli olup, köşeli ya da yarı köşelidirler. Boyutları 150-420  $\mu$ m. arasında değişir.

Kayaa kırıntılarının tamamı bazalt kayası parçalarından oluşur. Tamamı yuvarlaklaşmıştır. Boyutları 350  $\mu$ m.-2.5 mm. arasında değişir.

**Intraklastlar:** Litofasiyesteki tüm grainstone ve packstone tip kayaçlarda yaklaşık olarak, %5-%35 (çoğunlukla %20-%30) arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 3). Genel olarak, litofasiyes içerisinde aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler;

-Boyutları 250-750  $\mu\text{m}$ . arasında değişmesine karşın, en alt seviyedeki grainstone tip kayaçta çakıl büyüklüğünde olanları da mevcuttur.

-Yuvarlak ve yarı yuvarlaktırlar.

-Genel olarak, grainstone tip kayaçlarda iç bileşenler, packstone tip kayaçlarda ise, iç bileşensiz olanlar daha boldur.

-Bazılarının sınırlarında hafif erimeler görülür. Ayrıca bazı grainstone tip kayaçlardaki intraklastlarda tane içi sparitleşme olayları görülmekte ve bunun sonucu olarak da iç bileşenler çoğunlukla tanınmamaktadır.

**Peloidler:** Litofasiyesteki dolomi ve birkaç farklı seviyedeki grainstone tip kayaçlar hariç, diğer tüm kayaçlarda yaklaşık olarak, %5-%45 (çoğunlukla %20-%30) arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 3). Bunlar 1. ve 2. tip peloidlerden oluşmuşlardır.

1. tip peloidler litofasiyesin özellikle alt ve orta seviyelerindeki kayaçlarda bol olarak görülürler (Şekil 3.30). Boyutları 70-200  $\mu\text{m}$ . arasında değişir. Kayaçlar içinde uniform olarak dağılmışlardır. Diğer mikroskopik özellikleri bakımından Suiçti (Alucra) kesitindeki litofasiyeslerde görülen aynı tip peloidler ile tamamen benzerdirler.

2. tip peloidler litofasiyeste çok az ve yalnızca packstone tip kayaçlarda görülürler (Şekil 3.30). Özellikle litofasiyesin 76-78 nci metrelerindeki packstone tip kayaçlarda maksimum değerlerine erişirler. Boyutları 15-60  $\mu\text{m}$ . (çoğunlukla 30-45  $\mu\text{m}$ .) arasında değişir. Kayaçlar içerisinde çoğunlukla uniform dağılmış olmalarına karşın, az bir kısmı biyotürbasyonlar içinde kümelenmiştir. Bu durum, bunların olasılıkla biyotürbasyona bağlı olarak geliştiklerini göstermektedir. Diğer mikroskopik özellikleri bakımından Suiçti

(Alucra) kesitindeki değişik litofasiyeslerde görülen aynı tip peloidler ile tamamen benzerdirler.

**Ooidler:** Litofasiyesin tabanındaki wackestone, üst seviyelerdeki bir-iki grainstone ve packstone tip kayalar ile dolomi kayaları hariç, diğer tüm kayalarda yaklaşık olarak, %5-%50 arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 3). 1., 2., 3. ve 4. tip ooidlerden oluşmuşlardır (Şekil 3.30).

**1. tip ooidler:** Litofasiyeste çok uzun düşey bir yaylıma sahiptirler (Şekil 3.30). Bazı seviyelerdeki kayalarda neomorfizmadan dolayı özelliklerinin büyük bir kısmı görülmez. Genel olarak, litofasiyes içerisinde aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler.

-Boyutları 200-540 µm. (çoğunlukla 270-350 µm.) arasında değişir.

-Konsantrik yapı genel olarak çok hafif görülür.

-Zar oluşuklarından herbirinin kalınlığı 20-35 µm. arasında değişir.

-Zar oluşukların toplam kalınlıklarının çekirdek boylarına oranı 3/1-1/4 arasında değişir.

-Çekirdek olarak çoğunlukla peloid ve spari kalsit, çok az olarak da iskelet tanesi, intraklast ve kuvars parçacıkları görülür.

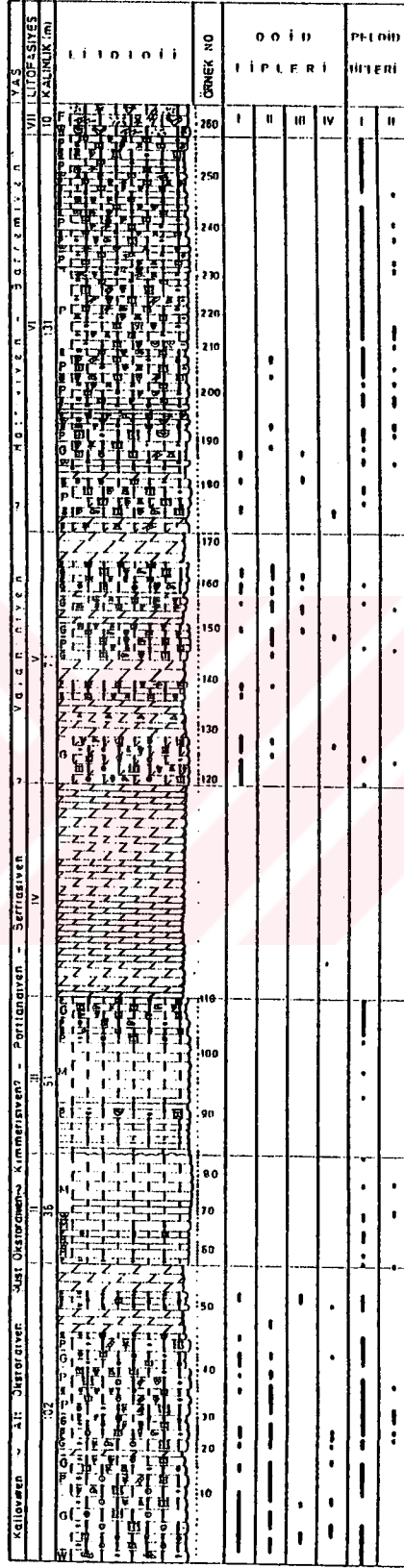
-Genel olarak herhangi bir deformasyon yapısı göstermezler. Ancak zar oluşukları ileri derecede mikritleşmiş ve çekirdekleri peloidli olanlarda zar oluşukları ile çekirdeklerin birbirinden ayrımı zorlukla yapılabilmektedir. Ayrıca, dolomitleşmenin etkili olduğu kayalarda dolomit kristalleri tarafından kısmen ya da tamamen yenilmişlerdir.

**2. tip ooidler:** Litofasiyeste en bol görülen ve en uzun yayılımı olan ooidlerdir (Şekil 3.30). Genel olarak, litofasiyes içerisinde aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler.

-Boyutları 90-210 µm. arasında değişir.

-Zar oluşukların kalınlıkları 10-25 µm. arasında değişir.





Sekil 3 30 Keçi Deresi (Gümüşhane) kesimine alt değişik litolojisiyeslerde gözlenen farklı tipteki petoid ve oolitlerin düşey yöndeki yayılımları

-Zar oluşukların çekirdek boylarına oranı  $1/4-1/12$  arasında değişir.

-Çekirdek olarak çoğunlukla peloid, çok az olarak da çok küçük boyutlu iskelet tanesi ve spari kalsit görülür.

-Genel olarak, herhangi bir deformasyon yapısı göstermezler. Ancak, peloid çekirdekli olanların pek çoğunda zar oluşuklarıyla çekirdeklerin ayrımı yapılamamaktadır. Ayrıca, dolomitleşmenin yaygın olduğu kayalarda bazıları dolomit kristalleri tarafından kısmen veya tamamen yenilmişlerdir.

3. tip ooidler: Litofasiyesin farklı seviyelerinde çok az miktarlarda görülürler (şekil 3.30). Genel olarak, litofasiyes içerisinde aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler.

-Boyutları  $140-230 \mu\text{m}$ . arasında değişir.

-Bazılarının zar oluşukları kısmen mikritleşmiş olması nedeniyle ışınsal yapıları çoğunlukla bozulmuştur.

-Zar oluşukların kalınlıkları  $15-30 \mu\text{m}$ . arasında değişir.

-Zar oluşukların kalınlıklarının çekirdek boylarına oranı  $1/5-1/10$  arasında değişir.

-Çekirdek olarak çoğunlukla peloid, çok az olarak da iskelet taneleri görülür.

-Genel olarak, herhangi bir deformasyon yapısı göstermezler. Buna karşın, çok az bir kısmının zar oluşuklarında kırılma ya da erime olayları görülür.

4. tip ooidler: Litofasiyesin bir-iki farklı seviyesindeki kayalarda nadir olarak görülürler (şekil 3.30). Genel olarak, litofasiyes içerisinde aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler.

-Boyutları  $400-650 \mu\text{m}$ . arasında değişir.

-Konsantrik ve ışınsal yapı belirgin olarak görülür. Ancak bazılarının zar oluşuklarının kısmen mikritleşmiş olması nedeniyle konsantrik yapılar kısmen bozulmuştur.

-Zar oluşuklarından herbirinin kalınlığı  $25-40 \mu\text{m}$ . arasında değişir.

-Zar oluşukların toplam kalınlıklarının çekirdek boylarına oranı 1/1-1/3 arasında değişir.

-Çekirdek olarak çoğunlukla peloid, çok daha az olarak iskelet tanesi, intraklast ve spari kalsit görülür.

-Genel olarak herhangi bir deformasyon yapısı göstermezler. Ancak çok az bir kısmında kayacın sıkı istiflenmesine bağlı olarak bazı deformasyon yapılarıyla zar oluşuklarında yer yer mikritleşmeler görülür.

**Onkoidler:** Litofasiyesin farklı seviyelerinde yaklaşık olarak, ve %5-%15 arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 3). Genel olarak, litofasiyes içerisinde aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler.

-Tamamı alg onkoidlerinden (Cyanophyceae alg) oluşmuştur.

-Boyutları 2-6 mm. (çoğunlukla 3-4 mm.) arasında değişir.

-Yuvarlak ya da elipsoid şekillidirler.

-Yapıları düzenli olup, büyümelerinde herhangi bir kesiklik görülmez. Buna karşın, çok az bir kısmının sarılımlarında yenme yapıları görülür.

-Sarılımlar düzgün gelişmiştir. Ancak mikritleşmelere bağlı olarak pek çoğunda sarılımların birbirlerinden ayrımı yapılamamaktadır.

-Çekirdekler çevredeki diğer bileşenler ile benzer olup, büyük çoğunluğunu pelecypod ve gastropod kavkı parçaları oluşturur.

-Genelde herhangi bir deformasyon yapısı göstermezler.

**iskelet taneleri:** Litofasiyeste dolomi kayaları hariç, diğer tüm kayalarda yaklaşık olarak %5-%35 (çoğunlukla %10-%20) arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 3). Genel olarak foraminifer, alg, pelecypod, gastropod, echinoderm, hydrozoa ve mercan gibi değişik gruplardan veya bu gruplara ait değişik cins ya da türlerden oluşurlar. Bunların litofasiyes içerisinde, düşey yöndeki dağılımları Şekil 3.31 de gösterilmiştir.



Foraminiferler litofasiyesin birkaç farklı seviyesindeki kayalarda kısmen bol görülmelerine karşın, diğer seviyelerki kayalarda hemen hemen hiç görülmezler veya nadir olarak görülürler. Değişik cins ve/veya türlerden oluşmuşlardır. Tamamı bütün halde olup, kısmen neomorfize olmuşlardır.

Algler litofasiyesin farklı seviyelerinde çok az olarak görülürler. Mavi-yeşil alg (Cyanophyceae) ve Dasycladaceae alglerden oluşurlar. Cyanophyceae algler onkoidler dışında serbest halde nadir olarak görülürler. Dasycladaceae algler küçük parçalar halinde olup, tamamen neomorfize olmuş değişik cins ve türlerden oluşurlar. Kavkı kenarlarında değişik kalınlıklarda mikritik zarflanmalar görülür. Bunların dışında alg ögesi olarak düşünülen (Taslı, 1989, sözlü görüşme) küçük sparitik kürecikler (boyutları yaklaşık olarak 90-110 µm. arasında değişmektedir) litofasiyesin bazı seviyelerinde, özellikle packstone tip kayalarda kısmen bol olarak görülürler. Kayalar içerisinde çoğunlukla kümeler halinde görülmelerine karşın, bazan tek tek ya da Ammobaculites gibi foraminiferlerin kavkılarında da görmek olasıdır.

Pelecypodlar litofasiyeste uzun bir yayılıma sahip olmalarına karşın, bir-iki farklı seviyedeki kayalar dışında çok az olarak görülürler. Tamamı değişik şekil ve boyutlu kavkı parçalarından oluşmuştur. Kısmen veya tamamen mikritleşmiş olan bu öğelerin tümünün kenarlarında ve değişik kalınlıklarda mikritik zarflanma görülür.

Gastropodlar litofasiyesin hemen her seviyesinde ve çok az miktarlarda görülürler. Büyük çoğunluğu kavkı parçaları şeklinde, çok az bir kısmı da bütün haldedir. Kavkılar neomorfizma sonucu tamamen spari kalsite dönüşmüştür. Ayrıca, tümünün kenarlarında değişik kalınlıklarda mikritik zarflanmalar mevcuttur.

Echinodermiler litofasiyeste en bol görülen ve yayılımı en uzun olan iskelet tanelerini oluştururlar. Büyük çoğunluğunu plaka kırıntıları, çok az bir kısmını da dikenler oluşturur. Değişik boyut ve şekillerde olup, kısmen veya tamamen neomorfize olmuşlardır. Çoğunun kenarlarında mikritik



zarflanma görülür. Yine bazıları yer yer silisleşmiştir.

Ostracodlar litofasiyeste birkaç farklı seviyedeki packstone ve wackestone tip kayalarda çok az olarak görülür. Bütün ya da parçacıklar halinde olup, kısmen neomorfize olmuşlardır.

Hydrozoalar litofasiyesin bir-iki farklı seviyesinde nadir nadir olarak görülür. Değişik boyut ve şekillerde olup, kısmen ya da tamamen neomorfize olmuşlardır.

Mercanlar litofasiyesin bir-iki farklı seviyesinde nadir olarak görülür. Değişik boyut ve şekillerde olup, kısmen ya da tamamen neomorfize olmuşlardır.

**Otijenik mineraller:** Litofasiyesteki otijenik minerallerin büyük bir kısmını pirit, çok az bir kısmını da kuvars kristalleri oluşturur (Tablo 3). Pirit kristalleri lekeler şeklinde veya öz şekilli olup, boyutları 40-170 µm. arasında değişir. Kayalar içerisinde gelişi güzel dağılmışlardır. Kuvarsların boyutları 40-90 µm. arasında değişir. Kayalar içerisinde saçılmış olarak görülürler.

**Çimento:** Değişik diyajenetik ortamları karakterize eden çimento tiplerinden litofasiyes içerisinde görülenlerin düşey yöndeki dağılımları Tablo 3 de gösterilmiştir.

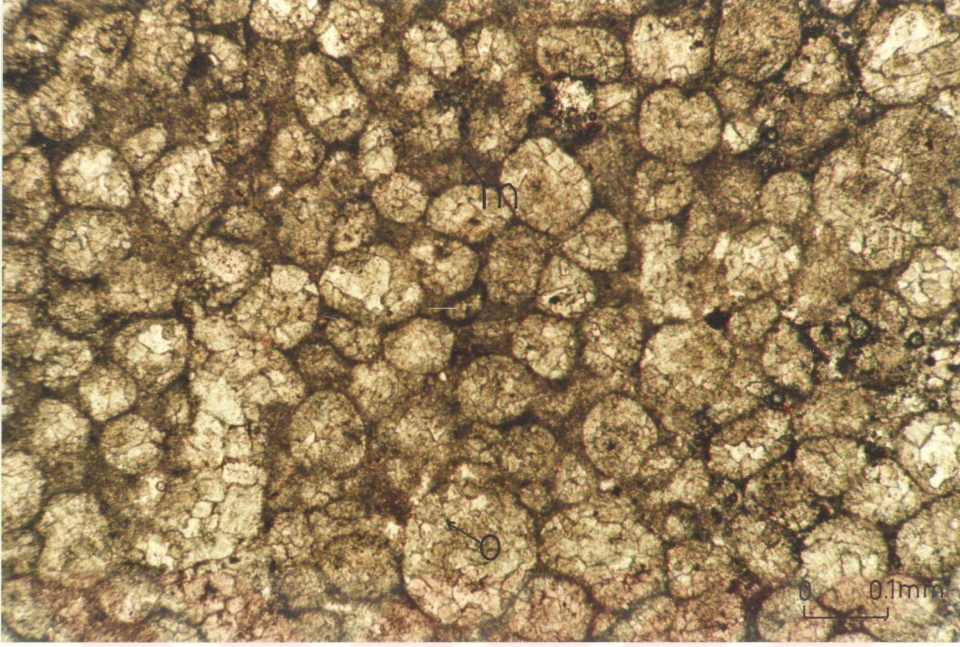
Işınsal lifi çimento, nadir olarak, bir yerde ve yalnızca bütün haldeki ostracod kavkılarının iç kısımlarında görülür. Eş boylu kenar çimento, litofasiyesin birkaç farklı seviyesinde ve çok az olarak görülür. Pelecypod ve ooid tanelerinin üzerlerinde gelişmişlerdir. Neomorfizmadan dolayı net bir şekilde görülmezler.

Ince kristalli equant spari kalsit çimento, litofasiyesin farklı seviyelerinde, özellikle oolitik grainstone tip kayalarda çok az olarak görülür. Tümü tane aralarında gelişmiştir. Drusy spari kalsit çimento, litofasiyeste en yaygın görülen çimento tipidir. Hem tane içi hem de tane aralarında gelişmişlerdir. Mozayik spari kalsit çimento, farklı seviyelerde ve çok az miktarlarda görülür. Çoğunlukla tane içi ve erime boşluklarında gelişmiştir. Sintaksiyal kenar

çimento, grainstone tip kayaçlarda yaygın olarak görülür. Ayrıca, bazı packstone tip kayaçların kötü yıkanmış kısımlarında da nadir olarak ve küçük boyutlarda geliştikleri görülmektedir. Bu durum da olanların çok az bir kısmında tane etrafındaki yıkanmaya olasılıkla ikincil çatlaklar neden olmuş olmalıdır. Bazılarında pöikilitik doku görülür. Pöikilitik çimento, litofasiyesin bir-iki farklı seviyesindeki grainstone tip kayaçlarda nadir olarak görülür.

Dolomi ve dolomitik kireçtaşları: Dolomi kayaçları litofasiyesin 25-31, 80-88, ve 90-102 nci metreleri arasındaki seviyelerde görülürler. Bunlardan 25-31 nci metreler arasındakilerin tamamı xenotopic-A dokusal özelliğinde gelişmiştir. Kristal boyları 110-660  $\mu\text{m}$ . (çoğunlukla 400-550  $\mu\text{m}$ .) arasında değişir. 80-86 nci metreler arasındaki dolomi kayaçları çoğunlukla idiotopic-S, çok az bir kısmı da xenotopic-A dokusal özelliğinde gelişmiştir. Bu katmanlardaki dolomi kristallerinin boyutları 150-650  $\mu\text{m}$ . (çoğunlukla 400-475  $\mu\text{m}$ .) arasında değişir. Bazılarında zonlu yapı görülür. 86-88 nci metreler arasındaki dolomi kayaçlarında görülen dolomit kristalleri ilksel karbonatlı ögeler üzerinde xenotopic-A, ögeler arasında ise, mikrokristalin dokuda gelişmiştir (Şekil 3.32). Bu nedenle ilksel karbonatlı ögelerin izleri net olarak görülmektedir. 90-102 nci metreler arasındaki dolomi kayaçları ise, çoğunlukla idiotopic-S ve çok az olarak da xenotopic-A dokusal özelliğinde gelişmiştir. Bu dokudaki dolomit kristallerinin boyutları 50-165  $\mu\text{m}$ . arasında değişir.

Dolomitik kireçtaşları litofasiyesin 61-73 ncü metreleri arasında görülür. Bu kayaçlardaki dolomitleşmenin tamamı idiotopic-E ve idiotopic-P dokusal özelliğinde gelişmiş olan bu kristallerin boyutları 700-900  $\mu\text{m}$ . arasında değişir. Idiotopic-E dokusal özelliğindeki kristallerin tamamında zonlu yapı görülür.



Şekil 3.32. Ooidli grainstone-packstone litofasiyesinin 86-88 nci metreleri arasındaki kayaçlarda dolomitleşmenin karbonatlı ögeler ile bu ögeler arasında farklı dokusal özelliklerdeki gelişimi. O: dolomitleşmiş ooid; M: matriks (örnek no: 49).

### 3.3.2.3. Çökelme Ortamı:

Litofasiyes, tabanındaki onkoidli wackestone tip katman ile birkaç farklı seviyedeki dolomi ara katmanları hariç, tamamen grainstone-packstone dokusal özelliğinde gelişmiştir. Taban seviyesinde ve yaklaşık 2 m. kalınlığındaki wackestone tip kayaçta (özellikle üst kısımlarında) maviyeşil alglerin oluşturduğu onkoidlerin kısmen bol olarak görülmeleri yanı sıra, az olarak da peloidlerin görülmesi litofasiyesin başlangıçta kıyıya yakın, akıntıların kısmen etkili ve tortulaşmanın yavaş olduğu, sığ ve durgun su ortamında çökeldiğini gösterir [26, 30]. Wilson [30] bu özellikteki kayaçların sığ, durgun su ortamlarını içeren kısıtlı denizel şelf lâgünlerindeki korunmuş ortamlarda (7. ve 8.

fasiyes kuşakları) çökeldiklerini belirtmiştir. Litofasiyesin büyük bir kısmını oluşturan grainstone ve packstone tip kayaçlar genel olarak oolitlik özelliklerde gelişmişlerdir (Tablo 3). Daha önceki benzer litofasiyeslerde de belirtildiği gibi bu tür kayaçlar açık platformlardaki sığ su karbonat kum düzlüklerinde [31] veya başka bir deyişle yüksek enerjili sığ ortamlardaki oolit sığılıklarında [30] çökelmişlerdir. Ancak, bazı packstone tip kayaçlarda ooidlerin görülmemeleri veya çok az olarak görülmeleri yanında bol olarak iskelet tanesi, peloid ve mikritik yapıdaki intraklastların yanı sıra, çok az olarak da onkoidlerin görülmesi çökeltme ortamının zaman zaman ooid sığılığının arka yamacı (lâgüne bakan yamaç) özelliğine dönüştüğünü gösterir. Gel-git akıntıları ya da dalgalar ooidleri oolit sığılıklarından buraya taşınırlarken lâgün ortamından da diğer karbonatlı öğeler taşınmış olmalıdır. Diğer taraftan, taban seviyesindeki onkoidli wackestone tip katmanın üzerine gelen grainstone tip kayaçta ooidlerin yanı sıra, karadan türeme kırıntıların da kısmen bol olarak görülmeleri ve bu kırıntıların yukarı doğru dereceli bir şekilde azalarak yok olmaları ortamın başlangıçta gel-git akıntılarının taşıdığı karadan türeme kırıntıları ile rahatsız edilebilecek kadar kıyıya yakın sığ ve çalkantılı bir ortam özelliğinde olduğunu gösterir.

### 3.3.3. Mudstone Litofasiyesi

#### 3.3.3.1. Makroskopik Özellikler

Inceleme alanında ooidli grainstone-packstone litofasiyesi üzerine uyumlu olarak oturur. Kendisini ise, kumtaşı-kumlu kireçtaşı-kireçtaşı litofasiyesi uyumsuz olarak üzerler (Şekil 3.30). Makroskopik olarak, litofasiyes alt ve üstündeki litofasiyeslerden farklı dokusal özelliklerde gelişmiş olması nedeniyle kolaylıkla ayırt edilebilir.

Litofasiyesin toplam kalınlığı yaklaşık olarak 36 m.



dir. Katman kalınlıkları sistematik örnek alımı yapılan yerde 25-40 cm. arasında değişmesine karşın, yanal olarak masif bir görünüm kazanmışlardır.

### 3.3.3.2. Mikroskopik özellikler

Litofasiyes, birkaç farklı seviyedeki packstone ve wackestone tip kayalar hariç, tamamen mudstone dokusal özelliğinde gelişmiştir (Tablo 3). Packstone tip kayalar litofasiyesin ilk 1 nci metresi ile 8-10 ncu metreleri, wackestone tip kayalar ise 5-6 nci ve 14-15 nci metreleri arasında görülürler (Tablo 3). Diğer taraftan, wackestone tip kayalar karbonatlı öge içeriği bakımından packstone tip kayalardan farklı olup, mudstone tip kayalara yakın ve hatta onlar ile kısmen geçişli dokusal özellikler gösterirler. Packstone tip kayalardan litofasiyesin en tabanındakiler peloidal özellikte gelişmiş olmalarına karşın, 8-10 ncu metreler arasındakiler ise, genel olarak oolitlik özellikte gelişmişlerdir. Litofasiyesi oluşturan bu kayaların bazılarında kuş gözü yapıları görülür.

Litofasiyesi oluşturan kayaların büyük bir kısmının mudstone, çok az bir kısmının da packstone dokusal özellikte olması nedeniyle tane boyu ölçümleri yapılamamıştır.

Litofasiyesi oluşturan kayaların sedimantolojik ve mikrofasiyesel özellikleri ile içerdikleri bileşenlerin düzey yönündeki dağılım ve bolluk % oranları Tablo 3 de gösterilmiş olup, bileşenlere ait mikroskopik özellikler aşağıda açıklanmıştır.

**Karadan türeme kırıntıları:** Litofasiyesin yaklaşık olarak 8-9 ve 17-18 nci metreleri arasındaki packstone ve mudstone tip kayalarda %5 ya da daha az miktarlarda görülürler (Tablo 3). Tamamı silt boyutunda olup, kuvars ve olasılıkla kayaç kırıntılarından oluşmuşlardır.

**Intraklastlar:** Litofasiyeste yalnızca packstone tip kayalarda yaklaşık olarak %5-%15 arasında değişen oranlarda



görülürler (Tablo 3). Tamamı küçük boyutlu, yuvarlaklaşmış ve iç bileşensiz mikritik parçalardan oluşmuştur. Renk olarak çevresindeki mikritik matriksten daha koyudur.

**Peloidler:** Litofasiyesin ilk 10 m.lik kısmı ile 15-16 ncı metreleri arasındaki kayaçlarda görülürler. İlk 1 nci metredeki packstone tip kayaçlarda %55, diğer kayaçlarda ise %5 ya da daha az oranlarla temsil olurlar. Bunlar 1. ve 2. tip peloidlerden oluşmuşlardır. 1. tip peloidler çok nadirdir. 2. tip peloidler ise, litofasiyesin tabanındaki packstone tip kayaçlarda görülen peloidlerin tamamını oluştururlar. Her iki tip peloidin litofasiyes içerisinde, düşey yöndeki dağılımları şekil 3.30 de gösterilmiş olup, mikroskopik özellikleri bakımından diğer kesitlere ait değişik litofasiyeslerdeki aynı tip peloidler ile tamamen benzerdirler.

**Ooidler:** Litofasiyesin yalnızca 8-10 ncu metreleri arasındaki kayaçlarda ve yaklaşık olarak %20-%30 arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 3). Tamamı 2. tip ooidlerden oluşmuştur. Litofasiyes içerisinde, düşey yöndeki dağılımları şekil 3.30 de gösterilmiş olup, mikroskopik özellikleri bakımından önceki ooidli grainstone-packstone litofasiyesindeki aynı tip ooidler ile tamamen benzerdirler. Ancak, burdakilerden bazı küçük boyutlu olanlarında zar oluşuğu ile çekirdek ayrımının net bir şekilde yapılamaması 1. tip peloidlerden ayırt edilmelerini zorlaştırmaktadır.

**Iskelet taneleri:** Litofasiyesin yalnızca ilk 10 ve 15-16 ncı metreleri arasındaki kayaçlarda, yaklaşık olarak %5-%15 arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 3). Genel olarak foraminifer, alg, pelecypod, gastropod, echinoderm ve ostracod gibi değişik gruplardan veya bu gruplara ait değişik cins ya da türlerden oluşurlar. Bunların litofasiyes içerisinde, düşey yöndeki dağılımları şekil 3.31 de gösterilmiş olup, mikroskopik özellikleri bakımından önceki ooidli grainstone-packstone litofasiyesindeki aynı tip formlar ile tamamen benzerdirler.

**Otijenik mineraller:** Litofasiyeste kısmen bol olarak

görülürler (Tablo 3). Kuvars ve piritlerden oluşurlar. Kuvarslar genel olarak çok küçük boyutludur. Pirit kristalleri ise çoğunlukla küçük boyutlu olmalarına karşın, bazan çatlaklar boyunca kısmen büyük boyutlu ve lekeler şeklinde dizilmiş olarak da görülürler.

**Çimento:** Litofasiyesi oluşturan kayaçların tamamının yıkanmamış ya da bazılarının çok kötü yıkanmış olması nedeni ile erken diyajenetik çimentolardan hiçbiri görülmez. Benzer şekilde geç diyajenetik çimentolardan yalnızca drusy spari kalsit çimento bazı iskelet tanelerinin iç boşluklarıyla erime boşluklarında nadir olarak görülür (Tablo 3).

### 3.3.3.3. Çökeltme Ortamı:

Litofasiyes, farklı seviyelerdeki packstone ve wackestone tip kayaçlar hariç, tamamen mudstone tip kayaçlardan oluşur. Ayrıca, wackestone tip kayaçlar da mudstone tip kayaçlara yakın bir dokusal özellik gösterirler. Litofasiyesin tabanındaki packstone tip kayaçlarda kuş gözü yapılarının yanı sıra çok bol olarak mikropeloidlerin görülmesi, wackestone ve mudstone tip kayaçlarda oransal olarak yer yer farklılıklar görülmekle beraber, genel olarak çok az miktarlarda Pseudocyclammina tip foraminifer, peloid ve kısmen daha bol olarak ostracod içermeleri bu tip kayaçların gel-git arası ortamlardaki düşük enerjili, sığ, açık denizden ayrılmış havuz veya lagünlerde (8. fasiyes kuşağı) çökeldiklerini ortaya koymaktadır [26, 30]. Diğer taraftan, litofasiyesin orta seviyelerine yakın bir yerdeki packstone tip kayaçlarda çok az miktarlarda intraklast, peloid, iskelet tanesi ve silt boyutunda karadan türeme kırıntıların yanı sıra bol miktarda (toplam bileşen içeriğinin yaklaşık %70 i) ooidlerin görülmesi çökeltme ortamının zaman zaman açık denizle bağlantı kurduğunu ve bu bağlantı sırasında ooidlerin gel-git akıntıları ya da dalgalar ile ortama taşındıklarını gösterir.

### 3.3.4. Kumtaşı-Kumlu Kireçtaşı-Kireçtaşı Litofasiyesi

#### 3.3.4.1. Makroskopik Özellikler

Litofasiyes, inceleme alanında mudstone litofasiyesi üzerinde uyumsuz olarak oturur. Kendisini ise, dolomi litofasiyesi uyumlu olarak üzerler (Şekil 3.29). Makroskopik olarak gerek alt ve gerekse üstündeki litofasiyeslerden litolojik ve dakusal olarak tamamen farklı özelliklerde gelişmiş olması nedeniyle net bir şekilde ayırt edilir.

Litofasiyesin toplam kalınlığı örnek alımı yapılan yerde 51 m. olmasına karşın, yanal olarak değişiklikler gösterir. Katman kalınlıkları 0.02-0.4 m. arasında olup, alt seviyelerdeki katmanlar üst seviyelerdeki katmanlara nazaran daha kalındırlar.

Litofasiyesin ilk 17 m. lik kısmı genel olarak kumtaşı ve kireçtaşı ardalanmasından oluşur (Tablo 3). Kumtaşı katmanları litofasiyesin alt seviyelerinde çok fazla iken üst seviyelere doğru dereceli bir şekilde azalarak yerlerini kireçtaşlarına bırakırlar. Ayrıca, bu katmanlar arasında bir yerde 40 cm. kalınlığında marn ve yer yer de kalınlıkları 2-5 cm. arasında değişen çamurtaşı katmanları görülür. Litofasiyesin daha sonraki 34 m. lik kısmı tamamen kireçtaşlarından oluşur.

Bazı kumtaşı katmanların üst yüzeylerinde ripple-marklar ve 3-5 cm. kalınlıklardaki mikritik kireçtaşı katmanlarının üst yüzeylerinde de kuruma çatlakları görülür. Yine, kumtaşları ile ara katmanlı kireçtaşı katmanları düz lâminalıdır.

#### 3.3.4.2. Mikroskopik Özellikler

Litofasiyesin ilk 17 m. lik kısmı marn, çamurtaşı ara katkılı kumtaşı-wackestone ya da mudstone tip kireçtaşı ardalanmasından, daha sonraki 20 m. lik kısmı mudstone tip

kireçtaşlarından ve son 14 m. lik kısmı da grainstone-packstone tip kireçtaşlarından oluşur (Tablo 3).

Litofasiyesi oluşturan kayaçlardan kumtaşı ve grainstone-packstone tip kireçtaşlarında tane boyu analizleri yapılmıştır. Bu analizlere göre (Tablo 3);

-Ortalama tane boyu 1.91  $\phi$ -2.2  $\phi$  arasında değişir.

-Standart sapma 0.71  $\phi$  - 0.74  $\phi$  arasında olup, iyi ile orta arası bir boylanma gösterirler.

-Yamukluk katsayısı -0.04 - -0.013 arasında olup, simetrik bir dağılım eğrisi gösterirler.

**Kumtaşları:** Kumtaşlarına ait ince kesitlerin mikroskopik incelenmeleri kayaçlar içerisindeki kuvars, feldspat ve kayaç kırıntılarının alttan üste doğru hemen hemen sabit oranlarda olduğunu ortaya koymuştur. Modal analiz yöntemi ile bu kumtaşı kayaçlarının içerdiği bileşenlerin kayaçlar içerisindeki yaklaşık olarak % hacim oranları;

Kuvars: %50-%60

Feldspat: %15-%20

Kayaç kırıntısı: %5-%10

Çimento: %15-%20

Diğerleri: %0-%5

şeklindedir. Diğer taraftan, toplam öge yüzdesi içinde her bir ögenin bulunuş yüzde oranları da yaklaşık olarak;

Kuvars: %60-70

Feldspat: %25-%30

Kayaç kırıntısı: %5-%10

şeklindedir. Buna göre üçgen diyagramda [54] bunların "Kayaç kırıntılı FELDSPATKUMTAŞI" oldukları belirlenmiştir. Bu ögeler genel olarak aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler.

**Kuvarslar:** Büyük çoğunluğu plutonik kökenli, çok az bir kısmı da metamorfik kökenlidir. Boyutları 250-500  $\mu$ m. arasında değişir. Yuvarlak ve yarı yuvarlaktırlar.

**Feldspatlar:** Büyük çoğunluğunu plajioklaslar, çok az bir kısmını da ortoklastlar oluşturur. Boyutları 110-250  $\mu$ m.

arasında olup, plajioklaslar ortoklaslara nazaran daha büyük boyutludur. Plajioklaslar köşeli, ortoklaslar yuvarlak ya da yarı yuvarlakdırlar. Plajioklaslar alterasyon sonucu değişik oranlarda kalsitleşmişlerdir. Kalsitleşme tanenin merkezinden kenarlara doğru büyüyecek şekilde gelişmiştir.

**Kayaç kırıntıları:** Çoğunluğunu diyabaz, az bir kısmını da kireçtaşı ve çört parçaları oluşturur. Boyutları 350-900  $\mu\text{m}$ . (çoğunlukla 450-600  $\mu\text{m}$ .) arasında değişir. Mikritik özellikteki kireçtaşı parçaları diğerlerine nazaran daha büyük boyutlu olup, tamamen yuvarlaklaşmışlardır. Diyabaz kırıntıları dizinin alt seviyelerindeki diyabaza ait silden türemişlerdir. Kumtaşları ile yer yer ara katmanlar halinde bulunan wackestone tip kireçtaşı kayaçları çoğunlukla silt boyutunda karadan türeme kırıntı ve çok az olarak da ostracod kavkılarını içerdikleri, ve mudstone tip kayaçlara yakın bir dokusal özellik gösterdikleri saptanmıştır.

Litofasiyesi oluşturan kayaçların sedimantolojik ve mikro fasiyesel özellikleri ile içerdikleri bileşenlerin düzey yönündeki dağılım ve bolluk % oranları Tablo 3 de gösterilmiş olup, bileşenlere ait mikroskopik özellikler aşağıda açıklanmıştır.

**Karadan türeme kırıntıları:** litofasiyesinin bir-iki farklı seviyesinde ve maksimum %5 gibi bir oranda görülürler (Tablo 3). Tamamı küçük boyutlu ve köşeli plutonik kökenli kuvarslardan oluşmuştur.

**Intraklastlar:** Litofasiyeste yaklaşık olarak, %25-%40 arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 3). Boyutları 270-610  $\mu\text{m}$ . arasında değişir. Çoğunluğu iç bileşensiz mikritik parçalardan oluşmuştur.

**Peloidler:** Litofasiyeste yaklaşık olarak, %5-%10 arasında değişen oranlarda görülürler. Tamamı 1. tip peloidlerden oluşur. Litofasiyesinin içerisinde düzey yönündeki yayılımları şekil 3.30 de gösterilmiş olup, mikroskopik özellikleri bakımından daha önceki ooidli grainstone-packstone litofasiyesindeki aynı tip peloidler ile tamamen benzerdirler.



**Ooidler:** Packstone tip kayaçlarda ve yaklaşık olarak, %10-%40 (çoğunlukla %30-%40) arasında değişen oranlarda görülürken, diğer kayaçlarda %5 ya da daha az oranlarda görülürler (Tablo 3). Bunlar, 1., 2., 3. ve 4. tip ooidlerde oluşmuşlardır. Herbir ooidin litofasiyes içerisinde, düzey yönündeki yayılımları şekil 3.30 de gösterilmiş olup, mikroskopik özellikleri bakımından daha önceki ooidli grainstone-packstone litofasiyesindeki aynı tip ooidler ile tamamen benzerdirler.

**iskelet taneleri:** Litofasiyeste yaklaşık olarak, %5-%40 arasında değişen oranlarda ve özellikle grainstone tip kayaçlarda bol olarak görülürler (Tablo 3). Bunlar foraminifer, alg, pelecypod, gastropod, echinoderm ve ostracod gibi değişik gruplardan veya bu gruplara ait değişik cins ya da türlerden oluşmuşlardır. Bunların litofasiyes içerisinde düzey yönündeki dağılımları şekil 3.31 de gösterilmiş olup, mikroskopik özellikleri bakımından daha önceki ooidli grainstone-packstone litofasiyesindeki aynı tip formlar ile tamamen benzerdirler.

**Otijenik mineraller:** Litofasiyeste çok az olarak görülürler. Kuvars ve piritlerden oluşurlar. Kuvarslar genellikle karadan türeme kuvarslar üzerinde gelişmişlerdir. Piritler ise, çoğunlukla lekeler şeklinde görülürler.

**Çimento:** Değişik diyajenetik ortamları karakterize eden çimento tiplerinden litofasiyes içerisinde görülenlerin düzey yönündeki dağılımları Tablo 3 de gösterilmiştir.

Daha öncede belirtildiği gibi litofasiyesin alt seviyelerinin genel olarak marn ve çamurtaşı ara katmanlı kumtaşı ve mudstone (ve/veya wackestone) tip kireçtaşı aralanmasından, orta seviyelerinin de mudstone tip kireçtaşlarından oluşması nedeniyle bu seviyelerdeki kayaçlarda görülen çimentolar çok az miktarda olup, büyük bir kısmını mozayik az bir kısmı da drusy sparı kalsit çimentolar oluşturur.

Eş boylu kenar çimento, litofasiyesteki erken diyajenetik çimentoların tamamını oluşturur. Yalnızca grainstone tip kayaçlarda ve nadir olarak görülürler.

Litofasiyesin üst seviyelerini oluşturan grainstone ve packstone tip kayaçlarda gözlenen geç diyajenetik çimentoların büyük bir kısmını mozayik, az bir kısmını da drusy spari kalsit çimentolar oluşturur. Menisküs çimento, litofasiyesin yalnızca bir seviyesinde gözlenmiştir.

### 3.3.4.3. Çökelme Ortamı

Litofasiyesin alt seviyeleri sarı renkli kumtaşılarından, orta seviyeleri bir yerde marn ve yer yer de çok ince çamurtaşı ara katmanları içeren krem renkli kumtaşı ve wackestone tip kireçtaşı aralanmasından, ve en üst seviyeleri de grainstone-packstone tip kireçtaşlarından oluşur (Tablo 3). Bu transgressif özellikteki istiflenmenin tabandaki sarı renkli kumtaşı karadan türeme kırıntı girdisinin yüksek olduğu kıyı çizgisine yakın veya bitişik gel-git arası, kısıtlı denizel şelf lâgünlerinde çökelmişlerdir [31, 53]. Bu kumtaşı katmanlarının üst yüzeylerinde yer yer ripple-mark'ların görülmesi dalga hareketlerinin kısmen etkili olduğunu gösterir. Litofasiyesin orta seviyelerindeki kumtaşı-wackestone tip kireçtaşı katmanlarının yer yer marn ve çamurtaşları ile ara katmanlı oluşları ve wackestone tip kireçtaşlarında öge olarak çoğunlukla peloid, çok az olarak da ostracod ve silt boyutunda karadan türeme kırıntı içermeleri yanında bu öğelerin kayaçlar içinde düz lâminalar şeklinde dizilmiş olmaları bu kayaçların gel-git arası, çok kısıtlı körfez veya havuzlarda çökeldiklerini gösterir [30, 53]. Karadan türeme kırıntı girdisinin azaldığı veya durduğu dönemde ortamın denizle olan ilişkisine bağlı olarak wackestone veya mudstone tip kireçtaşları, marn ya da çamurtaşları çökelmiştir. Hatta bazı ince katmanlı mikritik kireçtaşlarının üzerinde kuruma çatlaklarının görülmesi ortamın zaman zaman çok sıkıştığını (su derinliğinin 3-5 cm.) gösterir. Litofasiyesin en üst seviyelerini oluşturan grainstone ve packstone tip kayaçlarda karadan türeme kırıntı girdisinin çok

azalması veya tamamen yok olması yanında karbonatlı öge içeriği ve packstone tip kayaçların düz lâminalı oluşları çökelme ortamının kısıtlı şelf lâgünü özelliğine dönüştüğünü gösterir. Özellikle packstone tip kayaçlarda bol olarak görülen ooidler, lâgünün denizle ilişki kurduğu dönemlerde ortama taşınarak gelmiş olmalıdırlar.

### 3.3.5. Dolomi Litofasiyesi

#### 3.3.5.1. Makroskopik Özellikler

Litofasiyes, inceleme alanında kumtaşı-kumlu kireçtaşı-kireçtaşı litofasiyesi üzerine uyumlu olarak oturur. Kendisini dolomi ve dolomitli grainstone-packstone litofasiyesi uyumlu olarak üzerler (Şekil 3.29). Makroskopik olarak, litofasiyesin alt ve üstündeki diğer litofasiyeslerden farklı litolojik özellikte gelişmiş olmasının yanı sıra, sarı renkli ve daha yumuşak röliyefli olması nedeniyle de kolayca ayırt edilir.

Litofasiyesin toplam kalınlığı örnek alımı yapılan yerde yaklaşık olarak 71 m. olmasına karşın, yanal olarak değişiklikler gösterir. Katman kalınlıkları 0.1-0.5 m. arasında değişir.

Litofasiyes, tamamen dolomi kayaçlarından oluşmuştur. Bu kayaçlar yer yer killi dolomitik özelliklerde olup, bazı seviyelerdekiler değişik ve genelde çok az oranlarda karadan türeme kırıntı içerirler. Yine bu kayaçların bazılarında yer yer küçük boyutlu dolomitleşmemiş mikritik merccekler görülür.

#### 3.3.5.2. Mikroskopik Özellikler

Litofasiyesi oluşturan dolomi kayaçlarına ait ince kesitlerin mikroskopik incelenmeleri sonucu bunların yer yer ve değişik oranlarda lâminalar ya da merccekler şeklinde kil

içerdikleri ve idiotopic-S, idiotopic-C, xenotopic-A ve mikrokristalin gibi farklı dolomit dokularında geliştikleri belirlenmiştir.

Idiotopic-S (subhedral) tip dolomitleşme litofasiyesin tabanına yakın seviyelerdeki (özellikle litofasiyesin ilk 35 m. lik kısmındaki) kayalarda) görülürler (Tablo 3). Subhedral dolomi kristallerinin boyutları yaklaşık olarak, 40-110 µm. arasında olup, çoğunlukla dik sönme gösterirler. Kristaller arasında çoğunlukla film şeriti gibi kil kalıntıları görülür. Bu dokudaki dolomit kristalleri kayalar içerisinde tek başlarına görülebildikleri gibi diğer dolomi dokuları ile birlikte de görülebilirler.

Idiotopic-C (çimento) tip dolomitleşme mikrokristalin tip dolomitleşme ile birlikte çok bol, diğer tip dolomitlerle birlikte çok az olarak görülür (Tablo 3). Bu dokudaki dolomit kristallerinin boyutları çok değişken olup, yaklaşık olarak 250-730 µm. arasında değişir. Bunlar çoğunlukla gözenek ya da erime boşluğunu tümüyle dolduracak şekilde gelişmişlerdir. Ayrıca, çok az bir kısmı otijenik kuvarlar ile birlikte iç içe büyüdükleri görülür. Bu tip dolomitlerdeki subhedral ya da euhedral dolomit kristalleri dik sönmeli olup, bazılarında zonlu yapı görülür.

Xenotopic-A (anhedral) tip dolomitleşme litofasiyesin tabanındaki (özellikle litofasiyesin ilk 6 m.lik kısmındaki) kayalarda görülürler (Tablo 3). Genel olarak, buldukları kayalar içerisinde tek başlarına görülürler. Bunlardaki anhedral dolomit kristallerinin boyutları 20-80 µm. (çoğunlukla 30-50 µm.) arasında olup, çoğunlukla dalgalı sönme gösterirler.

