

Doğu Pontidler'de (KD Türkiye) Üst Jura - Alt Kretase yaşlı Berdiga kireçtaşında gözlenen diyajenetik kuvars dokuları ve oluşum koşulları

Diagenetic quartz fabrics and their occurrence conditions in Upper Jurassic-Lower Cretaceous Berdiga limestone (Eastern Pontids, NE Turkey)

M. Ziya KIRMACI Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Trabzon

Öz

Doğu Pontid'lerde yaygın olarak yüzeyleyen Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Berdiga kireçtaşının değişik litofasiyeslerinde ve karbonatlı fosillerinde farklı dokusal özelliklere sahip, çimento ve ornatma şeklinde, diyajenetik kuvarslara rastlanılmıştır. Sünger spikülleri, radyolaryalar ve kilttaşları ile K-feldspat içeren volkanik ve granitik kayalar diyajenetik kuvarsların oluşumu için gerekli silis kaynağını oluşturur.

Karbonatların çözülmesi ve/veya silisin karbonatları ornatması olayında çeşitli modeller önerilmiştir. Bunlardan "silisleşmenin kristalleşme kuvveti tarafından kontrol edilen bir ornatma mekanizması ile meydana geldiği" modeli Berdiga kireçtaşında gözlenen ornatma olaylarını en iyi açıklayan modeldir. Diğer bazı modeller (özellikle organik maddenin bakteriyel çürümesi) olası olarak karbonatların silisleşmesinde yersel ve ancak başlangıç için çekirdek bir rol oynamış olabilir.

Berdiga kireçtaşında saptanan diyajenetik kuvars tiplerinin farklı diyajenetik ortamlarla ya da bu ortamlarla ya da bu ortamlara ait diyajenetik ürünlerle olan ilişkilerine bakıldığında bu kuvarsların eş yaşlı olmadıkları, gömülme zaman fonksiyonuna bağlı olarak (hacimsel azalma ile birlikte), sığ gömülme ortamlarından derin gömülme ortamlarına doğru kalseduan-kuartzin-mikrokristalen kuvars-megakuvars şeklinde bu oluşum dizilimine sahip oldukları görülür.

Anahtar Sözcükler: Berdiga kireçtaşı, diyajenetik kuvars, kalseduan, kuartzin, mikrokristalin kuvars, megakuvars, silisleşme.

Abstract

Diagenetic quartz crystals with different textural features are observed as cement and replacement in various litologies and fossils of the Berdiga limestone of Upper Jurassic-Lower Cretaceous age which has widespread exposures in eastern Pontids. Spongia spicules, radiolarian tests, clay stones, granitic and volcanic rocks rich in K-feldspar is the source for the silica required for the formation of diagenetic quartz.

Various models have been proposed to explain the dissolution of carbonates and/or the replacement of carbonates by silica. The most appropriate model is the one which explains that silicification observed in the Berdiga limestone is likely to be due to a replacement mechanism controlled by the force of crystallization. The other models (especially bacterial decay of organic substances) may have played a role locally during the initiation of silicification of carbonates.

Comparasion of diagenetic quartz types found in the Berdiga limestone with various diagenetic environments and/or diagenetic products of these environments has shown that diagenetic quartz crystals are not contemporaneous, and that, depending on the time-depth function (together with volumetric shrinkage) they are observed to change from chalcedony-to quartzine-to microcrystalline quartz-and to megaquartz from shallow to deep burial environments.

