



T.C.
SELÇUK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**SÖĞÜT YAYLA-GÖLBOĞAZI YAYLA-
MEYDANCIK YAYLA (HADİM-KONYA)
DOLAYINDAKİ GEÇ DEVONİYEN YAŞLI
GÖLBOĞAZI DOLOMITLERİNİN
SEDİMANTOLOJİK VE JEOKİMYASAL
İNCELENMESİ**

Emre BİÇER

YÜKSEK LİSANS TEZİ
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Ağustos-2011
KONYA
Her Hakkı Saklıdır

TEZ KABUL VE ONAYI

Emre BİÇER tarafından hazırlanan “Söğüt Yayla - Gölboğazı Yayla - Meydancık Yayla (Hadim-Konya) dolayındaki Geç Devoniyen yaşlı Gölboğazı dolomitlerinin sedimentolojik ve jeokimyasal incelenmesi” adlı tez çalışması 22/08/2011 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oy birliği ile Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı’nda YÜKSEK LİSANS TEZİ olarak kabul edilmiştir.

Jüri Üyeleri

Başkan

Prof. Dr. Hükmü ORHAN

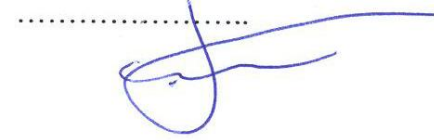
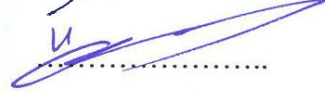
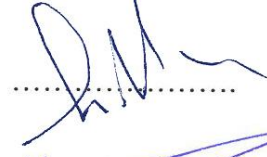
Danışman

Yrd. Doç. Dr. A. Müjdat ÖZKAN

Üye

Prof. Dr. Veysel ZEDEF

İmza



Yukarıdaki sonucu onaylarım.

Prof. Dr. Bayram SADE
FBE Müdürü

Bu tez çalışması S.Ü. BAP Koordinatörlüğü tarafından 10201082 nolu proje ile desteklenmiştir.

TEZ BİLDİRİMİ

Bu tezdeki bütün bilgilerin etik davranış ve akademik kurallar çerçevesinde elde edildiğini ve tez yazım kurallarına uygun olarak hazırlanan bu çalışmada bana ait olmayan her türlü ifade ve bilginin kaynağına eksiksiz atıf yapıldığını bildiririm.

DECLARATION PAGE

I hereby declare that all information in this document has been obtained and presented in accordance with academic rules and ethical conduct. I also declare that, as required by these rules and conduct, I have fully cited and referenced all material and results that are not original to this work.

Emre BİÇER

Tarih: 22.08.2011

ÖZET

YÜKSEK LİSANS

SÖĞÜT YAYLA-GÖLBOĞAZI YAYLA-MEYDANCIK YAYLA (HADİM-KONYA) DOLAYINDAKİ GEÇ DEVONİYEN YAŞLI GÖLBOĞAZI DOLOMITLERİNİN SEDİMANTOLOJİK VE JEOKİMYASAL İNCELENMESİ

Emre BİÇER

**Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı**

Danışman: Yrd. Doç. Dr. A. Müjdat ÖZKAN

2011, 136 Sayfa

Jüri

**Yrd. Doç. Dr. A. Müjdat ÖZKAN
Prof. Dr. Hükmü ORHAN
Prof. Dr. Veysel ZEDEF**

Bu çalışmanın amacı Konya güneybatısındaki Hadim ilçesinin çevresinde yer alan Gölboğazi formasyonuna ait dolomitlerin (Geç Devoniyen) petrografik ve kimyasal bakımdan sedimanter özelliklerinin belirlenmesine yöneliktir.

Orta Toroslarda bulunan Geç Devoniyen birimleri, masif kireçtaşı, kireçtaşlarıyla ara tabakalanmalı ince ve kalın tabakalı dolomitlerden ibaret olarak tanımlanmıştır. Dolomit tipleri: (1) mimik replaseli dolomikrit, (2) mikritik matriks içersinde saçınımlı özşekilli dolomitler, (3) çatlak ve boşluk dolgusu dolomit (zonlu dolomit ve saddle dolomit), (4) breşik dolomit ve (5) polimodal dolomit şeklindedir.

Gölboğazi formasyonu Sr içeriği (erken dolomitler 74-184 ppm ve geç dolomitler 78-105 ppm) karışım zonu dolomitlerinin Sr değerleri ile tutarlıdır. Gölboğazi formasyonu Na içeriği (erken dolomitler 148-593 ppm ve geç dolomitler 297-519 ppm) de karışım zonu dolomitlerinin Na içeriği ile tutarlıdır. Erken diyajenetik dolomitler -1,95 ile -3,46 PDB δO^{18} ve -1,33 ile +1,33 PDB δC^{13} değerlerini sergilerken, geç diyajenetik dolomitler -3.96 ile -9.44 PDB δO^{18} ve -1.58 ile +2,52 PDB δC^{13} değerlerini sergilemektedir. Gölboğazi dolomit örneklerinde NTE'ce fakirleşme mevcuttur, fakat orijinal kireçtaşlarına göre zenginleşme gösterirler. Ayrıca dolomit örnekleri negatif Ce anomalisi sergilerler.

Sonuç olarak, Gölboğazi formasyonu dolomitleri sığ denizel ortamda sığ gömülmeli erken diyajenetik ve orta-derin gömülme ortamında geç diyajenetik olarak oluşmuştur.

Anahtar Kelimeler: Dolomit, Hadim, İzotop, Jeokimya.

ABSTRACT

MSc THESIS

PETROGRAPHIC AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF DOLOMITES IN THE GOLBOGAZI FORMATION (UPPER DEVONIAN) AT SW OF HADİM, (KONYA - TURKEY)

Emre BİÇER

THE GRADUATE SCHOOL OF NATURAL AND APPLIED SCIENCE OF
SELÇUK UNIVERSITY
THE DEGREE OF MASTER OF SCIENCE
IN GEOLOGICAL ENGINEERING

Advisor: Assist. Prof. Dr. A. Müjdat ÖZKAN

2011, 136 Pages

Jury

Assist. Prof. Dr. A. Müjdat ÖZKAN
Prof. Dr. Hükmü ORHAN
Prof. Dr. Veysel ZEDEF

The objective of this study is to determine the sedimentary properties of dolomites (Late Devonian) in terms of petrography and geochemistry, which belong to the Golbogazi formation existing at the surroundings of Hadim District at the south of Konya City.

Late Devonian units, locating Central Taurus composed of thick dolomite with massive limestones layers and thinner dolomite layers with intercalated limestone are described. Various dolomite types include: Type I) dolomite formed as dolomicrite as mimic replacement, Type II) the planar-e texture dolomites are scattered in a micritic matrix, Type III) fracture and void filling dolomite (zoned dolomite, overgrowth and saddle), Type IV) brecciated dolomite, and V) polymodal dolomite.

The Sr content in the Golbogazi formation (184 to 74 ppm in the early dolomites, and 105 to 78 ppm in the late dolomites, respectively) is compatible with the Sr concentration mixing-zone dolomites. The Na content in the Golbogazi formation (593 to 148 ppm in the early dolomites, and 519 to 297 ppm in the late dolomites, respectively) is compatible with the Na concentration mixing-zone dolomites. The investigated dolomites exhibit -1.95 to -3.46 PDB in δO^{18} values relative to their δC^{13} values (1.33 to -1.33 PDB) in the early diagenetic dolomites. The late diagenetic dolomites display -3.96 to -9.44 PDB in δO^{18} values relative to their δC^{13} values (2.52 to -1.58 PDB). The Golbogazi formation dolomite samples present REE depleted, but they show enrichment according to host limestones. Moreover, negative Ce anomaly was observed in the dolomite samples.

As a result, the Golbogazi formation dolomites have been formed as early diagenetic at the shallow marine environment with shallow burial, and as the late diagenetic at the medium-deep burial depths.

Keywords: Dolomite, Geochemistry, Hadim, Isotope,

ÖNSÖZ

Bu çalışma Konya ilinin güneyindeki Hadim ilçesinin çevresinde yer alan Söğüt Yayla - Gölboğazı Yayla - Meydancık Yayla dolayındaki Geç Devonyen Yaşlı Gölboğazı Dolomitlerinin sedimentolojik ve petrografik özelliklerinin araştırılması, kimyasal ve izotop kimyası ile oluşumlarının modellenmesi amaçlanmıştır.

Tez çalışmam süresince değerli bilgi ve tecrübeleriyle bana yol gösteren, gerekli araştırma ve geliştirme çalışmalarında yardımlarını esirgemeyen Sayın Yrd. Doç. Dr. A. Müjdat ÖZKAN' a ve Sayın Yrd. Doç. Dr. Ahmet TURAN' a, Selçuk Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi Jeoloji mühendisliği bölümünün değerli öğretim elemanlarına, teşekkürü bir borç bilirim.

Bu çalışma Selçuk Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri (S.Ü. B.A.P) Koordinatörlüğünce (S.Ü. BAP) 10201082 no'lu projeye desteklenmiştir. Desteklerinden dolayı S.Ü. B.A.P. Koordinatörlüğüne teşekkür ederim.

Ayrıca arazi çalışmalarında desteğini esirgemeyen değerli meslektaşım Yusuf ACIBADEM' e ve bana her zaman moral veren, destek olan değerli aileme sonsuz teşekkür ederim.

Emre BİÇER
KONYA-2011

İÇİNDEKİLER

ÖZET	iv
ABSTRACT	v
ÖNSÖZ	vi
İÇİNDEKİLER	vii
1. GİRİŞ	1
1.1. Çalışmanın Amacı.....	1
1.2. Materyal ve Metod	1
1.3. İnceleme Alanının Tanıtılması.....	2
1.4. Kaynak Araştırması.....	4
2. STRATİGRAFİ	11
2.1. Gölboğazı formasyonu (Dg).....	13
3. PETROGRAFI VE JEOKİMYA	15
3.1. Petrografi	15
3.1.1. ÖSK - 1'den Alınan Numunelerin Petrografik Özellikleri:	15
3.1.2. ÖSK - 2'den Alınan Numunelerin Petrografik Özellikleri:	30
3.1.3. ÖSK - 3'den Alınan Numunelerin Petrografik Özellikleri:	49
3.1.4. ÖSK - 4'den Alınan Numunelerin Petrografik Özellikleri	65
3.2 Jeokimya	82
3.2.1 Majör Element Jeokimyası.....	82
3.2.2. Minör ve İz Element Jeokimyası	85
3.2.3. Stabil İzotop Jeokimyası	86
4. TARTIŞMA	90
4.1. Petrografik Yorumlar	90
4.2. Jeokimyasal Yorumlar	93
4.3. Dolomitleşme Modeli	102
5. SONUÇLAR	110
KAYNAKLAR	111
EKLER	125
ÖZGEÇMİŞ	127

1. GİRİŞ

1.1. Çalışmanın Amacı

Bu çalışmayla Konya ilinin güneyindeki Hadim ilçesinin çevresinde yer alan Söğüt Yayla-Gölboğazı Yayla-Meydancık Yayla dolayındaki Geç Devoniyen yaşlı Gölboğazı formasyonu dolomitlerinin sedimantolojik ve petrografik özelliklerinin araştırılması, kimyasal ve izotop kimyası ile oluşumlarının modellenmesi amaçlanmıştır. İnceleme alanında ayrıntılı jeolojik çalışma Turan (1990) tarafından yapılmış fakat Gölboğazı formasyonu karbonatları detaylı olarak çalışılmamıştır.

1.2. Materyal ve Metod

İnceleme alanın genel jeolojik ve tektonik özellikleri Turan (1990) tarafından tamamlanan doktora çalışmaları kapsamında incelenmiştir. Ancak inceleme alanında bulunan Gölboğazı formasyonu karbonatlarının sedimantolojik özellikleri detaylı olarak incelenmemiştir. Bu çalışmada Geç Devoniyen yaşlı Gölboğazı formasyonu karbonatlarının sedimantolojik özellikleri detaylı olarak çalışılmıştır.

Çalışma sırasında kullanılan 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası, Turan'dan (1990) alınmıştır. 4 adet ölçülü stratigrafi kesiti ölçülmüş ve toplam 100 adet el örneği derlenerek ince kesitleri yaptırılmıştır. Yaptırılan ince kesitler üzerinde dolomit ve kalsiti ayırmak için alizerin red testi uygulanmıştır. İncelenen numunelerden 42 tanesinin MTA Genel Müdürlüğü laboratuvarlarında (Ankara) XRD analizleri yaptırılmıştır.

25 adet örnek kimyasal analiz (ana, iz, nadir toprak) için Kanada'daki ACME analitik laboratuvarına gönderilerek ICP-ES ve ICP-MS aletlerinde okumaları yaptırılmıştır. Yine bu 25 adet örneğin izotop (δO^{18} , δC^{13}) analizinin yaptırılması için Amerika'daki Kaliforniya Üniversitesi UCD Stable Isotope Laboratuvarına gönderilerek SIRA-10 Mass Spectrometer aletinde okumaları yaptırılmıştır. 3 adet dolomit örneğinin Selçuk Üniversitesi ARGE laboratuvarında taramalı elektron mikroskopunda (SEM) incelemesi yapılmıştır.

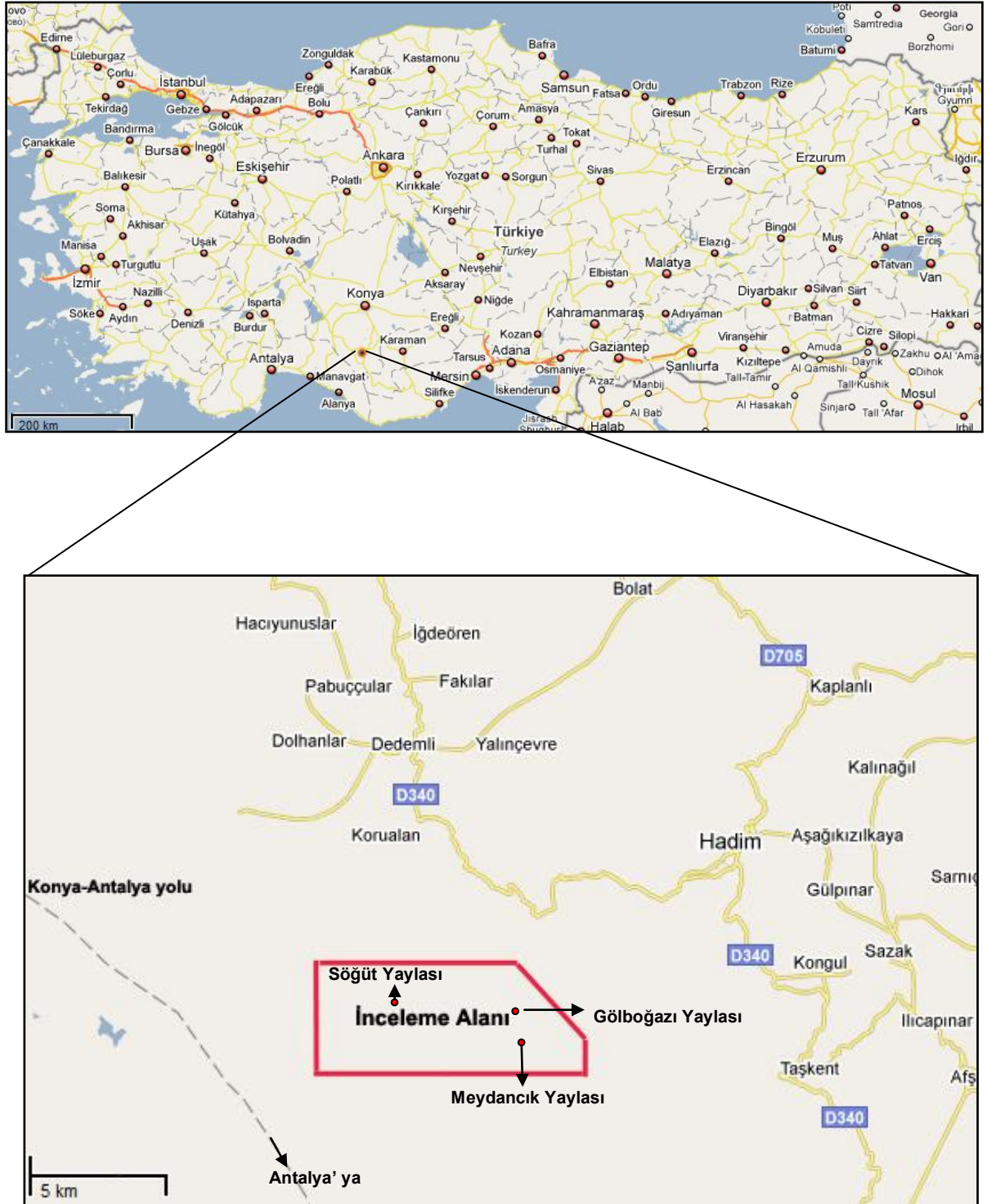
1.3. İnceleme Alanının Tanıtılması

İnceleme alanı Konya ilinin güneyinde bulunan Hadim ilçesine bağlı Asarlık Yaylası, Söğüt Yaylası, Kuzulkuzluk Yaylası, Gölboğazı Yaylası ve Çit Mevkii çevresini içine alan kısımları kapsamaktadır (Şekil 1.1). İnceleme alanı 1/25.000 ölçekli Alanya O-28 b₁ paftasının yaklaşık 40 km²'lik bir alanını kapsamaktadır.

Çalışma alanı geneli engebeli olup, bölgenin önemli yükselteleri, Çekiç Dağı (2275 m), Çam Tepe (2101 m), Doğanlıktaş Tepe (2090 m), Atçayırı Tepe (2055), Çitgediği Tepe (2058 m), Hacıosman Tepe (2051 m), Koyuneşimesi Tepe (2030 m), Kızıl Tepe (2023 m), Kartal Tepe (2006 m), Küçüksinekkıran Tepe (2004 m), Ada Tepe (1990 m), Çöğürlü Tepe (1941 m), Kocagüney Tepe (1941m), Çiçeklice Tepe (1912 m) şeklindedir. Akarsu bakımından fakir olan inceleme alanında bulunan küçük derelerin büyük bir kısmı yaz mevsiminde kuru olup, inceleme alanının önemli su alanı Kuma Deresi ve Perşembe Pınarıdır.

Bölgenin iklimi İç Anadolu bölgesinin karakteristik karasal iklim özelliklerini göstermektedir. Yazları sıcak ve kurak, kışları soğuk ve yağışlıdır. Kış aylarında yağışlar genellikle kar şeklindedir. Bahar mevsimlerinde bölge bol yağmur alır. Gece ve gündüz arasında büyük ısı farkı vardır. Bölgenin iklim koşulları bakımından, Mayıs ve Kasım ayları arasında arazi çalışması yapmak daha uygun olmaktadır. Bitki örtüsü bölgenin iklim şartlarına uygun olarak geniş yeşil alanlar bulundurmamaktadır. Bölge, bitki örtüsü bakımından fakirdir.

Yöre halkı geçimini hayvancılık, tarım ve ormancılıkla sağlamaktadır.



Şekil 1.1. İnceleme alanının yer bulduru haritası.

1.4. Kaynak Araştırması

Bölgedeki jeolojik çalışmalar, ilk olarak Blumenthal (1944) tarafından başlatılmıştır. Blumenthal (1944), Bozkır ve güneyindeki Toros silsileleri üzerinde ilk kez Hadim napını saptamış ve yatay yer değiştirmenin 80 km olabileceğini ifade etmiştir. Blumenthal (1949), Göksu Nehri ile Göller bölgesi arasında, birbirine az çok uyumlu, kuzeybatıdan güneydoğuya doğru uzanan orojenik ve tektonik zonların bulunduğunu saptayarak, “Paleozoyik Hadim zonunun” Mesozoyik yaşlı formasyonlar üzerinde tamamen bindirmeli bir şekilde yer aldığını belirtmiştir. Bu formasyonların altında Hadim hattı boyunca ayrılmayan bir komprehensif serinin varlığını ve bu serinin Liyas’tan Alt Lütasiyen’e kadar devamlı olduğunu ileri sürmüştür. Araştırmacı ayrıca Paleozoyik Hadim zonunun kendi içinde ekaylanmış otokton kalkerleri örttüğünü ve aşınma ile zamanla kalkerlerin tektonik örtü altından yüzeye çıktığını ifade etmiştir. Ayrıca bölgenin basitleştirilmiş bir tektonik haritasını vermiş ve Toros kuşağında Hadim napına ilişkin olarak bazı klipleri görerek bunları haritalamıştır.

Blumenthal (1951), inceleme alanının güneybatısında Alanya ard ülkesinde de araştırmalar yapmış ve bu çalışmasında bölgenin güneyinde “Alanya Masifi” adı altında topladığı metamorfik birimlerden oluşan bir kompleksin varlığını ortaya koymuştur. Masifin kuzeyinde bol fosilli Devoniyen, Karbonifer, Permian yaşlı formasyonların bulunduğunu ve bu formasyonların Hadim napına ait olduklarını söylemiştir. Blumenthal ayrıca Alanya masifi ile kuzeydeki kalın Mesozoyik kalkerleri arasında dar bir kuşak şeklinde uzanan bir zonun varlığına değinmiş, “Ayırıcı zon” olarak tanımladığı bu kuşağın pelajik kireçtaşları, bazaltlar, radyolaritler ve çok sayıda küçük kireçtaşı tepeciklerini kapsayan Kretase – Tersiyer yaşlı bir flişten yapıları olduklarını vurgulamıştır.

Özgül (1971), Hadim – Bozkır çevresinde yer alan değişik havzalarda çökelmiş kaya birimlerini, birlikler adı altında toplamıştır. Birliklerin faylı dokanaklarla bir arada bulunduğunu belirten araştırmacı, yörede otokton olarak Hadim ve Geyikdağı birliklerini, allokton olarak Güney İç Anadolu ve Orta Toros birliklerini tanımlamıştır. Bölgenin yapısal gelişiminde düşey blok hareketlerinin önemli olduğu araştırmacı tarafından savunulmaktadır. Bölgedeki allokton birliklerin, Lütasiyen sonu – Miyosen öncesi bir zaman aralığında, yatay hareketlerle yerleşmiş olduğunu ileri sürmüştür. Araştırmacı Orta Toros’larda yer alan birlikleri Bozkır birliği, Geyikdağı birliği, Bolcardağı birliği, Aladağ birliği, Antalya birliği ve Alanya birliği şeklinde tanımlamıştır. Araştırmacıya göre

bu birliklerden Geyikdağı birliği diğer birliklere göre otokton olup, kuzeyden Bozkır, Bolcardağı ve Aladağ birlikleri, güneyden de Antalya ve Alanya birlikleri Geyikdağı birliğine bindirmiş durumdadır.

Gedik (1977), Orta Toroslar'da konodont biyostratigrafisi üzerinde çalışmış ve inceleme alanında yüzeyleyen Devoniyen – Karbonifer yaşlı formasyonlara bulduğu konodontlarla yaş vermiştir. Üst Karbonifer ve Permiyen yaşlı formasyonlarda konodont faunasına rastlanılmadığını belirtmiştir.

Monod (1978), Alanya – Akseki arasında incelemelerde bulunmuş ve dar bir kuşakta daha önceleri benimsenen otokton görüşün aksine, üst üste bindirmiş birkaç napın varlığını tespit etmiştir, ayrıca bu napların iç kökenli olduklarını vurgulamıştır.

Özçelik (1984), Bozkır yöresinin jeolojisini, petrol olanaklarını ele alan bir doktora tezi hazırlamış ve yöredeki kaya-stratigrafi birimlerini “Geyikdağı otoktonu” ile “Bozkır alloktonu” adı altında iki büyük tektonik üniteye ayırarak incelemiştir.

Özgül (1984 a), Alanya bölgesinde yaptığı doktora tez çalışmasında metamorfizma ve yapı özellikleri ile birbirinden farklı iki kaya birimi topluluğunun bölgede varlığını ortaya koymuştur. Araştırmacı Antalya ve Alanya birliği olarak tanımlanan bu topluluklardan Alanya birliğinin, her biri üzerinde yataya yakın konumlu üç naptan oluşmuş olduğunu ve bunların başlıca tortul kökenli kayalardan türeyerek yeşil şist fasiyesinde metamorfiklerden olduğunu belirlemiştir. Araştırmacıya göre Antalya birliği, Anisiyen – Ladiniyen zaman aralığında kıtasal bir parçalanmanın ve riftleşmenin izlerini taşımakta olup, Karniyen – Noriyen'de havzanın olistolit dilimleri, moloz akması birikintileri ve türbiditlerle tamamen dolduğunu ifade etmiştir. Araştırmacı bölgede Resiyen – Liyas zaman aralığında bir transgresyonun olduğunu ve bu transgresyonun ardından Dogger – Kretase süresince radyolarit ve pelajik karbonatlarla temsil edilen ikinci bir derinleşmenin başladığını belirtmiştir. Araştırmacı Gündoğmuş yöresinde Alanya birliğinin tabanında yer alan ofiyolit dilimlerine dayanarak, bu derinleşmenin Senoniyen'den önce okyanuslaşma aşamasına ulaştığını ifade ettiğini; Alanya birliğinin Antalya birliği üzerine ofiyolitli karışık dilimiyle beraber bindirmesinin Maastrichtiyen sonu – Lütisiyen öncesi bir üzerleme hareketine bağlanabileceğini savunmuş, Antalya ve Alanya birliklerinin, Geyikdağı birliği üzerine yerleşmesini ise bu üzerlemenin bir devamı niteliğinde olduğunu belirtmiştir.

Turan (1990), inceleme alanını kapsayan “Toroslar'da Hadim (Konya) ve güneybatısının jeolojisi, stratigrafisi ve tektonik gelişimi” isimli doktora tezi çalışmasında Devoniyen – Eosen zaman aralığında çökelmiş değişik kaya birimlerinin

yüzelediğini, birimlerin biri otokton diğerlerinin ise allokton olarak iki ana bölüme ayrıldığını söylemiştir. Araştırmacı otokton birliğin inceleme alanının kuzeyinde sığ şelf karbonatlarından oluşan ve birbirleriyle uyumsuz olan Ovacık kireçtaşı (Üst Jura) ile Saytepe formasyonu (Senomaniyen - Maastrichtiyen), inceleme alanının güneyinde ise Saytepe formasyonunun (Senomaniyen - Monsiyen) çökelişi esnasında Geç Kampaniyen'den sonra derinleşme sürecine girildiğini ve bu derinleşmenin Monsiyen'e kadar sürdüğünü, böylece otokton birliğin güney kesiminde kalın bir fliş istifisi şeklindeki Karaköy formasyonunun (Maastrichtiyen) Saytepe formasyonu ile yanal ilişkili olarak şekillendiğini ifade etmiştir. Araştırmacı allokton birliklerin, otokton birlik ile birbirlerinin üzerinde örtüler şeklinde dört naptan oluştuğunu belirtmiştir. Araştırmacı bunların tektonostratigrafik konumlarına göre Taşkent napı (otoktonun üzerinde genel olarak değişik boyut ve özellikli bloklar içeren bir tektonik melanj karakterinde), Hocalar napı (Zindancık karmaşığı ve Kayraklıtepe kuvarsiti), Sinatdağı napı (lagüner Kahtepe formasyonu, Kartallıca kireçtaşı, Sinatdağı formasyonu, Türbetepe kireçtaşı ve Söğütyaylası formasyonu) ve Gevne napı (Gevne grubu ve İshaklı grubu) şeklinde sıraladıklarını ifade etmiştir. Araştırmacı yörede saptanan uyumsuzlukların stratigrafik yerlerine göre, Hadim bölgesinin Erken Alpin ve özellikle Orta Alpin orojenik hareketlerinden büyük ölçüde etkilendiğini, bu hareketler sonucu bölgede çoğunlukla KB-GD gidişli kıvrımlı, kırıklı ve bindirmeli yapıların geliştiğini, Yöredeki alloktonların Geç Lütésiyen – Erken Oligosen dönemindeki yoğun yatay sıkışma hareketlerine bağlı olarak ayrı ayrı naplar şeklinde bölgeye taşındığını, Pireniyen dağ oluşumu evresindeki kompresyonel tektonik rejimde naplar yerleştikten sonra, bölgenin tansiyonel tektonik rejimde eğim atımlı faylarla kırılarak esas yapısını kazandığını vurgulamıştır.

Varol (1992), Doğu Toroslar'da Geyikdağı birliğine ait Orta Devoniyen yaşlı (Şafaktepe formasyonu) dolomitlerin petrografisi ve kökeni üzerine yaptığı çalışmada dolomitlerin *Amphipora*'lı resifal kireçtaşlarıyla birlikte ostrakod ve alg laminalı kireçtaşlarının dolomitleşmesiyle oluştuğunu belirtmiştir. Araştırmacı laminalı, homojen, bantlı (zebra dokulu) ve benekli olmak üzere farklı dolomit tiplerinin bulunduğunu; bu dolomitlerin erken ve geç olmak üzere iki farklı diyajenetik evrede meydana geldiklerini; erken diyajenetik olanların gelgit düzlüğü karışım zonunda (tatlı su - deniz suyu) dolomitleştiğini; geç diyajenetik dolomitlerin (epijenetik dolomitler) ise önceliklere göre daha iri kristalli olduğunu ve yüksek sıcaklık koşullarında geliştiklerini ifade etmiştir.

Karakaş ve Varol (1994), Sivrihisar (Eskişehir) dolayında gösel dolomitlerin petrografisi konulu çalışmalarında gösel Neojen havzası çökellerinin dolomit, dolomitli kiltaşları ve jipsten yapıları olduklarını; SEM çalışmaları sonucu öhedral, sferoidal ve yarı sferoidal şeklinde farklı petrografik tipte mikrokristalin dolomitlerin olduğunu belirtmişlerdir. Araştırmacılar petrografik olarak farklı dolomit tipleri ve onların farklı izotop değerlerinin, sıcaklık, tuzluluk ve biyolojik aktivitedeki değişimin kontrolündeki Neojen göl havzasındaki iklimsel ve hidrodinamik koşulların etkilerini yansıttığını ifade etmişlerdir.

Özgül (1997), Bozkır – Hadim – Taşkent dolaylarında yaptığı çalışmada Geyikdağı birliği, Aladağ birliği, Bolkardağı birliği ve Bozkır birliği adlarıyla bilinen stratigrafi, yapısal ve metamorfizma özellikleri açısından farklı ortam koşullarını yansıtan kaya birimi topluluklarının birbirleriyle tektonik ilişkili olarak yer aldığını belirtmiştir. Araştırmacı diğer birliklerin tümünün altında yer alan “görelî yerli” konumlu Geyikdağı birliği, Üst Paleozoyik yaşta karbonat ve kırıntılı kayalarla onları açılı uyumsuz olarak üstleyen ve Lütésiyen yaşlı olistolit ve olistostromal oluşuklu fliš ile son bulan Üst Mesozoyik – Alt Tersiyer yaşlı şelf tipi karbonat istifini kapsadığını ifade etmiştir. Araştırmacı Geyikdağı birliğinin Lütésiyen yaşlı fliš türü kırıntıları üzerinde yatay naplar halinde yer alan Aladağ ve Bolkardağı birlikleri Geç Devoniyen – Erken Kretase aralığında çökelmiş başlıca şelf tipi karbonat ve kırıntılı kaya birimleriyle Senoniyen yaşlı olistolit ve olistostromal oluşuklu fliši kapsadığını, birbirleriyle benzerlik gösteren bu iki birliğin stratigrafi, metamorfizma ve yapı özellikleri açısından farklılıklar gösterdiğini vurgulamıştır. Araştırmacı Bozkır birliğinin Triyas – Kretase aralığında çökelmiş havza, yamaç ve daha az oranda platform çökelleriyle, bazik denizaltı volkanitleri, tüf, diyabaz, serpantin vb. kayaların değişik boyutlarda blok ve dilimlerini kapsayan büyük bir karışık görünümünde olduğunu söylemiştir. Araştırmacı Geç Maastrichtiyen – İlerdiyen aralığında Geyikdağı ve Aladağ birliklerinin arasında ofiyolit, spilitik volkanit arakatlı pelajik kireçtaşı ve kalsitürbiditleri kapsayan “Dipsiz Göl ofiyolitli karışığı” ile temsil edilen dar ve kısa ömürlü bir okyanus havzasının yer aldığını düşünmüştür. Araştırmacı karışığın Geyikdağı birliğinin Lütésiyen yaşlı kaotik fliši üzerinde ve bu birlik ile yabancı konumlu Bolkardağı ve Aladağ birlikleri arasında, değişen kalınlıkta tektonik dilimler halinde yer aldığını; birliklerin stratigrafi özellikleri ve birbirleri ile ilişkileri göz önünde bulundurulduğunda, Erken Triyas – senoniyen aralığında güneyden kuzeye doğru Geyikdağı, Aladağ, Bolkardağı ve Bozkır birliği şeklinde bir dizilimle, platformdan okyanusa uzanan bir havzayı oluşturduklarını;

Kuzey tetis Okyanusu olarak adlandırılabilir olan bu havzanın Geç Senoniyen’de kapanmasına bağlı olarak, Bozkır birliğinin kendi içinde dilimlenip Bolkardağı ve Aladağ birliklerini üstlediğini; Aladağ ve Bolkardağı birliklerinin İlerdiyen sonunda kapanan Dipsiz Göl havzanın ofiyolitleriyle birlikte, sırtlarında Bozkır birliğini de taşıyarak Geyikdağı birliğini üstlediğini ifade etmiştir.

Turan (1997), Bağbaşı ve Korualan Kasabaları (Hadim - Konya) arasında kalan alanda yaptığı çalışmada otokton, allokton ve neotokton birlikler olmak üzere yöredeki litolojileri üç bölüme ayırmıştır. Araştırmacı otokton birlikte (Geyikdağı birliği) en altta Çaltepe formasyonunun (Alt-Orta Kambriyen) olduğunu, üzerinde uyumlu olarak Seydişehir formasyonunun (Üst Kambriye-Alt Ordovisiyen) bulunduğunu, onunda üzerinde uyumsuz olarak Hacialabaz kireçtaşının (Üst Jura) izlendiğini, bunun da üzerine uyumsuz olarak Saytepe formasyonunun (Üst Kretase) geldiğini, Saytepe formasyonunu Çobanağacık kireçtaşı (Orta Eosen) tarafından uyumsuzlukla örtüldüğünü, Çobanağacık kireçtaşının ise aynı yaştaki Beden formasyonu ile uyumlu olarak örtüldüğünü belirtmiştir. Araştırmacı otokton birlikleri tektonik olarak üzerleyen allokton birimlerin (Hadim napları) üç tektonik birlikten oluştuğunu; alt tektonik birliğin Taşkent ofiyolitli karışığı (Üst Kretase) ile onu gravite napı şeklinde örten Korualan formasyonu (Mesozoyik) ve üzerinde yine tektonik dokanaklı olarak yer alan Dedemli formasyonundan (Mesozoyik) oluşan Bozkır birliğinin oluşturduğunu; alloktonların orta bölümünün Zindancık metaolistostromundan (Triyas?) ibaret Hocalar birliği ile temsil edildiğini; Üst tektonik dilim durumundaki Sinatdağı birliğinin ise Kahtepe formasyonu (Üst Permiyen) ile onu uyumsuzlukla örten Kartallica formasyonundan (Orta Triyas) oluştuğunu ifade etmiştir. Araştırmacı ayrıca otokton ve allokton birlikleri açılı uyumsuzlukla üstleyen postparoksizmal örtü oluşuklarını (neotokton birimler) Topraklı formasyonu (Üst Pliyosen-Kuvaterner) ve yamaç molozu ile alüvyonların oluşturduğunu vurgulamıştır.

Turan (2000), Karaköy – Hadim arasında Toroslar’ın stratigrafisi konulu çalışmasında Geç Devoniyen – Lütisiyen aralığında oluşan otokton ve allokton birliklerin yüzelediğini; otokton birliğin Hacialabaz kireçtaşı (Üst Jurasik) ile başladığını, üzerine uyumsuzlukla karbonat yapıllı Saytepe formasyonunun (Üst Kretase - Monsiyen) geldiğini; güneybatıda Saytepe formasyonu ile yanal ilişkili ve fliş nitelikli Karaköy formasyonundan (Maastrichtiyen) sonra açılı uyumsuzlukla flişoyid içerikli Beden formasyonunun (Lütisiyen) izlendiğini; kuzeyde Beden formasyonunun altında ve onunla yaşıt resifal Çobanağacık kireçtaşının yer aldığını belirtmiştir.

Andrew ve Robertson (2002), Beyşehir – Hoyran – Hadim napları konulu çalışmalarında napların kuzeybatıdan güneydoğuya doğru 700 km üzerinde bir örtü şeklinde geliştiklerini, bölgesel olarak otokton Torid platform karbonatlarının üzerini bindirmeyle örttüüklerini ifade etmişlerdir.

Özkan ve ark. (2003), İnceleme alanının güneybatısında yapmış oldukları “Akyar – Köprülü (Gündoğmuş - Antalya) civarındaki Üst Triyas kumtaşlarının (Kasımlar formasyonu) provenansı ve petrografik özellikleri” konulu çalışmalarında birimin sığ denizel özellikli alacalı renkli kumtaşı, şeyl, çamurtaşı, gri renkli kireçtaşı ve çakıltaşından oluştuğunu, kumtaşlarının sublitarenit, litarenit, kuvarsarenit, feldispatik litarenit ve litik arkoz bileşiminde olduğunu, kumtaşlarının çimentosunun çoğunlukla kalsit ve silis, az olarak da demiroksit ve dolomit olduğunu, kumtaşlarının ana kaynağının yeniden işlenmiş orojen, yeniden işlenmiş kuvars ve yeniden işlenmiş geçişli bölge olduğunu ifade etmişlerdir.

Varol ve Matsumoto (2005), Toros kuşağının Orta Devoniyen yaşlı erken ve geç dolomitleriyle ilgili çalışmalarında erken dolomitlerin laminalanmalı mikrobiyal ve *Amphipora* biyohermlerinin dolomitizasyonu ile oluştuğunu, bu dolomitlerin planar kristal sınırlarına sahip olduklarını ve ince – orta kristal boyutunda olduklarını, bulanık, berrak ve eğri kristaller şeklinde farklı petrografik tiplerden ibaret replasif dolomitlerden oluştuğunu ifade etmişlerdir. Araştırmacılar geç dolomitlerin erken dolomitlerden daha iri kristalli olduklarını, masif ve zebra dolomitler şeklinde olduklarını vurgulamışlardır.

Eren ve ark. (2007) Aydınçık dolayında yaptıkları çalışmada Alt Liyasik yaşlı dolomitleri incelemişler ve bu dolomitlerin peritidal ortamda çökelen karbonatların erken ve geç safha dolomitizasyona uğrayarak üç tip dolomitin geliştiğini ifade etmişlerdir. Araştırmacılar petrografik olarak belirledikleri üç tip dolomiti: (1) çok ince – ince kristalin dolomit, (2) iri kristalin dolomit ve (3) dolomit çimento (boşluk dolgusu ve iri kristalli rim çimento) şeklinde olduklarını belirtmişlerdir. Araştırmacılar ayrıca, birinci tip dolomitlerin peritidal sedimentlerin sinsedimanter olarak deniz suyundan oluşan erken safha dolomitleşmesini karakterize ettiğini, ikinci tip dolomitlerin artan gömülmeyle yaklaşık 50 °C de birinci tip dolomitlerin rekristalizasyonundan oluştuğunu, üçüncü tip dolomitlerin ise aynı dolomitleşme sıvısından çimento şeklinde oluştuğunu vurgulamışlardır.

Çiner ve ark. (2007), Isparta Dirseği’nde yer alan Geç Senozoyik yaşlı Antalya Havzası Miyosen çökel dolgusunun stratigrafisi, fasiyes düzeni ve çökeltme ortamları ile

tektonik olarak aktif bir bölgedeki havza oluşumunun, evriminin ve deformasyonunun anlaşılmasını sağlamak amacıyla yaptıkları çalışmada Antalya Havzasının, Isparta Dirseği'nde Mesozoyik yaşlı paraotokton karbonat platformları ile allokton birimlerden (Likya ve Antalya napları ile Alanya Metamorfik Masifi) oluşan bir temel üzerinde, genişleme - sıkışma tektonizması etkinliğinde, uyumsuz olarak gelişmiş bir geç orojen sonrası havza olduğunu belirtmişlerdir. Araştırmacılar, bu havzanın Miyosen yaşlı çökel dolgusu, yerel olarak gelişmiş resifler ve resifal karbonatlar içeren, kırıntılı egemen kalın çökel birikimi ile temsil edildiğini ifade etmişlerdir.

Özkan ve Dinç (2008), Konya ilinin güneyinde bulunan Hadim ilçesinin çevresinde yaptığı çalışmada, Hacıalabaz kireçtaşına ait dolomitlerin (Geç Jurasik) petrografik ve jeokimyasal açıdan sedimanter özelliklerini detaylı şekilde incelemişlerdir. Araştırmacılar, dolomit, dolomitik kireçtaşı ve kireçtaşından oluşan birimin altta mikritik ara düzeyler içeren gri, koyu gri renkli, orta – kalın tabakalanmalı, şeker dokulu dolomitik kireçtaşları ile başladığını, üste doğru gri renkli, orta tabakalanmalı kireçtaşlarına geçtiğini belirtmiştir. Ayrıca daha üstlerde ise koyu gri renkli, orta – kalın tabakalı, bazı düzeylerde breşik görümlü kireçtaşı ve dolomitleşmiş ara düzeylerle istifin devam ettiğini açıklamışlardır. Araştırmacılar, Hacıalabaz kireçtaşının uzun bir karasallaşma döneminden sonra transgresyon yapan bir denizde, doğrudan karbonat sedimantasyonu şeklinde çökelmeye başladığını ve sığ karbonat platform ortamında (gelgit içi – gelgit altı ve sınırlanmış lagün) çökelen Hacıalabaz kireçtaşlarında *Clypeina jurassica*, *Cambelliella striata*, *Salpingoporella* sp. gibi yeşil alg ve *Valvulina lugeoni*, *Kurnubia* cf. *palastiniensis*, *Valvulina* sp., *Ophalmidium* sp., *Siphovalvulina* sp., *Haurania* sp., Miliolidae gibi foraminifer fosilleri bulunduğunu belirtmişlerdir.

Ghienne ve ark. (2010), yaptıkları çalışmada güney (Toros Zinciri ya da Toridler) ve güneydoğu (Arap Levhası'nın kenar kıvrımları) Türkiye'deki Kambriyen - Ordovisiyen istiflerinin hemen hemen tümüyle korunduğunu belirtmişlerdir. Araştırmacılar ana trasgresif olaylarla ve bunu izleyen şelf ilerlemelerine göre dört ana sedimanter istif bulunduğunu söylemişlerdir. Araştırmacılar, 2000 metre kalınlığındaki Erken Pleozoyik istifinin gelişiminin; (1) kratonik platform rejiminin başlangıç evresinde flüvyal ve volkanik, (2) stabil denizel platform gelişim evresinde karbonatlar ve fırtına etkisinde gelişmiş klastikler, (3) tektonik duraysızlık evresinde buzul - denizel çökellerin alt bölümü ve (4) buzullaşma evresinde buzul - denizel çökeller şeklinde geliştiğini ifade etmişlerdir.

2. STRATİGRAFİ

İnceleme alanı ve yakın çevresinin stratigrafisi Turan (1990) tarafından ayrıntılı olarak çalışılmıştır (Şekil 2.1). Turan (1990) inceleme alanındaki birimleri Asarlıkyaylası formasyonu, Gölboğazı kireçtaşı üyesi, Yarıcak formasyonu, Kirazpınarı kireçtaşı üyesi, Arpalık formasyonu, Kuşakdağı formasyonu, Sinatdağı formasyonu, Türbetepe kireçtaşı, Söğütyaylası formasyonu ve Alüvyon şeklinde tanımlamıştır.

Bu çalışmada Gölboğazı kireçtaşı üyesi sadece kireçtaşından oluşmayıp, dolomit de içermesi dolayısıyla formasyon mertebesinde görüldüğünden "Gölboğazı formasyonu" adı altında tanımlanmış ve incelenmiştir.

Stratigrafik olarak inceleme alanındaki en yaşlı birim Geç Devoniyen yaşlı kireçtaşı ve dolomitlerden oluşan Gölboğazı formasyonudur. Gölboğazı formasyonu üzerine uyumlu olarak Geç Devoniyen yaşlı konglomera, kumtaşı, şeyl ve çamurtaşından oluşan Asarlıkyaylası formasyonu gelir. Asarlıkyaylası formasyonu üzerine uyumlu olarak Karbonifer yaşlı, kireçtaşı, kumlu kireçtaşı ve çaprazlaminalı kumtaşından oluşan Yarıcak formasyonu gelmektedir. Yarıcak formasyonu üzerine uyumlu olarak Erken Permiyen yaşlı kumtaşı ve kireçtaşlarından yapılı Arpalık formasyonu gelmektedir. Arpalık formasyonu üzerinde uyumlu olarak Geç Permiyen yaşlı kristalize kireçtaşı, dolomit, kumtaşı ve şeylden ibaret Kuşakdağı formasyonu yer almaktadır. Kuşakdağı formasyonu üzerine uyumsuz olarak Jura- Erken Kretase yaşlı konglomera, kumtaşı, çamurtaşı ve kireçtaşından oluşan Sinatdağı formasyonu gelmektedir. Sinatdağı formasyonu üzerinde uyumsuz olarak Koniasiyen - Turoniyen yaşlı çört yumrulu kireçtaşlarından oluşan Türbetepe formasyonu bulunmaktadır. Türbetepe formasyonu üzerine uyumsuz olarak Kampaniyen - Maestrihtiyen kireçtaşı olistolitleri içeren kumtaşı-şeyl-çamurtaşı ardalanmasından ibaret Söğütyaylası formasyonu gelmektedir. Söğütyaylası formasyonu üzerinde ise Kuvaterner yaşlı Alüvyonlar yer almaktadır (Şekil 2.1).

Y A Ş	FORMASYON	ÜYE	SİMGELELER	KALINLIK (m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
Kuvaterner	Alüvyon		Qal	30		İri çakıl, çakıl, kaba kum ve ince kum ile silt, kil
MAESTRİTTİYEN-KAMPANYEN	SÖĞÜTYAYLASI		Üks	80-150		Uyumsuzluk Gri renkli, Jura-Kretase yaşlı kireçtaşı olistolitleri içeren kırıntılar, az kumtaşı, şeyl ve çamurtaşı ardalanması, bordo çamurtaşı düzeyleriyle ardalı konglomera ile dereceli tabakalı, çapraz tabakalı kumtaşı.
KONİASİYEN-TURONİYEN	TÜRBE TEPE		Kt	30		Uyumsuzluk Gri renkli, ince-orta tabakalı, çört yumrulu, sert dokulu kireçtaşı.
ERKEN KRETASE-JURA	SİNATDAĞI		Js	360		Uyumsuzluk Açık gri-gri renkli, ince-orta tabakalı, bol eklemli kireçtaşı. Kırmızımsı renkli tabankonglomerası ile başlayan transgresif serinin kırıntıları.
GEÇ PERMİYEN	KUŞAKDAĞI		Pk	800-1000		Uyumsuzluk Yer yer dolomitleşmiş aratabakalar da ihtiva eden ince-orta tabakalı, koyu gri renkli, kısmen kristalize olmuş bol algli-gastropodlu kireçtaşları ve yer yer dolomitleşmiş aratabakalar. Orta-kalın tabakalı, koyu gri renkli, iri algli yer yer dolomitleşme ve kristalisyasyona maruz kireçtaşı. Kuvarsarenit kumları olağandır. Koyu gri-siyah renkli kireçtaşı-şeyl-kumlu kireçtaşı ve sarımsı gri renkli, kuvarslı kumtaşı ardalanması.
ERKEN PERMİYEN	ARPALIK		Pa	120		Oksidasyon yüzeyleri bordo- kırmızı, taze yüzeyleri sarımsı- boz ve kirli beyaz renkli, ince - orta lamine, kuvarslı kumtaşları. Yer yer fosilli kireçtaşları.
ORTA-GEÇ KARBONİFER	YARICAK		Ky	150-300		Pembemsi-krem ve sarı boz renkli, kalın katmanlı kireçtaşları. Lamine kumlu kireçtaşı, bordo renkli çapraz lamine kuvarslı kumtaşı.
ERKEN KARBONİFER	YARICAK	Kirazpınarı	Kyk	100		Koyu gri-siyah renkli, bitümlü kireçtaşı.
GEÇ DEVONİYEN	ASARLIKYAYLASI		Da	120-450		Bol mercan, krinoid ve brakiyopod içerikli resifal kireçtaşı mercikleri ile ardalanmış gri-boz renkli kuvarsit ve şeyller.
GEÇ DEVONİYEN	GÖLBOĞAZI		Dg	60		Koyu gri-gri renkli, bazen lamine, çok çatlaklı dolomit, breşik, ezik, çok poroz sarımsı boz renkli kireçtaşı.

Şekil 2.1 İnceleme alanının stratigrafik dikme kesiti (Ölçeksiz; Turan, 1990 ' dan değiştirilerek).

2.1. Gölboğazı formasyonu (Dg)

Turan (1990) çalışmasında ‘Gölboğazı kireçtaşı üyesi’ olarak adlandırmış olmasına rağmen, bu çalışmada Gölboğazı formasyonu olarak adlandırılmış ve tanıtılmıştır. İnceleme alanında formasyonun yayılımı, batıda Çengeller, Söğüt yaylası, doğuda Gölboğazı yaylasına doğru devam eder (Ek-1).

Gölboğazı formasyonu gri ve mavimsi gri renkli dolomitler ile başlar. Dolomitler bindirme düzlemine yakın noktalarda ufalanmış, ezilmiş, çok gözenekli ve ayrışmadan ötürü sarımsı renkler arz eden bir taban bölümünden sonra, paralel laminalı ve 10-20 cm kalınlıklı düzgün tabakalardan oluşan yüzeylere geçer (Şekil 2.1, 2.2, 2.3). Gölboğazı formasyonu en üst bölümlerde dolomitler yüzeylemektedir



Şekil 2.1 Gölboğazı formasyonuna ait dolomitler (Çiçeklice Tepe kuzey batısı).

Mikroskop çalışmalarında Gölboğazı formasyonunun alt bölümlerini temsil eden kayaçların boşluklu bir yapı arz ettikleri ve ayrıca kristalleşmiş, öz şekilli dolomitlerden oluştuğu görülmüştür. Üst seviyesinden alınan 0,5 – 1 mm kalınlığında dalgalı lamina yapısı arz eden örneklerde ikincil olaylarla kayaç dokusunun büyük ölçüde değiştiği gözlenmiştir (Turan 1990).



Şekil 2.2 Gölboğazı formasyonuna ait dolomitler (Çiçeklice Tepe kuzey batısı).



Şekil 2.3 Kocagüney Tepe'de bulunan Gölboğazı formasyonuna ait dolomitler.

Gölboğazı formasyonu alttan tektonik olarak sınırlanırken üstten de Asarlıkyaylası formasyonu litolojileri ile uyumlu olarak örtülür.

Gölboğazı formasyonu dolomitleri gelgit içi – gelgit altı ortamında oluşan karbonatların sığ gömülmeli erken diyajenetik dolomitleşmesi ve orta - derin gömülme derinliklerinde geç diyajenetik olarak dolomitleşmesi ile oluşmuştur.

3. PETROGRAFI VE JEOKİMYA

3.1. Petrografi

Gölboğazı formasyonundan 4 noktadan ölçülü stratigrafi kesiti alımı yapılmış ve korele edilmiştir (Ek-2). Yapılan ölçülü stratigrafi kesitleri aşağıda tek tek irdelenmiştir.



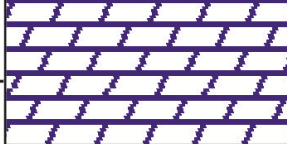








3.1.1. ÖSK - 1'den Alınan Numunelerin Petrografik Özellikleri:

1 no'lu lokasyondaki karbonatlar tabanda dolomitte başlamakta orta kesimlerde kalsitik dolomit – dolomit araldanması şeklinde devam etmekte ve üstte doğru kalsitik dolomit olarak sonlanmaktadır (Şekil 3.1). Bu kesitten alınan numunelerin mikroskopik özellikleri göz önünde tutularak Dunham (1962) sınıflamasına göre dolomikrit ve dolosparit oldukları gözlenmiştir (Çizelge 3.1).