Mikrokristalin tip dolomitleşme litofasiyesin özellikle 35 nci metresinden sonraki kayalarda görülürler (Tablo 3). Kayalar içerisinde çoğunlukla yalnız başlarına görülmelerine karşın, bazı kayalarda idiotopic-S ve idiotopic-C tip dolomitler ile birlikte de görülürler.

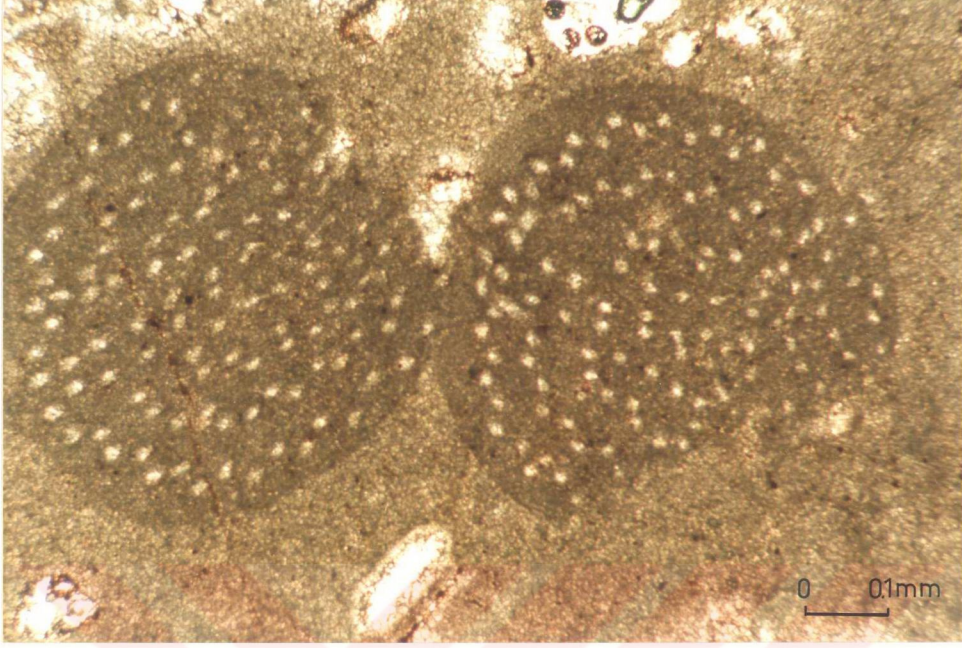
Litofasiyesin bazı seviyelerinde %5-%20 arasında değişen oranlarda karadan türeme kırıntı içeriği görülür. Bu

kırıntıların büyük çoğunluğunu kuvars, çok az bir kısmını da feldspat ve kayaç kırıntıları oluşturur. Karadan türeme kırıntılar mikroskopik özellikleri bakımından önceki kumtaşı-kumlu kireçtaşı-kireçtaşı litofasiyesindeki aynı tip öğeler ile tamamen benzer olmalarına karşın, ileri derecede altere olmuşlardır. Bunların dışında litofasiyesin 27 nci metrelerindeki kayaçların tümüyle dolomitleşmediği, merccekler şeklinde dolomitleşmemiş mikritik seviyeler içerdiği görülür. Hatta, yaygın olarak bunların dolomitleşmemiş küçük boyutlu intraklast ya da peloid şeklinde mikritik öğeler ile dolomitleşmemiş bazı kısımlarında iyi korunmuş küremsi, bütün ya da kırıntılar şeklinde 3. tip peloidler (koprolitler) görülür (Şekil 3.33). Bunların boyutları 0.8-1.2 mm. arasında olup, mikroskopik özellikleri bakımından Suişti kesitindeki ooidli grainstone-packstone litofasiyesindeki aynı tip peloidler ile tamamen benzerdirler.

### 3.3.5.3. Çökme Ortamı

Litofasiyesin tamamen dolomi kayaçlarından oluşması çökme ortamının belirlenmesine olanak tanımamaktadır. Zira, dolomitleşme farklı çökme ve diyajenetik ortamlarda birçok yollardan oluşabilmektedir [57, 58]. Ancak dolomit oluşumu (dolomit oluşumu ile ilgili ayrıntılı bilgi diyajenez bölümünde verilmiştir) üzerine yapılmış çok sayıdaki araştırmalarda yaygın dolomitleşmenin tatlı su-deniz suyu karışım zonu ve sabka modelleriyle oluştukları belirtilmektedir [57, 58, 59, 60]. Litofasiyesi oluşturan kayaçlarda sabka modelini karakterize eden gel-git üstü özelliklere ve evaporit minerallerine rastlanılmamıştır. Buna karşın, bazı dolomi kayaçlarında kuş gözü yapılarına benzer yapıların görülmesi, değişik oranlarda karadan türeme kırıntı içermeleri ve bazı ince kesitlerde çok güzel korunmuş 3. tip peloidlerin (koprolitlerin) görülmesi bu kayaçların ilksel olarak kısıtlı denizel şelf lâgünlerinde (8. fasiyes kuşağı) çökeldiklerini





Şekil 3.33. Kumtaşı-kumlu kireçtaşı-kireçtaşı litofasiyesinin bazı seviyelerinde yer yer dolomitleşmemiş kısımlarında kısmen korunmuş 3. tip peloidlerin (koprolitlerin) mikroskopik görünüşleri (örnek no: 108).

ve karışım zonu modeli ile erken diyajenetik olarak dolomitleştiklerini ortaya koymaktadır.

### 3.3.6. Dolomi ve Dolomitli Grainstone-Packstone Litofasiyesi

#### 3.3.6.1. Makroskopik Özellikler

Litofasiyes, inceleme alanında dolomi litofasiyesi üzerine uyumlu olarak oturur. Aynı şekilde kendisini de grainstone-packstone litofasiyesi uyumlu olarak üzerler (Şekil 3.29). Makroskopik olarak, dolomi litofasiyesinden kısmen

litolojik kısmen de renk, katman kalınlıkları ve röliyef gibi bazı farklı özellikler göstermesi nedeniyle net bir şekilde ayırt edilir. Buna karşın, kendisini üzerleyen grainstone-packstone litofasiyesi ile benzer dokusal özelliklerde gelişmiş olması nedeniyle ayrımı aynı derecede kolay olmamaktadır.

Litofasiyesin toplam kalınlığı yaklaşık olarak, 84 m. dir. Katman kalınlıklarının 0.3-1.3 m. arasında değişmesine karşın, yer yer masif görünümlüdürler. Masif görünümlü katmanların tamamını dolomiler oluşturur.

### 3.3.6.2. Mikroskopik Özellikler

Litofasiyes, birkaç farklı seviyede (özellikle litofasiyesin üst seviyelerinde) görülen dolomi kayaları hariç, tamamen grainstone-packstone dokusal özelliğinde gelişmiştir (Tablo 3). Grainstone ve packstone tip kayalarda (özellikle litofasiyesin ilk 40 m.lik kısmındakiler) kısmen veya tamamen dolomitleşmişlerdir. Bu nedenle, tamamına yakın kısmı (yaklaşık olarak kayanın %90 ı) dolomitleşmiş olan kayanın dokusal gelişimi belli olmamaktadır. Bu tip kayaların dokusal özellikleri dolomitleşmemiş kısımların dokusal özellikleri göz önüne alınarak ve kısmen de yoruma dayalı olarak belirlenmiştir. Diğer taraftan, grainstone ve packstone tip kayalardaki karbonatlı ögelerin mikroskopik özellikleri ile tane boyu ölçümlerine bağlı istatistikî verilerin hesaplanması ve yorumlanmasında kısmen dolomitleşmiş ya da dolomitleşmemiş kayalar (özellikle litofasiyesi üst seviyelerindeki grainstone ve packstone tip kayalar) göz önüne alınarak bir genellemeye gidilmiştir.

Litofasiyese ait dolomitleşmemiş ve kısmen dolomitleşmiş grainstone-packstone tip kayalarda tane boyu analizleri yapılmıştır. Bu analizlere göre (Tablo 3);

-Ortalama tane boyu 2.1  $\phi$ -0.0  $\phi$  (çoğunlukla 1.0  $\phi$ -1.5  $\phi$ ) arasında değişir.

-Standart sapma 0.6  $\emptyset$  - 1.4  $\emptyset$  (çoğunlukla 0.9  $\emptyset$  - 1.1  $\emptyset$ ) arasında olup, çoğunlukla orta ve kötü boylanma gösterirler.

-Yamukluk katsayısı 0.1 - -0.3 (çoğunlukla -0.0 - -0.2) arasında olup, simetrik ve kaba taneye yamuk bir dağılım eğrisi gösterirler.

Yukarıda da belirtildiği gibi litofasiyesin özellikle alt seviyelerindeki grainstone ve packstone tip kayaların kısmen veya tamamen dolomitleşmesi nedeniyle dokusal özelliklerin pek çoğu yok olmuştur. Buna karşın, dolomitleşmemiş veya kısmen dolomitleşmiş bazı grainstone tip kayalarda çok az olmakla birlikte tane yönelmesi (özellikle ostracod, pelecypod ve gastropod gibi iskelet tanelerinde) ve derecelenme gibi tortul yapılar görülmektedir. İstiflenme genelde normal ve gevşek olup, taneler çoğunlukla nokta dokanaklı veya dokanaksız görülür.

Litofasiyesi oluşturan kayaların sedimentolojik ve mikrofasiyesel özellikleri ile içerdikleri bileşenlerin düzey yönündeki dağılım ve bolluk % oranları Tablo 3 de gösterilmiş olup, bileşenlere ait mikroskopik özellikler aşağıda açıklanmıştır.

**Intraklastlar:** Litofasiyesteki tüm grainstone ve packstone tip kayalarda yaklaşık olarak %5-%50 (çoğunlukla %25-%40) arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 3). Boyutları 350  $\mu$ m.-1.2 mm. (çoğunlukla 500-750  $\mu$ m.) arasında değişir. Grainstone tip kayalardakilerin büyük çoğunluğu iç bileşenli, packstone tip kayalardakilerin büyük çoğunluğu iç bileşensiz yapıdadır. Her iki özellikteki intraklastların bazıları dolomitleşme ve diğer diyajenetik olaylar sonucu kısmen ya da tamamen neomorfize olmuşlarsa da genel olarak mikroskopik özellikleri bakımından daha önceki ooidli grainstone-packstone litofasiyesindeki intraklastlar ile tamamen benzerdirler.

**Peloidler:** Litofasiyesin birkaç farklı seviyesinde ve yaklaşık olarak %5-%15 arasında değişen oranlarda görülmelelerine karşın, 47 nci metrelerdeki packstone tip kayalarda

%40 gibi maksimum değerlerine erişirler (Tablo 3). 1. ve 2. tip peloidlerden oluşurlar. 2. tip peloidler 1. tip peloidlere nazaran daha bol görülür. Heriki tip peloidin litofasiyes içerisinde, düşey yöndeki yayılımları şekil 3.30 de gösterilmiş olup, mikroskopik özellikleri bakımından daha önceki ooidli grainstone-packstone litofasiyesindeki aynı tip peloidler ile tamamen benzerdirler.

**Ooidler:** Litofasiyesteki grainstone tip kayaçların çoğunda (özellikle alt seviyelerde olanlarda) yaklaşık olarak %5-%40 arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 3). Buldukları kayaçların genelde dolomitleşmiş olması nedeniyle pek çok ilksel özellikleri bozulmuştur. Bunlar 1., 2., 3. ve 4. tip ooidlerden oluşmuşlardır. Herbir tip ooidin litofasiyes içerisinde, düşey yöndeki dağılımları şekil 3.30 de gösterilmiş olup, mikroskopik özellikleri bakımından daha önceki ooidli grainstone-packstone litofasiyesindeki aynı tip ooidler ile tamamen benzerdirler.

**iskelet taneleri:** Litofasiyeste yaklaşık olarak %5-%45 (çoğunlukla %15-%25) arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 3). Intraklastlardan sonra düşey yönde yayılımı en uzun olan ve en bol görülen karbonatlı öğeleri oluştururlar. Bunlar foraminifer, alg, pelecypod, gastropod, echinoderm ve ostracod gibi değişik gruplardan veya bu gruplara ait değişik cins ya da türlerden oluşmuşlardır. Bunların litofasiyes içerisinde, düşey yöndeki dağılımları şekil 3.31 de gösterilmiş olup, mikroskopik özellikleri bakımından daha önceki ooidli grainstone-packstone litofasiyesindeki aynı tip formlar ile tamamen benzerdirler. Buna karşın, diğer karbonatlı öğelerde olduğu gibi bunların da bazıları dolomitler tarafından kısmen ya da tamamen yenilmiştir. Bunun yanı sıra, büyük bir kısmında (özellikle pelecypod, gastropod ve echinodermelerde) diyajenetik olaylar sonucu az veya çok mikritleşme, sparitleşme, silisleşme ve erime gibi diyajenetik yapılar da görülmektedir.

**Dolomi ve dolomitik kireçtaşları:** Dolomi kayaçları litofasiyesin 6 farklı seviyesinde görülür (Tablo 3). Yukarı

doğru gidildikçe bunların kalınlıkları dereceli bir şekilde artarak litofasiyesin en üst seviyesinde maksimum kalınlıklarına erişirler. Buna karşın, dolomitik kireçtaşları litofasiyesin yalnızca alt seviyelerinde görülür. Dolomitik kireçtaşlarındaki dolomitleşme oranı hacim olarak kayacın yaklaşık %30-%90 nını kaplar. Gerek dolomi ve gerekse dolomitik kireçtaşlarındaki dolomitleşme farklı dokularda gelişmiştir. Bu farklı dolomit dokuları çoğunlukla ayrı ayrı kayalarda görülmelerine karşın, birlikte de görülmektedirler. Bunlar;

Idiotopic-E (euhedral) tip dolomitleşme, yalnızca dolomitik kireçtaşlarında görülür (Tablo 3). Bu tip dolomitleşmedeki euhedral dolomit kristallerinin boyutları 150-180  $\mu\text{m}$ . arasında olup, dik sönme gösterirler.

Idiotopic-S (subhedral) tip dolomitleşme, litofasiyesteki dolomi kayaları ile dolomitik kireçtaşlarında görülür (Tablo 3). Bu tip dolomitleşmedeki subhedral dolomit kristallerinin boyutları 140-230  $\mu\text{m}$ . arasında olup, dik sönme gösterirler. Bazılarında zonlu yapı görülür.

Idiotopic-C (çimento) tip dolomitleşme, yalnızca dolomi kayalarında, özellikle mikrokristalin tip dolomitler ile birlikte görülür (Tablo 3). Bu tip dolomitleşmedeki subhedral ve euhedral dolomit kristallerinin boyutları gözenek boşluklarına bağlı olarak 90-450  $\mu\text{m}$ . arasında olup, dik sönme gösterirler. Genellikle gözenek boşluklarını tümüyle dolduracak şekilde gelişmişlerdir.

Idiotopic-P (porphyrotopic) tip dolomitleşme, bazı dolomitik kireçtaşlarında çok az olarak görülür (Tablo 3). Bu tip dolomitleşmedeki euhedral dolomit kristallerinin boyutları 150-180  $\mu\text{m}$ . arasında olup, çoğunlukla dik sönme gösterirler.

Xenotopic-A (anhedral) tip dolomitleşme, dolomi kayaları ile tamamen dolomitleşmiş kireçtaşı kayalarında görülür (Tablo 3). Bu tip dolomitleşmedeki anhedral dolomit kristallerinin boyutları 40-110  $\mu\text{m}$ . arasında değişir. Kristaller arasındaki sınırlar çoğunlukla belirsizdir. Hafif dalgalı sönme gösterirler.



Mikrokristalin tip dolomitleşme, bazı dolomi kayaçları ile dolomitik kireçtaşı kayaçlarında görülür (Tablo 3). Dolomitik kireçtaşlarındakiler özellikle iskelet tanelerinin kenarlarında gözlenir.

**Otijenik mineraller:** Litofasiyesin değişik seviyelerinde çok az miktarlarda görülürler. Çoğunluğunu pirit çok az bir kısmını da kuvarslar oluşturur.

**Çimento:** Değişik diyajenetik ortamları karakterize eden çimento tiplerinden litofasiyes içerisinde görülenlerin düşey yöndeki dağılımları Tablo 3 de gösterilmiştir.

Litofasiyesin özellikle alt seviyelerindeki kayaçların değişik oranlarda dolomitleşmiş olmaları nedeniyle bu kayaçların içerdikleri çimento tiplerinin veya bulunuş oranlarının tam olarak belirlenmesine olanak yoktur.

Işınsal lifi çimento, litofasiyesin alt seviyelerindeki oolitik grainstone tip kayaçlarda nadir, fakat kısmen güzel korunmuş halde görülürler. Tamamı bütün haldeki ostracod kavkılarının iç kısımlarında gelişmiştir. Eş boylu kenar çimento, yalnızca grainstone tip kayaçlarda (görüldükleri bazı kayaçların ileri derecede dolomitleşmiş olması nedeniyle bu kayaçların dokusal özellikleri belirlenememiştir) görülürler. Litofasiyesin alt seviyelerini oluşturan kayaçlardan bazılarında geç diyajenetik çimentolar dolomitleşme sonucu tamamen yok olmalarına karşın, eş boylu kenar çimentolar korunmuş olup, çok güzel görülmektedirler. Yine, yaklaşık olarak, %95 lik kısmı dolomitleşmiş kayaçlardaki korunmuş kısımlarda (dolomitleşmemiş olan bu kısımları çoğunlukla iskelet taneleri oluşturmaktadır) bile eş boylu kenar çimentoyu görmek olasıdır.

Ince kristalli equant spari kalsit çimento, yalnızca grainstone tip kayaçlarda (özellikle oolitik grainstone tip kayaçlarda) görülür. Tamamı tane üzerlerinde gelişmiştir. Drusy spari kalsit çimento, litofasiyeste en yaygın görülen çimento tipidir. Hem tane içi hem de tane üzerlerinde gelişmişlerdir. Gözenek merkezine doğru olan kristal büyümeleri

tane içi boşluklarda olanlarda çok daha belirgindir. Mozayik spari kalsit çimento, çok az miktarlarda görülür. Bu durum, diğer çimento tiplerinde olduğu gibi kısmen de kayaçlardaki dolomitleşmenin bir sonucudur. Çoğunlukla tane içlerinde gelişmişlerdir. Sintaksiyal kenar çimento, yalnızca grainstone tip kayaçlarda görülür. Çok az bir kısmında pöikilitik doku görülür. Ayrıca, bir-iki farklı seviyedeki grainstone tip kayaçlarda nadir olarak menisküs çimento görülür.

### 3.3.6.3. Çökelme Ortamı

Litofasiyes, kalınlıkları yukarı doğru giderek artan dolomiler hariç, tamamen grainstone-packstone dokusal özellikteki kayaçlardan oluşmuştur (Tablo 3). Ancak, litofasiyesin alt seviyelerindeki kayaçların kısmen ya da tamamen dolomitleşmiş olması nedeniyle bu tip kayaçların çökelme ortamlarının belirlenmesine olanak yoktur. Buna karşın, litofasiyesin alt seviyelerindeki grainstone tip kayaçların genel olarak oolitik özellikte gelişmiş olmaları ve benzer litofasiyesler ile karşılaştırıldığında bu kayaçların yüksek enerjili (çalkantılı) sığ su ortamlarındaki oolit sıklıklarında (6. fasiyes kuşağı) çökeldikleri anlaşılmaktadır. Bu ooidli grainstone tip kayaçların hemen üzerine gelen kayaçların tamamına yakın kısmının dolomitleşmiş olması çökelme ortamlarının belirlenmesine olanak tanımamaktadır. Ancak daha üst seviyelerdeki grainstone-packstone tip kayaçların bol miktarlarda intraklast ve değişik formlardan oluşan iskelet tanelerinin (çoğunlukla değişik tip foraminifer ve dasycladacea alg) görülmesinin yanı sıra, yer yer de çok az miktarlarda ooidlerin ve en üst seviyelerde de çok bol olarak peloidlerin görülmesi, çökelme ortamının zaman zaman alçalıp yükselen gel-git altı ve genellikle yüksek enerjili gelf lâgünü özelliğinde olduğunu gösterir [31].

### 3.3.7. Grainstone-Packstone Litofasiyesi

#### 3.3.7.1. Makroskopik Özellikler

Litofasiyes, inceleme alanında dolomi ve dolomitli grainstone-packstone litofasiyesi üzerine uyumlu olarak oturur. Benzer şekilde, kendisini floatstone litofasiyesi uyumlu olarak üzerler (şekil 3.29). Makroskopik olarak, litofasiyesin altındaki dolomi ve dolomitli grainstone-packstone litofasiyesi ile kısmen benzer özelliklerde gelişmiş olması nedeniyle bu litofasiyesden net bir şekilde ayırt edilememektedir. Buna karşın, kendisini üzerleyen floatstone litofasiyesinden dokusal gelişim, renk, katman kalınlıkları v.s. gibi özelliklerden dolayı ayırım net bir şekilde yapılabilir.

Litofasiyesin toplam kalınlığı yaklaşık olarak 131 m. dir. Katman kalınlıkları 0.4-1.3 m. (çoğunlukla 0.5-0.8m.) arasında değişmesine karşın, yanal ve kısmen de topografyaya bağlı olarak masif bir görünüm kazanırlar. Aynı şekilde, örnek alımı yapılan yerde açık gri-buğday renkli olan katmanlar, masif görünümlü oldukları yerlerde kirli sarı ya da turuncu renklerde görülürler.

#### 3.3.7.2. Mikroskopik Özellikler

Litofasiyes bir-iki farklı seviyedeki dolomi ve neomorfik kireçtaşları ile birkaç farklı seviyedeki wackestone tip kayalar hariç, diğer kayaların tümü grainstone ve packstone dokusal özelliğinde gelişmiştir (Tablo 3). Grainstone tip kayalar litofasiyesin alt ve üst seviyelerinde bol görülmesine karşın, litofasiyesin büyük bir kısmını (özellikle orta seviyelerini), packstone tip kayalar oluşturur. Packstone tip kayalardan alt seviyelerdekiler grainstone tip kayalara, üst seviyelere doğru gidildikçe wackestone tip kayalara yakın bir dokusal özellik gösterirler. Bu nedenle,

üst seviyelerdeki bazı packstone tip kayaçların wackestone tip kayaçlardan ayrımı yoruma dayalı olarak yapılmıştır. Diğer taraftan, packstone tip kayaçlar ile wackestone tip kayaçlarda kısmen bol olarak kuş gözü, lâminalanma, geopetal ve derecelenme gibi dokusal yapılar da görülmektedir.

Litofasiyesteki grainstone ve bazı packstone (grainstone tip kayaçlara yakın dokusal özellikte olanlarda) tip kayaçlarda tane boyu analizleri yapılmıştır. Bu analizlere göre (Tablo 3);

-Ortalama tane boyu  $3.3 \phi - -0.3 \phi$  (çoğunlukla  $1.5 \phi - 2.5 \phi$ ) arasında değişir.

-Standart sapma  $0.53 \phi - 1.31 \phi$  (çoğunlukla  $0.75 \phi - 0.98 \phi$ ) arasında olup, çoğunlukla orta ve orta ile iyi arası bir boylanma gösterirler.

-Yamukluk katsayısı  $0.01 - -0.31$  (çoğunlukla  $-0.01 - -0.15$ ) arasında olup, simetrik veya kaba taneye yamuk bir dağılım eğrisi gösterirler.

Litofasiyesi oluşturan kayaçların sedimantolojik ve mikrofasiyesel özellikleri ile içerdikleri bileşenlerin düşey yöndeki dağılım ve bolluk % oranları Tablo 3 de gösterilmiş olup, bileşenlere ait mikroskopik özellikler aşağıda açıklanmıştır.

Karadan türeme kırıntıları: Litofasiyesin yalnızca 1., 25 ve 115 nci metrelerdeki kayaçlarda ve yaklaşık olarak %5-%20 arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 3). Çoğunluğunu kuvars, çok az bir kısmını feldspat ve kayaç kırıntıları oluşturur.

Kuvarslar, litofasiyesin yaklaşık olarak 25 nci metrelerdeki kayaçlarda bol, diğer farklı iki seviyedeki kayaçlarda ise çok az olarak görülür. Tamamı plutonik kökenlidir. Boyutları  $120-450 \mu m$ . (çoğunlukla  $150-300 \mu m$ .) arasında değişir. Genelde köşeli ve yarı köşelidirler.

Feldspatlar, litofasiyesin 25 nci metrelerdeki kayaçlarda kısmen, diğer iki farklı seviyedeki kayaçlarda ise nadir olarak görülürler. Tamamı plajioklaslardan oluşur. Plajioklaslar köşeli olup, alterasyon sonucu değişik oranlarda

kalsitleşme gösterirler. Alterasyon (kalsitleşme) olayı içten dışa doğru gelişmiştir.

Kayaç kırıntıları, litofasiyeste çok az olarak görülür. Boyutları 200-300 µm. arasında değişir. Bazalt ve çört parçalarından oluşmuşlardır. Çoğunluğu yuvarlak, az bir kısmı da yarı yuvarlaktır. Tümünün kenarları ince bir demir oksitli zarfla çevrelenmiştir.

**Intraklastlar:** Wackestone tip kayaçlar hariç, diğer tüm grainstone ve packstone tip kayaçlarda %5-%55 (çoğunlukla %15-%40) arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 3). Boyutları 200 µm.-3 mm (çoğunlukla 300-750 µm.) arasında değişir. 1 mm. den daha büyük boyutlu olanları litofasiyesin tabanındaki ilk grainstone tip kayaçta görülür. Diğer taraftan, genel olarak büyük boyutlu intraklastlar litofasiyesin alt seviyelerindeki kayaçlarda (çoğunlukla grainstone tip kayaçlarda), daha küçük boyutlu olanları ise, üst seviyelerdeki kayaçlarda daha boldurlar. Diğer mikroskopik özellikleri bakımından daha önceki ooidli grainstone-packstone litofasiyesindeki intraklastlar ile tamamen benzerdirler.

**Peloidler:** Litofasiyesin birkaç farklı seviyesindeki kayaçlar hariç, diğer kayaçlarda %5-%35 (çoğunlukla %15-%25) arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 3). 1. ve 2. tip peloidlerden oluşmuşlardır. 1. tip peloidler 2. tip peloidlere nazaran daha bol olarak görülür. Her iki tip peloidin litofasiyes içerisinde, düşey yöndeki yayılımları şekil 3.30 de gösterilmiş olup, mikroskopik özellikleri bakımından daha önceki ooidli grainstone-packstone litofasiyesindeki aynı tip peloidler ile tamamen benzerdirler.

**Ooidler:** Litofasiyesin alt seviyelerindeki bazı grainstone ve packstone tip kayaçlarda %5-%30 (çoğunlukla %5-%10) arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 3). Bunlar 1., 2. ve 3. tip ooidlerden oluşmuşlardır. 3. tip ooidler diğerlerine nazaran daha fazla deforme olmuş, kırılmış ya da zar oluşukları erimiş halde görülür. Herbir tip ooidin litofasiyes içerisinde, düşey yöndeki dağılımları şekil 3.30 de



gösterilmiş olup, mikroskopik özellikleri bakımından daha önceki ooidli grainstone-packstone litofasiyesindeki aynı tip ooidler ile tamamen benzerdirler.

**Iskelet taneleri:** Litofasiyeste dolomi kayaçları hariç, diğer tüm kayaçlarda %5-%40 (çoğunlukla %15-%25) arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 3). Bunlar genel olarak foraminifer, alg, pelecypod, echinoderm, gastropod ve ostracod gibi değişik gruplardan veya bu gruplara ait değişik cins ya da türlerden oluşmuşlardır. Bunların litofasiyes içerisinde, düşey yöndeki dağılımları şekil 3.31 de gösterilmiş olup, mikroskopik özellikleri bakımından daha önceki ooidli grainstone-packstone litofasiyesindeki ya da diğer litofasiyeslerdeki aynı tip formlar ile tamamen benzerdirler.

**Otijenik mineraller:** Litofasiyesin değişik seviyelerinde ve özellikle packstone tip kayaçlarda, genel olarak çok az miktarlarda görülürler. Kuvars ve pirit kristallerinden oluşmuşlardır.

**Çimento:** Değişik diyajenetik ortamları karakterize eden çimento tiplerinden litofasiyes içerisinde düşey yöndeki dağılımları Tablo 3 de gösterilmiştir.

Işınal lifi çimento, birkaç farklı seviyedeki packstone tip kayaçlarda nadir olarak görülür. Tamamı bütün haldeki ostracod kavkılarının iç kısımlarında gelişmiştir. Özellikle litofasiyesin üst kısımlarındakiler iyi korunmuşlardır. Eş boylu kenar çimento, birkaç farklı seviyedeki grainstone ve packstone tip kayaçlarda çok az olarak görülür. Ancak, bunlardan bazılarının çok güzel korundukları ve kayaçdaki tüm tanelerin üzerlerinde geliştikleri gözlenmiştir. Öyle ki, bu kayaçdaki pekçok tane arası boşluk tamamen eş boylu kenar çimento ile çimentolanmıştır. Bu durumdaki eş boylu kenar çimentolar arasındaki poligonal sınırlar net olarak görülür. Packstone tip kayaçlarda görülen eş boylu kenar çimentoların tamamı pelecypod kavkıları üzerinde gelişmiştir.

İnce kristalli equant spari kalsit çimento birkaç farklı seviyedeki grainstone tip kayaçta çok az olarak görülür.

Kayaçlar içerisinde çoğunlukla drusy spari kalsit çimento ile birlikte bulunur. Tamamı tane aralarında gelişmiştir. Drusy spari kalsit çimento en yaygın görülen çimento tipidir. Hem tane içi hem de tane arası boşluklarda gelişmiştir. Bazı büyük boşlukların merkezi kısımlarını dolduran kristaller demirlidir. Mozayik spari kalsit çimento, düşey yönde yaygın olarak görülmesine karşın, kayaçlar içerisinde çok az miktarlarda bulunur. Tane içi, tane arası ve erime boşluklarında gelişmişlerdir. Bazı tane araları ve bütün haldeki ostracod kavkılarının iç kısımları tek bir mozayik spari kalsit kristalleri çimentolanmıştır. Ayrıca, bazı büyük boyutlu pelecypod kavkılarının alt kısımlarındaki boşluğu dolduran mozayik spari kalsit kristallerinin boyutları yaklaşık olarak 0.5-1 cm. arasında değişmektedir. Demirli mozayik spari kalsitle dolu ikincil çatlaklara yakın kısımlardaki bazı boşluklarda demirli mozayik spari kalsit çimento ile çimentolanmışlardır. Sintaksiyal kenar çimento, birkaç farklı seviyedeki grainstone ve packstone tip kayaçlarda çok az olarak görülür. Bu çimentoların yanı sıra, birkaç farklı seviyedeki kayaçlarda nadir olarak pöikilitik, menisküs ve pendant çimento gözlenmiştir. Bunlardan menisküs çimento net olarak gözlenmez. Pendant çimentoların tamamı pelecypod kavkılarının alt kısımlarında gelişmiştir.

### 3.3.7.3. Çökelme Ortamı

Litofasiyes, bir-iki farklı seviyedeki neomorfik kireçtaşı ve dolomi kayaçları ile wackestone tip kayaçlar hariç, tümüyle grainstone ve packstone dokusal özelliğinde gelişmiştir (Tablo 3). Litofasiyesin alt seviyelerindeki grainstone ve packstone tip kayaçların bileşen içeriklerinin ve dokusal gelişimlerinin gerek daha önceki litofasiyesler ile gerekse benzer özellikteki güncel tortularla karşılaştırılmasında [32] bunların gel-git altı, sığ ve çalkantılı şelf lâgünlerinde (7. fasiyes kuşağı) çökelmiş olmalıdırlar. Bazı

ooidlerin (özellikle 3. tip) deforme ve kırılmış olmaları yanında zar oluşuklarında mikritleşme, erime ve yenme gibi olayların görülmesi bunların olası olarak ortama taşınarak geldiklerini gösterir. Diğer taraftan, wackestone ve bazı packstone (pelmkrit, biyomikrit veya biyopelmikrit) tip kayaların bol miktarda peloid ve daha az olarak da kısıtlı fauna (çoğunlukla ostracod ve küçük boyutlu Miliolid ve Textularit tip foraminifer) içermeleri yanı sıra lâminalanma, kuş gözü ve geopetal gibi yapıların görülmesi bu kayaların tipik olarak gel-git arası, kısıtlı denizel şelf lâgünlerindeki korunmuş ortamlarda (8. fasiyes kuşağı) çökeldiklerini gösterir [26, 30]. Bu farklı çökeltme ortamlarını yansıtan kayaların birbirleriyle ardışıklı olması ya deniz seviyesinin (su yüksekliğinin) zaman zaman alçalıp yükselmesinin bir sonucu ya da farklı özellikteki çökeltme ortamlarının birbirleriyle yanıl olarak geçişli olduğu ara zonda gelişmiş olabileceği izlemine vermektedir. Ayrıca litofasiyesin bir-iki farklı seviyesinde çok az olarak karadan türeme kırıntılarının görülmesi de ortamın kıyıya yakın olduğunu ve olasılıkla karasal alanda yersel hareketlerin meydana geldiğini gösterir.

### 3.3.8. Floatstone Litofasiyesi

#### 3.3.8.1. Makroskopik Özellikler

Inceleme alanında Berdiga kireçtaşı dizisinin en üst seviyesini oluşturur. Litofasiyes grainstone-packstone litofasiyesi üzerine uyumlu olarak oturur. Kendisini ise, Üst Kretase yağlı Kermut Dere formasyonu uyumsuz olarak üstler (Şekil 3.29). Makroskopik olarak gerek altındaki grainstone-packstone litofasiyesinden ve gerekse üstündeki Kermut Dere formasyonundan net bir şekilde ayırt edilir.

Litofasiyesin toplam kalınlığı örnek alımı yapılan yerde 10 m. olmasına karşın, yanıl olarak büyük değişiklikler gösterir. Katman kalınlıkları 0.1-0.3 m. arasında değişir.

### 3.3.8.2. Mikroskopik Özellikler

Litofasiyes, altındaki grainstone-packstone litofasiyesine göre belirgin bir fasiyes değişikliği gösterir. Litofasiyesin tabanındaki (yaklaşık ilk 3 m. lik kısımda) wackestone tip kayaçlar hariç, diğer seviyelerini floatstone tip kayaçlar oluşturur (Tablo 3). Gerek wackestone ve gerekse floatstone tip kayaçlarda öge olarak yalnızca iskelet taneleri (yaklaşık olarak, %30-%60 arasında değişen doranlarda) görülür. Matriks içerisinde serbest halde yüzen bu iskelet tanelerinin çok büyük bir kısmını spongialar, geri kalan diğer az bir kısmını da broyozo, foraminifer, pelecypod, gastropod, echinoderm ve ostracod gibi değişik gruplar veya bu gruplara ait değişik cins ya da türler oluşturur. Bunların litofasiyes içerisinde, düşey yöndeki dağılımları şekil 3.31 de gösterilmiş olup, mikroskopik özellikleri bakımından (spongia ve broyozoalar hariç) önceki ooidli grainstone-packstone litofasiyesindeki ya da diğer litofasiyeslerdeki aynı formlar ile tamamen benzerdirler. Litofasiyeste çok bol olarak bulunan spongialar hem kırıntı hem de spiküller şeklinde görülür. Spongia parçalarının büyük çoğunluğu 2 mm. den daha büyük boyutlu olup, genelde neomorfize olmuşlardır. Ayrıca bu öğelerde tane içi sparitleşme ve silisleşme gibi diyajenetik olaylar da yaygın olarak görülür. Broyozoa kırıntılarının boyutları da çoğunlukla 2mm. den daha büyüktür. Kısmen veya tamamen neomorfize olmuş olan bu öğelerde de tane içi sparitleşme ve silisleşme olayları yaygın olarak görülmektedir.

**Çimento:** Litofasiyesi oluşturan kayaçların yıkanmamış olması nedeniyle nadir olarak görülen çimentoların tamamı bazı iskelet tanelerinin iç boşluklarında gelişmiştir. İnsal lifi çimento spongia parçalarının iç kısımlarında, drusy ve mozayik spari kalsit çimento da erime ve bazı iskelet tanelerinin iç kısımlarında görülür.

### 3.3.8.3. Çökelme Ortamı

Litofasiyesi oluşturan kayalar wackestone ve floatstone dokusal özelliğinde gelişmiş olup, karbonatlı öge olarak yalnızca iskelet tanelerini içerirler (Tablo 3). Kötü boylanmış olan bu kayalarda çok büyük boyutlu spongia ve broyozoa parçaları ile daha küçük boyutlu echinoderm ve bazı bentik foraminiferlerin yanı sıra Protoglobigerina tip foraminiferlerin ve sisli spongia spiküllerinin görülmesi bu kayaların tipik olarak açık deniz ve dalga tabanına yakın yamaç önü havzalarında (4. fasiye kuşağı) çökdiklerini gösterir [30].



### 3.4. Danzot (Bayburt) Kesiti

#### 3.4.1. Genel Bilgiler

Kesit, Hadrak Köyü'nün (Bayburt) güneyinde, Danzot Tepenin hemen kuzeybatısında yer alan tepenin kuzey yamacından çıkartılmıştır. Kesit ve buna bağlı olarak sistematik örnek alınımına birimin tabanının 1870 eş yükselti eğrisini kestiği noktadan başlanılmış ve güney doğrultusunda gidilerek tepenin zirvesinde tamamlanmıştır.

Sistematik örnekler genel olarak 1-1.5 m. arasında değişen aralıklarla alınmış olmalarına karşın, dizinin alt seviyelerini oluşturan çakıltaş-kumtaşı-kumlu kireçtaşı litofasiyesinin çakıltaş ve kumtaşı katmanlarında 3-5 m., oolitik grainstone-packstone ve wackestone (mudstone) litofasiyesinin bir-iki farklı seviyesinde de katmanlaşmanın kaybolması nedeniyle 3-4 m. arasında değişmektedir.

İnceleme alanında Berdiga Kireçtaşı dizisinin ölçülen toplam kalınlığı yaklaşık olarak 209 m. dir.

Berdiga Kireçtaşı dizisi yörede taban konglemerası ile kısmen Paleozoik yaşlı Gümüşhane Graniti [21] üzerine, kısmen de mercerkler şeklinde görülen ve yaklaşık 15 m. kalınlığında, tamamen silisifiye olmuş dasitik tüfler üzerine uyumsuz olarak oturur. Kendisini ise, herhangi bir birim üzerlemez (Şekil 3.34).

Arazi çalışmaları sırasındaki makroskopik incelemeler ve sistematik örneklerle ait incekesitlerin mikroskopik inceleme sonuçları dizinin üç farklı litofasiyeste geliştiğini ortaya koymuştur (Tablo 4). Bu litofasiyeler, alttan üste doğru;

- Çakıltaş-kumtaşı-kumlu kireçtaşı litofasiyesi
- Oolitik grainstone-packstone ve wackestone (veya mudstone) litofasiyesi

- Dolomi litofasiyesi

şeklinde gelişmiştir.

PALEO. DOĞGER? G.GRAN	M A L M B E R D İ G A K İ R E Ç T A Ş I		Y A S F O R M A S Y O N	L İ T O L O J İ	A Ç I K L A M A
	I	II	LİTOFASİYES		
	20	167	III	9	İnce katmanlı, sarı renkli dolomi
					Gri-bej renkli, yukarı doğru sığlaşan, katman kalınlıkları artan ve buna bağlı olarak dokusal özelliği değişen kireçtaşı sekansları.
					Gri-bej renkli, orta katmanlı çakıltası kumtaşı ve kumlu kireçtaşı

Şekil 3. 34. Berdiga Kireçtaşına ait Danzot (Bayburt) örnek kesiti

### 3.4.2. Çakıltaşı-Kumtaşı-Kumlu Kireçtaşı Litofasiyesi

#### 3.4.2.1. Makroskopik Özellikler

Inceleme alanında Berdiga Kireçtaşı dizisinin taban seviyesini oluşturan litofasiyesi, Gümüşhane Graniti üzerine uyumsuz olarak oturur. Buna karşın, kesit alımı yapılan noktadan yaklaşık 100 m. doğu yönüne gidildiğinde birimin uyumsuz olarak silisifiye olmuş dasitik tüfler üzerine oturduğu görülür. Kendisini ise, oolitik grainstone-packstone ve wackestone (veya mudstone) litofasiyesi uyumlu olarak üzerler (Şekil 3.34). Makroskopik olarak, litofasiyesi alttaki Gümüşhane Graniti'nden tamamen farklı litolojide gelişmiş olması nedeniyle bu kayalardan net bir şekilde ayrılır. Buna karşın, litofasiyesin en üst seviyelerini oluşturan kumlu kireçtaşları üstteki oolitik grainstone-packstone ve wackestone (veya mudstone) litofasiyesinin taban seviyelerini oluşturan grainstone tip katmanlarla tamamen benzer özelliklerde olması ya da bu kayaların üstteki litofasiyese tedrici geçişli olması nedeniyle birbirlerinden net bir şekilde ayırt edilememektedir.

Litofasiyesin toplam kalınlığı yaklaşık olarak 20 m. dir. Katman kalınlıkları 0.1-0.4 m. (çoğunlukla 0.2-0.3 m.) arasında değişir. Litofasiyesi oluşturan kayaların litolojilerinin yanı sıra bej ve açık gri renkli olmaları ve yumuşak bir röliyef sunmaları nedeniyle alt ve üstündeki litofasiyelerden kolayca ayırt edilir.

Litofasiyesin en alt seviyelerini, yaklaşık ilk 3 m. sini çakıltaşları oluşturur. Bunlar yukarı doğru belirgin bir derecelenme göstererek tedrici olarak kumtaşlarına geçerler. Kumtaşlarının toplam kalınlığı 5 m. dir. Bunlarda yukarı doğru tane boyu derecelenmesinden ziyade bileşen oranlarında bir değişim gözlenir. Bu değişim karadan türeme kırıntılıların giderek azalmasına paralel olarak kireç oranının giderek artması şeklindedir. Bunun sonucu olarak da kumtaşları tedrici olarak kumlu kireçtaşlarına geçerler. Kumlu

kireçtaşlarının kalınlığı yaklaşık olarak 12 m. dir. Kumtaşlarında olduğu gibi bunlarda da yukarı doğru gidildikçe karadan türeme kırıntıları yerlerini karbonatlı ögelere bırakırlar.

#### 3.4.2.2. Mikroskopik özellikler

**Çakıltaşları:** İnce taneli çakıltaşlarına ait ince kesitlerde yapılan tane boyu ölçümlerinde alt seviyelerdeki kayaların içerdiği tanelerin yaklaşık %85 nin boyutları 2-4 mm., %15 nin ise 1.5 -2 mm. arasında değişir. Buna karşın, en üst seviyelerdeki kayaların içerdiği tanelerin yaklaşık %60 nın boyutları 2-2.8 mm., %20 sinin 1.5-2 mm. ve diğer %20 sini ise 1.5-1 mm. arasında değişir. Bu duruma göre üst seviyelerdeki çakıltaşları üçlü diyagramda [27] "kumlu çakıltaşı"na karşılık gelmektedir.

Kumlu çakıltaşlarında tane boyu analizleri yapılmıştır. Bu analizlere göre (Tablo 4);

-Ortalama tane boyu alt seviyelerdeki kayalarda -1.7  $\phi$ , üst seviyelerdeki kayalarda ise, -1.3  $\phi$  dir.

-Standart sapma 3.7  $\phi$  - 2.2  $\phi$  arasında olup, kötü ve çok kötü bir boylanma gösterirler.

-Yamukluk katsayısı 0.22 - 0.35 arasında olup, ince taneden kaba taneye doğru değişen bir dağılım eğrisi gösterirler.

Litofasiyesin alt seviyelerindeki çakıltaşlarını oluşturan bileşenlerin modal analiz yöntemi ile kayalar içerisinde hacim olarak % bulunuş oranları;

-Kuvars:	%40
-Feldspat:	% 5
-Kayaç kırıntısı:	%35
-Çimento:	%20

üst seviyelerdeki kumlu çakıltaşlarında da;

-Kuvars:	%50
-Feldspat:	% 5

- Kayaç kırıntısı: %25
- Çimento: %20

şeklinde bir değişim gösterir.

**Kumtaşları:** Kumtaşlarına ait ince kesitlerin ayrıntılı mikroskopik incelenmeleri bu kumtaşlarının içerdikleri öğelerin boyutlarında önemli bir değişimin olmadığını ortaya koymuştur. Tane boyutları alt seviyelerdeki kumtaşlarında 500 µm.-1 mm., üst seviyelerdeki kumtaşlarında 300 µm.-1.5 mm. arasında değişir.

Kumtaşlarında tane boyu analizleri yapılmıştır. Bu analizlere göre (Tablo 4);

-Ortalama tane boyu 0.45  $\phi$  - 0.7  $\phi$  arasında değişir.

-Standart sapma alt seviyelerdeki kayalarda 1.5  $\phi$  - 1.74  $\phi$ , üst seviyelerdeki kayalarda 0.62  $\phi$  - 0.74  $\phi$  arasında değişir. Buna göre, alt seviyelerdeki kumtaşları kötü üst seviyelerdeki kumtaşları ise, orta ve orta ile iyi arası bir bolanma gösterirler.

-Yamukluk katsayısı alt seviyelerdeki kayalarda 0.15-0.21, üst seviyelerdeki kayalarda -0.12 - -0.24 arasında değişir. Buna göre, alt seviyelerdeki kumtaşları ince taneye yamuk, üst seviyelerdeki kumtaşları ise, kaba taneye yamuk bir dağılım eğrisi gösterirler.

Litofasiyesin alt seviyelerindeki kumtaşlarını oluşturan bileşenlerin modal analiz yöntemi ile kayalar içerisinde hacim olarak % bulunuş oranları;

- Kuvars: %50
- Feldspat: % 5
- Kayaç kırıntısı: %25
- Çimento: %20

üst seviyelerde ise;

- Kuvars: %40
- Feldspat: % 5
- Kayaç kırıntısı: %35
- Çimento: %20



şeklinde bir dağılım gösterirler. Ancak üst seviyelerdeki kayaç kırıntılarının yaklaşık yarısını karbonatlı ögeler oluşturmaktadır. Toplam öge % içinde herbir ögenin % bulunuş oranları, alt seviyelerde;

- Kuvars: %65
- Feldspat: % 5 ya da biraz daha fazla
- Kayaç kırıntısı: %30

üst seviyelerde ise;

- Kuvars: %40
- Feldspat: % 5 ya da biraz daha az
- Kayaç kırıntısı: %55

şeklinde bir dağılım gösterirler. Buna göre üçgen diyagramda [54] kumtaşlarının tümü "KAYAÇ KIRINTILI KUMTAŞLARI"ndan oluşur.