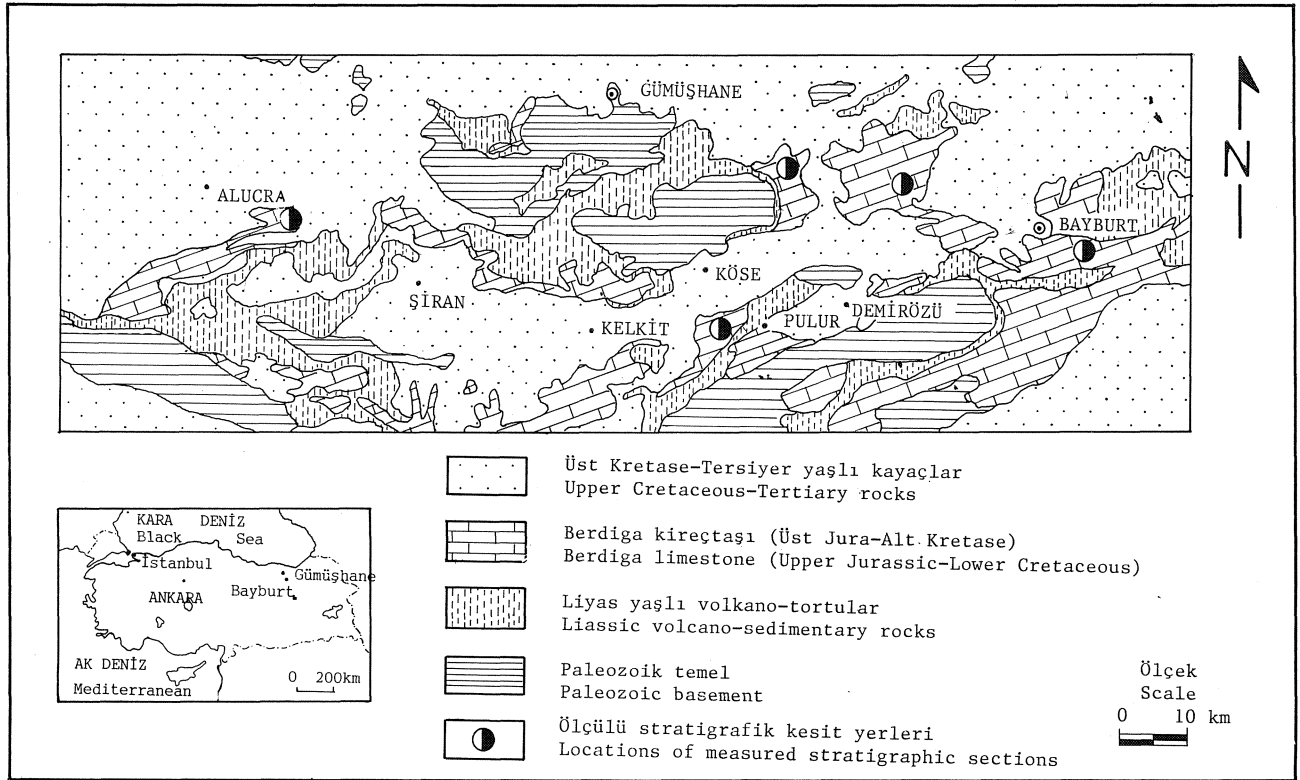
Key Words: Berdiga limestone, diagenetic quartz, chalcedony, quartzine, microcrystalline quartz, megequartz, silicification.

GİRİŞ

Berdiga kireçtaşının değişik litofasiyeslerinde ve karbonatlı fosillerinde boyları birkaç mm. den birkaç cm. ye varan büyüklüklerde değişik tip diyajenetik kuvarslara rastlanılmıştır. Bu kuvarsların büyük bir kısmı ornatma, çok az bir kısmı da çimento şeklindedir. Bunun yanı sıra, bazı yörelerdeki dizilerin en üst ve/veya taban seviyelerindeki katmanlar içerisinde boylan birkaç cm. ye varan büyüklüklerde çört nodülleri görülür. Ornatma şeklindeki kuvarsların bolluğu bazı fosil grup-

larıyla güçlü bir şekilde ilişkilidir. Bu çalışma, Berdiga kireçtaşında gözlenen farklı dokusal özelliklere sahip diyajenetik kuvarsları tanımlamayı amaçlamaktadır. Bu amaçla, bölgede geniş bir yayılıma sahip olan Berdiga kireçtaşının farklı yörelerdeki dizilerinden beş stratigrafik kesit (Şekil 1) ve bunlara bağlı olarak yaklaşık 1000 sistematik örnek alınmıştır.