İnce kesitlerde mikrodan iriye değişen boyutlarda, özşekilli - yarı özşekilli ve özşekilsiz tane şeklinde idiyotopik, hibidiyotopik ve ksenotopik dokulu dolomit kristalleri görülmektedir (Çizelge 3.2). Petrografik inceleme sonucu, ince-çok ince kristalli dolomitler (Şekil 3.2), demiroksitle ornatılmış zonlu dolomitler (Şekil 3.3), poikilotopik dokulu özşekilli-demiroksitli dilinimli iri dolomit romboederleri (Şekil 3.4,3.5), breşik dolomitler (Şekil 3.6), anhedral iri-çok iri saddle dolomitler (Şekil 3.7), ince-çok ince kristalli dolomit ve iri kristalli özşekilli-yarıözşekilli dolomit romboederinde kısmen didolomitleşme (Şekil 3.8), özşekilli-yarıözşekilli dolomit kristalleri ve didolomitleşme (Şekil 3.9), biomoldik dolosparit ve dolomikrit (Şekil 3.10) , kuvars, opak mineral ve porozite ile birlikte bulunan mikritik kalsitik dolomitler (Şekil 3.11), orta-iri, özşekilli-yarıözşekilli dolomit kristalleri (Şekil 3.12), unimodal, özşekilli-yarıözşekilli dolomit kristalleri (Şekil 3.13), opak mineral ve kuvars ile birlikte bulunan kalsitik dolomit (Şekil 3.14) şeklinde oldukları gözlenmiştir.

XRD çekimlerine göre bazı örnekler dolomit, bazı örnekler ise kalsitik dolomit (Şekil 3.15 - 3.22) şeklindedir.

ÖSK-1'den alınan bir örnekten (A-45) yaptırılan SEM (taramalı elektron mikroskop) incelemesi sonucu ince kristalli yarı özşekilli dolomit kristalleri ve EDX diyagramı görülmektedir (Şekil 3.23).

Yaş	Formasyon	Açıklamalar	Kalınlık (m)	Litoloji	Örnek No
Geç Devoniyen	Gölböğazi	Kuarsit	148		
		Kalsitik Dolomit	135		A-925
		Dolomit	120		A-823
		Kalsitik Dolomit	105		A-77
			90		A-66
			75		A-510
			Dolomit	60	
		45			A-324
		30			A-220
		15			A-130
0					
Maestrihtiyen Kampaniyen-	Söğütyaylası	Kumtaşı			Tektonik Dokanak

Şekil 3.1. Ölçülü stratigrafi kesiti – 1

Çizelge 3.1: ÖSK-1'den alınan örneklerin mikroskobik özellikleri.

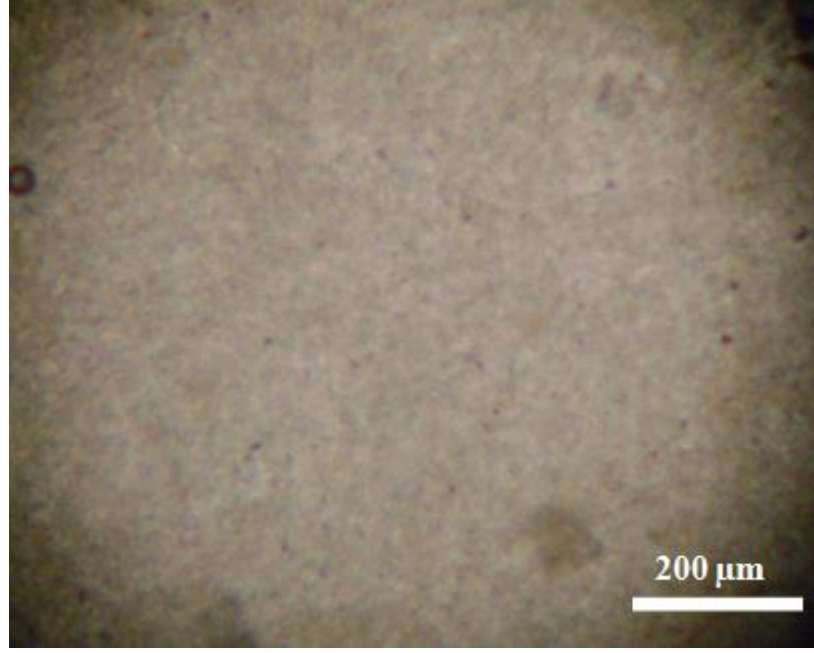
Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	Allokemler				Otokemler		Kayacın Adı (Dunham,1962)
			Fosil %	Intraklast %	Ooid %	Pellet %	Sparit %	Mikrit %	
A-130	-	100	-	10	-	-	-	90	Dolomikrit
A-220	3	97	-	-	-	-	3	97	Dolomikrit
A-324	-	100	5	-	-	-	-	95	Dolomikrit
A-45	6	94	-	-	-	-	100	-	Dolosparit
A-510	48	52	20k	-	-	-	4	76	Dolomikrit
A-516	25	75	-	-	-	-	100	-	Dolosparit
A-66	25	75	-	-	-	-	100	-	Dolosparit
A-77	-	100	-	-	-	-	100	-	Dolosparit
A-724	5	95	-	-	-	-	100	-	Dolosparit
A-823	33	67	-	-	-	-	100	-	Dolosparit
A-925	2	98	-	-	-	-	100	-	Dolosparit

k= Kalsitik taneler

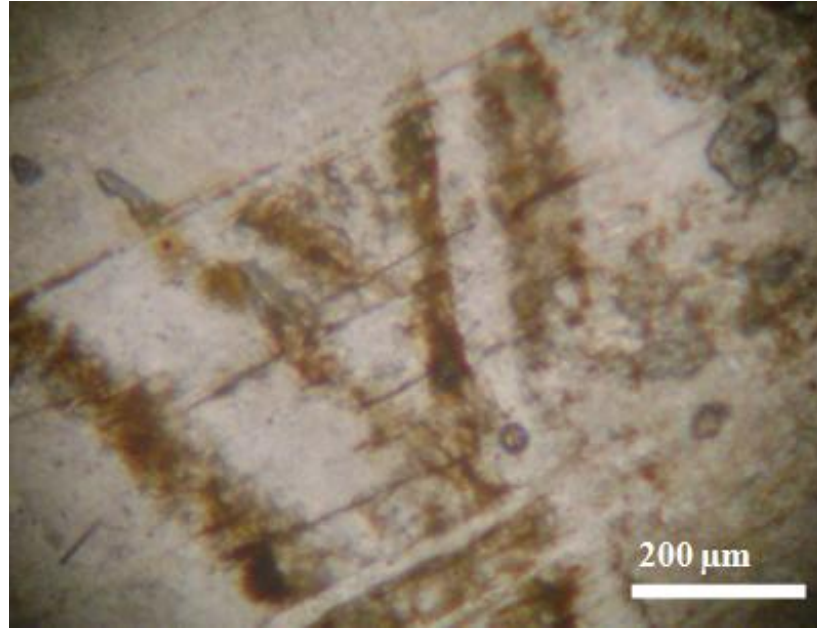
Çizelge 3.2: ÖSK-1'den alınan dolomit örneklerin dokusal özellikleri.

Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	İlksel dokunun korunma oranı	Dolomit Kristallerinin					Doku
				Tane boyutu	Boylanma	Tane şekli			
						Öz	Yö	Ös	
A-130	-	100	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
A-220	3	97	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
A-324	-	100	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
A-45	6	94	-	ince	iyi	✓	✓		İdiyotopik
A-510	48	52	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
A-516	25	75	-	İnce-orta	kötü	✓	✓		İdiyotopik
A-66	25	75	-	orta-iri	kötü	✓	✓		İdiyotopik
A-77	-	100	-	ince-iri	kötü	✓	✓		İdiyotopik
A-724	5	95	-	İnce-orta	kötü	✓			İdiyotopik
A-823	33	67	-	İnce-iri	kötü		✓		Hibidiyotopik
A-925	2	98	-	İnce-orta	kötü	✓	✓		İdiyotopik

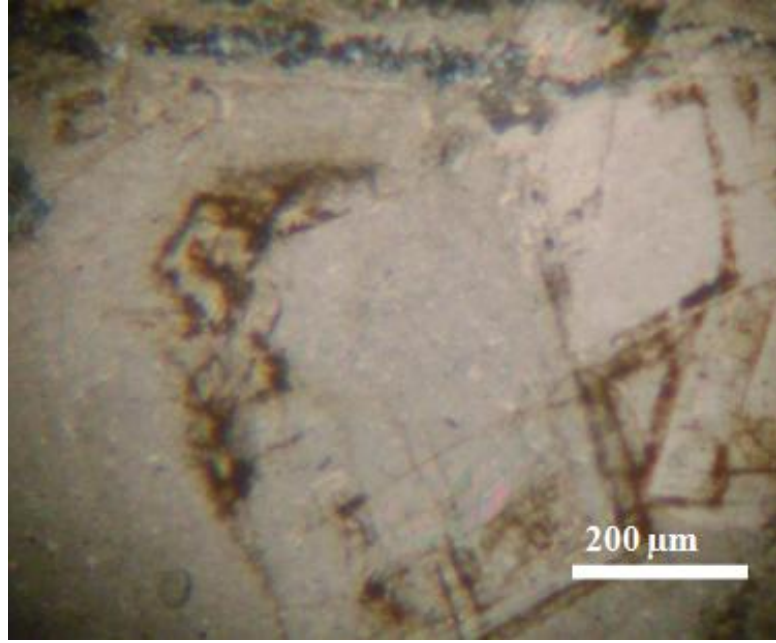
Öz= Özşekilli Yö= yarı özşekilli Ös= Özşekilsiz



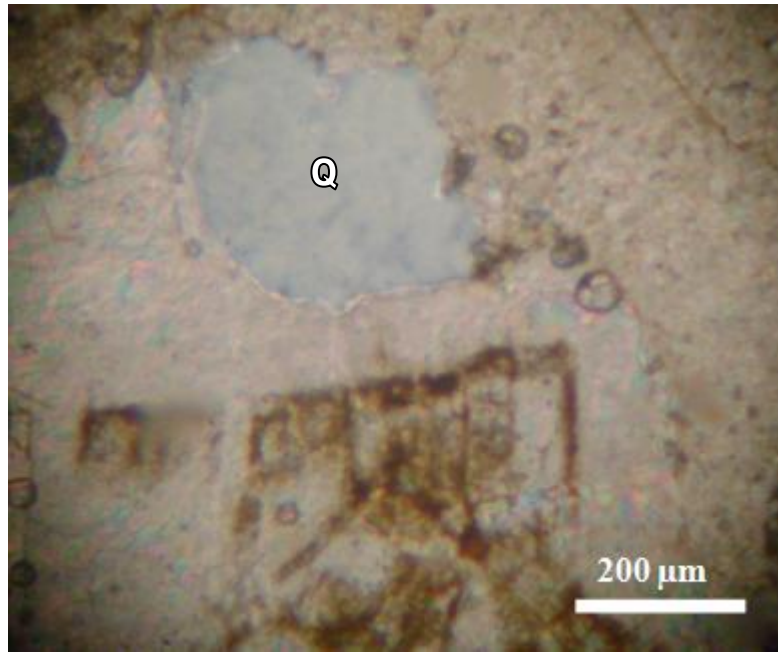
Şekil 3.2. İnce-çok ince kristalli dolomit (Ç.N., Nu:A-130; dolomit)



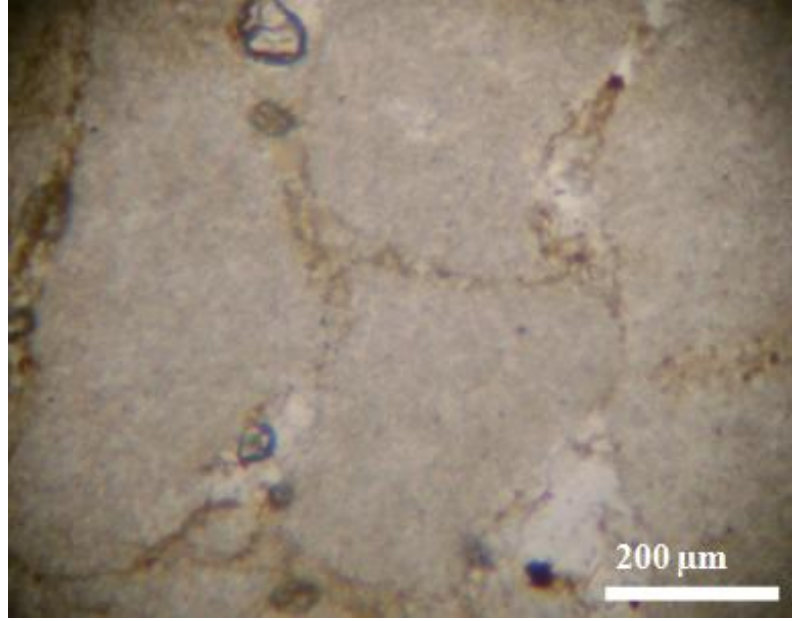
Şekil 3.3. Demiroksitle ornatılmış zonlu dolomit (Ç.N., Nu: A-130; dolomit).



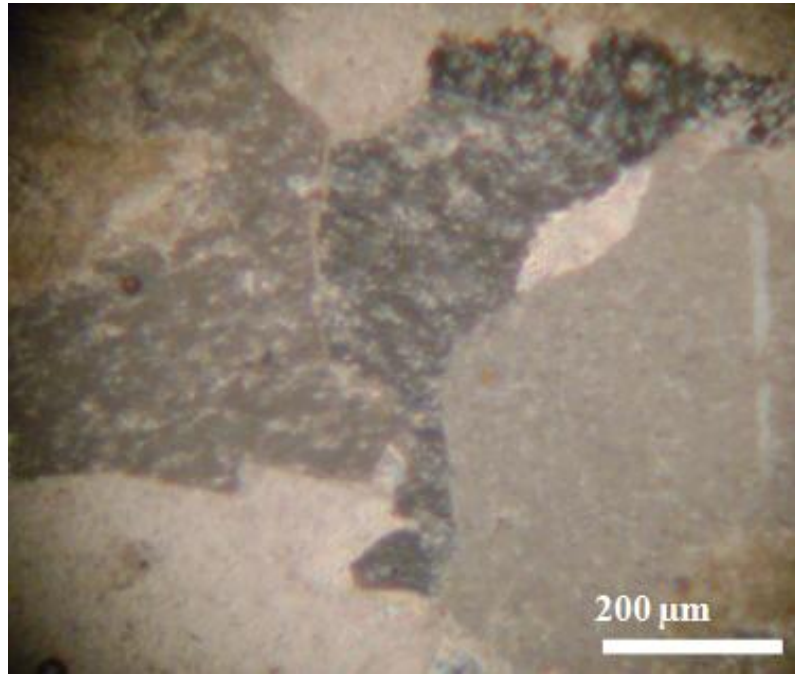
Şekil 3.4. Özşekilli-demiroksitli iri dolomit romboederleri. (Ç.N., Nu: A-130; dolomit)



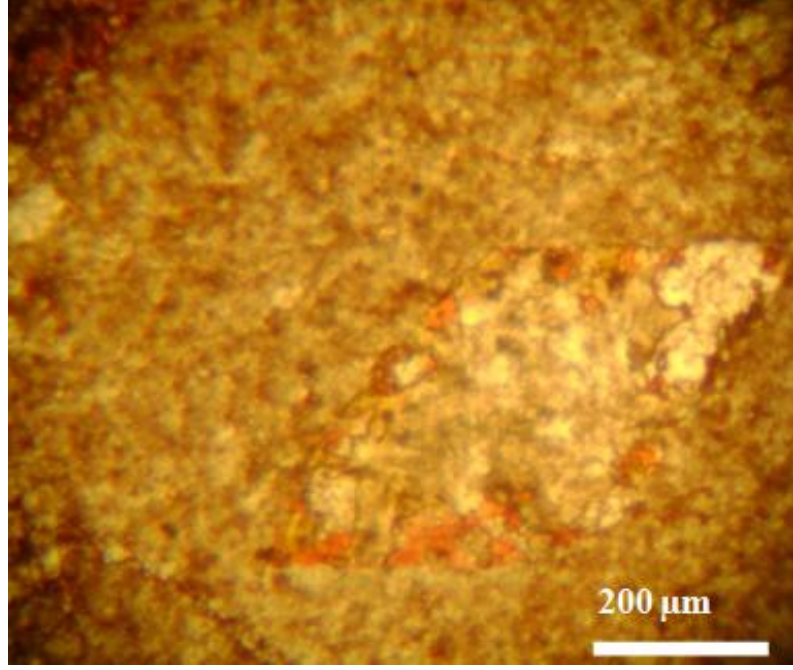
Şekil 3.5. Kuvars (Q), poikilotropik doku ve özşekilli-demiroksitli dolomit (Ç.N., Nu: A-130; dolomit)



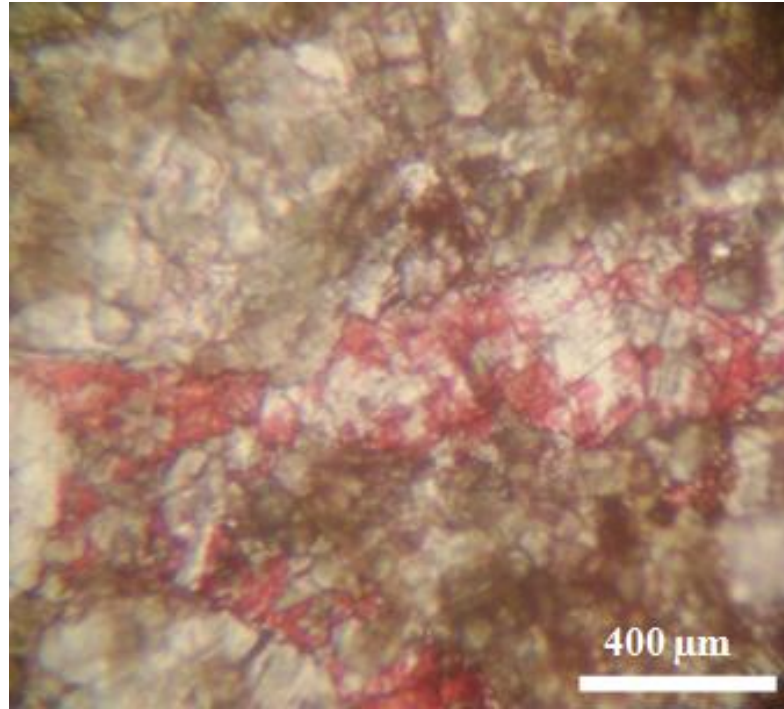
Şekil 3.6. Breşik dolomit (Ç.N., Nu: A-130; dolomit)



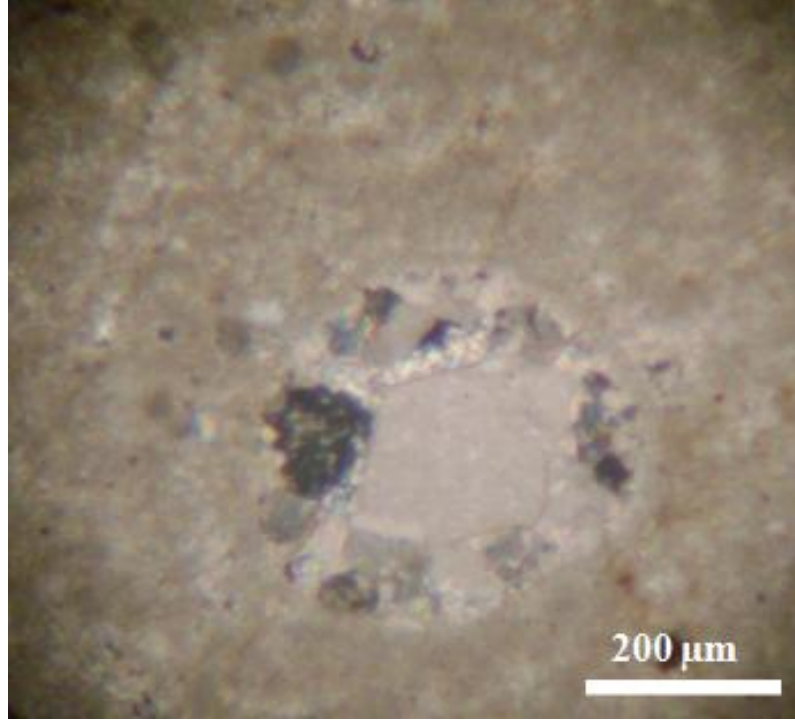
Şekil 3.7. Anhedral iri-çok iri saddle dolomit (Ç.N., Nu: A-130; dolomit)



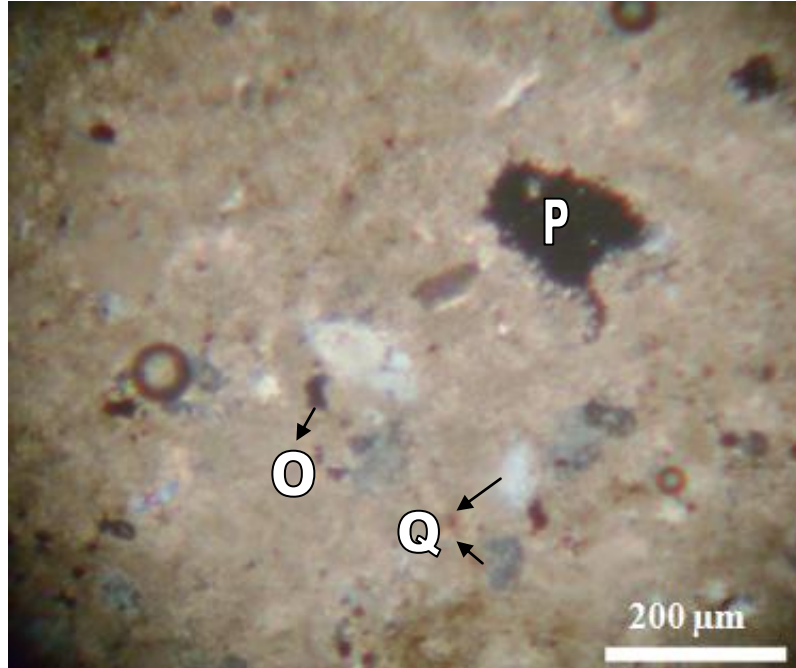
Şekil 3.8. İnce-çok ince kristalli dolomit ve iri kristalli özşekilli dolomit romboederinde kısmen didolomitleşme (T.N., Nu: A-220; dolomit)



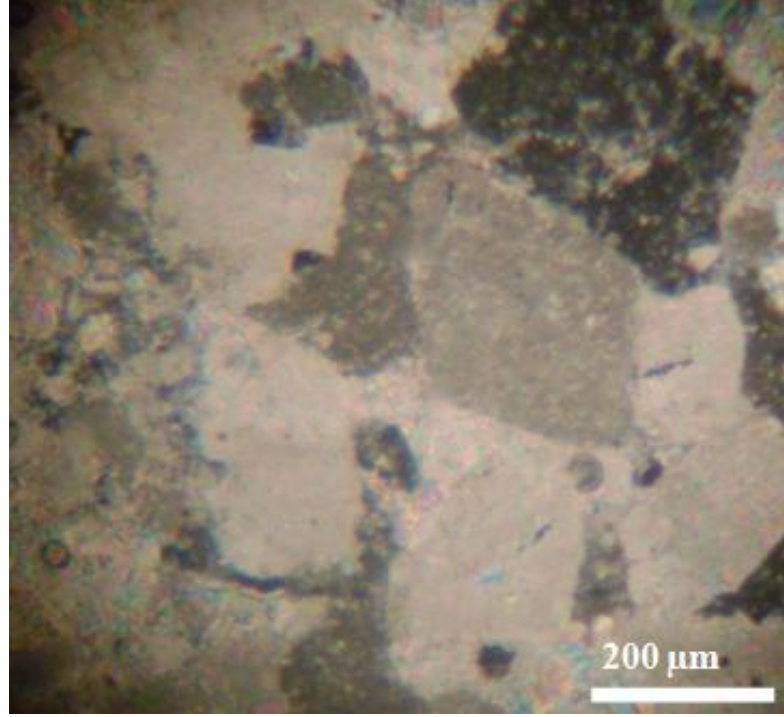
Şekil 3.9. Özşekilli-yarıözşekilli dolomit kristalleri ve didolomitleşme (T.N., Nu: A-45; dolomit)



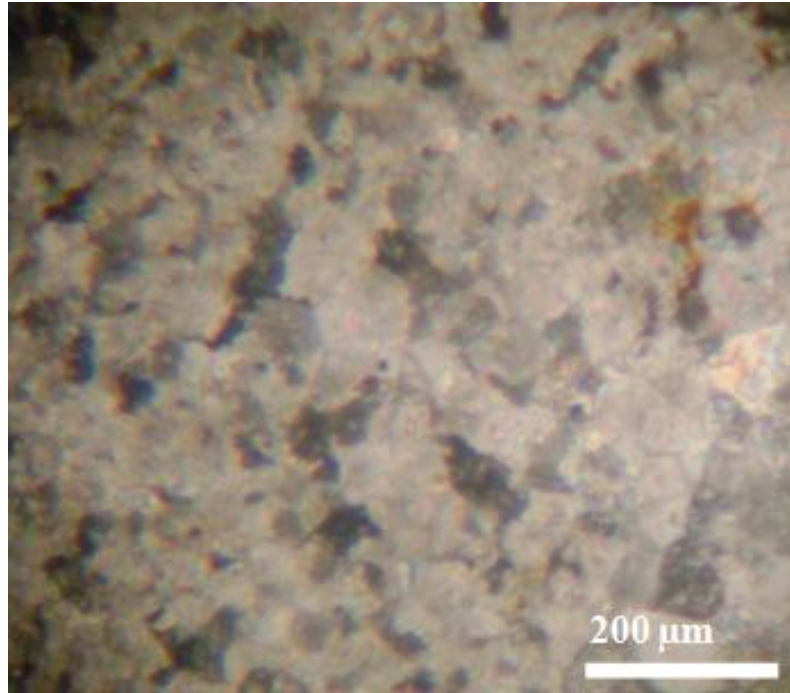
Şekil 3.10. Biomoldik dolosparit ve dolomikrit (Ç.N., Nu: A-324; dolomit)



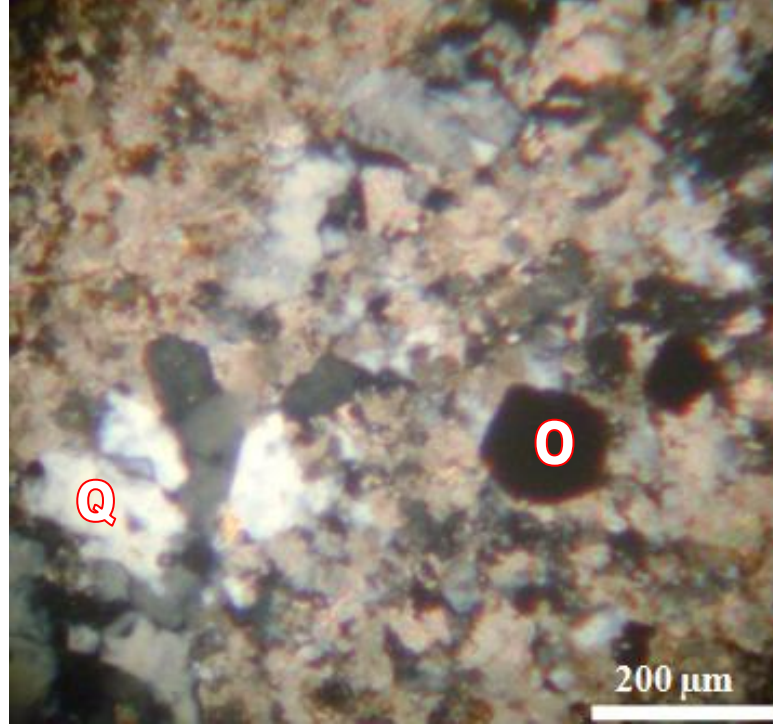
Şekil 3.11. Mikritik kalsitik dolomit; P = Porozite, Q = Kuvars, O = Opak mineral. (Ç.N., Nu: A-510; kalsitik dolomit)



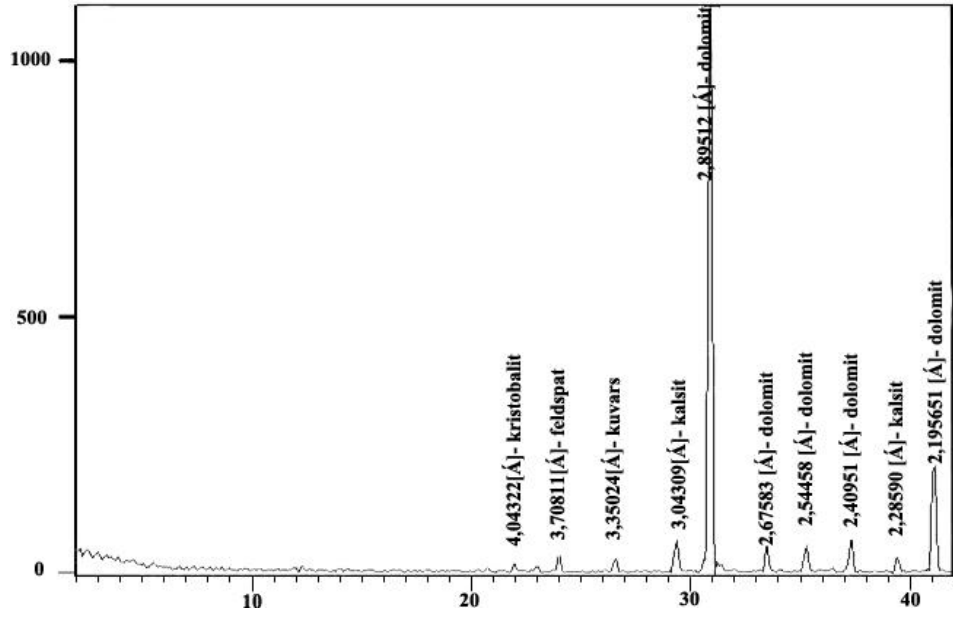
Şekil 3.12. Orta-iri, özşekilli-yarıözşekilli dolomit kristalleri (Ç.N., Nu: A-66; Kalsitik dolomit)



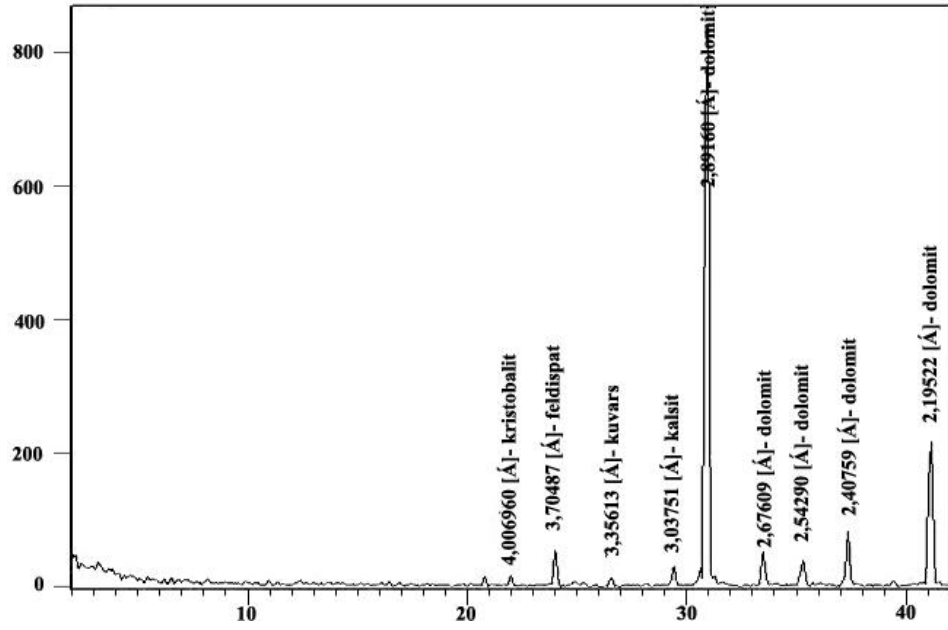
Şekil 3.13. Unimodal, özşekilli-yarıözşekilli dolomit kristalleri (Ç.N., Nu: A-77; dolomit)



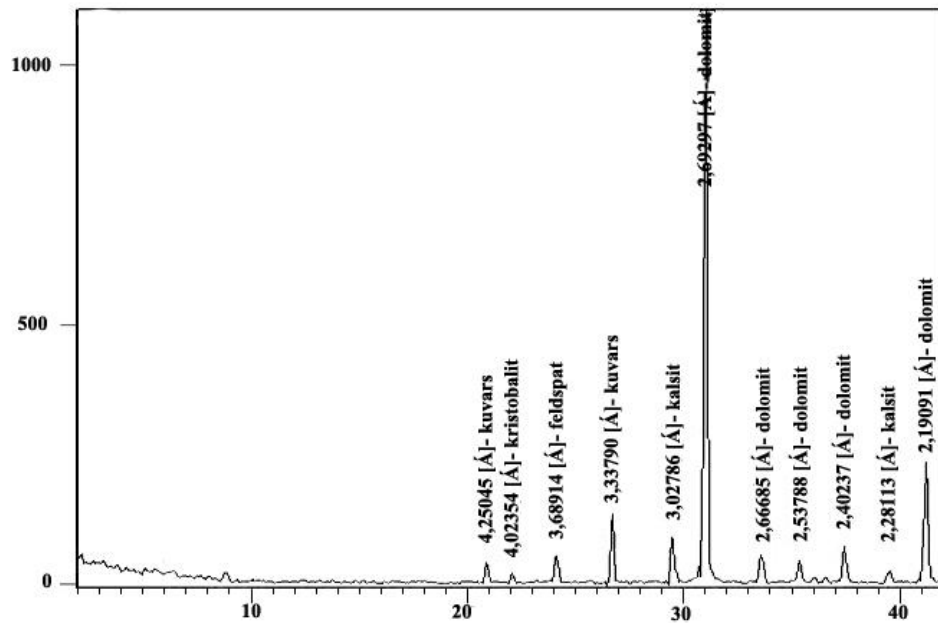
Şekil 3.14. Opak mineral (O) ve kuvars (Q) içeren kalsitik dolomit (Ç.N., Nu: A-823; Kalsitik dolomit)



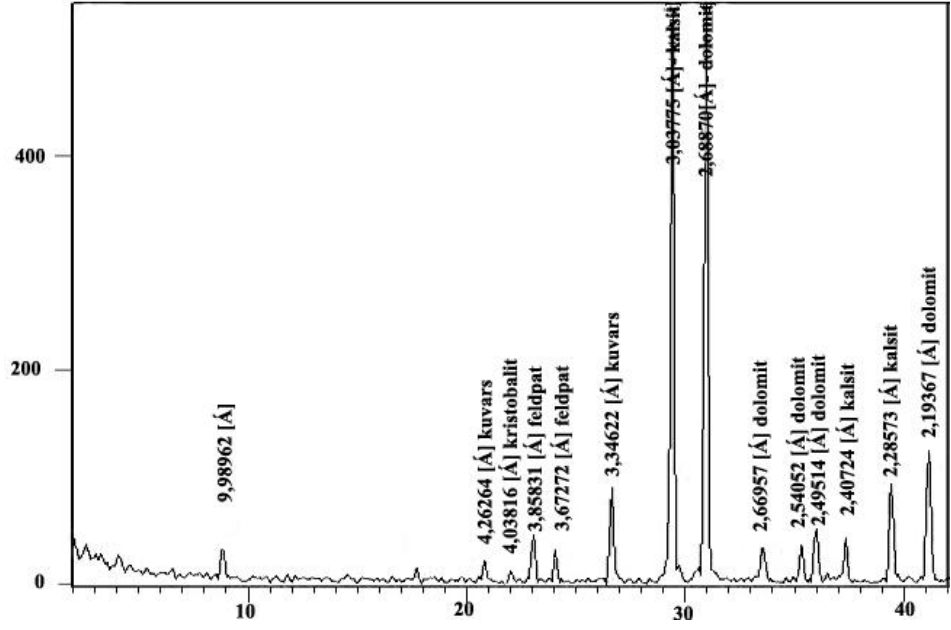
Şekil 3.15. Ölçülü stratigrafi kesiti 1'e ait XRD çekimi (Nu: A-130; dolomit)



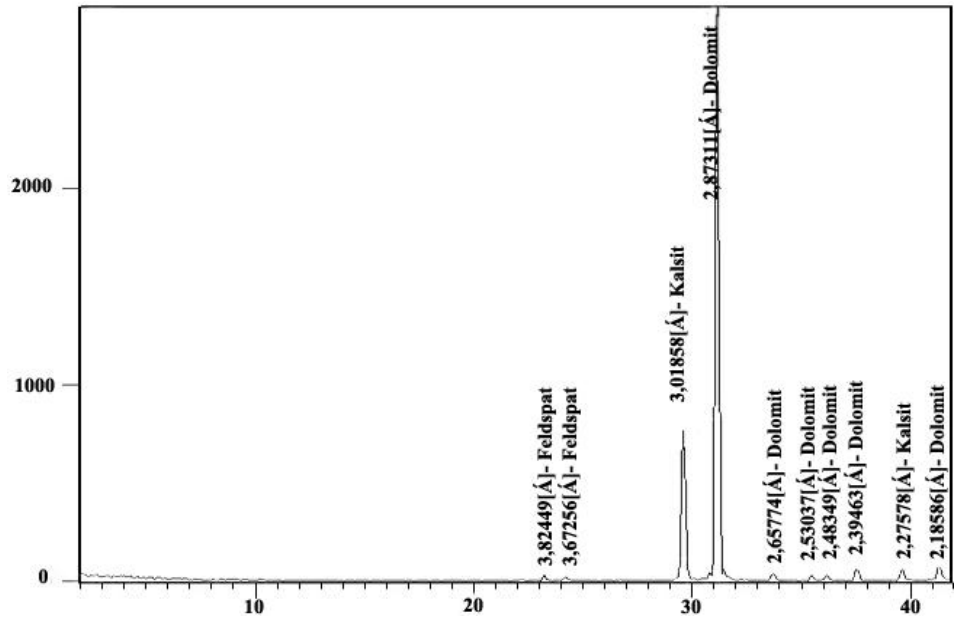
Şekil 3.16. Ölçülü stratigrafi kesiti 1'e ait XRD çekimi (Nu: A-324; dolomit)



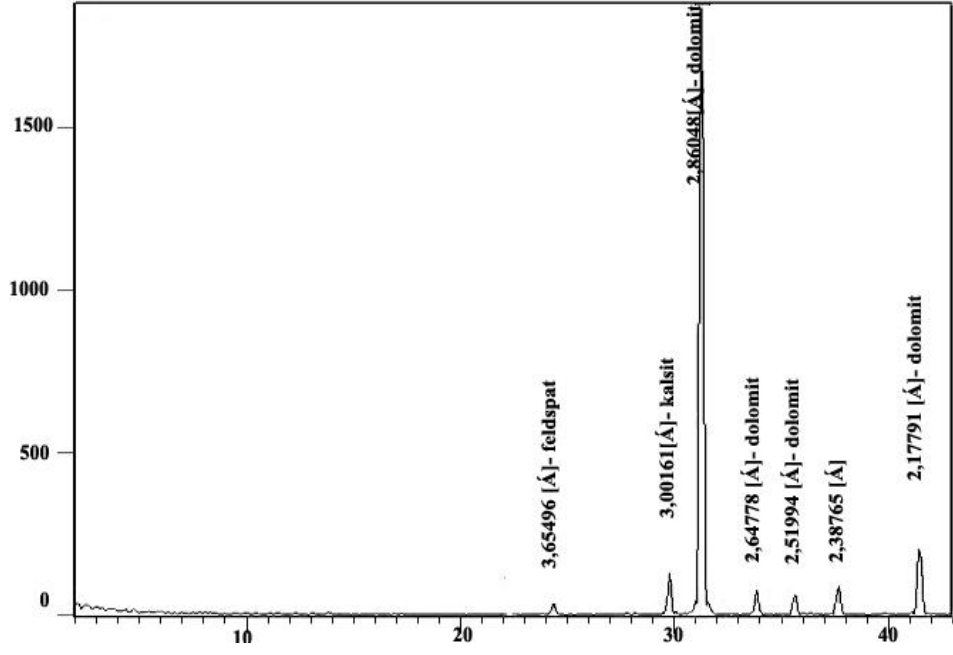
Şekil 3.17. Ölçülü stratigrafi kesiti 1'e ait XRD çekimi (Nu: A-45; dolomit)



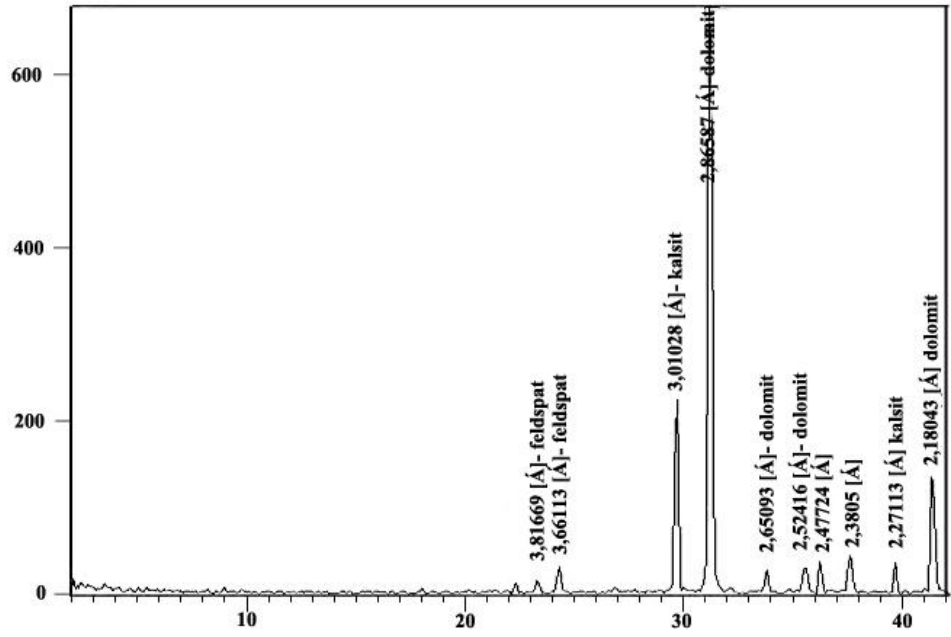
Şekil 3.18. Ölçülü stratigrafi kesiti 1'e ait XRD çekimi (Nu: A-510; kalsitik dolomit)



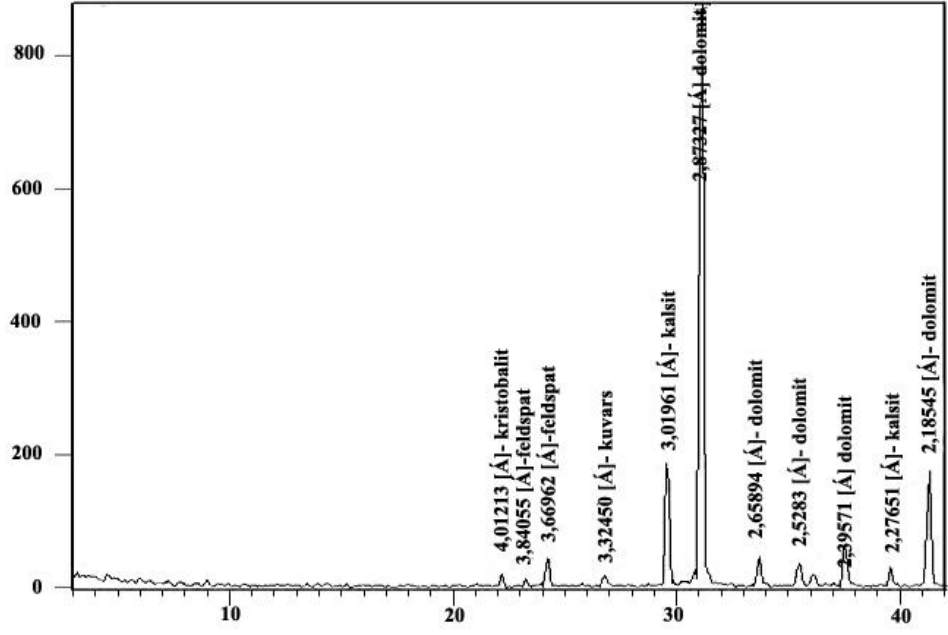
Şekil 3.19. Ölçülü stratigrafi kesiti 1'e ait XRD çekimi (Nu: A-66; kalsitik dolomit)



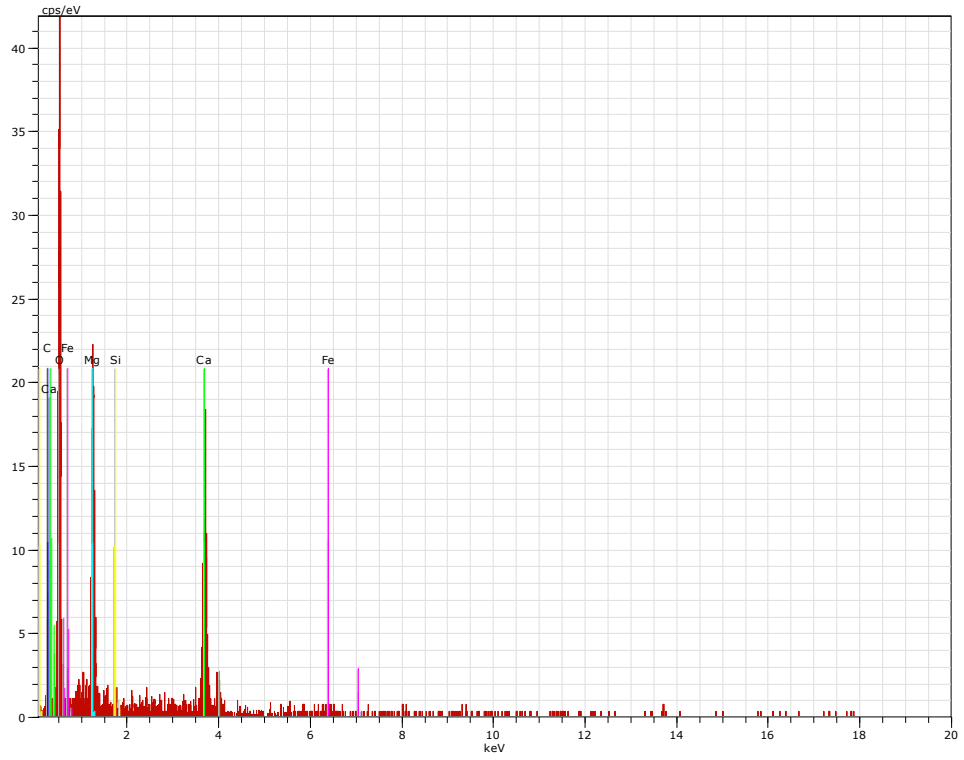
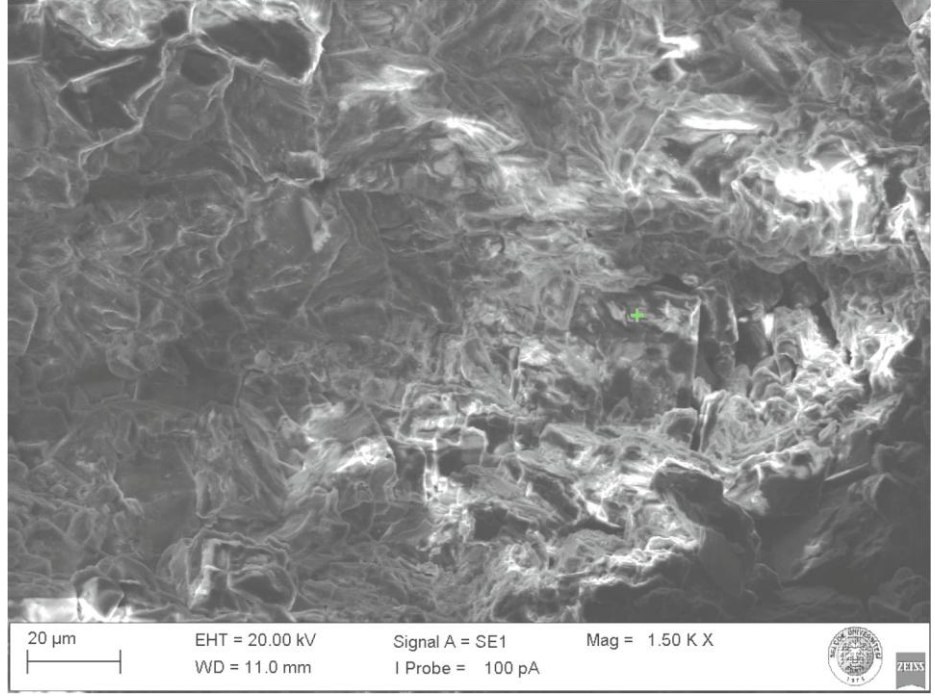
Şekil 3.20. Ölçülü stratigrafi kesiti 1'e ait XRD çekimi (Nu: A-77; dolomit)



Şekil 3.21.. Ölçülü stratigrafi kesiti 1'e ait XRD çekimi (Nu: A-823; kalsitik dolomit).



Şekil 3.22. Ölçülü stratigrafi kesiti 1'e ait XRD çekimi (Nu: A-925; kalsitik dolomit)



Şekil 3.23. İnce kristalli yarı öz şekilli dolomit kristalleri (SEM) ve enerji dağılımlı X-Ray tayfı (EDX).


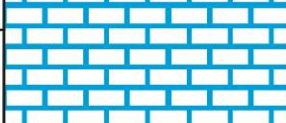
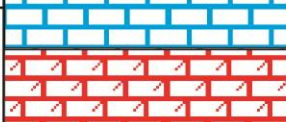
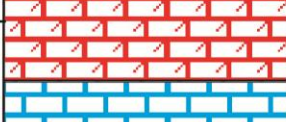
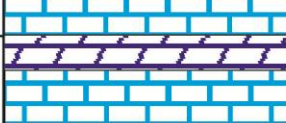

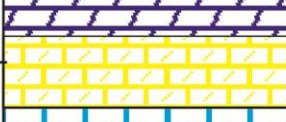
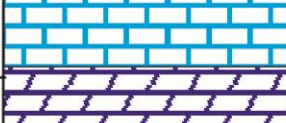
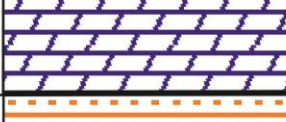
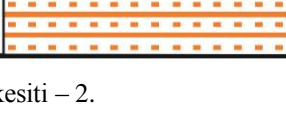




3.1.2. ÖSK - 2'den Alınan Numunelerin Petrografik Özellikleri:

2 no'lu lokasyondaki karbonatlar tabanda dolomit ile başlar. Yukarı doğru sırasıyla kireçtaşı, kalsitik dolomit, dolomit, kireçtaşı, dolomit, dolomitik kireçtaşı şeklinde devam eder ve kireçtaşı ile sonlanır (Şekil 3.24). Kireçtaşları içerisinde fosil (% 0-42) görülmekte olup, % 0-37 oranında sparit ve % 15-100 oranında mikrit bulunmaktadır (Çizelge 3.3).

İnce kesitlerde mikrodan iriye değişen boyutlarda yarı özşekilli - özşekilsiz dolomit kristalleri görülmektedir. Görülen doku ksenotopik dokudur (Çizelge 3.4). Dolomitler içerisinde görülen çatlakların bir kısmı kalsitiktir. Bazı dolomit kristallerinde çift yönlü dilinimlenme de görülmektedir.