**Kumlu kireçtaşları:** Bu kayaçlara ait ince kesitlerin mikroskopik incelenmeleri sonucu bileşen içerikleri, alt seviyelerde;

- Karadan türeme kırıntılar: %40
- Karbonatlı ögeler: %45
- Çimento: %15

üst seviyelerde ise;

- Karadan türeme kırıntılar: %10
- Karbonatlı ögeler: %70
- Çimento: %20

şeklinde değiştiği gözlenmiştir (Tablo 4).

Kumlu kireçtaşlarındaki karadan türeme kırıntıların büyük çoğunluğunu kuvars, az bir kısmını da metamorfik ve bazalt kayası parçaları oluşturur. Kuvars tanelerinin bazıları hariç, diğer karadan türeme kırıntıların tamamı iyi yuvarlaklaşmıştır.

Kumlu kireçtaşlarında tane boyu analizleri yapılmıştır. Bu analizlere göre (Tablo 4);

-Ortalama tane boyu 0.45  $\phi$  - 0.7  $\phi$  arasında değişir.

-Standart sapma 0.85  $\phi$  - 1.75  $\phi$  arasında olup, orta ve kötü boylanma gösterirler.

-Yamukluk katsayısı -0.12 - -0.17 arasında olup, kaba taneye yamuk bir dağılım eğrisi gösterirler.

Litofasiyesi oluşturan çakıltaş, kumtaş ve kumlu kireçtaş kayaçlarındaki karadan türeme kırıntıların tamamı aynı kaynaklardan türemiş olup, tamamen benzer özelliklere sahiptirler. Bu nedenle aynı bileşime sahip öğelerin mikroskopik özellikleri ortak bir başlıkta toplanmıştır. Benzer şekilde, kumlu kireçtaşlarında intraklast, peloid, ooid ve iskelet tanelerinden oluşan karbonatlı öğeler oolitlik grainstone-packstone ve wackestone (veya mudstone) litofasiyesindeki aynı tip öğeler ile tamamen benzer özelliklerde olmaları nedeniyle burada ayrıca açıklanmayacaktır.

**Kuvarslar:** Litofasiyes içerisinde değişik boyut ve şekillerdeki kuvarslar genel olarak plutonik ve metamorfik kökenlidirler. Plutonik kökenli kuvarsların çoğu hafif dalgalı sönme göstermelerine karşın, bazı küçük boyutlu olanları dik sönümlüdür. Genelde köşeli ve yarı köşelidirler. Ancak bazı büyük boyutlu olanları yuvarlaklaşmışlardır. Plutonik kökenli kuvarslar yakın bir kaynaktan, büyük olasılıkla temeli oluşturan Gümüşhane Graniti'nen türemiş olmalıdırlar. Zira, bu tip kuvars taneleri granitik kayaç parçalarındaki kuvarslar ile tamamen benzerdirler. Ancak bazı olaylar sonucu tekçe tanelere ayrılabilen metamorfik kökenli polijenik tip [61] kuvarsların as tanelerinden ayırt edilmeleleri mümkün olmaması nedeni ile bazılarının metamorfik kökenli olma olasılığı da söz konusudur. Metamorfik kuvarslar polijenik tiplerden oluşur. Bu tipteki kuvarsların büyük bir kısmı düz kenarlı, değişik optik yönelimli ve eş boyutlu as tanelerin birleşmelerinden meydana gelmiştir. Bunların yanı sıra daha az miktarda iki veya üç değişik şekil ve boyuttaki as tanelerin düzgün olmayan sınır ile birbirine kenetlenmiş tipte olanları da mevcut olup, diğer tiptekilere nazaran daha güçlü dalgalı sönme gösterirler. Bu tiptekiler genellikle büyük boyutlu ve yuvarlaklaşmışlardır. Her iki tipteki polijenik tip metamorfik kökenli kuvarslar plutonik kökenli kuvarslara göre daha uzak bir kaynaktan, olasılıkla Pulur

Masifine ait kuvarsitlerden türemişlerdir. Ayrıca, bu tip kuvarslar litofasiyesin üst seviyelerine doğru gidildikçe önemli derecede bir azalma gösterirler.

**Kayaç kırıntıları:** Granit, metamorfik kayaç, kireçtaşı ve bazalt kayası parçalarından oluşurlar.

Granit kayası parçaları kayaç kırıntılarının çoğunluğunu oluşturur. Genelde büyük boyutlu olup, tamamen yuvarlaklaşmışlardır. Bu parçalardaki feldspatların büyük bir kısmı alterasyon sonucu kalsite, biyotitler de kısmen klorite dönüşmüşlerdir.

Metamorfik kayaç parçaları litofasiyeste çok az miktarlarda, özellikle kumlu kireçtaşlarında görülürler. Tamamı yuvarlaklaşmıştır. Tanelerdeki yapraklanma net olup, tümü fillat parçalarından oluşur. Ancak burda özellikle çakıltaşları ve kumtaşlarında bol olarak görülen kuvarsit parçaları kayaç kırıntısı olarak değil, kuvars tanesi olarak tanımlanmıştır. Çünkü kuvarsitler ne şekilde parçalara bölünürlerse bölünsün yalnızca kuvars tanesi verirler. Ayrıca, kumtaşları için yapılan çok sayıdaki sınıflamalarda bazı araştırmacılar bu tip kırıntıları kuvars tanesi olarak, diğer bazıları ise, kayaç kırıntısı olarak tanımlamışlardır [62].

Bazalt kayası parçaları çok az miktarda, özellikle çakıltaşı ve kumlu çakıltaşlarında görülürler. Tümü metabazalt parçalarından oluşmuştur. Tanelerin tamamı yuvarlaklaşmış olup, çoğunun sınırında demir oksitli bir zarflanma görülür.

Kireçtaşı kırıntıları çakıltaşlarında ve kumtaşlarının alt seviyelerindeki katmanlarda çok az miktarlarda olmalarına karşın, litofasiyesin üst seviyelerine doğru önemli bir artış gösterirler. Değişik karbonatlı öğelerden oluşmuşlardır. Bazıları, özellikle çakıltaşlarındakiler mikritik yapıda olup, tamamen neomorfize olmuştur.

**Feldspatlar:** Litofasiyeste çok az miktarlarda ve değişik boyutlarda görülürler. Tamamı potasyumlu feldspatlardan oluşmuştur. Alterasyon sonucu kısmen ya da tamamen kalsitleşmişlerdir.

**Otijenik mineraller:** Litofasiyeste çok az miktarda otijenik kuvars görülmesine karşın, özellikle kumlu çakıltaşlarında çok bol olarak, pirit kristalleri görülür. Bunlar kayalar içinde hem öz şekilli hem de küçük lekeler şeklinde görülür. Hatta bazı seviyelerdekiler bantlar şeklindedir.

**Çimento:** Litofasiyesi oluşturan kayaların tümünde genel olarak mikritik matriks görülmesine karşın, bazı tane aralarında çok az olarak drusy ve mozayik spari kalsit çimento yer alır (Tablo 4).

### 3.4.2.3. Çökelme Ortamı

Litofasiyes, yukarı doğru tane boyu küçülen ve bileşimi değişen transgressif bir istiflenme gösterir (Tablo 4). Bu özellikteki kayalar gel-git akıntılarının etkili olduğu transgressif denizel şelflerde çökelmişlerdir [31, 53]. Sığ denizlere tortu sağlamanın tipini ve oranını karasal materyalin varlığı, kıyı zonunda tortunun depolanması ve depolanan bu tortunun kıyı ötesi zona taşınması gibi üç ana faktör belirler. Karasal ortamlardaki kaynak alanlardan sağlanan kumun şelfe doğru yayılması çoğunlukla kıyıya yakın ve şelf içi hidrolik rejimlerin dengede olduğu gel-git nehir ağızları boyunca olur [53]. Yine, transgresyonlar bol miktardaki kumun şelfler üzerine yerleşmesinde en önemli mekanizmayı oluştururlar. Böylece düşük deniz seviyesi durumunda çökeltilen kum kütleleri deniz seviyesinin yükselmesi sırasında su altında kalırlar ve yerli yerinde şelf işlevleriyle yeniden işlenirler. Ayrıca yoğun fırtınalar da yaygın kıyı erozyonuna neden olurlar. Burda oluşan kıyı çizgisi kumları kıyı ötesine etkin fırtına sonrası git akıntılarıyla taşınırlar.

Transgresyonun başlangıç safhalarında ortamda birikmiş malzemenin suyun taşıma gücüne bağlı olarak kum boyutundaki materyalin kıyı ötesine taşınması sonucu ortamda yalnızca çakıltaşları çökelmiş olacaktır. Transgresyonun daha sonraki safhalarında yani kıyı çizgisinin çökelme ortamından uzaklaşmaya başladığı (su yüksekliğinin arttığı) ve buna bağlı

olarak suyun taşıma gücünün azaldığı dönemlerde kumtaşları, daha sonra karadan türeme kısıntı girdisinin giderek azalmaya başladığı andan itibaren de kireçli kumtaşları, kumlu kireçtaşları ve en son olarak da kireçtaşları çökelmiş olacaktır. Tüm bu olaylar tedrici gelişeceği için çökelen kayalar da birbirleriyle tedrici geçişli olacaktır.

### 3.4.3. Oolitik Grainstone-Packstone ve Wackestone (veya Mudsone) Litofasiyesi

#### 3.4.3.1. Makroskopik Özellikler

Litofasiyes, çakıltaşı-kumtaşı-kumlu kireçtaşı litofasiyesi üzerine uyumlu olarak oturur. Benzer şekilde, kendisini dolomi litofasiyesi uyumlu olarak üzerler (Şekil 3.34). Makroskopik olarak, litofasiyesin alt seviyeleri daha önceki litofasiyeste de belirtildiği gibi çakıltaşı-kumtaşı-kumlu kireçtaşı litofasiyesinin üst seviyeleri ile benzer litolojik ve dokusal özelliklerde gelişmiş olması nedeni ile birbirlerinden net bir şekilde ayırt edilememektedir. Buna karşın, üstündeki dolomi litofasiyesinden farklı litolojik özelliklerde gelişmiş olması nedeni ile net bir şekilde ayırt edilir.

Litofasiyesin toplam kalınlığı yaklaşık olarak 180 m. dir. Katman kalınlıkları 0.03-1 m. (çoğunlukla 0.2-0.6 m.) arasında değişir.

#### 3.4.3.2. Mikroskopik Özellikler

Litofasiyes yukarı doğru sıkışan ve buna bağlı olarak da tane boyu ve dokusal özelliği değişen kireçtaşı sekanslarının ardışımından oluşmuştur. Bu sekanslar bazı farklılıklar göstermekle beraber genel olarak benzer bir istiflenme gösterirler. Her sekans yukarı doğru ya grainstone-packstone



-wackestone ya da grainstone-packstone şeklinde devam etmekte de en üst seviyelerini wackestone ve/veya mudstone tip kayalar oluşturmaktadır (Tablo 4). Grainstone ve packstone tip kayaların tümü oolitlik özellikte gelişmiş olmalarına karşın, wackestone tip kayalar ise, bol olarak iskelet tanesi ve peloid içermektedirler. Mudstone tip kayaların bazılarında çok az miktarda iskelet tanesi görülmekle beraber, bazılarında hiç bir öge görülmemektedir. Bunların yanı sıra, sekansların belirlenmesinde diğer önemli bir etken de karadan türeme kırıntı içeriğidir. Karadan türeme kırıntıları her sekansın başlangıcında ani bir artışla ortaya çıkmakta ve yukarı doğru tane boyu küçülmesi ile birlikte dereceli bir şekilde azalarak wackestone ve/veya mudstone tip kayalarda tamamen yok olmaktadır (Tablo 4).

Litofasiyesteki grainstone ve packstone tip kayalarda tane boyu analizleri yapılmıştır. Bu analizlere göre (Tablo 4);

-Ortalama tane boyu sekansların tabanından tavanına doğru 0.5  $\phi$  den 3.3  $\phi$  ye doğru bir değişim göstermelerine karşın, her sekans kendi içlerinde bazı farklılıklar göstermektedir.

-Standart sapma alt seviyelerdeki sekanslarda 0.68  $\phi$  - 1.3  $\phi$  arasında olup, orta ile iyi ve kötü arası (çoğunlukla kötü), üst seviyelerdeki sekanslarda 0.38  $\phi$  - 1.6  $\phi$  (çoğunlukla 0.65  $\phi$  - 0.89  $\phi$ ) arasında olup, iyi-kötü (çoğunlukla orta ve orta ile iyi arası) bir boylanma gösterirler.

-Yamukluk katsayısı bir-iki grainstone tip kayada hariç, çoğunlukla 0.05 - -0.15 arasında olup, simetrik ve kaba taneye yamuk bir dağılım eğrisi gösterirler.

Litofasiyesi oluşturan kayaların sedimantolojik ve mikrofasiyesel özellikleri ile içerdikleri bileşenlerin düzey yönündeki dağılım ve bolluk % oranları Tablo 4 de gösterilmiş olup, bileşenlere ait mikroskopik özellikler aşağıda açıklanmıştır.

**Karadan türeme kırıntıları:** Daha önce de belirtildiği

gibi bazı farklılıklar göstermekle beraber sekansların tabanından wackestone ve/veya mudstone tip kayalara kadar yaklaşık olarak %30 dan %5 e veya daha az bir değere doğru dereceli bir şekilde azalır (Tablo 4). Bunların büyük çoğunluğunu kuvars, az bir kısmını da kayaç kırıntıları oluşturur. Önceki litofasiyeste olduğu gibi kuvarsların büyük çoğunluğu plutonik, az bir kısmı da metamorfik kökenlidir. Kayaç kırıntıları çört, metamorfik ve granitik kayaç parçalarından oluşur. Litofasiyesin üst seviyelerine doğru gidildikçe kayaç kırıntılarında dereceli bir azalma, buna karşın, kuvarslarda ise dereceli bir artma (kendi içlerinde) gözlenir. Plutonik kökenli kuvars taneleri hariç, diğer tüm karadan türeme kırıntıları yuvarlaklaşmıştır. Bazı yuvarlaklaşmış kuvars ve kayaç kırıntılarının etrafında demir oksitli bir zarflanma görülür. Boyutları 90 µm.-2 mm. (büyük çoğunlukla 260 µm.-1 mm.) arasında değişir. Bu kırıntılara ait diğer mikroskopik özellikler önceki litofasiyesteki aynı tip öğelerin mikroskopik özellikleri ile tamamen benzerdir.

**Intraklastlar:** Grainstone, packstone ve bazı wackestone tip kayalarda yaklaşık olarak %5-%55 (çoğunlukla %15-%25) arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 4). Genel olarak, litofasiyes içerisinde aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler.

-Boyutları 250 µm.-4 mm. (çoğunlukla 350 µm.-1.5 mm.) arasında değişir.

-Büyük çoğunluğu iyi yuvarlaklaşmıştır. Hatta bazıları küreseldir.

-İç bileşensiz mikritik yapıda olanlar, iç bileşenlilere nazaran daha boldur.

-İç bileşenli intraklastların sınırları genelde içerdiği karbonatlı öğeyi kesecek şekilde gelişmiştir.

-Tane içi neomorfizmanın yaygın olması nedeniyle içerdikleri karbonatlı öğelerin çoğu belli olmamaktadır.

-Bazı packstone tip kayalardakilerde tanelerin mikritik matriksle çerelenmiş olmasına karşın, tane içlerinde demirli drusy spari kalsit çimento görülür.

**Peloidler:** Bazı grainstone, packstone ve wackestone tip kayalarda yaklaşık olarak, %5-%55 (büyük çoğunlukla %5-%15) arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 4). Genel olarak kısa aralıklarla ve belli bir bollukla ortaya çıkarlar. Kısa bir yayılımdan sonra ortaya çıkış şekillerine benzer şekilde yok olurlar. 1. ve 2. tip peloidlerden oluşmuşlardır. 1. tip peloidler özellikle grainstone ve daha az olarak da packstone tip kayalarda kısmen bol olarak görülür. Boyutları 120-190 µm. arasında değişmesine karşın, genel olarak kayalar içerisinde eş boyuttadırlar. 2. tip peloidler litofasiyeste çok az ve özellikle bazı packstone ve wackestone tip kayalarda görülür. Boyutları 30-70 µm. arasında değişir. Çoğunlukla büyük boyutlu öğeler arasında kümelenmişlerdir. Her iki tip peloidin litofasiyes içerisinde, düşey yöndeki yayılımları şekil 3.35 de gösterilmiş olup, diğer mikroskopik özellikleri bakımından diğer kesitlerdeki litofasiyeslerde görülen aynı tip peloidler ile tamamen benzerdir.

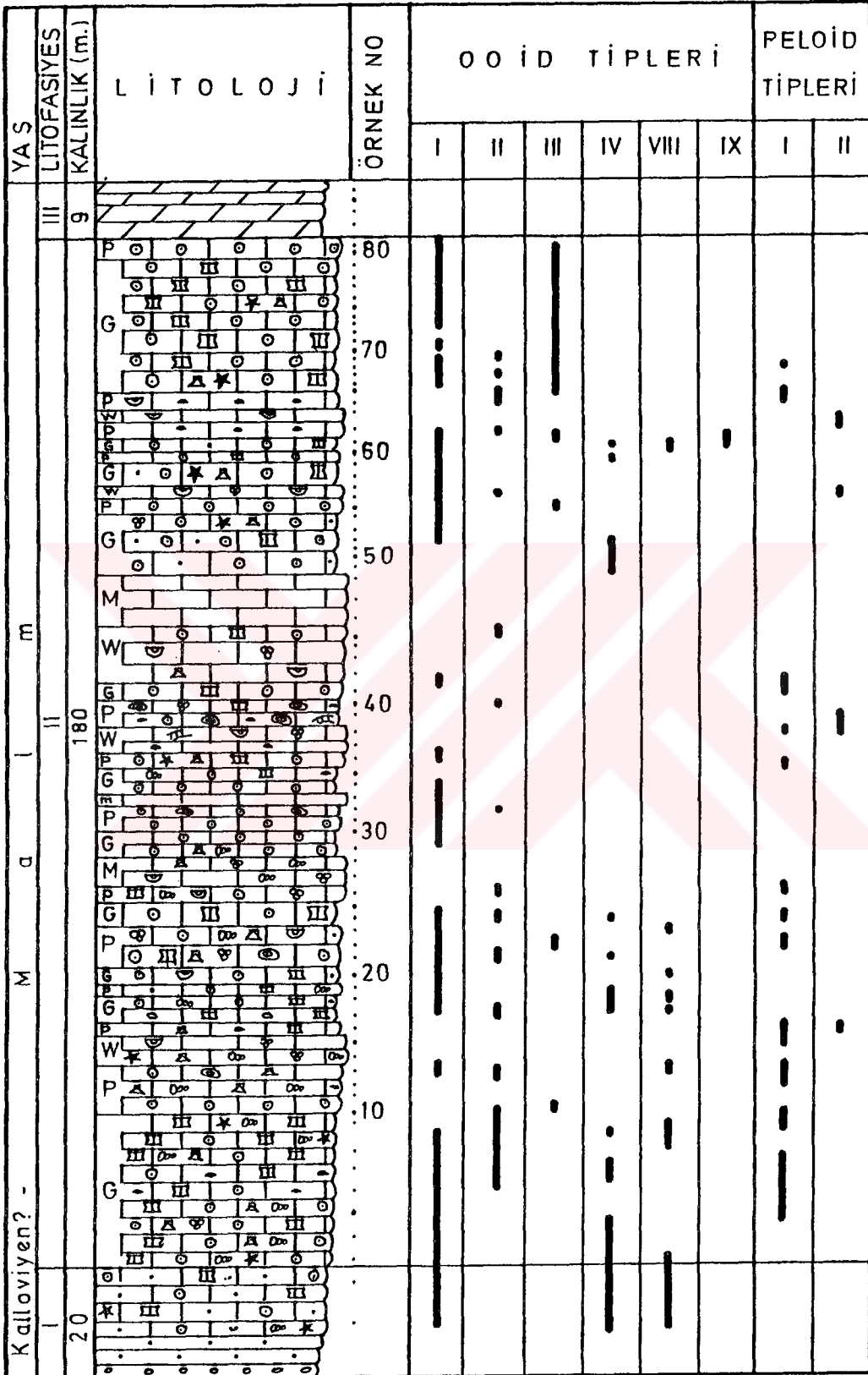
**Ooidler:** Litofasiyeste en bol görülen karbonatlı öğeleri oluştururlar. Wackestone ve mudstone tip kayalar hariç, diğer kayalarda yaklaşık olarak, %5-%75 (çoğunlukla %30 - %50) arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 4). 1., 2., 3., 4., 9. ve 10. tip ooidlerden oluşmuşlardır (Şekil 3.35).

**1. tip ooidler:** Litofasiyeste en bol ve düşey yönde en uzun yayılıma sahip olan ooidlerdir (Şekil 3.35). Özellikle litofasiyesin yaklaşık olarak 82-90 ve 160-172 nci metreleri arasındaki kayalarda çok bol, sekans başlangıçlarında ise, kısmen bol olarak görülürler. Genel olarak, litofasiyes içerisinde aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler;

-Boyutları 320-740 µm. (çoğunlukla 400-540 µm.) arasında değişir.

-Büyük çoğunluğu normal ooid, çok az bir kısmı da tek zar oluşuklu yüzlek ooidlerden oluşur.

-Konsantrik yapı belli-belirsiz görülmektedir.



Sekil 3.35. Danzot (Bayburt) kesitine ait değişik litofasiyelerde gözlenen farklı tipteki peloid ve ooidlerin düzey yöndeki yayılımları.

-Zar oluşuklarından herbirinin kalınlığı 25-45  $\mu\text{m}$ . arasında değişir

-Zar oluşukların toplam kalınlıklarının çekirdek boylarına oranı litofasiyesin alt seviyelerindeki kayalarda  $1/2-1/12$  (çoğunlukla  $1/5-1/7$ ), üst seviyelerdeki kayalarda ise,  $1/1-1/6$  (çoğunlukla  $1/2-1/4$ ) arasında değişir.

-Çekirdek olarak litofasiyesin tabanındakilerde çoğunlukla karadan türemiş kırıntı ve az olarak da ooid, üst seviyelerdekilerde ise, çoğunlukla peloid, daha az olarak da iskelet tanesi ve küçük boyutlu intraklastlar görülür.

-Genel olarak herhangi bir deformasyon yapısı göstermezler. Ancak, bazı peloid çekirdekli olanlarda zar oluşukları ile çekirdek arasındaki sınır belirsizdir.

2. tip ooidler: Litofasiyeste çok az miktarlarda görülmelerine karşın, düşey yönde oldukça uzun bir yayılıma sahiptirler (Şekil 3.35). Genel olarak, litofasiyesin 33-35 ve 132-133 ncü metreleri arasındaki kayalarda (özellikle packstone tip kayalarda) bol olarak görülürler. Genel olarak, litofasiyes içerisinde aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler.

-Boyutları 100-300  $\mu\text{m}$ . (çoğunlukla 120-200  $\mu\text{m}$ .) arasında değişmesine karşın, kayalar içerisinde eş boyutludurlar.

-Zar oluşukların kalınlıkları 9-13  $\mu\text{m}$ . arasında değişir.

-Zar oluşukların kalınlıklarının çekirdek boylarına oranı  $1/6-1/14$  arasında değişir.

-Çekirdek olarak çoğunlukla peloid, daha az olarak da iskelet tanesi, karadan türemiş kırıntı ve spari kalsit görülür.

-Herhangi bir deformasyon yapısı göstermezler. Ancak bazı peloid çekirdekli olanlarda çekirdek ile zar oluşuklarının birbirinden ayırt edilememesi ya da zor ayırt edilmesi nedeniyle bunların 1. tip peloidlerden ayrımı zorlukla yapılabilmektedir.



3. tip ooidler: Litofasiyeste 34. metreden sonra, özellikle 34-35, 110-113 ve 157-168 nci metreler arasında çok bol, litofasiyesin üst seviyelerinde de çok az olarak görülürler (Şekil 3.35). Genel olarak, litofasiyes içerisinde aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler.

-Boyutları 120-270  $\mu\text{m}$ . (çoğunlukla 130-150  $\mu\text{m}$ .) arasında değişir.

-Zar oluşukların kalınlıkları 7-18  $\mu\text{m}$ . arasında değişir.

-Zar oluşukların toplam kalınlıklarının çekirdek boylarına oranı 1/10-1/25 (çoğunlukla 1/10-1/15) arasında değişir.

-Çekirdek olarak çoğunlukla peloid, daha az olarak da iskelet tanesi, 1. tip ooid ve spari kalsit görülür.

-Genel olarak herhangi bir deformasyon yapısı göstermemelerine karşın, çok az bir kısmında kırılma ya da zar oluşuklarında erime olayları görülür.

4. tip ooidler: Çakıltaşı-kumtaşı-kumlu kireçtaşı litofasiyesinin en üst seviyeleri ile litofasiyesin taban seviyelerinde bol, daha üst seviyelerde (genellikle sekans başlangıçlarında) çok az veya nadir olarak görülürler (Şekil 3.35). Genel olarak, litofasiyes içerisinde aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler.

-Boyutları 250-820  $\mu\text{m}$ . (çoğunlukla 380-450  $\mu\text{m}$ . arasında değişir.

-Zar oluşuklarından herbirinin kalınlığı iki veya daha fazla zar oluşuklularda 15-30  $\mu\text{m}$ ., bir zar oluşuklularda ise 25-45  $\mu\text{m}$ . arasında değişir.

-Zar oluşukların kalınlıklarının çekirdek boylarına oranı 1/1-1/9 (çoğunlukla 1/2-1/4 ) arasında değişir.

-Çekirdek olarak çoğunlukla karadan türeme kırıntı, çok az olarak da iskelet tanesi ve yuvarlaklaşmış küçük boyutlu intraklastlar görülür.

-Tek zar oluşuklu olanların şekli çekirdeğin şekline bağlı olarak gelişmiştir.

-Genel olarak, herhangi bir deformasyon yapısı göstermezler.

9. tip ooidler: Çakıltaşı-Kumtaşı-Kumlu kireçtaşı litofasiyesindeki kumlu kireçtaşlarının en üst seviyeleri ile litofasiyesin taban seviyelerinde az miktarlarda görülürler (Şekil 3.35). 9. tip ooidleri zar oluşuklarında ışınal ve konsantrik yapıların görülmediği, tek bir ve çok kalın zar oluşuklu mikritik yapıdaki normal ooidler oluşturur (Şekil 3.36). Genel olarak, litofasiyes içerisinde aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler.

-Boyutları 320-920  $\mu\text{m}$ . (çoğunlukla 360-470  $\mu\text{m}$ .) arasında değişir.

-Zar oluşukları çok düzgün bir yapıya sahip olup, tamamen mikritik yapıda gelişmişlerdir.

-Zar oluşukların kalınlıkları 50-210  $\mu\text{m}$ . (çoğunlukla 70-100  $\mu\text{m}$ .) arasında değişir.



Şekil 3.36. Oolitlik grainstone-packstone ve wackestone (veya mudstone) litofasiyesi içerisindeki 9. tip ooidlerin mikroskopik görünüşleri (Örnek no: 4).

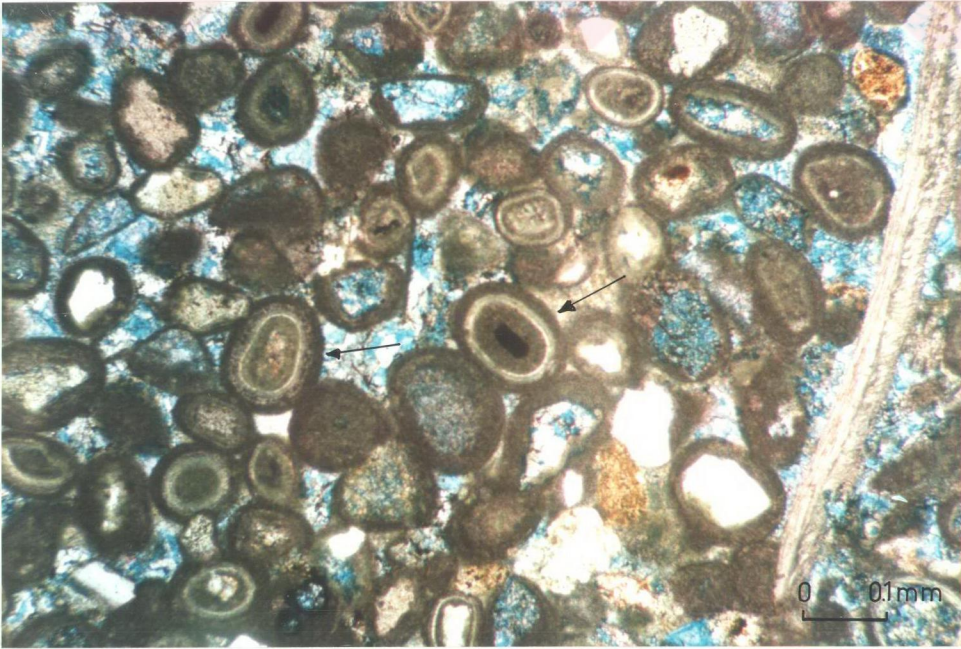
-Zar oluşukların kalınlıklarının çekirdek boylarına oranı  $1/2-1/15$  (çoğunlukla  $1/4-1/6$ ) arasında değişir.

-Çekirdek olarak çoğunlukla 4. tip ooid, daha az olarak da karadan türeme kırıntı ve iskelet tanesi görülür.

-Genel olarak 1. tip ooidlerden zar oluşuklarının çok düzgün ve herhangi bir yapı göstermemeleri, 2. tip ooidlerden de zar oluşuklarının çok kalın ve çekirdek ile sınırlarının çok belirgin olması gibi özelliklerden dolayı kolayca ayırt edilirler.

-Genel olarak herhangi bir deformasyon yapısı göstermezler.

10. tip ooidler: Litofasiyesin yalnızca 78-80 nci metreleri arasındaki kayalarda bol olarak görülürler (Şekil 3.35). 10. tip ooidleri iki veya üç oluşum evreli normal ooidler oluşturur (Şekil 3.37). Genel olarak, litofasiyes içerisinde aşağıda belirtilen mikroskopoik özelliklere sahiptirler.



Şekil 3.37. Oolitlik grainstone-packstone ve wackestone (veya mudstone) litofasiyesi içerisindeki 10. tip ooidlerin mikroskopoik görünüşleri (örnek no: 29).



-Büyük çoğunluğu iki, az bir kısmı da üç oluşum evrelidir. Bunlardan ilk oluşum evresine ait zar oluşukları Gelinpertek kesitindeki oolitik grainstone litofasiyesinde görülen 5. ve 6. tip ooidlerin zar oluşukları ile benzer olup, alizarin-red S ve potassium ferriciyanite ile boyanmış ince kesitlerde çoğunlukla koyu kahverengi ve yeşil renklerin ardalanması ya da karışımı, çok az olarak da açık sarı renkte görülürler. İkinci oluşum evresine ait zar oluşukları ya açık sarı renkte (birinci oluşum evresinde görülenlerin aynısı) ya da mikritik, üçüncü oluşum evresine ait zar oluşukları ise, tamamen mikritik (ikinci oluşum evresindekilerin aynısı) bir yapıda gelişmiştir. Bunlardan ilk iki oluşum evresine ait koyu kahverengi ve/veya yeşil ile açık sarı renkli zar oluşukları diğer tip ooidlerdeki zar oluşuklarından renk ve olasılıkla bileşim farklılıkları gösterirler. Bu farklılıkların belirlenmesine laboratuvar olanaklarımız yeterli olmamıştır. Genel bir yorum olarak, zar oluşuklarının koyu kahverengi veya yeşil renkte görülmelerine demir içeriği, açık sarı renkte görülmelerine de silis içeriği neden olabilir kanısındayız. Diğer taraftan, koyu kahverengi-yeşil ve açık sarı renkli zar oluşuklarına sahip ooidlerin Gelinpertek kesitindeki oolitik grainstone litofasiyesindeki 5. ve 6. tip ooidler ile benzer özelliklerde görülmeleri (ancak bu litofasiyestekiler daha büyük boyutludur) bunların Gelinpertek kesitindeki 5. ve 6. tip ooidler ile aynı ortamda (veya aynı ortam koşullarında) oluştuktan sonra taşınarak bu ortama geldikleri ve son oluşum evresini oluşturan mikritik özellikteki zar oluşuklarına çekirdek oluşturdıkları da düşünülebilir.

-Boyutları 180-440  $\mu\text{m}$ . (çoğunlukla 250-300  $\mu\text{m}$ .) arasında değişir.

-İlk iki oluşum evresine ait zar oluşuklarından herbirinin kalınlığı 9-20  $\mu\text{m}$ . (tamamının kalınlığı ise, 40-70  $\mu\text{m}$ .), son oluşum evresine ait zar oluşuklarının kalınlıkları ise, 25-40  $\mu\text{m}$ . arasında değişir.

-Zar oluşukların toplam kalınlıklarının çekirdek boylarına oranı 1/2-2/1 arasında değişir.

-Çekirdek olarak çoğunlukla kuvars, çok az olarak da iskelet tanesi, aynı tip ooidin parçaları, peloid ve demirli spari kalsit görülür.

-Her oluşum evresine ait zar oluşukları arasındaki sınır nettir.

-Genel olarak herhangi bir deformasyon yapısı göstermezler.

**Onkoidler:** Litofasiyeste bir-iki farklı seviyedeki pac-kstone tip kayalarda kısa yayılımlı ve yaklaşık olarak %5-%25 arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 4). Genel olarak, litofasiyes içerisinde aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler.

-Tamamı Cyanophyceae (mavi-yeşil alg) algler tarafından oluşturulmuştur.

-Boyutları 1-8 mm. (çoğunlukla 2.5-6 mm) arasında değişir.

-Zar oluşukları düzenli olup, büyümelerde herhangi bir kesiklik görülmez. Ancak bazılarında bir yönde daha fazla büyüme görülür.

-Çekirdek olarak çoğunlukla iskelet tanesi, daha az olarak da ooid, intraklast, peloid görülür.

-Genel olarak herhangi bir deformasyon yapısı göstermezler. Buna karşın, sarılımlar belli olmamaktadır.

**iskelet taneleri:** Litofasiyesin hemen her seviyesinde %5-%35 arasında değişen oranlarda görülmelerine karşın, üst seviyelere doğru tedrici bir azalma gösterirler (Tablo 4). Genel olarak foraminifer, alg, echinoderm, pelecypod, gastropod, mercan, broyozoa ve ostracod gibi değişik gruplardan veya bu gruplara ait değişik cins ya da türlerden oluşurlar. Bunların litofasiyes içerisinde, düşey yöndeki dağılımları şekil 3.38 da gösterilmiş olup, genel olarak litofasiyes içerisinde aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler.





Foraminiferler mudstone tip kayaçlar hariç, diğer tüm kayaçlarda az miktarlarda görülürler. Kısmen veya tamamen neomorfize olmuşlardır. Çoğunlukla bütün halde olup, kenarlarında mikritik zarflanma görülür.

Algler birkaç farklı seviyede çok az olarak görülürler. Cyanophyceae ve dasycladaceae alglerden oluşmuşlardır. Dasycladaceae algler tamamen neomorfize olmuş küçük boyutlu parçalar şeklinde görülürler.

Echinodermiler mudstone tip kayaçlar hariç, diğer tüm kayaçlarda (özellikle litofasiyesin üst seviyelerinde) bol olarak görülür. Büyük bir kısmını plaka kırıntıları oluşturur. Hemen tümünün kenarlarında değişik kalınlıklarda mikritik zarflanma görülür. Değişik boyutlarda, yuvarlaklaşmış parçalar şeklinde olup, kısmen ya da tamamen neomorfize olmuşlardır. Ayrıca bazılarının içlerinde silisleşmeler görülür.

Pelecypodlar bazı mudstone tip kayaçlar hariç, diğer tüm kayaçlarda az miktarlarda görülürler. Kısmen ya da tamamen neomorfize olmuş kavkı parçalarından oluşurlar. Kavkılının bazılarında yalnızca mikritik zarflanma görülürken diğer bazıları kısmen veya tamamen mikritleşmiştir. Yine bazılarında yer yer silisleşmeler görülür.

Gastropodlar mudstone tip kayaçlar hariç, diğer kayaçlarda az miktarlarda görülür. Tamamen neomorfize olmuş bütün veya kavkı parçalarından oluşurlar. Neomorfizma sonucu kavkılar tamamen neomorfik spari kalsite dönüşmüştür. Kavkılının tümünün kenarlarında ve değişik kalınlıklarda mikritik zarflanmalar görülmekle beraber bazı kavkılar tamamen mikritleşmiştir.

Mercanlar bir-iki farklı seviyede ve çok az miktarlarda görülür. Küçük boyutlu ve yuvarlaklaşmış parçalar şeklinde olup, kısmen ya da tamamen neomorfize olmuşlardır.

Broyzoalar bir-iki farklı seviyede çok nadir olarak görülürler. Tamamen neomorfize olmuş ve yuvarlaklaşmış parçalar şeklinde olup, kenarlarında mikritik zarflanmalar görülür.

Ostracodlar bazı mudstone ve wackestone tip kayaçlarda çok az olarak görülür. Bütün veya parçalar şeklinde olup, kısmen neomorfize olmuşlardır.

Otijenik mineraller: Litofasiyesin değişik seviyelerinde çok bol pirit ve daha az olarak da kuvars kristalleri görülür. Kuvarslar genellikle küçük boyutlu olup, bazan karadan türeme kuvarslar üzerinde büyüme ile oluşmuşlardır. Pirit kristalleri çoğunlukla şekilsiz (küçük lekeler şeklinde), çok az olarak da öz şekillidir.

Çimento: Farklı diyajenetik ortamları karakterize eden değişik çimento tiplerinden litofasiyes içerisinde görülenlerin düşey yöndeki dağılımları Tablo 4 de gösterilmiştir.

Eş boylu kenar çimento, litofasiyesin alt ve üst seviyelerindeki grainstone tip kayaçlarda ve az miktarlarda görülür. Çoğunlukla neomorfizma sonucu ilksel yapıları iyi korunmamış olmasına karşın, bazı seviyelerdekiler çok güzel korunmuştur. Bunlardan litofasiyesin alt seviyelerinde görülenler kayaçdaki tüm öğelerin üzerlerinde, üst seviyelerde görülenler ise, yalnızca pelecypod kavkılarının üzerlerinde gelişmiş olup, diğerlerine nazaran daha iyi korunmuşlardır.

İnce kristalli equant spari kalsit çimento, grainstone tip kayaçlarda yaygın olarak görülür. Tamamı tane aralarında gelişmiştir. Ayrıca, bunlardan litofasiyesin üst seviyelerdekiler hariç, diğer seviyelerde görülenlerin büyük bir kısmı demirlidir. Drusy spari kalsit çimento, litofasiyeste en yaygın görülen çimento tipidir. Hem tane içi hem de tane aralarında gelişmişlerdir. Litofasiyesin en üst seviyelerdekiler hariç, diğer seviyelerdekilerin büyük çoğunluğu (hem tane içi hem de tane aralarındakiler) demirlidir. Mozayik spari kalsit çimento, litofasiyesin hemen her seviyesinde görülmesine karşın, kayaçlar içerisinde az miktarlarda görülür. Çoğunlukla tane içi ve erime boşluklarında, çok daha az olarak da tane aralarında gelişmişlerdir. Büyük çoğunluğu demirlidir. Bazı gözenek boşlukları tek bir mozayik spari kalsit kristali ile çimentolanmıştır. Sintaksiyal kenar

çimento, litofasiyesin en üst seviyelerindeki grainstone tip kayaçlarda bol, diğer seviyelerdeki grainstone ve bazı packstone tip kayaçlarda ise çok az olarak görülür. Ayrıca bazı packstone tip kayaçların kötü yıkanmış ya da yıkanmamış kısımlarında da geliştikleri gözlenmiştir. Litofasiyesin en üst seviyelerindekiler hariç, diğer seviyelerdekilerin büyük çoğunluğu demirlidir. Çok az bir kısmında pöikilitik doku görülür. Bu çimentolardan başka litofasiyesin bir-iki farklı seviyesindeki grainstone tip kayaçlarda pöikilitik ve menisküs çimento gözlenmiştir. Menisküs çimentolar güzel gelişmiş olup, diğer litofasiyeslerdeki menisküs çimentolara nazaran tanınmaları çok daha kolaydır.

#### 3.4.3.3. Çökelme Ortamı

Litoasiyes, yukarı doğru sığlaşan kireçtaşı sekanslarının ardışıklarından oluşur. Sekanslar bazı farklılıklar göstermekle beraber genelde benzer bir istiflenme sunarlar.

Sekansların taban seviyeleri oolitik grainstone ya da oolitik grainstone-packstone tip kayaçlardan oluşmuştur. Bu özellikteki kayaçlar genel olarak yüksek enerjili gel-git barları üzerindeki oolit sığılıklarında (6. fasiyes kuşağı) çökeltirler [30]. Bunların üzerine gelen ve genel olarak sekansların orta seviyelerini oluşturan packstone tip kayaçlarda intraklast, peloid, ooid ve çok az miktarda da küçük boyutlu iskelet tanelerinin yanı sıra yer yer ve kısmen de bol olarak onkoidlerin görülmesi bu kayaçların çalkantılı ya da akıntıların kısmen etkili olduğu gel-git altı kanallarda (7. fasiyes kuşağı) çökelttiklerini gösterir [26, 30, 63]. Sekansların en üst seviyelerini oluşturan wackestone ve/veya mudstone tip kayaçlardan wackestone tipdekilerde hakim öge olarak peloidlerin yanı sıra çok az miktarda da foraminifer (Miliolid, Textularit), gastropod ve ostracodların görülmesi, mudstone tiptekilerin öge içeriği bakımından çok fakir olup, genel olarak saf mikrit bileşiminde olmaları bu

kayaçların tipik olarak düşük enerjili gel-git arası korunmuş havuz veya körfezlerde (8. fasiyes kuşağı) çökelttiklerini gösterir [26, 30, 63]. Sekansların özellikle alt seviyelerinde görülen karadan türeme kırıntıların ortama taşınma mekanizmaları daha önceki litofasiyeste açıklanmıştı. Ancak bu kırıntıların sekansların tabanından itibaren yukarı doğru boyutlarının yanı sıra miktarlarının da giderek azalmaları karasal ortamdaki erozyonun giderek azalması ile birlikte kaynak alanın da çökelme ortamından giderek uzaklaştığını, buna paralel olarak da öğeleri çökelme ortamına taşıyacak su enerjisinin giderek azaldığını gösterir.

#### 3.4.4. Dolomi Litofasiyesi

##### 3.4.4.1. Makroskopik Özellikler

İnceleme alanında, Berdiga Kireçtaşı dizisinin en üst seviyelerini oluşturur (Şekil 3.34). oolitik grainstone-packstone ve wackestone (veya mudstone) litofasiyesi üzerine uyumlu olarak oturur. Kendişini ise, inceleme alanında herhangi bir birim üstlemez. Makroskopik olarak alttaki litofasiyesten tamamen farklı litolojik özellikte gelişmiş olması nedeniyle kolayca ayırt edilir.

Litofasiyesin inceleme alanındaki toplam kalınlığı yaklaşık olarak, 9 m. dir. Ancak bu kalınlık yörede yaygın olarak yüzeylenen litofasiyesin ortalama kalınlığından çok daha azdır [12]. Katman kalınlıkları 0.1-0.3 m. arasında değişir.

##### 3.4.4.2. Mikroskopik Özellikler

Litofasiyesi oluşturan kayaçların tamamı idiotopic-S, idiotopic-C ve xenotopic-A gibi değişik dokusal özelliklerde gelişmiş dolomi kayaçlarından oluşur.



Idiotopic-S tip (subhedral) dolomitleşme, özellikle litofasiyesin alt seviyelerindeki kayalarda görülür (Tablo 4). Subhedral dolomit kristallerinin boyutları 70-180 µm. (çoğunlukla 80-110 µm.) arasında değişir. Bazılarında zonlu yapı görülür. Kayalar içerisinde genel olarak diğer tip dolomitleşmeler ile birlikte görülür.

Idiotopic-C tip (çimento) dolomitleşme, litofasiyesin taban ve tavanındaki kayaların gözenek veya erime boşluklarında görülürler (Tablo 4). Euhedral dolomit kristallerinin boyutları 140-210 µm. (çoğunlukla 160-180 µm.) arasında değişir. Büyük bir kısmında zonlu yapı görülür.

Xenotopic-A (anhedral) dolomitleşme, litofasiyesin alt ve üst seviyelerindeki kayalarda diğer tip dolomitler ile birlikte görülür (Tablo 4). Anhedral dolomit kristallerinin boyutları alt seviyelerdeki kayalarda 50-100 µm., üst seviyelerdeki kayalarda ise 90-180 µm. arasında değişir. Kristaller arası sınırlar çoğunlukla görülmez.

#### 3.4.4.3. Çökelme Ortamı

Litofasiyesin tamamen dolomi kayalarından oluşması nedeni ile bu kayaların çökelme ortamlarının belirlenmesine olanak yoktur. Ancak Keçi Deresi kesitindeki dolomi litofasiyesinde de belirtildiği gibi yaygın dolomitleşmenin veya çok fazla kalınlıktaki dolomi kayalarının yaygın olarak ya sabka ya da tatlı su-deniz suyu karışım zonu modeli ile oluşabildikleri belirtilmiştir [57, 58]. Litofasiyesi oluşturan dolomi kayalarında sabka modelini destekler herhangi bir gel-git üstü özelliğinin veya evaporit minerallerinin varlığı gibi hiçbir verinin görülmemesi bunların tatlı su-deniz suyu karışım modeli ile oluştuklarını ortaya koyar.

### 3.5. Karacık Tepe (Bayburt) Kesiti

#### 3.5.1. Genel Bilgiler

Kesit, Berdiga kireçtaşı dizisinin yörede en iyi yüzeylendiği Karacık Tepe'nin kuzey yamacından alınmıştır. Kesit ve buna bağlı olarak da sistematik örnek alınımına Karacık Tepe'nin kuzey yamacından, birimin tabanının 2080 eş yükselti eğrisini kestigi noktadan başlanılmış ve G25D doğrultusunda gidilerek tamamlanmıştır. Sistematik örnekler genel olarak 1-1.5 m. arasında değişen aralıklarla alınmasına karşın, dizinin en alt seviyelerinde katmanlaşmanın kısmen bozulmuş olması veya moloz birikintileri ile örtülü olması bu seviyelerdeki örnekler 2-3 m. veya biraz daha büyük aralıklarla alınmışlardır.