Örneklerin ayrıntılı mikroskopik incelenmeleri sonucu kayaçların bileşen içerikleri, dokusal ve diyajenetik gelişimleri belirlenmiştir. Bunlarla diyajenetik ku-



Şekil 1. inceleme alanının basitleştirilmiş jeolojik haritası (Gattinger, 1962) ve stratigrafik kesit alım yerleri.

Figure 1. Simplified geological map of the study area (after Gattinger, 1962) and locations of stratigraphic sections.

varsar arasındaki ilişkiler araştırılarak silisleşmenin nasıl, ne zaman ve hangi koşullara bağlı olarak meydana geldiği, gömülme ve zaman fonksiyonuna bağlı olarak nasıl bir dokusal gelişim gösterebilecekleri; ve kuvars oluşumu için gerekli silisin nereden ve nasıl sağlanabileceği (Berdigana kireçtaşına ait dizilerin alt ve üstündeki birimlerin de litolojik gelişimleri göz önüne alınarak) sorununa çözüm aranmıştır.

JEOLJİK KONUM

Bölgede Mesozoyik tortullaşması Paleozoyik yaşlı temel kayalar üzerine uyumsuz olarak gelen ve genelde benzer litolojik özellikler gösteren Liyas yaşlı kayalar ile başlar (Şekil 2). Bu kayalar, yersel olarak kireçtaşı ve gösel-sığ deniz tortulları içeren volkanotortul dizilerden oluşur (Pelin, 1977, Açar, 1977; Kesgin, 1983; Eren, 1983; Hacıoğlu, 1983; Özer, 1984; Korkmaz ve Baki, 1984; Bergougnan, 1987; Akdeniz, 1988). Bölge, Liyas transgresyonu ile denizel ortama dönüşmüş ve Üst Jura-Alt Kretase döneminde platform özelliği kazanmıştır. Bunun sonucu olarak da platform karbonatları (Berdiga kireçtaşı) çökeltiştir.

Genel olarak, Liyas yaşlı volkanotortul diziler üzerine uyumlu, yersel olarak da Paleozoyik yaşlı temel

kayaçlar üzerine uyumsuz olarak gelen Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Berdiga kireçtaşı yanal ve düzey yönde değişik litofasiyelerden oluşur (Kırmacı, 1992). İnceleme alanında, Berdiga kireçtaşından gözlenen litofasiyelerden siliklastik-karbonat karışımı litofasiyeleri havzanın kıyı kesimlerini; dolomit litofasiyesi gel-git üstü ve gel-git arası; peloidli tanetaşı-vaketaşı ve çamurtaşı litofasiyeleri gel-git arası ve gel-git altı lagünel; oolitik tanetaşı ve/eya ooidli tanetaşı-istiftaşı litofasiyesi resif gerisi; bol sünger spiküllü yüzentaş (floatstone) ortamlarını karakterize eder. Buna karşın, inceleme alanının dışında ve hemen güney kesimlerinde Berdiga kireçtaşı, radyolarya ve sünger spiküllü vaketaşı-çamurtaşı dokusal özelliğinde gelişmiş olup, derin deniz ortamında çökeltmiştir (Burşuk, 1975).

İnceleme alanında, Berdiga kireçtaşı farklı litofasiyelere sahip Üst Kretase ve/veya daha genç birimler tarafından uyumsuz olarak üstlenilir.