Örneklerin petrografik incelenmesi sonucu, bol fosilli mikritler (vaketaşı, Şekil 3.25 - 3.27), fosilli, sparikalsitik damarlı mikritler (Şekil 3.28), çok iri sparit çimento (Şekil 3.29), bol sparikalsit damarlı, dolomit romboederli mikritler (Şekil 3.30), mikritik, demiroksitli sitilolit ve boşluk dolgusu sparikalsit çimentolu kireçtaşları (Şekil 3.31), saçınımlı özşekilli dolomit romboederleri ve mikrit (Şekil 3.32), mikritik kireçtaşı-sitilolit (Şekil 3.33), dolomitik kireçtaşı, dolomikrit-dolosparit (Şekil 3.34), özşekilli dolomit romboederi, mikrit, fosil ve sparikalsitik damarlar (Şekil 3.35), mikrit-sparit, fosil ve demiroksitli sitilolit (Şekil 3.36), intraklast ve sparikalsit çimento içeren kireçtaşları (Şekil 3.37), mikrit, pellet-intraklast ve sparikalsit çimento içeren kireçtaşları (Şekil 3.38), dolomikrit-dolosparit ve biomold (Şekil 3.39 - 3.40), stilolitli mikrit (Şekil 3.41), mikrit ve boşluk dolgusu sparikalsit çimento (Şekil 3.42), biomoldik-mikritik dolomit (Şekil 3.43), bol fosilli, sitilolitli kalsitik dolomit (Şekil 3.44), breşik kalsitik dolomit (Şekil 3.45), şeklinde oldukları gözlenmiştir.

XRD çekimlerine göre örnekler dolomit, kalsitik dolomit, dolomitik kireçtaşı ve kireçtaşı (Şekil 3.46 - 3.57) şeklindedir.

Yaş	Formasyon	Açıklamalar	Kalınlık (m)	Litoloji	Örnek No
Geç Devoniyen	Asarlıkyaylası	Kuvarsit			
	Gölböğazi	Kireçtaşı	104		B-110
		Dolomitik Kireçtaşı	90		B-213
		Kireçtaşı	75		B-323
		Dolomit	60		B-416
		Kireçtaşı			B-53
		Dolomit			B-516
		Kalsitik Dolomit	45		B-68
		Kireçtaşı	30		B-617
		Dolomit	15		B-721
		Dolomit	0		B-83
Maestrihtiyen Kampaniyen-	Sögütyaylası	Kumtaşı			B-823
					B-95
					Tektonik Dokanak

Şekil 3.24. Ölçülü stratigrafi kesiti – 2.

Çizelge 3.3: ÖSK-2'den alınan örneklerin mikroskobik özellikleri.

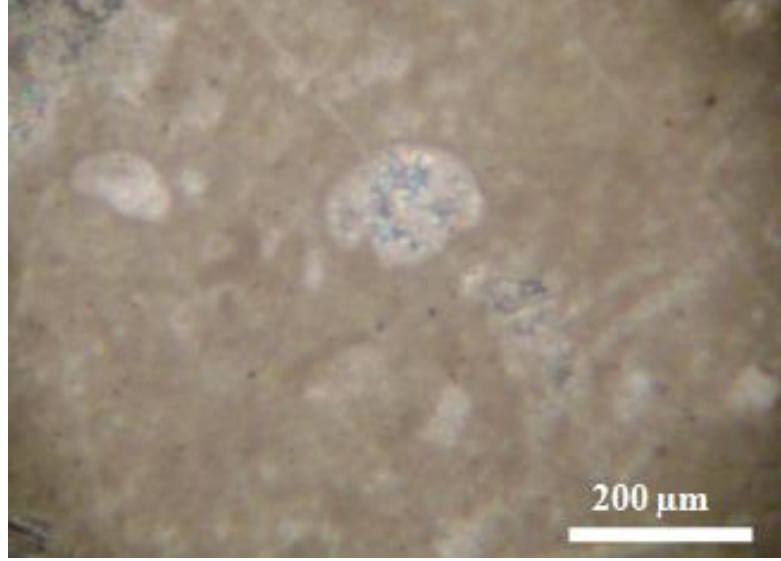
Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	Allokemler				Otokemler		Kayacın Adı (Dunham,1962)
			Fosil %	Intraklast %	Ooid %	Pellet %	Sparit %	Mikrit %	
B-110	92	8	20k	-	-	6k	10	64	Vaketaşı
B-213	92	8	15k	5k	-	5k	20	55	Vaketaşı
B-323	80	20	4k	-	-	-	-	96	Çamurtaşı
B-416	93	7	10k	-	-	16k	-	74	Vaketaşı
B-53	100	-	7	11	-	8	10	64	Vaketaşı
B-516	1	99	40	4	-	3	15	38	İstiftaşı
B-530	20	80	-	-	-	-	-	100	Çamurtaşı
B-68	100	-	-	-	-	-	5	95	Çamurtaşı
B-617	99	1	15k	5k	-	10k	-	70	Vaketaşı
B-721	-	100	42	-	-	-	-	58	İstiftaşı
B-83	16	84	20	20	-	8	37	15	İstiftaşı
B-823	7	93	-	-	-	-	15	85	Çamurtaşı
B-95	-	100	-	-	-	-	-	100	Dolomikrit

k= Kalsitik taneler

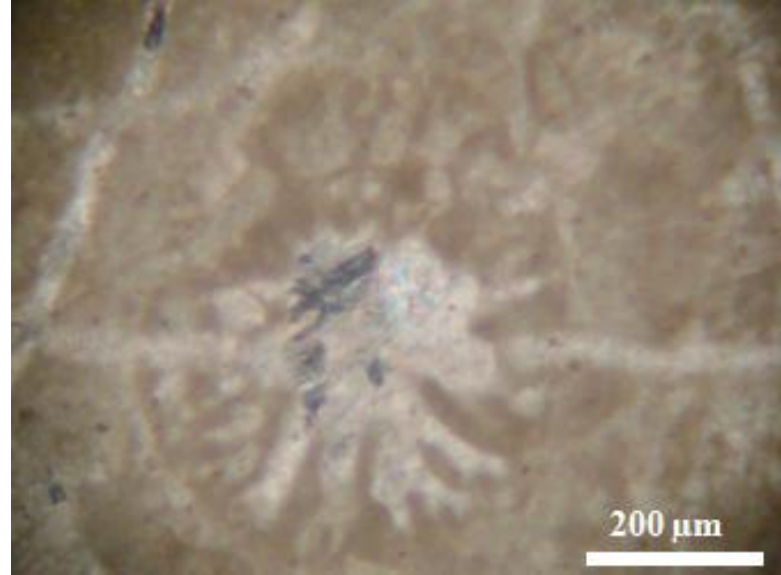
Çizelge 3.4: ÖSK-2'den alınan dolomit örneklerin dokusal özellikleri.

Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	İlkel dokunun korunma oranı	Dolomit Kristallerinin					Doku
				Tane boyutu	Boylanma	Tane şekli			
						Öz	Yö	Ös	
B-110	92	8	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
B-213	92	8	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
B-323	80	20	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
B-416	93	7	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
B-53	100	-	✓	-	-	-	-	-	-
B-516	1	99	✓	İnce-orta	kötü			✓	Ksenotopik
B-530	20	80	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
B-68	100	-	✓	-	-	-	-	-	-
B-617	99	1	✓	-	-	-	-	-	-
B-721	-	100	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
B-83	16	84	✓	İnce-iri	kötü		✓	✓	Ksenotopik
B-823	7	93	✓	ince	iyi		✓	✓	Ksenotopik
B-95	-	100	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik

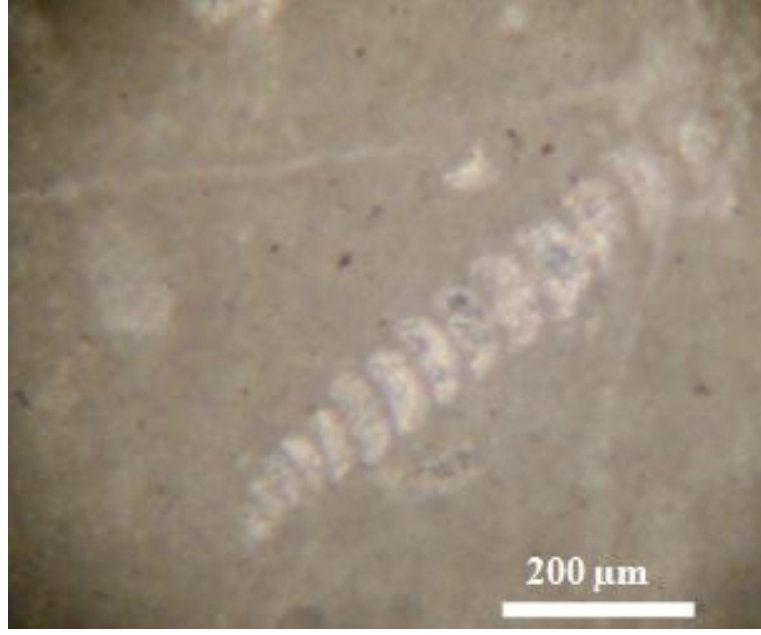
Öz= Özşekilli Yö= yarı özşekilli Ös= Özşekilsiz



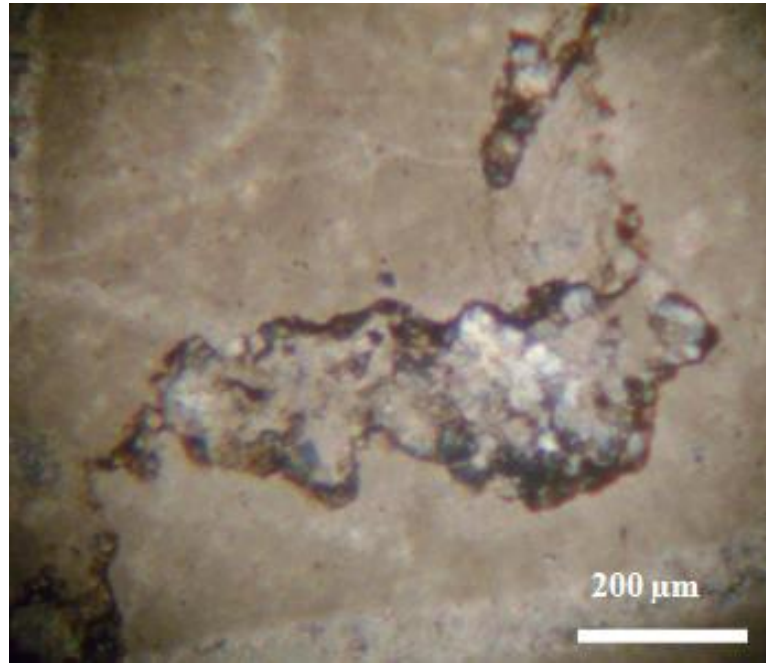
Şekil 3.25. Bol fosilli mikrit (vaketaşı) (Ç.N., Nu: B-110; kireçtaşı).



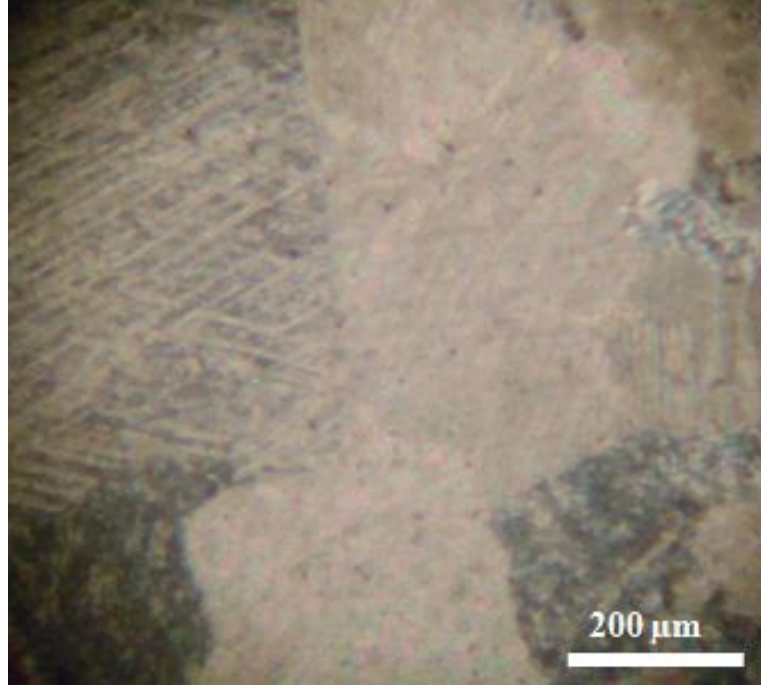
Şekil 3.26. Fosilli, sparikalsitik damarlı mikrit (Ç.N., Nu: B-110; kireçtaşı).



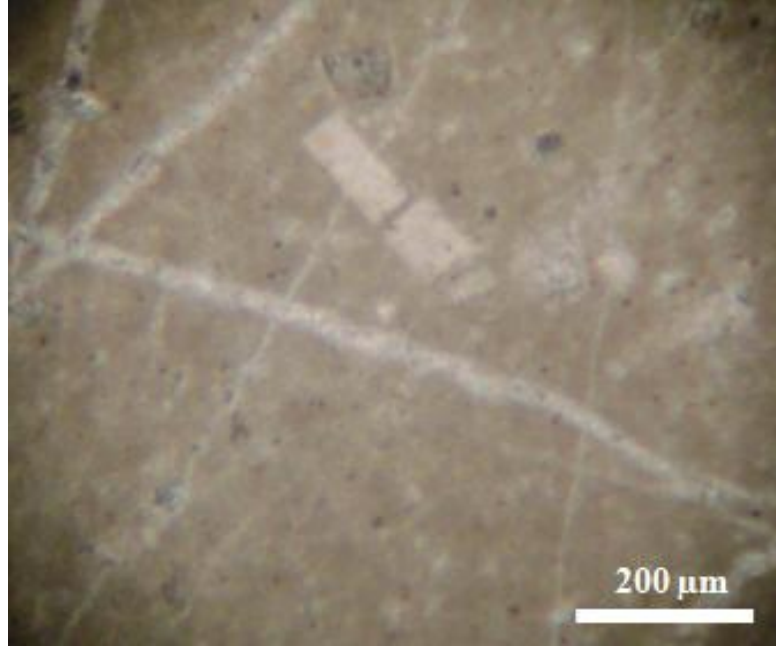
Şekil 3.27. Fosil (*Eoendothyra* ?) ve mikrit (vaketaşı, Ç.N., Nu: B-617; kireçtaşı).



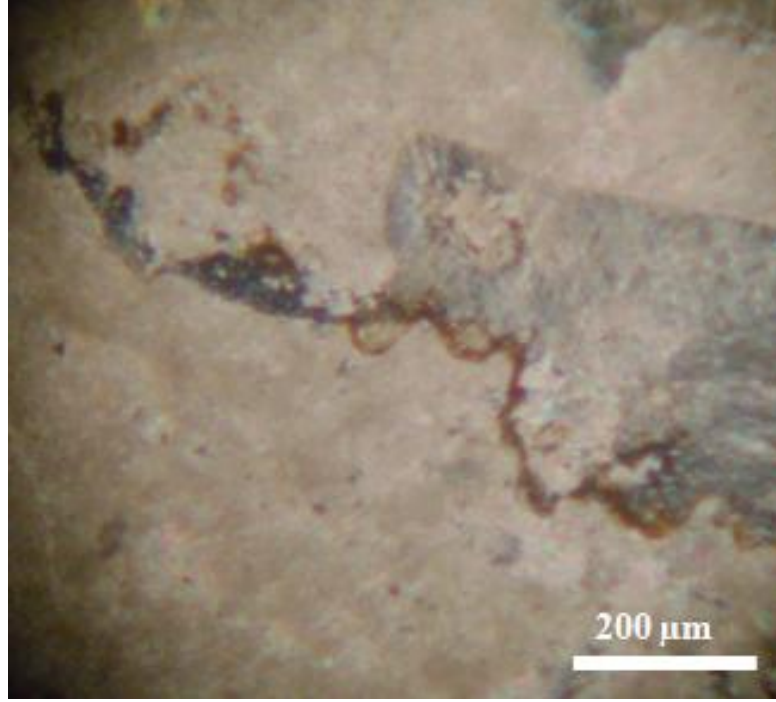
Şekil 3.28. Strololit ve sparikalsitik damarlı mikrit (Ç.N., Nu:B-110; kireçtaşı).



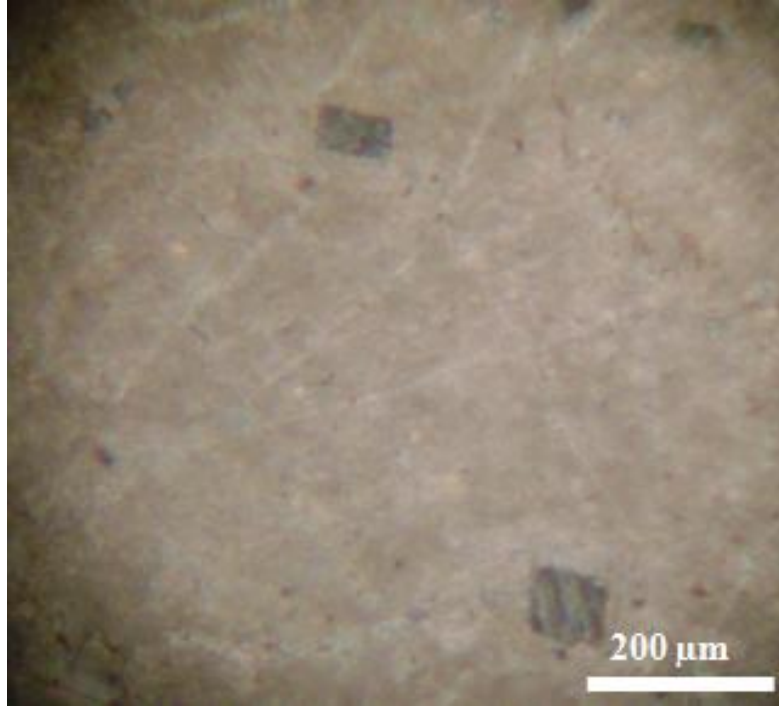
Şekil 3.29. Çok iri sparit çimento (Ç.N., Nu: B-110; kireçtaşı).



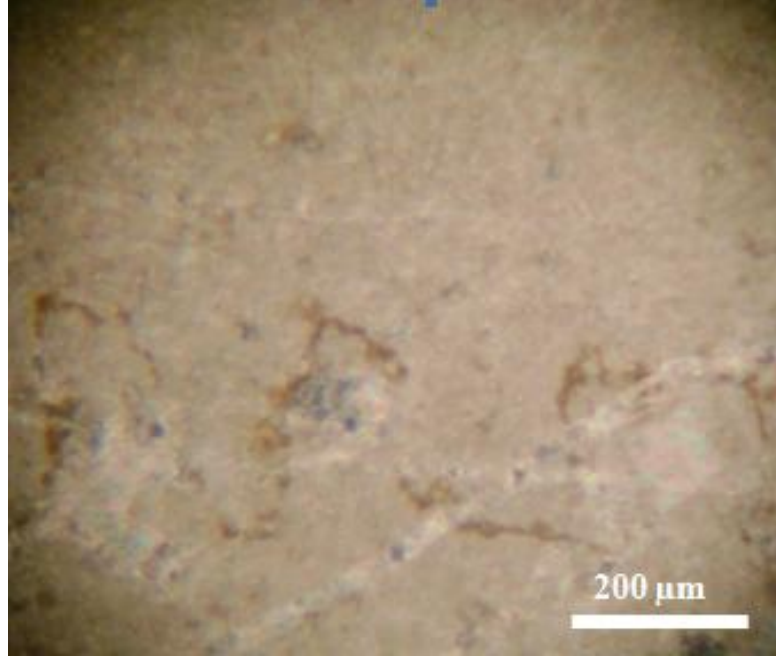
Şekil 3.30. Bol sparikalsit damarlı, dolomit romboederli mikrit (Ç.N., Nu: B-110; kireçtaşı)



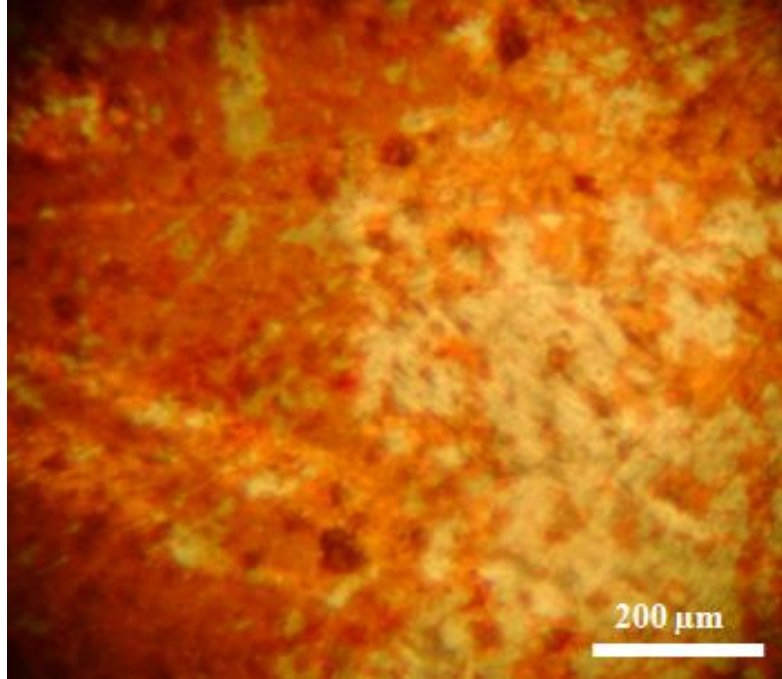
Şekil 3.31. Mikrit, demiroksitli sitilolit ve boşluk dolgusu sparikalsit çimento (Ç.N., Nu: B-213; kireçtaşı).



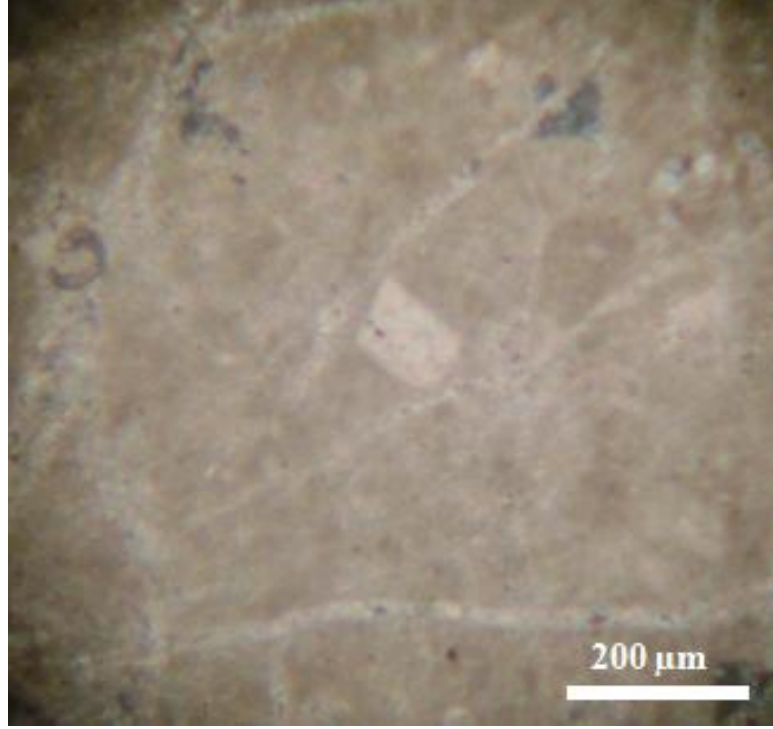
Şekil 3.32. Saçınımlı özşekilli dolomit romboederleri ve mikrit (Ç.N., Nu:B-213; kireçtaşı).



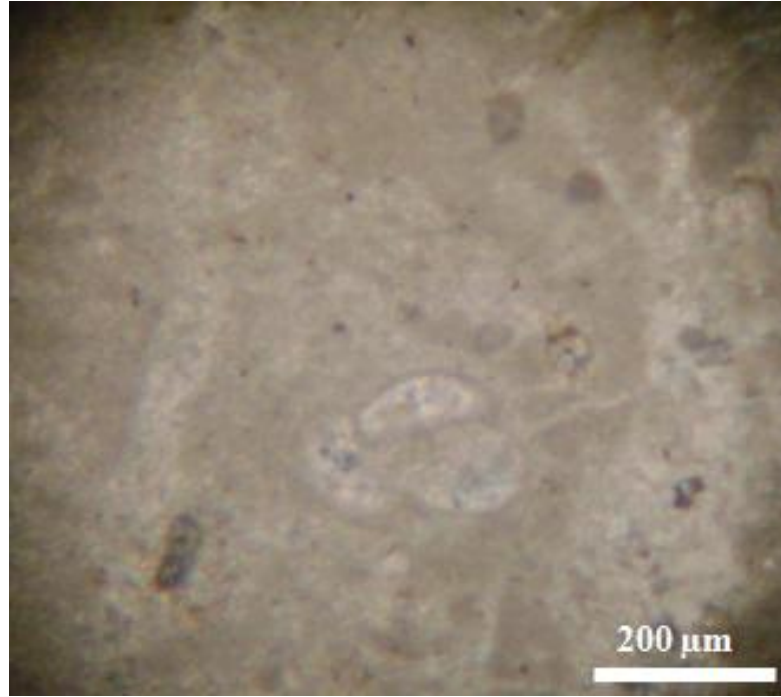
Şekil 3.33. Mikritik kireçtaşı-sitilolit (Ç.N., Nu: B-323; dolomitik kireçtaşı).



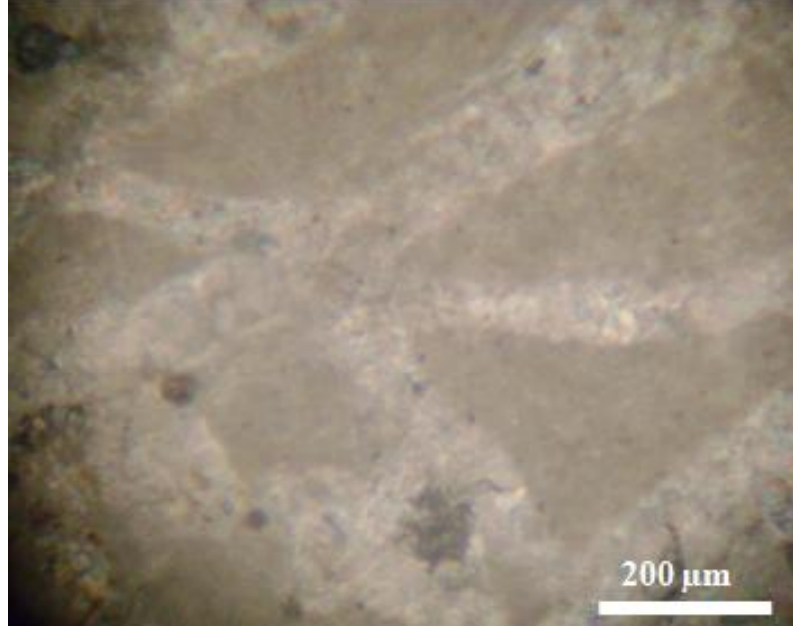
Şekil 3.34. Dolomitik kireçtaşı dolomikrit-dolosparit (Ç.N., Nu: B-323; dolomitik kireçtaşı).



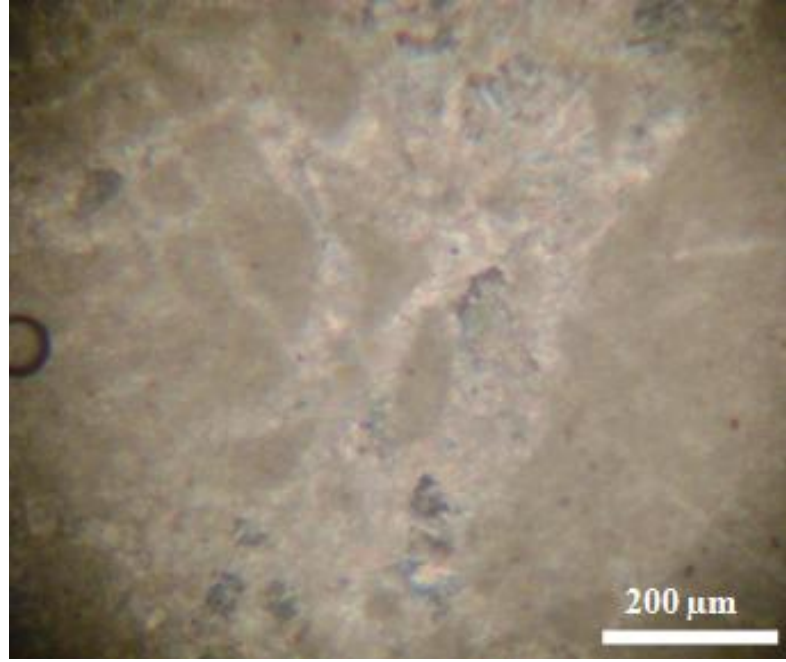
Şekil 3.35. Özşekilli dolomit romboederi, mikrit, fosil ve sparikalsitik damarlar (Ç.N., Nu: B-416; kireçtaşı).



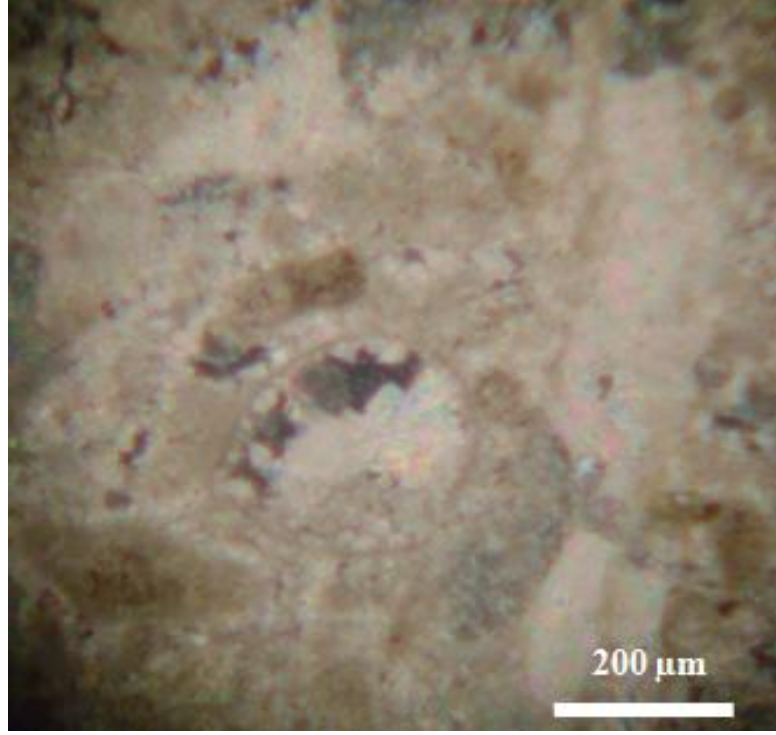
Şekil 3.36. Mikrit-sparit, fosil ve demiroksitli sitilolit (Ç.N., Nu: B-53; kireçtaşı).



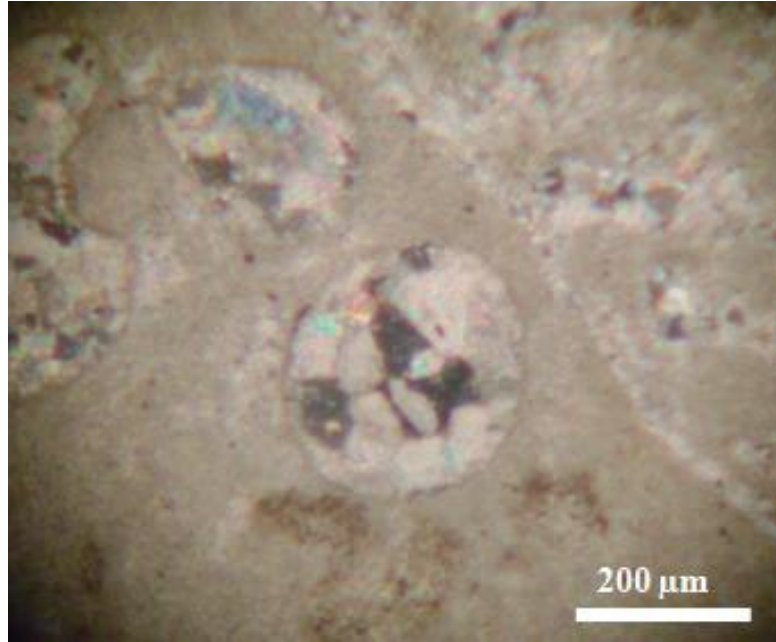
Şekil 3.37. İtraklast ve sparikalsit çimento (Ç.N., Nu: B-53; kireçtaşı)



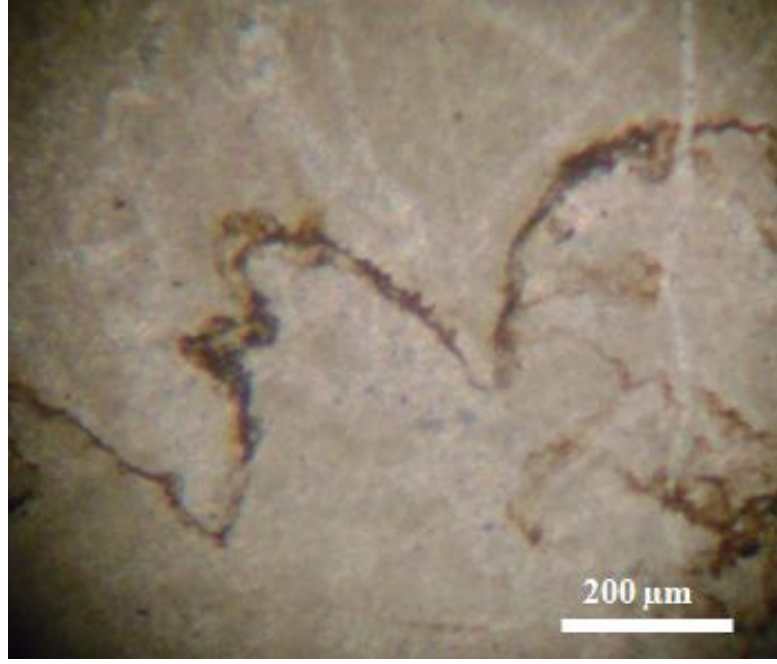
Şekil 3.38. Mikrit, pellet-intraklast ve sparikalsit çimento (Ç.N., Nu:B-53; kireçtaşı)



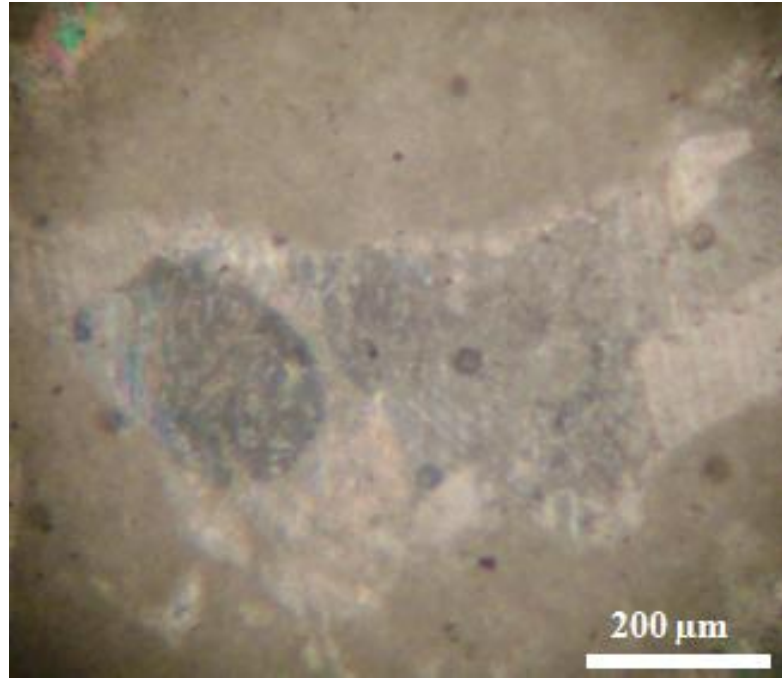
Şekil 3.39. Dolomikrit-dolosparit ve biomold (ostrakod) (Ç.N., Nu: B-516; dolomit)



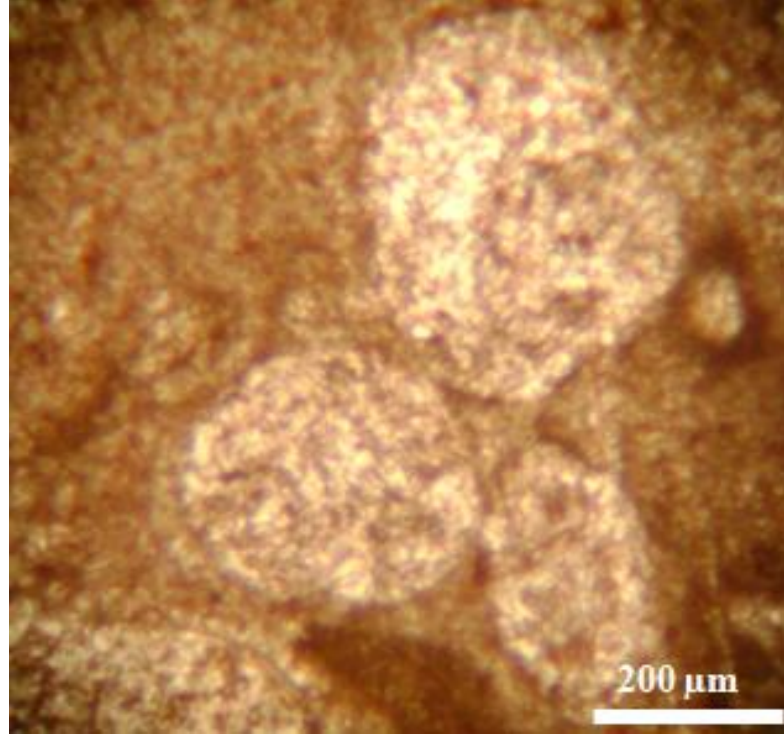
Şekil 3.40. Dolomikrit ve dolosparitik biomold (Ç.N., Nu: B-516; dolomit)



Şekil 3.41. Sitolitli mikrit (Ç.N., Nu: B-68; kireçtaşı).



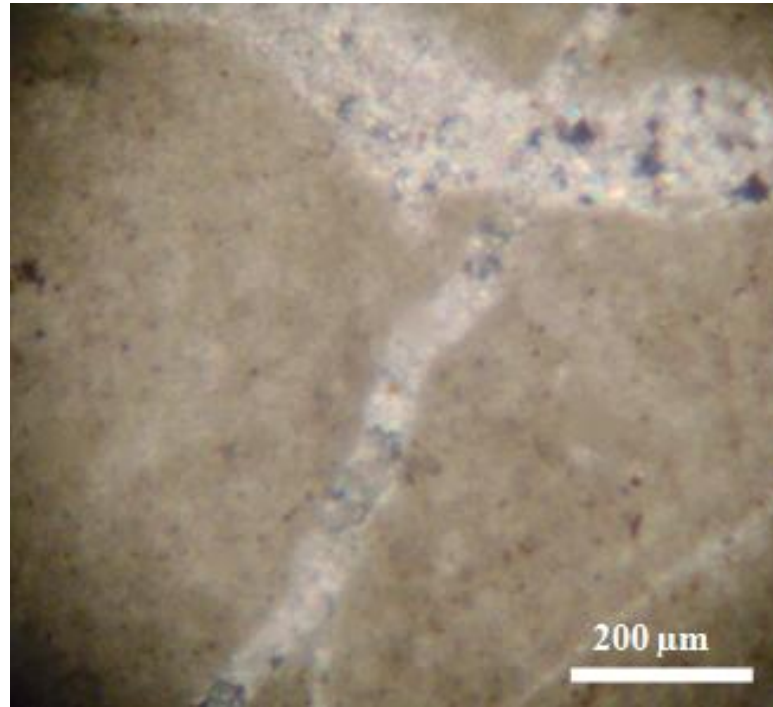
Şekil 3.42. Mikrit ve boşluk dolgusu sparikalsit çimento (Ç.N., Nu: B-617; Kireçtaşı)



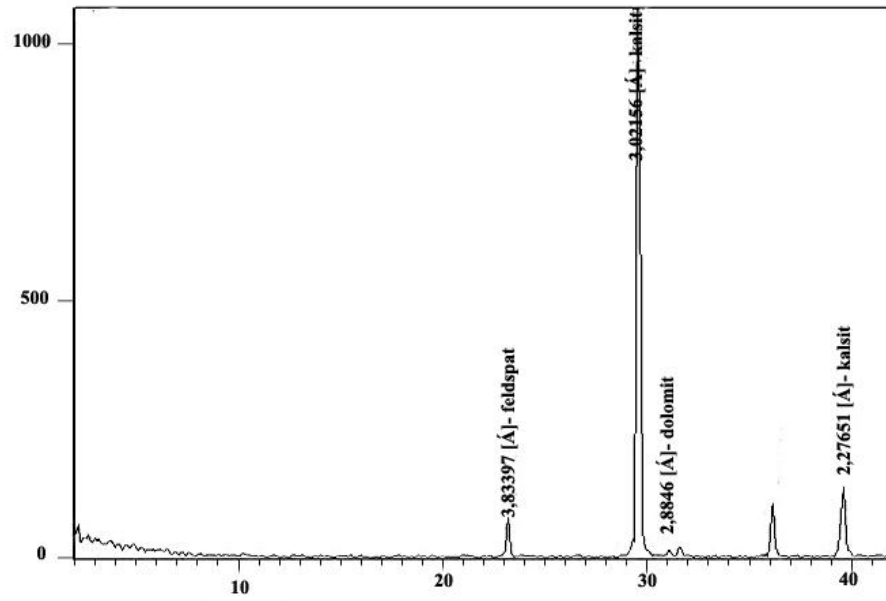
Şekil 3.43. Biomoldik-mikritik dolomit (T.N., Nu: B-721; Dolomit)



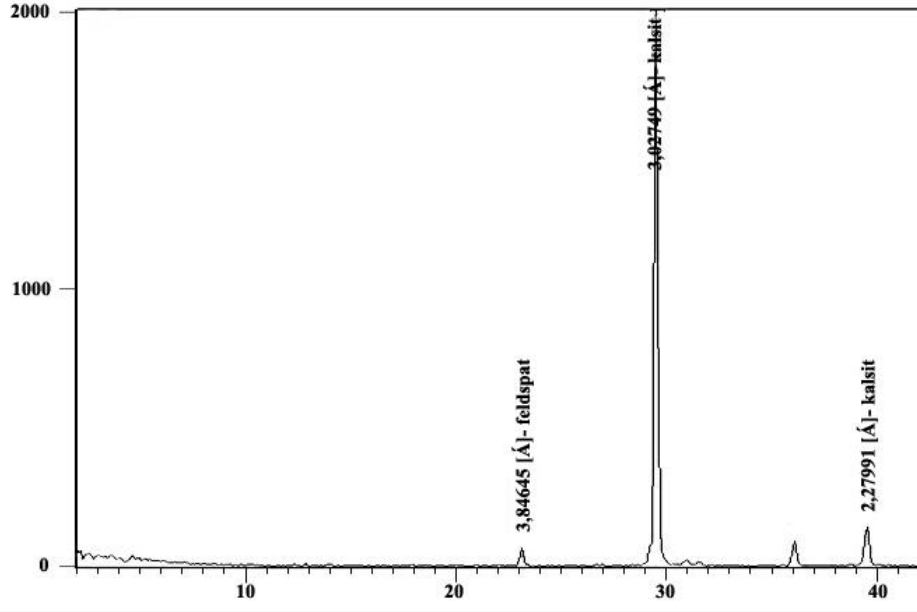
Şekil 3.44. Bol fosilli, sitilolitli kalsitik dolomit (Ç.N., Nu: B-83; kalsitik dolomit)



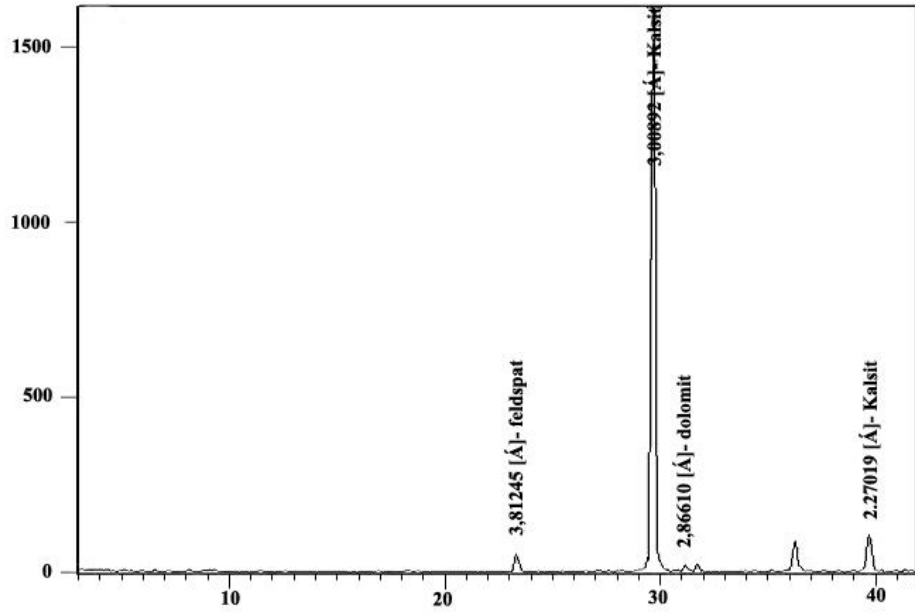
Şekil 3.45. Breşik kalsitik dolomit, sparikalsit çimento (Ç.N., Nu: B-83; kalsitik dolomit)



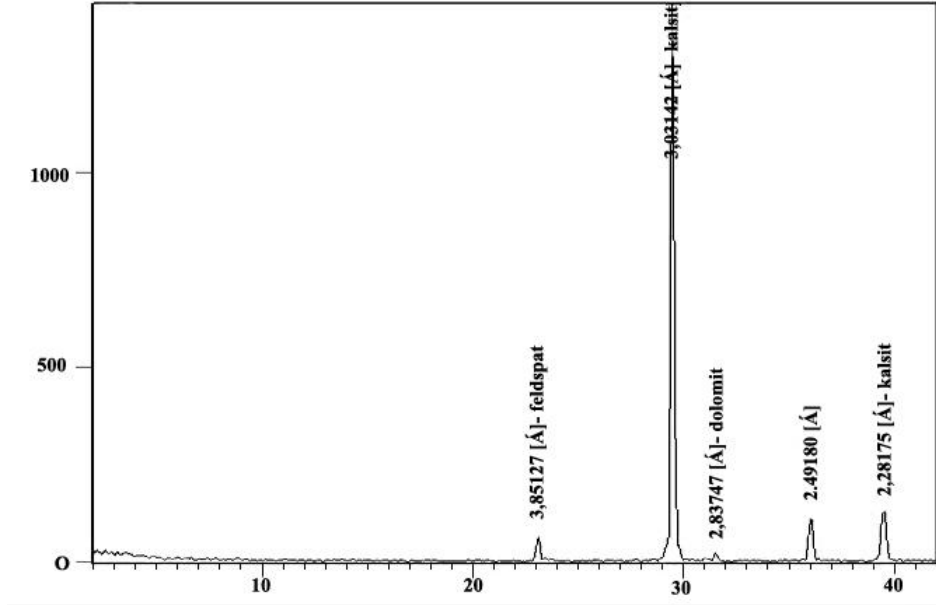
Şekil 3.46. Ölçülü stratigrafi kesiti 2'e ait XRD çekimi (Nu: B-110; kireçtaşı)



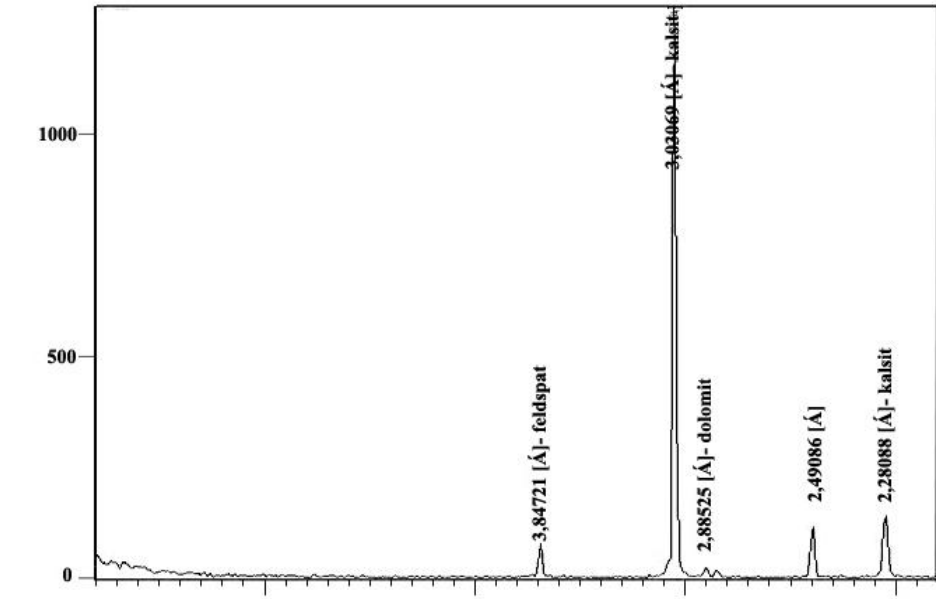
Şekil 3.47. Ölçülü stratigrafi kesiti 2'e ait XRD çekimi (Nu: B-213; kireçtaşı)



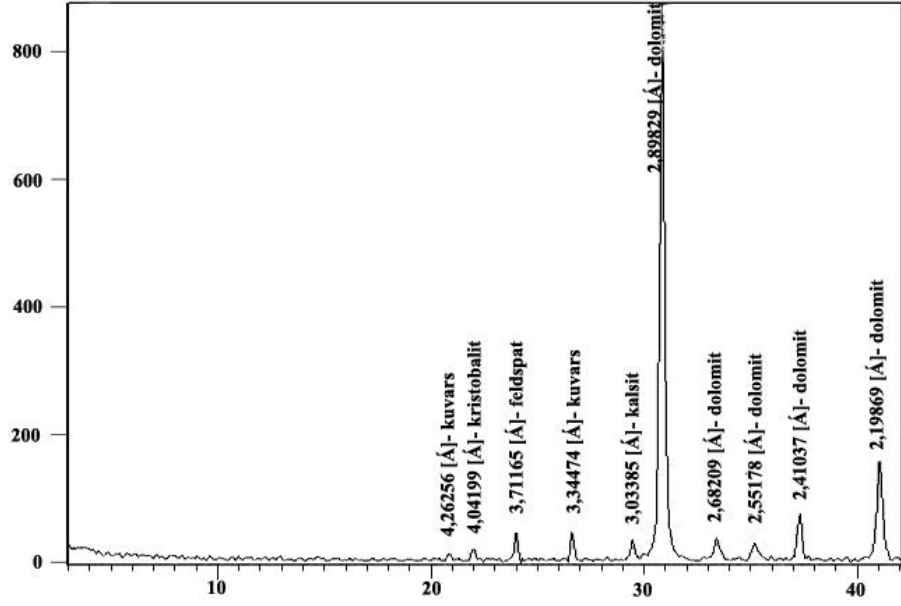
Şekil 3.48. Ölçülü stratigrafi kesiti 2'e ait XRD çekimi (Nu: B-323; dolomitik kireçtaşı)



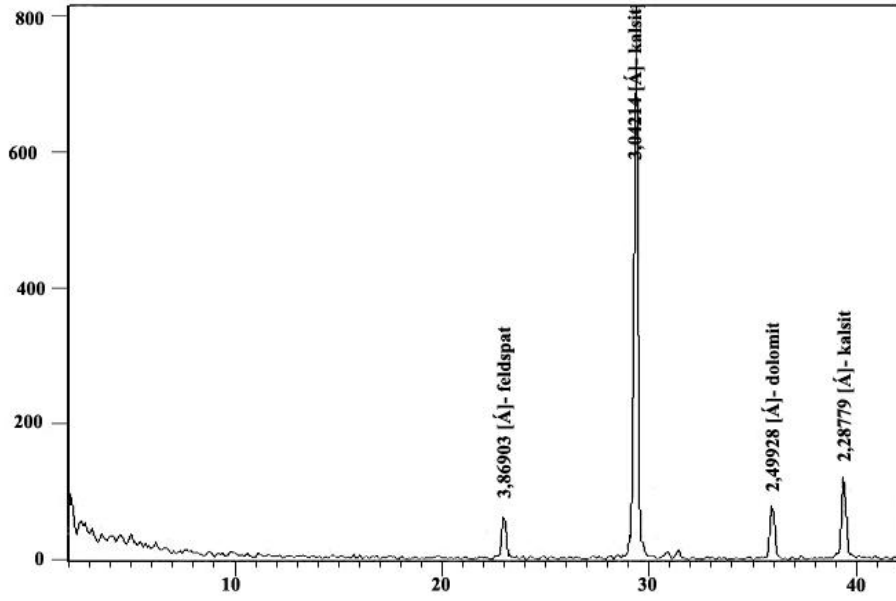
Şekil 3.49. Ölçülü stratigrafi kesiti 2'e ait XRD çekimi (Nu: B-416; kireçtaşı)