Kesit ve sistematik örnek alımı sırasında dizinin ölçülen toplam kalınlığı yaklaşık olarak 220 m. dir.

Berdiga Kireçtaşı dizisi yörede Liyas yaşlı Zimonköy formasyonu [13] üzerine uyumlu olarak oturur. Kendisini ise, kesit alımı yapılan yerde herhangi bir birim üstlemez (Şekil 3.39). Buna karşın, aynı yörede daha önce yapılan çalışmalarda dizinin Alt Kretase yaşlı Ahsünk formasyonu tarafından uyumlu olarak üzerlendiği belirtilmiştir [15, 16].

Arazi çalışmaları sırasındaki makroskopik ve sistematik örneklerle ait mikroskopik incelemeler dizinin yörede dört farklı litofasiyeste geliştiğini ortaya koymuştur. Litofasiyesler dokusal gelişimleri yanı sıra renk, katman kalınlıkları, röliyef v.s. gibi makroskopik özellikleriyle de kolaylıkla ayırt edilebilir. Buna karşın, pek çok özellik ancak mikroskopik incelemeler sonucunda ortaya konabilmiştir. Tanımlanan bu litofasiyesler alttan üste doğru;

- Rudstone litofasiyesi
- Peloidli packstone-wackestone litofasiyesi
- Ooidli grainstone litofasiyesi
- Rudstone-grainstone-packstone litofasiyesi

şeklinde gelişmiştir.

YAS	FORMASYON	LİTOFASİYES	KALINLIK (m.)	LİTOLOJİ	A Ç I K L A M A	
LIYAS DOĞGER? - M A L M - A L T K İ R E T A S E BERDİGA KİREÇTAŞI	I	II	10			
			15			
			87			
			108			
			108			
ZİMON.			660			
			660			
			660			
			660			
			660			

Şekil 3.39. Berdiga Kireçtaşına ait Karacık Tepe (Bayburt) örnek kesiti

### 3.5.2. Rudstone Litofasiyesi

#### 3.5.2.1. Makroskopik Özellikler

İnceleme alanında, Berdiga Kireçtaşı dizisinin en alt seviyelerini oluşturan litofasiyes, Liyas yaşlı Zimonköy formasyonu [13] üzerine uyumlu olarak oturur. Benzer şekilde kendisini peloidli packstone-wackestone litofasiyesi uyumlu olarak üzerler (Şekil 3.39). Makroskopik olarak, litofasiyes altındaki Zimonköy formasyonu'ndan litolojik olarak, üstündeki peloidli packstone-wackestone litofasiyesinden de dokusal yönden tamamen farklı özelliklerde gelişmiş olması nedeni ile kolayca ayırt edilir. Ancak, litofasiyesin alt sınırı pek çok yerde moloz birikintisi ya da başka etkenlerden dolayı örtülü olması nedeniyle çoğunlukla görülmemektedir.

Litofasiyesin toplam kalınlığı yaklaşık olarak, 10 m. dir. Ancak bu kalınlık yanal olarak değişiklikler göstermektedir. Katman kalınlıkları alt seviyelerden üst seviyelere doğru 0.2-0.3 m. den 0.6-0.8 m. ye doğru bir değişim göstermektedir.

#### 3.5.2.2. Mikroskopik Özellikler

Litofasiyesi oluşturan kayaçların tamamı rudstone dokusal özelliğinde gelişmiştir (Tablo 5). Bu özelliğinden dolayı üzerine gelen peloidli packstone-wackestone litofasiyesinden net bir şekilde ayırt edilir. Litofasiyesteki çakıl büyüklüğündeki öğelerin büyük bir kısmını intraklast, çok az bir kısmını da iskelet taneleri oluşturur. Bu büyüklükteki taneler litofasiyesin alt seviyelerinde yaklaşık olarak %30-%40, üst seviyelerde ise, %15-%20 gibi değerler arasında görülür.

Litofasiyesi oluşturan rudstone tip kayaçlarda tane boyu analizleri yapılmıştır. Bu analizlere göre (Tablo 5);

-Ortalama tane boyu alttan üste doğru -0.4  $\phi$  den 1.3  $\phi$  ye doğru bir değişim gösterir.

-Standart sapma 0.98  $\emptyset$  - 1.67  $\emptyset$  (çoğunlukla 1.12  $\emptyset$  - 1.5  $\emptyset$ ) arasında olup, çoğunlukla kötü boylanmışlardır.

-Yamukluk katsayısı -0.00 - -0.11 (çoğunlukla -0.0 - -0.07) arasında olup, çoğunlukla simetrik bir dağılım eğrisi gösterirler.

Litofasiyesi oluşturan kayaların sedimantolojik ve mikrofasiyesel özellikleri ile içerdikleri bileşenlerin düşey yöndeki dağılım ve bolluk % oranları Tablo 5 de gösterilmiş olup, bileşenlere ait mikroskopik özellikler aşağıda açıklanmıştır.

**Intraklastlar:** Litofasiyeste %25-%50 arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 5). Genel olarak, litofasiyes içerisinde aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler.

-Boyutları 280  $\mu\text{m}$ .-4 mm. (çoğunlukla 1.5-2 mm.) arasında değişir.

-Köşeli ve yarı köşelidirler.

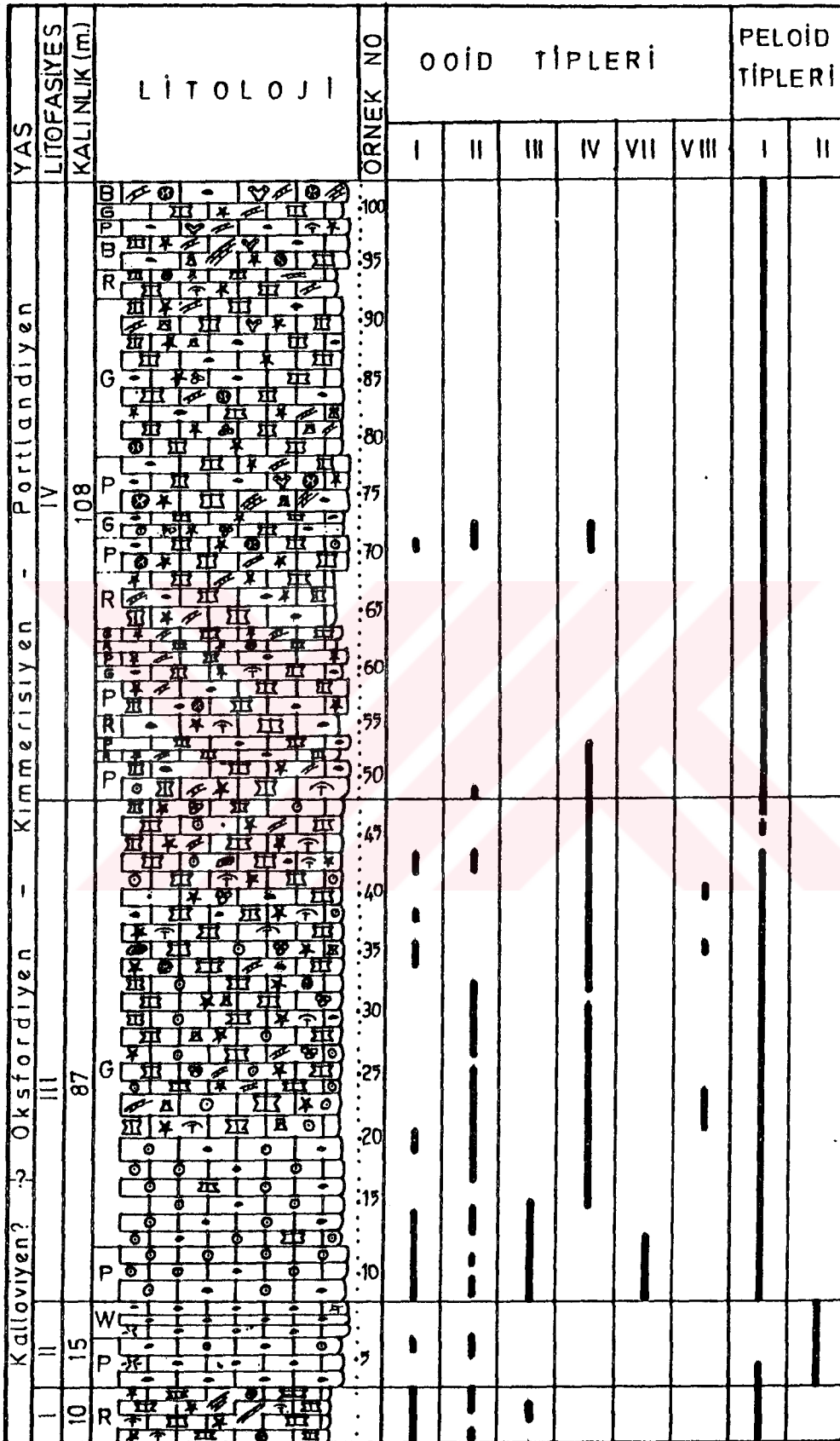
-Büyük çoğunluğu (özellikle büyük boyutlu olanları) iç bileşenlidir. İç bileşenler çevre bileşenlere göre bazı farklılıklar gösterirler. Hatta bazan aynı kayaç içerisinde bile farklı iç bileşenlere sahip olup, farklı dokusal özelliklerde gelişmişlerdir. Bu durum, bunların farklı komşu ortamlardan türediklerini gösterir.

-Bazı iç bileşenli intraklastlarda tane içi çimento ile tane arası çimento farklı özelliklerde gelişmiştir.

-Tane sınırları düzgün olup, genel olarak içerdikleri ögelerin sınırlarına paralel olarak gelişmişlerdir. Ancak, bazılarının sınırları içerdikleri bileşenleri (özellikle iskelet tanelerini) kesecek şekilde gelişmiştir.

**Peloidler:** Litofasiyeste yaklaşık olarak %5-%15 arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 5). Tamamı 1. tip peloidlerden oluşmuştur. Boyutları 140-200  $\mu\text{m}$ . arasında değişir. Litofasiyes içerisinde, düşey yöndeki dağılımları şekil 3.40 da gösterilmiş olup, mikroskopik özellikleri bakımından diğer kesitlerdeki değişik litofasiyeslerde görülen aynı tip peloidler ile tamamen benzerdirler.





Sekil 3.40. Karacık Tepe (Bayburt) kesitine ait değişik litofasiyelerde gözlenen farklı tipteki peloid ve ooidlerin düşey yöndeki yayılımları.

**Ooidler:** Litofasiyeste %5 veya daha az miktarlarda görülürler (Tablo 5). Bunlar 1., 2., ve 3. tip ooidler olup, tümü kısmen neomorfize olmuş ya da kısmen mikritleşmiştir. Litofasiyes içerisinde düşey yöndeki dağılımları şekil 3.40 de gösterilmiş olup, mikroskopik özellikleri bakımından üstteki ooidli grainstone litofasiyesindeki aynı tip ooidler ile tamamen benzerdirler.

**iskelet taneleri:** Litofasiyeste yaklaşık olarak %15-%25 arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 5). Genel olarak foraminifer, alg, tubiphytes, pelecypod, echinoderm, spongia ve broyozoa gibi değişik gruplardan veya bu gruplara ait değişik cins ya da türlerden oluşmuşlardır. Bunların litofasiyes içerisinde, düşey yöndeki dağılımları şekil 3.41 de gösterilmiş olup, aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler.

Foraminiferler litofasiyeste çok az olarak görülürler. Bunlar değişik cins ve türlerden meydana gelmiş olup, bazılarının kenarlarında ince mikritik zarflanmalar mevcuttur.

Algler litofasiyeste çok az olarak görülür. Mavi-yeşil alg ve dasycladacealardan oluşmuşlardır. Dasycladacea algler parçalar halinde olup, tamamen neomorfize olmuşlardır. Kavkılarının kenarlarında ince mikritik zarflanmalar mevcuttur.

Tubiphytesler litofasiyeste çok bol olarak görülürler. Değişik büyüklerdeki parçalardan oluşurlar.

Pelecypodlar litofasiyeste çok bol olarak görülür. Bunlar değişik boyutlardaki (çoğunlukla büyük boyutlu) kavkı kırıntılarında oluşmuşlardır. Kısmen neomorfize olmuş olan bu kavkılarının kenarlarında değişik kalınlıklarda mikritik zarflanmalar görülür.

Echinodermiler litofasiyeste çok bol olarak görülürler. Büyük çoğunluğunu plaka kırıntılıları, az bir kısmını da dikenler oluşturur. Kısmen veya tamamen neomorfize olan bu ögelerin kenarlarında değişik kalınlıklarda mikritik zarflanmalar görülür. Ayrıca, bazı plaka kırıntılarının iç kısımlarında ya da tüm taneyi kaplayacak şekilde gelişmiş silisleşmeler mevcuttur.



Spongialar litofasiyeste nadir olarak görülürler. Kısmen veya tamamen neomorfize olmuş, değişik boyutlardaki parçalardan oluşmuşlardır. Genel olarak büyük boyutlu olan bu kırıntılıların kenarlarında mikritik zarflanmalar mevcuttur.

Broyozoalar litofasiyeste nadir olarak görülürler. Büyük boyutlu kırıntılardan oluşan bu öğeler kısmen neomorfize olmuşlardır. Kenarlarında mikritik zarflanmalar görülür.

Otijenik mineraller: Litofasiyeste çok az miktarlardaki otijenik kuvars ve pirit kristallerinin yanı sıra, bol miktarda klorit kristalleri de görülür.

Çimento: Değişik diyajenetik ortamları karakterize eden çimento tiplerinden litofasiyes içerisinde görülenlerin düşey yöndeki dağılımları Tablo 5 de gösterilmiştir.

Işınsal lifi çimento, litofasiyesin hemen her seviyesinde görülür. Mercan, broyozoa, tübiphytes ve bazı mavi-yeşil alg kırıntılarının iç kısımlarındaki boşluklarda gelişmişlerdir. Bunlardan mercan ve broyozoa kırıntılarında görülenlerin ilksel yapıları neomorfizma sonucu bozulmuştur. Tubiphytes ve mavi-yeşil alg kırıntılarında görülenler mercan ve broyozoolarda görülenlerden daha sıkı yapıdadırlar. Eş boylu kenar çimento, litofasiyeste çok yaygın olarak görülür. Hemen tümünde ilksel yapı iyi korunmuştur. Bu litofasiyeste görülen eş boylu kenar çimentolar diğer tüm litofasiyelerde görülen eş boylu kenar çimentolardan daha uzun boylu ve daha sıkı yapılıdır. Bazı tane arası boşluklar tümüyle eş boylu kenar çimentoyla çimentolanmış olup, poligonal sınırlar net olarak görülür.

Drusy spari kalsit çimento, litofasiyeste nispeten az olarak görülür. Tümü tane aralarında gelişmiştir. Mozayik spari kalsit çimento, litofasiyeste en yaygın görülen çimento tipidir. Bunlar hem tane içi hem de tane aralarında gelişmiş olup, mozayik kristaller çoğunlukla büyük boyutludur. Sintaksiyal kenar çimento, litofasiyeste yaygın olarak görülür. Çoğunlukla büyük bir alanı kaplayacak şekilde gelişmişlerdir. Hemen tamamı pöikilitik doku gösterir.

Litofasiyeste erken diyajenetik çimentolar ile bunların üzerinde gelişen geç diyajenetik çimentolar arasındaki sınır net bir şekilde ayırt edilebilmektedir.

### 3.5.2.3. Çökelme Ortamı

Litofasiyesi oluşturan kayaların tamamı rudstone dokusal özelliğinde gelişmiştir. Bu kayalardaki öğelerin büyük çoğunluğunu çakıl boyutundaki intraklast ve iskelet taneleri, çok az bir kısmını da peloid ve ooidler oluşturur. Bu özelliklerdeki kayalar yüksek enerjili, sığ ve çalkantılı ortamlarda (6. fasiyes kuşağı) çökelmişlerdir [30]. Litofasiyes içerisinde çakıl büyüklüğündeki resifal karakterli iskelet tanelerinin (çoğunluğunu tubiphytes, echinoderm ve pelecypod, çok az bir kısmını da foraminifer, alg, spongia ve broyozoa'lar oluşturmaktadır) intraklast, peloid ve ooidler ile birlikte bulunmaları yanı sıra kayaların iyi yıkanmış ve kötü boylanmalı olmaları bu kayaların çökeldiği yüksek enerjili, sığ ve çalkantılı ortamın bir resif kütlesi içerisinde ve hemen yakın bir yerinde geliştiğini gösterir. Iskelet taneleri içerisinde direkt resif yapıcı organizmaların yani mercanların görülmemesi ya da çok az olarak görülmesi, ayrıca makroskopik olarak arazide inceleme yapılan yerde resif kütlelerinin belirlenememesi litofasiyesteki resifal kökenli iskelet tanelerinin olasılıkla yama resiflerinden veya yörede henüz gelişmekte olan bir resifden türemiş olmalıdırlar.

### 3.5.3. Peloidli Packstone-Wackestone Litofasiyesi

#### 3.5.3.1. Makroskopik Özellikler

Litofasiyes, inceleme alanında rudstone litofasiyesi üzerine uyumlu olarak oturur. Aynı şekilde, kendisini ooidli



grainstone litofasiyesi uyumlu olarak üzerler (Şekil 3.39). Makroskopik olarak, litofasiyes alt ve üstündeki diğer litofasiyeslerden kırmızı renkli, ince katmanlı ve tamamen mikritik özellikte olması nedeni ile kolayca ayırt edilir.

Litofasiyesin toplam kalınlığı yaklaşık olarak, 15 m. dir. Ancak yanal yönde kalınlıklarda bazı farklılıklar görülür. Katman kalınlıkları 0.03-0.1 m. arasında değişmesine karşın, bazı seviyelerde katmanlaşmaların kaybolması masif bir görünüm kazanmalarına neden olmuştur.

### 3.5.3.2. Mikroskopik özellikler

Litofasiyesin ilk 9 m. lik kısmını packstone, diğer 6 m. lik kısmını da wackestone tip kayalar oluşturur (Tablo 5). Packstone tip kayalar yukarı doğru gerek bileşen içeriği gerekse dokusal özellikleri bakımından wackestone tip kayalara giderek artan bir benzerlik gösterirler. Bu nedenle packstone tip kayalardan wackestone tip kayalara geçiş tedrici olup, birbirlerinden net bir şekilde ayırt edilemezler. Diğer taraftan, litofasiyesin tabanından tavanına doğru gidildikçe yakanmanın giderek kötüleştiği, karbonatlı öğelerin dereceli olarak azaldığı ve buna paralel olarak da fauna içeriğinin kısmen değiştiği görülmektedir.

Litofasiyesi oluşturan kayalarda öğelerin çok az ve olanların da çok küçük boyutlu olmaları nedeniyle tane boyu analizleri yapılamamıştır.

Litofasiyesi oluşturan kayaların sedimentolojik ve mikrofasiyesel özellikleri ile içerdikleri bileşenlerin düşey yöndeki dağılım ve bolluk % oranları Tablo 5 de gösterilmiş olup, bileşenlere ait mikroskopik özellikler aşağıda açıklanmıştır.

Karadan türeme kırıntıları: Litofasiyesin 4-6 ve 12-14 ncü metreleri arasındaki kayalarda nadir olarak görülürler (Tablo 5). Bunlar feldspat ve bazalt kayası parçalarından oluşmuşlardır. Boyutları 40-160 µm. arasında olup, köşelidirler. Karadan türeme kırıntılarının tamamı büyük olasılıkla

dizinin tabandaki Zimonköy formasyonu'ndan türemiştir.

**Intraklastlar:** Litofasiyeste packstone tip kayaçlarda %5 veya daha az, wackestone tip kayaçlarda ise %2 civarında görülürler (Tablo 5). Genel olarak, litofasiyes içerisinde aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler;

-Boyutları 200-400  m. arasında değişir.

-Tamamı yuvarlaklaşmış ve i bileşensiz mikritik parçalardan oluşur.

-Packstone tip kayaçlarda gelişi güzel dağılmış olmalarınaa karşın, wackestone tip kayaçlardakiler kümelenmiş haldedirler.

**Peloidler:** Litofasiyeste en bol bulunan ve litofasiyesin tanımlanmasında belirleyici rolü oynayan ögeleri oluştururlar. Litofasiyesin tabanındaki packstone tip kayaçlarda %45 gibi maksimum bir oranda görülürken yukarı doğru dereceli bir Şekilde azalarak litofasiyesin en üst seviyesindeki wackestone tip kayaçlarda %15 gibi en düşük oranlarına erişirler (Tablo 5). Bunlar 1. ve 2. tip peloidlerden meydana gelmiş olup, 2. tip peloidler 1. tip peloidlerden çok daha fazladır. Herbir tip peloidin litofasiyes içerisinde düşey yöndeki dağılımları Şekil 3.40 de gösterilmiş olup, mikroskopik özellikleri bakımından diğer kesitlerdeki farklı litofasiyeslerde görülen aynı tip peloidler ile tamamen benzerdirler.

**Ooidler:** Litofasiyeste yalnızca packstone tip kayaçlarda maksimum %10 (oğunlukla %5 veya daha az) oranında görülürler (Tablo 5). Bunların çoğunluğunu 2. tip, az bir kısmını da 1. tip ooidler oluşturur. Bunların litofasiyes içerisinde düşey yöndeki dağılımları Şekil 3.40 de gösterilmiş olup, mikroskopik özellikleri bakımından üstteki ooidli grainstone litofasiyesindeki aynı tip ooidler ile benzerdirler.

**Iskelet taneleri:** Litofasiyeste yaklaşık olarak %5-%15 arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 5). Bunlar foraminifer, echinoderm, pelecypod, ostracod, spongia ve radiolaria gibi değişik gruplardan veya bu gruplara ait değişik

cins ya da türlerden oluşurlar (Şekil 3. 41). Bunlardan litofasiyesin alt seviyelerindeki packstone tip kayalarda kısmen bol olarak görülen foraminifer, echinoderm ve pelecypodlar yukarı doğru gidildikçe dereceli bir şekilde azalarak yok olurlar. Bu azalmaya paralel olarak da yerlerini sünger spikülü, ostracod ve radyolaryalara bırakırlar. Alt seviyelerdeki foraminifer, echinoderm ve pelecypodlar küçük boyutlu olup, mikroskopik özellikleri bakımından alttaki rudstone litofasiyesinde görülen aynı tip formlar ile tamamen benzerdirler. Sünger spikülleri ve radiolaryalar kalsit dolguludur.

**Otijenik mineraller:** Litofasiyeste nadir olarak ve küçük boyutlu klorit ve pirit kristalleri görülür (Tablo 5).

**Çimento:** Litofasiyesi oluşturan packstone ve wackestone tip kayaların yıkanmamış olmaları nedeniyle çimentolanma görülmez.

### 3.5.3.3. Çökeltme Ortamı

Litofasiyesin taban seviyelerindeki packstone tip kayalarda çok az miktarlarda küçük boyutlu, tamamen yuvarlaklaşmış mikritik intraklast ve ooidlerin (1. ve 2. tip ooid) görülmesine karşın, litofasiyesi oluşturan kayaların tamamının pelmikrit ve biyopelmikritlerden oluşması, ayrıca bazı wackestone tip kayalarda kısmen bol olarak radiolaria ve sünger spiküllerinin görülmesi litofasiyesin açık şelfde, dalga tabanı altındaki durgun su (2. ve 7. fasiyes kuşağı) ortamlarında çökeldiklerini gösterir [26, 30].

Altındaki rudstone litofasiyesini oluşturan kayaların yüksek enerjili, çok sığ alanlarda (su derinliği yaklaşık olarak 3-5 m) çökelmiş olmasına karşın, litofasiyesi oluşturan kayaların giderek derinleşen açık şelfde, dalga tabanı altındaki durgun su ortamında çökelmiş olması ve iki litofasiyes arasındaki sınırın belirgin bir şekilde ayrılması

çökme ortamının ani bir çökme ile, olasılıkla yersel faylanmalara bağlı olarak geliştiğini gösterir.

#### 3.5.4. Ooidli Grainstone Litofasiyesi

##### 3.5.4.1. Makroskopik özellikler

Litofasiyes, inceleme alanında peloidli packstone-wackestone litofasiyesi üzerine uyumlu olarak oturur. Aynı şekilde, kendisini rudstone-grainstone-packstone litofasiyesi uyumlu olarak üzerler (Şekil 3.39). Makroskopik olarak, önceki litofasiyeste belirtilen özelliklerden dolayı bu litofasiyesten net bir şekilde ayırt edilir. Buna karşın, kendisini üzerleyen litofasiyes ile kısmen benzer özellikler göstermesi nedeni ile aynı kolaylıkta ayırt edilemez.

Litofasiyesin toplam kalınlığı yaklaşık olarak 87 m. dir. Katman kalınlıkları 0.03-2 m. arasında değişir. Ancak 0.15 m. den daha küçük ve 1m. den daha büyük kalınlıklardaki katmanlar çok az olup, yalnızca bir-iki farklı seviyede görülür.

##### 3.5.3.2. Mikroskopik özellikler

Litofasiyes, taban seviyelerindeki packstone tip kayalar hariç, tamamen grainstone tip kayalardan oluşmuştur (Tablo 5). Ayrıca, yukarı doğru gidildikçe packstone tip kayalar grainstone tip kayalara yakın bir dokusal özellik gösterirler.

Litofasiyesin alt seviyelerindeki kayalarda hakim öge olarak ooidler görülür (Tablo 5). Bu ögeler yukarı doğru gidildikçe bazı değişiklikler göstermekle beraber dereceli bir şekilde azalarak yerlerini intraklast ve/veya iskelet tanelerine bırakırlar.

Litofasiyesteki kayaların tümünde tane boyu analizleri yapılmıştır. Bu analizlere göre (Tablo 5);

-Ortalama tane boyu litofasiyesin tabanından tavanına doğru yer yer farklılıklar göstermekle beraber 2.9  $\emptyset$  den 0.4  $\emptyset$  (çoğunlukla 1  $\emptyset$  -1.5  $\emptyset$ ) doğru bir değişim gösterir. Burda da görüldüğü gibi litofasiyesin tabanından tavanına doğru tane boyunda belirgin bir artma görülür.

-Standart sapma alt seviyelerdeki kayalarda 0.45  $\emptyset$ -0.93  $\emptyset$ , üst seviyelerdeki kayalarda 0.98  $\emptyset$ -1.99  $\emptyset$  arasında olup, litofasiyesin alt seviyelerindeki kayalar orta ile iyi arası, üst seviyelerdeki kayalar ise kötü ile orta (büyük çoğunlukla kötü) arası bir boylanma gösterirler.

-Yamukluk katsayısı 0.0 - -0.5 (çoğunlukla 0.16 - -0.25) arasında olup, simetrik ve kaba taneye çok yamuk bir dağılım eğrisi gösterirler.

Litofasiyesi oluşturan kayalarda istiflenme gevşek olup, taneler çoğunlukla nokta dokanak veya dokanaksız olarak görülür. Ayrıca litofasiyesin orta seviyelerindeki grainstone tip katmanlarda nadir de olsa tane yönlenmesi (özellikle pelecypod kavkılarında), derecelenme ve geopetal gibi dokusal yapılar da görülmektedir (Tablo 5).

Litofasiyesi oluşturan kayaların sedimentolojik ve mikrofasiyesel özellikleri ile içerdikleri bileşenlerin düşey yöndeki dağılım ve bolluk % oranları Tablo 3 de gösterilmiş olup, bileşenlere ait mikroskopik özellikler aşağıda açıklanmıştır.

Karadan türeme kırıntıları: Litofasiyesin bir-iki farklı seviyesinde yaklaşık olarak %5-%15 arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 5). Tamamı plajiolit ve bazalt kayası parçalarından oluşur. Boyutları 130-430  $\mu\text{m}$ . arasında değişir. Bazalt kayası parçaları tamamen yuvarlaklaşmıştır. Bazılarının kenarlarında demir oksitli bir zarflanma mevcut olup, alterasyon sonucu ileri derecede kloritleşmişlerdir. Plajiolitler köşeli olup, kısmen veya tamamen altere olmuşlardır.

Intraklastlar: Litofasiyesin tabanından itibaren ilk 21 m. lik kısımdaki kayalarda yaklaşık olarak %5 (veya biraz



daha az), bu seviyeden itibaren en üst seviyeye kadar olan kayaçlarda ise yaklaşık olarak %15-%50 (çoğunlukla %25-%40) arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 5). Genel olarak litofasiyes içerisinde aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler.

-Boyutları 0.2-7.5 mm. (çoğunlukla 0.75-2.5 mm) arasında değişir.

-Büyük çoğunluğu iç bileşenlidir. İç bileşenler çevre bileşenler ile benzerdirler.

-İç bileşenliler iç bileşensiz mikritik yapıda olanlara göre çok daha büyük boyutludurlar.

-Çoğunlukla yuvarlak veya yarı yuvarlaktırlar.

**Peloidler:** Litofasiyesin tabanından itibaren ilk 21 m. lik kısımda yaklaşık olarak %10-%35 arasında, bu seviyeden itibaren litofasiyesin en üst seviyesine kadar olan kısımlarda da %5 veya biraz daha az oranlarda görülürler (Tablo 5). Bunların tamamı 1. tip peloidlerden oluşur. Litofasiyes içerisinde düşey yöndeki yayılımları şekil 3.40 de gösterilmiş olup, mikroskopik özellikleri bakımından diğer kesitlerdeki litofasiyeslerde görülen aynı tip peloidler ile tamamen benzerdirler.

**Ooidler:** Litofasiyesin tabanında itibaren ilk 18 m. lik kısımda yaklaşık olarak %30-%65 arasında değişen maksimum değerlerde görülmelerine karşın, bu seviyeden itibaren en üst seviyeye kadar olan kayaçlarda %5-%30 arasında değişen oranlarda görülürler. Bu değişim yukarıya doğru bazı farklılıklar göstermekle beraber dereceli bir şekilde azalarak gerçekleşmektedir. Bunlar 1., 2., 3., 4., 7. ve 8. tip ooidlerden oluşmuşlardır (şekil 3.40).

**1. tip ooidler:** Litofasiyeste çok az miktarlarda (özellikle litofasiyesin taban seviyesindeki packstone tip kayaçlarda) görülürler. Genel olarak, litofasiyes içerisinde aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler;

-Boyutları 150-360 µm. (çoğunlukla 200-300 µm.) arasında değişir.

-Çoğunluğu iki veya daha fazla zar oluşukludur.

-Konsantrik yapı çok hafif olarak görülür.

-Zar oluşuklarından herbirinin kalınlığı 10-20 µm. arasında değişir.

-Zar oluşukların toplam kalınlıklarının çekirdek boylarına oranı 1/1-3/1 arasında değişir.

-Çekirdek olarak çoğunlukla peloid, daha az olarak da küçük boyutlu iskelet taneleri ve spartleşmiş öğeler görülür.

-Bunların tamamı bütün halde olup, herhangi bir deformasyon yapısı göstermezler.

**2. tip ooidler:** Litofasiyeste çok az miktarlarda görülmesine karşın, uzun bir yayılımları vardır. Genel olarak, litofasiyes içerisinde aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler;

-Boyutları 70-180 µm. arasında değişir.

-Zar oluşukların kalınlıkları 10-20 mikron arasında değişir.

-Zar oluşukların kalınlıklarının çekirdek boylarına oranı 1/5-1/12 arasında değişir.

-Çekirdeklerin büyük çoğunluğunu peloid, çok az bir kısmını da iskelet taneleri oluşturur.

-Bunlarda herhangi bir deformasyon yapısı görülmez. Ancak peloid çekirdekli olanların pek çoğunda (özellikle litofasiyesin taban seviyelerindekilerde) zar oluşukları ile çekirdekler birbirlerinden ayırt edilememekte veya zor ayırt edilmektedir.

**3. tip ooidler:** Litofasiyesin taban seviyelerindeki kayaçlarda (özellikle packstone tip kayaçlarda) çok az miktarlarda görülürler. Genel olarak, litofasiyes içerisinde aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler;

-Boyutları 150-350 µm. arasında değişir.

-Zar oluşuklarındaki ışınal yapı net değildir.

-Zar oluşukların herbirinin kalınlığı 10-20 µm. arasında değişir.

-Zar oluşukların kalınlıklarının çekirdek boylarına oranı 1/7-1/12 arasında değişir.

-Çekirdek olarak çoğunlukla peloid, çok az olarak da iskelet tanesi görülür.

-Herhangi bir deformasyon yapısı göstermezler. Ancak bazılarının zar oluşukları kısmen mikritleşmiştir.

4. tip ooidler: Litofasiyesin 18. metresinden itibaren ani bir artışla ortaya çıkarlar. Yukarı doğru dereceli bir şekilde azalarak litofasiyesin en üst seviyesine kadar yayılımlarını sürdürürler. Genel olarak, litofasiyes içerisinde aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler;

-Boyutları 280 2µ.-1.8 mm. (çoğunlukla 450-850 µm.) arasında değişir.

-Konsantrik ve ışınsal yapı çok belirgindir. Ancak bazılarının zar oluşuklarındaki yer yer mikritleşmelerden dolayı ışınsal yapıda kısmen bozulmalar görülür.

-Büyük çoğunluğu iki veya daha fazla zar oluşuklu, çok az bir kısmı da bir zar oluşukludur.

-Zar oluşuklarından herbirinin kalınlığı 25-45 µm. arasında değişir.

-Zar oluşukların toplam kalınlıklarının çekirdek boylarına oranı 3/1-1/10 (çoğunlukla 1/3-1/5) arasında değişir.

-Çekirdek olarak çoğunlukla iskelet tanesi ve intraklast, çok az olarak da peloid, diğer tip ooidler ve sparitleşmiş öğeler görülür.

-Genel olarak herhangi bir deformasyon yapısı göstermemelerine karşın, çok az bir kısmının zar oluşukları kısmen mikritleşmiş ve kırılmış haldedir.

7. tip ooidler: Litofasiyeste çok az bir dikey dağılımları olmalarına karşın, kısmen bol olarak görülürler. Genel olarak, litofasiyes içerisinde aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler;

-Boyutları 120-340 µm. arasında değişir.

-Çoğunluğu iki veya daha fazla zar oluşukludur.

-Konsantrik yapı belirgin olmasına karşın, ışın-sal yapı zar oluşuklarının mikritleşmesi nedeniyle çoğunlukla bozulmuştur.

-Zar oluşuklarından herbirinin kalınlığı 10-20  $\mu\text{m}$ . arasında değişir.

-Zar oluşukların toplam kalınlıklarının çekirdek boylarına oranı 1/1-1/4 arasında değişir.

-Çekirdek olarak çoğunlukla peloid, çok az olarak da iskelet tanesi, spari kalsit ve karadan türeme kırıntıları görülür.

-Herhangi bir deformasyon yapısı göstermemelerine karşın, zar oluşukları değişik oranlarda mikritleşmiştir.

8.tip ooidler: Litofasiyeste yalnızca bir seviyede ve çok az olarak görülür. Boyutları 90-150  $\mu\text{m}$ . arasında değişir. Mikroskopik özellikleri bakımından Gelinpertek (Köse) kesitindeki oolitik grainstone litofasiyesinde görülen aynı tip ooidler ile tamamen benzerdirler.

Onkoidler: Litofasiyesin yaklaşık olarak 52-58 ve 64-78 nci metreleri arasındaki kayalarda %5-%10 arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 5). Genel olarak, litofasiyes içerisinde aşağıda belirtilen mikroskopik özelliklere sahiptirler.

-Tamamı Cyanophyceae alglerden oluşmuştur.

-Boyutları 700  $\mu\text{m}$ .-2.3 mm. arasında değişir.

-Küresel veya elipsoid şekillidirler.

-Yapıları düzenli olup, büyümelerinde herhangi bir kesiklik görülmez

-Çekirdek olarak çoğunlukla iskelet tanesi (özellikle pelecypod kavkı parçaları), çok az olarak da intraklast görülür.

-Genel olarak herhangi bir deformasyon yapısı göstermemelerine karşın, bazılarının lâminalarında yenme ve kırılma gibi olaylar görülür. Ayrıca, hiçbirinin sarılımları net bir şekilde görülmez.

**Iskelet taneleri:** Litofasiyesin ilk 21 m.lik kısmında ki kayaçlarda %5, diğer seviyelerdeki kayaçlarda ise yaklaşık olarak %10-%30 arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 5). Genel olarak foraminifer, alg, tubiphytes, echinoderm, pelecypod, gastropod, bryozoa, hydrozoa ve mercan gibi değişik gruplardan veya bu gruplara ait değişik cins ya da türlerden oluşurlar. Bunların litofasiyes içerisinde düşey yöndeki dağılımları Şekil 3.41 de gösterilmiş olup, mikroskopik özellikleri bakımından rudstone litofasiyesindeki veya diğer litofasiyeslerdeki aynı tip formlar ile benzerdir. Ancak litofasiyeste resif yapıcı iskelet tanelerinden özellikle tubiphytes, mercan ve bryozoalar yukarı doğru giderek artan oranlarda görülürler.

**Otijenik mineraller:** Litofasiyesin değişik seviyelerinde klorit ve pirit kristalleri görülür (Tablo 5). Heriki tip otijenik mineral mikroskopik özellikleri bakımından rudstone litofasiyesindeki aynı tip mineraller ile tamamen benzerdirler.

**Çimento:** Değişik diyajenetik ortamları karakterize eden çimento tiplerinden litofasiyes içerisinde görülenlerin düşey yöndeki dağılımları Tablo 5 de gösterilmiştir.

Radyal lifi çimento, nadir olarak görülür. Bazı tubiphytes, mercan ve bryozoa kırıntılarının iç kısımlarında gelişmişlerdir. İlksel yapıları çoğunlukla iyi korunmamıştır. Eş boylu kenar çimento, litofasiyesin özellikle üst seviyelerinde ve nadir olarak görülür. Bazı pelecypod kavkılarının üzerlerinde (çoğunlukla kavkının alt kısımlarında) görülenler hariç, diğer taneler üzerlerindeki ilksel yapıları tamamen bozulmuştur.

İnce kristalli equant spari kalsit çimento, litofasiyeste yaygın olarak görülür. Tümü tane aralarında gelişmiştir. Drusy spari kalsit çimento, litofasiyeste yaygın olarak görülür. Çoğunlukla tane aralarında gelişmiştir. Nadir olmakla birlikte bazı gözeneklerin merkezi kısımlarını dolduran kristaller demirlidir. Mozayik spari kalsit çimento,



litofasiyesin hemen her seviyesinde görülmesine karşın, kayalar içerisinde çok az olarak görülürler. Çoğunlukla büyük boyutlu ögelerin (özellikle iskelet tanelerinin) oluşturdukları tane arası ve tane içi boşluklarda gelişmişlerdir. Litofasiyesin alt seviyelerinde görülenlerin bazıları demirlidir. Sintaksiyal kenar çimento, litofasiyesin özellikle üst seviyelerinde yaygın olarak görülür. Çoğunlukla iyi gelişmiş olup, pöikilitik doku gösterirler. Pöikilitik çimento, litofasiyesin bazı seviyelerinde kısmen bol olarak görülür. Ancak bunlardan bazılarının tamamen neomorfize olmuş ya da çimento ile özdeşleşmiş echinoderm kırıntılıları içerdiği, yani sintaksiyal kenar çimento olması muhtemeldir.

#### 3.5.4.3. Çökeltme Ortamı

Litofasiyes taban seviyesindeki packstone tip kayalar hariç, tamamen grainstone tip kayalardan oluşmuştur (Tablo 5). Litofasiyeste bol miktarda (özellikle üst seviyelerinde) intraklast ve çoğunluğunu foraminifer, Dascyladacea alg, echinoderm ve tubiphyteslerin oluşturduğu iskelet tanelerinin görülmesine karşın, genel olarak oolitik özellikte gelişmiştir. Ooidlerin çoğunluğu iyi gelişmiş, çok zarflı ve sıkı dokulu olmalarının (4.tip ooid) yanı sıra, bunlarla birlikte Labyrinthina, Trocholina, Protopenoroplis ve Archeosepta gibi foraminiferlerin kısmen bol görülmesi bu kayaların sıg, çalkantılı oolit barlarında (6.fasiyes kuşağı) çökeldiklerini gösterir [26, 30,]. Litofasiyesin üst seviyelerine doğru gidildikçe resif kökenli iskelet tanelerinin (mercan, bryozoa, alg, echinoderm, tubiphytes v.s.) miktar ve boyut olarak giderek artan oranlarda görülmesi yakın yörede gelişmekte olan bir resifin varlığını gösterir. Su enerjisinin yüksek olması ya da dalgaların etkisi ile bu resife ait kırıntılar ile çevre ortamlardan türemiş intraklastlar ortama kolaylıkla taşınabilmişlerdir. Peloidli packstone litofasiyesinin açık şelfde, dalga tabanı altındaki durgun su alanlarında çökelmiş olmasına karşın, hemen üzerine

gelen bu litofasiyesin sıg, yüksek enerjili oolit barlarında çökelmiş olması litofasiyesi oluşturan kayaçların çökelmeye başlamasından hemen önce ortamın hızlı bir şekilde yükselmeye başladığını ve bu yükselme sırasında giderek grainstone tip kayaçlara yakın bir dokusal özellik gösteren packstone tip kayaçların çökmesini sonuçladığı görülür.

### 3.5.5. Rudstone-Grainstone-Packstone Litofasiyesi

#### 3.5.5.1. Makroskopik Özellikler

Inceleme alanında, Karacık Tepe kesitinin en üst seviyesini oluşturan litofasiyesi, ooidli grainstone litofasiyesi üzerine uyumlu olarak oturur. Buna karşın, kendisini ise inceleme alanında başka bir birim üzerlemez (Şekil 3.39). Ancak aynı yörede yapılan daha önceki çalışmalarda litofasiyesin Alt Kretase yağlı Ahsünk formasyonu tarafından uyumlu olarak üzerlendiği belirtilmiştir [15, 16]. Makroskopik olarak, litofasiyesi ooidli grainstone litofasiyesinden daha önce belirtilen nedenlerden dolayı net bir şekilde ayırt edilememektedir.

Litofasiyesin toplam kalınlığı yaklaşık olarak, 108 m. dir. Katman kalınlıkları alt seviyelerde 0.5-1 m. (çoğunlukla 0.3-0.6 m.), üst seviyelerde 0.2-0.8 m. (çoğunlukla 0.2-0.4 m.) arasında değişir.

#### 3.5.5.2. Mikroskopik Özellikler

Litofasiyesi, en üst seviyelerdeki boundstone tip kayaçlar hariç, rudstone, grainstone ve packstone dokusal özelliğinde gelişmiştir (Tablo 5). Bu kayaçların hemen tümünde bileşen boyutlarının büyük olması nedeniyle pek çok grainstone tip kayaç rudstone tip kayaçlara çok yakın bir dokusal özellik gösterir. Benzer şekilde, packstone tip kayaçların büyük bir kısmında yıkanmanın iyi olması nedeni ile rudstone ve

grainstone tip kayaçlara, çok az bir kısmı da dokusal özellikleri bakımından boundstone tip kayaçlara yakın bir dokusal özellik gösterirler.

Litofasiyesi oluşturan kayaçlar (özellikle üst seviyelerdekiler) genel olarak resifal özelliklerde gelişmişlerdir. Ancak bu kayaçlar değişik boyut ve oranlarda mercan, alg, bryozoa, echinoderm gibi resif yapıcı organizmalar içermelerine karşın, genel olarak bir resifi karakterize edebilecek herhangi bir özellik göstermezler.

Litofasiyesi oluşturan kayaçların tamamında tane boyu analizleri yapılmıştır. Bu analizlere göre (Tablo 5);

-Ortalama tane boyu  $-0.1 \phi - 2.9 \phi$  (çoğunlukla  $0.5 \phi - 1.5 \phi$ ) arasında değişir.

-Standart sapma  $0.8 \phi - 1.9 \phi$  (büyük çoğunlukla  $1.2 \phi - 1.6 \phi$ ) arasında olup, orta ve kötü (çoğunlukla kötü) boylanma gösterirler.

-Yamukluk katsayısı  $0.33 - -0.25$  (büyük çoğunlukla  $0.12 - -0.15$ ) arasında olup, ince taneye çok yamuktan kaba taneye çok yamuk (büyük çoğunlukla simetrik ve kaba taneye yamuk) bir dağılım eğrisi gösterirler.

Litofasiyeste dokusal yapı olarak bazı packstone tip kayaçlarda derecelenme ve en üst seviyelerdeki boundstone tip kayaçlarda da geopetal yapıya benzer yapılar görülür. Derecelenmelerde tane boyu ve öge içeriğinin değişmesine paralel olarak yıkanmada giderek kötüleşmektedir. Derecelenmeler çok kısa aralıklarla tekrarlanmalı olup, birbirlerinden net bir şekilde ayrılırlar. İstiflenmenin genel olarak gevşek olması taneler arasında çoğunlukla nokta dokanak ya da dokanaksız görülmelerine neden olmaktadır.

Litofasiyesi oluşturan kayaçların sedimantolojik ve mikrofasiyesel özellikleri ile içerdikleri bileşenlerin düzey yöndeki dağılım ve bolluk % oranları Tablo 5 de gösterilmiş olup, bileşenlere ait mikroskopik özellikler aşağıda açıklanmıştır.

**Intraklastlar:** Litofasiyesin en üst seviyelerindeki boundstone tip kayaçlardan biri hariç, diğer tüm kayaçlarda yaklaşık olarak %10-%50 (büyük çoğunlukla %35-%45) arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 5). Boyutları 250 µm.-2 cm. (çoğunlukla 500 µm.-1.2 mm.) arasında değişir. Çoğunlukla köşeli ve/veya yarı köşelidirler. Diğer mikroskopik özellikleri bakımından alttaki ooidli grainstone litofasiyesindeki intraklastlar ile tamamen benzerdirler.