PETROGRAFI VE DİYAJENETİK KUVARS DOKULARI

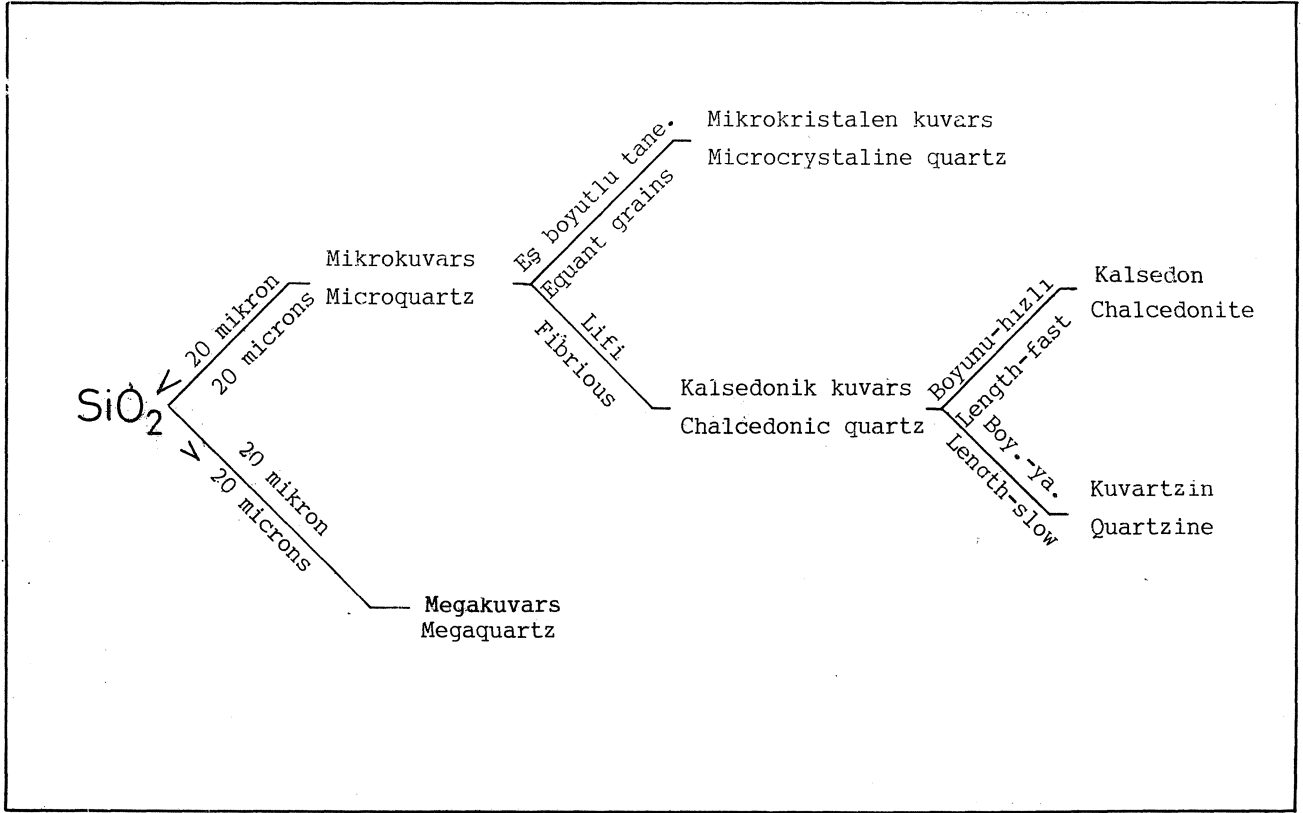
Berdiga kireçtaşına ait ince kesitlerde gözlenen çimento ve ornatma şeklindeki kuvarslar: kalsedonik kuvars, mikrokristalen kuvars ve megakuvars gibi farklı dokusal özelliklerde gelişmiştir (Şekil 3).