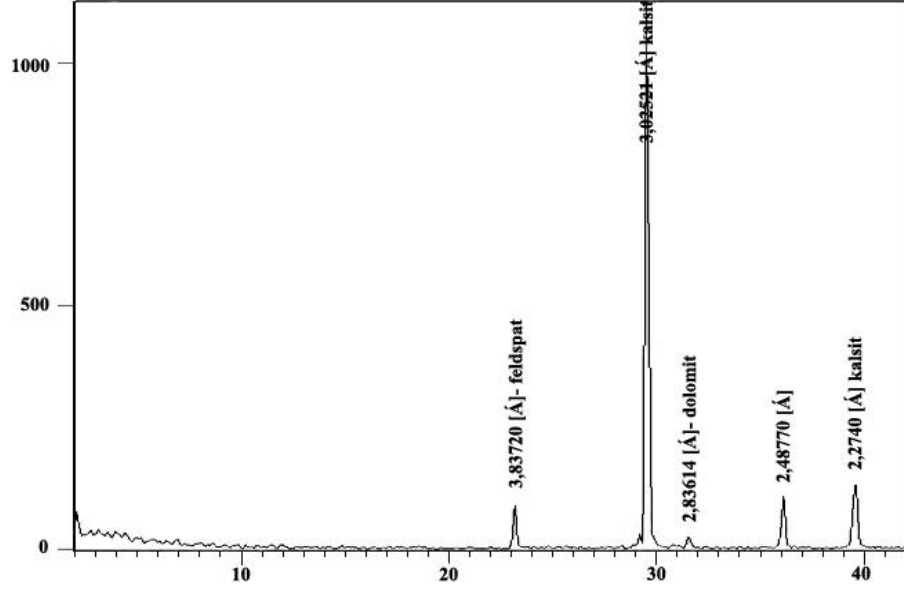
Şekil 3.50. Ölçülü stratigrafi kesiti 2'e ait XRD çekimi (Nu: B-53; kireçtaşı)



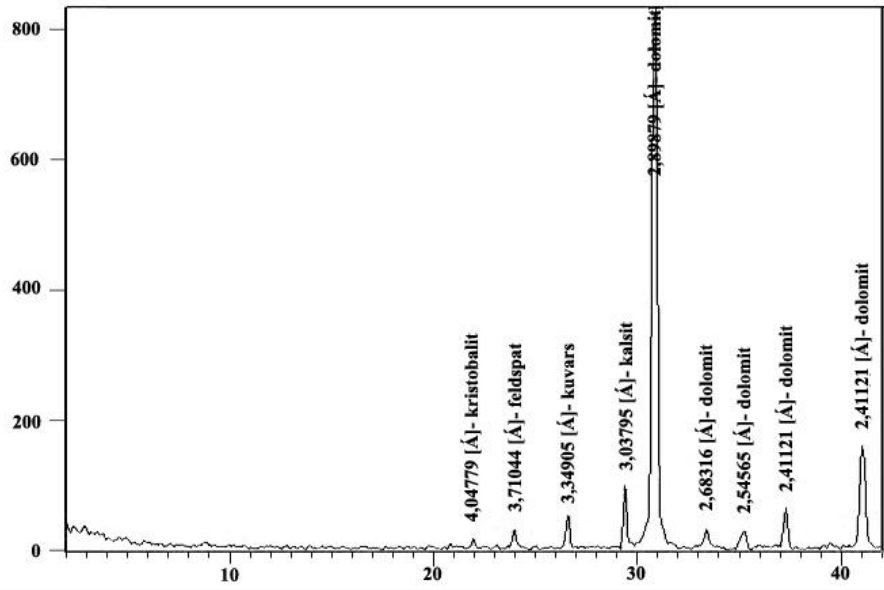
Şekil 3.51. Ölçülü stratigrafi kesiti 2'e ait XRD çekimi (Nu: B-516; dolomit)



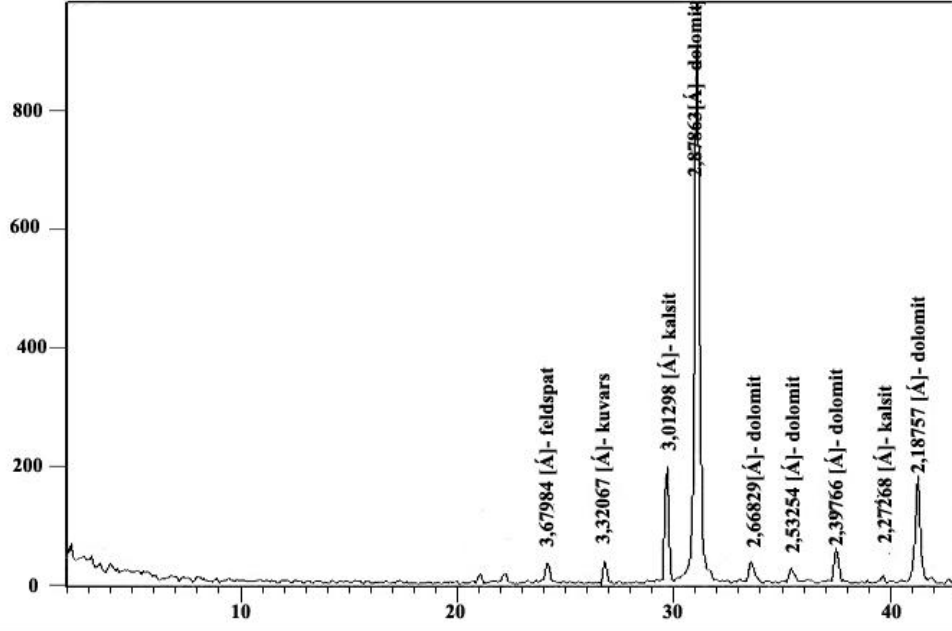
Şekil 3.52. Ölçülü stratigrafi kesiti 2'e ait XRD çekimi (Nu: B-68; kireçtaşı)



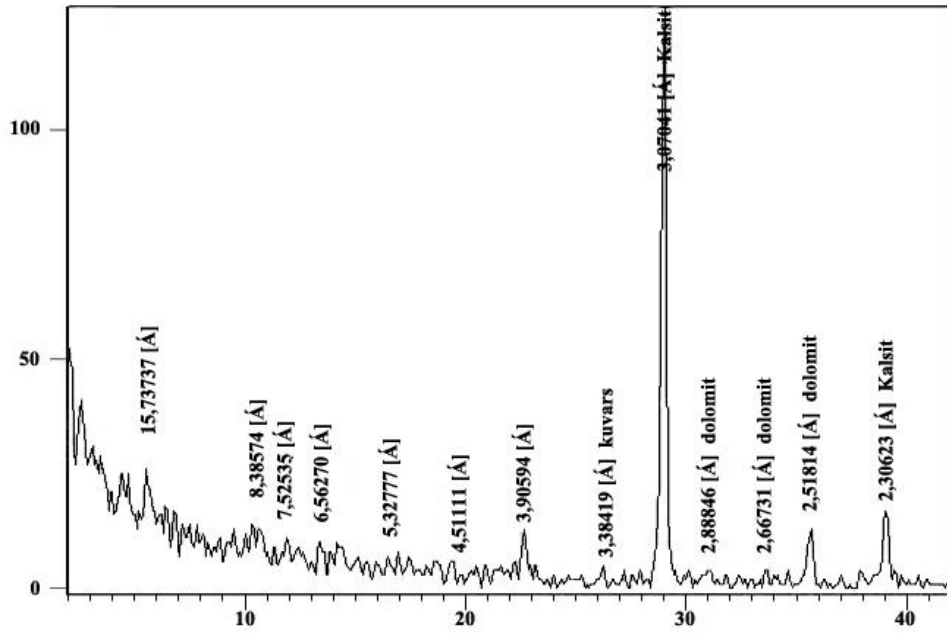
Şekil 3.53. Ölçülü stratigrafi kesiti 2'e ait XRD çekimi (Nu: B-617; kireçtaşı)



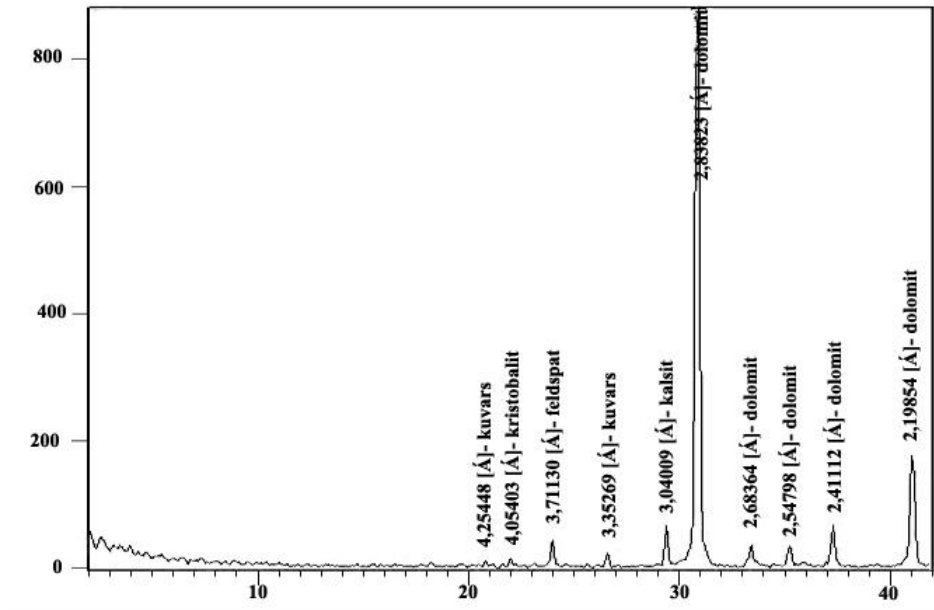
Şekil 3.54. Ölçülü stratigrafi kesiti 2'e ait XRD çekimi (Nu: B-721; dolomit)



Şekil 3.55. Ölçülü stratigrafi kesiti 2'e ait XRD çekimi (Nu: B-83; kalsitik dolomit)



Şekil 3.56. Ölçülü stratigrafi kesiti 2'e ait XRD çekimi (Nu: B-823; kireçtaşı)



Şekil 3.57. Ölçülü stratigrafi kesiti 2'e ait XRD çekimi (Nu: B-95; dolomit)
























3.1.3. ÖSK - 3'den Alınan Numunelerin Petrografik Özellikleri:

3 no'lu lokasyondaki karbonatlar tabanda dolomitte başlamakta orta kesimlerde kalsitik dolomit – dolomit ardalanması şeklinde devam etmekte ve en üstte doğru kireçtaşı olarak sonlanmaktadır (Şekil 3.58).

Petrografik inceleme sonucu; dolomikrit-dolosparit (Çizelge 3.5), dolomikrit, özşekilli dolomit romboederleri ve boşluk dolgusu kalsit çimento (Şekil 3.59), özşekilli-yarıözşekilli dolomit kristalleri (Şekil 3.60, 3.61), dolomikrit, özşekilli-yarıözşekilli ince kristalli dolomit ve boşluk dolgusu kalsit çimento (Şekil 3.62), çok iri saddle dolomit, opak mineral ve porozite (Şekil 3.63), opak mineral ve iri saddle dolomitler (Şekil 3.64), özşekilli-yarıözşekilli unimodal mozayik dolomit ve kuvars (Şekil 3.65), dolomikrit ve özşekilli dolomit romboederleri (Şekil 3.66,3.67), mikrit, kuvars ve poroziteden oluşan dolomitler (Şekil 3.68), dolomikrit ve boşluk dolgusu dolosparitik çimentolu kalsitik dolomitler (Şekil 3.69), Özşekilli-yarıözşekilli mozayik dolomit ve kalsitik bioklast (Şekil 3.70), şekerimsi dokulu, ince kristalli unimodal mozayik dolomit (Şekil 3.71), şekerimsi dolomit (Şekil 3.72), özşekilli saddle dolomit (Şekil 3.73), dolomikrit, kuvars, opak mineral ve porozite (Şekil 3.89), dolomikrit-dolosparit, mikro faylanma- sitilolit (Şekil 3.75), ince-çok ince kristalli dolomit ve kalsitik damar tarafından kesilen demiroksitli sitilolit (Şekil 3.76) şeklinde oldukları gözlenmiştir.

İnce kesitlerde mikrodan iriye değişen boyutlarda, özşekli - yarı özşekli ve öz şekilsiz tane şeklinde idiyotopik, hibidiyotopik ve ksenotopik dokulu dolomit kristalleri görülmektedir (Çizelge 3.6).

XRD çekimlerine göre örnekler dolomit, kalsitik dolomit, dolomitik kireçtaşı ve kireçtaşı (Şekil 3.77 - 3.86) şeklindedir.

Yaş	Formasyon	Açıklamalar	Kalınlık (m)	Litoloji	Örnek No
Geç Devoniyen	Asarlıkyaylası	Kuvarsit			
	Gölboğazı	Kireçtaşı Dolomit	162		C-105
		Kalsitik Dolomit	150		C-25
		Dolomitik Kireçtaşı	135		C-2215
		Kalsitik Dolomit			C-230
		Dolomit	120		C-330
		Kalsitik Dolomit			C-475
					C-415
					C-420
					C-430
					C-55
					C-525
					C-615
					C-620
			C-715		
			C-725		
			C-85		
			C-810		
			C-920		
			C-930		
			C-1005		
			C-1020		
Maestrihtiyen Kampaniyen-	Sögütyaylası	Kumtaşı	0		Tektonik Dokanak

Şekil 3.58. Ölçülü stratigrafi kesiti – 3

Çizelge 3.5: ÖSK-3'den alınan örneklerin mikroskobik özellikleri.

Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	Allokemler				Otokemler		Kayacın Adı (Dunham,1962)
			Fosil %	İntraklast %	Ooid %	Pellet %	Sparit %	Mikrit %	
C-105	5	95	-	-	-	-	100	-	Dolosparit
C-25	4	96	-	-	-	-	7	93	Dolomikrit
C-2215	20	80	-	-	-	-	75	25	Dolomiksparit
C-230	60	40	-	-	-	-	15	85	Dolomikrit
C-35	22	78	-	-	-	-	100	-	Dolosparit
C-3175	35	65	-	-	-	-	80	20	Dolosparit
C-325	2	98	-	-	-	-	10	90	Dolomikrit
C-330	7	93	-	-	-	-	7	93	Dolomikrit
C-475	5	95	-	-	-	-	5	95	Dolomikrit
C-415	-	100	-	-	-	-	-	100	Dolomikrit
C-420	20	80	-	-	-	-	4	96	Dolomikrit
C-430	2	98	-	-	-	-	5	95	Dolomikrit
C-55	-	100	-	-	-	-	-	100	Dolomikrit
C-525	-	100	-	-	-	-	-	100	Dolomikrit
C-65	1	99	-	-	-	-	1	99	Dolomikrit
C-615	-	100	-	-	-	-	100	-	Dolosparit
C-620	-	100	-	-	-	-	-	100	Dolomikrit
C-715	-	100	-	-	-	-	-	100	Dolomikrit
C-725	-	100	-	-	-	-	-	100	Dolomikrit
C-85	-	100	-	-	-	-	-	100	Dolomikrit
C-915	3	97	-	-	-	-	-	100	Dolomikrit
C-920	-	100	-	-	-	-	-	100	Dolomikrit
C-930	5	95	-	-	-	-	60	40	Dolomiksparit
C-1020	-	100	-	-	-	-	-	100	Dolomikrit

k= Kalsitik taneler

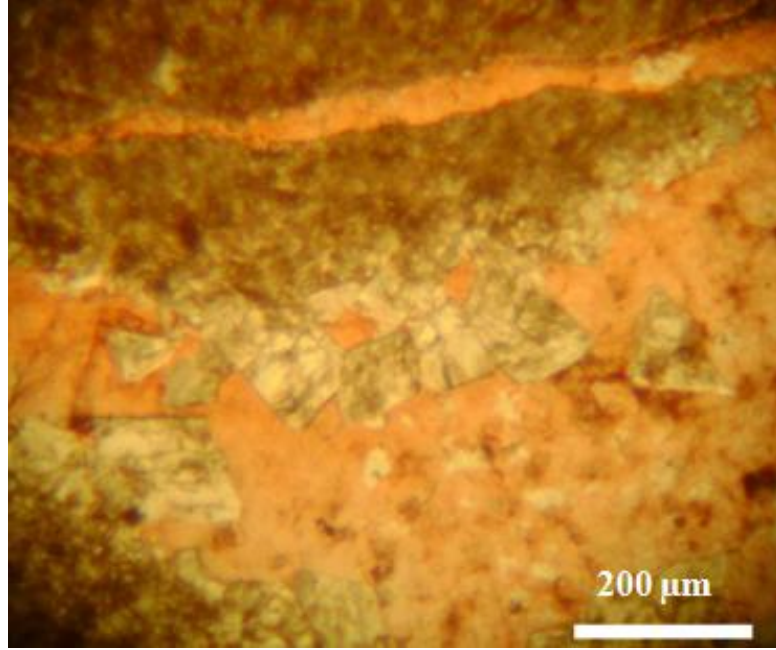
Çizelge 3.6: ÖSK-3'den alınan dolomit örneklerin dokusal özellikleri.

Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	İlksel dokunun korunma oranı	Dolomit Kristallerinin					Doku
				Tane boyutu	Boylanma	Tane şekli			
						Öz	Yö	Ös	
C-105	5	95	✓	ince	iyi		✓		Hibidiyotopik
C-25	4	96	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
C-2215	20	80	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
C-230	60	40	✓	İnce-orta	kötü			✓	Ksenotopik
C-35	22	78	-	ince	iyi	✓	✓		İdiyotopik
C-3175	35	65	✓	ince	iyi		✓		Hibidiyotopik
C-325	2	98	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
C-330	7	93	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
C-475	5	95	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
C-415	-	100	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
C-420	20	80	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
C-430	2	98	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
C-55	-	100	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
C-525	-	100	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
C-65	1	99	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
C-615	-	100	-	İnce-iri	kötü	✓	✓		İdiyotopik
C-620	-	100	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
C-715	-	100	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
C-725	-	100	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
C-85	-	100	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
C-915	3	97	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
C-920	-	100	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
C-930	5	95	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
C-1020	-	100	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik

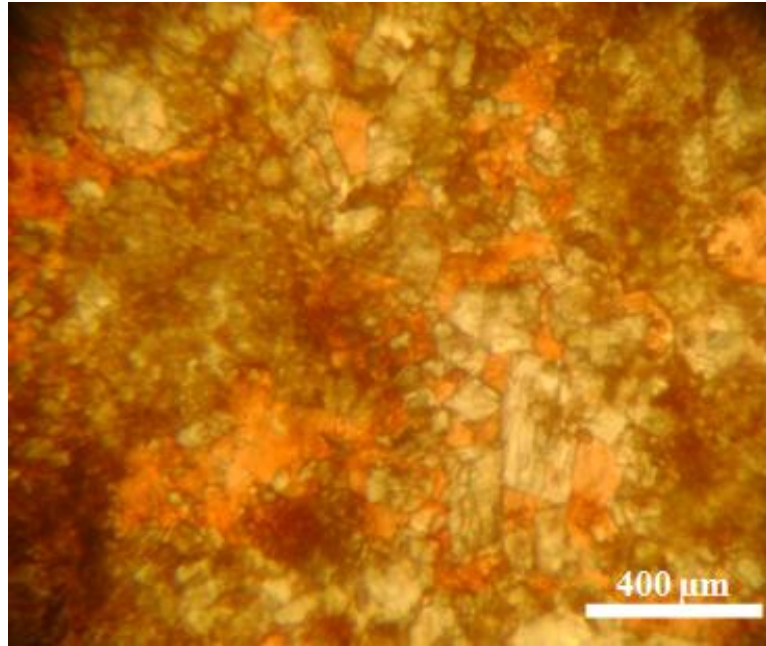
Öz= Özşekilli

Yö= yarı özşekilli

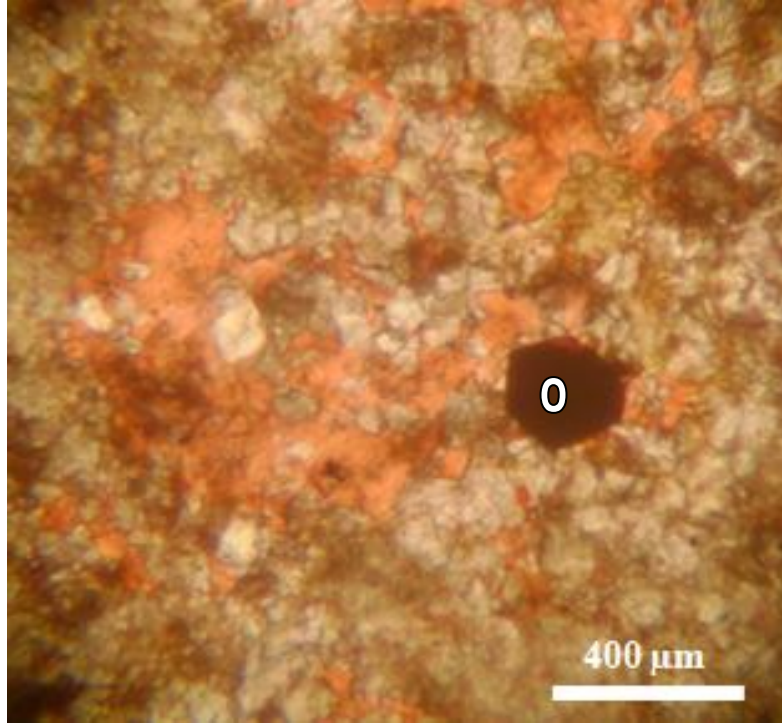
Ös= Özşekilsiz



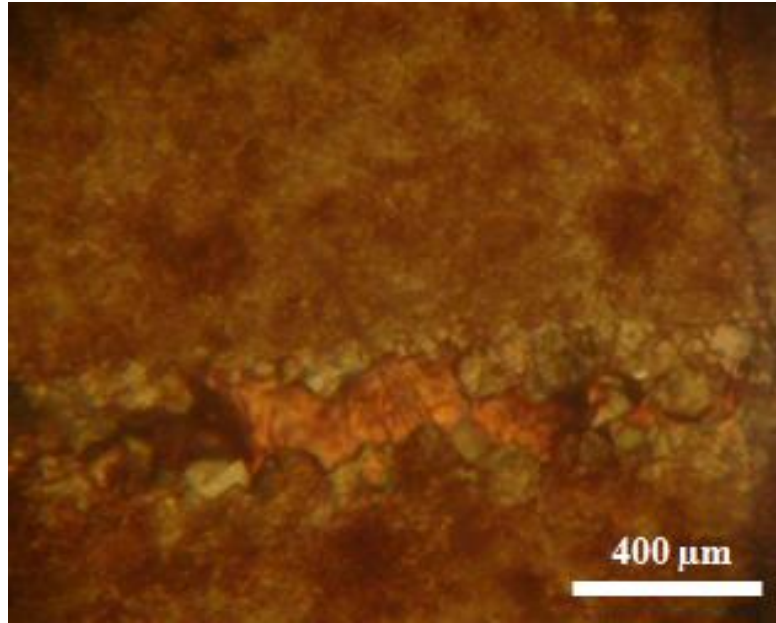
Şekil 3.59. Dolomikrit, özşekilli dolomit romboederleri ve boşluk dolgusu kalsit çimento (Ç.N., Nu: C-25; dolomit)



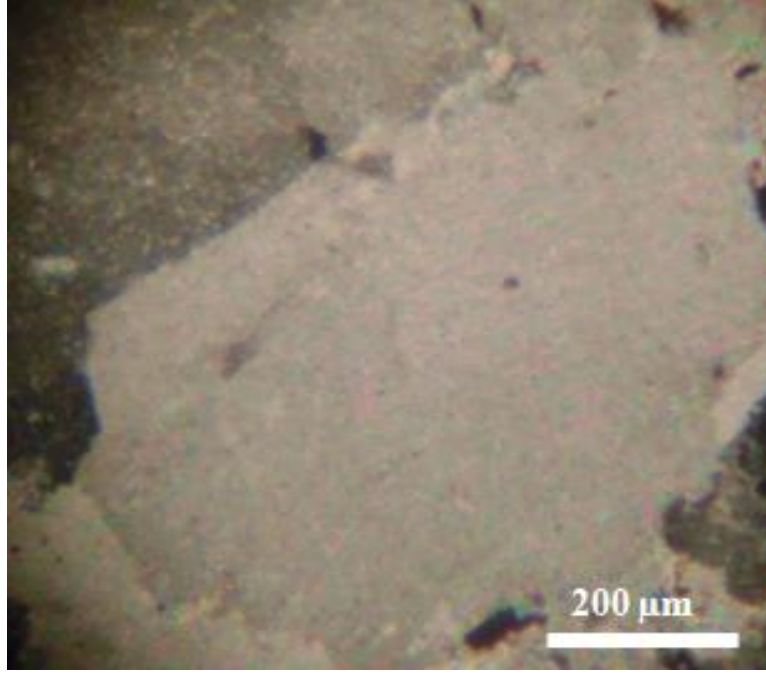
Şekil 3.60. Özşekilli-yarıözşekilli dolomit kristalleri ve kalsit çimento (T.N., Nu: C-2215; kalsitik dolomit)



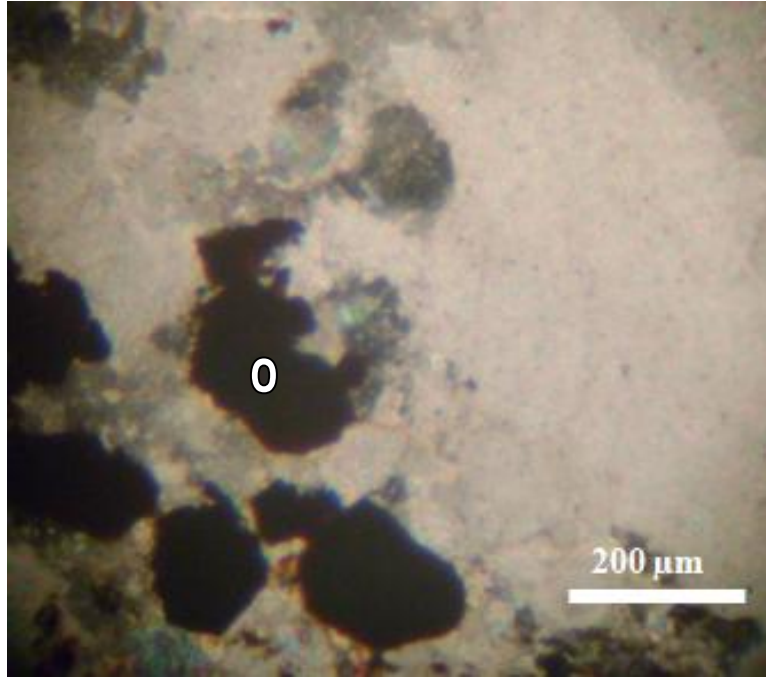
Şekil 3.61. Özşekilli-yarıözşekilli dolomit kristalleri, opak mineral (O) ve kalsit çimento (T.N., Nu: C-325; dolomit)



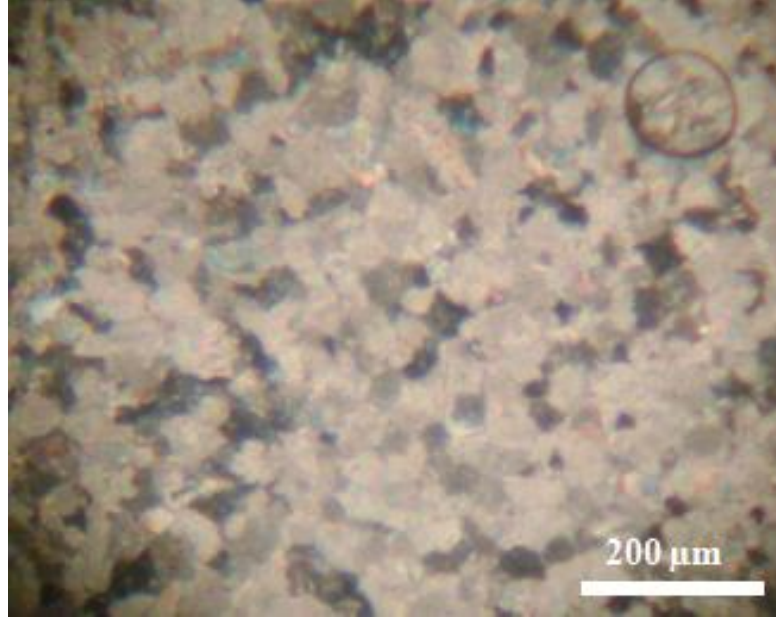
Şekil 3.62. Dolomikrit, özşekilli-yarıözşekilli ince kristalli dolomit ve boşluk dolgusu kalsit çimento (Ç.N., Nu: C-330; dolomit)



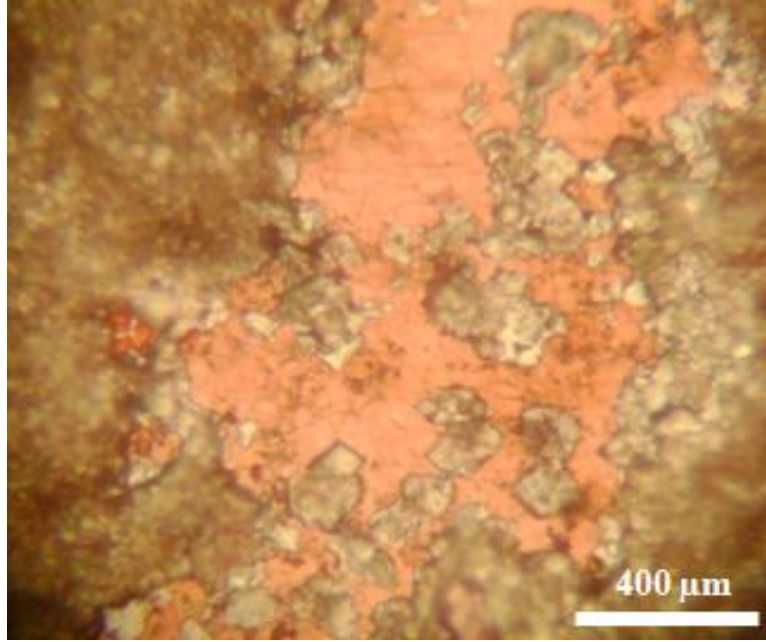
Şekil 3.63. Çok iri saddle dolomit, opak mineral ve porozite (Ç.N., Nu: C-615; dolomit)



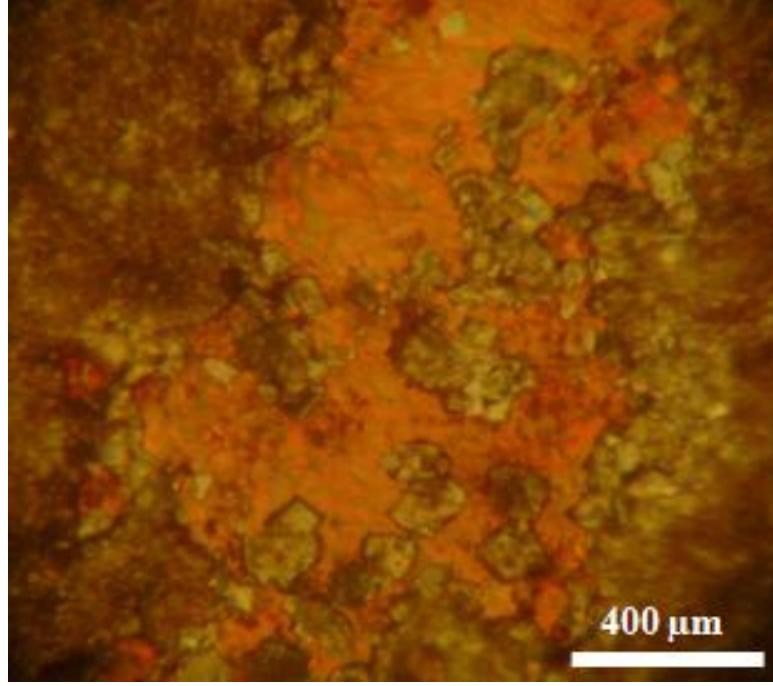
Şekil 3.64. Opak mineral (O) ve iri saddle dolomit (Ç.N., Nu: C-615; dolomit)



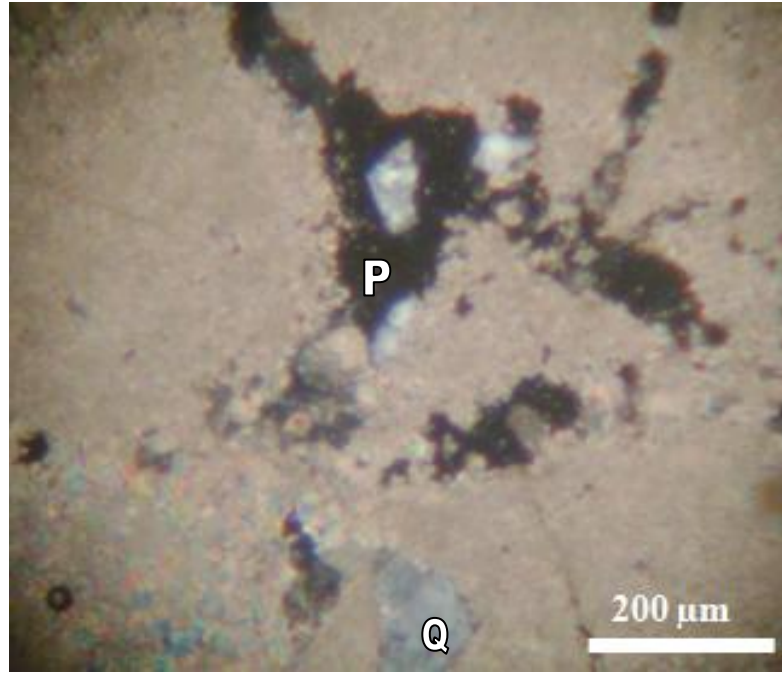
Şekil 3.65. Özşekilli-yarıözşekilli unimodal mozayik dolomit ve kuvars (Ç.N., Nu: C-615; dolomit)



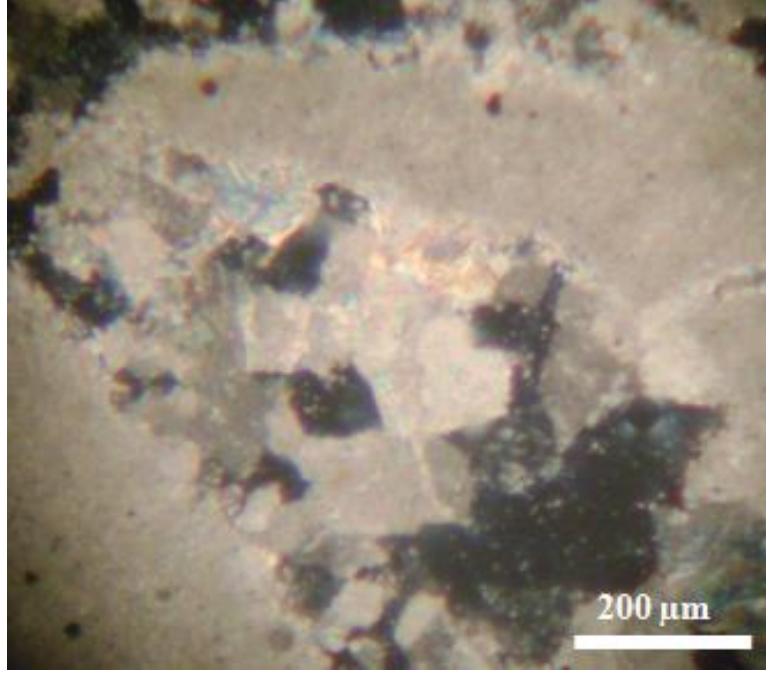
Şekil 3.66. Özşekilli dolomit kristalleri- dolomikrit ve boşluk dolgusu kalsit çimento (T.N., Nu: C-415; dolomit)



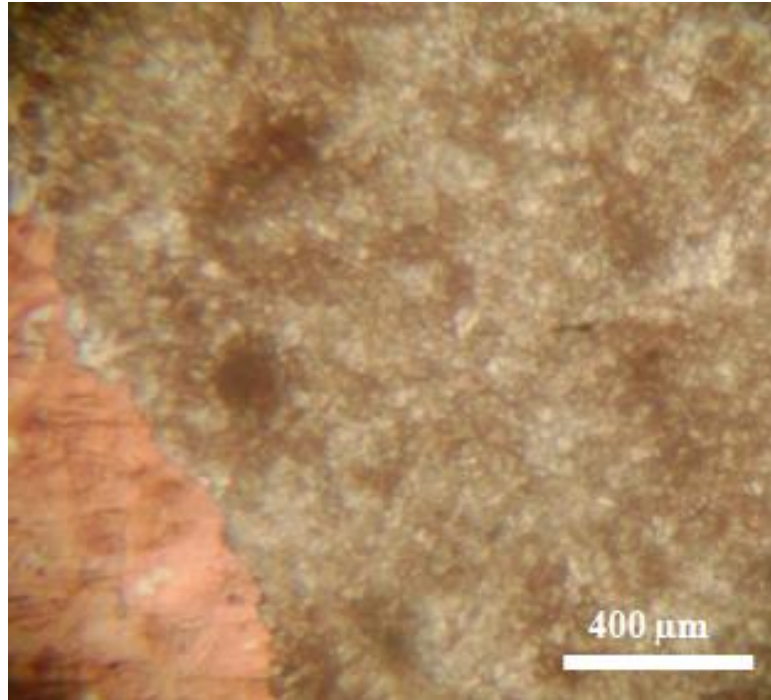
Şekil 3.67. Özşekli dolomit kristalleri-dolomikrit ve boşluk dolgusu kalsit çimento (Ç.N., Nu: C-415; dolomit)



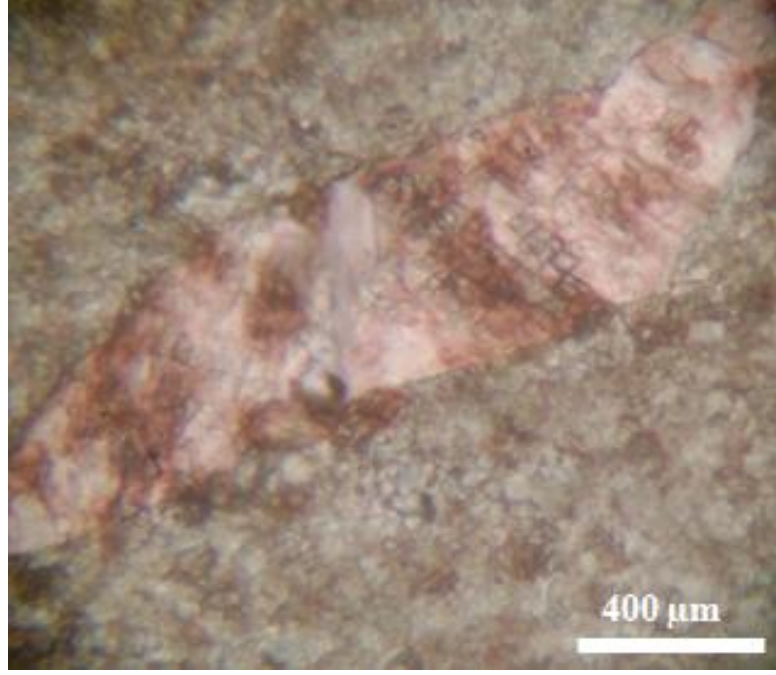
Şekil 3.68. Mikrit, kuvars (Q) ve porozite (P) (Ç.N., Nu: C-420; kalsitik dolomit).



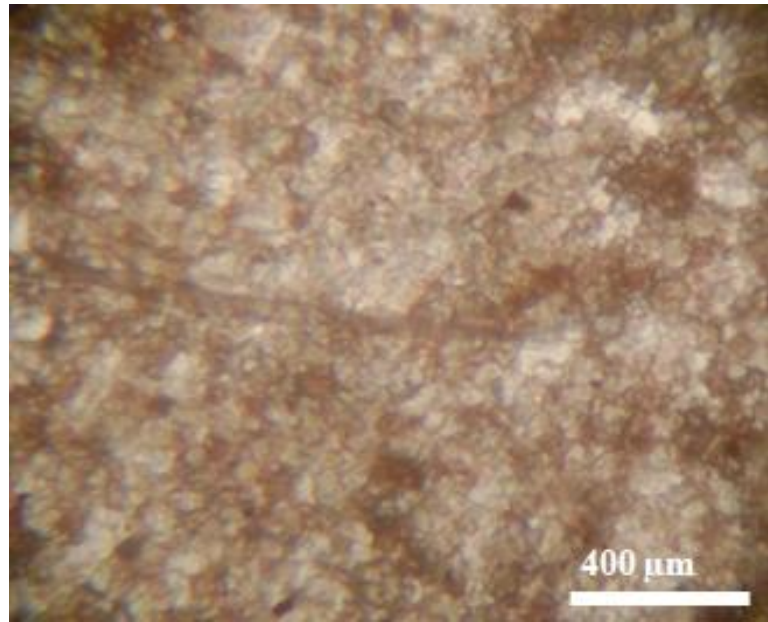
Şekil 3.69. Dolomikrit ve boşluk dolgusu dolosparitik çimento (Ç.N., Nu: C-420; kalsitik dolomit)



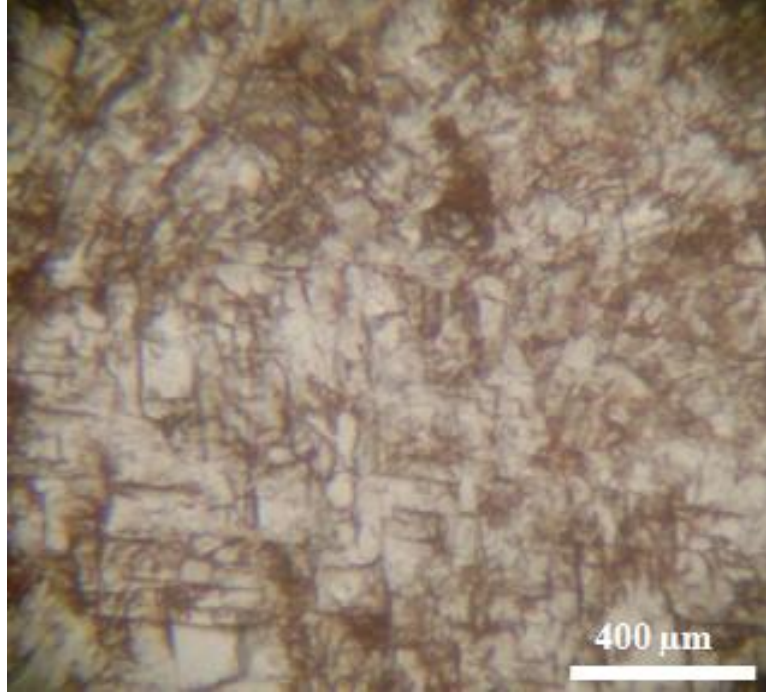
Şekil 3.70. Özşekilli-yarıözşekilli mozayik dolomit ve kalsitik bioklast (T.N., Nu: C-430; dolomit)



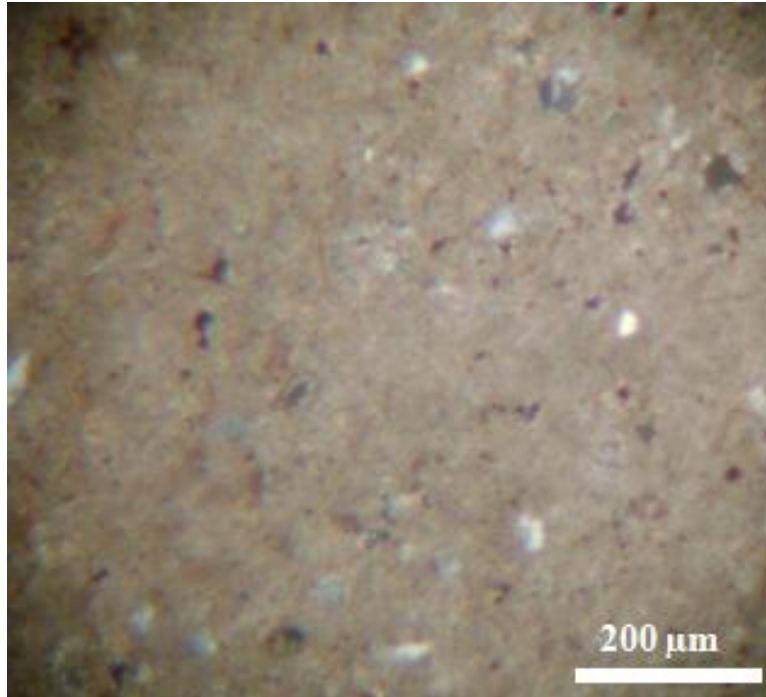
Şekil 3.71. Şekerimsi dokulu, ince kristalli unimodal mozayik dolomit-boşluk dolgusu kalsit çimento (T.N., Nu: C-55; dolomit)



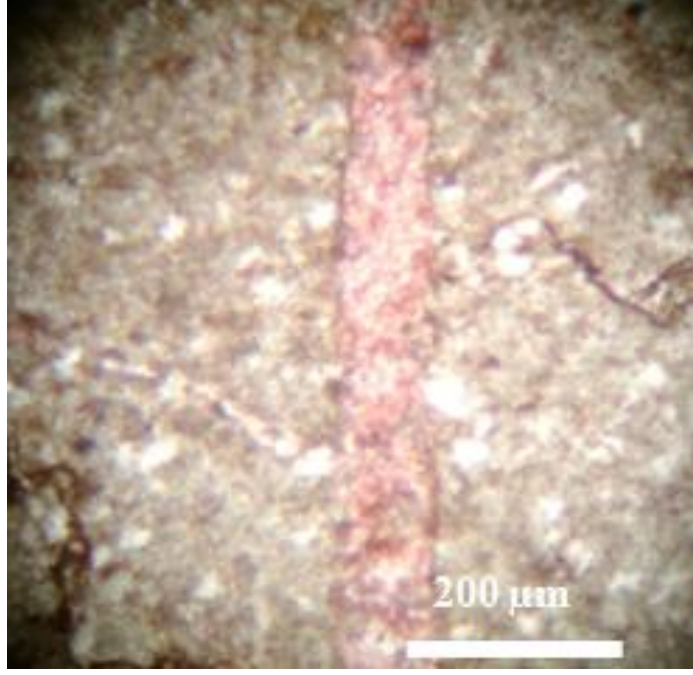
Şekil 3.72. Şekerimsi dolomit (T.N., Nu: C-715; dolomit)



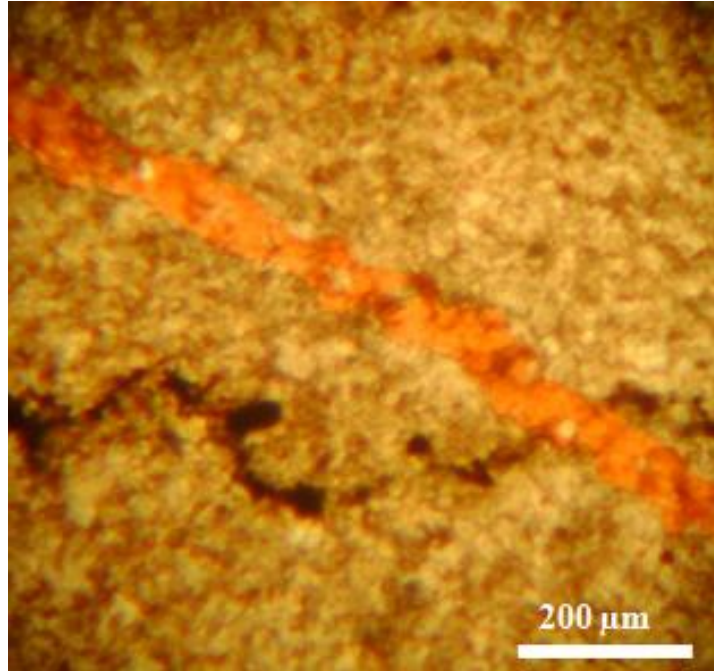
Şekil 3.73. Özşekilli saddle dolomit (T.N., Nu: C-725; dolomit)



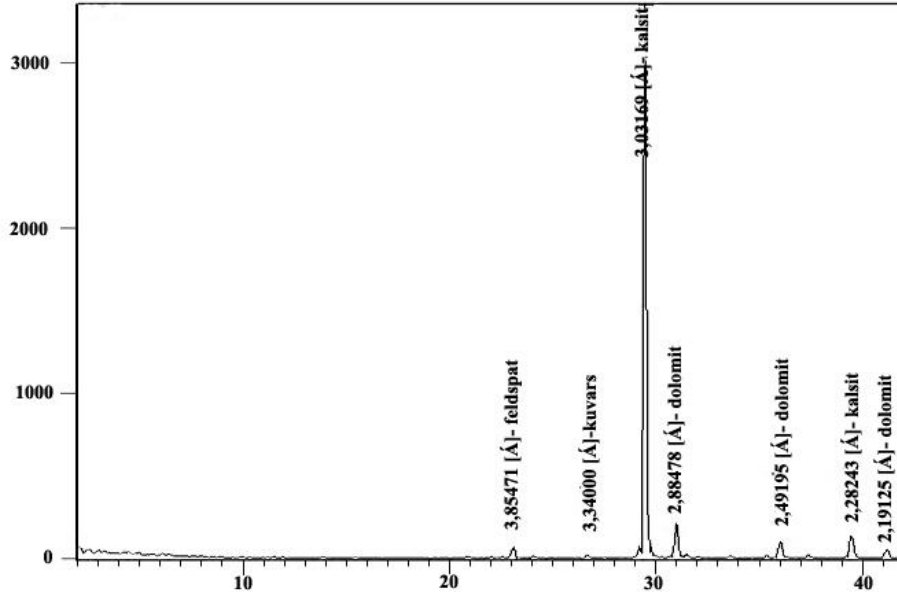
Şekil 3.74. Dolomikrit, kuvars, opak mineral ve porozite (Ç.N., Nu: C-85; dolomit)



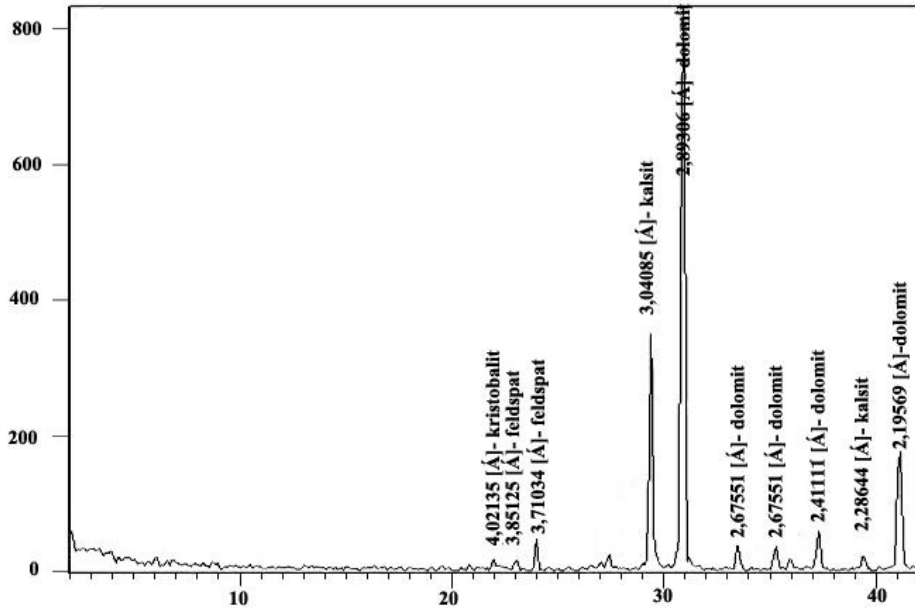
Şekil 3.75. Dolomikrit-dolosparit, mikro faylanma- sitilolit (T.N., Nu: C-920; Dolomit)