**Peloidler:** Litofasiyeste packstone ve boundstone tip kayaçlarda yaklaşık olarak %15-%30, grainstone ve rudstone tip kayaçlarda ise, %5-%10 arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 5). Bunların tamamı 1. tip peloidlerden oluşmuştur. Rudstone ve grainstone tip kayaçlardakilerin çoğunluğu büyük boyutlu öğelerin aralarında kümelenmiş olmalarına karşın, diğer kayaçlardakiler ise gelişigüzel dağılmışlardır. Litofasiyes içerisinde düşey yöndeki dağılımları şekil 3.40 de gösterilmiş olup, mikroskopik özellikleri bakımından diğer litofasiyeslerde görülen aynı tip peloidler ile tamamen benzerdir.

**Ooidler:** Litofasiyesin ilk 10, 51-58 ve 84-117 nci metreleri arasındaki kayaçlarda maksimum %10 a varabilen (çoğunlukla %5) oranlarda görülürler (Tablo 5). Bunlar 1., 2. ve 4. tip ooidlerden oluşmuşlardır. Bazılarının kısmen neomorfize, deforme ya da kırılmış olmaları bunların olasılıkla ortama taşınarak geldiklerini gösterir. Herbir tip ooidin litofasiyes içerisinde, düşey yöndeki dağılımları şekil 3.40 de gösterilmiş olup, mikroskopik özellikleri bakımından alttaki ooidli grainstone litofasiyesindeki aynı tip ooidler ile tamamen benzerdirler.

**Onkoidler:** Litofasiyesin yalnızca yaklaşık olarak 94-100 ve 108-110 ncu metreleri arasındaki kayaçlarda ve maksimum %15 e varabilen oranlarda görülürler (Tablo 5). Boyutları 650 µm.-3 mm. arasında değişir. Mikroskopik özellikleri bakımından alttaki ooidli grainstone litofasiyesindekiler ile tamamen benzerdir.

**İskelet taneleri:** Litofasiyeste yaklaşık olarak, %10-%50 (çoğunlukla %20-%35) arasında değişen oranlarda görülürler (Tablo 5). Bunlar, genel olarak foraminifer, alg, echi-noderm, pelecypod, tubiphytes, bryozoa, hydrozoa, mercan ve spongia gibi değişik gruplardan veya bu gruplara ait değişik cins ya da türlerden oluşmuşlardır. Bunların litofasiyes içerisinde, düzey yöndeki dağılımları şekil 3.41 de gösterilmiş olup, mikroskopik özellikleri bakımından rudstone litofasiyesindeki aynı tip formlar ile tamamen benzerdirler. Ancak bunlardan tubiphytes, mavi-yeşil alg, bryozoa, hydrozoa, mercan ve spongia gibi resifal kökenli olanlar genel olarak büyük boyutlu (çoğunlukla mm. boyutunda) olup, yukarı doğru giderek artan oranlarda görülürler.

**Otijenik mineraller:** Litofasiyesin farklı seviyelerinde az miktarda pirit ve nadir olarak da klorit kristalleri görülür (Tablo 5). Mikroskopik özellikleri bakımından önceki litofasiyeslerdeki klorit ve pirit kristalleri ile tamamen benzerdirler.

**Çimento:** Değişik diyajenetik ortamları karakterize eden çimento tiplerinden litofasiyes içerisinde görülenlerin düzey yöndeki dağılımları Tablo 5 de gösterilmiştir.

İşınsal lifi çimento, yalnızca litofasiyesin üst seviyelerinde ve çok az miktarlarda görülür. Tamamı resifal karakterli bazı iskelet tanelerinin (özellikle mercan ve tubiphyteslerde) iç boşluklarında gelişmişlerdir. Neomorfizma sonucu ilksel yapıları çoğunlukla bozulmuştur. Eş boylu kenar çimento, litofasiyesin yalnızca üst seviyelerindeki kayalarda nadir olarak görülür. Bazılarının varlığı tartışmalıdır. Mikrit çimento, litofasiyesin birkaç farklı seviyesinde nadir olarak görülür. Büyük bir kısmı yalancı peloid şeklinde olup bazı resifal karakterli iskelet tanelerinin (özellikle mercan ve hydrozoa kırıntılarının) iç boşluklarında gelişmişlerdir.

İnce kristalli equant spari kalsit çimento, litofasiyesin bazı seviyelerinde (özellikle alt seviyelerinde) çok az



olarak görülür. Yalnızca tane aralarında, özellikle peloidlerin yoğun olduğu kısımlarda gelişmişlerdir. Drusy spari kalsit çimento, litofasiyeste çok yaygın olup, ana çimento tipini oluşturur. Hem tane içi hem de tane aralarında gelişmiştir. Mozayik spari kalsit çimento, litofasiyesin özellikle üst seviyelerindeki kayaçlarda bol olarak görülür. Çoğunluğu büyük boyutlu tanelerin aralarında ve erime boşluklarında gelişmiştir.

### 3.5.5.3. Çökelme Ortamı

Litofasiyesi oluşturan rudstone, grainstone, packstone ve boundstone tip kayaçlar genel olarak, kötü boylanmalı olup, resifal özellikte gelişmişlerdir. Ögelerin büyük bir kısmını peloid, büyük boyutlu intraklast ve mercan, alg, tubiphytes, bryozoa, echinoderm, foraminifer gibi resif kökenli iskelet tanelerinin oluşturması yanında yer yer de ooidlerin görülmesi litofasiyesi oluşturan kayaçların resif çevresinde veya resifin hemen gerisindeki sığ, çalkantılı platform kenarlarında (5. ve 6. fasiyes kuşağı) çökelmişlerdir [30]. Litofasiyeste yukarı doğru gidildikçe resif kökenli iskelet tanelerinin oranı giderek artmaktadır. Buna bağlı olarak, litofasiyesin en üst seviyelerinde mercan, tubiphytes, bryozoa ve mavi-yeşil alglerden oluşan boundstone tip kayaçlar görülür. Bu durum, önceki litofasiyeste de belirtildiği gibi yörede giderek büyüyen bir resifin varlığını ortaya koymaktadır. Ancak, arazi çalışmaları sırasında bu resif kütlelerinin yeri tespit edilememiştir.

## BÖLÜM IV

### LİTOFASİYESLERİN DENEŞTİRİLMESİ

#### 4.1. Genel Bilgiler

Berdiga Kireçtaşı'nın değişik yörelerdeki yüzeylenmelerinden alınan kesitlerinde saptanan litofasiyeslerden bazılarının kısa yayıllımlı (yalnızca bir kesitte gözleendiği), diğerlerinin geniş yayıllımlı (kesitlerin birkaçında veya tamamında gözleendiği) olduğu gözlenmiştir (Tablo 6). Ancak, farklı yörelerden alınan bu kesitlerin genel olarak, birbirlerinden oldukça uzak mesafelerde olmaları ve bazı kesitlerin üst seviyelerinin eksik olması v.s. gibi nedenlerden dolayı bazı litofasiyeslerin olasılıkla geniş yayıllımlı olmalarına karşın, yalnızca bir kesitte gözlenmelerine neden olmuştur. Kesitlerin birbirlerinden uzak mesafelerde olmaları geniş yayıllımlı bazı litofasiyeslerin farklı kesitlerde dokusal ve litolojik yönden görülen bazı farklılıkların nedenlerinin tam anlaşılmasına ve bu farklılıkların yanal yöndeki uzanımlarının (sürekliliklerinin) belirlenememesine neden olmaktadır. Bu nedenle, denektirmeler bölgesel ölçekli olup, tüm bu kriterler göz önüne alınarak yapılmıştır.

#### 4.2. Farklı Kesitlerdeki Litofasiyeslerin Denektirilmesi

Neomorfik kireçtaşı litofasiyesi yalnızca Suiçti (Alucra) kesitinde gözlenmiş olup, diğer kesitlerdeki litofasiyeslerle denektirilebilecek herhangi bir eşleniğine rastlanılmamıştır (Tablo 6). İnceleme alanında dizinin en alt seviyesini oluşturan Kalloviyen (?) -Portlandiyen yaşlı bu litofasiyes, özellikle alt seviyelerine yakın kısımlarında çok az miktarda değişik dokusal özelliklerdeki kireçtaşı kayalar ile birkaç farklı seviyedeki (özellikle litofasiyesin

en üst seviyelerinde) dolomi katmanları hariç, tümüyle neomorfik kireçtaşlarından oluşmuştur. Bu nedenle litofasiyesin ilksel dokusal gelişiminin belirlenememesi, dolayısıyla diğer kesitlerdeki litofasiyeslerden hangisi ile deneytirilebileceğinin belirlenmesine olanak tanımamaktadır. Litofasiyes tanımlanmaları kısmında da belirtilen dokusal özelliklere sahip neomorfik kireçtaşlarının büyük bir kısmının ilksel olarak mikritik yapıda (mudstone, wackestone) olduğu ve genel olarak düşük enerjili, durgun su şelf lâgünlerinde (8. fasiyes kuşağı) çökeldiği var sayılmaktadır.

Çakıltaşı-kumtaşı-kumlu kireçtaşı litofasiyesi, yalnızca Danzot (Bayburt) kesitinde gözlenmiş olup, diğer kesitlerdeki litofasiyesler ile deneytirilebilecek herhangi bir eşleniğine rastlanılmamıştır (Tablo 6). Buna karşın, litofasiyesin Bayburt-Gümüşhane arası yörelerde yer yer bazı farklılıklar göstermekle beraber yaygın olarak yüzeylendiği bilinmektedir. Bu durum, yukarıda da belirtildiği gibi kesit alım yerlerinin birbirlerinden çok uzak olmasının ya da kesit alım yerlerinin litofasiyesin yayılım alanları ile çakışmasının bir sonucudur. İnceleme alanında, Gümüşhane Graniti ve silisifiye olmuş dasitik tüfler üzerine uyumsuz olarak oturan ve dizinin en alt seviyelerini oluşturan Kalloviyen (?) yağlı bu litofasiyes genel olarak, çakıltaşı, kumtaşı ve kumlu kireçtaşlarından meydana gelmiş olup, transgressif bir şelf denizinde çökelmiştir.

Rudstone litofasiyesi, yalnızca Karacık Tepe (Bayburt) kesitinde gözlenmiş olup, diğer kesitlerdeki litofasiyesler ile deneytirilebilecek herhangi bir eşleniğine rastlanılmamıştır (Tablo 6). İnceleme alanında dizinin en alt seviyesini oluşturmaya karşın, yanal olarak kalınlığı giderek azalmakta ve belli bir mesafe sonra yok olmaktadır. Litofasiyesin yok olduğu bu yerlerde dizinin tabanını coidli grainstone litofasiyesi oluşturmaktadır. İnceleme alanında, Liyas yağlı Zimonköy formasyonu [13] üzerine uyumlu olarak gelen Kalloviyen (?) yağlı bu litofasiyes, tümüyle rudstone tip

kayaçlardan oluşmuştur (öğelerinin büyük çoğunluğu resifal kökenlidir). Litofasiyesi oluşturan kayaçlar genel olarak, yüksek enerjili (çalkantılı) sığ bir ortamda çökelmiştir.

Peloidli packstone-wackestone litofasiyesi, yalnızca Karacık Tepe (Bayburt) kesitinde gözlenmiş olup, diğer kesitlerdeki litofasiyesler ile denestirilebilecek herhangi bir eşleniğine rastlanılmamıştır (Tablo 6). İnceleme alanında, rudstone litofasiyesi üzerine uyumlu olarak gelen Kalloviyen (?) yaşlı bu litofasiyes, packstone ve wackestone tip kayaçlardan oluşmuştur. Genel olarak, açık şelfde, dalga tabanı altındaki durgun su ortamında (2. veya 7. fasiyes kuşağı) çökelmiştir. Litofasiyesin hemen yüksek enerjili (çalkantılı), sığ su ortamında çökelmiş olan rudstone litofasiyesi üzerine gelmesi ortamın olasılıkla yersel faylanmalara bağlı olarak hızlı bir şekilde çöktüğü ve açık şelfde dalga tabanı altındaki durgun su özelliğine dönüştüğünü gösterir. Burdan da anlaşılacağı gibi, rudstone litofasiyesinin kısa yayıllımlı olması ve hemen üzerine peloidli packstone-wackestone litofasiyesinin gelişmesi olasılıkla yersel faylanmaların bir sonucudur.

Oolitlik grainstone ve/veya ooidli grainstone-packstone litofasiyesi, Berdiga Kireçtaşı'na ait değişik yörelerden alınan tüm kesitlerde yer yer bazı litolojik ve dokusal farklılıklar göstermekle beraber yaygın olarak gözlenir (Tablo 6). Daha öncede belirtildiği gibi kesit alım yerlerinin birbirlerinden uzak mesafelerde olması bu kesitlerdeki litofasiyeslerde gözlenen farklılıkların yanal yöndeki gelişimlerinin izlenmesine olanak tanımamaktadır. Suiçti (Alucra) kesitinde neomorfik kireçtaşı litofasiyesi üzerine uyumlu olarak gelen Portlandiyen yaşlı ooidli grainstone-packstone litofasiyesi, bir-iki farklı seviyedeki neomorfik kireçtaşı ve dolomi kayaçları hariç, tümüyle grainstone ve packstone tip kayaçlardan oluşmuştur. Bunlardan litofasiyesin alt seviyelerindeki grainstone ve packstone tip kayaçlarda ooidler bol olarak görülür. Üst seviyelere doğru gildikçe grainstone ve packstone tip kayaçlarda ooidlerin

giderek azalmaları ile birlikte bazı packstone tip kayaçlar-  
 da çok bol olarak 3. tip peloid (koprolit=fecal pellet) ve  
 az olarak da onkoid görülür. Bu durum, litofasiyesi oluşturan  
 kayaçların başlangıçta yüksek enerjili oolit sığılıklarında  
 çökelmiş olmasına karşın, yukarı doğru giderek çökeltme  
 ortamının çalkantılı (dalga tabanı üzerinde) kısıtlı denizel  
 şelf lâgünü özelliğine dönüştüğünü gösterir. Gelinpertek  
 (Köse) kesitinde Liyas yağlı Hamurkesen formasyonu üzerine  
 uyumlu olarak gelen Kalloviyen (?) - Malm yağlı oolitik grain-  
 instone litofasiyesi birkaç farklı seviyedeki rudstone,  
 packstone ve wackestone tip kayaçlar hariç, tümüyle grain-  
 stone tip kayaçlardan oluşmuştur. Grainstone ve packstone  
 tip kayaçların tamamı ile bazı rudstone tip kayaçlar tamamen  
 oolitik özellikte gelişmiştir. Litofasiyes yer yer yersel ve  
 olasılıkla küçük ölçekli faylanmalar sonucu zaman zaman de-  
 rinleşmeler (açık şelf özelliği) göstermesine karşın, yüksek  
 enerjili oolit barlarında veya oolit sığılıklarında çökelmiş-  
 tir. Keçi Deresi (Gümüşhane) kesitinde Liyas yağlı Zimonköy  
 formasyonu [13] üzerine uyumlu olarak gelen Kalloviyen (?) -  
 Alt Oksfordiyen yağlı oolitik grainstone-packstone litofasi-  
 yesi, tabandaki packstone ve birkaç farklı seviyedeki (özel-  
 likle litofasiyesin en üst seviyelerindeki) dolomi kayaçları  
 hariç, tümüyle oolitik grainstone ve packstone tip kayaçlar-  
 dan oluşmuştur. Taban seviyesindeki wackestone tip kayacın  
 üst kısımlarında bol miktarda onkoidlerin görülmesi litofa-  
 siyesin çökeltme ortamının başlangıçta kıyıya yakın, akıntı-  
 ların kısmen etkili ve tortulaşmanın nispeten yavaş olduğu  
 sığ ve durgun su özelliğinde olduğunu gösterir. Daha üst se-  
 viyelerdeki oolitik grainstone ve packstone tip kayaçlar i-  
 se, yüksek enerjili (çalkantılı) oolit sığılıklarında veya bu  
 sığılıklara bitişik ortamlarda çökelmiştir. Danzot (Bayburt)  
 kesitindeki çakıltaşı-kumtaşı-kumlu kireçtaşı litofasiyesi  
 üzerine uyumlu olarak gelen Malm yağlı oolitik grainstone-  
 packstone ve wackestone (veya mudstone) litofasiyesi, diğer  
 yörelerdekine nazaran biraz daha farklı özelliklerde geliş-  
 miştir. Zira, litofasiyes yukarı doğru sığlaşan karbonat



sekanslarından oluşmaktadır. Sekanslar bazı farklılıklar göstermekle birlikte genel olarak benzer bir gelişim gösterirler. Sekansların alt seviyeleri oolitlik grainstone-packstone tip kayalardan, üst seviyeleri ise, wackestone veya wackestone-mudstone tip kayalardan oluşmuştur. Ayrıca, her sekansın taban seviyesinde karadan türeme kırıntı kısmen bol olup, yukarı doğru dereceli bir şekilde azalarak sekansın en üst seviyelerinde yok olurlar. Litofasiyes yüksek enerjili oolit sığılıklarından korunmuş havuz ya da körfezlere doğru değişim gösteren bir ortamda çökelmiştir. Karacık Tepe (Bayburt) kesitinde peloidli packstone-wackestone litofasiyesi üzerine uyumlu olarak gelen Oksfordiyen yağlı ooidli grainstone litofasiyesi tabandaki packstone tip kayalar hariç, tümüyle grainstone tip kayalardan oluşur. Packstone tip kayalar ile alt seviyelerdeki grainstone tip kayaların oolitlik özellikte gelişmelerine karşın, üst seviyelere doğru gidildikçe ooidlerin dereceli olarak azaldığı ve buna paralel olarak, iskelet tanelerinin (özellikle resifal kökenli olanların) giderek arttığı görülür. Litofasiyesin çökelmeye başlaması ile birlikte daha önce açık shelf özelliğindeki ortamın yüksek enerjili oolit sığılığı özelliğine dönüşmüştür.

Türbiditik kireçtaşı litofasiyesi, yörede yalnızca Gelinpertek (Köse) kesitinde gözlenmiş olup diğer kesitlerdeki litofasiyesler ile dengeştirilebilecek herhangi bir eşleniğine rastlanılmamıştır (Tablo 6). Diğer taraftan, litofasiyesin yalnızca tek bir kesitte gözlenmiş olmasına karşın, yörede kısmen yaygın olarak yüzeylendiği bilinmektedir. İnceleme alanında oolitlik grainstone litofasiyesi üzerine uyumlu olarak gelen Titoniyen yağlı bu litofasiyes, yukarı doğru katman kalınlıkları ve tane boyu küçülen megasekansların ardışımından oluşmaktadır. Litofasiyes, ilerleyen yelpaze sistemi veya modelinin aksine blok faylanmalar ile şekillenmiş bir havzada önlüğe benzer bir şekilde çökelmiştir.

Mudstone litofasiyesi, yalnızca Keçi Deresi (Gümüshane) kesitinde gözlenmiş olup, diğer kesitlerdeki litofasiyesler

ile deneştirilebilecek herhangi bir eşleniğine rastlanılmamıştır (Tablo 6). İnceleme alanında, oolitik grainstone-packstone litofasiyesi üzerine uyumlu olarak gelen üst Oksfordiyen (?) - Kimmericiyen yaşlı bu litofasiyes, bir-iki farklı seviyedeki (litofasiyesin tabanına yakın kısımlarda) packstone ve wackestone tip kayaçlar hariç, tümüyle mudstone tip kayaçlardan oluşmuştur. Genel olarak litofasiyes, gel-git arası düşük enerjili, açık denizden korunmuş havuz veya lâgünlerde çökelmiştir.

Rudstone-Grainstone-Packstone litofasiyesi, yalnızca Karacık Tepe (Bayburt) kesitinde gözlenmiş olup, diğer kesitlerdeki litofasiyesler ile deneştirilebilecek herhangi bir eşleniğine rastlanılmamıştır (Tablo 6). İnceleme alanında ooidli grainstone litofasiyesi üzerine uyumlu olarak gelen Kimmericiyen-Portlandiyen yaşlı bu litofasiyes, en üst seviyesindeki ve çok az miktardaki boundstone tip kayaçlar hariç, tümü rudstone, grainstone ve packstone tip kayaçlardan oluşmuştur. Yukarı doğru gidildikçe resifal kökenli öğelerin miktarında önemli bir artış görülür. Genel olarak, resif gerisi yüksek enerjili çalkantılı), şelf lâgününde çökelmiştir.

Kumtaşı-kumlu kireçtaşı-kireçtaşı litofasiyesi, yalnızca Keçi Deresi (Gümüghane) kesitinde gözlenmiş olup, diğer kesitlerdeki litofasiyeslerle deneştirilebilecek herhangi bir eşleniğine rastlanılmamıştır (Tablo 6). Mudstone litofasiyesi üzerine uyumsuz olarak gelen Kimmerisiyen (?) - Portlandiyen yaşlı litofasiyesin alt seviyeleri kumtaşlarından, orta seviyeleri marn ve çok ince çamurtaşı ara katmanları içeren kumtaşı ve wackestone tip kireçtaşı ardalanmasından ve en üst seviyeleri de graintone-packstone tip kireçtaşlarından oluşur. Transgressif özellikteki istiflenmenin alt seviyeleri karadan türeme kısıntı girdisinin yüksek olduğu kıyı çizgisine yakın veya bitişik gel-git arası kısıtlı şelf lâgünlerinde, orta seviyeleri gel-git arası çok kısıtlı körfez ya da havuzlarda, ve en üst seviyeleri de kısıtlı şelf lâgünlerinde çökelmiştir.

Dolomi litofasiyesi, Keçi Deresi (Gümüşhane) kesiti ile Danzot (Bayburt) kesitinde gözlenmiştir (Tablo 6). Litofasiyesin alınan kesitlerden yalnızca ikisinde gözlenmesine karşın, yörede (özellikle Gümüşhane yöresinde) çok yaygın olarak yüzeyleir [1, 8,10, 12, 13, 14, 17, 18]. Keçi Deresi (Gümüşhane) kesitinde kumtaşı-kumlu kireçtaşı-kireçtaşı litofasiyesi üzerine uyumlu olarak gelen Portlandiyen-Berriasiyen yağlı bu litofasiyes, tümüyle değişik dokusal özellikler gösteren dolomi kayaçlarından oluşmuştur. Bu kayaçlarından bazılarında yer yer ve çok küçük boyutlu mikritik mercerler görülür. Danzot (Bayburt) kesitinde ooidli grainstone-packstone ve wackestone (veya mudstone) litofasiyesi üzerine uyumlu olarak gelen Malm yağlı bu litofasiyes, değişik dokusal özelliklerde gelişmiş olan dolomi kayaçlarından oluşmuştur. Dolomi litofasiyesinin Keçi Deresi (Gümüşhane) kesitinde çok kalın bir istiflenme sunmasına karşın, Danzot (Bayburt) kesitinde çok az bir istiflenme göstermesi Danzot (Bayburt) kesitinin üst seviyelerinin eksik olmasından dolayıdır. Zira, yakın yörede (dizinin nispeten tam olduğu alanlarda) litofasiyesin çok kalın istiflenmeler sunduğu bilinmektedir [12].

Peloidli grainstone-mudstone litofasiyesi, yalnızca Su-içti (Alucra) kesitinde gözlenmiş olup, diğer kesitlerdeki litofasiyesler ile denestirilebilecek herhangi bir eşleniğine rastlanılmamıştır (Tablo 6). İnceleme alanında ooidli grainstone-packstone litofasiyesi üzerine uyumlu olarak gelen Berriasiyen(?)-Valanjiniyen yağlı bu litofasiyes, grainstone, packstone, wackestone ve mudstone tip kayaçlardan oluşur. Genel olarak, çalkantılı ve kısıtlı denizel şelf lâgününde çökelmıştır. Buna karşın, mudstone tip kayaçların kısıtlı fauna içermeleri yanında bazı packstone tip kayaçlar da lâminalanma ve kuş gözü gibi yapıların görülmesi ortamın zaman zaman korunmuş, düşük enerjili şelf lâgünü özelliğine dönüştüğünü gösterir.

İskelet taneli packstone-wackestone litofasiyesi, yalnızca Suiçti (Alucra) kesitinde gözlenmiş olup, diğer kesitlerdeki litofasiyesler ile denegştirilebilecek herhangi bir eşleniğine rastlanılmamıştır (Tablo 6). İnceleme alanında peloidli grainstone-mudstone litofasiyesi üzerine uyumlu olarak gelen Valanjiniyen yağlı bu litofasiyes, tabanındaki packstone tip kayalar hariç, tümüyle wackestone tip kayalardan oluşmuştur. Bu kayalarda hakim öge olarak yalnızca iskelet tanelerinin (özellikle sünger spikülleri) görülmesi litofasiyesin gel-git altı ve dalga tabanı altında, durgun su özelliğindeki lâgünde çökeldiğini gösterir. Ayrıca, litofasiyesin tabanındaki ilk packstone tip kayada tamamen altere olmuş karadan türeme kırıntı ve ekstraklastların bulunması ve boylanmanın çok kötü olması çökme ortamının olasılıkla yersel bir çökme ile geliştiğini gösterir.

Dolomi ve dolomitli grainstone-packstone litofasiyesi ile grainstone-wackestone litofasiyesi, litolojik ve dokusal olarak yer yer bazı farklılıklar göstermekle beraber çökme zamanı, çökme ortamı ve koşullar ve fauna içeriği bakımından birbirleriyle denegştirilebilecek özelliklerde gelişmişlerdir (Tablo 6). Keçi Deresi (Gümüghane) kesitinde dolomi litofasiyesi üzerine uyumlu olarak gelen Valanjiniyen yağlı dolomi ve dolomitik grainstone-packstone litofasiyesi dolomi kayaları hariç, tümüyle grainstone ve packstone tip kayalardan oluşur. Ancak, bunlardan litofasiyesin alt seviyelerinde olanlar değişik oranlarda dolomitleşmiştir. Litofasiyesin alt seviyeleri yüksek enerjili sığ su ortamlarındaki oolit sıklıklarında ya da bu ortamlara bitişik alanlarda, orta ve üst seviyeleri ise zaman zaman alçalıp yükselen gel-git altı ve yüksek enerjili şelf lâgünlerinde çökelmiştir. Suiçti (Alucra) kesitinde iskelet taneli packstone-wackestone litofasiyesi üzerine gelen Valanjiniyen-Hotriviyen yağlı grainstone-packstone litofasiyesi birkaç farklı seviyedeki wackestone tip kayalar hariç, tümüyle grainstone ve packstone tip kayalardan oluşmuştur. Litofasiyes genel olarak

gel-git altı, sığ ve çalkantılı şelf lâgününde çökelmiştir. Birbirleriyle denegştirilen, bazı dokusal ya da litolojik farklılıklar gösteren bu iki litofasiyesin birbirleriyle olan yanıl yöndeki ilişkileri kesit alım yerlerinin çok uzak olmasından dolayı belirlenememiştir.

Ooidli grainstone ve iskelet taneli packstone-wackestone litofasiyesi ile grainstone-packstone litofasiyesi, litolojik ve dokusal olarak bazı farklılıklar göstermekle beraber çökelle zamanı, çökelle ortamı ve koşulları, fauna içeriği ve dokusal özellikleri bakımından birbirleriyle denegştirilebilecek özelliklerde gelişmişlerdir (Tablo 6). Suiçti (Aluçra) kesitinde intraklastlı grainstone-wackestone litofasiyesi üzerine uyumlu olarak gelen Hotriviyen-Barremiyen yağlı ooidli grainstone ve iskelet taneli packstone-wackestone litofasiyesi önceleri transgressif daha sonraları ise, regressif özellikte gelişmiştir. Litofasiyesin taban seviyelerindeki oolitik grainstone tip kayalar yüksek enerjili (çalkantılı) oolit sıklıklarında, bu kayalar üzerine gelen grainstone, packstone ve wackestone tip kayalar kısıtlı denizel şelf lâgünlerinde, litofasiyesin orta ve üst kısımlarındaki packstone, wackestone ve mudstone tip kayalar da düşük enerjili, korunmuş şelf lâgünlerinde çökelmiştir. Litofasiyesin bu seviyesinden itibaren en üst seviyesine kadar kısımdaki kayalar alttaki kayaların tam tersi bir dizilim göstermeleri nedeni ile benzer, ancak tam tersi bir gelişim gösteren ortamlarda çökelmiştir. Keçi Deresi (Gümüshane) kesitinde dolomi ve dolomitli grainstone-packstone litofasiyesi üzerine uyumlu olarak gelen Hotriviyen-Barremiyen yağlı grainstone-packstone litofasiyesi, bir-iki farklı seviyedeki dolomi kayaları hariç, grainstone, packstone ve çok az olarak da wackestone tip kayalardan oluşmuştur. Litofasiyesin alt seviyeleri gel-git altı, sığ ve çalkantılı şelf lâgünlerinde, üst seviyeleri ise, gel-git arası, kısıtlı şelf lâgünlerindeki korunmuş ortamlarda çökelmiştir. Birbirleriyle denegştirilen, dokusal ve litolojik olarak bazı farklılıklar



gösteren bu iki litofasiyesin birbirleriyle olan yanal yön-  
deki ilişkileri kesit alım yerlerinin çok uzak olması nedeni  
ile belirlenememiştir.

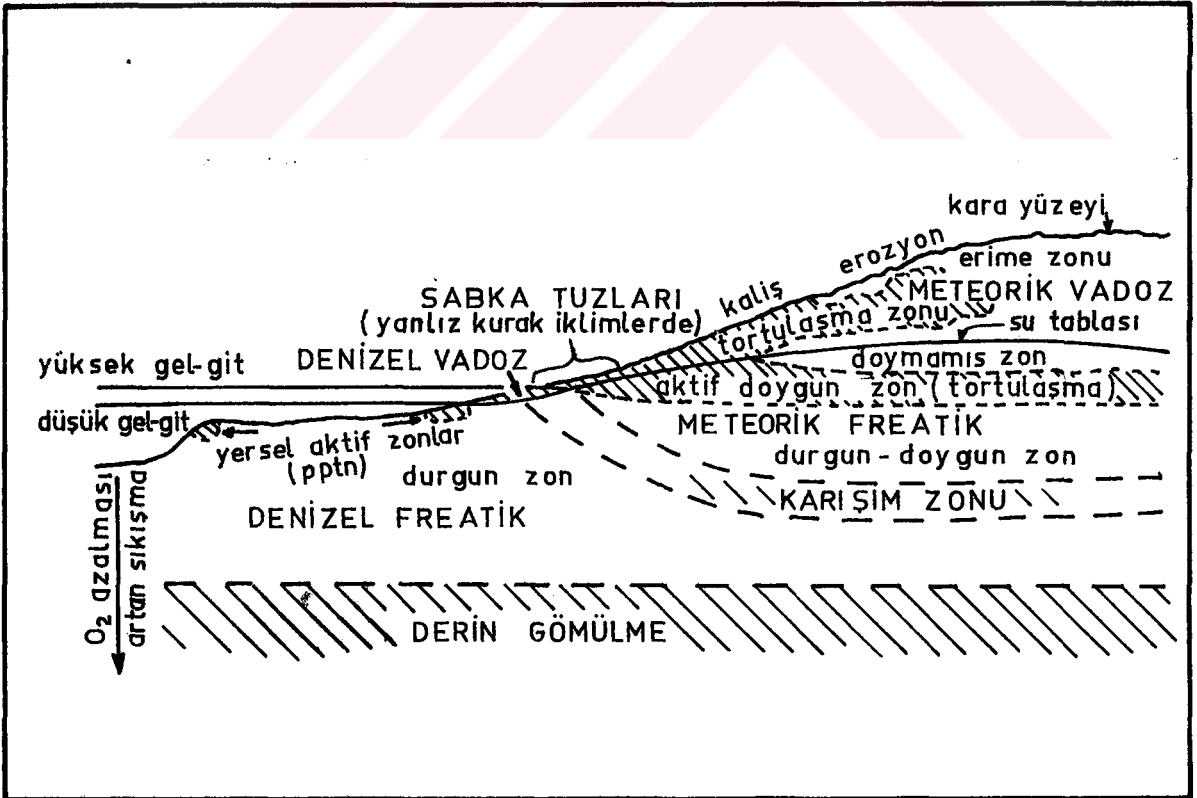
Floatstone litofasiyesi, yalnızca Keçi Deresi (Gümüğha-  
ne) kesitinde gözlenmiş olup, diğer kesitlerdeki litofasi-  
yesler ile denestirilebilecek herhangi bir eşleniğine rast-  
lanılmamıştır (Tablo 6). İnceleme alanında grainstone-pack-  
stone litofasiyesi üzerine uyumlu olarak gelen Barremiyen  
yaşlı bu litofasiyes, packstone ve floatstone tip kayaçlar-  
dan oluşmuştur. Bu kayaçlarda öge olarak yalnızca iskelet  
taneleri görülür. Litofasiyes, dokusal gelişim ve fauna içe-  
riği nedeni ile açık deniz, dalga tabanına yakın yamaç önü  
havzalarda çökelmiştir.

## BÖLÜM V

### DIYAJENEZ

#### 5.1. Genel Bilgiler

Berdiga Kireçtaşına ait litofasiyesleri oluşturan tüm kayaların ayrıntılı petrografik incelemeleri sırasında belirlenen diyajenetik doku ve yapılar (diyajenetik ürünler) 1-) denizel freatik ortam (tüm gözeneklerin deniz suyu ile dolu olduğu ortam), 2-) deniz suyu-tatlı su karışım zonu ortamı, 3-) tatlı su freatik ortamı (tüm gözeneklerin tatlı su ile dolu olduğu ortam), 4-) vadoz ortam ve 5-) derin gömülme ortamlarını karakterize ederler (Şekil 5.1).



Şekil 5.1. Yaygın karbonat diyajenetik ortamları [65].

## 5.2. Denizel-freatik Ortam

Karbonat tortularının büyük bir kısmı denizel ortamlarda (özellikle 111ık ve 100 m. den daha sığ denizlerde) depolanmıştır. Tortuların depolanmaları ve gömülmeye başlamalarıyla birlikte ilk diyajenetik süreçlerinin başladığı denizel freatik ortamda tortulardaki tüm gözenekler normal deniz suyu ile doludur [26, 64, 65]. Tongman [64] denizel freatik ortamı tane arası çimentonun oluşup oluşmamasına göre iki zona ayırmıştır; 1-) aktif denizel freatik zon ve 2-) durgun denizel freatik zon.

**Aktif denizel freatik zon:** Tortu içindeki deniz suyu hareketleri ve diğer bazı olayların denizel çimentolanmayı sonuçladığı zondur. Dalgalar, gel-git'ler veya akıntılar tarafından deniz suyunun ilksel olarak tortu içine zorlandığı, fotosentez ve organizmaların solunumlarının pH'ı 9'un üzerine çıkardığı, arıtımla CO<sub>2</sub> 'in azaltıldığı ve bakterilerin mevcut olduğu bu zonda pek çok çimentolanma meydana gelir. Oluşan çimentoların tümü yüksek-Mg kalsit ve/veya aragonitiktir.

Yüksek-Mg kalsit çimentolar, taneler üzerinde eş boylu kabuklar (isopachous crust) gibi dağılmış dik kenarlı rombik kristaller veya mikritik yapıdadır. Diğer taraftan, mikritik çimento çoğu zaman kümelenmiş halde yalancı peloidler şeklinde görülür.

Denizel aragonitik çimento kristalizasyon oranına, gözenegin tabiatına ve diğer bazı faktörlere bağlı olarak değişik dokularda gelişebilen lifi kristaller şeklindedir. Kristaller çoğunlukla taneler üzerinde çekirdekleşir ve eş boylu lifi saçağı oluşturacak şekilde dışarı doğru büyürler.

Denizel çimentoların büyük çoğunluğunun eş boylu lifi yapıda olması bu tip çimentoların eski kayalarda tanınması için ana kriterdir. Zira lifi dokudaki yüksek-Mg kalsit veya aragonit çimentonun düşük-Mg kalsite dönüşmesine rağmen ilksel dokuları hala korunmuş olabilmektedir.

Aktif denizel freatik zon yaygın olarak iri taneli ve kıyı çizgisine yakın ortamlardaki tortuların gözenek işleminde veya akıntılara kısmen karşı koyabilen şelf kenarı ve organik yığılımlar gibi topoğrafik yükseltilerde çökelen tortularda görülürler [26, 64, 65].

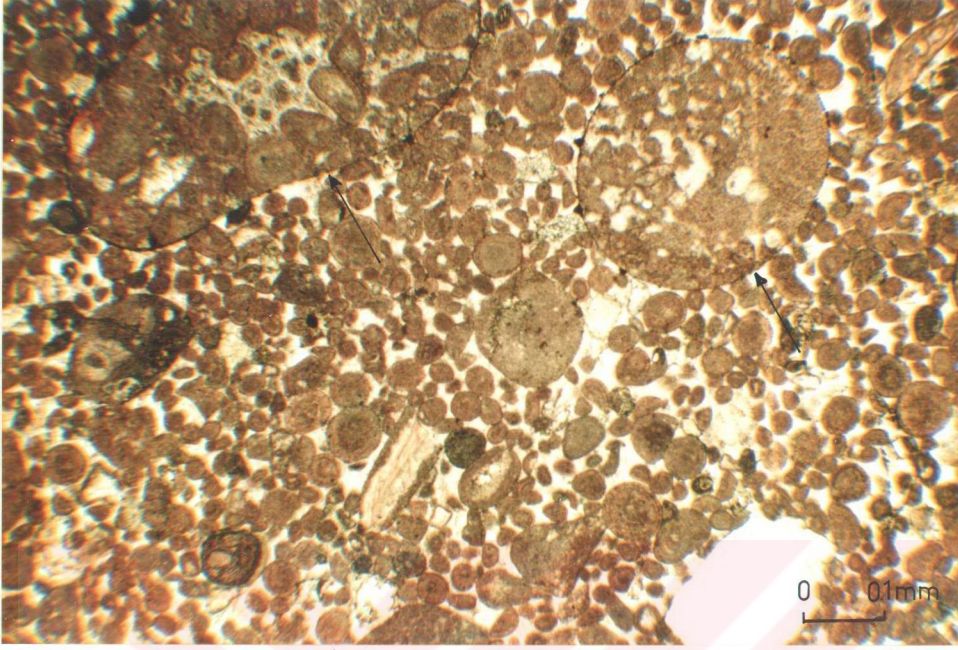
**Durgun denizel freatik zon:** Tortu içindeki tüm gözeneklerin deniz suyu ile dolu olmasına karşın, deniz suyunun tortular boyunca çok yavaş olarak hareket ettiği ve akışkan kimyası gibi diğer bazı faktörlerin çimentolanmaya engel olduğu ya da çok az bir çimentolanmanın meydana geldiği zondur. Lâgünlerde, hafif eğimli karbonat yokuşlarının derin kısımlarında veya uzak eteklerde (taluslarda) çökelen tortuların ilk diyajenetik süreçleri bu zonda başlar.

Oyucu alg ve fungi'lerin neden olduğu mikritleşme yaygın olarak aktif denizel freatik zonda meydana gelir ise de durgun denizel freatik zonda da önemli bir etkidir. Diğer taraftan, hem aktif hem de durgun denizel freatik ortamda aragonit, yüksek-Mg kalsit ve düşük-Mg kalsit bileşimine sahip tüm karbonatlı ögeler duraylıdır [27, 64, 65, 66].

Yukarıda kısa ve ana hatları ile açıklanmış olan denizel freatik ortamı karakterize eden pek çok özellik mevcuttur [26, 28, 64, 65, 67]. Bu özelliklerden 1-) Tane yuvarlaklaşması, 2-) Mikritik zarflanma, iskelet tanelerinin mikritleşmesi ve delinmesi, 3-) Birincil çimentolanmanın değişik tiplerini Berdiga Kireçtaşı'na ait değişik litofasiyelerde görmek olasıdır.

#### 5.2.1. Tane Yuvarlaklaşması

Berdiga Kireçtaşı'na ait değişik litofasiyelerde (özellikle yüksek enerjili ortamlarda çökelmiş olan grainstone tip kayalarda) yaygın olarak görülür. Tane yuvarlaklaşması suyun enerjisine bağlı olarak fiziksel aşınma ya da biyolojik işlevler sonucu meydana gelmiştir (Şekil 5.2). Bu işlevler sonucu açığa çıkan mikritik kireç çamuru su enerjisinin



şekil 5.2. Tane yuvarlaklaşmasının mikroskopik görünümü (oolitik grainstone litofasiyesi, örnek no: 31; Gelinpertek kesiti).

yüksek olması (dalgalaların, gel-git akıntılarının veya rüzgârların etkili olması) durumunda ortamdaki uzaklaştırılacak, düşük olması durumunda ise, diğer mikritik matriksle birlikte taneler etrafında ya da içlerinde çökeltilecektir. Bu yolla oluşan kireç çamurunu (denizel mikritik çimento) ilksel çökelmiş olan mikritik matriksten ayırt etmek çok zor hatta imkânsızdır. Tane yuvarlaklaşmasının büyük çoğunluğu yumuşak taneler üzerinde ve fiziksel işlevler sonucunda, az bir kısmı da mikrodeleri organizmaların tanelere saldırması veya oyucu organizmalar tarafından öğelerin kimyasal hazmı ile meydana gelir.

#### 5.2.2. Mikritik zarflanma veya Mikritleşme

Berdiga Kireçtaşı'na ait değişik litofasiyelerde (bu litofasiyelerin özellikle grainstone ve packstone tip



kayaçlarındaki iskelet tanelerinde) yaygın olarak görülürler (Tablo 1, 2, 3, 4 ve 5 ). Mikritik zarflanma tane yuvarlaklaşması ile aynı zamanda veya hemen sonra oluşmasına karşın, birincil çimentolanmadan kesin olarak daha önce oluşmuştur. Mikritik zarflanma taneler üzerinde sürekli olup, tüm taneyi kaplayacak şekilde gelişmiştir (Şekil 5.3). Mikritleşme tanelinin merkezinden dışa doğru bir eklenme şeklinde olmayıp, tane dışından merkezine doğru bir büyüme gösterir [28, 68]. Tanelerinin mikritleşmiş kısmı ile altere olmamış kısmı arasındaki sınır düzgün olmayıp, girintili-çukuntılıdır (Şekil 5.3).



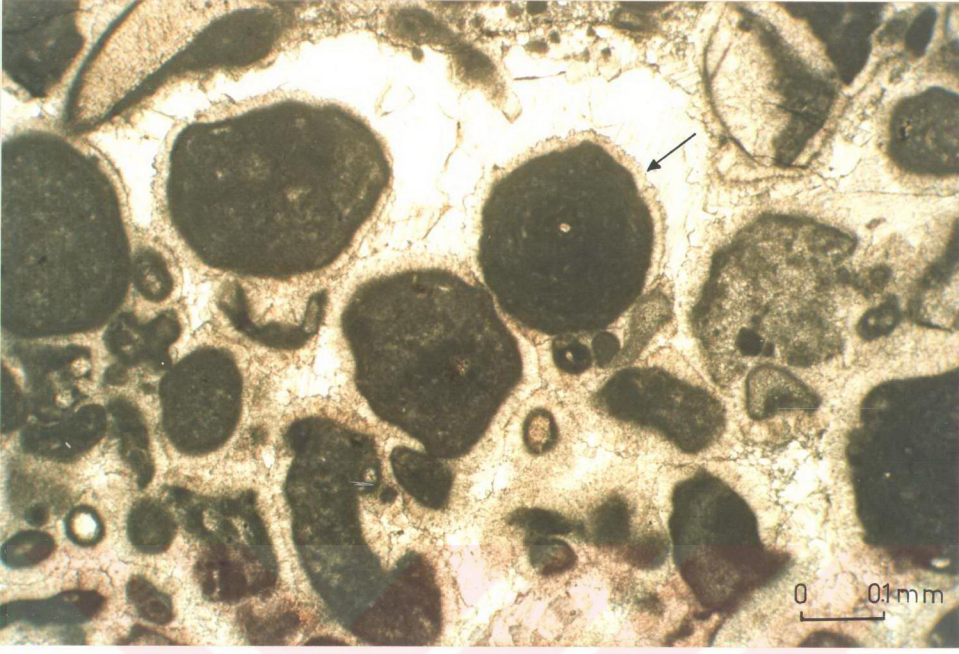
Şekil 5.3. İskelet taneleri üzerinde gelişmiş olan mikritik zarflanmanın mikroskopik görünümü. Mikritik zarflanmanın tüm taneyi kaplayacak şekilde geliştiği ve zarflanma ile altere olmamış kısım arasındaki sınırın girintili çıkıntılı olduğuna dikkat ediniz (Intraklastlı grainstone-wackestone lito-fasiyesi, örnek no: 290; Suiçti kesiti).

Mikritik zarflanma karbonatlı tanelerin oluşturduğu zeminler üzerinde yaşayan delici alg ve fungi'lerin bu taneleri delip içeri girmeleri sonucu oluşan deliklerin hemen sonra gökeltelen mikritle dolması olayının çok kereler tekrarlanmaları ile oluşabilir [28, 68, 69]. Bu yolla oluşan mikritik zarflanma bir iskelet azalmasına neden olmaktadır. Diğer taraftan, taneler üzerinde yüzeylemiş ölü alg iplikçiklerinin (filamentlerinin) kalsitleşmesi (çimentolanması) de keza mikritik zarflanmayı oluşturabilir [68]. Bu da tane arası porozitenin azalmasına neden olmaktadır. Mikritik zarflanmanın diğer bir oluşum yolu da tane üzerlerindeki alglerin salgıladığı mukozaların taneleri dağlama ve eritmeleri sonucu meydana gelmektedir [68]. Bunun sonucunda bol mikro gözenekli kalıcı mikrit oluşmaktadır.

### 5.2.3. Çimentolanma

Berdiga Kireçtaşı'na ait değişik litofasiyeslerde belirlenen ve denizel freatik ortamı karakterize eden çimento tipleri başlıca; 1-) eş boylu kenar (isopachous rim) çimento, 2-) ışınsal lifi (radial fibrous) çimento, 3-) mikrit ve /veya mikritik yalancı peloidal çimentolardan oluşur.