DOĞU PONTİDLERDEBERDİGA KİREÇTAŞI

SİSTEM SYSTEM	SERİ SERIES	FORMASYON FORMATION	KALINLIK m. THICKNESS	LİTOLOJİ LITHOLOGY	AÇIKLAMALAR EXPLANATIONS
TERSIYER TERTIARY	EOSEN EOCENE	ALİBABA	400-600		Traverten (Travertine)
					Lav, tüf ve aglomera Lava, tuff and agglomerate
KRETASE CRETACEOUS	Ü. KRETASE U. CRETACE.	KERMUTDERE	300		Andezit (Andesite)
					Gri-sarı renkli tüfit ve Grey-yellow tuffite and agglomerate
U R A JURASSIC	ALT KRETASE L. CRETACEOUS	BERDİGA KİREÇTAŞI OTL. KERMUTDERE	150-300		Türbiditik seri (kumtaşı-kiltaşı aralanması) Turbidites
					Kırmızı renkli Globotruncana'lı mikritik kireçtaşı Red pelagic limestone with Globotruncana
LİYAS LIASSIC	DOĞGER-MALM DOGGER-MALM	HAMURKESEN	200-2000		Ofiyolitik olistostromal melanj(OTL. Otlukbeli F.) Ophiolitic olistostromal melange(OTL.Otlukbeli F.)
					İnce katmanlı, çörtlü mikritik kireçtaşı Thin bedded cherty micritic limestone
PERMO-KARBONİFER PERMO-CARBONIFEROUS	KARAKAYA KARAKAYA	ÇALTEPE	290		Dolomit ve dolomitik kireçtaşı Dolomite and dolomitic limestone
					Oolitik kireçtaşı Oolitic limestone
GÜMÜSHANE GRANİTİ	KARAKAYA KARAKAYA	ÇALTEPE	250		Kumtaşı, silttaşı, kiltası, kireçtaşı, aglomera ve tüf ardışımı Alternation of sandstone, siltstone, claystone, limestone, agglomerate and tuff.
					Kırmızı renkli, ammonitli mikritik kireçtaşı Red micritic limestone with ammonides
PERMO-KARBONİFER PERMO-CARBONIFEROUS	KARAKAYA KARAKAYA	ÇALTEPE	250		Kireçtaşı Limestone
					Kumtaşı, ortokuvarsit, çakıllı kumtaşı ve çakıltaşı ardışımı Alternation of sandstone, orthoquartzine, conglomeratic sandstone and conglomerate
GÜMÜSHANE GRANİTİ	KARAKAYA KARAKAYA	ÇALTEPE	250		Metamorfik kayalar (Pulur Masifi) Metamorphic rocks (Pulur Massive)
					Granit Granite
					Ölçetsiz Not to scale

Şekil 2. inceleme alanının basitleştirilmiş stratigrafik kesiti.

Figure 2. Simplified stratigraphic section of the study area.



Şekil 3. Berdiga kireçtaşında tanımlanan diyagenetik kuvars dokularının Folk ve Pittman (1971)'a göre sınıflandırılması.

Figure 3. Classification of diagenetic quartz fabrics described in Berdiga limestone, according to Folk and Pittman (1971).

Kalsedonik kuvarlar

Bu kuvarlar Berdiga kireçtaşında görülen çimento ve ornatma şeklindeki kuvarların büyük bir kısmını oluşturur. Kalseduan (boyuna-hızlı kalseduan) ve kuvartzin (boyuna-yavaş kalseduan) gibi farklı iki dokuda gelişmişlerdir.