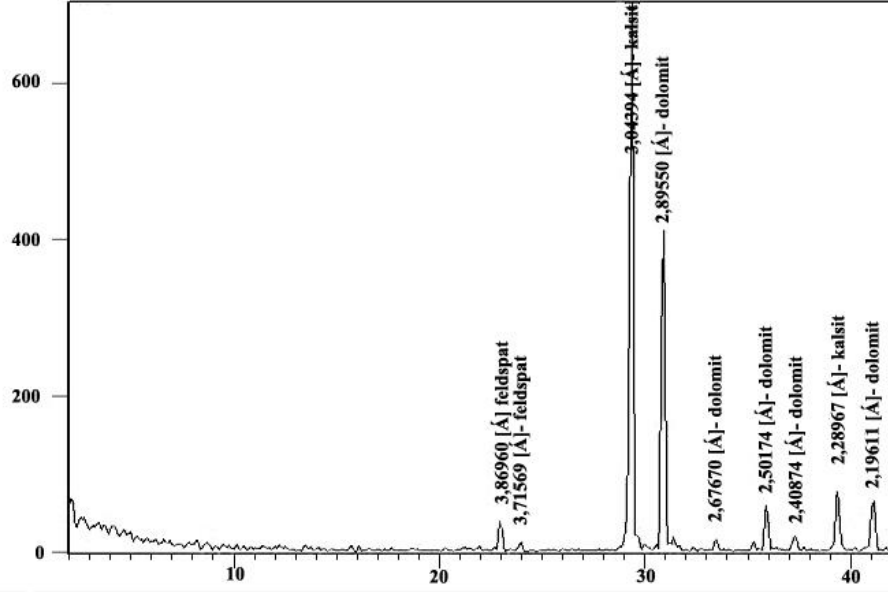
Şekil 3.76. İnce-çok ince kristalli dolomit ve kalsitik damar tarafından kesilen demiroksitli sitilolit (T.N., Nu: C-105; dolomit)



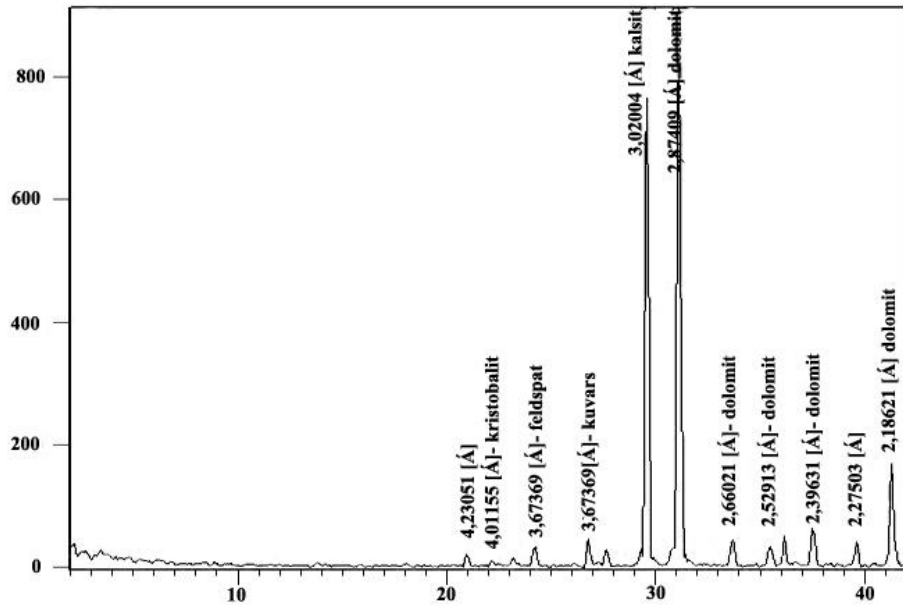
Şekil 3.77. Ölçülü stratigrafi kesiti 3'e ait XRD çekimi (Nu: C-105; kireçtaşı)



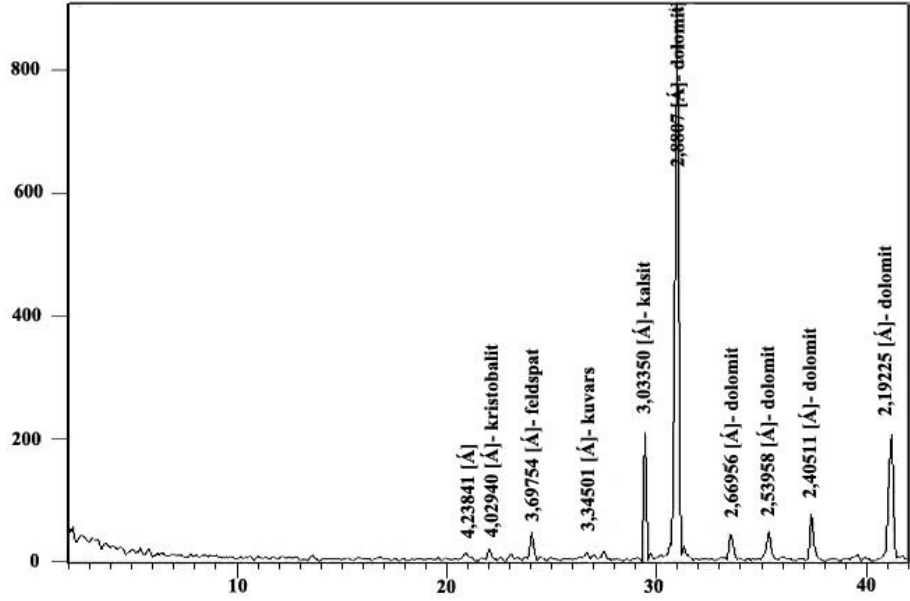
Şekil 3.78. Ölçülü stratigrafi kesiti 3'e ait XRD çekimi (Nu: C-25; kalsitik dolomit)



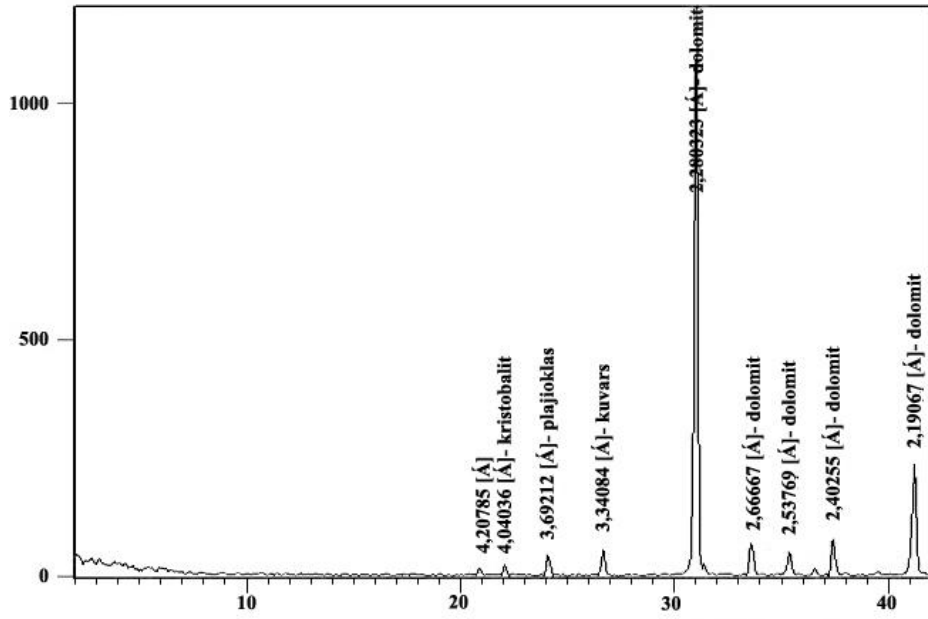
Şekil 3.79. Ölçülü stratigrafi kesiti 3'e ait XRD çekimi (Nu: C-230; dolomitik kireçtaşı)



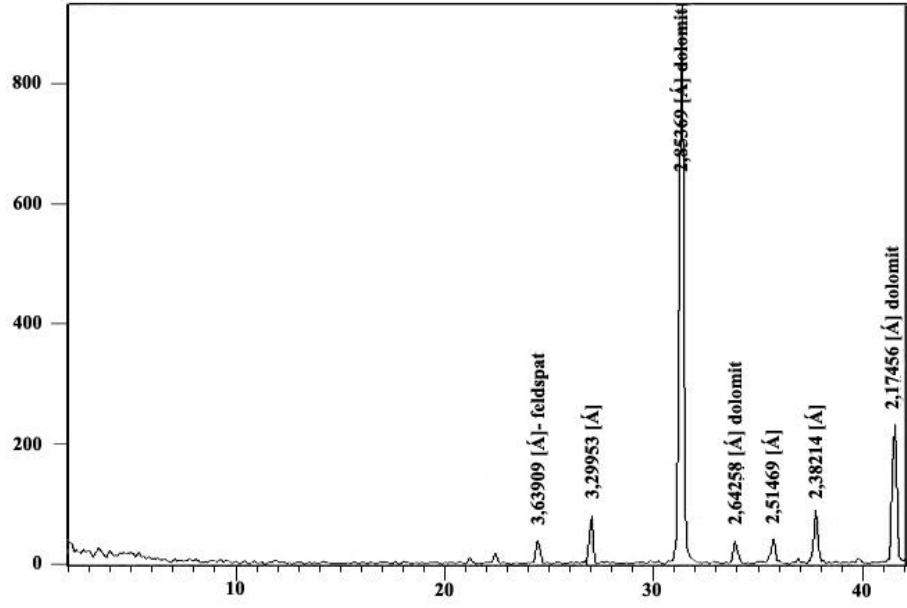
Şekil 3.80. Ölçülü stratigrafi kesiti 3'e ait XRD çekimi (Nu: C-330; kalsitik dolomit)



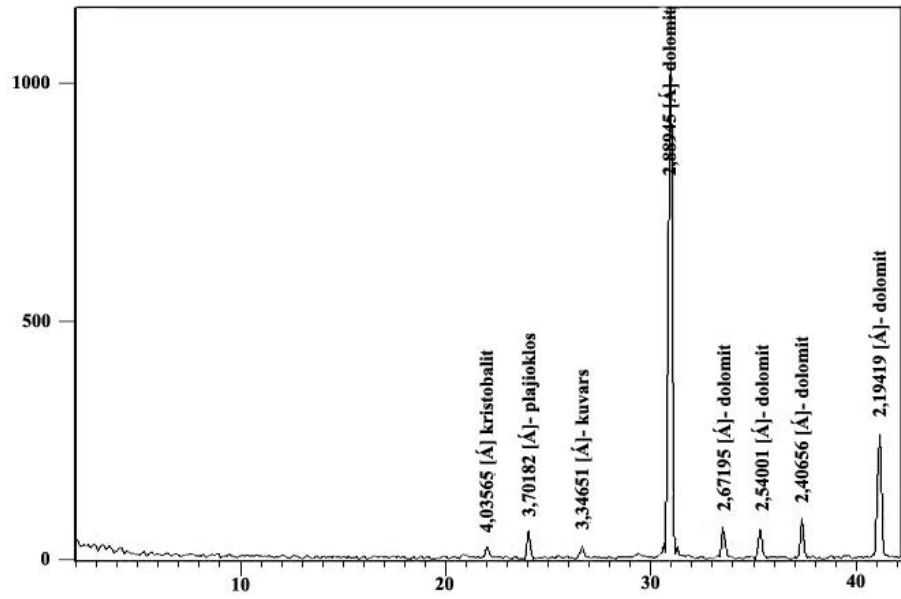
Şekil 3.81. Ölçülü stratigrafi kesiti 3'e ait XRD çekimi (Nu: C-420; kalsitik dolomit)



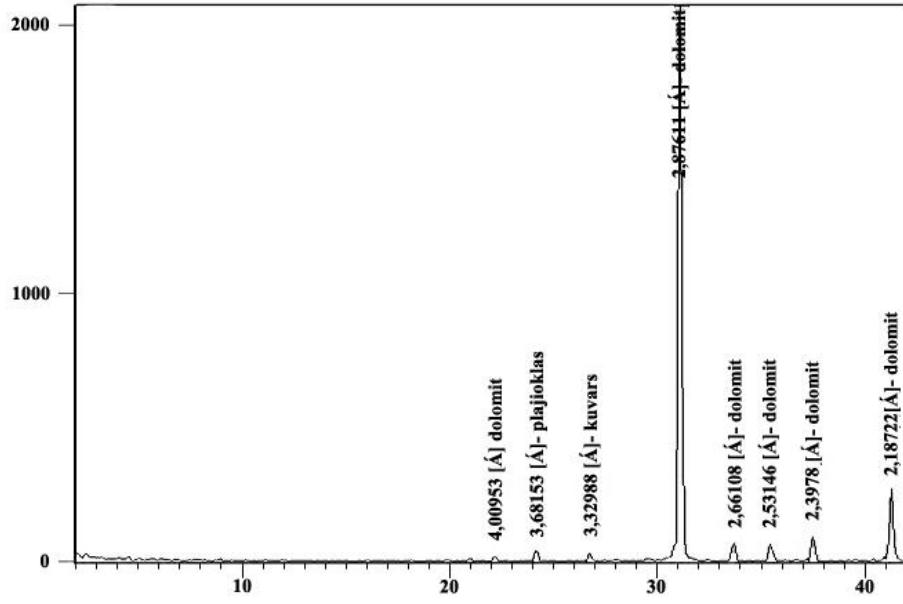
Şekil 3.82. Ölçülü stratigrafi kesiti 3'e ait XRD çekimi (Nu: C-525; dolomit)



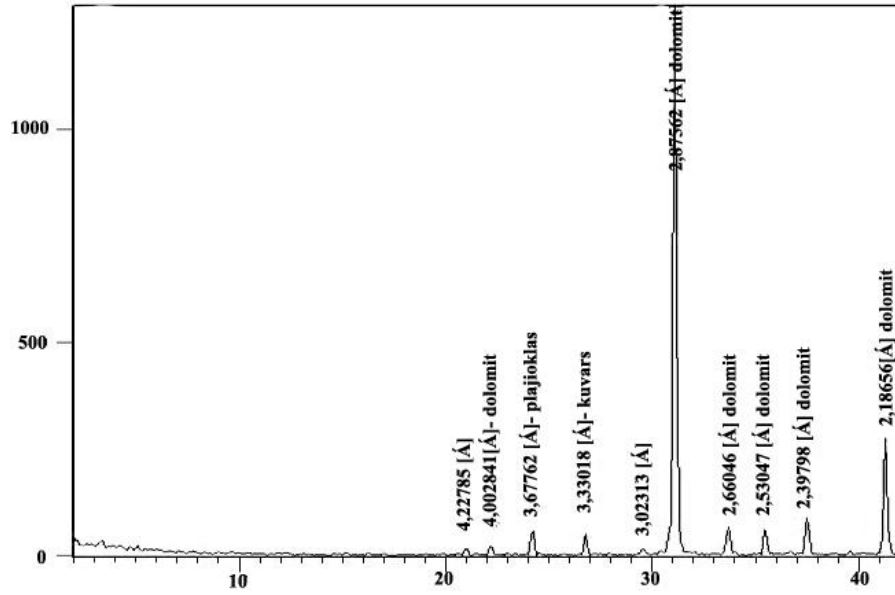
Şekil 3.83. Ölçülü stratigrafi kesiti 3'e ait XRD çekimi (Nu: C-615; dolomit)



Şekil 3.84. Ölçülü stratigrafi kesiti 3'e ait XRD çekimi (Nu: C-620; dolomit)



Şekil 3.85. Ölçülü stratigrafi kesiti 3'e ait XRD çekimi (Nu: C-810; dolomit)



Şekil 3.86. Ölçülü stratigrafi kesiti 3'e ait XRD çekimi (Nu: C-930; dolomit)

3.1.4. ÖSK - 4'den Alınan Numunelerin Petrografik Özellikleri







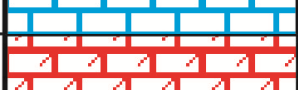



4 no'lu lokasyondaki karbonatlar tabanda dolomitle başlamakta dolomitik kireçtaşı – kireçtaşı, dolomit, dolomitik kireçtaşı, şeklinde devam etmekte ve en üstte dolomit olarak sonlanmaktadır (Şekil 3.87). Kireçtaşı içerisinde fosil % 15 görülmekte olup, % 20 oranında sparit ve % 80 oranında mikrit bulunmaktadır (Çizelge 3.7).

İnce kesitlerde mikrodan iriye değişen boyutlarda öz şekilli, yarı özşekilli - özşekilsiz dolomit kristalleri görülmektedir (Çizelge 3.8). Görülen dokular, idiyotopik ve ksenotopik dokudur (Çizelge 3.8). Dolomitler içerisinde görülen çatlakların bir kısmı kalsitiktir. Bazı dolomit kristallerinde zonlanmanın yanı sıra çift yönlü dilinimlenme de görülmektedir.

Örneklerin petrografik incelenmesi sonucu opak mineralli dolomikrit (Şekil 3.88, 3.89), çörtlü dolomitik kireçtaşı ve demiroksitle ornatılma (Şekil 3.90), iri - çok iri saddle dolomit (Şekil 3.91), orta kristalli unimodal dolomitler (Şekil 3.92), özşekilli zonlu çok iri saddledolomit ve orta-iri kristalli yarıözşekilli ve özşekilsiz saddle dolomit (Şekil 3.93), polimodal saddle dolomit (Şekil 3.94), pellet, intraklast, porozite ve sparikalsit çimentolu kireçtaşları (Şekil 3.95), mikritik kireçtaşı ve demiroksitle kısmen ornatılmış özşekilli dolomit kristalleri (Şekil 3.96), kuvars, demiroksitli sitilolit ve dolomikrit (Şekil 3.97), bol miktarda opak mineralli dolomikrit (Şekil 3.98), polimodal, boşluk dolgusu saddle dolomit (Şekil 3.99), dolosparitik damar ve opak mineralli dolomikrit (Şekil 3.100), şeklinde oldukları gözlenmiştir.

XRD çekimlerine göre örnekler dolomit ve kireçtaşı (Şekil 3.101 - 3.107) şeklindedir.

ÖSK-4'den alınan iki örnekte (D-828,D-929) yaptırılan SEM (taramalı elektron mikroskop) incelemesi sonucu; D-828 özşekilli – yarı özşekilli, ince – orta kristalli, dolomit romboederleri ve EDX diyagramı (Şekil 3.108, 3.109) ve D-929 özşekilsiz, ince taneli dolomit romboederleri ve EDX diyagramı şeklinde görülmektedirler (Şekil 3.110).

Yaş	Formasyon	Açıklamalar	Kalınlık (m)	Litoloji	Örnek No
Geç Devoniyen	Asarlıkyaylası	Kuvarsit	135		
	Gölböğazi	Dolomit	120		
		Dolomitik Kireçtaşı	105		D-128 D-25
		Dolomit	90		D-217
		Kireçtaşı	75		D-319
		Dolomitik Kireçtaşı	60		D-522 D-621
		Dolomitik Kireçtaşı	45		D-83
		Dolomitik Kireçtaşı	30		D-818
		Dolomit	15		D-828 D-915
Maestrihtiyen Kampaniyen-	Söğütyaylası	Kumtaşı	0		D-929 Tektonik Dokanak

Şekil 3.87. Ölçülü stratigrafi kesiti – 4

Çizelge 3.7: ÖSK-4'den alınan örneklerin mikroskobik özellikleri.

Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	Allokemler				Otokemler		Kayacın Adı (Dunham,1962)
			Fosil %	Intraklast %	Ooid %	Pellet %	Sparit %	Mikrit %	
D-128	3	97	-	-	-	-	10	90	Çamurtaşı
D-25	85	15	-	-	-	-	95	5	Neomorfik Çamu.
D-217	-	100	-	-	-	-	100	-	Dolosparit
D-38	-	100	-	-	-	-	-	100	Çamurtaşı
D-312	100	-	-	-	-	-	-	100	Çamurtaşı
D-319	-	100	-	-	-	-	-	100	Çamurtaşı
D-46	20	80	-	-	-	-	65	35	Çamurtaşı
D-426	100	-	-	-	-	-	-	100	Çamurtaşı
D-522	8	92	-	-	-	-	15	85	Dolomikrit
D-613	8	92	-	-	-	-	90	10	Dolosparit
D-621	83	17	15	-	-	-	20	65	Vaketaşı
D-75	15	85	-	-	-	-	60	40	Çamurtaşı
D-815	-	100	-	-	-	-	15	85	Dolomikrit
D-828	-	100	-	-	-	-	95	5	Dolosparit
D-94	5	95	-	-	-	-	15	85	Çamurtaşı
D-915	-	100	-	-	-	-	-	100	Dolomikrit
D-929	-	100	-	-	-	-	-	100	Dolomikrit

k= Kalsitik taneler

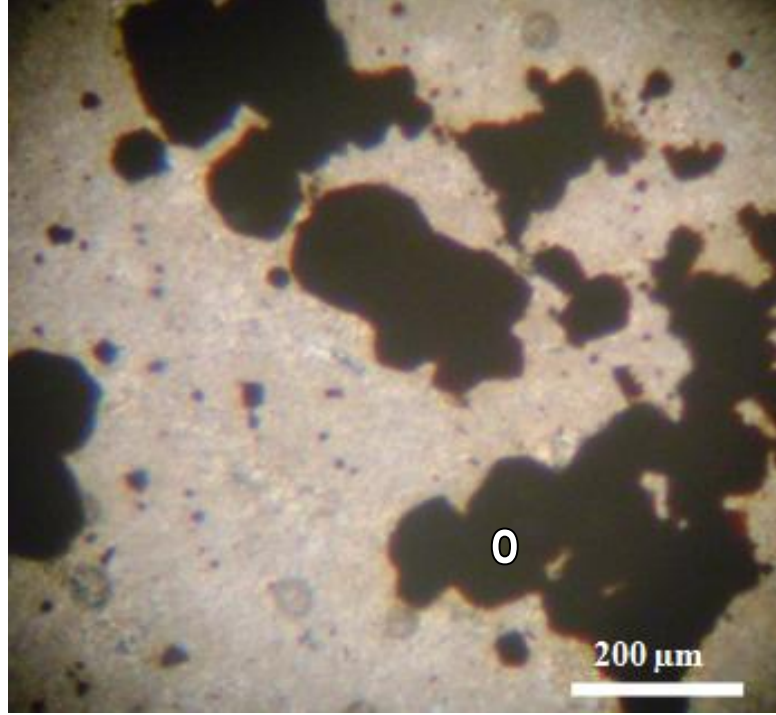
Çizelge 3.8: ÖSK-4'den alınan dolomit örneklerin dokusal özellikleri.

Kesit No	Kalsit İçeriği %	Dolomit İçeriği %	İlksel dokunun korunma oranı	Dolomit Kristallerinin					Doku
				Tane boyutu	Boylanma	Tane şekli			
						Öz	Yö	Ös	
D-128	3	97	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
D-25	85	15	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
D-217	-	100	-	Orta-iri	kötü	✓	✓		İdiyotopik
D-38	-	100	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
D-312	100	-	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
D-319	-	100	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
D-46	20	80	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
D-426	100	-	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
D-522	8	92	✓	ince	iyi		✓	✓	Ksenotopik
D-613	8	92	✓	ince	iyi		✓	✓	Ksenotopik
D-621	83	17	✓	ince	iyi	✓			İdiyotopik
D-75	15	85	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
D-815	-	100	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
D-828	-	100	✓	İnce-iri	kötü	✓	✓		İdiyotopik
D-94	5	95	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
D-915	-	100	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik
D-929	-	100	✓	ince	iyi			✓	Ksenotopik

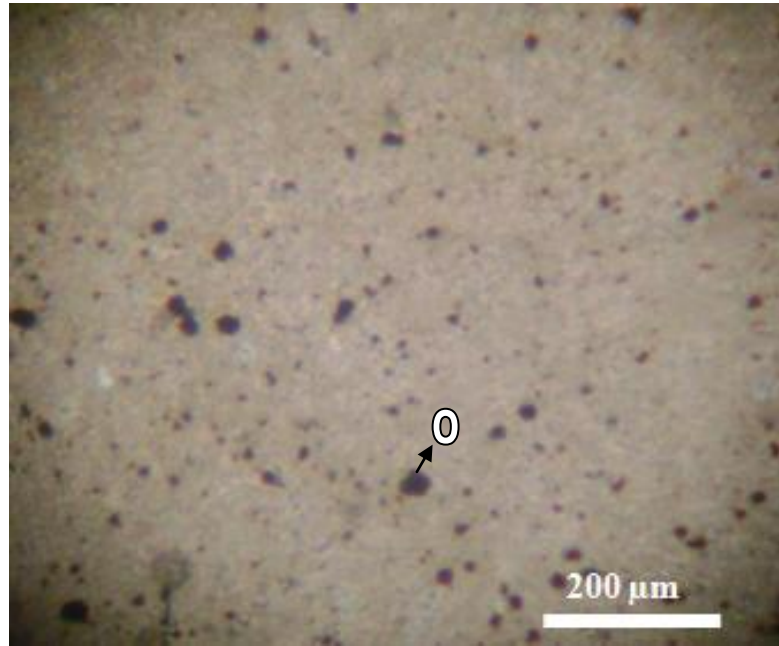
Öz= Özşekilli

Yö= yarı özşekilli

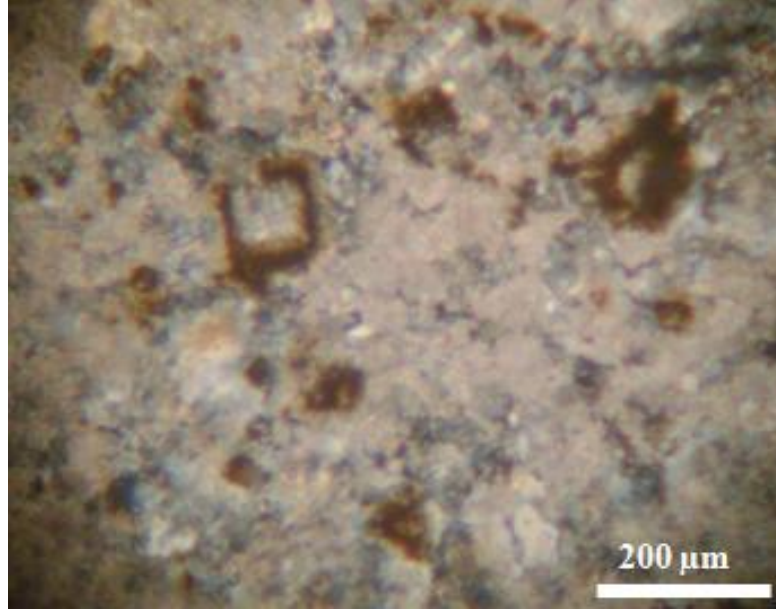
Ös= Özşekilsiz



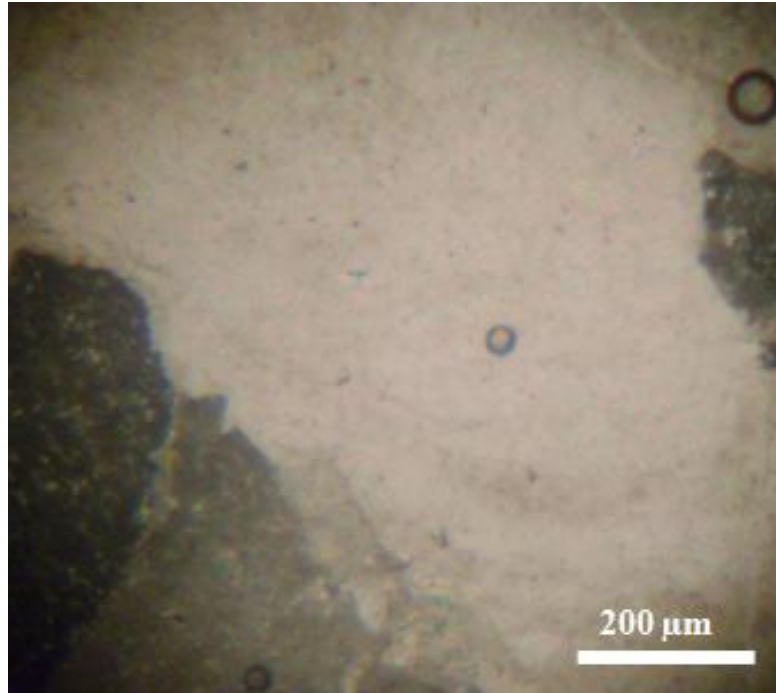
Şekil 3.88. Opak mineral (O) içeren dolomikrit (Ç.N., Nu:D-128; dolomit)



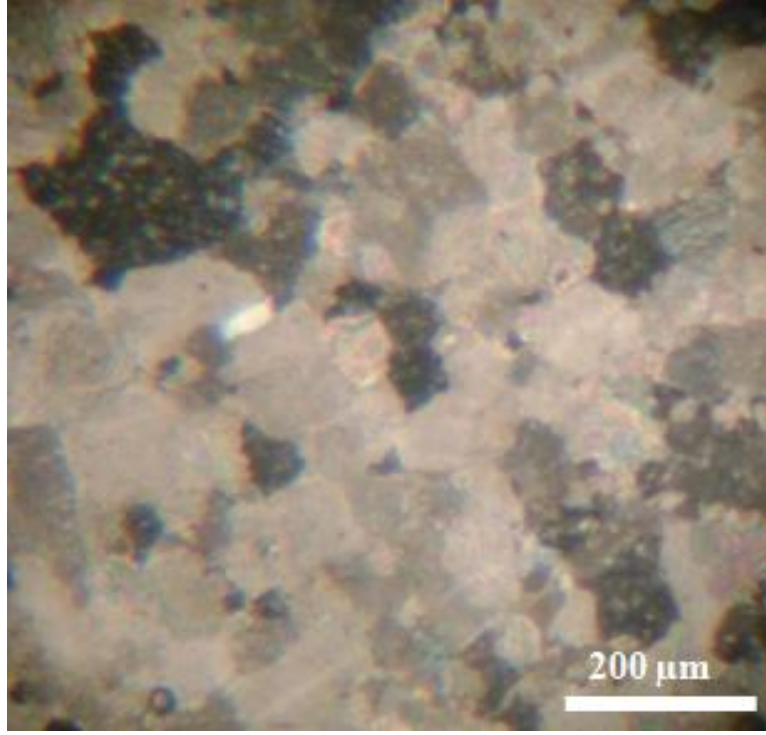
Şekil 3.89. Opak mineral (O) içeren dolomikrit (Ç.N., Nu: D-128; dolomit)



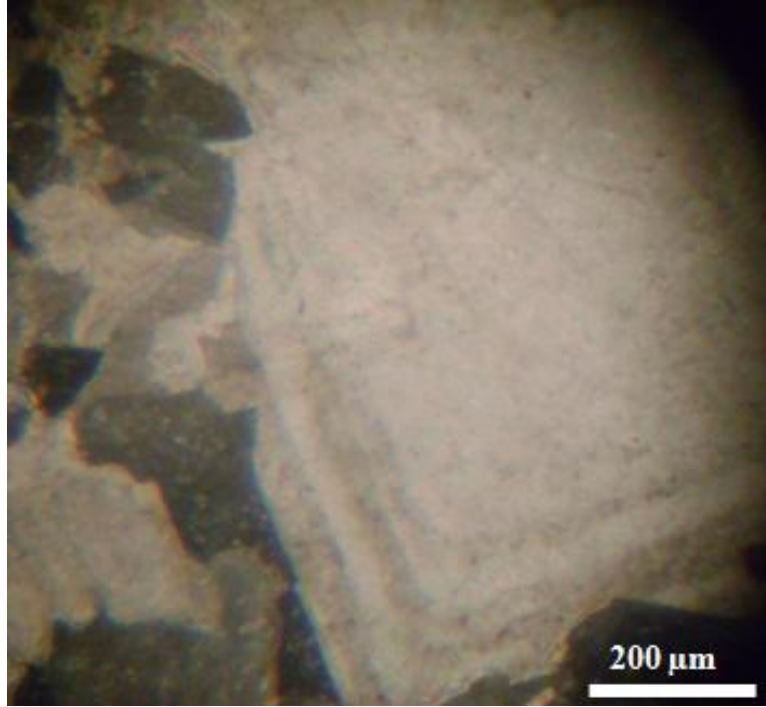
Şekil 3.90. Çörtlü dolomitik kireçtaşı ve demiroksitle ornatılma (Ç.N., Nu: D-25; dolomitik kireçtaşı)



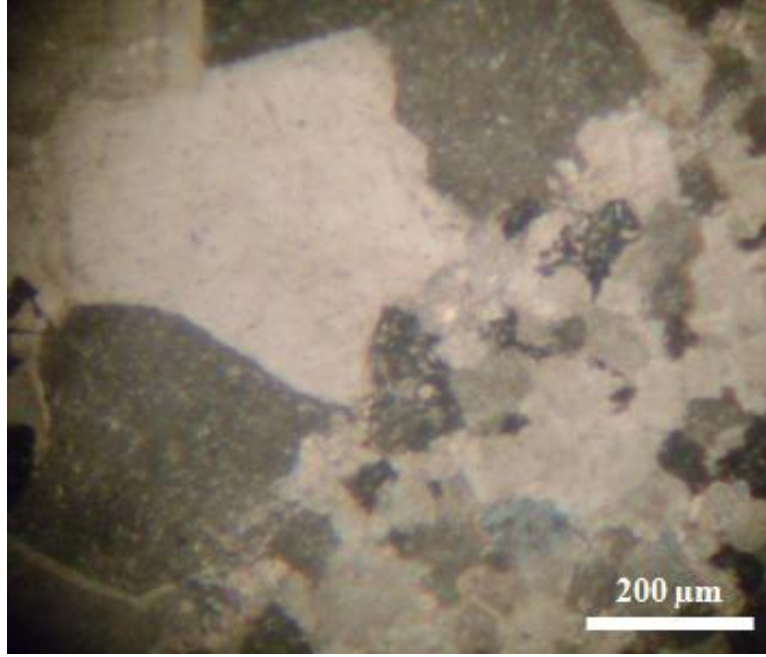
Şekil 3.91. İri-Çok iri saddle dolomit (Ç.N., Nu: D-217; dolomit)



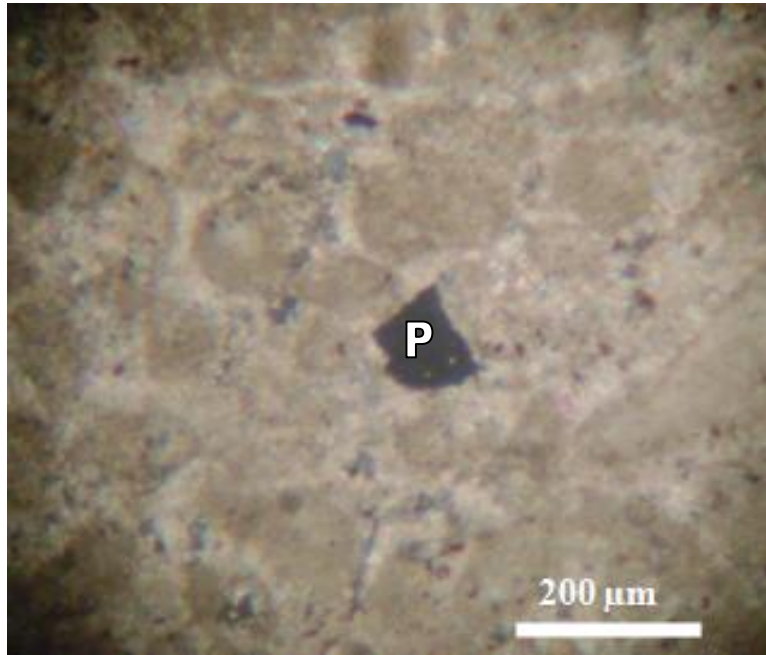
Şekil 3.92. Orta kristalli unimodal dolomit (Ç.N., Nu: D-217; dolomit)



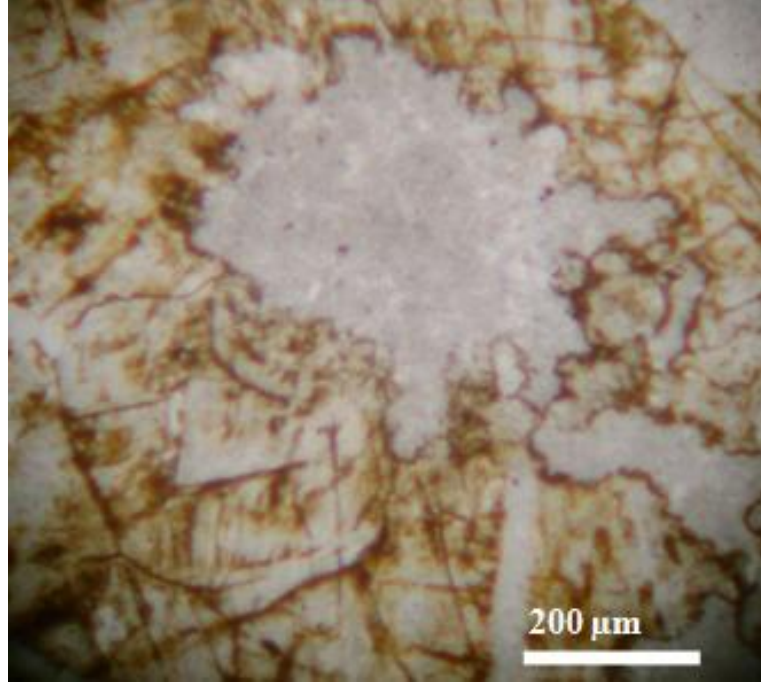
Şekil 3.93. Özşekilli zonlu çok iri saddle dolomit ve orta-iri kristalli yarıözşekilli ve özşekilsiz saddle dolomit (Ç.N., Nu: D-217; dolomit)



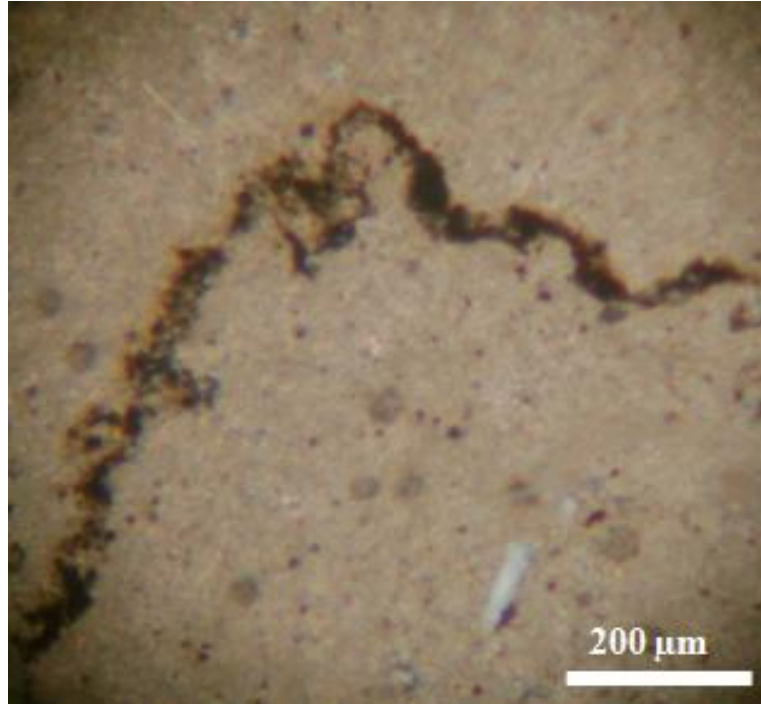
Şekil 3.94. Polimodal saddle dolomit (Ç.N., Nu: D-217; dolomit)



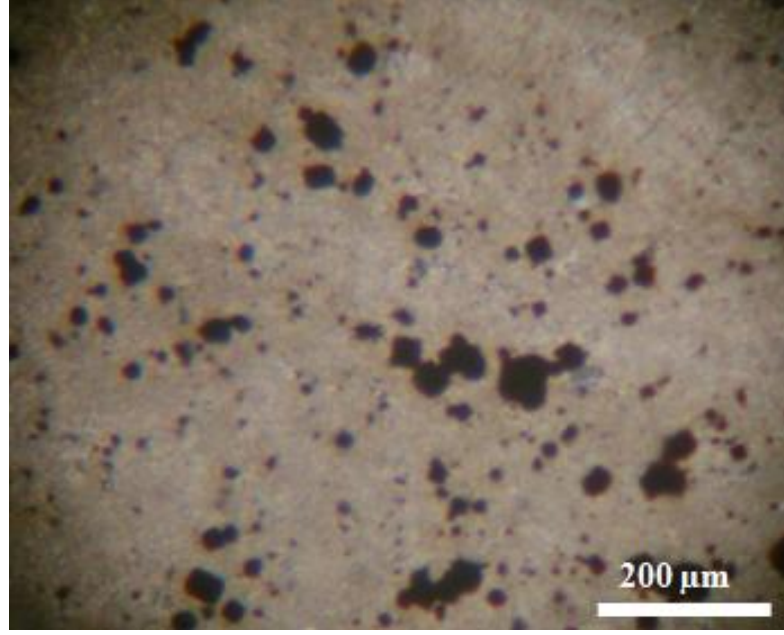
Şekil 3.95. Pellet, intraklast, porozite (P) ve sparikalsit çimento (Ç.N., Nu: D-522; kireçtaşı)



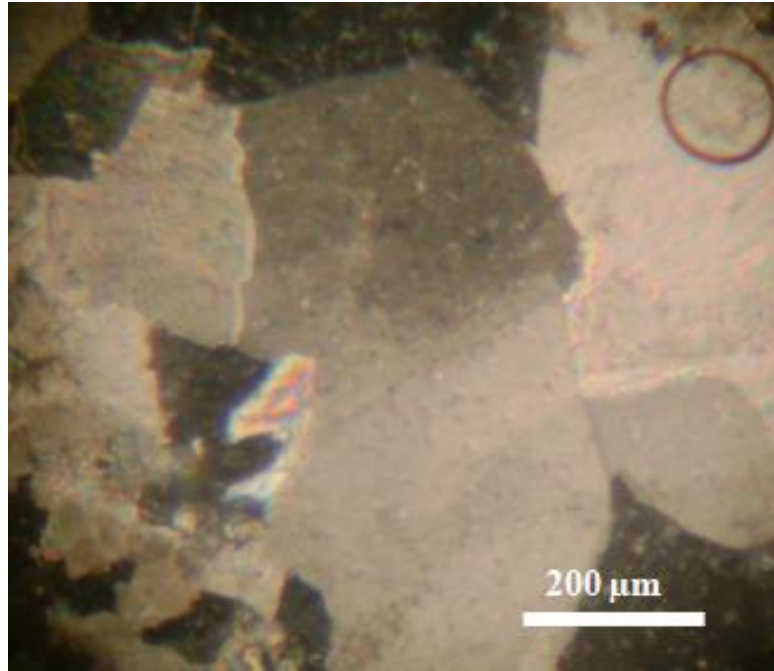
Şekil 3.96. Mikritik kireçtaşı ve demiroksitle kısmen ornatılmış özşekilli dolomit kristalleri (T.N., Nu: D-621; dolomitik kireçtaşı)



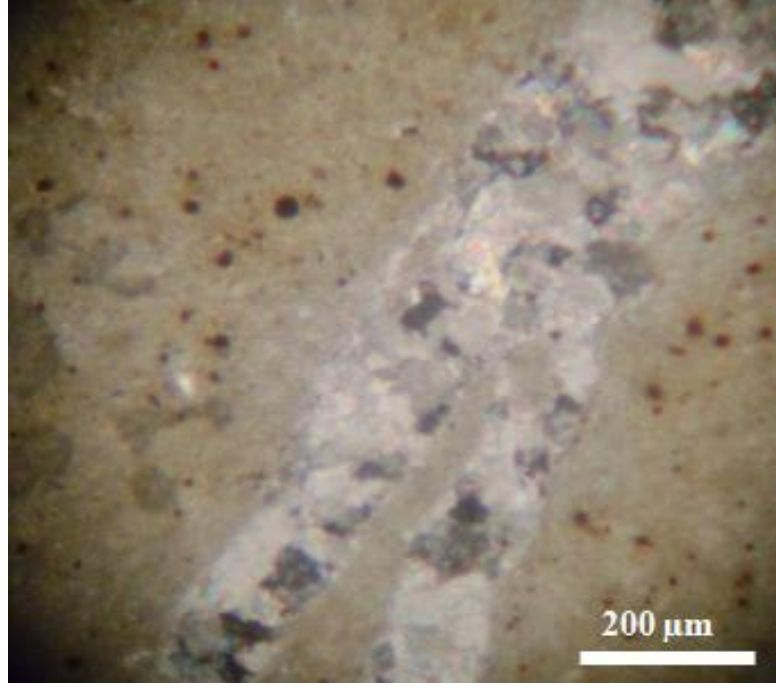
Şekil 3.97. Kuvars, demiroksitli sitilolit ve dolomikrit (Ç.N., Nu: D-83; dolomit)



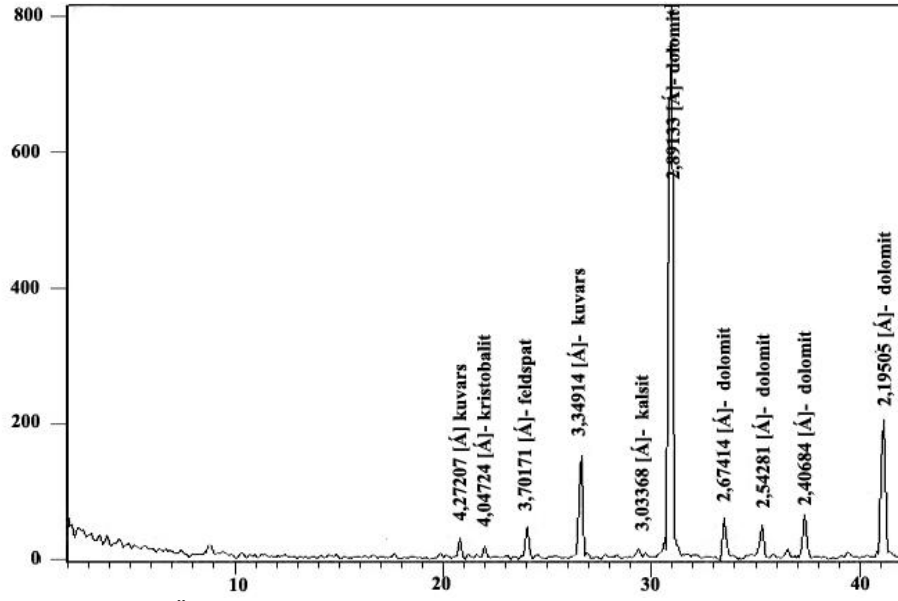
Şekil 3.98. Bol miktarda opak mineralli dolomikrit (Ç.N., Nu: D-83; dolomit)



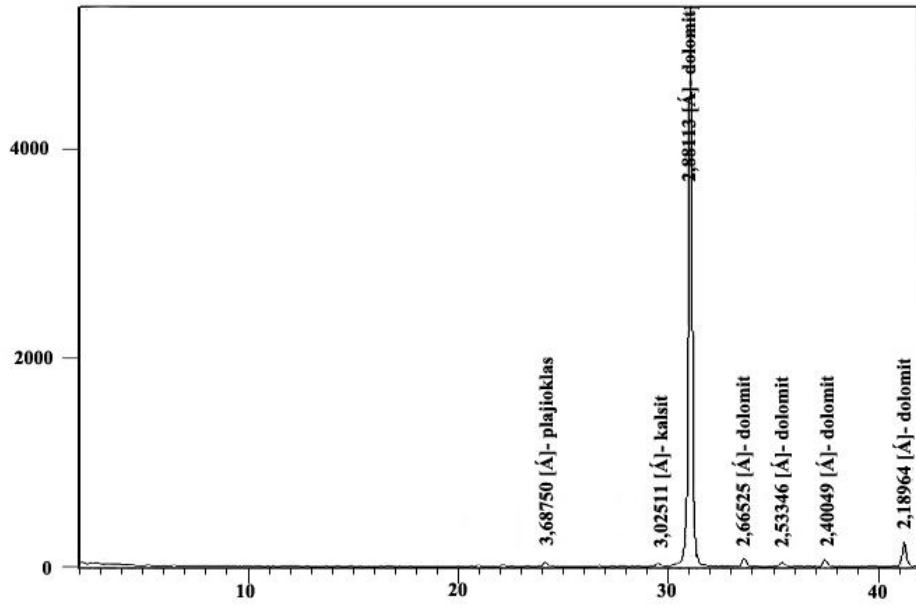
Şekil 3.99. Polimodal, boşluk dolgusu saddle dolomit (Ç.N., Nu: D-828; dolomit)



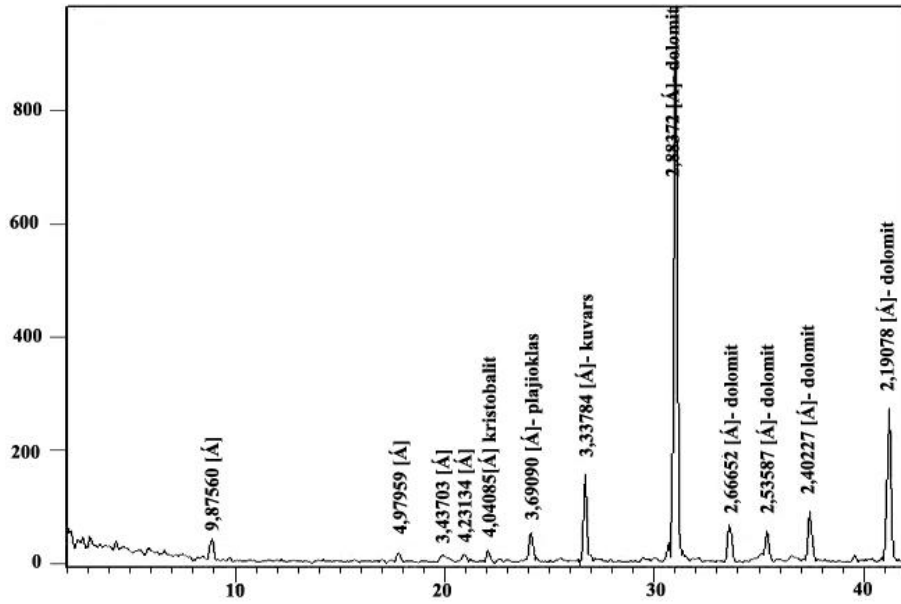
Şekil 3.100. Dolosparitik damar ve opak mineralli dolomikrit (Ç.N., Nu: D-915; dolomit)



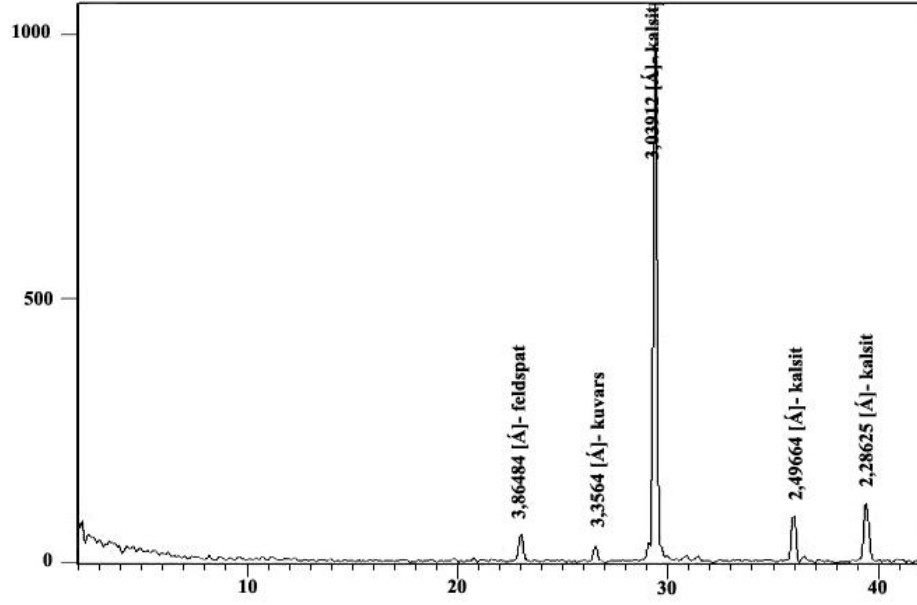
Şekil 3.101. Ölçülü stratigrafi kesiti 4'e ait XRD çekimi (Nu: D-128; dolomit)