Eş boylu kenar (isopachous rim) çimento: oolitik grainstone ve/veya cooldli grainstone-packstone litofasiyeslerinde yaygın olarak görülür (Tablo 1, 2, 3, 4 ve 5). Yer yer geç diyajenetik olaylar sonucu kısmen veya tamamen bozulmuş ya da geç diyajenetik çimentolar ile kısmen özdeşleşmiş olmalarına karşın, eş boylu kenar çimentoların genelde ilksel dokularının korundukları görülür. Mikroskopik incelemelerde çimentoyu oluşturan kristallerin tane yüzeylerine dik bir büyüme göstermeleri, kama şekilli veya sivri uçlu oluşları, birbirleriyle sıkı bir şekilde kenetlenmiş olmaları, ve taneler üzerinde bir kabuk oluşturmaları gibi özellikleriyle kendilerini çevreleyen tatlı su freatik çimentolardan net bir şekilde ayrılırlar (Şekil 5.4). Rudstone litofasiyesi



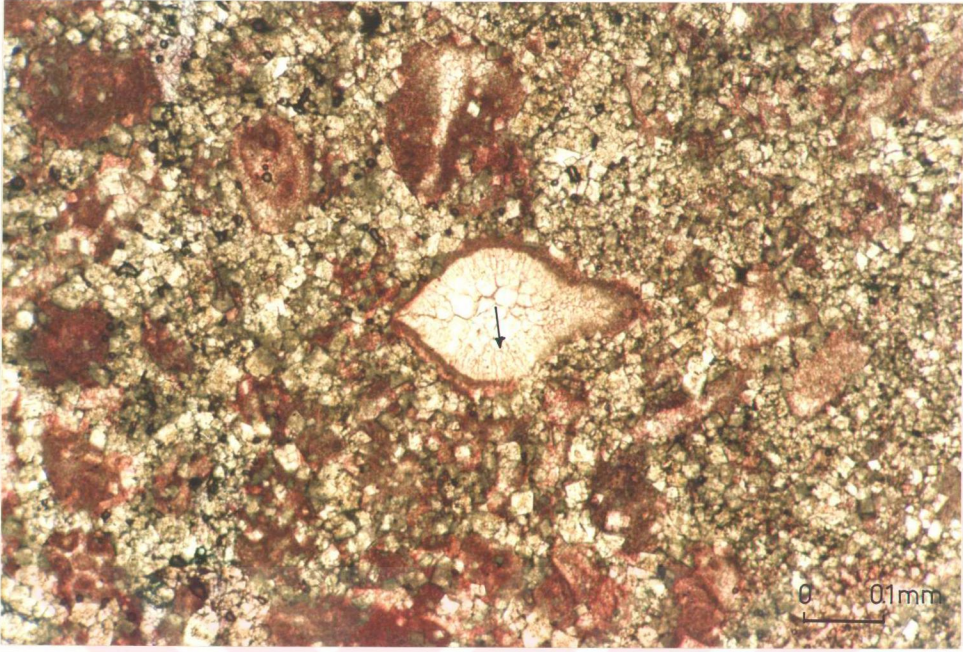
Şekil 5.4. Eş boylu kenar çimentoların mikroskopik görünümü (rudstone litofasiyesi, örnek no: 1; Karacık Tepe kesiti).

(Karacık Tepe kesiti) hariç, görüldüğü diğer tüm litofasiyelerde kristal boyları 10-30  $\mu\text{m}$ ., kalınlıkları ise, 5-10  $\mu\text{m}$ . arasında değişir. Rudstone litofasiyesindeki kristal boyları 40-60  $\mu\text{m}$ ., kalınlıkları 5  $\mu\text{m}$ . veya daha küçük olup, diğerlerine oranla daha sivri uçlu ve daha sıkı yapıdadırlar. Bu durum büyük olasılıkla farklı minerolojik bileşimden (yüksek-Mg kalsit ve aragonit) kaynaklanmaktadır.

Eş boylu kenar çimento, tane mikritleşmesi veya mikritik zarflanmadan sonra meydana gelmiştir. Zira her iki yapının birlikte görüldüğü tanelerin tümünde eş boylu kenar çimentonun mikritik zarflanmanın üzerinde geliştiği görülmektedir.

Işınsal lifi (radial fibrous) çimento: Işınsal lifi çimento [70] Berdiga Kireçtaşı'na ait değişik litofasiyelerde çok az olarak görülürler (Şekil 5.5). Farklı iki özellikte gelişmişlerdir. Bunlardan birincisi resifal karakterli litofasiyelerde (örneğin Karacık Tepe kesitindeki rudstone-





Şekil 5.5. Işınsal lifli çimentonun mikroskopik görünümü (dolomi ve dolomitli grainstone-packstone litofasiyesi, örnek no: 127; Keçi Deresi kesiti).

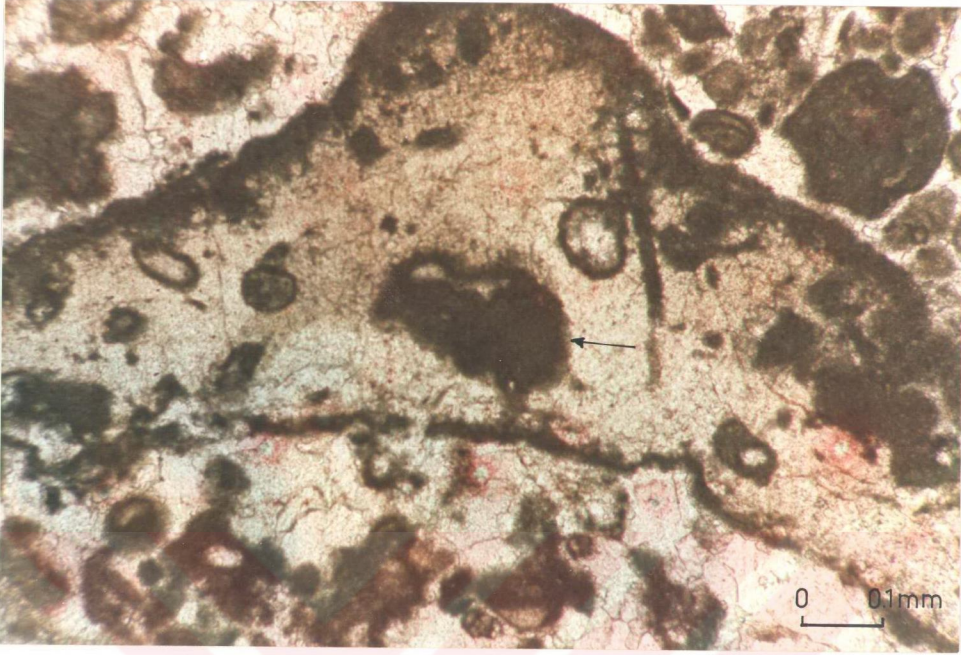
grainstone-packstone litofasiyesinde) ya da resif kırıntılarını içeren diğer bazı litofasiyeslerdeki mercan, bryozoa v.s. parçalarının iç boşluklarında görülen çimento tipidir. Bu çimentoya ait kristallerin boyutları 40-60  $\mu\text{m}$ ., kalınlıkları ise 5-10  $\mu\text{m}$ . arasında değişir. İğne şeklindeki bu kristaller gözenek duvarlarına dik yönde gelişmiş olup, genel olarak gevşek dokuludurlar. İkincisi ise, özellikle packstone ve wackestone tip kayalarda ve bütün haldeki bazı ostracod ve gastropod kavkılarının iç boşlukları ile daha az olarak da bazı tubiphytes ve mavi-yeşil alg'lerdeki küremsi iç boşluklarda görülen tipleri oluşturur. Bu tip ışınsal lifli çimentodaki kristal boyları yaklaşık olarak, 40-120  $\mu\text{m}$ ., kalınlıkları ise 5-20  $\mu\text{m}$ . arasında değişir. Kristaller gözenek yüzeyinden boşluğun merkezine doğru ışınsal bir büyüme gösterir. Lifi ya da kama şeklindeki kristaller birbirleri ile sıkı bir şekilde kenetlenmişlerdir.

Daha öncede belirtildiği gibi gerek eş boylu kenar çimento gerekse ışınsal lifi çimento ilksel olarak yüksek-Mg kalsit ya da aragonit bileşimlidir [27, 28, 64, 67, 71, 72, 73]. Longman [64]'ın yüksek-Mg kalsit ve aragonit çimentoların birbirlerinden ayrılması için ileri sürdüğü verilere dayanılarak eş boylu kenar çimentoların yüksek-Mg kalsit, ışınsal lifi çimentoların da aragonit bileşimli olduğu söylenebilir. Kristal yönlenmeleri ve tabiatı bunların magnezyumca zengin ya da tuzlu ortamlarda geliştiklerini gösterir [71]. Bu ortamlardaki yabancı iyonların zehirleyici etkisi [27] ya da kristal yüzeylerindeki yük farklılaşmasının gelişimiyle [74] kalsit rhomblarının gelişimi engellenmektedir. Basınç etkisi ile kaynaşmanın olmaması, ilk oluşuk tortuları olarak çimentoların yerleşimi ve morfolojik yapıları bu tip çimentoların kıyıya ve yüzeye yakın (sığ) denizel bir ortamda oluştuklarını gösterir [71].

Mikrit ve mikritik yalancı peloidal çimento: Mikrit çimento resifal karakterli bazı litofasiyelerde (rudstone-grainstone-packstone litofasiyesi) çok az olarak görülür (Tablo 1, 2, 3, 4 ve 5). Çoğunlukla bazı iskelet tanelerinin iç boşlukları ile tane kenarlarında (mikritik zarflanmaya bağlı olarak) bulunur. Mikroskopik olarak koyu renkli, yarı geçirgen, opak ve çok küçük kristalli (kristal boyları çoğunlukla 4-6  $\mu\text{m}$ ., oluşları ile tanınırlar (Şekil 5.6). Bu tip çimento mikritik matriksle çok benzerdir, hatta bazan birbirlerinden ayrımı çok zordur. Ancak, homojen yapıları ve hiçbir kavkı içermemeleri nedeni ile kısmen ayırt edilebilmektedir [75].

Mikritik yalancı peloidal çimento, özellikle resifal karakterli rudstone-grainstone-packstone litofasiyesinde (Karacık Tepe kesiti) geopetal iç tortular gibi oluşan çok sayıda pedoidal taneler mevcuttur. Bunlar, özellikle iskelet tanelerinin iç boşluklarında ve bazı mollusk kavkılarının oluşturduğu boşluklarda (shelster porozite) görülürler. Genel olarak küresel ve ovoid şekilli olup, boyutları 10-80  $\mu\text{m}$ .



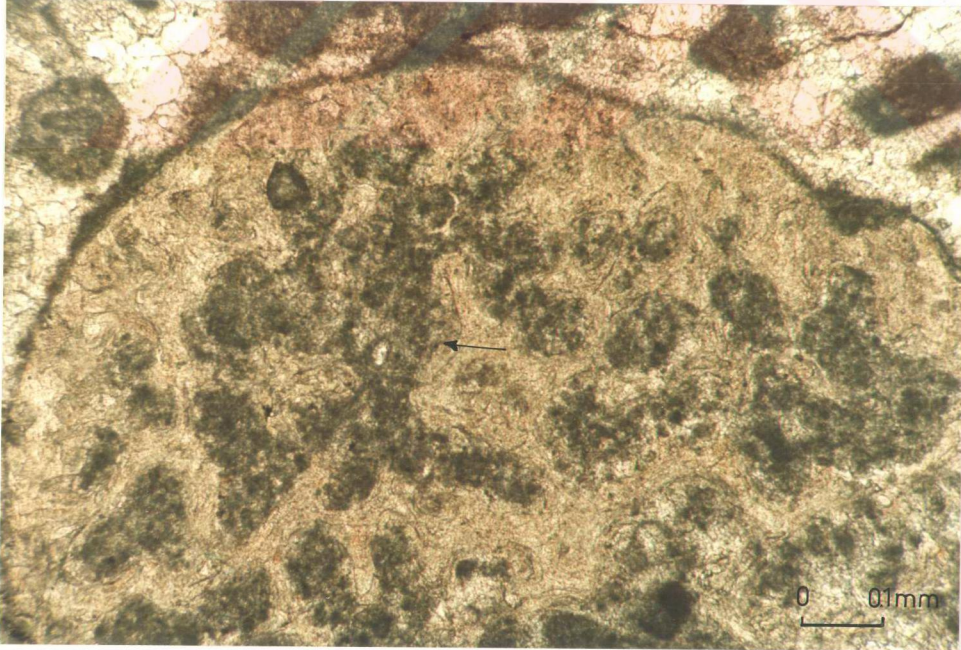


Şekil 5.6. Mikritik çimentonun mikroskopik görünümü (ooidli grainstone ve iskelet taneli packstone-wackestone litofasiyesi, örnek no:292; Suiçti kesiti).

(çoğunlukla 30-60  $\mu$ ) arasında değişir (Şekil 5.7). 1-2  $\mu$ m. dan daha büyük yüksek-Mg kalsit kristallerinin birbirine eklenmesiyle oluşan bu yalancı peloidler diğer tip peloidlerden tamamen farklıdırlar [72, 73]. Bunlar, mikroskopta ve büyük büyültme altında incelendiklerinde sınırlarının belirsiz olduğu görülür. Aissoui [73] değişik araştırmacıların birbirlerinden ayrımı çok zordur. Ancak, homojen yapıları ve hiçbir kavkı içermemeleri nedeni ile kısmen ayırt edilebilmektedir [75].

Mikritik yalancı peloidal çimento, özellikle resifal karakterli rudstone-grainstone-packstone litofasiyesinde (Karacak Tepe kesiti) geopetal iç tortular gibi oluşan çok sayıda peloidal taneler mevcuttur. Bunlar, özellikle iskelet tanelerinin iç boşluklarında ve bazı mollusk kavkılarının oluşturduğu boşluklarda (shelter porozite) görülürler. Genel

olarak küresel ve ovoid şekilli olup, boyutları 10-80  $\mu\text{m}$ . (çoğunlukla 30-60  $\mu\text{m}$ .) arasında değişir (Şekil 5.7). 1-2  $\mu\text{m}$ . dan daha büyük yüksek-Mg kalsit kristallerinin birbiri üzerine eklenmesiyle oluşan bu yalancı peloidler diğer tip peloidlerden tamamen farklıdır [72, 73]. Bunlar, mikroskopta ve büyük büyültme altında incelendiklerinde sınırlarının belirsiz olduğu görülür. Aïssoui [73] değişik araştırmacıların bunları sırasıyla pelletleşmiş iç tortular, yüksek-Mg kalsit çimentolanması, alg iplikciklerinin kalsitleşmesi, iç silt tortusu, alg ürünleri ve son olarak da bakterilerin etkisi ile üretilen yüksek-Mg kalsit çimentoların tortulaşması sırasında tekrarlanan çekerdeklemelerle oluştuğunu yorumlarını getirttiklerini belirtmiştir.



Şekil 5.7. Mikritik yalancı peloidal çimentonun mikroskopik görünümü (rudstone-grainstone-packstone litofasiyesi, örnek no: 89; Karacık Tepe kesiti).

### 5.3. Karışım Zonu Ortamı

Karışım zonu, denizel freatik ve tatlı su freatik ortamların sınırlarının birleştiği alanda, bu ortamlara ait deniz suyu ile tatlı suyun karışması sonucu meydana gelen acı su ile sınırlandırılmış ortamdır. Karışım zonunda üretilen çimentoların çok nadir olmasının nedeni; 1-) tatlı su freatik ve denizel freatik ortamların çok geniş olmalarına karşın, karışım zonunun çok küçük hacimli oluşu, 2-) suyun nispeten durgun durumu, ve 3-) deniz seviyesinin değişimi, alçalıp yükselmesine bağlı olarak karışım zonunun ileri geri hareket etmesi sonucu sürekli bir yerde olmayışından dolayıdır.

Karışım zonundaki diyajenez hâlâ tam anlamı ile bilinmemektedir. Bilinen en önemli diyajenetik olay dolomitleşmedir. Ancak dolomitleşmenin de tümü karışım zonu ortamlarında oluşmaz. Olasılıkla su sirkülasyonunun iyi olduğu alanlarla sınırlandırılmıştır. Karışım zonundaki diğer bir diyajenetik olay olasılıkla nodüler çört oluşumudur. Nodüler çörtün oluşabilmesi için bu ortamlardaki suların kuvarsa aşırı doygun olmasına karşın, kalsite doymamış olması gerekmektedir [76].

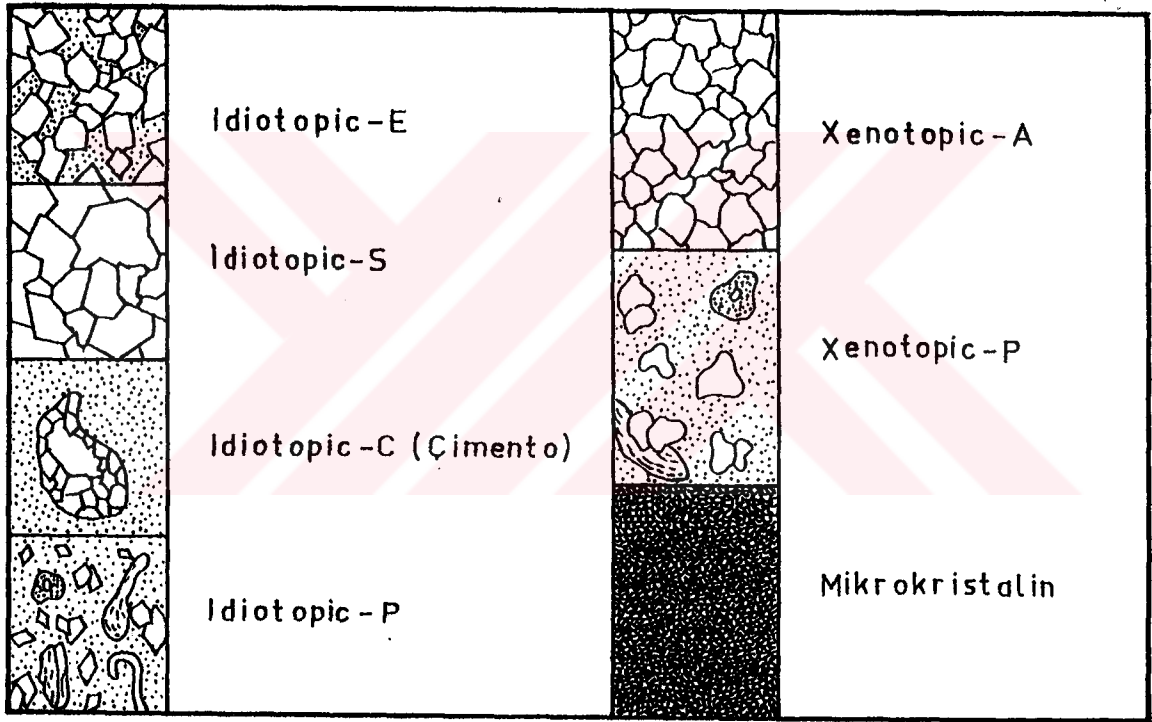
Berdiga Kireçtaşı'nda karışım zonunun varlığını gösteren en önemli veri, değişik litofasiyelerdeki yaygın dolomitleşmedir. Ancak, bu litofasiyelerde gözlenen dolomitleşmenin çok az bir kısmı ise, diğer diyajenetik ortamlarda (olasılıkla derin gömülme ortamında) oluşmuştur. Yine değişik litofasiyelerde gözlenen silisleşmenin olasılıkla çok az bir kısmı da karışım zonu ortamında oluşmuştur.

#### 5.3.1. Dolomitleşme

Berdiga Kireçtaşı'na ait değişik litofasiyelerde yaygın olarak görülür (Tablo 1, 3, 4). Gregg ve Sibley [77], Sibley ve Gregg [78]'nin kristal morfolojisi ve dolomit



kristallerinin kayaçlar içersinde bulunuş şekillerine dayanarak yaptıkları dokusal sınıflama ve Gawthorpe [79]'nin tanımladığı dolomit tipleri esas alınarak bu litofasiyeslerdeki dolomitleşmenin a-) Idiotoxic-E, b-) Idiotoxic-S, c-) Idiotoxic-C, d-) Idiotoxic-P, e-) Xenotoxic-A, f-) Xenotoxic-P, g-) Mikrokrystalin dokularda geliştiği saptanmıştır (Şekil 5.8).



Şekil 5.8. Berdiga Kireçtaşı'na ait değişik litofasiyeslerde kristal morfolojisi ve kristallerin kayaçlar içersindeki bulunuş şekillerine bağlı olarak ayrırtlanan dolomit dokuları [77, 78, 79'a göre].

**Idiotoxic-E tip dolomitleşme:** Bu tip dolomitleşmede dolomit kristallerinin tamamı euhedral rhomblardan oluşur. Bu tip dolomitleşme, kayaçlar içersinde iyi gelişmiş dolomit kristallerine sahip olmaları ve bu kristallerin tamamının kristal destekli olmalarına karşın, dokanak oluşturmayan

kristal yüzeyleri arasında matriks veya kireçtaşı'nın ilksel kalıntıların (kayacın dolomitleşmemiş kısımları veya gözenek boşlukları) bulunması ile tanınırlar (Şekil 5.9). Kristaller genelde dik sönmeli olup, bazılarında zonlu yapı görülür.



Şekil 5.9. İdiotopik-E tip dolomitleşmenin mikroskopik görünümü (ooidli grainstone-packstone litofasiyesi, Örnek no:40; Keçi Deresi kesiti).

**İdiotopik-S tip dolomitleşme:** Bu tip dolomitleşmede dolomit kristallerinin tamamı anhedral veya subhedraldır. Bunlar kayaç içerisinde düşük poroziteli, tümü ile kristal destekli (dolomit kristalleri arasında matriksin olmaması veya çok nadir olması), kristal dokanakları arasındaki sınırın düzgün olması ve çok sayıda iyi korunmuş kristal birleşme köşelerinin varlığı ile tanınırlar (Şekil 5.10). Çapraz ışıpta genellikle dik sönmeye gösteren bu anhedral veya subhedral dolomit kristalleri değişik miktarlarda inklüzyon ve





Şekil 5.10. İdiotopic-S tip dolomitleşmenin mikroskopik görünümü (neomorfik kireçtaşı litofasiyesi, örnek no: 22; Suiçti kesiti).

ilksel kireçtaşlarının gölgelerini içerirler. Friedman [80] bu tip dolomitleşmeyi hipiotopic dolomitler diye tanımlamıştır.

İdiotopic-C tip dolomitleşme: Bu tip dolomitleşme kayalar içerisindeki gözenek veya erime boşluklarında çimento olarak gelişmiş olup, anhedralden subhedrale kadar değişebilen kristallerden oluşurlar (Şekil 5.11). Kristaller arasındaki sınırlar düzgündür. Çapraz ışıkta dik sönme gösteren bu tip dolomit kristalleri genelde büyük boyutludur. Bazılarında zonlu yapı görülür. Bu tip dolomitleşme kayalar içinde tek başlarına gelişebildikleri gibi diğer dolomitleşme tipleri (özellikle mikrokristalin tip) veya otijenik kuvarslar ile birlikte de bulunabilirler. Çok az olmakla birlikte bu tip dolomit kristallerinden teki tüm gözenek boşluğunu dolduracak şekilde de oluşabildiği görülmektedir.



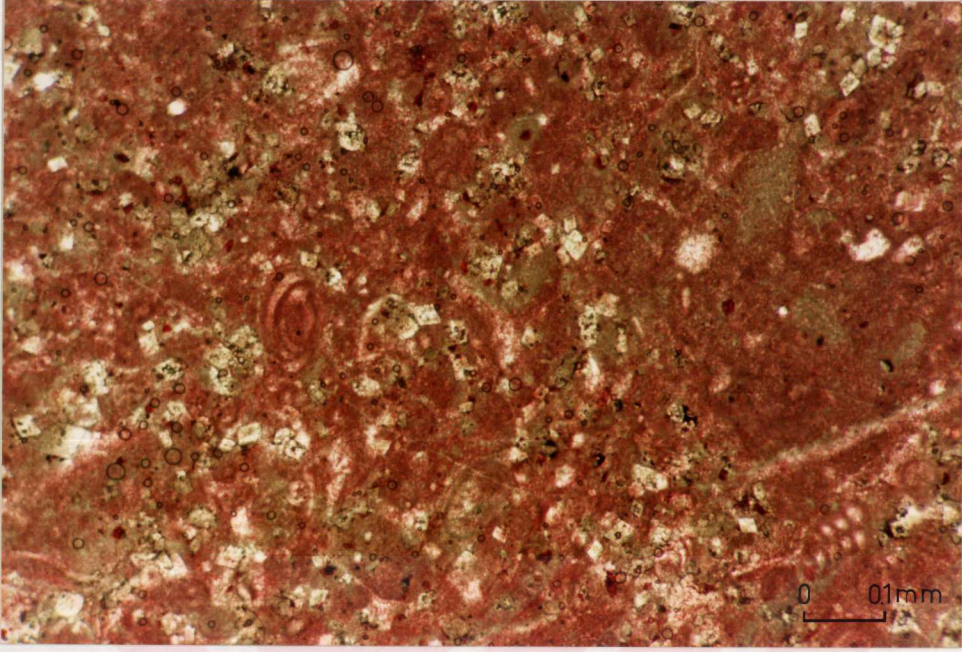


Şekil 5.11. Idiopathic-C tip dolomitleşmenin mikroskopik görünümü (dolomi litofasiyesi, örnek no: 114; Keçi Deresi kesiti).

**Idiopathic-P tip dolomitleşme:** Bu tip dolomitleşme, kayalar içerisinde serbest halde yüzen euhedral dolomit rombları ile tanınırlar (Şekil 5.12). Dolomit kristallerinin hemen tamamı matriks destekli (kireçtaşının ilksel dokusu) olmasına karşın, çok az olarak da iki veya üç dolomit kristalinin küme oluşturacak şekilde birleştikleri görülür. Dolomit kristallerinin tamamı dik sönmeli olup, bazılarında zonlu yapı görülür. Friedman [80] bu tip dolomitleşmeyi "prophyrotopic" dolomitler diye tanımlamıştır.

**Xenotopic-A tip dolomitleşme:** Bu tip dolomitleşmede dolomit kristallerinin tamamı anhedraldır. Bunlar kayalar içerisinde düşük poroziteli yani sıkı paketlenmiş, tümüyle kristal destekli (dolomit kristalleri arasında kayacın ilksel kalıntılarının olmaması), kristaller çoğunlukla eğrilmiş kenarları sarkık, testere dişli ve kristaller arasındaki





Şekil 5.12. Idiopathic-P tip dolomitleşmenin mikroskopik görünümü (dolomi ve dolomitli grainstone-packstone litofasiyesi, örnek no:125; Keçi Deresi kesiti).

sınırlarının çoğunlukla belirsiz olmaları ile tanınırlar (Şekil 5.13). Korunmuş kristal birleşme köşeleri nadirdir. Çapraz ışıkta çoğunlukla dalgalı sönme gösterirler. Friedman [80] bu tip dolomitleri "xenotopic" dolomitler diye tanımlamıştır.

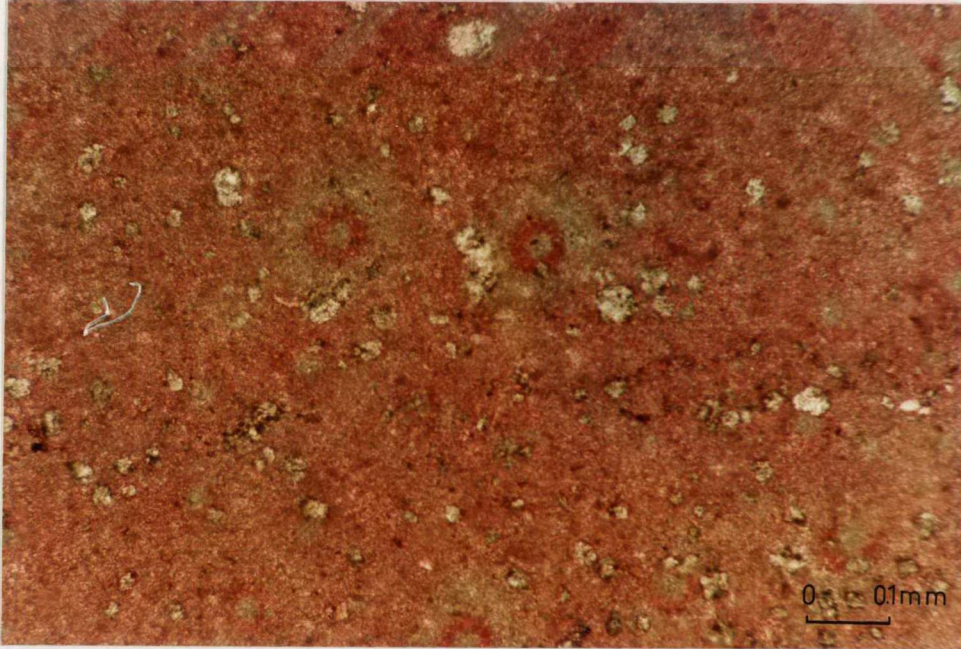
**Xenotopic-P tip dolomitleşme:** Bu tip dolomitleşmede dolomit kristallerinin tamamı anedral olup, kristallerin tek tek veya yamalar halinde kireçtaşı matriksi içersinde yüzer vaziyette görülmeleri ile tanınırlar (Şekil 5.14). Bu dokudaki dolomit kristalleri çapraz ışıkta çoğunlukla dalgalı sönme gösterirler.

**Mikrokristalin tip dolomitleşme:** Bu tip dolomitleşme kayalar içersinde 10  $\mu$  veya daha küçük dolomit kristallerinin varlığı ile tanınırlar (Şekil 5.15). Bunlar kayalar içersinde tek başlarına veya diğer dolomitleşme tipleri ile



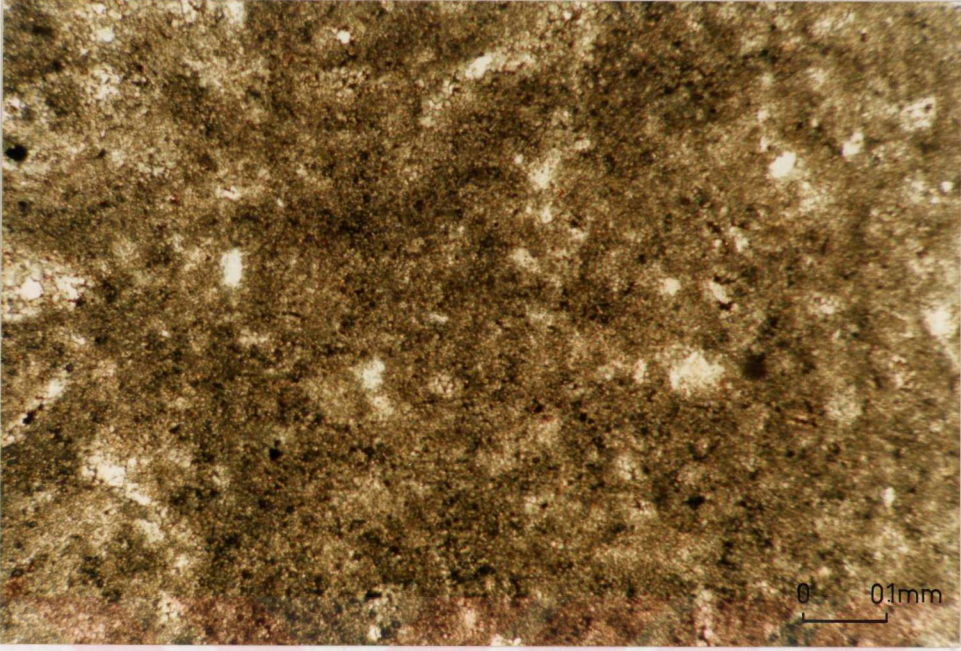


şekil 5.13. Xenotopic-A (anhedral) tip dolomitleşmenin mikroskopik görünümü (oidli grainstone-packstone litofasiyesi, örnek no: 19; Keçi Deresi kesiti).



şekil 5.14. Xenotopic-P (prophyrotopic) tip dolomitleşmenin mikroskopik görünümü (oidli grainstone-packstone litofasiyesi, örnek no: 54; Suişti kesiti).





Şekil 5.15. Mikrokristalin tip dolomitlerin mikroskopik görünümü (dolomi litofasiyesi, örnek no:112; Keçi Deresi kesiti).

birlikte tüm kayacı kaplayacak şekilde görülebildikleri gibi bazan da yalnızca karbonat tanelerinin (özellikle iskelet tanelerinin) kenarlarında gelişebilmektedirler. Kristal destekli olmalarına karşın, kristaller arasındaki dokanak sınırları çoğunlukla belirsizdir.

### 5.3.2. Dolomit Oluşumu

Dolomit oluşumunu açıklamak için sabka, geriye sızma (seepage-reflux), buharlaşma ile pompalama (evaporitive pumping), karadan türeme (detrital), yerel kaynak (local source), tatlı su-deniz suyu karışım zonu (mixing-zone), ve bakterilerin sülfatı indirgemesi v.s. gibi değişik modeller ileri sürülmüştür [58, 81]. Bu modellerden en fazla ilgi gören veya dolomit oluşumunu (ve buna bağlı olarak problemleri) en iyi açıklayan modeller sabka ve tatlı su-deniz suyu karışım zonu modelleri olmuştur [82].



Baum ve diğ., [81]'in dayandığı kaynakçaya göre güncel olarak, dolomitlerin kurak deniz kenarı alanlarında, sabka ve gel-git üstü düzlüklerinde tortulaşmadan hemen sonra veya eş zamanlı olarak oluştuklarını, oluşan bu tortularda evaporitler (jips, anhidrit ve halit), kuruma çatlakları, giderek azalan bir fauna, mavi-yeşil alg stromatolitleri, çamur poligonları, budinaja benzer yapılar, erozyonla oluşmuş küçük dolgu yapıları, ripple'ler, intraklastlar, geniş oyuklar, denizel olmayan gastropod'lar ve kuş gözü yapıları gibi özelliklerin bir kısmını içerdiklerini belirtmiştir. Berdiga Kireçtaşı'na ait değişik litofasiyelerde yaygın olarak görülen dolomi ve dolomitik kireçtaşı katmanlarında bu özelliklerin hiçbiri görülmemektedir. Bunun aksine, kısmen dolomitleşmiş (veya ilksel yapıların tanındığı dolomilerde) kireçtaşlarında bol ve çeşitli bentik makro ve mikro faunanın (bentik foraminifer, dascyladacea alg, mavi-yeşil alg, echinoderm, pelecypod, gastropod, v.s. gibi) yanı sıra, ooid veya diğer karbonatlı öğelerin görülmesi kayaçların tuzluluk oranında çok az bir değişimin olduğu iyi oksijenlenmiş sığ platformlarda çökeldiklerini gösterir.

Berdiga Kireçtaşı'na ait değişik litofasiyelerde görülen dolomitleşme, dolomit kristallerinin kalsitin yerini alması şeklindedir. Değişik araştırmacılar [57, 60, 81, 82, 83, 84, 86, 87, 88] bu tip dolomitleşmeyi karışım zonu modeli ile açıklamaktadırlar. Dolomitin kalsitin yerini alması üzerine kurulan karışım zonu modeli için kalsite göre doymamış, buna karşın, dolomite göre aşırı doymuş suların olması gerekmektedir. Badiozamani [60] ne deniz sularının ne de tatlı suların bu özellikte olmadığını, buna karşın bu iki suyun belirli bir karışımının modelin açıklanmasını net bir şekilde ortaya koyduğunu belirtmiştir. İleri sürülen bu modelde tatlı sular konsantrasyonu azaltıcı bir rol oynarken denizel sular da dolomitleşme için gerekli olan  $Mg^{+2}$  iyonlarını sağlarlar. Karışım zonunda  $Ca^{+2}$  iyonlarının  $Mg^{+2}$  iyonlarına karşı olan rekabeti azalır ve dolomitteki karmaşık

düzenlenmeyi oluşturmada gerekli zamanı sağlar. Karışım zonu nunun oluşabilmesi için tektonizma ya da östatik deniz seviyesindeki düşme nedeni ile karasal bir yüzeylemenin ve tatlı su-deniz suyu ara yüzeyinin gelişmesi gerekmektedir. Bu nedenle karışım zonu pozitif elementlerin (su üzerine çıkmış alanlar) çevresinde veya şelf kenarlarında iki suyun (tatlı su ve deniz suyunun) karıştığı yarı tuzlu ortamlarda gelişebilir. Yavaş ve düzenli olarak deniz seviyesinin alçalıp yükselmesi ile bu modelle oluşan dolomitleşme büyük bir kalınlığa erişebilir [57].

Karışım zonu modeli erken diyajenetik dolomitleşmeyi en iyi açıklayan veya en fazla ilgiyi gören model olmakla birlikte hâlâ bazı sorulara yanıt veremediği ileri sürülmektedir [81, 82].

Berdiga Kireçtaşı'na ait değişik litofasiyelerdeki dolomitleşmenin büyük bir kısmı erken diyajenetik süreçte ve karışım zonu modeli ile oluşmasına karşın, bazı örneklerde gözlenen dolomitleşme geç diyajenetiktir. Bunu destekleyen verilerin başında ikincil çatlakların dolomitleşmiş olması gelir. Yani erken diyajenetik süreçte dolomitleşmiş olan kayalarda geç diyajenezi (derin gömülme diyajenetik ortam) belirten ikincil çatlaklar spari kalsitle dolmuştur. Diğer yandan bazı kayalardaki benzer çatlakların kayacın dolomitleşmemiş kısımlarında mozayik spari kalsitle dolu olmasına karşın, dolomitleşmiş kısımlarda bu mozayik spari kalsit çatlak dolgularının dolomit kristalleriyle yer değiştirdiği görülmektedir (Şekil 5.16). Geç diyajenezi belirten ikincil çatlakların (ki bu çatlaklar büyük çoğunlukla derin gömülme diyajenetik ortamlarda oluşmaktadır) dolomitleşmiş olması, dolomitleşmenin daha gömülme modeli ile oluştuğunu gösterebilir. Zira, geç diyajenetik dolomit oluşumunu açıklayan başka bir model de ileri sürülmemiştir.



Şekil 5.16. Geç diyajenetik süreçte oluşmuş dolomitleşme. Kayacın dolomitleşmemiş kısımlarındaki (pelecypod kavkısının içinden geçen) ikincil çatlakların equant spari kalsitle dolu olmasına karşın, kayacın dolomitleşmiş kısımlarındaki aynı çatlakları dolduran equant spari kalsitin dolomitte yer değiştirdiğine dikkat ediniz (dolomi ve dolomitli grainstone-packstone litofasiyesi, örnek no:152; Keçi Deresi kesiti).

#### 5.4. Tatlı su freatik ortam

Tatlı su freatik ortam vadoz ve karışım zonu ortamı arasında yer alır (Şekil 5.1). Bu ortamda tortular veya kayalardaki tüm gözenekler değişik oranlarda çözülmüş  $\text{CaCO}_3$  ihtiva eden meteorik su ile doludur. Tatlı su freatik ortamın üst sınırı su tablası ile sınırlı olmasına karşın, alt

sınırı denize yakın alanlarda denizel sularla derecelenmiştir. Longman [64] tatlı su freatik ortamı çimento tortulaşması için gerekli su sirkülasyonunun miktarına,  $\text{CaCO}_3$ 'ün mineral türlerine ve doygunluk derecesine bağlı olarak; a-) doymamış zon, b-) aktif doymun zon ve c-) durgun doymuş zon gibi üç zona ayırmıştır (Şekil 5.1).

**Doymamış zon:** Su tablasının hemen altında yer alır. Yani tatlı su freatik ortamın en üst kısımlarını oluşturur. Bu zon özellikle kırıklar, karst bir alanda dairesel çöküntüler veya büyük boşluklar (mağaralar) gibi permeabilite geçiş yollarının mevcut olduğu yerlerde yaygındır. Vadoz zondan içeri giren meteorik su hiç bir zaman doygunluğa erişecek kadar  $\text{CaCO}_3$  çözemez. Bu zondaki su mold'ları (tanelerin erimesi sonucu oluşan kalıplar) oluşturmak için aragonitik taneleri çözer ve bu çözülme sonucunda bile su yeterli doygunluğa erişememiş ise düzensiz boşluklar oluşturmak üzere kalsiti de çözecektir. Doymamış zonda meydana gelen vuggy ve moldic boşluklardan hiçbirisi meteorik vadoz zon ortamında meydana gelen benzer porozitelerden ayırt etmek olanaksızdır. Bu nedenle vuggy veya moldic porozitelerin varlığı meteorik freatik diyajenezlerden meteorik vadozu ayırt etmek için bir kriter olarak kullanılmamaktadır.

**Aktif-doygun zon:** Doymamış zonun hemen altında yer alır. Bu zondaki gözenek suları  $\text{CaCO}_3$  'a göre ağırlı doymundur. Bu zonda yaygın olarak hem tortulardaki birincil gözeneklerde hem de vuggy veya modic boşluklarda düşük Mg kalsit çimento tortulaşması meydana gelir. Oluşan çimento bütün taneler etrafında eşit olarak dağılmıştır. Zira, tüm gözenekler meteorik su ile doludur. Çimento temiz ve değişik şekillerde gelişebilir. Rhomblar çoğunlukla direkt olarak taneler üzerinde çekirdeklerdir. Sürekli çimentolanma gözenek merkezlerine doğru giderek irileşen kristalleri oluşturmakta ve sonuçta tüm gözenek boşluklarını dolduran ve birbirine bağlayan mozayiği üretmektedir. Ayrıca, echinoderm kırıntılıları üzerindeki sintaxiyal büyümeler yaygın olarak bu zonda meydana gelir.



Durgun-doygun zon: Önemli su hareketlerinin yer aldığı aktif doygun zondan aşağı doğru gidildikçe "durgun-doygun" zona geçilir. Meteorik sular vadoz zondan bünyesine aldığı  $\text{CaCO}_3$ 'ün fazlalık kısmını aktif doygun zonda çimento olarak tortulaştırır ve freatik zonun daha derin kısımlarına, yani durgun doymamış zona geldiklerinde çevreledikleri tortular ile dengeye erişirler. Ayrıca olası olarak çok az bir çimentolanma da meydana gelebilir. Suyun yavaş hareketinden dolayı aragonitin kalsite dönüşümü meydana gelir. Aragonitin erimesi ve kalsitin tortulaşması sonucu ilksel argonitik yapılar çoğunlukla korunur.

Yukarda zonların tanımlanmasında da belirtildiği gibi tatlı su freatik ortamda meydana gelen ana diyajenetik olaylar; 1-) çimentolanma ve 2-) aragonitin kalsite dönüşümü veya tanelerin neomorfizmasıdır. Bu her iki diyajenetik olayları Berdiga kireçtaşı'na ait değişik litofasiyelerde yaygın olarak görmek olasıdır.

#### 5.4.1 Çimentolanma

Berdiga Kireçtaşı'na ait değişik litofasiyelerde tatlı su freatik ortamı karakterize eden çimentolardan a-) equant spari kalsit çimento, ve b-) sintaksiyal kenar çimento yaygın olarak görülür (Tablo 1, 2, 3, 4, ve 5).

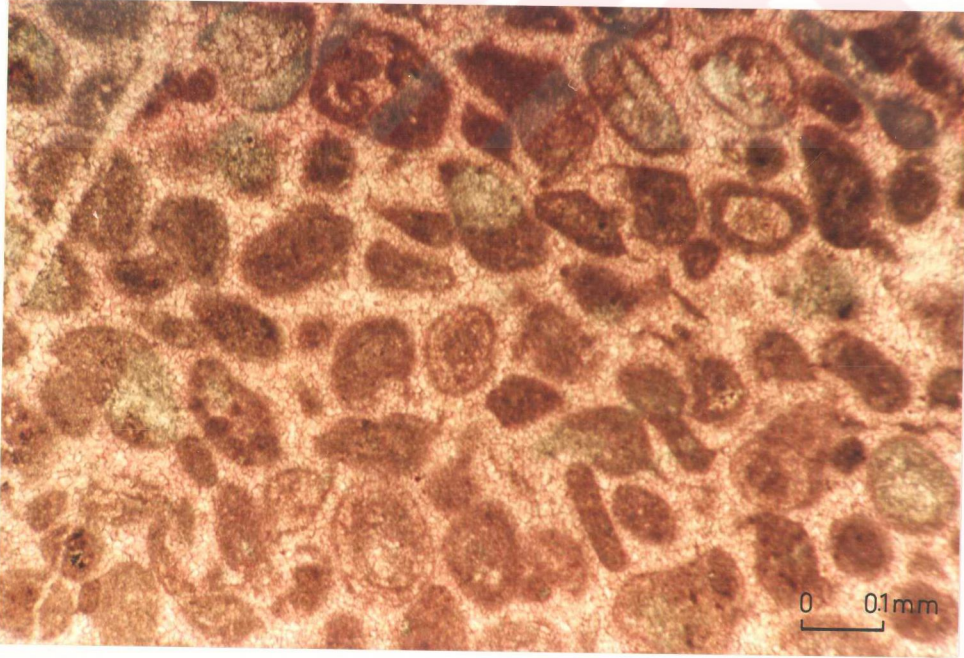
Equant kalsit çimentolanma: Berdiga kireçtaşı'na ait değişik litofasiyelerden dolomi litofasiyesi hariç diğer tüm litofasiyelerde, özellikle bu litofasiyelere ait rudstone, grainstone ve bazı packstone tip kayalarda çok yaygın olarak görülen çimento tipidir (Tablo 1, 2, 3, 4 ve 5). Aktif tatlı su diyajenetik ortamı karakterize eden bu çimento tipini Longman [64] equant spari kalsit, Hurley ve Lohmann [89] blok kalsit çimento olarak tanımlamışlardır. Çalışmamızda bu tip çimento genel anlamda equant spari kalsit çimento olarak yorumlanmış olup, kristal boyutu ve şekline bağlı olarak a-) ince kristalli equant, b-) drusy ve



c-) iri kristalli equant (mozayik) spari kalsit çimento gibi üç alt gruba ayrılarak incelenmişlerdir.

İnce kristalli equant spari kalsit çimento, kristal boyları 10-60 µm. arasında olan ve kayaç içinde yaklaşık eş boyutta görülen çimento tipidir (Şekil 5.17). Yalnızca tane arası boşlukları dolduran bu çimento tipi çoğunlukla doğrudan tane üzerlerinde gelişmiş olmalarına karşın, birincil eş boylu kenar çimento üzerinde de gelişmiş olanları yaygın olarak görülür.