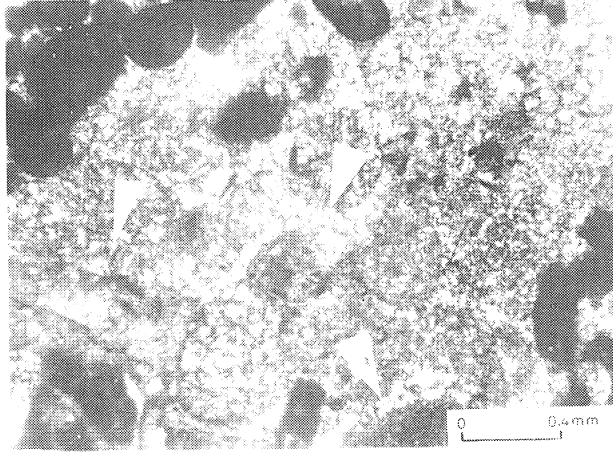
Kalseduan: Bu tip kuvarlar kuvartzinlere göre daha az yaygın olmalarına karşın, buldukları kayalar içerisinde geniş bir alanı kapsarlar (Şekil 4). Büyük bir kısmı çimento şeklindedir. Lifi yapıdaki kristaller tane kenarlarına dik ve birbirlerine göre yarı paralel ışınal bir büyüme gösterir. Kristal boyları gözenek merkezine doğru giderek arlar. İnklüzyon içermezler. Sönme yaklaşık [1120] uzanım yönünde kristallerin burkulma periyodlarına bağlı olarak gelişmiştir (Frondele, 1978). Bununla birlikte, zig-zag şeklinde sönme gösteren (zebraya benzer bir görüntü veren) kalseduan (zebraic chalcedony; Folk ve Pittman, 1971) kristalleri de mevcuttur. Liflerin boylan ve sönme şekli bantlar arasında değişken olmasına karşın, bantlar içerisinde düzenlidir.

Kuvartzin: Bu tip kuvarlar yalnızca ornatma şeklinde görülür. Bu ornatmalar farklı iki yapıda gelişmiştir (Şekil 5), mikroyapıya bağlı olarak (ornatmaların bü-

yük bir kısmı bu şekildedir) ve sferulitik yapıda gelişen ornatmalar. Mikroyapıya bağlı olarak gelişen ornatmalar yalnızca bazı pelecypod (özellikle Requienia ve Toucasia tip pelecypod) kavkaları üzerinde görülür. Buradaki kuvartzin lifleri kavkı mikro yapısına bağlı bir yönelme gösterir. Yani, kuvartzin kristalleri kavkı mikroyapılarının daha sonraki yalancı şekli durumdadır. Bu tip ornatmalarda, birbirlerine göre paralel dizilmiş kuvartzin liflerinin her bir kavkı prizmasının uzun eksenine paralel ve/veya hafif eğik olarak geliştikleri görülür. Sferulitik yapıdaki ornatmalar fosil kavkaları ve/veya kayacın belli bir kesimi üzerinde gelişmiş olup, kayalar içerisinde az miktarlarda görülür. Bu tip ornatmalar, kuvartzin liflerinin kavkı mikroyapısından bağımsız gelişen ışınal düzenlemelerle karakteristiktir. Bu yapılar ince kristallerde liflerin merkezi bir noktadan dışarıya doğru dairesel ya da yelpaze şeklindeki büyümeleri olarak görülür.

Gerek mikroyapıya bağlı gerekse sferulitik yapıdaki ornatmalar kavkının iç kısımlarından kavkı kenarına doğru giderek artan bir büyüme gösterir. Kuvartzin kristalleri içerisinde bulunan ve geçen ışıkta (alttan aydınlatmalı) siyahimsi veya kahverengimsi, yansıtılan ışıkta (üstten aydınlatmalı) beyaz renkte görülen

mikroyapılar ornatılmamış kavkıya ait inklüzyonlardır. Her iki tip ornatma şeklindeki kuvaitzinler aynı kay aç içerisinde birlikte görülebilirler.



Şekil 4. Tane iuası bokluklarda ve ooid tanelen ü/crindc gelişen kalseduan tip kuvarsları gösterir fotonik-rograf. Kalseduan liflerinin tane arası boşluklardaki büyümeleri tane kenarlarına dik yöndedir (oklarla gösterilmiş).