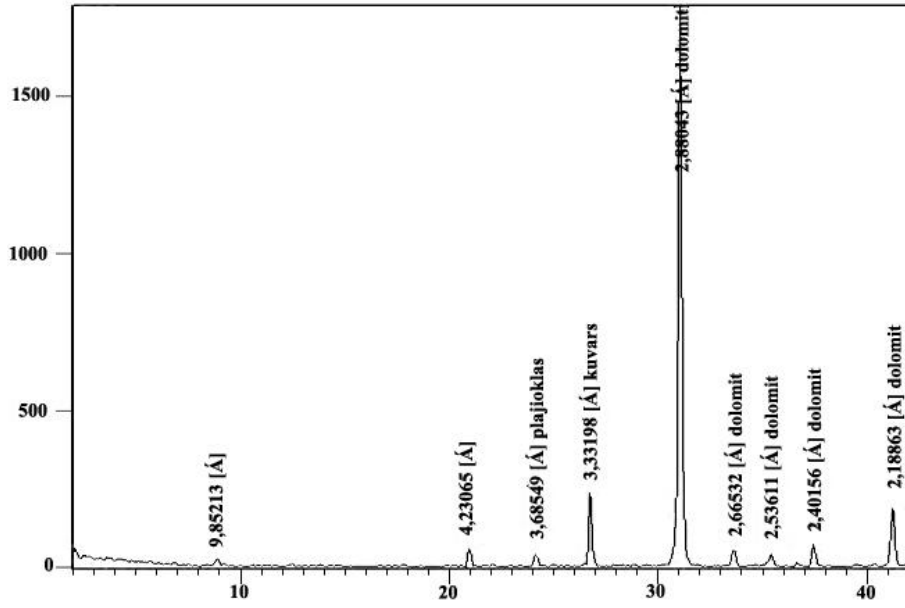
Şekil 3.102. Ölçülü stratigrafi kesiti 4'e ait XRD çekimi (Nu: D-217; dolomit)



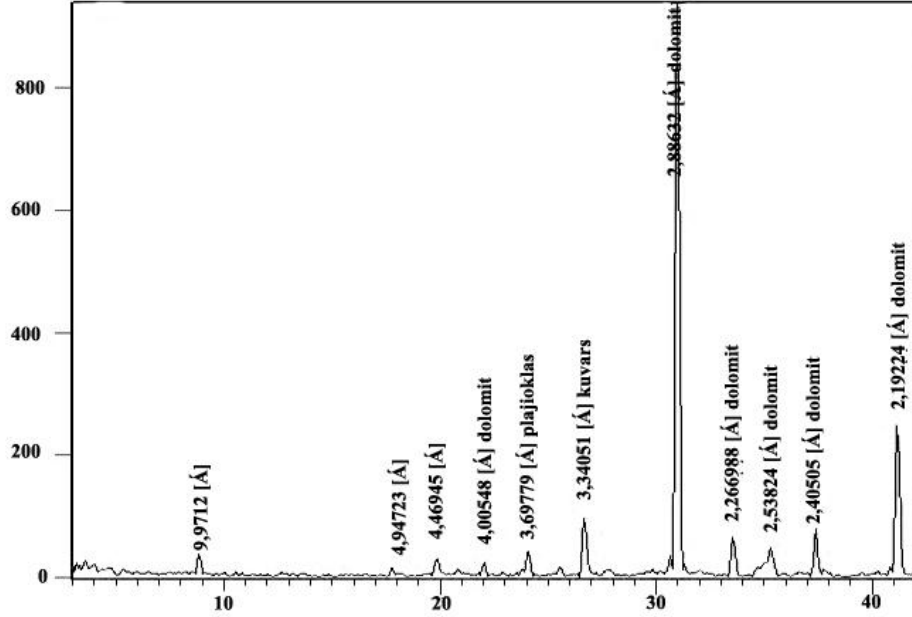
Şekil 3.103. Ölçülü stratigrafi kesiti 4'e ait XRD çekimi (Nu: D-319; dolomit)



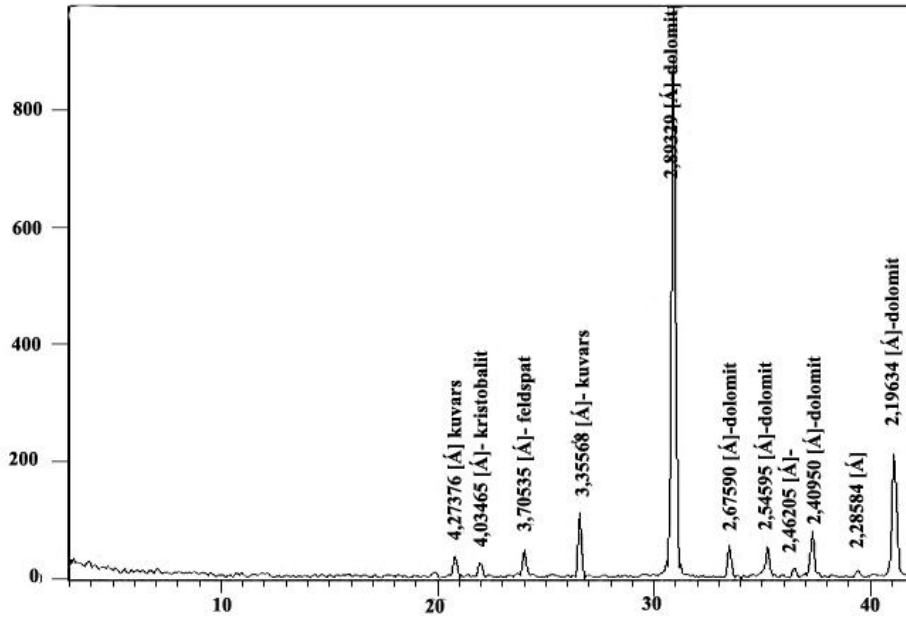
Şekil 3.104. Ölçülü stratigrafi kesiti 4'e ait XRD çekimi (Nu: D-522; kireçtaşı)



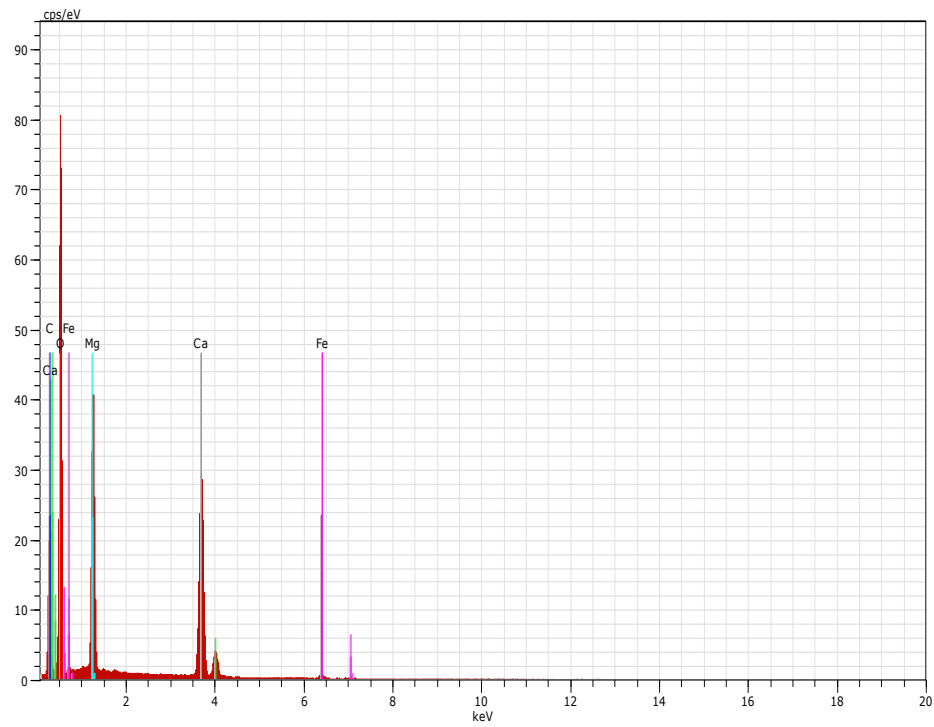
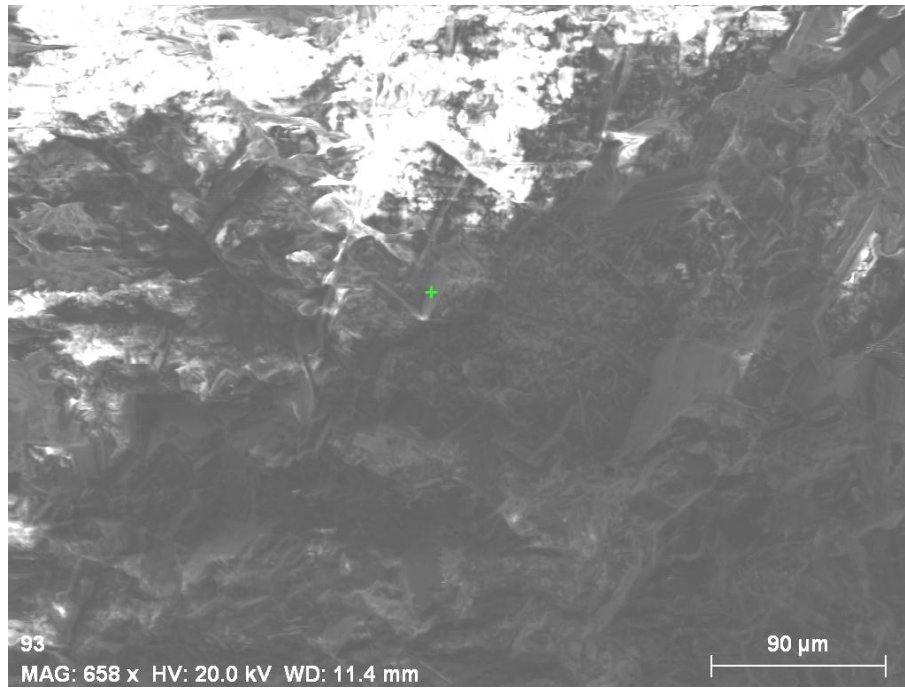
Şekil 3.105. Ölçülü stratigrafi kesiti 4'e ait XRD çekimi (Nu: D-828; dolomit)



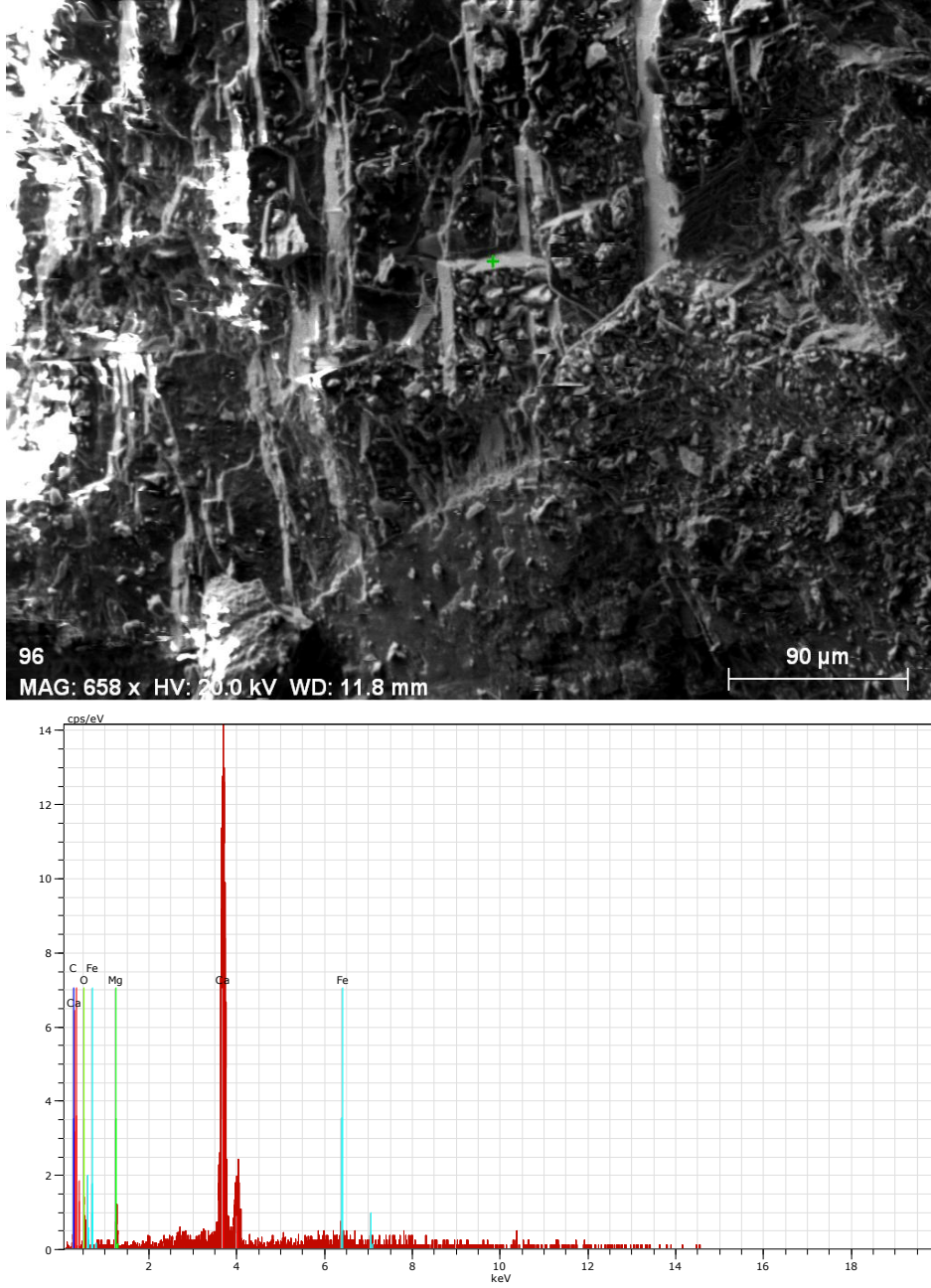
Şekil 3.106. Ölçülü stratigrafi kesiti 4'e ait XRD çekimi (Nu: D-915; dolomit)



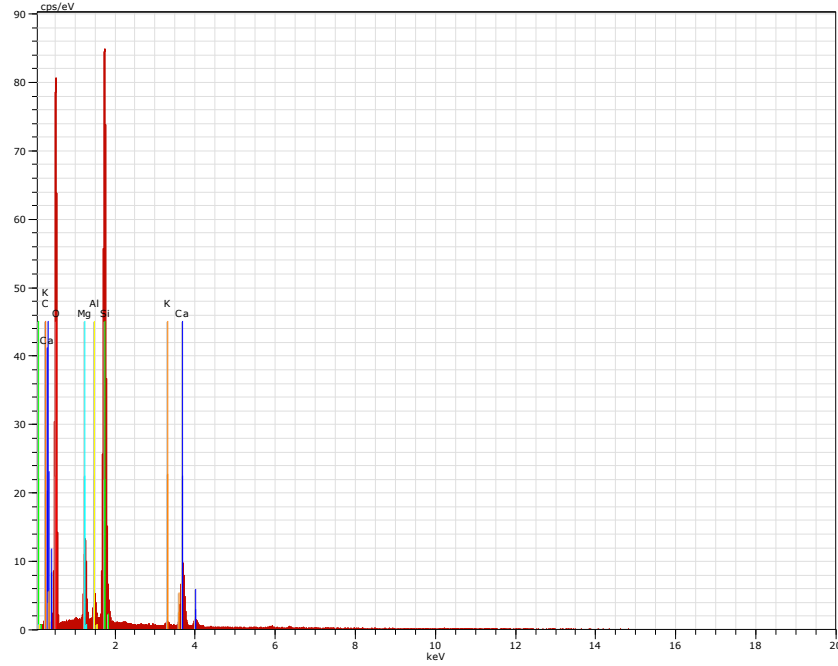
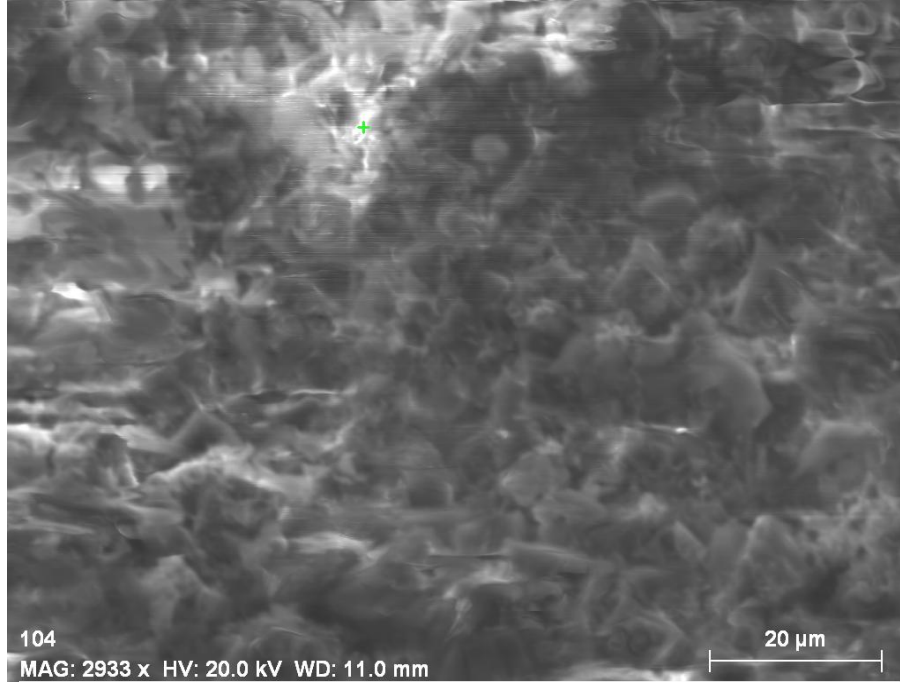
Şekil 3.107. Ölçülü stratigrafi kesiti 4'e ait XRD çekimi (Nu: D-929; dolomit)



Şekil 3.108. İnce – orta kristalli, özşekilli – yarı özşekilli dolomit romboederleri (SEM) ve enerji dağılımlı X-Ray tayfı (EDX).



Şekil 3.109. İnce – orta kristalli, özşekilli – yarı özşekilli dolomit romboederleri (SEM) ve enerji dağılımlı X-Ray tayfı (EDX).



Şekil 3.110. İnce kristalli, özşekilsiz dolomit romboederleri (SEM) ve enerji dağılımlı X-Ray tayfı (EDX).

3.2 Jeokimya

Dolomit (23 adet) ve kireçtaşı (2 adet) örneklerinin analiz sonuçları Çizelge 3.9 – 3.11’de verilmiştir. Bu analiz verilerine dayandırılarak ana, iz, nadir toprak ve izotop değerleri kullanılarak Gölboğazı formasyonu dolomitlerinin gelişimi yorumlanacaktır.

3.2.1 Majör Element Jeokimyası

Mol % $MgCO_3$ – mol % $CaCO_3$ grafiğinde $MgCO_3$ içeriği ile $CaCO_3$ içeriği arasında düşükte olsa bir pozitif ilişkinin olduğu gözlenmektedir (Şekil 3.111). Gölboğazı formasyonundaki dolomitlerde görülen zayıf pozitif korelasyon hafif evaporif sulardan dolomitleşmeyi ifade etmektedir. Dolomitleşme esnasında dolomitler içersindeki Ca iyonları ortamdaki uzaklaştıkça Mg iyonlarının oranında artış olmaktadır. Böylece oluşan dolomit bileşimi de ideal dolomit (stoikiyometrik dolomit) bileşimine yaklaşmaktadır. Ancak bizim örneklerimizdeki dolomitler Ca’ca zengin non-stoikiyometrik dolomit bileşimindedir (Şekil 3.111). Dolomitlerin yarı duraylılıkları sebebiyle ilerleyen rekristalleşme esnasında daha çok stoikiyometrik olmaları beklenmektedir (Gao and Land 1991; Montanez and Read 1992; Malone ve ark. 1994, 1996; Kırmacı ve Akdağ 2005). Ancak bazı araştırmacılar Ca’ca zengin dolomitlerin uzun zaman periyotlarınca duraylı kalabileceğini ileri sürmüşlerdir (Lumsden and Chimahusky 1980; Sperber ve ark. 1984; Searl 1994; Reinhold 1998; Kırmacı ve Akdağ 2005). Ca’ca zengin non-stoikiyometrik dolomit genellikle dolomitleşmiş solüsyonun Mg/Ca oranının ve dolomitleşme esnasındaki sıvı/kaya oranının bir fonksiyonu olarak ifade edilmektedir. Bu oranların düşmesiyle Ca’ca zengin non-stoikiyometrik dolomit oluşur. Kalsiyen dolomitlerin varlığı düşük Mg/Ca oranıyla ilişki bir solüsyondan oluştuğunu gösterir. Ca’ca zengin dolomitler genellikle yüzeye yakın bir kökene sahiptir (Morrow 1998; Kırmacı ve Akdağ 2005). Non-stoikiyometrik kalsiyen dolomit, kaya kontrollündeki kısmen kapalı bir sistemde kolayca oluşabilir (Sperber ve ark. 1984; Török 2000; Kırmacı ve Akdağ 2005).

Çizelge 3.9. Gölboğazı formasyonundaki dolomit ve kireçtaşlarının NTE içerikleri.

Örnek No	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
D-128	6,3	12,7	1,54	6,6	1,42	0,27	1,13	0,18	0,97	0,21	0,55	0,07	0,47	0,06
B-721	3,2	5,7	0,73	3,0	0,76	0,18	0,77	0,12	0,68	0,10	0,31	0,05	0,28	0,04
C-105	0,8	1,5	0,22	1,1	0,37	0,09	0,36	0,07	0,34	0,07	0,18	0,03	0,14	0,03
C-615	1,6	3,7	0,51	1,9	0,67	0,18	0,55	0,11	0,57	0,11	0,28	0,05	0,24	0,04
A-77	1,0	1,6	0,20	0,8	0,23	0,05	0,11	0,02	0,09	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00
B-516	2,4	4,5	0,61	2,3	0,59	0,12	0,58	0,10	0,44	0,10	0,23	0,04	0,18	0,03
D-915	4,9	11,0	1,37	5,8	1,37	0,27	1,10	0,17	1,04	0,20	0,54	0,09	0,54	0,07
C-45	3,8	7,8	1,01	4,2	1,06	0,20	0,94	0,14	0,71	0,12	0,36	0,06	0,37	0,04
C-930	1,1	2,3	0,33	1,4	0,51	0,12	0,43	0,10	0,44	0,08	0,23	0,03	0,24	0,03
A-130	2,0	4,2	0,58	2,4	0,72	0,19	0,70	0,10	0,51	0,11	0,30	0,04	0,26	0,02
D-522	3,7	7,5	0,90	4,3	0,89	0,18	0,93	0,13	0,78	0,14	0,36	0,06	0,35	0,05
C-810	1,0	2,0	0,28	0,9	0,30	0,09	0,35	0,07	0,21	0,06	0,11	0,02	0,11	0,02
D-828	3,4	7,4	0,83	3,6	0,98	0,21	1,00	0,14	0,70	0,12	0,34	0,05	0,31	0,04
A-324	2,3	4,7	0,65	4,1	1,15	0,21	0,99	0,16	0,95	0,15	0,49	0,06	0,37	0,05
D-38	5,1	11,1	1,29	5,0	1,10	0,22	1,07	0,15	0,81	0,17	0,51	0,07	0,46	0,07
D-217	1,6	2,9	0,33	1,1	0,47	0,10	0,42	0,06	0,35	0,06	0,16	0,03	0,16	0,01
C-620	1,1	2,7	0,36	1,6	0,49	0,12	0,48	0,08	0,40	0,10	0,22	0,03	0,25	0,02
D-319	6,9	14,1	1,59	6,9	1,24	0,23	1,00	0,15	0,87	0,17	0,48	0,07	0,47	0,07
D-929	2,3	4,6	0,64	3,4	0,78	0,17	0,75	0,12	0,65	0,13	0,29	0,05	0,24	0,04
C-125*	1,1	2,1	0,23	0,8	0,21	0,05	0,22	0,04	0,18	0,04	0,12	0,02	0,07	0,00
C-85	5,9	12,2	1,41	6,1	1,27	0,25	1,02	0,17	0,89	0,18	0,62	0,07	0,57	0,08
A-45	0,9	1,9	0,25	1,3	0,41	0,09	0,34	0,05	0,31	0,05	0,19	0,03	0,14	0,02
C-625	0,6	1,3	0,20	1,0	0,31	0,07	0,27	0,05	0,23	0,04	0,14	0,01	0,08	0,01
B-68*	1,1	1,4	0,21	1,1	0,16	0,03	0,15	0,02	0,17	0,04	0,11	0,00	0,07	0,00
B-95	1,5	2,6	0,33	1,4	0,34	0,07	0,28	0,05	0,27	0,05	0,11	0,02	0,11	0,01

*Kireçtaşı

Çizelge 3.10. Gölboğazı formasyonundaki dolomit ve kireçtaşlarının majör oksit içerikleri.

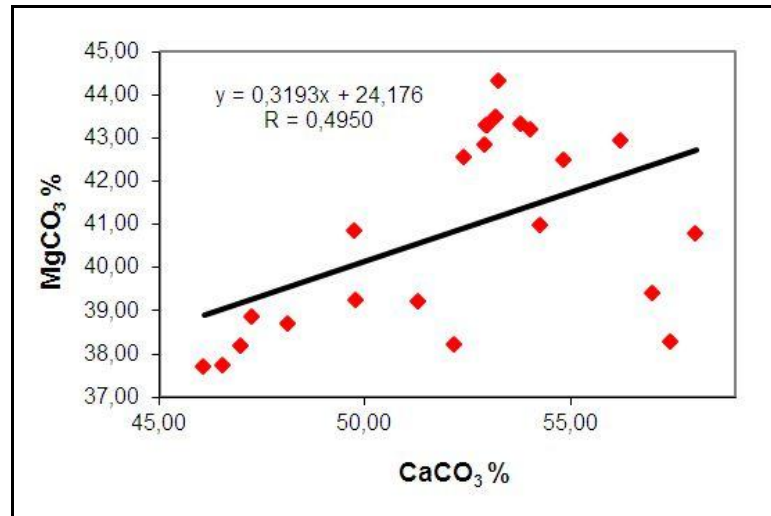
Örnek No	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO
D-128	9,46	2,76	1,03	18,02	25,82	0,08	0,79	0,07	0,03	0,03
B-721	2,97	0,61	0,50	18,29	32,17	0,03	0,18	0,02	<0,01	0,02
C-105	2,90	0,14	0,67	20,48	29,65	0,05	0,04	<0,01	<0,01	0,03
C-615	2,00	0,58	0,61	20,69	29,67	0,07	0,13	0,01	<0,01	0,03
A-77	0,19	0,03	0,27	19,49	32,52	0,05	0,01	<0,01	<0,01	0,02
B-516	2,33	0,54	0,55	18,83	31,93	0,04	0,16	0,02	<0,01	0,02
D-915	10,49	2,24	1,05	18,04	26,08	0,08	0,65	0,08	0,02	0,02
C-45	2,34	0,50	0,78	19,58	30,41	0,05	0,34	0,01	<0,01	0,02
C-930	3,61	0,28	0,70	20,34	29,37	0,04	0,08	0,01	<0,01	0,03
A-130	1,41	0,32	0,82	20,65	30,27	0,04	0,02	0,01	<0,01	0,04
D-522	6,66	1,13	0,91	18,75	28,75	0,07	0,30	0,05	0,01	0,04
C-810	1,64	0,19	0,39	21,19	29,83	0,05	0,05	<0,01	<0,01	0,02
D-828	7,21	0,64	1,32	18,76	27,89	0,05	0,13	0,04	0,01	0,08
A-324	6,10	0,92	0,86	18,26	29,24	0,05	0,24	0,04	0,01	0,03
D-38	9,44	2,12	0,92	18,25	26,33	0,07	0,61	0,07	0,02	0,02
D-217	1,06	0,08	0,56	20,71	30,13	0,03	0,03	<0,01	<0,01	0,03
C-620	2,44	0,37	0,52	20,70	29,68	0,04	0,09	0,01	<0,01	0,02
C-125*	1,35	0,22	0,42	7,76	45,67	0,02	0,07	0,01	<0,01	0,02
C-85	8,56	2,05	0,92	18,49	26,97	0,06	0,60	0,08	0,01	0,02
A-45	1,13	0,12	0,65	20,31	30,73	0,04	0,01	<0,01	<0,01	0,03

C-625	2,39	0,20	0,50	20,78	29,80	0,05	0,05	<0.01	<0.01	0,02
B-68*	0,94	0,29	0,25	0,82	54,42	<0.01	0,09	0,01	<0.01	<0.01
B-95	1,06	0,30	0,15	20,52	31,49	0,02	0,09	0,01	<0.01	<0.01

*Kireçtaşı

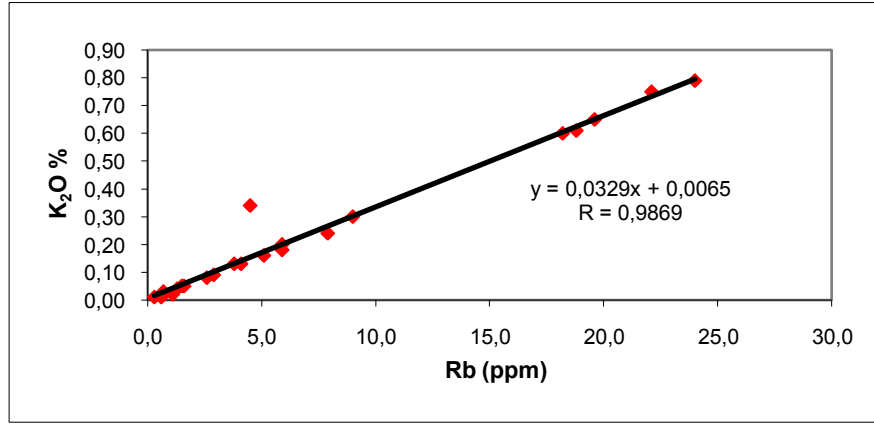
Çizelge 3.11. Gölboğazı formasyonundaki dolomitlerin bazı ana, iz element ve izotop değerleri.

	Sr (ppm)	Na (ppm)	Fe (ppm)	Mn (ppm)	Fe2O3 (%)	CaCO3 (%)	MgCO3 (%)	δ18O (PDB)	δ13C (PDB)
D-128	74,1	593,00	7204,00	232,00	1,03	46,09	37,70	-2,71	-1,33
B-721	184,0	222,00	3497,00	155,00	0,50	57,42	38,26	-3,17	0,52
C-105	80,5	371,00	4686,00	232,00	0,67	52,92	42,84	-3,22	-0,05
C-615	93,8	519,00	4266,00	232,00	0,61	52,96	43,28	-1,95	0,31
A-77	107,6	371,00	1888,00	155,00	0,27	58,05	40,77	-3,21	-1,02
B-516	180,2	297,00	3846,00	155,00	0,55	56,99	39,39	-3,13	0,59
D-915	87,9	593,00	7344,00	155,00	1,05	46,55	37,74	-2,76	-1,29
C-45	118,6	371,00	5455,00	155,00	0,78	54,28	40,96	-3,15	1,33
C-930	92,8	297,00	4896,00	232,00	0,70	52,42	42,55	-3,46	-0,37
A-130	108,1	297,00	5735,00	310,00	0,82	54,03	43,20	-2,29	-0,80
D-522	105,6	519,00	6365,00	310,00	0,91	51,32	39,22	-9,44	2,52
C-810	88,1	371,00	2728,00	155,00	0,39	53,24	44,33	-2,55	0,12
D-828	88,5	371,00	9233,00	619,00	1,32	49,78	39,24	-6,61	-0,99
A-324	95,4	371,00	6015,00	232,00	0,86	52,19	38,20	-4,12	-1,32
D-38	78,2	519,00	6435,00	155,00	0,92	47,00	38,18	-2,20	-1,21
D-217	109,0	222,00	3917,00	232,00	0,56	53,78	43,32	-2,63	0,09
C-620	87,9	297,00	3637,00	155,00	0,52	52,98	43,30	-2,14	0,27
D-319	78,6	519,00	7344,00	232,00	1,05	47,27	38,85	-2,65	-1,23
D-929	78,6	371,00	5316,00	232,00	0,76	49,76	40,85	-2,54	0,11
C-85	84,9	445,00	6435,00	155,00	0,92	48,14	38,68	-2,39	-0,56
A-45	78,1	297,00	4546,00	232,00	0,65	54,85	42,49	-3,96	-1,58
C-625	90,4	371,00	3497,00	155,00	0,50	53,19	43,47	-3,16	0,14
B-95	137,8	148,00	1049,00	0,00	0,15	56,21	42,93	-3,05	0,77



Şekil 3.111. Mol % MgCO₃ – mol % CaCO₃ grafiği

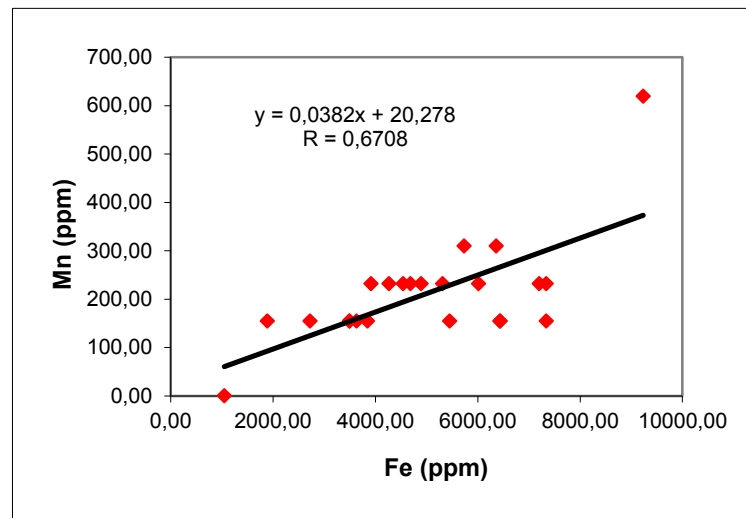
%K₂O – Rb grafiğinde, Rb içeriği ile %K₂O arasında pozitif bir korelasyon gözlenmektedir (Şekil 3.112). Rb ve K₂O arasındaki pozitif korelasyon karbonatlar içerisindeki killerin denizel orijinli olduğunu destekler (Rao 1989). Dolayısıyla bu özellik Gölboğazı formasyonunun denizel orijinli olduğunu belgelemektedir.



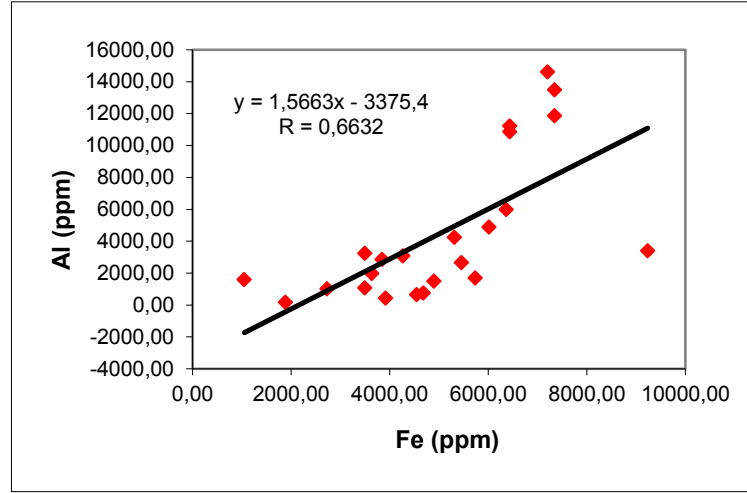
Şekil 3.112. %K₂O – Rb grafiği

3.2.2. Minör ve İz Element Jeokimyası

Fe-Mn grafiğinde, dolomitlerde Mn ile Fe içeriği arasında pozitif bir ilişki gözlenmekte, yani Fe içeriği artarken Mn içeriği de artmaktadır (Şekil 3.113). Fe ve Mn'deki artış ve Na'daki azalış muhtemelen bol miktardaki organik maddenin redüksiyonu ile ilişkilidir. Bu hipotez Fe ve Mn arasında gözlenen pozitif korelasyon ile desteklenmektedir (Mahboubi ve ark. 2002).



Fe – Al grafiğinde dolomitlerde Al içeriği ile Fe içeriği arasında pozitif bir ilişki gözlenmektedir (Şekil 3.114). Dolomitlerdeki Fe ve Al bolluğu terijen kirlenmelere dayandırılan, çoğunlukla filtrelenme nedeniyle olarak yorumlanmıştır (Lu ve Meyers 1998).



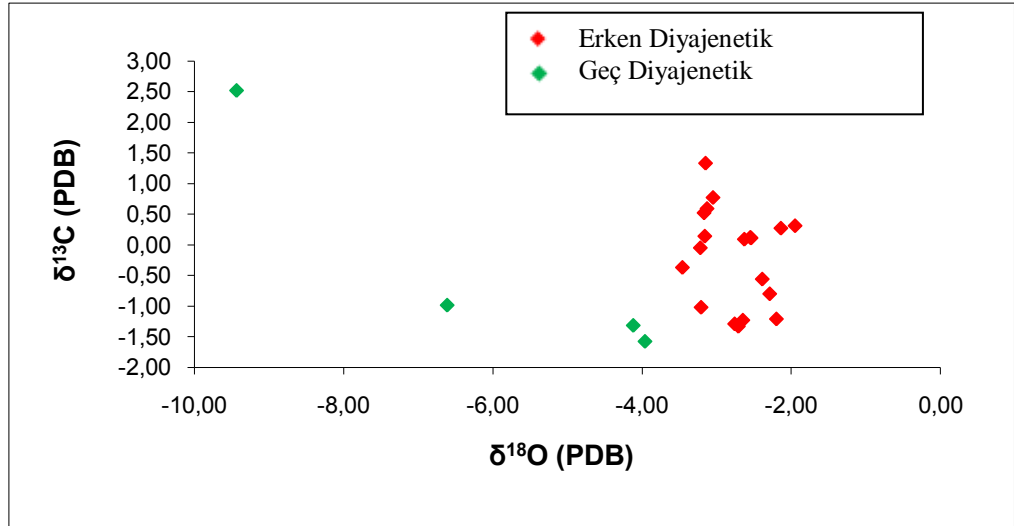
Şekil 3.114. Fe (ppm) –Al (ppm) grafiği

3.2.3. Stabil İzotop Jeokimyası

Dolomitleşme sıvılarının yüksek δO^{18} değerleri deniz suyu ve/veya evaporasyona uğramış deniz suyundan sonuçlanırken, düşük δO^{18} değerleri muhtemelen meteorik sulardan sonuçlanmıştır (Lu ve Meyers 1998).

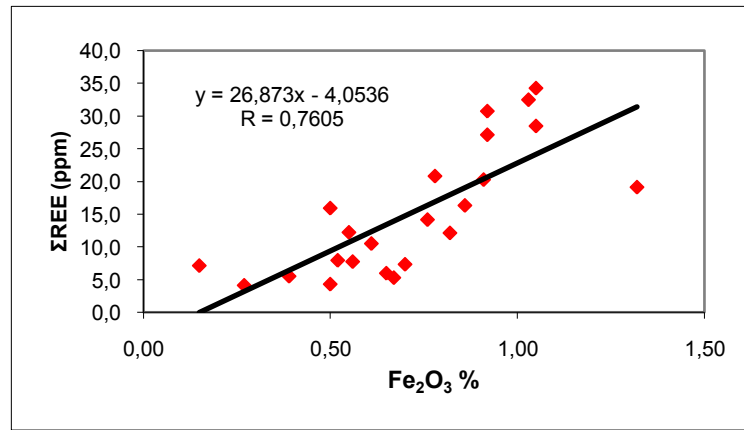
Dolomitlerin δO^{18} değerleri -1,95 ile -9,44 arasında, δC^{13} değerleri -1,58 ile 2,52 arasındadır (Şekil 3.115). Gölboğazı formasyonu dolomitlerinin bu karakteri erken diyajenezde sığ denizel karbonat ortamında sığ gömülmeli (gelgit içi – gelgit altı) karışım suyu (meteorik - denizel) alanında düşük sıcaklıkta ve orta - derin gömülme alanındaki havzasal tuzlu sulardan yüksek sıcaklıklarda oluşumu önermektedir.

Erken dolomitleşme, bir karbonat platformunun sığ kısmında meydana gelir. Deniz seviyesi değişimleri resifal ve resif çevresindeki kireçtaşlarının yoğun bir şekilde dolomitleşmesinde bir etkiye sahip olabilir (Varol ve Matsumoto 2005).



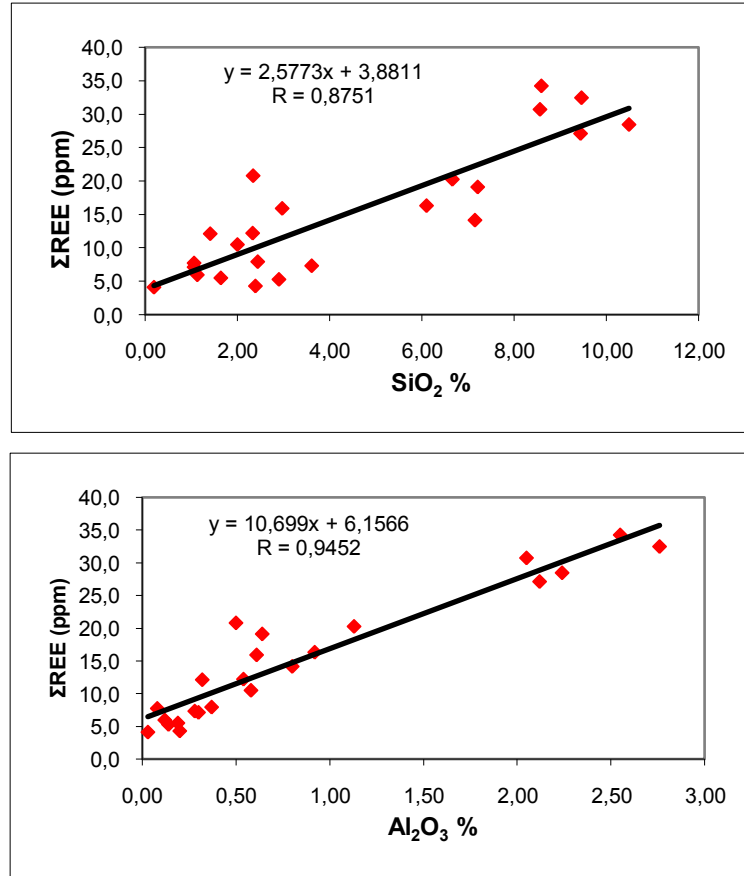
Şekil 3.115. δC^{13} (PDB) - δO^{18} (PDB) grafiği

Gölboğazı formasyonu dolomitleri için % Fe_2O_3 – Toplam NTE (ppm) grafiği karşılaştırılması pozitif bir ilişki sergilemektedir (Şekil 3.116). Çoğu örneklerde Fe 1000 ppm den yüksek olup maksimum 9233 ppm'dir. Toplam NTE konsantrasyonları Fe içeriği ile artmaktadır; bu da NTE'nin Fe oksitlerden belirli bir miktarda alındığını önermektedir.



Şekil 3.116. Dolomitlerdeki % Fe_2O_3 – Toplam NTE (ppm) grafiği

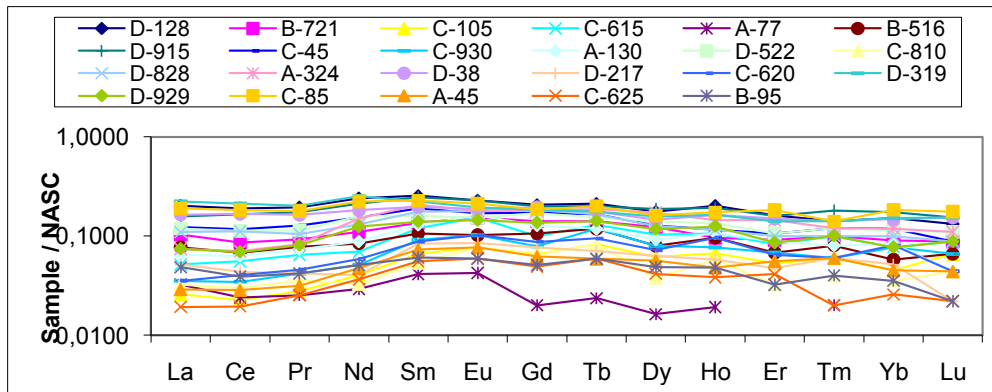
Gölboğazı formasyonu dolomitleri için toplam NTE konsantrasyonlarına karşı % Al_2O_3 ve SiO_2 konsantrasyonlarının karşılaştırılması pozitif bir ilişki sergilemektedir (Şekil 3.117). Dolomitlerdeki Al ve Si yüksek oranlardadır. Dolayısıyla bu dolomit örneklerindeki toplam NTE içerikleri Al ve/veya Si konsantrasyonlarının yükselmesiyle artar. Bu silisiklastik kirlenmenin de önemsiz olmakla beraber Fe 'e göre nispeten daha yüksek olduğunu ifade eder.



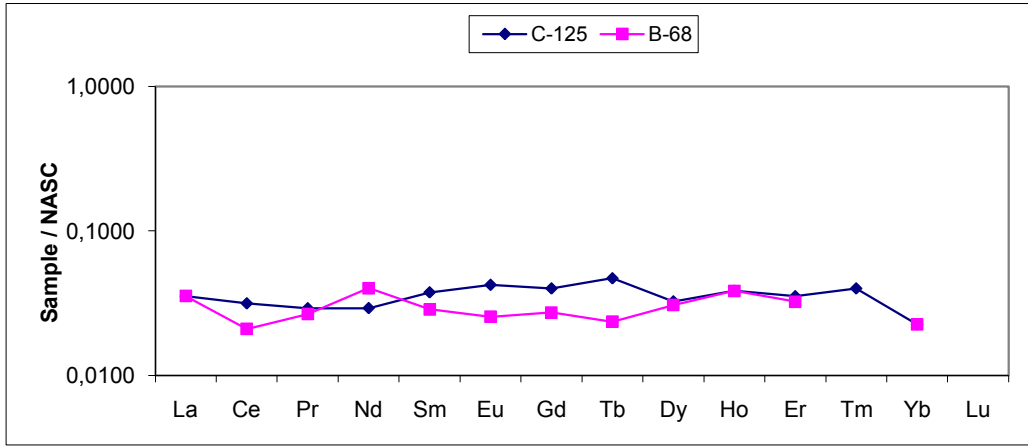
Şekil 3.117. Dolomitlerdeki % SiO₂ ve % Al₂O₃ -Toplam NTE grafiği

Gölboğazı formasyonu dolomit örneklerinin çoğu NTE’ce fakirleşmeyi gösterir. Ayrıca örneklerin çoğunda negatif Ce anomalileri gözlenmesi yükseltgen ortamdaki dolomitleşmeyi önermektedir (Şekil 3.118, 3.119).

Gölboğazı formasyonu dolomit örnekleri birincil olarak gelişen kireçtaşlarına göre bir miktar NTE zenginleşmesi göstermektedir.



Şekil 3.118. Gölboğazı formasyonu dolomitlerindeki NTE dağılımı



Şekil 3.119. Gölboğazı formasyonu kireçtaşlarındaki NTE dağılımı

4. TARTIŞMA

4.1. Petrografik Yorumlar

Ünimodal, çok ince – ince kristalin planar-s (subhedral) dolomitler; küçük kristal boyutları (<60 µm) sınırlı subtidal ile supratidal ortamları gösterir (Amthor ve Friedman 1991). İnce kristal boyu erken diyajenetik dolomit ya da eş zamanlı neomorfizmanın ya da orijinal peritidal karbonat çamurtaşlarının erken replasesiyle sonuçlanabilir (Zenger 1983; Amthor ve Friedman 1991). Kristal boyu iki işlevin oran ilişkisiyle kontrol edilir; çekirdekleşme ve büyüme oranı (Spry 1969; Amthor ve Friedman 1991). Dolomit genellikle seçici olarak ince kristalin CaCO₃'ü replase eder (Murray ve Lucia 1967; Sibley ve ark. 1987; Amthor ve Friedman 1991). İnce partiküller hacimleriyle karşılaştırıldığında çok büyük yüzey alanına sahiptir ve bu yüzden çekirdekleşme oranı hızlıdır. Eğer çekirdekleşme oranı, büyüme oranıyla karşılaştırıldığında yüksek ise sonuçta kristal boyu küçük olacaktır (Amthor ve Friedman 1991). Deneysel veriler göstermiştir ki (Sibley ve ark. 1987) dolomit oluşumunun sonuç safhası artan kristal boyu ile artar. Bu diğerleri içinde daha ince kristalin kalsiyum karbonatın seçici dolomitizasyonu ve subtidal ile supratidal karbonat çamurlarının erken dolomitizasyonu ile izah edilebilir (Amthor ve Friedman 1991). Gölboğazı formasyonunda ince kristalli dolomitler de tidal ve subtidal ortamlarda oluşmuştur.

Unimodal, orta – iri kristalin planar-s mozayik dolomitler; orta – geç diyajenetik replase dolomiti ifade ettiği şeklinde yorumlanmıştır. Orijinal depolanma dokuların korunması, iri kristal boyu ve nispi homojen lüminesan pattern, majör, muhtemelen uzun süreli dolomitizasyon olayını önermektedir (Amthor ve Friedman 1991). Bu tip dolomitler Lee ve Friedman (1987) ile Mattes ve Mountjoy (1980) çalışmalarında geç gömülme orijinli olarak yorumlanmıştır (Amthor ve Friedman 1991). Her yaştaki kayalarda yaygın olarak bulunan bu dolomit tiplerinde karakteristik olarak bulutlu çekirdek ve temiz kenar dokusu vardır. (Murray ve Lucia 1967; Sibley 1982; Amthor ve Friedman 1991) ve allokemlerin non-mimik replasesi yaygındır. Bulutlu çekirdekler replasif dolomiti gösterir, oysaki temiz kenarlar zonlu dolomit interkristalin poroziteyi kapatan çimentolardır. Birincil sedimanter fabriğin iz (ghost) gibi korunması dolomit gelişiminin hacimsel oranı, kalsit çözünmesinin hacimsel oranı ile eşit olmasını gerektirmektedir (Dockal 1988; Amthor ve Friedman 1991). Bu söylemle orijinal safha çözünmesi ve çökelimin ince solusyon filmi boyunca eş zamanlı olarak meydana geldiği

ifade edilmektedir (Kinsman 1969; Veizer 1978, 1983 a, b; Pingitore 1982; Dockal 1988; Maliva ve Siever 1988; Amthor ve Friedman 1991).

İri – çok iri kristalin planar-s dolomitler çimento ve daha önce gelişen çimentoyu replase eden dolomitler şeklinde gelişmişlerdir. Boşluk dolgusu dolomit terimi Sibley ve Gregg (1987) tarafından bu tip dolomitler için kullanılmıştır, çünkü dolomit çimento ve önceki çimentoyu replase eden dolomit arasındaki ayırım sıklıkla mümkün olmamaktadır. Belirgin kristaller replaseden ziyade çimento olarak gelişmiştir; çimento ile replase safhası arasındaki sınır, çimentolanma safhasının düz ve sürekli zonları ile takip edilen bağlantılı bantlar ve zonlar gibi yontulma özellikleri ile belirgindir (Amthor ve Friedman 1991). Bununla beraber replase dolomit ve dolomit çimento arasındaki böyle bir fark her zaman mümkün değildir (Amthor ve Friedman 1991). Gölboğazı formasyonu dolomitlerinde de bu tip replase dolomit ve dolomit çimentolar gözlenmekte olup, zonlanma safhaları arasında kısmen de olsa yontulmalara rastlanılmıştır (Şekil 3.93).