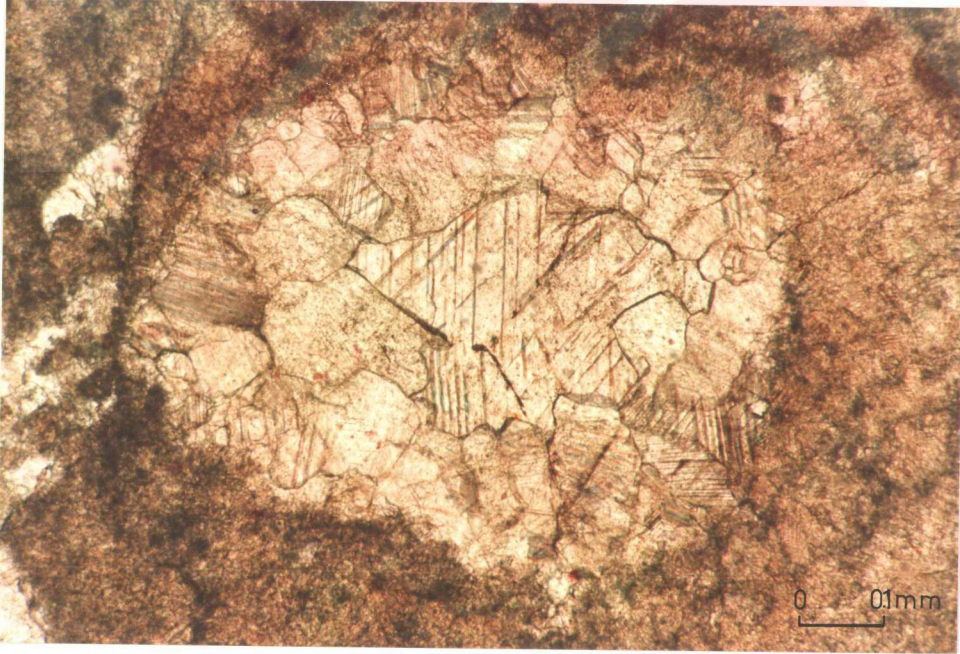
Drusy spari kalsit çimento, tane yüzeyinden boşluk merkezine doğru kristal boylarının giderek büyümesi ile oluşan çimento tipidir (Şekil 5.18). Drusy spari kalsit çimento, Berdiga Kireçtaşı'na ait hemen hemen tüm litofasiyeslerde, bu litofasiyesleri oluşturan değişik dokusal özelliklerdeki kayaçlarda yaygın olarak görülür (Tablo 1, 2, 3, 4 ve 5).



Şekil 5.17. İnce kristalli equant spari kalsit çimentonun mikroskopik görünümü (cooidli grainstone-packstone litofasiyesi, örnek no: 35; Suiçti kesiti).

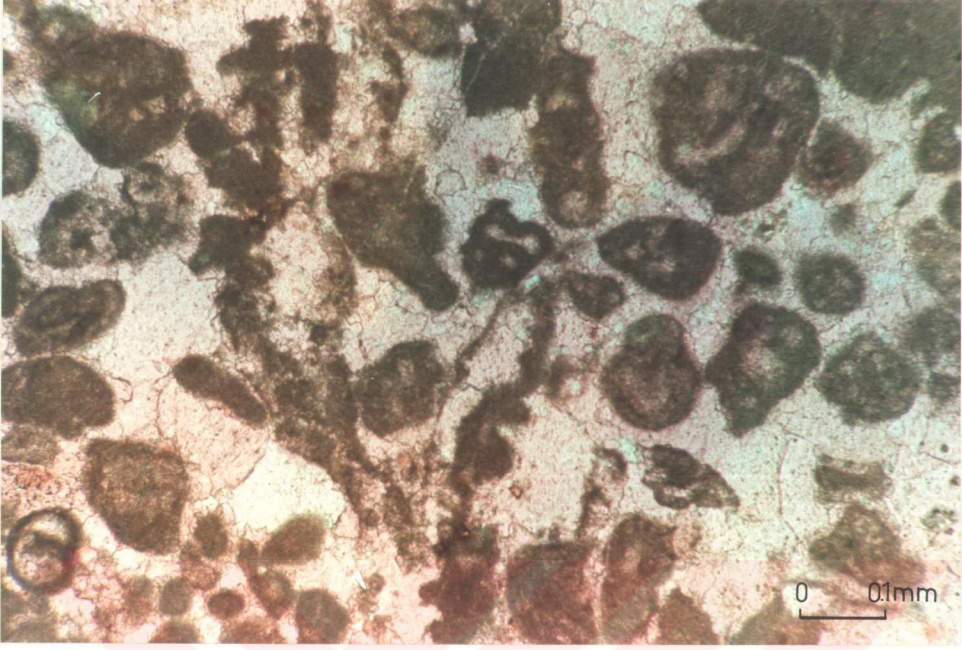
Hem tane içi hem de tane arası boşluklarda geliştikleri gözlenmiştir. Bu çimento çoğunlukla doğrudan tane üzerinde, daha az olarak da birincil eş boylu kenar çimentolar üzerinde gelişmişlerdir. Boşlukların sürekli çimentolanmaları gözenek merkezine doğru irileşen kristallerin meydana gelmesini, tüm gözenek yüzeylerini dolduran ve birbirine bağlı bir mozayik üretilmesini sonuçlamıştır [28, 90]. Loucks [91] gözenek merkezlerine doğru kalsit kristallerinin irileşmesi tatlı su freatik bir ortamda erken çimentolanmanın ayırt edici bir özelliği olduğunu ileri sürmüştür.

İri kristalli equant (mozayik) çimento, kristal boyları 60  $\mu\text{m}$ . dan daha büyük olan ve kayaç içinde eş ya da değişik boyutlarda olan çimento tipidir (Şekil 5.19). Berdiga Kireçtaşı'na ait değişik litofasiyelerde tane arası boşluklardan



Şekil 5.18. Drusy spari kalsit çimentonun mikroskopik görünümü (rudstone-grainstone-packstone litofasiyesi örnek no: 91; Karacık Tepe kesiti).

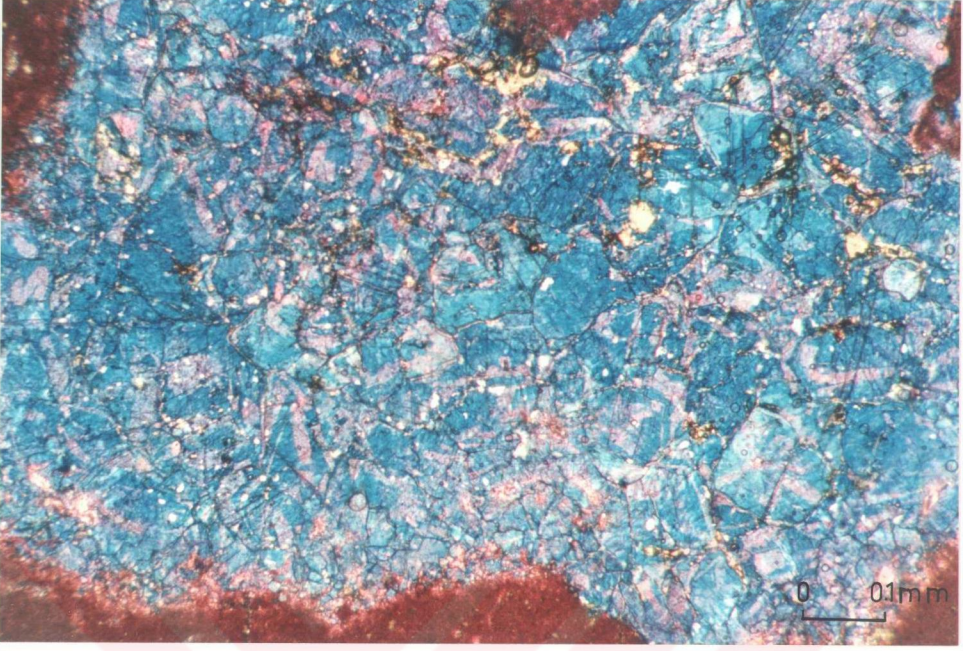




şekil 5.19. İri kristalli equant (mozayik) spari kalsit çimentonun mikroskopik görünümü (ooidli grainstone ve iskelet taneli packstone-wackestone litofasiyesi, örnek no: 234; Suişti kesiti).

ziyade erime boğluklarında ve bazı gastropod ya da ostracodların iç boğluklarında gelişmişlerdir. Danzot kestindeki oolitik grainstone-packstone ve wackestone (veya mudstone) litofasiyesinde çok bol, diğer kesitlerdeki litofasiyeslerde de nadir olmak üzere demirli olarak da geliştikleri görülür (Tablo 1, 2, 3, 4 ve 5).

Demirli equant spari kalsit çimentolar: Berdiga Kireçtaşı'na ait bazı litofasiyeslerde (özellikle Gelinpertek kesitindeki oolitik grainstone ve Danzot kesitindeki oolitik grainstone-packstone ve wackestone veya mudstone litofasiyeslerinde) yaygın olarak görülür (Tablo 2 ve 4). Bu tip çimentolar ince kesitlerin potassium ferricyanide ile boyanmaları sonucu mavi renk almaları ile kolayca tanınırlar (Şekil 5.20). İnce kesitlerin pek çoğunda demirce zengin equant spari kalsit çimentolar gözeneği en son dolduran çimento



şekil 5.20. Demirli equant spari kalsit çimentoların mikroskopik görünüşleri (oolitik grainstone-packstone ve wackestone veya mudstone litofasiyesi, örnek no: 22 ; Danzot kesiti).

oldukları ve dolayısı ile gözeneklerin orta kısımlarını doldurtukları görülür. Bu nedenle diğer demirsiz equant spari kalsit çimentolara nazaran kristal boyları genel olarak çok daha büyüktür. Burgers [71] iki değerli demir bileşiği ihtiva eden bu kalsitlerin olasılıkla Eh'ı düşük tatlı su freatik zonda tortulaştığını, vadoz sularda da normal olarak oksitlenmenin meydana geldiğini ancak buradaki demirin çoğunlukla üç değerli olmasından dolayı bu demirin gerek değeri gerek iyonik yarı çapının kalsitinkinden farklı olması nedeni ile kalsitin yerine geçemeyeceğini ileri sürmüştür.

Demirce zengin equant çimentoların değişik yollarla meydana gelebileceği belirtilmiştir. Oldershaw ve Scoffin [92] derinliğin artması ile birlikte fiziksel ve kimyasal koşullardaki değişimler (örneğin sıcaklık, basınç, pH v.s.) killerden iki değerli demirin ayrılmasına yardım ettiğini ve



bu demirli bileşimin kalsit yapısı içerisine girmesini kolaylaştırdığını ileri sürmüştür. Diğer bir görüş olarak da hem bakteri hem de alg'lerin yaşam prosesleri sırasında demir konsantre ettikleri ve bunun da demirli karbonatları üretmek için yeterli olabileceğidir [71].

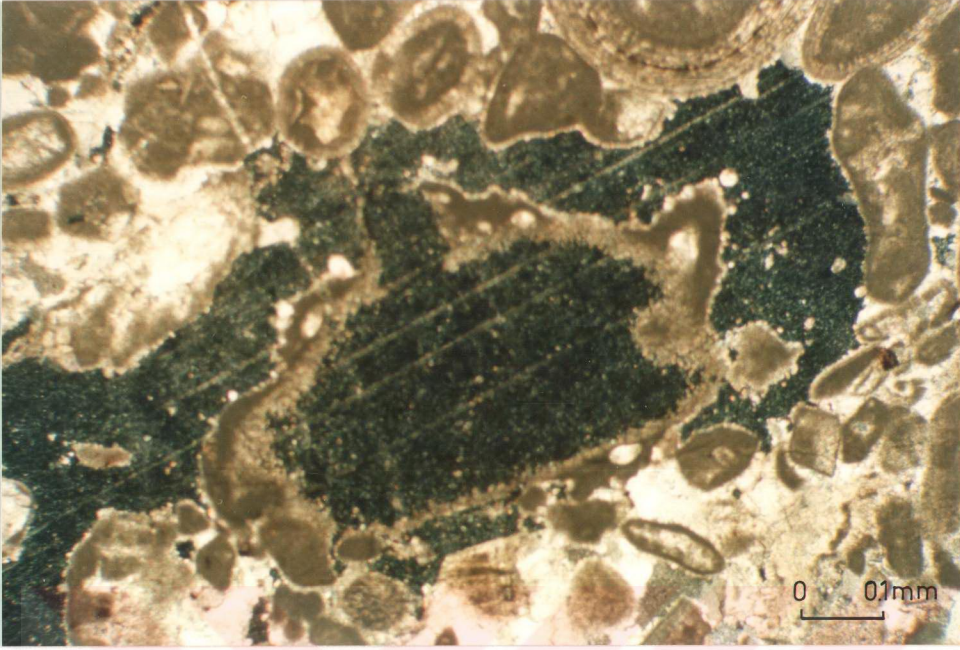
Gelinpertek kesitindeki oolitik grainstone litofasiyesinin özellikle taban seviyelerinde görülen demirli equant kalsit çimentolar büyük olasılıkla zar oluğukları demirli olan ooidlerin (5. tip ooid) neomorfizması sonucu açığa çıkan iki değerli demirin equant spari kalsit içerisine girmesi ile meydana gelmiş olmalıdır. Zira, demirli çimentoların büyük bir kısmı demirce zengin ooidlerin yoğun olduğu litofasiyesin taban seviyesinde, bu ooidlere bitişik çimentolar da ya da ooidlerin kırılmaları sonucu oluşan çatlaklarda geliştikleri gözlenmektedir. Bu durum, demirli çimentonun tane neomorfizmasından hatta ikincil çatlakların oluşmasından sonra oluşduklarını gösterir. Danzot kesitine ait oolitik grainstone-packstone ve wackestone (veya mudstone) litofasiyesindeki demirli equant spari kalsit çimentoların da en az bir kısmı buna benzer bir yolla oluşmuş olmalıdır. Çünkü bu litofasiyesin taban seviyeleri ile en alttaki çakıltaşı-kumtaşı-kumlu kireçtaşı litofasiyesi'nin en üst kısmını oluşturan kumlu kireçtaşlarındaki ooidlerin zar oluğuklarının veya diğer bazı öğelerin demirce zengin olması ayrıca, bu seviyelerde demir minerallerinin çok bol ve büyük boyutlu lekeler halinde yayılmış olması böyle bir olasılığın varlığını ortaya koymaktadır. Diğer bir görüş olarak da, Berdiga Kireçtaşı tarafından uyumlu olarak üzerlenen volkano-tortul özellikteki Zimonköy formasyonu'na ait killerden veya tüfitlerden sağlanan demirin etkili olabileceğidir. Tüm bu litofasiyeslerde demirli çimentolar ile demirsiz çimentoların yanyana bulunmaları bu çimentoların farklı zamanlarda ve farklı ortamlarda oluştuğunu gösterir. Bazı ince kesitlerde ikincil çatlaklar ile bazı boşlukların merkezi kısımlarının benzer şekilde demirli equant kalsitle dolu olması bu tane



arası veya tane içi demirli equant spari kalsit çimentonun ikincil çatlakları dolduran demirli equant kalsitle aynı zamanda ve aynı ortamda oluştuğunu gösterir.

Sintaksiyal kenar çimento: Berdig Kireçtaşı'na ait değişik litofasiyelerdeki rudstone, grainstone ve bazı packstone tip kayalarda yaygın olarak görülür (Tablo 1, 2, 3, 4 ve 5). Sintaksiyal kenar çimento, her ne kadar foraminifer, mollusk ve mercan'lar üzerinde de gelişebildiği belirtilmekte ise de [28, 70, 71, 93]. Berdiga Kireçtaşı'na ait rudstone, grainstone ve packstone tip kayalarda görülen sintaksiyal kenar çimentoların tamamının yalnızca echinoderm kırıntıları üzerinde ve taneyi tamamen kaplayacak şekilde gelişmişlerdir. Sintaksiyal kenar çimento çevrelediği echinoderm kırıntısıyla eş optik eksenli oluşu (yani çapraz ışık altında tane ile çimentonun aynı anda yanıp sönmesi), echinoderm kırıntısı ve çimentonun aynı dilinimleri içermesi ve bazan da poikilotopik doku üretmesi ile kolayca tanınırlar (Şekil 5.21). Diğer taraftan, sintaksiyal kenar çimentonun echinoderm kırıntılarından daha temiz ve berrak görünümü veya daha önemlisi echinoderm kırıntıları üzerindeki mikritik zarflanmadan dolayı kolayca ayırt edilebilir.

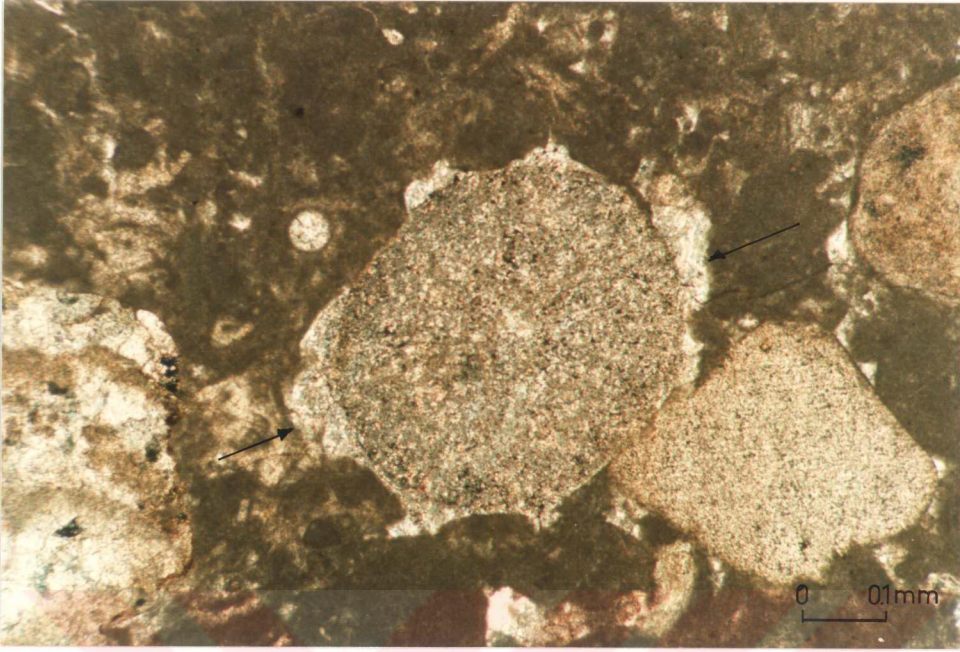
Pek çok Paleozoyik ve Mesozoyik grainstone ve packstone tip kayalarda crinoidler üzerinde sintaksiyal büyümenin çok bol olarak görüldüğü, bunun açıkça pasif çimento dolguları gibi tane arası ilksel gözenekler içinde geliştiği belirtilmiştir [84, 94, 95, 96]. Bu tane arası gözeneklerde rakip olabilecek kristallerin olmaması, geniş kristal çekirdeği ve echinoderm olmayan diğer taneler arasındaki çimentolardan çok daha hızlı büyüme göstermelerinden dolayı gözeneklerin büyük bir kısmını doldurdukları görülür. Bazı packstone ve wackestone tip kayalarda mikritle çevrelenmiş echinoderm kırıntılarının üzerinde sintaksiyal büyümenin gelişmediği gözlenmiştir. Evamy ve Shearman [92, 95] bu tip kayalarda mikritik matriksin sintaksiyal büyümeyi engellediğini ileri sürmüşlerdir. Diğer taraftan, bazı packstone tip kayalarda



Şekil 5.21. Sintaksiyal kenar çimentonun mikroskopik görünümü (coidli grainstone litofasiyesi, örnek no:24; Karacık Tepe kesiti).

öğelerin mikritik matriksle çevrelenmiş olmasına karşın, echinoderm kırıntıları üzerinde sintaksiyal kenar çimentonun geliştiği gözlenmektedir (Şekil 5.22). Walkden ve Beryy [98] bu tür sintaksiyal büyümenin birincil gözeneklerin pasif çimentolanması gibi basit bir modelle açıklanamayacağını belirtmiştir. Bathurst [28] bu tip sintaksiyal büyümenin mikritik matriksin neomorfik yer değiştirmesi ile oluşabileceğini, karbonat çamurunun erimesi ve ince (mikron boyutlu) eriyik filmi içinde iyonların hareketiyle sintaksiyal çimentonun tortulaşmasının aynı anda olması gerektiğini belirtmiştir. Walkden ve Berry [98]'nin yapmış oldukları cadholu-minesance çalışmalarında bu tür sintaksiyal büyümelerin echinoderm taneleri çevresindeki aragonit bileşimli mikritik matriks ve öğelerin çözülmesi ve bu çözülme sonucu oluşan boşluklarda pasif çimentolanmaların tekrarlanmaları ile meydana geldiğini belirtmişlerdir. Yine bu çalışmalarında erime





Şekil 5.22. Bazı packstone tip kayaçlarda tanelerin mikritik matriksle çevrelenmiş olmasına karşın, echinoderm kırıntılarında gelişen sintaksiyal büyümenin mikroskopik görünümü (oidli grainstone-packstone litofasiyesi, Örnek no: 38; Keçi Deresi kesiti).

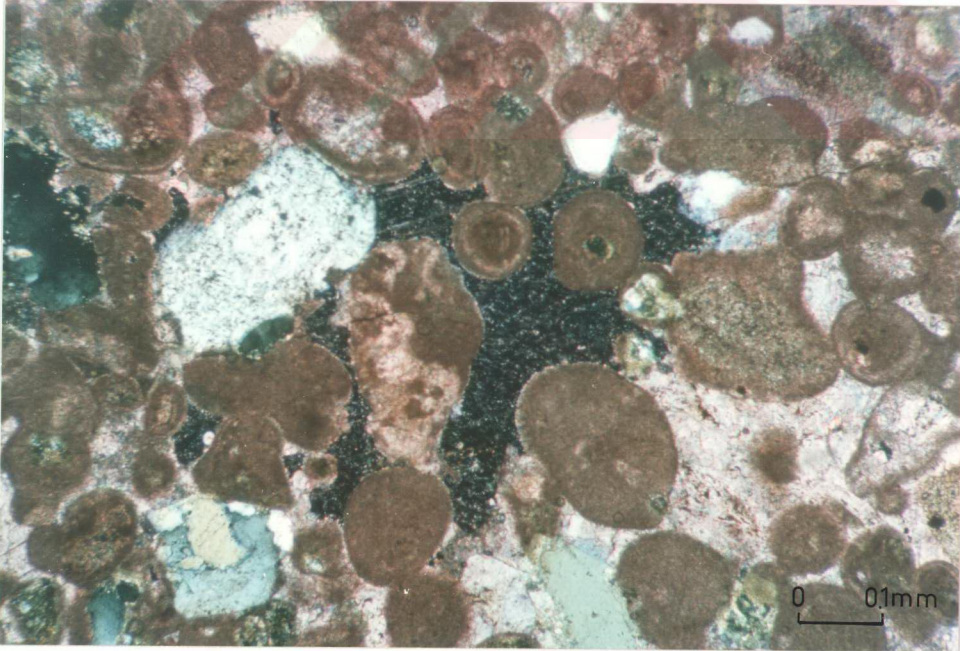
coronalarını (mikritik matriksin eriyen kısmı) dolduran sintaksiyal çimentonun catholuminescencesinde farklı gelişme safhalarının görülmesinden dolayı büyümenin yüzeye yakın meteorik koşullardan derin gömülmeye doğru basınç erimesi ile birlikte arttığını gözlemlemişlerdir.

Poikilitik çimento: Berdiga Kireçtaşı'na ait bazı grainstone tip kayaçlarda yaygın olarak görülür (Tablo 1, 2, 3, 4, ve 5). Echinoderm kırıntılarının yanı sıra, diğer iskelet taneleri, ooid, peloid v.s. gibi değişik öğelerin bir çoğunu aynı anda kuşatan kalsit kristallerinin oluşturduğu çimento tipidir. Oluşum şekli, zamanı ve ortamı bakımından sintaksiyal kenar çimento ile tamamen benzerdir. Bu nedenle echinoderm plakası üzerinde gelişmiş olan poikilitik çimentolar

sintaksiyal kenar çimento olarak yorumlanmıştır. Poikilitik çimento. echinoderm kırıntısı olmaksızın diğer ögeleri aynı anda kuşatan kalsit kristallerinin oluşturduğu çimento tipi olarak yorumlanmıştır (Şekil 5.23).

#### 5.4.2. Aragonitin Kalsite Dönüşümü

Aragonitin kalsite dönüşümü Berdiga Kireçtaşı'na ait tüm litofasiyelerde yaygın olarak görülür (Tablo 1, 2, 3, 4 ve 5). Litofasiyelere ait incekesitlerin ayrıntılı mikroskopik incelemeleri sonucunda ilksel kavkı yapıları aragonit olan iskelet tanelerinin mozayik veya drusy spari kalsit ile yer değiştirdiği gözlenmiştir. Bu olay en güzel olarak gastropod ve bazı pelecypod kavkılarında görülmektedir (Şekil 5.24). Bu yer değiştirme sonucunda gastropod kavkılarının tamamı mozayik spari kalsite dönüşmüş olup, ilksel yapılarına



Şekil 5.23. Poikilitik çimentonun mikroskopik görünümü (oolitik grainstone-packstone ve wackestone veya mudstone litofasiyesi, örnek no: 49; Danzot kesiti).



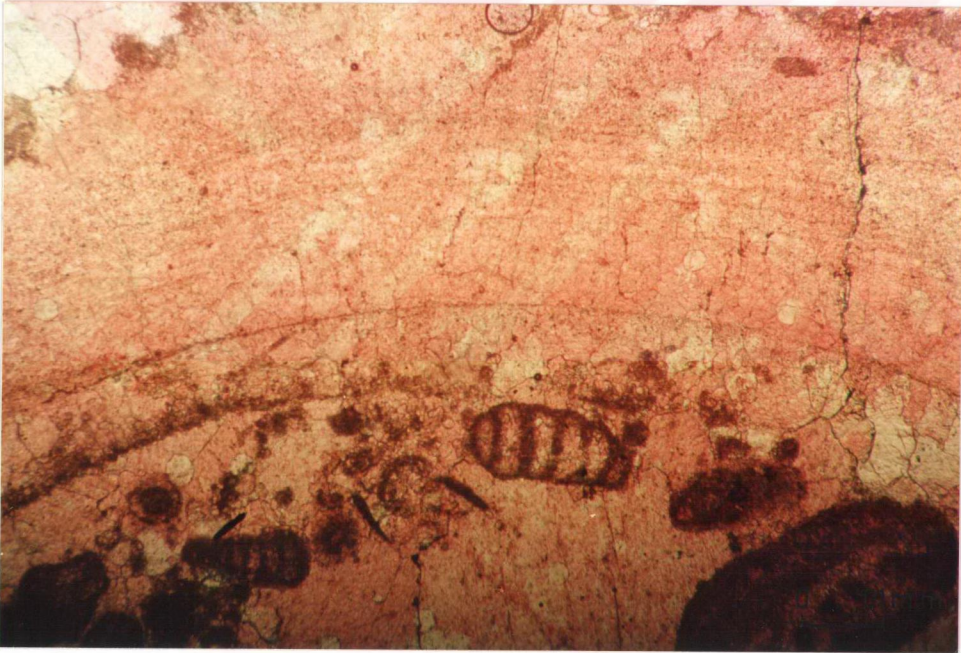


Şekil 5.28. İlksel yapıları aragonit olan pelecypod kavkılarının mozayik spari kalsitle yer değiştirmesi (ooidli grainstone-packstone litofasiyesi, örnek no: 29; Keçi Deresi kesiti).

ait hiçbir iz rastlanılmamıştır. Buna karşın pelecypod kavkılarının bazılarının kısmen ya da tamamen mozayik ya da drusy spari kalsitle yer değiştirdiği, yer değiştirme kavkının merkezinden dışarıya doğru büyüyecek şekilde geliştiği görülmektedir. Ayrıca, mozayik spari kalsite dönüşen kısımlarda ilksel yapının tamamen yok olması ya da çok belirsiz olarak korunmuş olmasına karşın, mozayik spari kalsite dönüşmemiş kısımlarda (ki bu kısımlar da düşük-Mg kalsitle yer değiştirmiştir) ilksel yapının hâlâ korunmuş olduğu görülmektedir. Yine buna benzer bir şekilde mercanların kalsitle yer değiştirmesine karşın, ilksel dokularını hâlâ korudukları görülmektedir. Diğer taraftan, kavkılar üzerindeki mikritik zarflanmaların bu yerdeğiştirmeden etkilenmedikleri ve bazı durumlarda kavkının belirlenmesinde etkin rol oynadıkları görülmektedir.



Folk [24] aragonitin kalsite dönüşümünün sulu ortamlarda gözülme ve yerli yerinde çökme ile meydana geldiğini belirtmiştir. Yine bu konuda yapılan pek çok sayıdaki çalışmada kavkılardaki aragonitin kalsite dönüşümü erime boşlukları veya gözenekler meydana gelmeksizin yerli yerinde önce aragonitin erimesi, ardından da kalsitin çökmesi şeklinde meydana geldiği belirtilmektedir [28, 31, 99, 100, 101, 102, 103, 104]. Berdiga Kireçtaşı'na ait ince kesitlerde yer değiştirmenin bu yolla meydana geldiğini kanıtlar verilere rastlanılmıştır. Şekil 5.25 de görülebileceği gibi gastropod



Şekil 5.25. Pelecypod kavkısının neomorfik spari kalsite dönüşümünden önce aragonitin çözülmesi ve ardından kalsitin çökmesi. Bu çözülme, çökme sonucu bazı mozayik spari kalsit kristallerinin hem çimento hem de kavkı üzerinde geliştiklerine dikkat ediniz (oidli grainstone ve iskelet taneli packstone-wackestone litofasiyesi, örnek no:199; Suiçti kesiti).

veya pelecypod kavkularının alt kısımlarındaki boşluğu dolduran mozayik spari kalsit çimento ile bu kavkuların iç kısımlarında aragonitin yerini alan mozayik spari kalsit kristallerinin tamamen benzer olduğu, hatta bazı mozayik spari kalsit kristallerinin hem boşlukta, hem de kavki üzerinde geliştiği (hem çimento hem de kavki üzerinde) görülmektedir.

Longman [64] aragonitin kalsite dönüşümünün tatlı su aktif zonlarda meydana geldiğini belirtmiştir. Yine Budd [103] bu konuda yapmış olduğu ve yıllık olarak gözlemlediği çalışmasında a-) aragonitin kalsite dönüşümünde yağmurların etkili olduğunu (yani yılın yağmurlu mevsimlerinde veya ılıman iklimlerde dönüşümün sürekli olduğunu), b-)  $\text{CaCO}_3$ 'ün az bir miktarı hariç, diğerinin tüm sistemler içerisinde kalsit olarak yeniden tortulaşdığını, c-) aragonitin kalsite dönüşümünün önemli bir kısmının tatlı su mercceklerinde ve karışım zonunun en üst kısımlarında meydana geldiğini, d-)  $\text{pCO}_2$  in aragonit erimesi ve kalsitin tortulaşmasında etkili olduğunu ve e-) düşük doygunluklarda aragonitin çözülmeye karşı termodinamik eğilimi ve buna karşın, aşırı doygunluklarda kalsitin tortulaşmaya karşı olan eğilimi aragonitin kalsite dönüşümündeki ana mekanizmayı oluşturduğunu ortaya koymuştur.

### 5.5. Vadoz Ortam

Vadoz ortam hem denizel hem de meteorik vadoz ortam olmak üzere iki ayrı bölgede gelişebilir (şekil 5.1).

#### 5.5.1. Denizel Vadoz Ortam

Gözeneklerin tuzlu su ve hava ile dolu olduğu bu diagenetik ortam pek çok denizel plajlarda mevcuttur. Bu zonda  $\text{CO}_2$  in hızlı bir şekilde azalması çimentoların hızlı bir şekilde gökelmesini sonuçlar. Çimento dokuları hem denizel freatik hem de vadoz çimentoların dokularına sahiptir. Zira,

bu ortamdaki tortu gözenekleri hem hava hem de deniz suyu ile dolu olmasına karşın, bazan gözenekler tamamen deniz suyu ile dolmuş olabilir.

Berdiga Kireçtaşı'na ait değişik litofasiyeslerde denizel vadoz ortamı karakterize edecek hiçbir ürüne rastlanılmadığından dolayı bu diyajenetik ortam üzerinde daha fazla durulmamıştır.

### 5.5.2. Meteorik Vadoz Ortam

Bu diyajenetik ortam, tatlı su freatik ortamın ya da su tablasının hemen üzerinde ve toprak yüzeyi altında uzanan karasal bir ortamdır (Şekil 5.1). Bu ortamdaki tortuların gözeneklerinde hem hava hem de meteorik su (özellikle yağmur suyu) aynı anda bulunur. Bu diyajenetik ortam Longman [64] tarafından gözenek sularının  $\text{CaCO}_3$  a göre doygunluk derecesine bağlı olarak çözünme ve tortulaşma zonu gibi iki zona ayrılmıştır.

Berdiga Kireçtaşı'na ait değişik litofasiyeslerde vadoz ortamı karakterize eden proseslerden çözülme yaygın, çimentolanma ise çok az olarak görülür.

#### 5.5.2.1. Çözülme:

Berdiga Kireçtaşı'na ait litofasiyeslerde yaygın olarak görülür (Tablo 1, 2, 3, 4 ve 5). Çözülmenin büyük bir kısmı ilksel aragonit tanelerinin çözülmesi ve çoğunlukla yerlerinin düşük-Mg kalsitle dolması ya da bazı kalsit tanelerinin kenarlarının hafifçe çözülmeleri şeklindedir. Diğer taraftan çözülmenin daha ileri safhalarını oluşturan kireçtaşlarının delinmesi, kanalcıkların oluşması ve hatta mağara oluşumuna kadar varan büyüklüklerde boşlukların oluşumu gibi verileri makroskopik olarak arazide, değişik yörelerdeki Berdiga Kireçtaşı dizilerinde yaygın olarak görülür.



#### 5.5.2.2. Çimentolanma:

Berdiga Kireçtaşı'na ait değişik litofasiyelerde vadoz ortamda oluşan çimentolardan yalnızca pendant ve menisküs çimento nadir olarak görülür.

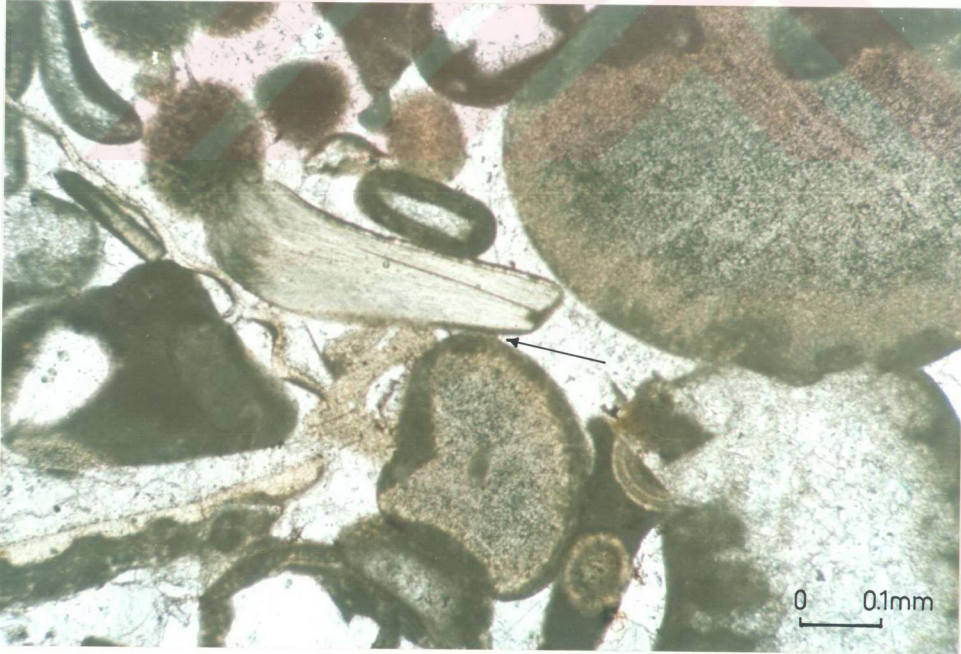
Pendant çimento: Berdiga Kireçtaşı'na ait litofasiyelerden yalnızca bir veya ikisinde, özellikle packstone tip kayalarda nadir olarak görülür (Tablo 1 ve 3). Mikroskopik olarak, mikritik matriksle çevrelenmiş bazı karbonatlı ögelerin (özellikle iskelet tanelerinin) alt kısımlarında çoğunlukla küçük merccekler şeklinde görülmeleri ile tanınırlar (Şekil 5.26). Bazan tanelerin alt kısımlarındaki boşlukların bir tek kalsit kristali ile dolu olduğu görülmektedir. Bu



Şekil 5.26. Gastropod kavkısının alt kısmında gelişmiş olan pendant çimentonun mikroskopik görünümü. (intra-klastlı grainstone-Wackestone litofasiyesi, örnek no: 262; Suiçti kesiti).

tanelerin alt kısımlarında suyun damlacıklar şeklinde bulunması veya yer çekimine bağlı olarak meydana gelen boşlukların spari kalsitle dolması sonucu oluşan pendant çimento bazı araştırmacılar tarafından değişik isimlerle tanımlanmıştır ("Dripstone veya Microstalactitic drusy";[105], "Gravitational" [106]).

Menisküs çimento: Berdiga Kireçtaşı'na ait bazı litofasiyelerde nadir olarak görülür (Tablo 1, 2, 3, 4 ve 5). Mikroskopik olarak, dokanak oluşturan tanelerin yalnızca dokanak kısımlarında gelişmiş olmaları ve bu tanelerin birbirleriyle kaynaşmış gibi görülmeleri ile tanınırlar (Şekil 5.27). Bu çimento bazan net bir şekilde gözlenememektedir. Hatta bazılarını kısmen korunmuş dokanaklar arasındaki erken diyajenetik çimentodan ayırt etmek de çok zor olmaktadır.



Şekil 5.27. Menisküs çimentonun mikroskopik görünümü (oolitik grainstone-packstone ve wackestone veya mudstone litofasiyesi, örnek no: 3; Danzot kesiti).



### 5.6. Derin Gömülme Ortamı

Derin gömülme ortamları yüzeye yakın diyajenetik (sığ diyajenetik) ortamlar altında ve düşük dereceli metamorfizma bölgelerinin üzerinde yer alır (şekil 5.1). Bu diyajenetik ortamların sınırları bir havzadan diğerine hatta tek bir havza içerisinde bile değişebilir. Denizel tortular denizel freatik ortamdan giderek daha derine gömüldüklerinde önemli bir çimentolanma olmadan önce belirgin bir şekilde sıkışmaya başlarlar. Bu durumda tane dokanakları boyunca tanelerin kırılması veya birbirleriyle kaynaşması, basınc erimeleri ve bu dokanaklar boyunca stilolitleşmelerin meydana gelme olasılıkları artar. Geriye çok az miktarda boşluk alanlarının kalması nedeniyle herhangi bir çimentolanma meydana gelmez veya gelse bile tamamen ince kristalli ve belirsiz olacaktır. Deniz suyundan giderek artan bir kopma ve tane arası suyun kimyasını değiştirebilecek yeterli zaman mevcuttur. Örneğin  $K^+$  killer,  $Mg^{++}$  da dolomitler tarafından tutulur. Daha sonraki değişim düşük-Mg kalsitin büyümesini engelleyen zehirleyici etkiyi kaldırır. Böylece düşük-Mg kalsit iri kristalli equant kalsit şeklinde ana çimento mineralini oluşturur. Oksijen kısa bir zaman içinde organik bozuşma ile tüketilir. Oluşan indirgeyici koşullar çözeltilerde demirli kalsit ve dolomit çimentoların oluşmasına yetecek demirin ortaya çıkmasını sağlar [65].

Yukarıda da kısaca anlatıldığı gibi derin gömülme diyajenetik ortamda çok sayıda diyajenetik olay meydana gelmektedir. Bunlardan sıkışma, çimentolanma ve silisleşme gibi diyajenetik olaylar Berdiga Kireçtaşı'na ait değişik litofasiyelerde saptanmıştır.

#### 5.6.1. Sıkışma:

Sıkışmaya bağlı olarak meydana gelen diyajenetik olaylar Berdiga Kireçtaşı'na ait değişik litofasiyelerde yaygın

olarak görülür (Tablo 1, 2, 3, 4 ve 5). Bu diyajenetik olayların sıkışmalar sonucu meydana gelen fiziksel ve kimyasal değişimlere bağlı olarak geliştikleri saptanmıştır.

Fiziksel olaylar kalınlık, porozite ve permeabilite azalması, karbonatlı ögelerin kırılmaları ve yeniden yönlendirmeleri, ikincil çatlakların oluşması ve sıkılaştırılmış doku ve yapıların varlığı ile tanınırlar.

Kimyasal olaylar kalınlık, porozite ve permeabilite azalması, stilolit ve diğer basınç-erime yapılarıyla kolayca tanınırlar. Bunlardan en belirgin olanı stilolitleşmelerdir.

#### 5.6.2. Çimentolanma:

Berdiga Kireçtaşı'na ait litofasiyelerde derin gömülme ortamını karakterize eden çimentoları mevcut laboratuvar çalışmalarını ile ayırt etme olanağı bulunamamıştır. Ancak, bazı litofasiyelerde tanelerin sıkışmaları sonucu arda kalan gözenek boşluklarını dolduran equant mozayik spari kalsit çimentolarının bu diyajenetik ortamda oluştukları olasıdır. Ayrıca daha önce de belirtildiği gibi bazı gözenek boşluklarındaki demirli mozayik spari kalsit çimentolarının aynı kayadaki ikincil çatlakları dolduran demirli mozayik kalsitler ile benzer olmaları bunların da derin gömülme ortamında oluşmuş olabilecekleri hissini vermektir.

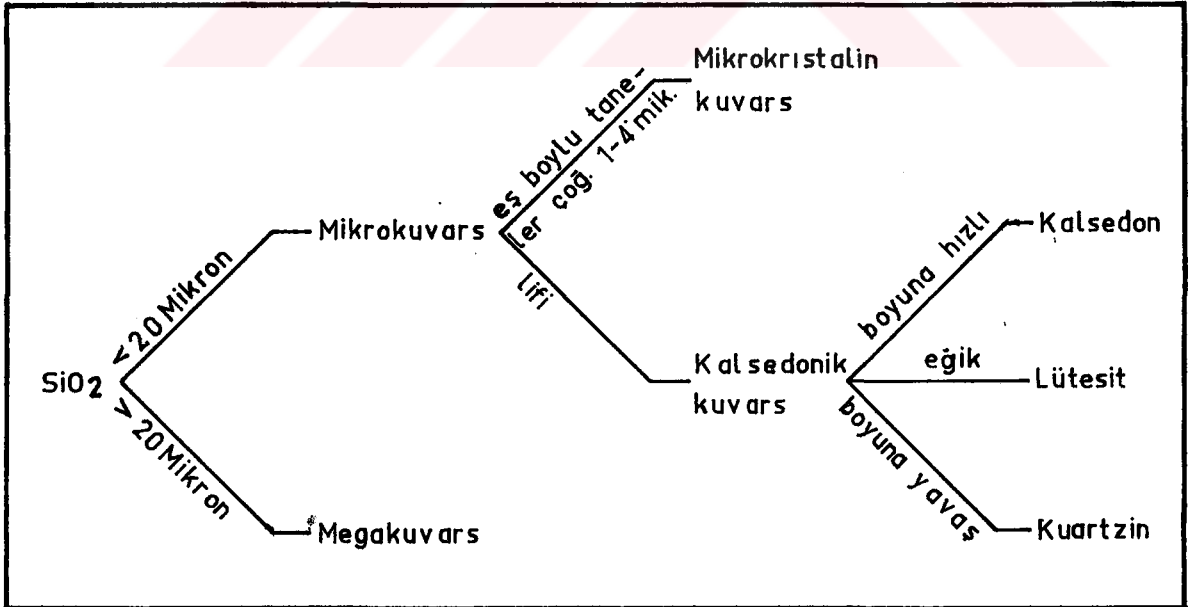
#### 5.7. Silisleşme<sup>\*</sup>

Berdiga Kireçtaşı'nın Gelinpertek kesitindeki oolitik grainstone ve türbiditik kireçtaşı litofasiyeleri hariç, diğer kesitlerdeki değişik litofasiyelerde az miktarlarda ve hemen her seviyede görülür (Tablo 1, 2, 3, 4 ve 5).

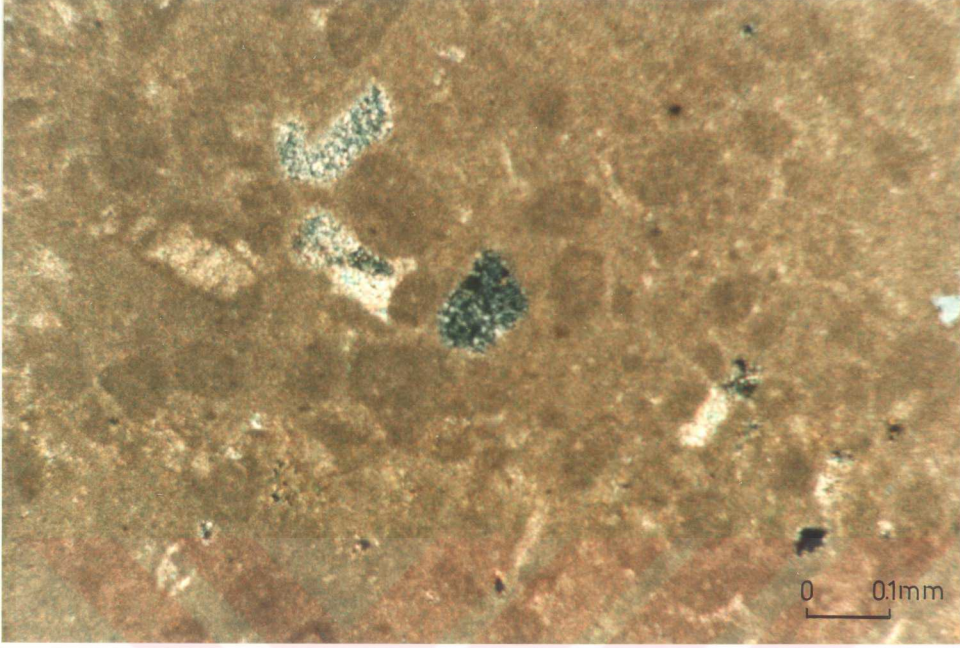
\* Daha sonrada görüleceği gibi, Berdiga Kireçtaşı'na ait değişik litofasiyelerde yaygın olarak görülen silisleşme tüm diyajenetik ortamlarda oluşması nedeni ile her hangi bir diyajenetik ortam içinde anlatılmayıp, ayrı bir bölüm olarak anlatılması daha uygun görülmüştür.

linpertek kesitindeki oolitik grainstone ve türbiditik kireçtaşı litofasiyeslerinde ise belli seviyelerde çok bol ya da kayacın büyük bir kısmını kaplayacak şekilde gelişmiştir. Folk ve Pitmann [105]'ın ileri sürdüğü esaslara dayanılarak (Şekil 5.28) yapılan mikroskopik incelemeler sonucunda Berdiga Kireçtaşı'na ait tüm litofasiyeslerdeki silisleşmenin üç farklı tipte geliştiği saptanmıştır; 1-) mikrokristalin kuvars, 2-) megakuvars ve 3-) kalsedonik kuvars.