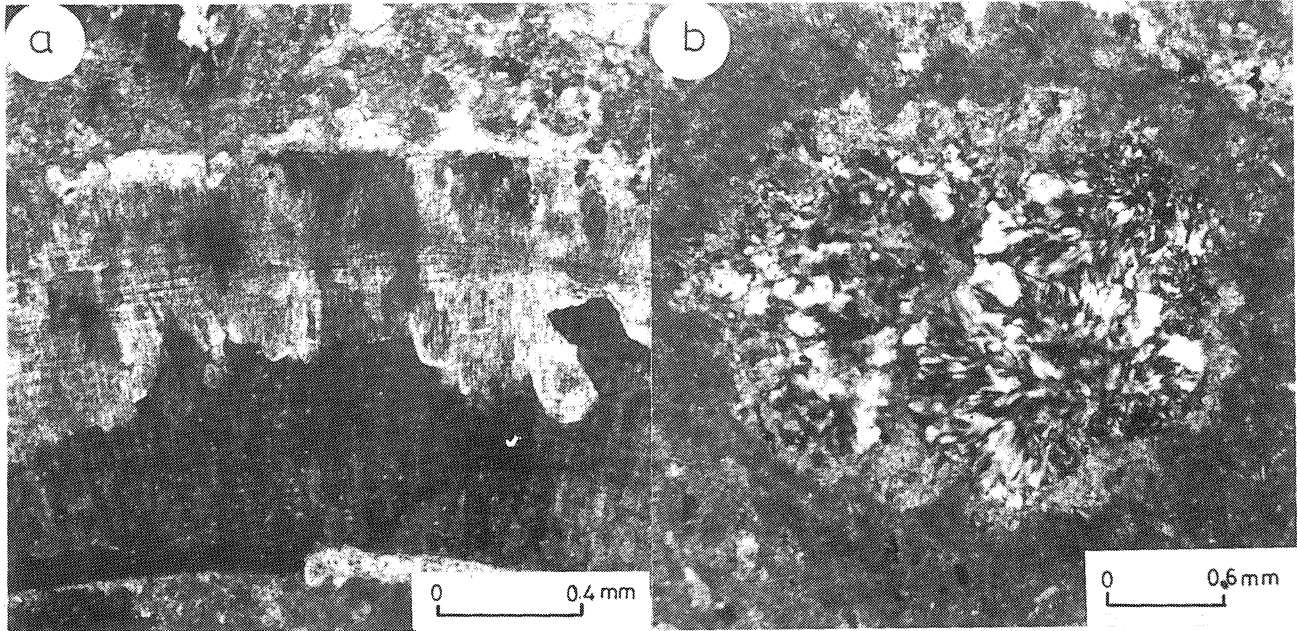
Figure 4. Photomicrograph of the chalcedony type quartz formed in intergranular pores and on the surface of ooids. Chalcedony fibers grown in intergranular pores are perpendicular to the edges of the grains (arrows).

Mikrokristalen kuvarslar

Bu tip kuvarslar çok küçük (20 jnm veya daha küçük), eş boyutlu ve/veya hafif olarak uzamış kuvars as tanelerinden oluşur (Şekil 6). Bu kristallerin oluşturduğu kümeler iğne ucu şeklinde (pinpoint) bir sönme gösterir. Kayaçlar içerisinde çimento ve ornatma şeklinde nadir olarak görülürler. As taneler arasında çok az miktarlarda kalsit kalıntıları ve/veya inklüzyon olarak küçük boyutlu pirit kristalleri bulunabilir.