Orta – iri kristalin planar-e (öhdral) mozayik dolomitler; çoğu zaman dolomitleşme öncesi dokunun delili olarak verilmiştir. Çünkü bireysel mozayiklerdeki kristal boyu ünimodaldır ve dolomit için çekirdekleşme alanlarının homojen olarak dağıldığı düşünülebilir (Sibley 1982; Schofield 1984; Amthor ve Friedman 1991). Dolomit kristallerinin uzlaşan sınırların paylaşımını göstermesi onların in-sitü oluştuğunu ifade eder. Onlar uyuşan kristal sınırları oluşturmak için eş zamanlı olarak gelişir ve bitişik kristallerdeki zonların birleşik büyümesiyle planar-e mozayikler geliştirmiştir (Schofield 1984; Amthor ve Friedman 1991). İntrakristalin yontulma özelliklerinin yokluğu, devamlılık ve eşit genişlikte zonlar kristallerin sürekli gelişimini göstermektedir.

Orta kristalin planar-s çatlak dolgusu gelişimi gözlenen çimento dolomitler geç diyajenetik safhada oluşurlar (Amthor ve Friedman 1991). Bu çatlak dolgusu dolomitler daha önce oluşan dolomitleri de kesebilmektedirler. Dolomitler hidrokarbonlar tarafından sarı ya da kahverengi renkle lekelenebilirler (Hood ve ark. 2002). Kristaller sık sık dalgalı sönmeli, eğri ya da barok dolomitin bir özelliği saddle benzeri şekilli karakteristiklere sahip olabilirler (Gregg 1988; Tucker ve Wright 1990; Hood ve ark. 2002). Geç saddle dolomitler genellikle Fe'ce zengindirler (Tucker ve Wright 1990). Barok dolomitler, potansiyel olarak birincil çökelim şeklinde ve ortalama 65-80⁰C sıcaklıklarda oluşurlar ve daha az olarak da daha erken oluşan kalsitin replasesi şeklinde gelişirler. Bu 60-150⁰C sıcaklıkta oluşan petrol penceresi içersinde uzanır, ki barok

dolomit yaygın olarak hidrokarbonla ilişkili olarak oluşur (Tucker ve Wright 1990). Karbonat – silisiklastik karışım sistemindeki Fe mevcudiyetinin büyük miktarını da yansıtan kötü düzenlenmiş Ca'ca zengin barok ferron dolomit (Land 1983) tipik olarak çok geç gömülme diyajenetik orijinlidir (Zenger ve Dunham 1988). Barok dolomit replase olabilir ya da çok daha yaygın olarak çok geç boşluk dolgusu çökelim orijinlidir (Tucker ve Wright 1990). Kalıntı kalsit inklüzyonlar replase kalsite sahip dolomitlerdeki yaygın özelliklerdir (Hood ve ark. 2002). Dolomitlerdeki sıvı inklüzyonların yokluğu yavaş kristal gelişmesini gösterir (Goldstein ve Reynolds 1994; Hood ve ark. 2002).

İri – çok iri kristalin anhedral dolomitler orijinal kireçtaşı/dolomitin replasesi olarak oluşurlar. Bu tip replase genellikle bütün orijinal depozisyonel dokuları yokeder (Amthor ve Friedman 1991). Bu dolomit tipi, Gregg ve Sibley (1984) ve Sibley ve Gregg (1987) tarafından tanımlanan ksenotopiğe benzemektedir (Amthor ve Friedman 1991). Gregg ve Sibley (1984) ksenotopik dolomit dokusunun yükseltilmiş sıcaklıklarda önceden mevcut dolomitin neomorfik rekristalizasyonu ile ya da dolomit tarafından kireçtaşlarının replase edilmesinden sonuçlandığını önermiştir. Anhedral dolomitlerin benzer yüksek sıcaklık orijini, yassı çakıllı konglomeralar ve karst fasiyeslerindeki oluşum için önerilmiştir (Amthor ve Friedman 1991). Folk (1959) gömülme ortamındaki orijinal kireçtaşlarını replase eden anhedral dolomiti tanımlamıştır. Böyle bir replase sadece belirli zonlarda meydana gelir, ki orijinal yüksek porozite ve permeabilite ile karakterize edilir. Bu tahmin, Amthor ve Friedman (1991) tarafından yapılan çalışmada bulunan delil ile de desteklenmiştir. Anhedral dolomit sadece yassı çakıllı konglomeralar, kumlu dolotaşları ve karst fasiyesleri ile ilişkili belirli zonlarda orijinal kireçtaşı/dolomitin replase edilmesiyle bulunmuştur. Bu göstermektedir, ki orijinal ve/veya ikincil porozite ve permeabilite kullanımı anhedral dolomitin dağılımı üzerinde bir miktar kontrol edicidir (Amthor ve Friedman 1991).

İri – çok iri anhedral çimento dolomitler, genellikle saddle dolomit olarak isimlendirilir (Radke ve Mathis 1980). Bu dolomitlerin hemen hemen hepsi yükseltilmiş sıcaklıklarda (60 – 150⁰C; Radke ve Mathis 1980) ve yüksek tuzlulukta tuzlu sulardan oluşmuş şeklinde yorumlanmıştır (Amthor ve Friedman 1991). Şimdiye kadar kesin delili sağlanamayan saddle dolomitler hiposalin su, ya da denizelden düşük sıcaklıklarda oluşabilir (Radke ve Mathis 1980; Machel 1987). Anhedral çimento dolomit bu delil yetersizliğinde deniz suyundan daha yüksek tuzluluklar ile tuzlu sulardan yükseltilmiş sıcaklıklarda oluşmuş olarak da yorumlanmıştır (Amthor ve

Friedman 1991). Gölboğazı formasyonu dolomitlerinde gözlenen saddle dolomitlerin de orta - derin gömülmeyle yükseltilmiş sıcaklıklarda havzasal tuzlu sulardan oluştuğu düşünülmektedir.

Folk (1959) iz (ghost) çökelme dokulu iri kristalin kompozit dolomitlerin çok büyük derinliğe gömülen kireçtaşlarının ornatılmasından sonuçlandığını önermiştir. Sitolitik kalıntılı iri kristalin dolomit ise sitilolitizasyondan sonra dolomitleşmeyi gösteren orta derinliklerde gömülmeyle ifade eder (Bathurst 1975; Lee ve Friedman 1987).

Kireçtaşlarındaki sitilolitleşmenin başlangıcı yaklaşık 500 m'dir (Dunnington 1967; Lind 1993; Nicolaidis ve Wallace 1997; Duggan 2004). 10 cm ya da daha büyük amplitüdü yatay sitilolitler bulunur ise de litofasiyelerin çoğunda 1 cm'den daha küçüktür. Daha büyük amplitüdü sitilolitlerin daha küçük amplitüdü sitilolitleri kesmesi önermektedir ki verilen bir litolojideki sitilolitizasyon ilerleyen orta ve derin gömülme esnasında oluşmuştur (Duggan 2004). Gölboğazı formasyonu dolomitlerinde gözlenen sitilolitlerin amplitüdüleri <1 cm olduğundan sığ - orta gömülmeyle önermektedir. Sitolitlerin sınırlarında gözlenen koyu renklemenin muhtemelen organik kökenli olduğu düşünülmektedir.

4.2. Jeokimyasal Yorumlar

Fe ve Mn meteorik sularda Na ve K'dan daha düşük konsantrasyonlarda olmakla birlikte örneklerde Na azalırken Fe ve Mn artar ise bu muhtemelen bol miktardaki organik maddenin sürekli redüksiyonu ile ilişkilidir (Mahboubi ve ark. 2002). Ayrıca Fe^{+2} ve Mn^{+2} 'nin indirgen formları karbonat minerallerinde bulunmaktadır; bu yüzden Fe ve Mn konsantrasyonlarındaki artma karbonatların indirgen şartlar altında çökeldiğini ifade eder (Mahboubi ve ark. 2002).

Birincil oksik denizel karbonatların <100 ppm Fe ve <10 ppm Mn'a sahip oldukları tahmin edilmiştir (Veizer 1983b; Satterley ve ark. 1994), şöyleki bu elementlerin seviyeleri diyajenetik zenginleşmenin derecesini yansıtır.

Mg, Fe ve Mn'in önceki karbonatlardan sağlanıp sağlanmadığının belirlenmesi güçtür (Srinivasan ve ark. 1994). Zengin Fe konsantrasyonları Fe'ce zengin sıvılardan birincil oluşumun sonucu olabilir (Srinivasan ve ark. 1994). Detritik taneler üzerinde atmosferik yüzeyleme esnasında demiroksit kabuklanmalar oluması muhtemeldir (Srinivasan ve Walker 1993; Srinivasan ve ark. 1994), böylece indirgen diyajenez

şartları altında Fe'in lokal kaynağı olarak korunabilirler. Alternatif olarak havzasal sıvılardan alınan kompaksiyonun mevcudiyetinde gömülme esnasında erken ince taneli dolomitlerin (kötü düzenlenmeli ve çok düşük stoikiyometrik) rekristalizasyonu (Mazzullo 1992) Fe⁺² konsantrasyonlarının yükseltilmesine katkıda bulunabilir (Srinivasan ve ark. 1994). Genelde Holosen dolomitleri ince kristalli (<10 µm), düşük Fe'li ve non-stoikiyometriktir (Land 1985; Carballo ve ark. 1987; Hardie 1987; Sibley 1990; Mazzullo 1992; Srinivasan ve ark. 1994). Güncel dolomitin stoikiyometrisi yaş ile artar (Lumsden ve Chimahusky 1980; McKenzie 1981; Gregg ve ark. 1992; Srinivasan ve ark. 1994). Bununla beraber yaşlı dolomitler genellikle stoikiyometrinin daha yüksek derecesini gösterme eğilimindedir. Bu stoikiyometrideki artış, neomorfik alterasyona atfedilebilir (Carpenter 1980; Land 1980, 1985; Sibley 1990; Mazzullo 1992; Srinivasan ve ark. 1994).

Yüzeğe yakın oksitlenmiş sıvıların dolomitlere doğru süzülmesi, dolomit çözünmesini ve sonra oksi/hidroksit çökelimini açıklayabilir (Nader ve ark. 2007). Meteorik su gibi yüzeğe yakın sular genelde oksitlenir ve çözünmez Fe – oksi/hidroksit ve Mn – oksi/hidroksitin hızlı çökelimini destekler (Lohmann 1988; Nader ve ark. 2007). Oksidasyon – redüksiyon sisteminin matriks çözünme porozitesi içerisinde Mn ve Fe'in tahliyesini sonuçlandırdığı ve sonradan onların daha sonraki çimento safhalarına ve/veya içersine uygun dahil edilmesini kontrol ettiğine inanılmaktadır (Brand ve Veizer 1980; Lohmann 1988; Nader ve ark. 2007). Pingitore (1978) vadoz altere mercanlardaki Mn zenginleşmesinin nedeni olarak volkanik külü önermiştir (Lokal olarak Geç Jura – Erken Kretase esnasında volkanik aktivite hakim olmuştur). Zonlu dolomitlerdeki yüksek ve birlikte değişen Fe ve Mn konsantrasyonları, atmosferik orijinli sıvılarınla uyumaktadır, ki temel olarak oksiktirler (Nader ve ark. 2007).

Karbonat kayaların oksijen izotop (δO^{18}) ve iz element (özellikle Na ve Sr) içerikleri karbonatları oluşturan orijinal sıvıların tuzluluğunu belirlemede önemlidir (Wanas 2002). Bu hipersalin ve denizel karbonatların her ikisinin tatlı su orijinlerine nispeten Na ve Sr'ca zenginleşmiş olmalarına (Kinsman 1969; Land ve Hoops 1973; Land 1980; Morrow 1988) ve ağır oksijen izotoplarına (Keith ve Weber 1964; Tan ve Hudson 1971; Andrews ve ark. 1993) sahip olduklarına dayandırılan bir görüştür (Wanas 2002). Şu da bilinmektedir, ki karbonat kayaların Na ve Sr içeriklerinde meteorik sular ile diyajenezleri esnasında tüketilmeleri de söz konusudur (Land ve ark. 1975; Walls ve ark. 1979; Allan ve Mattheus 1982; Holail ve ark. 1988; El-Hinnawi ve Loukina 1993; Wanas 2002).

Wanas (2002) 1030 – 5120 ppm (ortalama=3008 ppm) Na içeriğinin hipersalin ya da evaporitik dolomitlerinkine çok benzer olduğunu belirtmiştir (Land ve Hoops 1973; Mitchell ve ark. 1987); 520 – 890 ppm (ortalama=656 ppm) Na içeriğinin ise denizel ile denizel – meteorik su karışım dolomitlerinin konsantrasyonlarına uyduğunu ifade etmiştir (Land ve ark. 1975; Randazzo ve Cook 1987; Holail 1989).

Wanas (2002) 387 – 610 ppm (ortalama=508 ppm) Sr içeriğinin denizel – hipersalin dolomitlerin Sr içeriğine yakın olduğunu (Land ve Hoops 1973; Land 1980); 64 – 140 ppm (ortalama=108 ppm) Sr içeriğinin eski denizel ile denizel – meteorik su karışım dolomitlerinin içeriğine ulaştığını belirtmiştir (Behrens ve Land 1972; Land 1980; Brand ve Veizer 1980; Mitchell ve ark. 1987).

Wanas (2002) Mn içeriklerinin Tip B'den (ortalama=196 ppm) Tip A'ya (ortalama=72 ppm) bir azalma gösterdiğini; bu azalmanın Tip A dolomitine nispeten Tip B dolomitinin oluşumu esnasında artan tuzluluğun bir delilini gösterdiğini (Mriheel ve Anketell 2000) ifade etmiştir. Bu dolomit bileşiminin Ca'ca zenginden (ortalama %58,2 CaCO₃ ve %39,91 C; Tip A) stoikiyometrik olana (ortalama %48,32 CaCO₃ ve %43,75 CaCO₃; Tip B) değişim ile de desteklendiğini, dolayısıyla Tip A'dan Tip B'ye artan tuzluluğun bir delilini işaret ettiğini belirtmiştir (Wanas 2002).

Düşük Sr konsantrasyonları (<300 ppm) deniz suyundan bir orijini onaylamaktadır (Budd 1997; Suzuki ve ark. 2006). Veizer (1977) Kuvaterner öncesi kireçtaşlarının Sr içeriğinin yaklaşık ortalamasının 320 ppm civarında olduğunu belirtmiştir (Rao 1989). Gölboğazı formasyonu dolomit örneklerindeki Sr oranlarının 74 ppm – 184 ppm (ortalama=101 ppm) olması Veizer'in (1977) belirttiği oranın çok aşağısındadır. Dolayısıyla bu kaybın meteorik diyajenez sonucu olduğunu, yani denizel – meteorik karışım zonu dolomitleri olduğunu düşündürmektedir.

Milliman (1974) güncel denizel karbonat çökeltilerindeki aragonitin yaklaşık 2500 ppm Na ve kalsitin yaklaşık 250 ppm Na içerdiğini belirtmiştir. Diyajenez esnasında Na, meteorik suların artan etkisiyle bir derece artarak kaybolur (Rao 1989). Dolayısıyla Gölboğazı formasyonu dolomit örneklerinde gözlenen yüksek (148-593 ppm; ortalama=381 ppm) Na oranları orijinal kayanın kalsitten ziyade aragonit olduğunu ifade etmektedir, çünkü meteorik diyajenez azaltılmasına rağmen güncel kalsitten daha fazla orana sahiptir.

Milliman (1974) ve Rao (1989) güncel aragonitik denizel sedimentlerde <20 ppm Mn bulunduğunu belirtmiştir. Brand ve Veizer (1980) meteorik diyajenezin etkisiyle Mn'nin arttığını ifade etmiştir. Oksidasyon şartları CaCO₃'daki Mn'nin

birlikteliğini büyük ölçüde engeller, oysaki indirgen şartlar altında kalsit Mn'in birkaç yüzdesine sahip olabilir (Thompson 1972; Pingitore 1978; Shanmugam ve Benedict 1983; Rao 1989). Gölboğazı formasyonu dolomit örneklerindeki (bir tanesi hariç) 155 – 619 ppm (ortalama=212 ppm) Mn içeriğine sahip olup, orijinal olarak aragonit mineralojisini, peritidal depolanma esnasındaki oksidasyon şartlarını (bazı örneklerde Mn gözlenmemesi) ve meteorik diyajenezin artan etkisini yansıttığı şeklinde yorumlanmıştır. Rao (1989) Mn konsantrasyonlarının artan dolomitleşmeyle az miktarda değiştiğini ve Mn'in çöktürülen solusyonlarda azaldığını vurgulamıştır. Yine Rao (1989) 52 – 414 ppm (ortalama=116 ppm) Mn oranlarının oksidasyon şartlarının egemenliğini gösterdiğini belirtmiştir. Bu yüzden de dolomitlerin egemen olarak denizel sulardaki erken diyajenez esnasında oluştuğunu ifade etmiştir. Ayrıca, Rao ve Naqvi (1977) denizel – meteorik karışım dolomitlerinin çok yüksek (~ 2500 ppm) Mn içerdiğini vurgulamıştır.

Denizel ortamlarda oluşan karbonatlar, tatlı su ortamlarında oluşan karbonatlara göre δC^{13} ve δO^{18} bakımından daha zengindirler (Land ve ark. 1975). Karbonat minerallerinin diyajenezinde yağmur suyu çok etkilidir (Land ve ark. 1975). Tatlı su, denizel koşullarda oluşmuş karbonatlara nüfuz ederse, onlarda bulunan δC^{13} ve δO^{18} miktarını azaltır. Bu nedenle eğer dolomitler yağmur suyu etkisiyle oluşmuşlarsa “hafif” izotopik değerler; eğer aşırı tuzlu suların etkisi altında oluşurlarsa “ağır” izotop değerleri verirler (Land 1980).

Wanas (2002) ‰ +0,98 ile +1,8 PDB δO^{18} değerli dolomitlerin diğer jeolojik ortamların denizel ile hipersalin eski dolomitleri (Scholle ve Arthur 1980; Holail 1989; Mriheel ve Anketell 2000) ile uyumlu olduğunu belirtmiştir. Diğer taraftan nispeten düşük δO^{18} değerlerinin (‰+0,9 ile -0,4 PDB) denizel ile denizel – meteorik su karışım dolomitlerine yakın olarak benzediğini ifade etmiştir (Land ve ark. 1975; Choquette ve Steinen 1980).

Wanas (2002) dolomitlerdeki δC^{13} değerlerinin çoğunlukla sülfat indirgeyen bakteriler tarafından organik maddenin bozunması ve biyojenik birincil karbonatın çözünmesi, gözenek suyu karbonat iyonlarından sağlanan CO_2 'nin nispi miktarına (Irwin ve ark. 1977; Shaw 1989; Compton ve ark. 1994) bağlı olduğunu ifade etmiştir. Böylece δC^{13} değerleri organojenik dolomitlere karşı biyojenik ve non-biyojenik arasındaki fark ile kullanılabilir (Wanas 2002). Bu fikre dayandırılan organojenik dolomitler δC^{13} ‘ün negatif değerlerinin geniş bir alanını gösterebilir, oysaki biyojenik ve non-biyojenik dolomitler δC^{13} ‘ün nispeten yüksek pozitif değerlerini

verebilir (Rosen ve ark. 1988; Shaw 1989; Compton ve ark. 1994; Wanas 2002). Wanas (2002) incelediği dolomitlerdeki δC^{13} pozitif değerlerinin organikçe zengin zonda (mikrobiyal zon) oluşmayan karbonatlardan türemeyi gösterebileceğini, fakat muhtemelen gözenek suyu ve/veya biyojenik birincil karbonatlardan alınmış olabileceğini belirtmiştir. Bu karbonatların oluşumunda biyojenik karbonatların katkıda bulunma olasılığı, karbonat fosillerin moldlarının yokluğuyla gösterildiği gibi doküman edilmemiştir. Böylece non-biyojenik karbonatça zengin su, dolomit karbonatın oluşumu için ana katkı sağlayıcıdır (Wanas 2002).

Oksijen izotopik bileşimleri sıcaklık ve dolomitleşme sıvılarının δO^{18} 'i tarafından kontrol edilirler (Varol ve Matsumoto 2005). İzotopik olarak hafif oksijen dolomitleri daha yüksek sıcaklıklar ve/veya hafif oksijen sıvılarından çökelişi düşündürmektedir. Bu yüzden dolomitlerin izotopik işaretleri önermektedir, ki geç safha dolomitleri daha ağır oksijen sularından düşük sıcaklıklarda oluşmuştur ve erken safha dolomitleri daha yüksek sıcaklıklarda hafif oksijen sıvılarından oluşmuştur (Varol ve Matsumoto 2005). Böylece izotopik işaretler dokusal ilişkiler ve petrografik gözlemler ile tutarlı gibi gözükmektedir (Varol ve Matsumoto 2005).

Orta Devoniyen'in erken dolomit ardıllığı, hiçbir evaporit minerali ya da onların erime breşleri ile ilişkili olmaması göstermektedir, ki dolomitleşme esnasındaki deniz suyunun tuzluluğu jips çökelişiminin aşağısındadır (Varol ve Matsumoto 2005). Toros Dağlarındaki non-evaporitik dolomitizasyon modeli ilk olarak Mesozoyik dolomitlerine uygulanmıştır ve platform üzerinde deniz seviyesi değişimlerinin gözlenmesiyle desteklenmiştir (Varol ve Magaritz 1992; Varol ve Matsumoto 2005). Dolomitizasyonun aynı modeli dünyanın farklı bölgelerinde birçok yazar tarafından rapor edilmiştir (Land 1985; Mitchell ve ark. 1987; Ruppel ve Cander 1988; Purser ve ark. 1994; Qing ve ark. 2001). Bu araştırmacılar sonuçlandırmıştır, ki sürekli dolomitleşme için Mg'un bir tükenmez kaynağı olarak hafifçe değişmiş deniz suyu ya da deniz suyu, karbonat platformu üzerinde üretilen non-evaporitik dolomit için ana etki olabilir (Varol ve Matsumoto 2005). Sun (1994) da yer tarihinin evaporitleri karakterize eden sera (greenhouse) periyodlarından yoksun metre ölçeğinde dolomitleşmiş peritidal devirsel karbonatları önermiştir (Varol ve Matsumoto, 2005). O, vurgulamıştır, ki dolomitizasyon hafif artan tuzluluktaki denizel suların geriye akışı ve tekrarlanan taşkınlardan yanal olarak yaygın platform üst ortamlarında oluşabilir. Haas ve Demeny (2002) de tartışmıştır, ki erken dolomitizasyon iklim ve yüksek sıcaklıktaki deniz seviye değişimleri tarafından kontrol edilmektedir.

Elde mevcut çalışmaların ışığında Varol ve Matsumoto (2005) önermiştir, ki benzer hidrolojik şartların Orta Devoniyen dolomitlerinin oluşumu için sorumludur. Varol ve Matsumoto'nun (2005) modeli kısmen kapalı depozisyonel ortamlara dayandırılmıştır. Böylece resif arası alanlar (küçük lagünler) uygun ortamlar olarak hizmet verir, ki hafifçe konsantre deniz suyu, fırtına periyodları arası ya da düşük gelgit esnasında kısmen evaporasyon ile oluşturulmuştur (Varol ve Matsumoto 2005). Bu periyodlar esnasında biraz tuzlu su daha poroz alanlara doğru göç eder ve bu sebeple resiflerin içersine filtrelenerek masif dolomitleşmeye izin verir (Varol ve Matsumoto 2005). Orta Devoniyen karbonat ardılığındaki erken dolomit için önerilen model, Tucker ve Wright (1990) ve Haas ve Demeny (2002) tarafından tanımlanan yüksek sıklıktaki deniz seviye değişimleri ile sürdürülen sınırlı platform ortamındaki hafif evaporitif (penesaline) deniz suyu tarafından peritidal karbonatların dolomitleşme modeline kısmen benzerdir (Varol ve Matsumoto 2005).

Resif fasiyes karakteristiklerinden yoksun kireçtaşları platformun daha derin bölümünde çökelmiştir, ki dolomitleşme sıvılarının gelişimi için uygun değildir. Kireçtaşı egemenli ortamdaki böyle dolomitleşme sadece deniz seviyesindeki majör düşmeler esnasında meydana gelebilir, ki kireçtaşı bölümleri içersinde bireysel dolomit de belirgindir (Varol ve Matsumoto 2005).

Erken diyajenetik dolomitlerin izotopik bileşimleri önermektedir, ki dolomitleşme sıvısı normal deniz suyu ya da evaporasyon vasıtasıyla hafif konsantre (yoğun) deniz suyudur. Mevcut veri Devoniyen zamanı esnasında ‰ -4 ya da daha az olan deniz suyunun δO^{18} değerini önerir (Brand ve Veizer 1980; Pobb ve ark. 1986). Bu tahmin üzerine erken dolomitler izotopik olarak ağır tuzlu sudan nispeten düşük sıcaklıkta (12°C) oluşmuş olarak düşünülmüştür. Benzer olarak dolomitleşme sıvısının ağır karbon değeri ($C \approx \text{‰}3$) bazı dolomit örneklerinin dolomitleşmiş kalsitten alınabildiğini ifade eder (Arthur ve ark. 1983; Varol ve Matsumoto 2005).

İri taneli replasif non-planar dolomit (ksenotopik dolomit) ve çimento/boşluk dolgusu dolomit (draz beyaz, lifsi ve saddle kristaller) petrografik olarak çoğu eski geç gömülme dolomitlerine benzerdir (Zenger 1983; Gregg 1985; Gao ve ark. 1995; Railsback ve Hood 2001; Varol ve Matsumoto 2005).

Tektonik ve fay kontrollü dolomitizasyon birçok araştırmacılar tarafından (Mountjoy ve Halim-Dihardja 1990; Duggan ve ark. 2001) tartışılmıştır (Varol ve Matsumoto 2005). Araştırmacılar vurgulamıştır, ki kireçtaşı realmleri içindeki çatlaklar vasıtasıyla iletilen yüzeyaltı sıvılar, fay kontrollü lokal dolomitizasyona maruz

kalmıştır. Bu model inceleme alanındaki geç/gömülme dolomit için geçerli gibi görünmektedir (Varol ve Matsumoto 2005). Geç dolomit için hesaplanan sıcaklık hidrotermal sıvılar ile karşılaştırıldığı gibi çok yüksek değildir. Bu yüzden hidrotermal dolomitizasyon geç dolomit için mümkün değil gibi görünmektedir (Varol ve Matsumoto 2005). Tektonik hareketler esnasında napların yerleşimi Devoniyen kireçtaşı ya da erken dolomitteki bir miktar ısınmış gözenek suyunun vasıtasıyla geç/gömülme dolomitizasyonunun oluşumunun ana sorumlusudur. Yüzealtı erime büyük tektonik hareketlerin fazla yüklemesi altında da gelişmiştir, ki geç dolomitlerdeki bir takım çatlaklar ve boşluklar ile delillendirilmiştir (Varol ve Matsumoto 2005). Dolayısıyla ilave olunan Mg Muir (1993a,b) tarafından belirtildiği gibi yüzealtı/geç dolomitizasyon ile sağlanmıştır (Varol ve Matsumoto 2005).

Geç dolomitler hemen hemen aynı kimyasal bileşime sahiptir (Varol ve Matsumoto 2005). Ksenotopik dolomitlerin iz element içerikleri özellikle Sr konsantrasyonları erken dolomitler ile karşılaştırıldığında (120-200 ppm) çok düşüktür (0-50 ppm) bu daha erken dolomit ile geç dolomitin rekristalizasyonunu ya da neomorfizmasını önerir (Shukla 1988; Yao ve ark. 2000; Varol ve Matsumoto 2005).

İri dolomitlerde gözlenen izotopik işaretler $\delta O^{18} = \text{‰} -5,69$ ile $-10,75$ arasındadır ve erken dolomitten belirgin bir ayrımı gösterir. Farklı petrografik tipler ile dolomit çimento (draz, lifsi, saddle kristaller) hemen hemen aynı δO^{18} değerlerini $\text{‰} -10,75$ ile $-9,16$ gösterir. Çimentolanmış kristaller ile aynı örneklerde mevcut olmasına rağmen replasif ve rekristalize (ksenotopik) dolomit daha az negatif değerlere ($\delta O^{18} = \text{‰} -5,69$ ile $-8,12$) sahiptir (Varol ve Matsumoto 2005). O, aynı örneklerdeki izotop değerlerinin bu başkalığı nedeniyle belirlenememiştir. Bununla beraber bu fark bireysel kristallerin karışık izotopik karakterine izin veren iri replasif kristaller içersinde erken dolomit kalıntılarının çeşitli miktarlarıyla ilişkili olabilir (Varol ve Matsumoto 2005). Böylece iri replasif dolomitlerden (kirli kristaller) gözlenen izotopik değerler dolomitleşme sıvılarının sıcaklık hesaplaması için güvenilir olarak kabul edilmemiştir. İri çimento dolomitin negatif δO^{18} değerleri göstermiştir, ki geç dolomitler nispeten daha yüksek sıcaklık şartları altında oluşmuştur. Deniz suyunun δO^{18} 'i $\text{‰} -4$ olarak farzedilerek (Hudson ve Anderson 1989) çimento kristallerinin maksimum çökelim sıcaklığı yaklaşık olarak $72 \text{ } ^\circ\text{C}$ hesaplanmıştır (Varol ve Matsumoto 2005). Sedimentlerdeki dokular arasında bulunan suyun δO^{18} 'i gömülme δO^{18} 'ine göre daha fazla tüketilmiştir. Gelişen gözenek sularının δO^{18} değerleri göz önüne alındığında $\text{‰} -6$ olmuştur, sıcaklık $56-72 \text{ } ^\circ\text{C}$ arasına düşmektedir. Şu görülmektedir, ki çalışma

alanındaki geç iri taneli dolomitlerin orijini hakkında birkaç olasılık bulunmaktadır; (1) derin gömülme diyajenezi esnasında (muhtemelen birkaç km den daha az), (2) çalışma alanındaki tektonik makaslama ısısı ile neden olunan erken dolomitlerin erime – çökmesi ve rekristalizasyonu, (3) düşük sıcaklık hidrotermal sıvılar/sıcak kaynakların vasıtası ile dolomitizasyona uğramış olabilirler (Varol ve Matsumoto 2005). Gölboğazı formasyonu dolomitlerindeki δO^{18} değerleri -1.94 PDB ile -9.44 PDB arasında değişmekte olup erken ve geç diyajenetik oluşumu ifade etmektedir. Gölboğazı formasyonu dolomitlerindeki δC^{13} değerleri -2 PDB ile +2.5 PDB arasında değişmekte olup biyojenik ve non-biyojenik kaynağı ifade etmektedir.

Dolomitlerdeki NTE konsantrasyonları, orijinal altere olmamış kayalarındaki NTE konsantrasyonları, dolomitleşme sıvılarındaki NTE konsantrasyonları, dolomitleşme sıvıları ve dolomit arasındaki NTE dağılımı ve diyajenez esnasında sıvı – kaya oranlarını içeren birçok faktör tarafından belirlenmektedir (Humphris 1984; Banner ve ark. 1988 a, b; Dorobek ve Filby 1988; Qing ve Mountjoy 1994 c). NTE diğer iz elementlere benzer şekilde birkaç tarzda karbonat mineralleri içersine alınabilir (Veizer 1983b; Qing ve Mountjoy 1994 c). Onlar karbonat kafesindeki Ca^{+2} ya da Mg^{+2} yerine geçebilirler, farklı NTE karbonat mineralleri olarak oluşabilirler, yapısal kusurlar nedeniyle serbest bırakılan kafes alanlarını işgal ederler ve kalıntı iyonik saldırılar nedeniyle absorbe edilebilirler. İlaveten onlar sıvı inklüzyonları ya da kafes yüzeyleri arasındaki boşluklarda bulunabilirler ya da Fe-Mn oksihidroksitler, kil meneralleri, ötijenik feldispat, kuvars, sülfidler ve florit gibi karbonat olmayan şekillerde bulunabilirler (Qing ve Mountjoy 1994 c). Dağılım katsayısı (K_D) ile belirlenen karbonat kafesindeki yerine geçme dışında bu faktörler hakkında çok az şey bilinmektedir (Qing ve Mountjoy 1994 c).

Her ne kadar yüksek sıcaklık asidik hidrotermal solusyonlar 10^{-2} ppm den fazla NTE konsantrasyonlarına sahip ise de (McLennan 1989) çoğu doğal sulardaki (deniz suyu, nehir suyu, yer altı suyu ve bazı hidrotermal sular) NTE bollukları 10^{-6} dan 10^{-4} e ulaşan bireysel NTE ile aşırı derecede düşüktür (Qing ve Mountjoy 1994 c). Bununla beraber deniz suyundan çökelen karbonatlar deniz suyunun nispi öneminin farklı düzenlemesiyle NTE'ce zenginleşmiştir (Qing ve Mountjoy 1994 c).

Çünkü karbonat kayalarındaki NTE konsantrasyonları genellikle doğal sulardaki NTE'den 10^2 ile 10^6 kez daha yüksektir, daha erken karbonatların neomorfizması ya da replasesi ile oluşturulan diyajenetik karbonatlar onların orijinallerine benzer NTE patternlerine sahip olmalıdırlar (Qing ve Mountjoy 1994 c). Birçok diyajenetik ortamı

karakterize eden çoğu sıvı – kaya oranlı diyajenetik minerallerin NTE patternleri orijinal karbonat kayanın oranlarına benzeyecektir, çünkü NTE büyük ölçüde orijinal kayanın çözünmesinden alınacaktır (Banner ve ark. 1988 a, b; Dorobek ve Filby 1988). Banner ve ark. (1988 a, b) tarafından verilen kantitatif modelleme göstermiştir, ki çok büyük sıvı – kaya oranları ($>10^4$) diyajenetik karbonatlardaki altere NTE patternlerini gerektirmektedir. Çoğu diyajenetik sıvılardaki O, C ve Sr'nin konsantrasyonları önemli bir şekilde NTE konsantrasyonlarından daha yüksektir (Qing ve Mountjoy 1994 c). Bu yüzden orijinal O, C ve Sr izotopik bileşimi altere etmek için gerekli olan sıvı – kaya oranları, NTE'nin alterasyonu için gerekli olandan çok daha azdır (Qing ve Mountjoy 1994 c).

Banner ve ark. (1988 a, b) tarafından dolomitleşme ve bunu takip eden rekristalizasyonun orijinal kireçtaşlarının NTE özelliklerini her zaman değiştirmedini kanıtlanmıştır. Banner ve ark. (1988 b) dolomit I'i Geç Missisipiyan/Erken Pensilvaniyan uyumsuzluğunun altında bölgesel bir meteorik – yer altı suyu sistemiyle ilişkili bir deniz suyu – tatlı su karışım zonu ortamında çökelmiş olarak yorumlamıştır. Dolomit II ise sıcak yüzeyaltı sıvılarla dolomit I'den rekristalizasyonla oluşmuştur. Her ne kadar dolomitleşme ve takip eden rekristalizasyon Sr, O, C izotop jeokimyası ve CL'de yansıtılan çok büyük bileşimsel değişimler üretmiş ise de onlar, orijinal karbonatların NTE patternlerinde önemli alterasyon yapmamıştır (Qing ve Mountjoy 1994 c). Bu göstermektedir, ki NTE'nin mobilitesi diyajenez ve dolomitleşme esnasında Sr, O ve C izotoplarınınkinden çok daha düşüktür (Banner ve ark. 1988 a, b; Qing ve Mountjoy 1994 c).

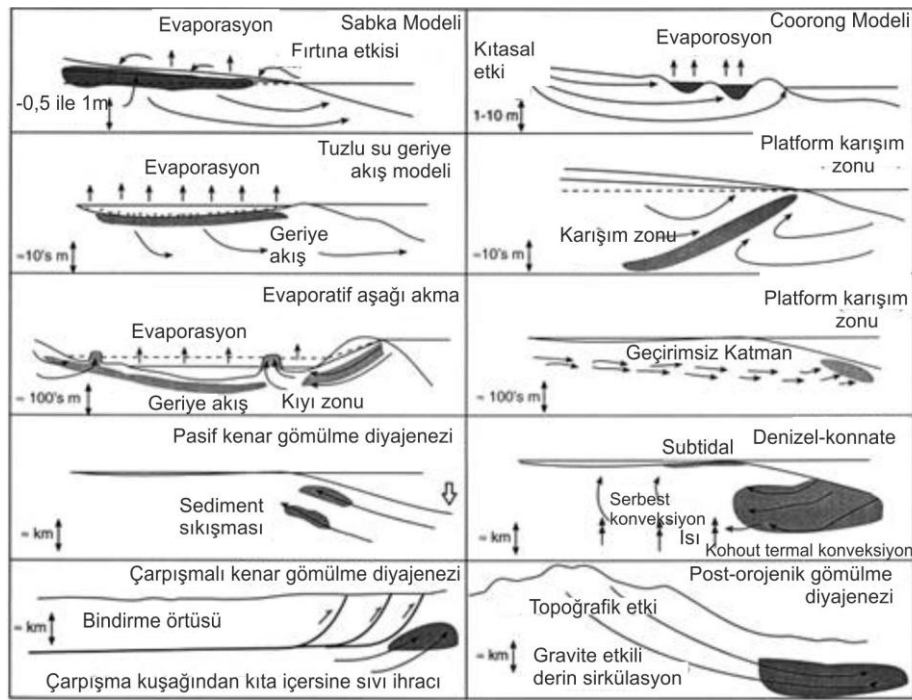
Gölboğazı formasyonuna ait dolomitler negatif Ce anomalisi sergilemektedir (Şekil 3.118). Negatif Ce anomalisi çoğunlukla doğal oksidasyon sularında oluşmaktadır (örneğin, deniz suyunda) çünkü Ce^{+4} 'ün çözünebilirliği oksidasyon ortamlarında düşüktür ve tercihli olarak ötijenik Fe – Mn oksitler ile uzaklaştırılır ya da partikül madde ile temizlenir (Elderfield ve ark. 1981; DeBaar ve ark. 1983; Qing 1998). Negatif Ce anomalileri dolomitizasyon esnasında oksidasyon şartları ya da dolomitizasyondan önce bir oksidasyon ortamında dolomitleşme sıvılarından Ce'nin uzaklaştırıldığını önermektedir (Qing 1998). Gölboğazı formasyonuna ait dolomit örneklerinin çoğundaki negatif Ce anomalileri yükseltgen ortamdaki dolomitleşmeyi önermektedir. Ağır NTE'nin iyonik yarıçapı ve Mg'un daha küçük iyonik yarıçapı arasındaki benzerlikten (Dorobek ve Filby 1988) dolayı dolomit kalsite nispeten ağır NTE'ce zenginleşmektedir (Qing 1998). Ancak Gölboğazı formasyonu dolomitleri daha

çok hafif NTE'ce zenginleşme göstermekte ve ağır NTE'ce çoğunlukla fakirleşirken sadece birkaç örnekte zenginleşme göstermektedir (Şekil 3.118, 3.119).

4.3. Dolomitleşme Modeli

Eş zamanlı ve sığ gömülme dolomitizasyonu için Mg'un ana kaynağı sadece deniz suyu olabilir (Land 1985). Derin gömülme şartları için Mg (1) konnate su (kapanlanmış deniz suyu), (2) duraysız orijinal minerallerin çözünmesi, (3) basınç çözünmesi (sitolitizasyon), (4) karbonatların altındaki şeyllerin kompaksiyonu, (5) havzasal tuzlu sulardan (basinal brines) sağlanabilir. Bu olasılıkların ağırlığını belirlemek güçtür, fakat havzasal tuzlu sular dolomitizasyon için çok muhtemel Mg kaynağıdır (Lee ve Friedman 1987; Srinivasan ve ark. 1994).

Machel ve Mountjoy (1986) ise şu koşulların ve ortamların dolomitleşmeye kimyasal olarak yardım ettiğini belirtmişlerdir: (1) termodinamik ve kinetik doygunluk üzerine tuzlu ortamların dolomit ile ilişkisi (yani, tatlı su – deniz suyu karışım zonları, normal tuzlu – hipersalin subtidal ortamlar, hipersalin supratidal ortamlar, şizohalin ortamlar), (2) alkalın ortamlar (yani, bakteriyel redüksiyon ve/veya fermentasyon işlevlerinin etkileri altında ya da alkalın kontinental yer altı suları ile), (3) yaklaşık 50°C'den daha yüksek sıcaklıklı birçok ortamlar (yüzeyaltı ve hidrotermal ortamlar; Şekil 4.1).



Şekil 4.1. Dolomitleşme modelleri (Warren 2000).

Dolomitleşme sıvısının kaynağını belirlemek için uğraşıldığında şu zorunlu olmaktadır, ki deniz suyu, meteorik su ve derin havzasal tuzlu su gibi sıvı kaynakları göz önüne alınmalıdır (Srinivasan ve ark. 1994). Genelde sıvılar izotopik olarak hafif karbon değerleri ile karakterize olma eğilimindeki sülfat indirgenme zonundan sağlanır (Irwin 1980; Burns ve ark. 1988; Srinivasan ve ark. 1994). Srinivasan ve ark. (1994) Maryville formasyonundan Tip 3 ve Tip 4 dolomitlerinin izotopik olarak ağır karbon değerlerinin sülfat indirgenme zonunun aşağısından alınan sıvıyı önerdiğini belirtmişlerdir. Gölboğazı formasyonu dolomit örneklerinde ağır ve hafif karbon değerleri gözlenmesi (Çizelge 3.11; Şekil 3.115) dolomitleşme sıvısının sülfat indirgenme zonu ve aşağısından alındığını ifade etmektedir. Azalan δO^{18} değerleri düşük δO^{18} 'li meteorik sıvılardan ya da yükseltilmiş sıcaklıklardan sonuçlanabilir (Srinivasan ve ark. 1994).

İlerleyen gömülme süresince silikat reaksiyonları havzasal sıvılar için radyojenik Sr'un potansiyel kaynağı olarak hizmet eder (Steuber ve ark. 1984). Çok sayıdaki çalışmalar (Dunoyer deSegonzac 1970; Boles ve Franks 1979; McHargue ve Price 1982; Lee ve Friedman 1987; Gregg 1988; Kaufman ve ark. 1990) göstermiştir, ki smektitin illite gömülme diyajenetik dönüşümü gözenek sıvısındaki metal iyonlarının serbest bırakılmasıyla ilişkilidir (Srinivasan ve ark. 1994). Potansiyel havzasal şeyl literatürde iyi doküman edilen derin gömülme diyajenezi süresince Ca, Fe, Mg, Na ve Si'un bir kaynağı olarak hizmet vermektedir. Smektit tabakalarındaki Fe ve Mg tipik olarak dönüşümün daha yüksek sıcaklıklarla ilişkili olması eğilimindedir (Boles ve Frank 1979) ve smektit – illit dönüşümü 50 – 125 $^{\circ}C$ 'ye ulaşan bir sıcaklık üzerinde oluşmaktadır (normal jeotermal gradyan ile 2-4 km gömülme derinliği). Benzer olarak Gölboğazı formasyonu üzerinde uyumlu olarak yeralan Asarlıkyaylası formasyonuna ait şeyller ve silisiklastikler Gölboğazı formasyonu dolomitizasyonu için gerekli metal iyonlarını sağlamış olabilir.

Yeraltı sıvı akışları için birkaç mekanizma önerilmiştir ve bunlar; gravite etkili sıvı akmaları (Garven ve Freze 1984), kompaksiyon etkili akma (Noble 1963; Bethke 1985), havzasal sedimentlerden episodik su kaçmaları (Cathles ve Smith 1983) ve tektonizmaya tepki olarak sıvı akmalarını (Oliver 1986; Schedl ve ark. 1992) kapsamaktadır (Srinivasan ve ark. 1994). Qing ve Mountjoy (1992) batı Kanada sedimanter havzasındaki bölgesel sıvı göçünü açıklamak için tektonizma ve sedimanter yüklenmeyi önermiştir.

Yüksek Fe içeriklerine sahip (>1880) kalsit çimentolar derin meteorik ya da gömülme ortamlarının tipik olarak indirgen şartlar altında çökelişini önerir (Railsback ve Hood 2001; Janssen ve ark. 2007). Düşük Fe, Mg ve Sr içerikli kalsit çimentolar, oksidasyon şartları altındaki yüzey yakını meteorik sulardan çökelişini önerir (Verhaert ve ark. 2004; Janssen ve ark. 2007). Gölboğazı formasyonu dolomitlerindeki Fe içeriği de çoğunlukla 1880 ppm'den çok yüksek değerlerde olup (Çizelge 3.11) derin meteorik ya da gömülme ortamını ifade etmektedir.

Dolomitlerdeki Na konsantrasyonları dolomit oluşum ortamlarının anlaşılmasında geniş olarak araştırılmıştır (Land ve Hoops 1973; Veizer 1983b; Sass ve Bein 1988). Güncel çalışmalar (Oswald 1992; Fouke 1993; Staudt ve ark. 1993) dolomitlerdeki Na, Cl, SO₄ 'ın genellikle iyi korele edilebildiğini ve evaporit dolomitlerinin deniz suyu ya da karışım zonu dolomitlerinden daha yüksek ayırt edici Na, Cl ve SO₄ konsantrasyonlarına sahip olduğunu göstermiştir (Lu ve Meyers 1998). Gölboğazı formasyonu dolomitlerindeki Na değerleri evaporitik olarak oluşan dolomitlerine göre düşük olup (Çizelge 3.11) evaporitik olmayan ortamı belirtmektedir.

Dolomitlerdeki Fe ve Al bolluğu terijen kirlenmelere dayandırılan çoğunlukla filtrelenme nedeni olarak yorumlanmıştır (Lu ve Meyers 1998): dolomitlerin Fe ve Al konsantrasyonları yüksek derecede pozitif olarak korele edilir. Dolayısıyla terijen ögelerin önemli miktarda Fe ve Al katkısında bulunduğunu ifade eder (Lu ve Meyers 1998). Gölboğazı formasyonu dolomitlerinde gözlenen yüksek Fe (9233 ppm) ve Al (14604 ppm) içeriği ve pozitif korelasyon da önemli miktardaki terijen kirlenmeyi ifade etmektedir.

Na ve Cl'un düşük konsantrasyonları deniz suyu ve karışım zonu dolomitleri ile karşılaştırılabilirken, Nijar dolomitlerinin daha yüksek Na, SO₄ ve Cl içerikleri evaporitif tuzlu su dolomitleri ile çakışmaktadır (Lu ve Meyers 1998). Gölboğazı formasyonu dolomitleri Nijar dolomitlerinden daha düşük Na oranları gösterdiğinden deniz suyu ve/veya karışım zonu dolomitlerini önermektedir.

Mahboubi ve ark. (2002) her ne kadar Fe ve Mn'in meteorik sularda genellikle Na ve K'dan daha düşük konsantrasyonlarda bulunur ise de çalıştıkları karbonatlardaki Fe ve Mn'daki artış ve Na'daki azalışın muhtemelen bol miktardaki organik maddenin azalmasını engelleyen redüksiyonu ile ilişkili olduğunu; bu hipotezin Fe ve Mn arasında gözlenen pozitif korelasyon ile de desteklendiğini belirtmiştir. Gölboğazı formasyonu dolomitlerinde Na'da azalış ve Fe'de artış; Fe ile Mn arasında pozitif korelasyon

gözlenmesi de bu dolomitlerin organik maddenin azalmasını engelleyen redüksiyon şartlarında dolomitleşmeyi ifade etmektedir.

Dolomitlerde gözlenen küçük kristal boyutları (<60 μ m) sınırlı subtidal ile supratidal ortamları gösterir; ince kristal boyu erken diyajenetik dolomit ya da eşzamanlı neomorfizmanın ya da orijinal peritidal karbonat çamurtaşlarının erken replasesiyle sonuçlanabilir (Zenger 1983; Amthor ve Friedman 1991). Gölboğazı formasyonu dolomitlerindeki ince kristal boyu da tidal - subtidal ortamdaki erken diyajenetik gelişimi ifade etmektedir.

Orta – iri kristalin subhedral mozayik dolomitler orta – geç replase dolomitleri ifade ettiği şeklinde yorumlanmıştır (Amthor ve Friedman 1991). Orijinal depozisyonal dokuların korunması ve iri kristal boyu sığ ve orta gömülme esnasında muhtemelen uzun süreli dolomitizasyon olayını önerir. Bu tip dolomitler Lee ve Friedman (1987) ile Mattes ve Mountjoy (1980) tarafından geç gömülme orijinli olarak yorumlanmıştır. Bu dolomitlerdeki karakteristik bulutlu çekirdek ve temiz kenar dokusu bütün yaşların kayalarında yaygın (Murray ve Lucia 1967; Sibley 1982) olup allokemlerin non-mimik replasesi de yaygın olarak gözlenir. Bulutlu çekirdekler replasif dolomiti, temiz kenarlar zonlu dolomit çimentoyu gösterirki interkristalin poroziteyi kapatır (Amthor ve Friedman 1991). Gölboğazı formasyonu dolomitlerindeki orta - iri kristalin subhedral mozayik dolomitler de orta - geç replase dolomitleri belirtmektedir.

Çok iri kristalin anhedral dolomit orijinal kireçtaşı ya da dolomitin replasesi ile oluşur (Amthor ve Friedman 1991). Bu tip replase genellikle bütün orijinal depozisyonal dokuları yokeder. Gregg ve Sibley (1984) ksenotopik (anhedral) dolomit dokusunun yükseltilmiş sıcaklıklarda önceden varolan dolomitin neomorfik rekristalizasyonu ile ya da dolomit tarafından kireçtaşlarının replase edilmesinden sonuçlandığını belirtmiştir. Gölboğazı formasyonu dolomitlerindeki çok iri kristalin anhedral dolomitler de yükseltilmiş sıcaklıklarda gömülme orijinli olarak oluşmuştur.

Saddle dolomitlerin hemen hepsi yükseltilmiş sıcaklıklarda (60-150⁰C; Radke ve Mathis 1980) ve yüksek tuzluluktaki tuzlu sulardan oluşmuş olarak yorumlanmıştır. Lee ve Friedman (1987) Ellenburger Group saddle dolomitlerinin sıvı inklüzyonlarından ortalama 220⁰C kadar yüksek sıcaklık değerini bulmuşlar ve sıvı inklüzyonlarının deniz suyunun 3 ile 5 katı tuzluluk değerini gösterdiğini ifade etmişlerdir. Şimdiye kadar kesin bir delilli saptanamayan saddle dolomitler hiposalin su ya da denizelden düşük sıcaklıklarda oluşabilir (Radke ve Mathis 1980; Machel 1987). Saddle dolomitin bu delil yetersizliğinde deniz suyundan daha yüksek tuzluluklar ile tuzlu sulardan

yükseltilmiş sıcaklıklarda oluştuğu yorumlanmıştır (Amthor ve Friedman 1991). Gölboğazı formasyonu dolomitlerindeki saddle dolomitler de yükseltilmiş sıcaklıklarda ve yüksek tuzluluktaki tuzlu sulardan oluşmuştur.

Machel ve Mountjoy (1986) büyük ölçekli dolomitleşmenin orta güçlü hipersalin sığ subtidal ortamlarla belirli yüzeyaltı ortamlarda gelişebildiğini belirtmiştir.

Hood ve ark. (2004) Tikorangi formasyonu dolomitlerinin Ca, Fe, Na ve Mn'ca zengin olduğunu ve konsantrik CL zonları ile öhedral romboederler şeklinde olduklarını, tipik olarak donuk iç kısım ve donuk – berrak aradalanmalı dış zonları içerdiğini belirtmiştir. Bu dolomitlerin non-stoikiyometrisi, izotopik olarak azalması ve iz elementçe zengin mineralojileri nispeten diyajenetik olarak kapalı sistem tuzlu su oluşumlarından (havzasal tuzlu sular) ve/veya modifiye olmuş deniz suyu ve oldukça indirgen gömülme gözenek sıvılarından ornatılmayla geliştiğini (Morrow 1990) önermiştir. Yüksek Sr/Ca oranları ve düşük gözenek sıvı akışı ile ormal deniz suyunun üzerinde artan tuzluluk ile sıcak gömülme gözenek sıvıları düşük su – kaya oranlı az çok kapalı diyajenetik sistem, Ca, Na ve Sr'ca zengin ince öhedral dolomit gelişimini gösterir (Burns ve ark. 1988; Tucker ve Wright 1990; Morrow 1990; Morse ve Mackenzie 1990; Vahrenkamp ve Swart 1990; Warren 2000). Sürekli kalsit çökelimli kapalı sistem gözenek sıvılarının kalsit bakımından doygun olmadığı, fakat dolomit bakımından doygun olduğu ve Sr ile Mg'ca zengin olduğu rapor edilmiştir (Veizer 1983b). Dolomit romboederlerinin öhedral formu 50 – 100°C'nin altında sıcaklıklardaki bir oluşumu önerir, çünkü daha yüksek sıcaklıklar anhedral formları gösterir (Sibley ve Gregg 1987). Gölboğazı formasyonu dolomitlerindeki öhedral dolomit oluşumları da 100 °C'nin altındaki bir oluşumu ifade etmektedir.