**Mikrokristalin kuvars:** Kristal boyları 20  $\mu\text{m}$ . dan daha küçük (çoğunlukla 5-10  $\mu\text{m}$ .) olan iğne ucu (pinpoint) şeklinde sönme gösteren eş boylu kristallerden veya bu eş boylu kristallerin as tanelerinden oluşmuşlardır (Şekil 5.29). Bu tip kuvarlar Berdiga Kireçtaşı'nın Suiçti ve Keçi Deresi kesitlerindeki bazı litofasiyeslerde nadir olarak görülür. Tamamı mikritik matriks ya da mikritik yapıdaki taneler üzerinde gelişmiştir.



Şekil 5.28. Karbonatlı kayalarda diyajenetik yolla oluşabilen silisleşme tipleri [105' e göre].

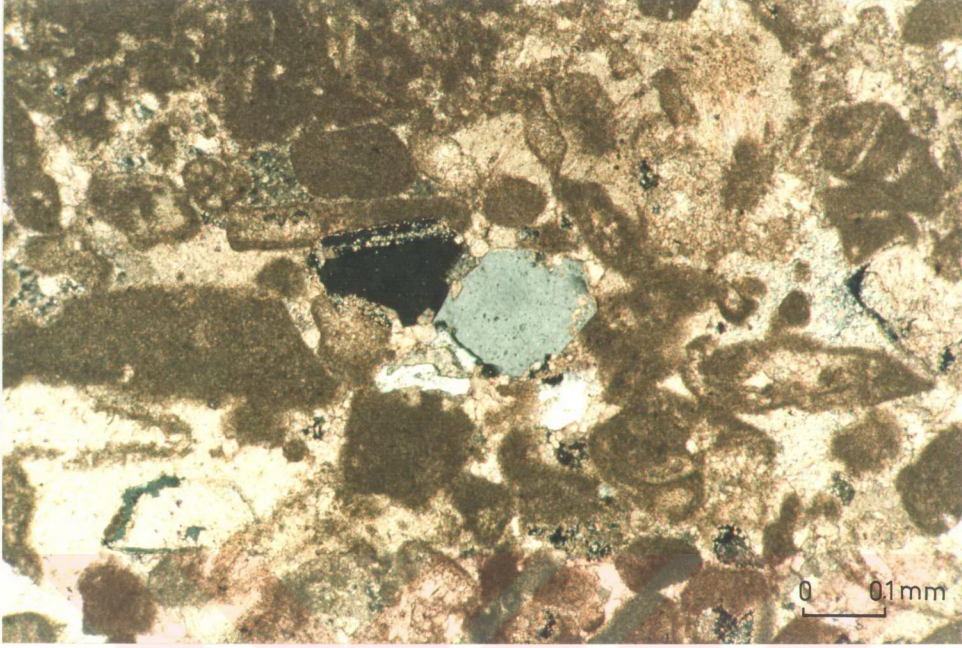


şekil 5.29. Mikrokrystalin tip kuvarsların mikroskopik görünümüleri (kumtaşı-kumlu kireçtaşı-kireçtaşı litofasiyesi, Örne no:64; Keçi Deresi kesiti).

**Megakuvarlar:** Kristal boyları 20  $\mu\text{m}$ . dan daha büyük olan otijenik kuvarslardır (şekil 5.30). Kayaçlar içerisinde nadir olup, değişik şekillerde ya da değişik koşullara bağlı olarak gelişmişlerdir. Dolomitler (idiotopic-C tip dolomitler) ile birlikte gözenek boşluklarında olanlar hariç, diğerlerinin tamamı tek ve öz şekilli kristaller şeklinde olup, kayaçlar içerisinde gelişi güzel dağılmışlardır. Buna karşın, dolomitler ile birlikte gözenek boşluklarında gelişmiş olanlar dolomit kristalleri arasındaki boşluğa bağlı olarak bir veya birden fazla öz şekilsiz ya da yarı öz şekilli kristallerden oluşmuşlardır.

**Kalsedonik kuvars:** Berdiga Kireçtaşı'nda görülen silisleşmenin çok büyük bir kısmını oluşturlar. Optik özelliklerindeki değişimlere bağlı olarak; a-) kuvartzin ve b-) kalseduan gibi farklı iki tipte gelişmişlerdir.

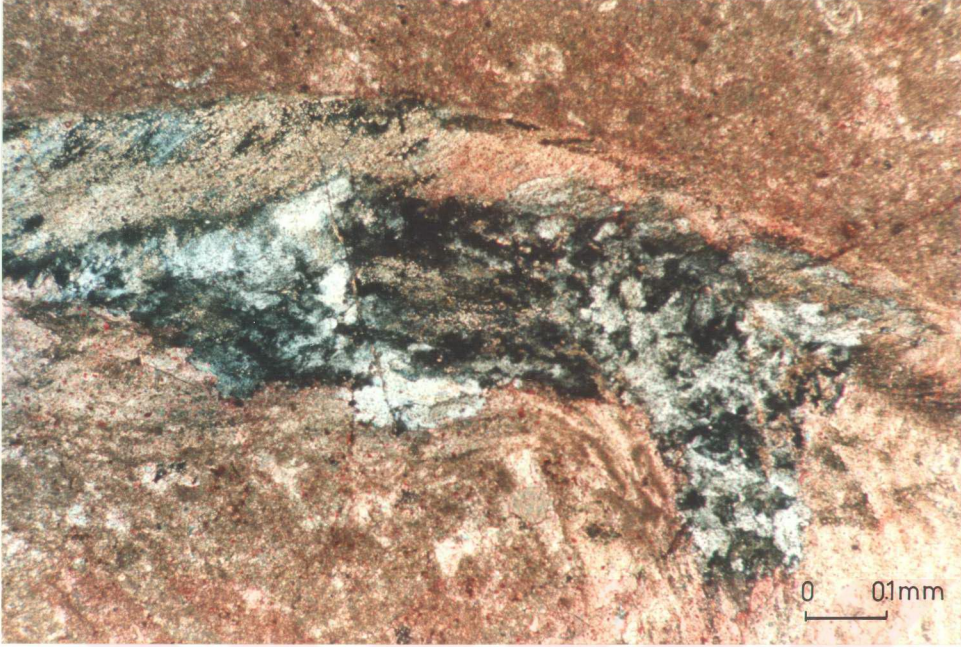




Şekil 5.30. Megakuvarların mikroskopik görünüşleri (grainstone-packstone litofasiyesi, örnek no: 129; Keçi Deresi kesiti).

**Kuvartzin:** Kuvartzin tip kalsedonik kuvarlar, Berdiga Kireçtaşı'nda en yaygın görülen silisleşme tipidir (Şekil 5.31). Tamamı yer değiştirme ile oluşmuştur. Bu yer değiştirme Gelinpertek kesitindeki oolitlik grainstone litofasiyesinde görülenler hariç, diğer tüm litofasiyelerdekiler ecinoderm, Requienia ve Toucasia tip pelecypodlarda çok bol, mercan ve broyzoa gibi iskelet tanelerinde az olarak görülür. Buna karşın, Gelinpertek kesitindeki oolitlik grainstone litofasiyesindekiler ise öğelerin büyük bir kısmını kapsayacak şekilde gelişmişlerdir. İskelet tanelerindeki silisleşmenin tamamı kavkının merkezinden dışa doğru büyüyecek şekilde bir gelişim gösterir. Dışa doğru büyüme çoğunlukla gelişimi güzel olmasına karşın, bazan hegzagonal şekilde başlamakta ve silisleşme ilerledikçe bu hegzagonal yapı giderek bozularak sonuçta şekilsiz bir hal almaktadır.



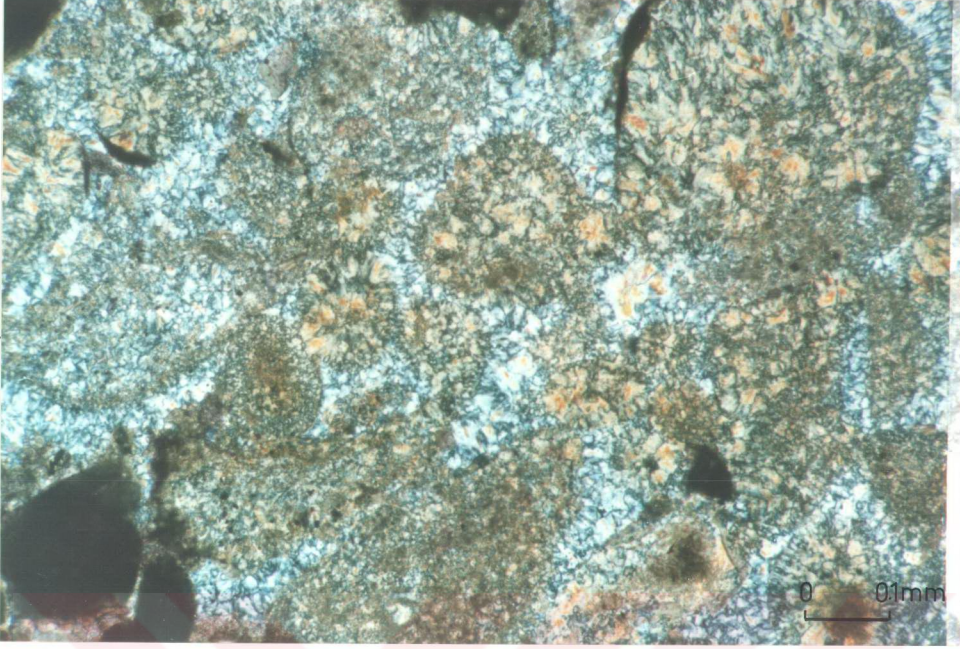


Şekil 5.31. Kuvartzın tip silisleşmenin mikroskopik görünümü (oidli grainstone ve iskelet taneli packstone-wackestone litofasiyesi, örnek no: 229; Suiçti kesiti).

**Kalseduan:** Kalseduan tipindeki silisleşme, Gelinpertek kesitindeki oolitlik grainstone ve türbiditik kireçtaşı litofasiyesleri hariç, diğer kesitlerdeki litofasiyeslerde nadir olarak görülür. Gelinpertek kesitinde çok yaygın olup, özellikle tane aralarında gelişmiştir (Şekil 5.32). oolitlik grainstone litofasiyesinin üst seviyelerinde karbonatlı öğelerin kuvartzın tipinde silisleşmelerine karşın, tane araları kalseduan tipinde silisleşmişlerdir.

#### 5.7.1. Silisleşmenin Zamanı ve Silis Oluşumu

Daha öncede belirtildiği gibi, Berdiga Kireçtaşı'nda yaygın olarak görülen silisleşme mikrokristalin kuvars, megakuvars ve kalsedonik kuvars olmak üzere üç tipte gelişmiştir. Bu silisleşme tipleri genel olarak, değişik diyajenetik süreçlerde ve ortamlarda oluşmuşlardır.



Şekil 5.32. Kalseduan tip silisleşmenin mikroskopik görünümü. Şekilde tane araları kalseduan, taneler ise kuartzın tipte silisleşmişlerdir (oolitik grainstone litofasiyesi, örnek no: 64; Gelinpertek kesiti)

Mikrokristalin kuvarlar, Berdiga Kireçtaşı'nda çok az miktarda görülmeleri nedeni ile bunların ne zaman oluştuklarını kesin olarak belirlememize olanak yoktur. Ancak bazılarının otijenik pirit kristallerini içermeleri erken diyajenetik süreçte oluşan piritlerden daha sonra oluştuklarını söyleyebiliriz.

Megakuvarlar, Berdiga Kireçtaşı'ndaki kayalar içerisinde nadir olarak bulunmalarına karşın, değişik şekil ve zamanlarda oluşmuşlardır. Bunlar;

-Özellikle mikritik kayalar içerisinde saçılmış halde eş boylu otijenik kuvarlar. Bunların kesin olarak hangi diyajenetik süreçte oluştukları belirlenememiştir.

-Dolomitler ile birlikte gözenek boşluklarında görülen megakuvarlar. Bunlar, dolomitler ile birlikte aynı zaman ve aynı diyajenetik ortamda oluşmaları nedeni ile bu



tip megakuvarlar karışım zonunda ve erken diyajenetik süreçte oluşmuş olmalıdırlar.

- Karadan türeme kuvars kırıntıları üzerinde sintaksiyal büyüme ile oluşan megakuvarlar. Bu megakuvarlardaki sintaksiyal büyüme geç diyajenetik tatlı su freatik ortamı belirten tane arası drusy spari kalsit çimento ile yer yer değiştirerek oluşması nedeniyle bu tip megakuvarlar geç diyajenetik süreçte oluşmuşlardır.

-Karbonatlı taneler arasında veya üzerlerinde yer değiştirme ile oluşan megakuvarlar. Bu tip megakuvarlar yaygın olarak tatlı su freatik ortamı karakterize eden drusy spari kalsit çimentolar ile yer değiştirmeleri veya bu çimentoları inklüzyon olarak içermeleri nedeni ile bu tip megakuvarlar geç diyajenetik süreçte oluşmuş olmalıdırlar.

-Stilolit zonları boyunca gelişen megakuvarlar. Stilolitlerin geç diyajenetik derin gömülme ortamında oluşmaları nedeni ile bu tip megakuvarlar da derin gömülme ortamında ve geç diyajenetik süreçte oluşmuş olmalıdırlar.

Kuartzin tip silisleşmeler de kuartzin kristallerinin tamamı yer değiştirme ile oluşmuştur. İskelet taneleri üzerindeki kuartzin tip silisleşme çoğunlukla geç diyajenetik tatlı su freatik ortamı belirten aragonit veya yüksek-Mg kalsitin düşük-Mg kalsite dönüşümü ya da iskelet tanelerinin neomorfizması (neomorfik spari kalsite dönüşümü) olayından sonra meydana gelmesi nedeni ile geç diyajenetik süreçte oluşmuş olmalıdır. Diğer taraftan, tüm kayacı kaplayacak şekilde gelişmiş olan kuartzin tip silisleşme de büyük olasılıkla geç diyajenetik kökenli olmalıdır. Zira, kayalardaki tüm diyajenetik ortamları karakterize eden ürünler silisleşmiştir.

Kalseduan tip silisleşmeler büyük çoğunlukla tane arası çimento ve çok az olarak da iskelet taneleri üzerinde yer değiştirme ile meydana gelmiştir. Tane aralarındaki yer değiştirme geç diyajenetik tatlı su freatik ortamı karakterize eden drusy ve mozayik spari kalsit çimento arasında olması

bu tip silisleşmenin geç diyajenetik kökenli ya da daha sonra oluştuğunu gösterir. Aynı şekilde, iskelet taneleri üzerindeki yer değiştirme de tanenin neomorfik spari kalsite dönüşümünden sonra olması nedeniyle burdaki kalseduan tip silisleşmenin de geç diyajenetik kökenli olduğunu gösterir. Diğer taraftan, gerek Gelinpertek kesitindeki oolitik grainstone litofasiyesinin üst seviyelerinde tanelerin kuartzin tip silisleşmesine karşın, tane arası çimentonun kalseduan şeklinde silisleşmesi, gerekse Keçi Deresi kesitindeki ooidli graistone-packstone litofasiyesinde görüldüğü gibi kalseduanın kuartzinin yerini alarak büyümesi kalseduan tip silisleşmenin kuartzin tip silisleşmeden daha sonra oluştuğunu gösterir.

#### 5.7.2. Silis Çökelimi

Güncel denizel platform karbonatlarında çok sayıda çalışma yapılmıştır [108]. Bu çalışmalar sonucunda gözenek sularındaki silis konsantrasyonu birkaç on cm. lik derinliklerde hızlı bir şekilde artar. Bu en üst seviyedeki tortularda yoğun olarak gözlenen erimiş silis biyojenik opal ve volkanik camların erimesinden, kil minerallerinin alterasyonundan ve keza mağmatik kayaçlardaki silikatların ayrışması sırasında silisin eriyik hale gelmesi gibi değişik yollardan sağlanabilir [108, 109].

Berdiga Kireçtaşı'nda yaygın olarak görülen silisleşmenin değişik tiplerde ve değişik süreçlerde oluşması, bunlar için gerekli olan silisin olasılıkla değişik kaynaklardan türemiş olduğunu gösterir.

Berdiga Kireçtaşı'nda en yaygın silisleşme Gelinpertek kesitindeki oolitik grainstone ve türbiditik kireçtaşı litofasiyeslerinin belli seviyelerinde görülür. Buradaki silisleşme için gerekli olan silis eriyiği türbiditik kireçtaşı litofasiyesinde çok yaygın görülen radiolaria'lardan ve olasılıkla da killerin alterasyonundan sağlanmış olmalıdır. Bu



yolla sağlanan amorf silis iğerikli sular sıkışmaya bağlı olarak tortular boyunca hareket eder. Bu sular silise göre aşırı doygun, kalsite göre aşırı doymamış olmaları durumunda silis okelmesi ya da yer değiştirmesi meydana gelecektir [76, 101]. Bu yolla sağlanan silis amorf silisten ziyade kuvars olarak okelir. Zira amorf silis 25  C de ve pH'ı 9' un altında olan sularda yaklaşık olarak 120 ppm. lik bir erime gösterir. Oysa, normal pH'lı sularda (pH'ı yaklaşık olarak 8 olan sular) kuvarsın eriyebilirliği yaklaşık olarak 6 ppm. dir [109, 110]. Diğer taraftan, Schmitt ve diğer., [108] böyle sulardaki silis konsantrasyonunun yüksek olması durumunda silis tortulaşmasının hızlı ve megakuvars yerine mikrokristalin kuvars ya da kalsedonik kuvars şeklinde okeldiğini, eğer tane arası sularda silis eriyiği düşük konsantrasyonlarda ise, okelmenin yavaş ve megakuvars şeklinde olacağını belirtmiştir.

Berdiga Kireçtaşı'nın diğer kesitlerindeki litofasiyelerde gözlenen silisleşmenin çok büyük bir kısmı bazı fosil kavkılarının iç kısımlarında (zellikle Requienia ve Toucasia tip pelecypodlarda ve echinodermlerde) yer değiştirme ile meydana gelmiş olup, kuartzın (boyuna-yavaş kalseduan) şeklinedir. Yapılan çok sayıdaki çalışmalarda bu şekildeki silis tortulaşmasında karbonat tortularındaki organik kalıntıların önemli rol oynadığı görülmüştür [108, 109, 111, 112, 113]. Holdaway ve Claydon [111]'un SEM çalışmalarında brachiopod'lardaki kuvars kristallerinin kalsit kristallerini çevreleyen organik zarflar üzerinde, Schmitt ve Boyd [109]'un çalışmalarında ise, pelecypod'lardaki mikrokuvarsların organik kavkı tabakaları üzerinde ekirdeklediğini belirtmiştir. Gömülme sırasında fosil mikro ortamlardaki (kavkı üzerindeki) organik maddenin bakteriyel oksidasyonu CO<sub>2</sub> ise aragonit ve kalsit erimesine yol açar. Bu mikro ortamlarda silis eriyebilirliği organik maddenin bozuşması ve karbonat erimesi gibi claylara bağlı olarak tuzluluğun artması [114] veya pH'ın azalması [112] nedeniyle azalabilir. Bu da yersel

olarak silisin tortulaşmasına yol açar. Böyle organik materyalin oksidasyonu, karbonatların erimesi ve yersel olarak silisin tortulaşması gibi aynı zamanda meydana gelen olaylar kuartzin tip kalseduan'ın (boyuna-yavaş kalseduan) fosil karbonatlar ile yer değiştirmesini açıklayabilir.



## SONUÇLAR

Doğu Pontid güney zonunda yaygın olarak yüzeylenen Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Berdiga Kireçtaşı'nın sedimantolijisini amaçlayan bu çalışma başlıca şu sonuçları ortaya çıkarmıştır;

-Bölgede çok geniş yayılıma sahip olan Berdiga Kireçtaşı'nın 5 farklı yöredeki dizisinden alınan kesitlerinde toplam 15 farklı litofasiyes tanımlanmıştır. Bu litofasiyeslerin herbirinin stratigrafik konumu, çökelme ortamı ve çökelme koşulları, litofasiyesleri oluşturan kayaçların petrografik özellikleri, dokusal ve enerji indekslerine göre sınıflamaları, litolojik, dokusal ve yapısal özellikleri, diyajenetik gelişimleri ayrıntılı olarak belirlenmiş ve sonuçlar tablolar halinde ortaya konulmuştur.

-Her kesitte tanımlanan litofasiyeslerin birbirleriyle denegsterilmesi yapılmış; denegstirme sonucuna göre litofasiyeslerin büyük bir kısmının kısa yayılımlı olduğu (yani yerel olarak geliştiği), diğer bazılarının bir veya iki kesitte gözlenmesine karşın, yörede nispeten yaygın olarak yüzeylendikleri, oolitlik grainstone veya ooidli grainstone-packstone olarak tanımlanan litofasiyesin ise, yer yer bazı dokusal ve litolojik farklılıklar göstermelerine karşın, tüm kesitlerde yaygın olarak görüldüğü (yani bölgesel ölçekte geliştiği) ortaya konulmuştur.

-Suiçti (Alucra) kesitinde gözlenen neomorfik kireçtaşı litofasiyesindeki neomorfik kireçtaşlarının ıslak fazda ve artan neomorfizma [24, 28] ile oluştukları belirlenmiştir.

-Berdiga Kireçtaşı dizisinin genel olarak platform karbonatlarından oluşmasına karşın, Gelinpertek (Köse) kesitinde bir türbiditik kireçtaşı litofasiyesinin varlığı ortaya konulmuştur. Ayrıca, bu türbiditik kireçtaşı litofasiyesinin yukarı doğru katman kalınlıkları ve tane boyu küçülen megasekansların ardışıklarından oluştuğu, ilerleyen yelpaze ya da modelinin aksine blok faylanmalar ile şekillenmiş bir ortamda çökeldiği saptanmıştır.

-Keçi Deresi (Gümüşhane) kesitinde Kimmericiyen-Portlandiye yaşı kumtaşı-kumlu kireçtaşı-kireçtaşı litofasiyesinin Oksfordiye (?) -Kimmericiyen yaşı mudstone litofasiyesini uyumsuz olarak üzerlediği ve yörede Alt Kimmericiyen sonrasında yerel olarak etkili bir aşınma uyumsuzluğunun varlığı ortaya konulmuştur.

-Karacık Tepe (Bayburt) kesitinde gözlenen Kimmericiyen-Portlandiye yaşı rudstone-grainstone-packstone litofasiyesinin üst seviyelerine doğru gidildikçe kayalar içerisindeki resif kökenli öğelerin giderek arttığı ve yörede bir resifin (olasılıkla yama resifi) gelişmekte olduğu ortaya konulmuştur.

-Bazı litofasiyelerin çökme ortamlarının yerel faylanmalara bağlı olarak şekillendiği ya da bu Berdiga Kireçtaşı dizisinin çökeli süresince yerel ölçekli blok faylanmaların yaygın olarak geliştiği görülmüştür.

-Berdiga Kireçtaşı'nın diagenetik sonuçlayan diagenetik ortamlar (denizel freatik, tatlı su freatik, karışım zonu, vadoz zonu ve derin gömülme diagenetik ortamları) ve bu ortamları karakterize eden diagenetik ürünler ayrıntılı bir şekilde ortaya konulmuştur.

-Özellikle Keçi Deresi (Gümüşhane) ve Danzot (Bayburt) kesitlerinde yaygın, Suiçti kesitinde az miktarda gözlenen dolomi ve dolomitik kireçtaşı kayalarındaki dolomitleşmenin karışım zonu modeli ile meydana geldiği, ayrıca çok az olmakla birlikte derin gömülme ortamını karakterize eden dolomitleşmenin varlığı da ortaya konulmuştur. Tüm bu kesitlerde gözlenen dolomitleşmeler dokusal özelliklerine göre ayrıntılı bir şekilde tanımlanmaları yapılmıştır.

-Hemen hemen tüm litofasiyelerde yaygın olarak gözlenen ve özellikle bazı iskelet taneleri (Requienia ve Toucasia, echinoderm) üzerinde gelişen ikincil silisleşmenin değişik tiplerde olduğu ve oluşumlarının tek bir diagenetik ortama bağlı olmadığı, tüm diagenetik ortamlarda geliştiği ortaya konulmuştur.



## KAYNAKLAR

1. Pelin, S., Alucra (Giresun) Güneydoğu Yöresinin Petrol Olanakları Bakımından Jeolojik İncelemesi, Doçentlik Tezi, K.T.Ü., Trabzon, 1977
2. Dickson, J. A. D., A Modified Staining Technique for Carbonates in Thin Section, Nature, 205, 1965, 587
3. Adams, A. E., MacKenzie, W. S. and Guilford, C., Atlas of Sedimentary Rocks Under the Microscope, Longman Group Limited, England, 1984
4. Dunham, R.J., Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. In: Ham, W.E. (Ed.): Classification of Carbonate Rocks. Am. Ass. Petrol. Geol. Mem. 1, 108-121 (1962).
5. Gaddinger, T.E., 1/500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Trabzon Paftası Açıklaması. MTA Yayını, Ankara, 1962.
6. Katin, I., Bayburt Bölgesinin Jeolojisi, M.T.A. Enst. Raporu, Ankara, 1950
7. Baykal, F. Kelkit-Şiran Bölgesinde Jeolojik Araştırmalar M.T.A. Raporu, 2205, Ankara, 1952
8. Tokel, S., Stratigraphical and Volcanic History of the Gümüşhane Region (NE Turkey), Ph.D. Thesis, University Colloge (Yayınlanmamış), London, 1972
9. Burşuk, A., Bayburt Yöresinin Mikropaleontolojik ve Stratigrafik İrdelenmesi, İ.Ü. Fen Fak., Doktora Tezi, Trabzon, 1975
10. Açar, Ü., Demirözü (Bayburt) ve Köse (Kelkit) Bölgesinin Jeolojisi, Doktora Tezi, K.T.Ü., Trabzon, 1977
11. Turan, M., Şiran Doğu Yöresinin Jeolojisi, Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü., Trabzon, 1978
12. Kesgin, Y., Bayburt (Gümüşhane) İlgesi, Akşar Köyü ve Güneybatısının Jeolojik İncelemesi, Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü. Fen Bil. Enst., Trabzon, 1983
13. Eren, M., Gümüşhane-Kale Arasının Jeolojisi ve Mikrofasial İncelemesi, Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü. Fen Bil. Enst., Trabzon, 1983
14. Hacıoğlu, T., Kale-Vavuk Dağı (Gümüşhane) Arasının Jeolojisi ve Mikrofasial İncelemesi, Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü., Fen Bil. Enst., Trabzon, 1983

15. Özer, E., Bayburt (Gümüşhane) Yöresinin Jeolojisi ve Mikrofasiyes İncelemesi, Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü. Fen Bil. Enst., Trabzon, 1983
16. Özer, E., Bayburt (Gümüşhane) Yöresinin Jeolojisi, K.Ü. Jeoloji Dergisi, Trabzon, 3, 1-2 (1984), 77-89
17. Taslı, K., İkisu (Gümüşhane) ile Hamsiköy (Trabzon) Yörelereinin Jeolojisi ve Berdiga Formasyonu'nun Biyostratigrafik Deneytirmesi, Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü. Fen Bil. Enst., Trabzon, 1984
18. Bergougnan, H., Études Geologiques dans l'East-Anatolien, Theses de Doctorat d'edat, Université Pierre et Marie Curie, No: 86-33, Paris, 1987
19. Akdeniz, N., Demirözü Permo-Karboniferi ve Bölgesel Yapı İçindeki Yeri, Türkiye Jeoloji Bülteni, 31, 1 (1988), 71-80
20. Korkmaz, S. ve Baki, Z., Demirözü (Bayburt) Güneyinin Stratigrafisi, Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, Ankara, 5 (1984), 107-115
21. Yılmaz, Y., Geology of the Gümüşhane Granite, I.Ü. Fen. Fak., Seri B, 39 (1974), 157-172
22. Seymen, İ., Kelkit Vadisi Kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Tektonok Özelliği, Doktora Tezi, İ.T.Ü., Maden Fak., İstanbul, 1975
23. Özsayar, T., Pelin, S. ve Gedikoğlu, A., Doğu Pontidlerde Kretase, K.T.Ü. Yer Bil. Der., 1, 2 (1981), 65-114
24. Folk, R.L., Some Aspects of Recrystallization in Ancient Limestone, Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., 13 (1965), 14-48
25. Folk, R.L., Practical Petrographic Classification of Limestones, Bull. Am. Ass. Petrol., 43 (1959), 1-38
26. Flügel, E., Microfacies Analysis of Limestones, Springer Verlag, Berlin, 1982
27. Folk, R.L., Petrology of Sedimenter Rocks, Hemphills, Austin, Texas, 1974
28. Bathurst, R.G.C., Carbonate Sediments and Their Diagenesis, Second Enlarged Edition, Developments in Sedimantology, Elsevier, Amsterdam, 1976

29. Middleton, G.V., Evaporite Solution Breccia from the Mississippian of Southwest Montana, J. Sed. Petrol., 31 (1961), 189-195
30. Wilson, J.L., Carbonate Facies in Geologic History, Springer-Verlag, New York, 1975
31. Tucker, M.E., Sedimentary Petrology An Introduction, Blacwell Scientific Publications, Oxford, 1982
32. Mazzullo, S.J., Agostino, P., Seitz, J.N. and Fisher, D. W., Stratigraphy and Depositional Environments of the Upper Cambrian-Lower Ordovician Sequence, Saratoga Springs, New York, J. Sed. Petrol., 48, 1 (1987), 99-116
33. Ellison, M.W. and Speed, R.C., Triassic Flysch of the Fencemaker Allochthon, East Range, Nevada: Fan Facies and Provenance, Geol. Soci. Am. Bull., 100 (1988) 185-199
34. Cook, H.E., Mine, H.C. and Mullins, H.T., Platform Margin and Deep Water Carbonates, Lectures Notes for Short Course No: 12, Soci. Econ. Paleo. Mine., U.S.A., 1983
35. Eberli, G.P., The Evolution of the Southern Continental Margin of the Jurassic Tethys Ocean as Recorded in the Allgäu Formation of the Austroalpine Nappes of Graubunden (Switzerland), Ecol. Geol. Helv., 81, 1 (1988), 175-214
36. Eberli, G.P., Carbonate Turbidite Sequences Deposited in Rift-Basin of the Jurassic Tethys Ocean (Eastern Alp, Switzerland), Sedimentology, 34 (1987), 363-387
37. Bouma, A.H., Sedimentology of Some Flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation, Elsevier, Amsterdam, 1962
38. Mutti, E. and Ricci Lucchi, F., Le Torbiditi Dell'Appennino Settentrionale: Introduzione All'Analisi di Facies, Mem. Soc. Italy Geol., 11 (1972), 161-199
39. Mullins, H.T. and Cook, H.E., Carbonate Apron Models: Alternatives to the Submarine Fan Model for Paleoenvironmental Analysis and Hydrocarbon Exploration Sed. Geol., 48 (1986), 37-79
40. Walker, R.G., Turbidite Sedimentary Structures and Their Relationship to Proximal and Distal Depositional Environments, J. Sed. Petrol., 37 (1967), 25-43

41. Scholle, P.A., Sedimentology of Fine-Grained Deep-Water Carbonate Turbidites, Monte Antola Flysch (Upper Cretaceous), Northern Apennines, Italy, Geol. Soc. Am. Bull., 82 (1971), 629-658
42. Normark, W.R., Fan Valleys, Channels and Depositional Lobes on Submarine Fans: Characters for Recognition of Sandy Turbidite Environments, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 62 (1978), 912-931
43. Walker, R.G., Generalized Facies Models for Resedimented Conglomerates of Turbidite Association, Geol. Soc. Am. Bull., 86 (1975), 737-748
44. Walker, R.G., Deep Water Sandstone Facies and Ancient Submarine Fan: Models for Exploration for Stratigraphic Traps, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 62 (1978), 932-966
45. Mutti, E. and Ricci Lucchi, F., Turbidite Facies and Facies Associations. In: Examples of Turbidite Facies and Facies Associations from Selected Formations of the Northern Apennines (Ed. by E. Mutti et al.), IX Int. Congr. Sedim., 1975, Nice, Field Trip A-11, 21-36
46. Mutti, E. and Ricci Lucchi, F., Turbidites of the Northern Apennines; Introduction to Facies Analysis, Int. Geol. Rev., 20 (1978), 125-166
47. Mullins, H.T., Heath, K.C., Van Buren, H.M. and Newton, C.R., Anatomy of a Modern Open-Ocean Carbonate Slope; Northern Little Bahama Bank, Sedimentology 31 (1984), 141-168
48. Yoldemir, O., Gölbaşı (Adıyaman) Güneyindeki Alanda İzlenen Haydarlı Formasyonunun (Üst Kretase) Sedi- mantolojisi ve Ortamsal Yorumu, 7. Türkiye Petrol Kong., Nisan 1987, Ankara, Bildiriler Kitabı, 197-202
49. Walker, R.G., Deep Channels in Turbidite-Bearing Formations, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 50 (1966), 1899-1917
50. Davies, D.K., Carbonate Turbidites, Gulf of Mexico, J. Sed. Petrol., 38, 4 (1968), 1100-1109
51. Mutti, E., Distinctive Thin-Bedded Turbidite Facies and Related Depositional Environments in the Eocene Hecho Group (South-Central Pyrenees, Spain), Sedimentology, 24 (1977), 107-131



52. Crevello, P.D. and Schlager, W., Carbonate Debris Sheets and Turbidites, Exuma Sound, Bahamas, J. Sed. Petrol., 50, 4 (1980), 1121-1148
53. Rupke, N.A., Deep Clastic Seas, in Sedimentary Environments and Facies (Ed. by Reading, H.G.), Blackwell Scientific Publications, Oxford, 1981
54. Piper, D.J.W. and Normark, W.R., Turbidite Depositional Patterns and Flow Characteristics, Navy Submarine Fan, California Borderland, Sedimentology, 30 (1983), 681-694
55. Kelts, K. and Hsü, K.J., Resedimented Facies of 1875 Horgen Slumps in Lake Zurich and a Process Model of Longitudinal Transport of Turbidity Currents, Eclog. Geol. Helv., 73 (1973), 271-281
56. Lucas, G., Gross, P. and Lang, J., Les Roches Sédimentaires 2. Étude Microscopique Des Roches Maubles Et Consolidées, Don Éditeurs, Paris, 1976
57. Machel, H.G. and Mountjoy, E.W., Chemistry and Environment of Dolomitization-A Reappraisal, Earth. Sci. Rev., 23 (1986), 175-222
58. Mumcuoğlu, H.Ç., Dolomitleşme, T.P.A.O. Arama Grubu Başkanlığı, Ankara, 1986
59. Land, L.S., Holocene Meteoric Dolomitization of Pleistocene Limestones, North Jamaica, Sedimentology, 70 (1973), 411-424
60. Badiozamani, B., The Dorag Dolomitization Model-Application to the Middle Ordovician of Wisconsin, J. Sed. Petrol., 43, 4 (1973), 965-984
61. Krynine, P.D., Petrology and Genesis of the Third Bradford Sand: Penn. State College Mineral Industries Expt. Sta. Bull., 29 (1940)
62. Scholle, P.A., A Color Illustrated Guide to Constituents, Textures, Cements and Porosities of Sandstones and Associated Rocks, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir 28, 1979, Tulsa
63. Colacicchi, R., Passerie, L. and Piali, G., Evidence of Tidal Environment Deposition in the Calcare Massiccio Formation (Central Appennines-Lower Lias), In; Tidal Deposits: A Case Book of Recent Examples and Fossil Counterparts (Ed. by Ginsburg, R.N.), Springer Verlag, Berlin, 1975

64. Longman, M.W., Carbonate Diagenetic Textures from Near-surface Diagenetic Environments, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 48, 1 (1980), 337-344
65. Heckel, P.H., Diagenetic Model for Carbonate Rocks in Midcontinent Pennsylvanian Eustatic Cyclothem, J. Sed. Petrol., 53, 3 (1983), 733-759
66. Land, L.S., Diagenesis in Skeletal Carbonates, J. Sed. Petrol., 37 (1967), 914-930
67. Bricker, O.P., Carbonate Cements, The Johns Hopkins Press, No: 19, London, 1971
68. Kobluk, D.R. and Risk, M.J., Micritization and Carbonate -Grain Binding by Endolithic Algae, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 61, 7 (1977), 1069-1082
69. Bathurst, R.G.C., Boring Algae, Micrite Envelopes, and Lithification of Molluscan Biosparites, J. Geol., 5, 1 (1966), 15-32
70. Kendall, A.C. and Tucker, M.E., Radial Fibrous Calcite: A Replacement After Acicular Carbonate, Sedimentology, 20 (1973), 365-389
71. Burgers, C.J., The Development of a Lower Jurassic Carbonate Tidal Flat, Central High Atlas, Morocco. 2: Diagenetic History, J. Sed. Petrol., 49, 2 (1979), 413-428
72. Marshall, J.F., Submarine Cementation in a High-Energy Platform Reef: One Tree Reef, Southern Great Barrier Reef, J. Sed. Petrol., 53, 4 (1983), 1133-1149
73. Aissaoui, D.M., Magnesian Calcite Cements and Their Diagenesis: Dissolution and Dolomitization, Mururoa Atoll, Sedimentology, 35 (1988), 821-841
74. Lahann, R.W., A Chemical Model for Calcite Growth and Morphology Control, J. Sed. Petrol., 48, 1 (1978), 337-344
75. Görür, N., Adıyaman Bölgesinde Mardin Formasyonunun Sedimentolojisi, Doçentlik Tezi, I.T.Ü. Maden Fak., İstanbul, 1982
76. Knauth, L.P., A Model for the Origin of Chert in Limestone, Geology, 7 (1979), 274-277
77. Gregg, J.M. and Sibley, D. F., Epigenetic Dolomitization and the Origin of Xenotopic Dolomite Texture, J. Sed. Petrol., 54, 3 (1984), 908-931

78. Sibley, D.F. and Gregg, J.M., Classification of Dolomite Rock Textures, J. Sed. Petrol., 57, 6 (1987), 967-975
79. Gawthorpe, R.L., Burial Dolomitization and Porosity Development in a Mixed Carbonate-Clastic Sequence: An Example from the Bowland Basin, Northern England, Sedimentology, 34 (1987), 533-558
80. Friedman, G.M., Terminology of Crystallization Textures and Fabric in Sedimentary Rocks, J. Sed. Petrol., 35 (1965), 643-655
81. Baum, G.R., Harris, W.B. and Drez, P.E., Origin of Dolomite in the Eocene Castle Hayne Limestone, North Carolina, J. Sed. Petrol., 55, 4 (1985), 506-517
82. Hardie, L.A., Perspectives: Dolomitization- a Critical View of Some Current Views, J. Sed. Petrol., 57, 1 (1987), 166-183
83. Folk, R.L. and Land, L.S., Mg/Ca Ratio and Salinity: Two Controls Over Crystallization of Dolomite, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 59, 1 (1975), 60-68
84. Meyers, W.J. and Lohmann, K.C., Microdolomite-Rich Syntaxial Cements: Proposed Meteoric-Marine Mixing Zone Phreatic Cements from Mississippian Limestones, New Mexico, J. Sed. Petrol., 48, 2 (1978), 475-488
85. Kaldi, J. and Gidman, J., Early Diagenetic Dolomite Cements: Examples from the Permian Lower Magnesian Limestone of England and the Pleistocene Carbonates of the Bahamas, J. Sed. Petrol., 52, 4 (1982), 1073-1085
86. Shukla, V. and Friedman, G.M., Dolomitization and Diagenesis in a Shallowing-Upward Sequence: The Lockport Formation (Middle Silurian), New York State, J. Sed. Petrol., 53, 3 (1983), 703-717
87. Ward, W.C. and Halley, R.B., Dolomitization in a Mixing Zone of Near-Seawater Composition, Late Pleistocene, Northeastern Yucatan Peninsula, J. Sed. Petrol., 55, 3 (1985), 407-420
88. Thériault, F. and Hutcheon, I., Dolomitization and Calcification of the Devonian Grosmont Formation, Northern Alberta, J. Sed. Petrol., 57, 6 (1987), 955-966

89. Hurley, N.F. and Lohmann, K.C., Diagenesis of Devonian Reefal Carbonates in the Oscar Range, Canning Basin, Western Australia, J. Sed. Petrol., 59, 1 (1989), 127-146
90. Jacka, A.D. and Brand, J.P., Biofacies and Development and Differential Occlusion of Porosity in a Lower Cretaceous (Edwards) Reef, J. Sed. Petrol., 47 (1977), 366-381
91. Loucks, R.G., Porosity Development and Distribution in Shoal-Water Carbonate Complexes-Subsurface Pearl Formation (Lower Cretaceous) South Texas, in Cretaceous Carbonates of Texas and Mexico, Applications to Subsurface Exploration: Tex. Univ., Bur. Econ. Geol. Rept. Inv., 89 (1977), 97-126
92. Oldershaw, A.E. and Scoffin, T.P., The Source of Ferroan and Non-Ferroan Calcite Cements in the Halkin and Wenlock Limestones, J. Geol., 96 (1988), 387-398
93. Burger, C.J., The Development of a Lower Jurassic Carbonate Tidal Flat, Central High Atlas, Morocco. 1. Sedimentary History, J. Sed. Petrol., 48 (1978), 777-797
94. Evamy, B.D. and Shearman, D.J., Early Stages in Development of Overgrowth on Echinoderm Fragments in Limestones, Sedimentology, 12 (1969), 317-322
95. Freeman, T., Morphology and Composition of an Ordovician Vadose Cement, Nat. Phys. Sci., 233 (1971), 133-134
96. Meyers, W.J., Carbonate Cement Stratigraphy of the Lake Valley Formation (Mississippian) Sacramento Mountains, New Mexico, J. Sed. Petrol., 44, 3 (1974), 837-861
97. Evamy, B.D. and Shearman, D.J., The Development of Overgrowth from Echinoderm Fragments, Sedimentology, 5 (1965), 211-233
98. Walkden, G.M. and Berry, J.R., Syntaxial Overgrowths in Muddy Crinoidal Limestones: Catholuminescence Sheds New Light on an Old Problem, Sedimentology, 31 (1984), 251-267
99. Steinen, R.P., Phreatic and Vadoze Diagenetic Modification of Pleistocene Limestone: Petrographic Observations from Subsurface of Barbados, West Indies, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 58, 6 (1974), 1008-1024

100. Pingitore, N.E., Vadose and Phreatic Diagenesis: Processes and Products and Their Recognition in Corals, J. Sed. Petrol., 46 (1976), 985-1006
101. Leeder, M.R., Sedimentology, Process and Product, George Allend & Unwin, London, 1982
102. Bruni, S.F. and Wenk, H.R., Replacement of Aragonite by Calcite in Sediments from the San Cassino Formation (Italy), J. Sed. Petrol., 55, 2 (1985), 159-170
103. Budd, D.A., Aragonite-to-Calcite Transformation During Fresh-Water Diagenesis of Carbonates: Insights from Pore-Water Chemistry, Bull. Geol. Soci. Am., 100 (1988), 1260-1270
104. Brand, U., Aragonite-Calcite Transformation Based on Pennsylvanian Molluscs, Bull. Geol. Soci. Am., 101 (1989), 377-390
105. Purser, B.H., Syn-Sedimentary Marine Lithification of Middle Jurassic Limestones in the Paris Basin, Sedimentology, 12 (1969), 205-230
106. Muller, G., "Gravitational" Cement: An Indicator for the Vadose Zone of the Subaerial Diagenetic Environment, in Carbonate Cements, (Ed. Bricker, O.P.) John Hopkins Press, No: 19, London, (1971), 301-302
107. Folk, R. and Pitmann, J.S., Length-Slow Chalcedony: A New Testament for Vanished Evaporites, J. Sed. Petrol. 41, 4 (1971), 1045-1058
108. Noble, J.P.A. and Stempvoort, D.R., Early Burial Quartz Authigenesis in Silurian Platform Carbonates, New Brunswick, Canada, J. Sed. Petrol., 59, 1 (1989), 65-76
109. Schmitt, J.G. and Boyd, D.W., Patterns of Silicification in Permian Pelecypods and Brachiopods from Wyoming, J. Sed. Petrol., 51, 4 (1981), 1297-1308
110. Aykol, A. Inan, K. ve Suner, F., Jeokimyaya Giriş, I.T. Ü., Istanbul, 1985
111. Holdaway, H.K. and Clayton, C.J., Preservation of Shell Microstructure in Silicified Brachiopods from the Upper Cretaceous Wyoming Sands of Devon, Geol. Mag., 119, 4 (1982), 371-382
112. Brinbaum, S.J. and Wireman, J.W., Sulfate-Reducing Bacteria and Silica Solubility: A Possible Mechanism for Evaporite Diagenesis and Silica Precipitation



in Banded Iron Formations, Can. J. Earth. Sci., 22 (1985), 1904-1909

113. Maliva, R.G. and Siever, R., Mechanism and Controls of Silification of Fossils in Limestones, J. Geol., 96 (1988)
114. Marshall, W.L. and Warakomski, J.M., Amorphous Silica Solubilities. Effect of Aqueous Salt Solutions at 25 C, Geochim. Cosm. Acta, 44 (1980), 915-924

## ÖZGEÇMİŞ

1956 yılında Çaykara'da doğdu. 1975 yılında Çaykara İnönü lisesinden mezun oldu. 1977 yılında K.T.Ü. Yer Bilimleri Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde yüksek öğrenimine başladı ve 1981 yılında mezun oldu. 1982 yılında K.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü'nde yüksek lisans öğrenimine başladı. 1983 yılında yüksek lisans öğrenimini tamamladıktan sonra, 1984 yılında aynı anabilim dalında doktora öğrenimine başladı. Halen Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde araştırma görevlisi olarak çalışmaktadır.