Varol (1992) doğu Toroslar Geyikdağı birliğinde yaptığı çalışmada Orta devoniyen dolomitlerini incelemiş ve örneklerden elde ettiği duraylı izotop sonuçları (δO^{18} için 0,039 ile -10,75‰ arasında, δC^{13} için ise 3,18 ile -0,63 ‰ arasında) ile dolomitlerin iki ayrı bölgede kümелendiğini; birinci bölgeye düşen izotop değerlerinin $\delta O^{18} = -8,5$ ile -10,5 ‰ arasında, $\delta C^{13} = -0,63$ ile +1,45‰ arasında olduğunu (ki geç diyajenetik dolomitleşmeyi belirtir) ve ikinci bölgeye düşen izotop değerlerinin $\delta O^{18} = -2,62$ ile +0,04‰ arasında, $\delta C^{13} = +0,78$ ile 3,18 ‰ arasında olduğunu (ki erken diyajenetik karışım suyu alanında, yani gelgit düzlüğünde gelişen dolomitleşmeyi önerir); Degens (1971) ve Land (1980) tarafından hesaplanan normal deniz suyu karakterindeki bir eriyikten oluşan dolomitlerin izotopik karakterlerinin $\delta O^{18} = 0‰$ (SMOW) olduğunu ve bu dolomitleştirici eriyiklerin karışım suyu (tatlı su – deniz suyu)

özelliğine dönüştüklerinde bu değerlerin karışım oranı ve sıcaklığa göre yaklaşık $\delta O^{18} = -6\%$ kadar düşebileceği ortaya koyduklarını ifade etmiştir. Artan sıcaklık değerlerinde sıcak havza kökenli veya hidrotermal eriyiklerin etkisinde gelişen derin gömülme dolomitleşme (geç diyajenetik) sürecinde δO^{18} değerinde büyük bir azalma gözlenir; bu değerler $\delta O^{18} = -6\%$ ve daha düşük düzeyde olur (Matsumoto ve ark. 1988). Genellikle çok düşük negatif değerler dolomitleşme esnasında sıcaklığın yükseldiğini işaret eder (Gregg ve Sibley 1984; Varol 1992). Taylor (1982) çatlaklarla ilişkili dolomit gelişiminde δO^{18} değerini ortalama $-8,9$ (PDB) olarak ölçmüştür. Çeşitli petrol sahalarından alınan dolomit örneklerinin δO^{18} değerleri $-6,9$ ile $-11,4$ (PDB) arasında değişmektedir. Bu izotopik değerler $\geq 50^{\circ}C$ de gelişen dolomit değişimini işaret etmektedir (Varol 1992). Bu şekilde aşırı derecede azalan δO^{18} değerleri aynı zamanda dolomitleşme alanındaki neomorfik rekristalizasyonun işaretçisidir ve bu tür rekristalizasyon sonucu oluşan ksenotopik dolomitler $80^{\circ}C$ veya daha yüksek ısı şartlarına bağlanmıştır (Varol 1992). Gölboğazı formasyonu dolomitlerinde gözlenen δO^{18} değerleri $-1,95$ ile $-9,44$ (PDB) arasında, δC^{13} değerleri $-1,58$ ile $+2,52$ arasındadır. Gölboğazı formasyonu dolomitleri gelgit içi – gelgit altı ortamında oluşan karbonatların sıg gömülmeli erken diyajenetik dolomitleşmesi ve orta - derin gömülme derinliklerinde geç diyajenetik olarak dolomitleşmesi ile oluşmuştur.

Meteorik – denizel karışım zonu modeli evaporitler ile ilişkili olmayan dolomitler için popüler bir modeldir; subtidal fasiyeler dolomitleşir ve dolomitleşme olayı nispeten erkendir (Tucker ve Wright 1990). O düşük iz element (Sr, Na) içerikleri, hafif δO^{18} ve farklı izotopik bileşimli iki suyun karışımından δC^{13} ile δO^{18} 'in pozitif korelasyonunun sebebini izah edebilir (Tucker ve Wright 1990). Karışım zonu dolomitlerinin platform karbonatları depolandığında yaygın olarak majör regresif periyodlar esnasında geliştiği beklenilebilir. Karbonat sahil hattının denize doğru ilerlemesi, meteorik – denizel karışım zonunun ilerlemesi ile refakat edilecektir. Karbonat sedimentler içersine suyun pompalanması ve aktif sirkülasyonu bu modelde (diğerlerindeki gibi) önemlidir ve bu, iklim tarafından büyük ölçüde belirlenebilir. Yer altı suyu sirkülasyonu daha arid iklim altındakinden güçlü mevsimsel yağışlar ile humid iklim altında daha aktif olacaktır (Tucker ve Wright 1990).

Karışım zon modeli sıvıların efektif hareketine bağlı olduğundan karışım zonu dolomitlerinin dağılımı üzerinde güçlü paleocoğrafik kontrol olacaktır. Onlar karbonat platform istifinin daha karaya doğru bölümlerinde lokalize olacaktır ve onlar daha poroz fasiyeler ile ilişkili olabilir, ki yer altı suyu için kanal olarak rol oynar (Tucker ve

Wright 1990). Dolomitin erken sığ yüzeyaltı orijini ve paleocoğrafik kontrol evaporitlerin yokluğu ile karışım zonu modelini vurgular. Meteorik suların rejijonal regresyon zamanında karbonat platformunun atmosferik yüzeylemesi esnasında karbonat ünitesi içine nüfuz ettiği, şöyleki dolomit – kireçtaşı sınırı büyük ölçüde tatlı su mercleklerinin yüzeyaltı penetrasyonunu yansıttığı düşünülmektedir (Tucker ve Wright 1990).

Gömülme dolomitleşmesi modelinde savunulan asıl mekanizma havzasal çamurkayalarının kompaksiyonel su kaçırmaları ve platform karbonatları ile komşu şelf kenarı içersine Mg^{+2} , ca zengin sıvıların ihracıdır (Tucker ve Wright 1990). Müracaat edilen Mg^{+2} kaynağı gözenek suyu (genellikle değişmiş deniz suyu) ve kil mineral değişimleridir (Tucker ve Wright 1990). Yüzeyaltı sıvıların bileşimi iyi bilinmemektedir, fakat gerçekte çoğu formasyon suları deniz suyundan daha düşük Mg/Ca oranlarına (1,8 -0,04) sahiptir (Collins 1975; Tucker ve Wright 1990). Bu kayıp genellikle kloritin oluşumu ve sığ gömülme esnasında dolomitin çökelişi nedeniyledir. Formasyon suları evaporit istiflerinden alınır, fakat deniz suyundan daha yüksek Mg/Ca oranları ve daha yüksek Mg^{+2} içeriği muhtemeldir (Tucker ve Wright 1990).

Artan gömülme ve yükselen sıcaklık ile kil minerallerinin dönüşümü iyi doküman edilmiştir ve o sıklıkla önermektedir, ki Mg^{+2} , Fe^{+2} , Ca^{+2} , Si^{+4} ve Na^{+} birlikte smektitin illite dönüşümü ile serbest bırakılmıştır (Boles ve Franks 1979; Mattes ve Mountjoy 1980; McHargue ve Price 1982) Ca ve Si erken (kalsit ve kuvars çimento olarak çökeler) ve Fe^{+2} ve Mg^{+2} daha sonra serbest bırakılır. Havzasal şeyller yaygın olarak organikçe zengindir ve bu organik maddenin diyajenezi CO_3^{-2} 'ta katkıda bulunur (Tucker ve Wright 1990).

Gömülme – kompaksiyon modelinden bir majör problem, komşu sığ su karbonatları içersine gözenek sıvılarının uzun mesafe taşınmasıdır. Çoğu gözenek suyu kompaksiyon esnasında yanaldan ziyade yukarıya doğru hareket eder (Magara 1978), gerçi yanal hareket gözenekli kalkarenitler ve kumtaşları ile aratabakalanmalı şeyllerde önemli olabilir. İlaveten havzasal çamurlardaki sıvıların sürekli kaynağı yoktur ve yeterli Mg^{+2} sağlanması yoktur, Morrow (1982 b) hesaplamıştır, ki şeylin birkaç yüz m^3 'lük kompaksiyonu yanal olarak komşu kireçtaşının $1cm^3$ dolomitleşmesi için gereklidir. Benzer damarlarda Given ve Wilkinson'un (1987) kütle denge hesaplamaları kilerden Mg^{+2} 'un Michigan Basin içersinde dolomitin sadece %10'luk miktarının sebebini izah ettiğini ve masif dolomitleşme için çamurkaya istifleri içersinde yetersiz Mg^{+2} olduğunu göstermiştir.

Dolomitleşme derinlikle daha kolay ilerleyecektir, ki daha yüksek sıcaklıkları ifade eder, dolomit çökelimi için kinetik engelleyicilerin (hidrantes) bazıları azaltılır (Tucker ve Wright 1990). Hidrate Mg^{+2} iyonlarının oranı azalır ve dolomit çökmesinin reaksiyon oranları artar. Gömülme ortamlarında daha fazla zaman da mevcuttur (Tucker ve Wright 1990).

Sonuç olarak Gölboğazı formasyonu dolomitleri gelgit içi – gelgit altı ortamında oluşan karbonatların sığ gömülmeli erken diyajenetik dolomitleşmesi ve orta - derin gömülme derinliklerinde geç diyajenetik olarak dolomitleşmesi ile oluşmuştur.

5. SONUÇLAR

Gölboğazı formasyonu dolomitleri gelgit içi – gelgit altı ortamında oluşan karbonatların sığ gömülmeli erken diyajenetik dolomitleşmesi ve orta - derin gömülme derinliklerinde geç diyajenetik olarak dolomitleşmesi ile oluşmuştur.

Gölboğazı formasyonunda gözlenen kirli çekirdekli ve temiz kenarlı orta – iri kristalli replasif dolomit romboederleri geç gömülme orijinli olarak gelişmiştir.

Çatlak dolgusu çimento dolomitler geç diyajenetik olarak oluşmuştur.

Gölboğazı formasyonu dolomit örneklerinin çoğu NTE’ce fakirleşmeyi sergilerler. Ancak Gölboğazı formasyonu dolomit örnekleri birincil olarak gelişen kireçtaşlarına göre bir miktar NTE zenginleşmesi göstermektedir. Ayrıca örneklerin çoğunda negatif Ce anomalileri gözlenmesi yükseltgen ortamdaki dolomitleşmeyi önermektedir.

Gölboğazı formasyonu dolomitleri için % Fe₂O₃– Toplam NTE (ppm) grafiği karşılaştırılması pozitif bir ilişki sergilemektedir. Çoğu örneklerde Fe 1000 ppm den yüksektir. Toplam NTE konsantrasyonları Fe içeriği ile artmaktadır; bu da NTE’nin Fe oksitlerden azda olsa önemli miktarda alındığını önermektedir.

Gölboğazı formasyonu dolomitleri için toplam NTE konsantrasyonlarına karşı % Al₂O₃ ve SiO₂ konsantrasyonlarının karşılaştırılması pozitif bir ilişki sergilemektedir. Dolomitlerdeki Al ve Si yüksek oranlardadır. Dolayısıyla bu dolomit örneklerindeki toplam NTE içerikleri Al ve/veya Si konsantrasyonlarının yükselmesiyle artar. Bu silisiklastik kirlenmenin de önemsiz olmakla beraber Fe ‘e göre nispeten daha yüksek olduğunu ifade eder.

Gölboğazı formasyonunun üzerinde uyumlu olarak yer alan Asarlıkyaylası formasyonuna ait şeyller ve silisiklastikler Gölboğazı formasyonu dolomitizasyonu için gerekli metal iyonlarını sağlamış olabilir.

Gölboğazı formasyonu dolomitlerinin özellikleri erken diyajenezde sığ denizel karbonat ortamında sığ gömülmeli (gelgit içi – gelgit altı) karışım suyu alanında düşük sıcaklıkta ve orta - derin gömülme alanındaki havzasal tuzlu sulardan yüksek sıcaklıklarda oluşumu önermektedir.

KAYNAKLAR

- Allan, J. R. and Mattheus, R. K. 1982, Isotopic Signature Associated With Early Meteoric Water Diagenesis, *Sedimentology*, 40, 797-817.
- Amthor, J. E. and Friedman, G. M. 1991, Dolomite – Rocks Textures and Secondary Porosity Development in Ellenburger Group Carbonates (Lower Ordovician), West Texas and Southeastern New Mexico, *Sedimentology*, 38, 343-362
- Andrew, T. and Robertson, A.H.F. 2002, The Beyşehir-Hoyran-Hadim Nappes: Genesis and Emplacement of Mesozoic Marginal and oceanic Units of The Northern Neotethys in Southern Turkey, *Jour. Geol.Soci. London*, 159, 529-543
- Andrews, J. E., Riding, R., Dennis, P.F. 1993, Stable Isotopic Compositions of Recent Fresh Water Cyanobacterial Carbonates from the British Isles: Local and Regional Environmental Controls, *Sedimentology*, 40, 303-314.
- Arthur, M. A., Anderson, T. F., Kaplan, I. R., Veizer, J., and Land, L. S. 1983, Stable Isotopes in Sedimentary Geology, *SEPM Short Course No:10*, 1-151.
- Banner, J. L., Hanson, G. N. and Meyers, W. J., 1988 a, 1988, Rare Earth Element and Nd Isotopic Variations in Regionally Extensive Dolomites from the Burlington Keokuk Formation (Mississippian): Implications for NTE Mobility During Carbonate Diagenesis, *Jour. Sedim. Petrol.*, 58, 415-432.
- Banner, J. L., Hanson, G. N. and Meyers, W. J. 1988 b, Fluidrock Interaction History of Regionally Extensive Dolomites of the Burlington-Keokuk Formation (Mississippian): Isotope Evidence. In: *Sedimentology and Geochemistry of Dolostones* (ed. V. Shukla and P. A. Baker), *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner.*, 43, 97-113.
- Bathurst, R. G. C. 1975, *Carbonate Sediments and Their Diagenesis*, Elsevier, Amsterdam, 658 p.
- Behrens, E. and Land, L. S. 1972, Subtidal Holocene Dolomite, Baffin Bay, Texas, *Jour. Sedim. Petrol.*, 42, 155-161.
- Bethke, C. M. 1985, A Numerical Model of Compaction Driven Ground-Water Flow and Heat Transfer, and its Application to the Paleohydrology of Intracratonic Sedimentary Basins, *Jour. Geophys. Res.*, 90, 6817-6828.
- Blumenthal, M. 1944, Bozkır Güneyinde Toros Sıradağlarının Serisi ve Yapısı, *İ.Ü.Fen Fak. Mec.*, B/9, 95-125.
- Blumenthal, M. 1949, Batı Toroslar'ın Örtü Lamboları, *Türkiye Jeol.Kur.Bült.*, 2/1, 30-40.
- Blumenthal, M. 1951, Batı Toroslar'da Alanya Ard Ülkesinde Jeolojik Araştırmalar, *M.T.A. Derg.*, D/5, 194 s.

- Boles, J. R. and Franks, S. G. 1979, Clay Diagenesis in Wilcox Sandstones of Southwest Texas: Implications of Smectite Diagenesis on Sandstone Cementation, *Jour. Sedim. Petrol.*, 49, 55-70.
- Brand, V. and Veizer, J. 1980, Chemical Diagenesis of Multicomponent Carbonate Systems: Trace Elements, *Jour. Sedim. Petrol.*, 50, 1219-1236.
- Budd, D. A. 1997, Cenozoic Dolomite of Carbonate Islands: Their Attributes and the Origin, *Earth Sci. Rev.*, 42, 1-47.
- Burns, S. J., Baker, P. A., Showers, W. J. 1988, the Factors Controlling the Formation and Chemistry of Dolomite in Organic-rich Sediments: Miocene Drakes Bay Formation, California. In: Shukla, V., Baker, P. A. (eds.), *Sedimentology and Geochemistry of Dolostones*, Society of Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ., 43, 41-52.
- Carballo, J. D., Land, L. S. and Miser, D. E. 1987, Holocene Dolomitization of Supratidal Sediments by Active Tidal Pumping, Sugarloaf Key, Florida, *Jour. Sedim. Petrol.*, 57, 153-165.
- Carpenter, A. B. 1980, The Chemistry of Dolomite Formation I: the Stability of Dolomite. In: *Concepts and Models of Dolomitization* (ed. by D. H. Zenger, J.B. Dunham and R. L. Ethington), *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner.*, 28, 111-121.
- Cathles, L.M. and Smith, A. T. 1983. Thermal Constraints on the Formation of Mississippi Valley-Type Lead-Zinc Deposits and Their Applications for Episodic Basin Dewatering and Deposits Genesis, *Econ. Geol.*, 78, 983-1002.
- Choquette, P. W. and Steinen, R. P. 1980. Mississippian Non-Supratidal Dolomite, Ste. Genevieve Limestone, Illinois Basin: Evidence for Mixid-Water Dolomitization. In: Zenger, D. H., Dunham, J. B., Ethington, R. L. (eds.), *Concepts and Model of Dolomitization*, *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, 28, 168-196.
- Ciner A., Karabiyikoglu M., Monod O, et al. 2008, Late Cenozoic sedimentary evolution of Antalya Basin, southern Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences* v. 17, is. 1, p. 1-41.
- Collins, A. G. 1975, *Geochemistry of Oilfield Waters*, Elsevier, New York, 496 p.
- Compton, J., Hall, D., Mallinson, D., Hodell, D. 1994, Origin of Dolomite in the Phosphatic Miocene Hawthorn Group of Florida, *Jour. Sediment. Res. Sect. A* 64, 638-649.
- DeBaar, H. J. W., Bacon, M. P. and Brewer, P. G. 1983, Rare Earth Distributions with a Positive Ce Anomaly in the Western North Atlantic Ocean, *Nature*, 301, 324-327.

- Degens, E. T. 1971, Stable Isotope Distribution in Carbonates: In G. V. Chilingar; H. J. Bissel ve R. W. Fairbridge (eds.): Carbonate Rocks Replacement in Sedimentology 9B, Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, 193-208.
- Dockal, J. A. 1988, Thermodynamic and Kinetic Description of Dolomitization of Calcite and Calcitization of Dolomite (dedolomitization), Carbonates and Evaporites, 3, 125-141.
- Dorobek, S.L. and Filby, R.H. 1988, Origin of Dolomites in a Downslope Biostrome, Jefferson Formation (Devonian), Central Idaho: Evidence from NTE Patterns, Stable Isotopes, and Petrography, Bull. Can. Petrol. Geol., 36, 202-215.
- Duggan, J. P., Mountjoy, E. W. and Stasiuk, L. D. 2001, Fault Controlled Dolomitization of Swan Hills Simonetta oil field (Devonian) Deep Basin West Central Alberta, Canada, Sedimentology, 48, 301-323.
- Duggan, J. P. 2004, Burial Dolomites at Swan Hills Simonette NTEf, West Central Alberta Basin, Can. Soc. Petrol. Geol., 2004 Dolomite Conference, 29 p.
- Dunham, R. J. 1962, Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. In: W. E. Ham. (Ed.); Classification of Carbonate Rocks, AAPG, 1, 108-121.
- Dunnington, H. V. 1967, Aspects of Diagenesis and Shape in Stylolitic Limestone Reservoirs. In: Origin of Oil, Geology and Geophysics, Proc. Seventh World Petroleum Congres, 2, 339-352.
- Dunoyer de Segonzac, G. 1970, The Transformation of Clay Minerals During Diagenesis and Low-Grade Metamorphism: A Review, Sedimentology, 15, 281-345.
- Elderfield, H., Hawkesworth, C. J., Greaves, M. J. and Calvert, S. E. 1981, Rare Earth Element Geochemistry of Oceanic Ferromanganese Nodules and Associated Sediments, Geochim. Cosmochim. Acta, 45, 513-528.
- El-Hinnawi, E. and Loukina, S. 1993, Isotopic Composition of Egyptian Cenozoic Limestones, Sediment., Egypt, 1, 35-42.
- Eren, M., Yeşilot-Kaplan, M. and Kadir, S. 2007, Petrography, Geochemistry and Origin of Lower Liassic Dolomites in The Aydıncık Area, Mersin, Southern Turkey, Turkish Jour. Earth Sci., 16, 339-362.
- Folk, R. L. 1959, Thin-Section Examination of Pre-Simpson Paleozoic Rocks. In: Stratigraphy of the Pre-Simpson Paleozoic Subsurface Rocks of Texas and Southeast New Mexico (eds. By V. E. Barnes, P. E. Cloud, Jr, L. P. Dixon, R. L. Folk, E. C. Jonas, A. R. Palmer and E. J. Tynan), University of Texas, Bur. Econ. Geol. Publ., 5924, 95-130.

- Fouke, B. 1993. Chronostratigraphy and Dolomitization of the Seroe Domi Formation, Curacao, Netherlands Antilles. PhD Dissertation, State University of New York, 747 pp.
- Gao, G. and Land, L.S. 1991, Early Ordovician Cool CNTEK Dolomite, Middle Arbuckle Group, slick Hills, SW Oklahoma, USA: Origin and Modification, *Jour. Sediment. Petrol.* 61, 161-173.
- Gao, G., Land, L. S. and Elmore, R. D. 1995, Multiple Episodes of Dolomitization in the Arbuckle Group, Arbuckle Mountains, South-Central Oklahoma: Field Petrographic and Geochemical Evidence, *Jour. Sediment. Res.*, 65, 321-331.
- Garven, G. and Freze, R. A. 1984, Theoretical analysis of the Role of Groundwater Flow in the Genesis of Stratabound Ore Deposits. I. Mathematical and Numerical Models, *Amer. Jour. Sci.*, 284, 1085-1124.
- Gedik, İ. 1977, Orta Toroslar'da Konodont Biyostratigrafisi, *Türkiye Jeol.Kur.Bült.*, 20/1, 35-48.
- Ghienne J.F., Monod O., Kozlu H. 2010, Cambrian - Ordovician depositional sequences in Middle East: A perspective from Turkey, *Earth Science Reviews*, v. 101, is. 3-4, p. 101-104.
- Given, R. K. and Wilkinson, B. H. 1987, Dolomite Abundance and Stratigraphic Age: Constraints on Rates and Mechanisms of Phanerozoic Dolostone Formation, *Jour. Sedim. Petrol.*, 57, 1068-1078.
- Gregg, J. M. and Sibley, D. F. 1984. Epigenetic Dolomitization and the Origin of Xenotopic Dolomite Texture, *Jour. Sedim. Petrol.*, 54, 908-931.
- Gregg, J. M. 1985, Regional Epigenetik Dolomitization in the Bonneterre Dolomite (Cambrian), Southeastern Missouri, *Geology*, 13, 503-506.
- Gregg, J. M. 1988, Origins of Dolomite in the Offshore Facies of the Bonneterre Formation (Cambrian), Southeast Missouri. In: Shukla, V. And Baker, P. A. Ed. *Sedimentology and Geochemistry of Dolostones*, *Soci. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, 43, 67-84.
- Gregg, J. M., Howard, S. A. and Mazzullo, S. J. 1992, Early Diagenetic Recrystallization of Holocene (<3000 years old) Peritidal Dolomites, Ambergis Cay, Belize, *Sedimentology*, 39, 143-160.
- Haas, J. and Demeny, A. 2002, Early Dolomitization of Late Triassic Platform Carbonates in the Transdanubian Range (Hungary), *Sediment. Geol.*, 151, 225-242.
- Hardie, L.A. 1987, Dolomitization: A Critical View of Some Current Views, *Jour. Sedim. Petrol.*, 57, 166-183.

- Holail, H. M. 1989, Carbon and Oxygen Isotopic Ratio of Dolomites from Gebal Ataqa, Abstract, 1 st International Conference of Geochemistry, Alexandria University, Egypt, p. 262.
- Holail, H. M., Lohmann, K.C., Sanderson, I. 1988, Dolomitization and Dedolomitization of Upper Cretaceous Carbonates, Bahariya Oasis, Egypt. In: Shukla, V., Baker, P. (eds.), *Sedimentology and Geochemistry of Dolostones*, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 43, 191-207.
- Hood, S. D., Nelson, C. S. and Kamp, P. J. J. 2002, Petrogenesis of the Tikorangi Formation Fracture Reservoir, Waihapa – Ngaere Field, Taranaki Basin, New Zeland Petrol. Confe. Proceed., 1-15.
- Hood, S. D., Nelson, C. S. and Kamp, P. J. J. 2004, Burial Dolomitisation in a Non-Tropical Carbonate Petroleum Reservoir: the Oligocene Tikorangi Formation, Taranaki Basin, New Zeland, *Sedim. Geol.*, 172, 117-138.
- Hudson, J.D. and Anderson, T. F. 1989. Ocean Temperatures and Isotopic Composition Through Time. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sci.*, 80, 183-192.
- Humphris, S. E. 1984, The Mobility of the Rare Earth Elements in the Crust. In: *Rare Earth Element Geochemistry* (ed. by P. Henderson), pp. 317-342, Elsevier, New York.
- Irwin, H., Curtis, C., Coleman, M. 1977, Isotopic Evidence for Source of Diagenetic Carbonates Formed During Burial of Organic-Rich Sediments, *Nature* 629, 209-213.
- Irwin, H. 1980, Early Diagenetic Carbonate Precipitation and Pore Fluid Migration in the Kimmeridge Clay of Dorset, England, *Sedimentology*, 27, 577-591.
- Janssen, C., Bohnhoff, M., Hoffmann-Rothe, A., Wetzel, U., Matar, A., Khatip, M. DESERT Research Group. 2007, Different Styles of Faulting Deformation along the Dead Sea Transform and Possible Consequences for the Recurrence of Major Earthquakes, *Jour. Geodyn.* 43, doi: 10.1016/j.jog.2007.01.002.
- Karakaş, Z. ve Varol, B. 1994, Petrography of Lacustrine Dolomites in Sivrihisar Neogene Basin and Interpretation of Their Depositional Environment Using Stable Isotopes ($\delta^{18}\text{O}$; $\delta^{13}\text{C}$), *Mineral Res. Expl. Bull.*, 116, 23-38.
- Kaufman, J., Meyers, W. J. and Hanson, G. N. 1990, Burial Cementation in the Swan Hills Formation (Devonian), Rosevear Field, Alberta, Canada, *Jour. Sedim. Petrol.*, 60, 918-939
- Keith, M. L. and Weber, J. N. 1964, Carbon and Oxygen Isotopic Composition of Selected Limestones and Fossils, *Geochim. Cosmochim. Acta* 28, 1787-1799.

- Kırmacı, M. Z. ve Akdağ, K. 2005, Origin of Dolomite in The Late Cretaceous – Paleocene Limestone Turbidites, eastern Pontides, Turkey, *Sedimentary Geology*, 181, 39-57.
- Kinsman, D. J. J. 1969, Interpretation of Sr^{2+} Concentrations in Carbonate Minerals and Rocks, *Jour. Sedim. Petrol.*, 39, 486-508.
- Land, L. S. and Hoops, G. K. 1973, Sodium in Carbonate Sediments and Rocks: A Possible Index to Salinity of Diagenetic Solution, *Jour. Sedim. Petrol.*, 43, 614-616.
- Land, L. S., Salem, M. R., Morrow, D. W. 1975, Paleohydrology of Ancient Dolomites: Geochemical Significance, *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 59, 1602-1625.
- Land, L. S. 1980, The Isotopic and Trace Element Geochemistry of Dolomite: the State of the Art. *SEPM Spec. Publ.*, 28, 87-110.
- Land, L. S., 1983, Dolomitization, *Amer. Assoc. Petrol. Geol. (Course Note Series)*, 24, 20 pp.
- Land, L.S. 1985, The Origin of Massive Dolomite, *Jour. Geol. Educ.*, 33, 112-125.
- Lee, Y. I. and Friedman, G. M. 1987, Deep-Burial Dolomitization in the Lower Ordovician Ellenburger Group Carbonates in West Texas and Southeastern New Mexico, *Jour. Sedim. Petrol.*, 57, 544-557.
- Lind, I. L. 1993, Stylolites in Chalk from Leg 130, Ontong java Plateau, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 130, 445-451.
- Lohmann, K. C. 1988, Stable Isotopes and Limestone Lithification, *Jour. Geol. Soc. Lond.*, 133, 637-660.
- Lu, F. H. and Meyers, W. J. 1998, Massive Dolomitization of a Late Miocene Carbonate Platform: a Case of Mixed Evaporative Brines with Meteoric Water, Nijar, Spain, *Sedimentology*, 45, 263-277
- Lumsden, D.N. and Chimahusky, J.S. 1980, Relationship Between Dolomite Nonstoichiometry and Carbonate Facies Parameters. In: Zenger, D.H., Dunham, J.B., Ethington, R.L. (Eds.), *Concepts and Models of Dolomitization*, *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.*, 28, 123-137.
- Machel, H.G. and Mountjoy, E. W. 1986, Chemistry and Environments of Dolomitization-A Reappraisal, *Earth. Sci. Rev.*, 23, 175-222.
- Machel, H. G. 1987, Saddle Dolomite as a by – Product of Chemical Compaction and Thermochemical Sulfate Reduction, *Geology*, 15, 936-940.

- Magara, K. 1978. *Compaction and Fluid Migration – Practical Petroleum Geology*, Elsevier, Amsterdam, 319 p.
- Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Brenner, R. L. and Gonzalez, L. A. 2002, Diagenetic History of Late Paleocene Potential Carbonate Reservoir Rocks, Kopet-Dagh Basin, NE Iran, *Jour. Petrol. Geol.*, 25, 465-484.
- Maliva, R. G. and Siever, R. 1988, Diagenetic Replacement Controlled by Force of Crystallization, *Geology*, 16, 688-691.
- Malone, M.J., Baker, P.A., Burns, S.J. 1994, Recrystallization of Dolomite: Evidence from the Montene Formation (Miocene), California, *Sedimentology*, 41, 1223-1239.
- Malone, M.J., Baker, P.A., Burns, S.J. 1996, Hydrothermal Dolomitization and Recrystallization of Dolomite Breccias from the Miocene Monterey Formation, Teququet Area, California, *Jour. Sediment. Res.*, 66, 976-990.
- Mattes B. W. and Mountjoy, E.W. 1980, Burial Dolomitization of the Upper Devonian Miette Build-up, Jasper National Park, Alberta. In: *Concepts and Models of Dolomitization* (ed. by D. H. Zenger, J. B. Dunham and R. L. Ethington), *Spec. Publ. Soci. Econ. Paleont. Miner.*, 28, 259-297.
- Matsumoto, R., Iijima, A. and Katayama, T. 1988. Mixed-water Hydrothermal Dolomitization of the Pliocene Shirahama Limestone, Izu Peninsula, Central Japan, *Sedimentology*, 35, 979-999.
- Mazzullo, S.J. 1992, Geochemical and Neomorphic Alteration of Dolomite: a review, *Carbonates Evaporites*, 7, 21-37.
- McHargue, T. R. and Price, R. C. 1982, Dolomite from Clay in Argillaceous or Shale-Associated Marine Carbonates, *Jour. Sedim. Petrol.*, 52, 873-886.
- McKenzie, J. A. 1981, Holocene Dolomitization of Calcium Carbonate Sediments from the Coastal Sabkhas of Abu Dhabi, UAE: a Stable Isotope Study, *Jour. Geol.*, 89, 185-198.
- McLennan, S.M. 1989, Rare Earth Elements in Sedimentary Rocks: Influence of Provenance and Sedimentary Processes. In: *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements* (ed. by B. R. Lipin and G.A. McKay), *Miner. Soc. Amer. Short Course*, 21, 169-200.
- Milliman, J. D. 1974, *Marine Carbonates, Recent Sedimentary Carbonates, Part I*, Springer-Verlag, New York, 375 p.
- Mitchell, H. G., Land, L. S. and Miser, D. N. 1987, Modern Marine Dolomite Cement in a North Jamaican Fringing NTEf, *Geology*, 15, 557-560.

- Monod, O. 1978, Güzelsu-Akseki Bölgesindeki Antalya Napları Üzerine Açıklama (Orta-Batı Toroslar, Türkiye) Türkiye Jeol.Kur.Bült., 19/1, 65-78.
- Montanez, I.P. and Read, J.F. 1992, Fluid – Rock Interaction History During Stabilization of Early Dolomites, Upper Knox Group (Lower Ordovician), U.S. Appalachians, Jour. Sediment. Petrol., 62, 753-778.
- Morrow, D.W. 1982 b, Diagenesis 2. Dolomite-Part 2: Dolomitization Models and Ancient Dolostones: Geosci. Can., 9, 95-107.
- Morrow, D. W. 1988, Diagenesis. Dolomite – Part I: The Chemistry of Dolomitization and Dolomite Precipitation, Geosci. Can. Rep. Ser., 4, 113-123.
- Morrow, D. W. 1990, Dolomite: Part 1. The Chemistry of Dolomitization and Dolomite Precipitation. In: McIlreath, A., Morrow, D. W. (eds.), Diagenesis, Geoscience Canada, 113-124.
- Morrow, D. W., 1998, Regional Subsurface Dolomitization: Models and Constraints, Geosci. Can., 25, 57-70.
- Morse, J. W. and Mackenzie, F. T. 1990, Geochemistry of Sedimentary Carbonates, Developments in Sedimentology, vol. 48, Elsevier, Amsterdam.
- Mountjoy, E. W. and Halim-Dihardja, M. K. 1990, Multiple Phase Fracture and Fault-Control Burial Dolomitization, Upper Devonian Wabamun Group, Alberta, Jour. Sediment. Petrol., 61, 590-612.
- Mriheel, L. Y. and Anketell, J. M. 2000, Dolomitization of the Early Eocene Jirani Dolomite Formation, Gabes-Tripoli Basin, Western Offshore, Libya, Jour. Pet. Geol., 23, 449-474.
- Muir, I. D. 1993 a, Deep-Burial Brecciation in the Devonian Upper Elk Point Group, Rainbow Basin, Alberta Western Canada. In: Paleokarst-Related Hydrocarbon Reservoirs, SPEM Core Workshop No: 18, 119-116.
- Muir, I. D. 1993 b, Formation of Solution-Collapse Breccias During Deep-Burial Diagenesis. AAPG Hedberg Research Conference “Unconformity and Porosity Development in Carbonate Strata: Recognition, Controls and Predictive Strategies” July. Vail Colorado.
- Murray R. C. and Lucia, F. J. 1967, Cause and Control of Dolomite Distribution by Rocks Selectivity, Bull. Geol. Soci. Amer., 78, 21-35.
- Nader, F. H., Swennen, R. and Ellam, R. M. 2007, Field Geometry, Petrography and Geochemistry of a Dolomitization Front (Late Jurassic, Central Lebanon), Sedimentology, 54, 1093-1119.
- Nicolaides, S. and Wallace, M. W. 1997, Pressure – Dissolution and Cementation in an Oligocene Tropical Limestone (Clifton Formation), Otway Basin, Australia.

- In: Cool Water Carbonates (eds. N. P. James and J. A. D. Clarke), SEPM Spec. Publ., 56, 249-261.
- Noble, E. A. 1963, Formation of Ore Deposits by Waters of Compaction, *Econ. Geol.*, 58, 1145-1156.
- Oliver, J. 1986, Fluids Expelled Tectonically from Orogenic Belts: Their Role in Hydrocarbon Migration and Other Geologic Phenomena, *Geology*, 14, 99-102.
- Oswald, E. J. 1992. Dolomitization of an Upper Miocene Reef Complex, Mallorca, Spain, PhD Dissertation State University of New York, Stony Brook, N. Y., 424 pp.
- Özçelik, O., 1984, Toroslar'da Bozkır yöresinin jeolojisi, tektonik evrimi ve petrol lanakalrı: S.Üç Müh. Mim. Fak., doktora tezi, 221s., Konya (Yayınlanmamış).
- Özgül, N. 1984 a, Alanya Bölgesinin Jeolojisi, *Türkiye Jeol.Kur.Bült.*, Ketin Simp., 97-120.
- Özgül, N. 1984 b, Stratigraphy and Tectonic Evolution of the Central Taurides. Proc. Symp. Geology of the Taurus Belt, Ankara, Inst. Miner. Res. Explor., Spec. Publ., 77-90.
- Özgül, N. 1997, Bozkır-Hadim-Taşkent (Orta Toroslar'ın Kuzey Kesimi) Dolayında Yer Alan Tektono-Stratigrafik Birliklerin Stratigrafisi, *M.T.A.Derg.*, 119, 113-174.
- Özkan, A.M., Koçak, K. ve Deli A. 2003, Akyar – Köprülü (Gündoğmuş - Antalya) Civarındaki Üst Triyas Kumtaşlarının (Kasımlar Formasyonu) Provenansı ve Petrografik Özellikleri, *F.Ü.Fen ve Müh.Bil.Derg.*, 15/2, 193-207.
- Özkan, A.M., ve Dinç, S. 2008, Hadim (Konya) Dolayındaki Karbonat Kayaçların (Üst Jurasik) Sedimentolojisi, S.Ü. Müh. Mim. Fak. bilimsel araştırma projesi, 138s., Konya (Yayınlanmamış).
- Pingitore, N.E. 1978, The Behavior of Zn^{2+} and Mn^{2+} During Carbonate Diagenesis: Theory and Applications, *Jour. Sedim. Petrol.*, 48, 799-814.
- Pingitore, N.E. 1982, The Role of Diffusion During Carbonate Diagenesis, *Jour. Sedim. Petrol.*, 52, 27-39.
- Pobb, B., Anderson, T.F. and Sandberg, P.A. 1986, Brachiopods as Indicators of original Isotopic Composition in Some Paleozoic Limestones, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 97, 1262-1269.
- Purser, B., Tucker, M. and Zenger, D. 1994, Problems, Progress and Future Research Concerning Dolomites and Dolomitization. In: Dolomites: A Volume in Honour of Dolomieu. In: Purser, B., Tucker, M. and Zenger, D. (eds.): Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment., 21, 3-20.

- Qing, H. and Mountjoy, E.W. 1992, Large-Scale Fluid Flow in the Middle Devonian Presqu'ile Barrier, Western Canada Sedimentary Basin, *Geology*, 20, 903-906.
- Qing, H. and Mountjoy, E.W. 1994 c, Rare Earth element Geochemistry of Dolomites in the Middle Devonian Presqu'ile Barrier, Western Canada Sedimentary Basin: Implications for Fluid – Rock ratios During Dolomitization, *Sedimentology*, 41, 787-804.
- Qing, H. 1998, Petrography and Geochemistry of Early – Stage, Fine- and Medium – Crystalline Dolomites in the Middle Devonian Presqu'ile Barrier at Pine Point, Canada, *Sedimentology*, 45, 433-446.
- Qing, H., Bosence, D. W. J. and Rose, E. P. F. 2001, Dolomitization by Penesaline Sea Water in Early Jurassic Peritidal Platform Carbonates, Gibraltar, Western Mediterranean , *Sedimentology*, 48, 153-163.
- Radke, B. M. and Mathis, R. L. 1980, On the Formation and Occurrence of Saddle Dolomite, *Jour. Sedim. Petrol.*, 50, 1149-1168.
- Railsback, L. B. and Hood, E. C. 2001, A Survey of Multi-Stage Diagenesis and Dolomitization of Jurassic limestones Along a Regional Shelf –to-Basin Transect in the Ziz Valley, Central High Atlas Mountains, Morocco, *Sedimentary Geology*, 139/3-4, 285-317.
- Randazzo, A. F. and Cook, D. J. 1987, Characterization of Dolomite Rocks from Coastal Mixing Zone of the Floridian Aquifer, USA, *Sediment. Geol.*, 54, 169-192.
- Rao, C. P. and Naqvi, I. H. 1977, Petrography, Geochemistry and Factor Analysis of a Lower Ordovician Subsurface Sequence, Tasmania, Australia, *Jour. Sedim. Petrol.*, 47, 1036-1055.
- Rao, C. P. 1989, Geochemistry of the Gordon Limestone (Ordovician), Mole CNTEK, Tasmania, *Australian Jour. Earth Sci.*, 36, 65-71.
- Reinhold, C. 1998, Multiple Episodes of Dolomitization and Dolomite Recrystallization During Shallow Burial in Upper Jurassic Shelf Carbonates, Eastern Swabian, South Germany, *Sediment. Geol.*, 71-95.
- Rosen, M.R., Miser, D. E., Warren, J. K. 1988, Sedimentology, Mineralogy and Isotopic Analysis of Pellet Lake, Coorong Region, South Australia, *Sedimentology*, 35, 105-122.
- Ruppel, S. C. and Cander, H. S. 1988, Dolomitization of Shallow-Water Platform Carbonates by Sea Water and Seawater Derived Brines: San Andreas Formation (Guadalupian), West Texas. In: Shukla, V. And Baker, P. A. (eds.): *Sedimentology and Geochemistry of Dolostones*, SEPM Spec. Publ. No: 43, 245-262.

- Satterley, A.K., Marshall, J.D., Fairchild, I.J., 1994, Diagenesis of an Upper Triassic reef complex, Wilde Kirche, Northern Calcareous Alps, Austria. *Sedimentology* 41, 935–950.
- Sass, E. and Bein, A. 1988, Dolomites and Salinity: a Comparative Geochemical Study. In: *Sedimentology and Geochemistry of Dolostones* (ed. by V. Shukla and P. A. Baker), Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., 43, 223-233.
- Schedl, A., McCabe, C., Montanez, I. P., Fullager, P. D. and Valley, J. M. 1992, Alleghenian Regional Diagenesis: A Response to the Migration of Modified Metamorphic Fluids Derived from Beneath the Blue Ridge-Piedmont Thrust Sheet, *Jour. Geol.*, 100, 339-352.
- Schofield, K. 1984, Are Pressure Solution, Neomorphism and Dolomitisation Genetically Related? In: *Stylolites and Associated Phenomena – Relevance to Hydrocarbon Reservoirs*, Spec. Publs Abu Dhabi Nat. Reservoir Res. Found., 183-201.
- Searl, A. 1994, Discontinuous Solid Solution in Ca – rich Dolomites: The Evidence and Implications for the Interpretation of Dolomite Petrographic and Geochemical Data. In: Purser, B., Tucker, M., Zenger, D. (Eds.), *Dolomites. A Volume in Honour of Dolomieu*, Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ., 21, 361-376.
- Shanmugam, G. and Benedict, G. L. III. 1983, Manganese Distribution in the Carbonate Fraction of Shallow and Deep Marine Lithofacies, Middle Ordovician, Eastern Tennessee, *Sedimentary Geology*, 35, 159-175.
- Shaw, S. K. 1989, Occurrence, Geochemistry and Origin of Early Diagenetic Carbonates of the Hawthorn Group (Miocene), Florida (Unpublished MS Thesis), University of South Florida, Tampa, Florida, 169 pp.
- Shukla, V. 1988, Sedimentology and Geochemistry of a Regional Dolostone: Correlation of Trace Elements With Dolomite Fabrics. In: Shukla, V. And Baker, P.A. (eds.): *Sedimentology and Geochemistry of Dolostones*, SEPM Spec. Publ. 43, 145-147.
- Sibley, D. F. 1982, The Origin of Common Dolomite Fabrics, Clues from the Pliocene, *Jour. Sedim. Petrol.*, 52, 1087-1100.
- Sibley, D. F. and Gregg, J. M. 1987, Classification of Dolomite Rock Textures, *Jour. Sedim. Petrol.*, 57, 967-975.
- Sibley, D. F., Dedoes, R. E. and Bartlett, T. R. 1987, Kinetics of Dolomitization, *Geology*, 15, 1112-1114.
- Sibley, D. F. 1990, Unstable to Stable Transformations During Dolomitization, *Jour. Geol.*, 98, 739-748.

- Sperber, C.M., Wilkinson, B.H., Peacor, D.R. 1984, Rock Composition, Dolomite Stoichiometry and Rock/Water Reactions in Dolomitic Carbonate Rocks, *Jour. Geol.*, 92, 609-692.
- Spry, A. 1969, *Metamorphic Textures*, Pergamon Press, Oxford, 350 pp.
- Srinivasan, K. and Walker, K. R. 1993, Sequence Stratigraphy of an Intraself Basin Carbonate Ramp to Rimmed Platform Transitions of the Maryville Limestone (Middle Cambrian) Southern Appalachians, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 105, 883-896.
- Srinivasan, K., Walker, K. R. and Goldberg, S. A. 1994, Determining Fluid Source and Possible Pathways During Burial Dolomitization of Maryville Limestone (Cambrian), Southern Appalachians, USA, *Sedimentology*, 41, 293-308.
- Staudt, W., Oswald, E. J. and Schoonen, M. 1993. Dolomitization of Sodium, Chloride and Sulfate in Dolomites: a new Technique to Constrain the Composition of Dolomitizing Fluids, *Chem. Geol.*, 107, 97-109.
- Steuber, A. M., Pushkar, P. and Hetherington, E. A. 1984, A Strontium Isotopic Study of Smackover Brines and Associated Solids, Southern Arkansas, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 1637-1649.
- Sun, S. Q. 1994, A Reappraisal of Dolomite Abundance and Occurrence in the Phanerozoic, *Jour. Sediment. Res.*, 64, 394-404.
- Suzuki, Y., Iryu, Y., Inagaki, S., Yamada, T., Aizawa, S., Budd, D. A. 2006, Origin of Atol Dolomites Distinguished by Geochemistry and Crystal Chemistry: Kita-Daito-Jima, Northern Philippine Sea, *Sedimentary Geology*, 183, 181-202.
- Tan, F. C. and Hudson, J. D. 1971, Carbon and Oxygen Isotopic Relationships of Dolomite and Co-existing Calcites, Great Estuarine Series (Jurassic) Scotland, *Geochim. Cosmochim. Acta* 35, 755-767.
- Taylor, T. R. 1982, Petrographic and Geochemical Characteristic of Dolomite Types and the Origin of Ferroan Dolomite in the Trenton Formation, Michigan Basin (PH. D. dissert): East Lansing, Michigan State University, 76 p.
- Thompson, G. 1972, A Geochemical Study of Some Lithified Carbonate Sediments from the Deep Sea, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 36, 1237-1253.
- Török, A. 2000, Formation of Dolomite Mottling in Middle Triassic Ramp Carbonates (Southern Hungary), *Sediment. Geol.*, 131, 131-145.
- Tucker, M. E. and Wright, V. P. 1990, *Carbonate Sedimentology*, Blackwell Scientific Publ., Oxford, 482 p.
- Turan, A. 1990, Toroslar'da Hadim (Konya) ve Güneybatısının Jeolojisi, stratigrafisi ve Tektonik Gelişimi, S.Ü.Fen Bil. Enst., Doktora Tezi, 229 s., Konya (Yayınlanmamış).

- Turan, A. 1997, Bağbaşı ve Korualan Kasabaları (Hadim - Konya) Arasındaki Otokton ve Allohton Birliklerin Stratigrafisi, S.Ü.Müh.Mim.Fak. Derg., 12/1, 46-62.
- Turan, A. 2000, Karaköy (Gündoğmuş)-Hadim Arasındaki Toroslar'ın Stratigrafisi, DEÜ Müh.Fak.Derg., 2/1, 61-89.
- Vahrenkamp, V. C. and Swart, P. K. 1990, New Distribution Coefficient for the Incorporation of Strontium into Dolomite and its Implications for the Formation of Ancient Dolomites, *Geology*, 18, 387-391.
- Varol, B. 1992, Doğu Toroslar Geyikdağı Birliğinde Orta Devonyen (Şafaktepe formasyonu) Dolomitlerinin Petrografisi ve Kökeni (Tufanbeyli-Saimbeyli), M.T.A.Derg., 114, 37-46.
- Varol, B. ve Magaritz, M. 1992, Dolomitization, Time Boundaries and Unconformities: Examples from the Dolostone of the Taurus Mesozoic Sequence, South-Central Turkey, *Sedimentary Geology*, 76, 117-133.
- Varol, B. and Matsumoto, R. 2005, Early and Late Dolomites in The Carbonate Platform: An Example From Middle Devonian Carbonates of The Taurus Mountains, South-Central Turkey, *N. Jb. Miner. Abh.*, 181/2, 135-145.
- Veizer, J. 1977, Diagenesis of Pre-Quaternary Carbonates as Indicated by Tracer Studies, *Jour. Sedim. Petrol.*, 46, 565-581.
- Veizer, J. 1978, Simulation of Limestone Diagenesis – a Model Based on Strontium Depletion: Discussion, *Can. Jour. Earth. Sci.*, 15, 1683-1685.
- Veizer, J. 1983 a, Trace Elements and Isotopes in Sedimentary Carbonates, *Rev. Miner.*, 11, 265-300.
- Veizer, J. 1983 b, Chemical Diagenesis of Carbonates: Theory and Application of Trace Element Technique. In: Arthur, M.A., Anderson, T.F., Kaplan, I.R., Veizer, J., Land, L.S. (Eds.), *Stable Isotopes in Sedimentary Geology*, Soc. Econ. Paleont. Miner. Short Course, Vol. 10, pp. 3.1-3-100.
- Verhaert, G., Muchez, P., Sintubin, M., Similox-Tohon, D., Vandycke, S., Keppens, E., Hodge, E. J. and Richards, D. A. 2004, Origin of Paleofluids in an Normal Fault Setting in the Aegean Region, *Geofluids*, 4, 300-314.
- Walls, R. A., Mountjoy, E. W., Fritz, P. 1979, Isotopic Composition and Diagenetic History of Carbonate Cements in Devonian Golden Spike NTEf, Alberta, Canada, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90, 963-982.
- Walker, R. G. 1975, Generalized Facies Models For Resedimented Conglomerates of Turbiditic Association, *Geol. Soci. Amer. Bull.*, 105-112.
- Wanas, H. A. 2002, Petrography, Geochemistry and Primary Origin of Spheroidal Dolomite from the Upper Cretaceous/Lower Tertiary Maghra El-Bahari

Formation at Gabal Ataq, Northwest Gulf of Suez, Egypt, *Sediment. Geol.*, 151, 211-224.

Warren, J. 2000, Dolomite: Occurrence, Evolution and Economically Important Associations, *Earth, Science Reviews*, 52, 1-81.

Yao, C. M., Gregg, J. M. and Shelton, K. L. 2000, Dolomitization and Dolomite Neomorphism: Trenton and Black River Limestones (Middle Ordovician), Northern Indiana, U.S.A., *Jour. Sediment. Res.*, 70/1, 265-274.

Zenger, D. H. 1983, Burial Dolomitization in the Lost Burro Formation (Devonian), East-Central California, and the Significance of Late Diagenetic Dolomitization, *Geology*, 11, 519-522.

Zenger, D. H. And Dunham, J. B. 1988, Dolomitisation of Siluro – Devonian Limestones in a Deep Core (5,350 M), Southeastern New Mexico. In: Shukla, V.,

EKLER

EK-1 Söğüt Yayla - Gölboğazı Yayla - Meydancık Yayla (Hadim-Konya) Dolayının Jeoloji Haritası.

EK-2 Söğüt Yayla - Gölboğazı Yayla - Meydancık Yayla (Hadim) Dolayının Ölçülü Stratigrafi Kesitleri Korelasyonu

ÖZGEÇMİŞ

KİŞİSEL BİLGİLER

Adı Soyadı : Emre BİÇER
Uyruğu : T.C.
Doğum Yeri ve Tarihi : Konya, 1985
Telefon :
Faks :
e-mail : emrebicer @ gmail.com

EĞİTİM

Derece	Adı, İlçe, İl	Bitirme Yılı
Lise	: Muhittin Güzelkılınc Lisesi, Meram, Konya	2003
Üniversite	: Selçuk Üniversitesi, Selçuklu, Konya	2008
Yüksek Lisans :		
Doktora :		

İŞ DENEYİMLERİ

Yıl	Kurum	Görevi
2010	Zemin Laboratuvarı	Jeoloji Mühendisi

YABANCI DİLLER

İngilizce