Megakuvarsıar

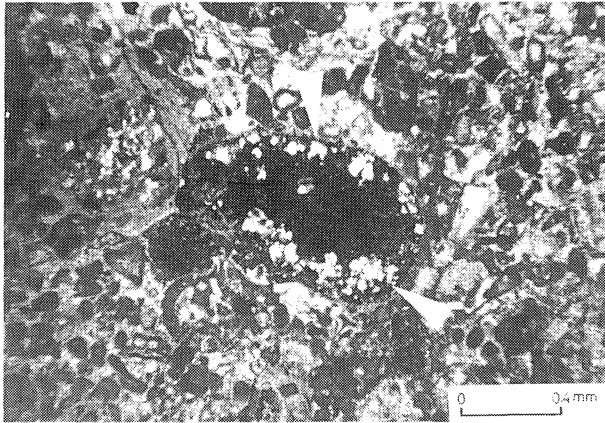
Bu tip kuvarslar, kristal boyları 20 jam'dan daha büyük, öz ve/veya yarı öz şekilli tekçe tanelerden oluşur. Kayaçlar içerisinde küçük prizmatik çubuklar; prizma yüzeyleri iyi gelişmiş ve iç kısımlarında değişik oranlarda kalsit kalıntıları (pöikilitik dokulu) veya inklüzyonlar ihtiva eden öz şekilli taneler; gözenek boşluklarında iri taneli beyaz-duru dolomitlerin yerini alan yan öz şekilli taneler; ve karadan türeme kuvars taneleri üzerinde sintaksiyal büyüme gibi değişik şekillerde görülebilirler (Şekil 7). Küçük prizmatik çubuk şeklinde olanlar çoğunlukla mikritik kayaçlar içerisinde (çamur-taşı ve vaketası), çok az olarak da diğer dokusal özelliklerdeki kayaçların mikritik yapıları üzerinde görülür. Genel olarak, kayaçlar içerisinde gelişmiş güzel dağılmışlardır. Ayrıca, stilolit zonları boyunca geliş-



Şekil 5. Kuvartzin tip ornatmaları gösteril- İblomigrograflar. a) Pelecypod kavkılarında, kavkı mikroyapısına bağlı gelişen ornatmalar, b) Bir sünger parçasında sfelüritik yapıdaki ornatmalar.

Figure 5. Photomicrographs of quartzine type replacements, a) Microstructure controlled replacements in pelecypod shells, b) Spherulitic replacement in a spongia fragment.

miş olanları da mevcuttur. Bunların boylan 50-150 μm arasında değişir. Bazılarının içerisinde çok küçük boyutlu pirit kristalleri inklüzyon olarak görülebilir. Prizma yüzeyleri iyi gelişmiş ve iç kısımlarında değişik oranlarda kalsit kalıntıları bulunan (pökilitik doku gösteren) megakuvarlarda önce kenar yüzeyler oluşmakta ve büyüme daha sonra bu yüzeylerden itibaren iç kısımlara doğru giderek artmaktadır. Yani, öne megakuvarların öz şekli (hegzagonal bipiramil) beklemekte ve daha sonra, kristal oluşumu belirlenen bu yüzeyler içerisinde gerçekleşmektedir. Bu nedenle, bu tip megakuvarların iç kısımlarda (silisleşme oranına bağlı olarak) değişik miktarlarda inklüzyon ya da yama şeklinde kalsit kalıntıları (çoğunlukla pökilitik bir doku oluşturacak şekilde) bulunmaktadır. Bunların boyutları 150-350 μm arasında değişir. Karadan türeme kuvarlar üzerinde aynı optik ve kristalografik devamlılıkta büyüme ile (sintaksiyal büyüme) oluşan megakuvarların tamamı karadan türeme kuvars tanelerinin şekline bağlı



Şekil 6. Ekinoderm kavkısının mikrokristallen kuvarlarla ornatılmasını gösterir fotomikrograf (oklarla gösterilmiş).

Figure 6. Photomicrograph showing the replacement of echinoderm shell microcrystals by quartz (arrows).

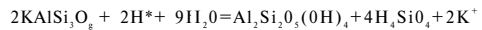
kalmaksızın hegzagonal yapıda gelişmiştir. Otijenik büyüme ile oluşan kısımlarda, değişik miktarlarda kalsit ya da pirit kristalleri inklüzyon olmak görülür. Karadan türeme kırıntı ile otijenik büyüme arasındaki sınır belirgindir. Bunların boyutları 200-350 μm arasında değişir*.

Gözenek boşluklarında dolomitlerin yerini alan ve kısmen de boşlukta oluşan megakuvarlar öz şekilsiz veya yarı öz şekillidir. Gözenek boşluğunun büyüklüğüne bağlı olarak, bunların boyutları 300 μm ile 1 mm arasında değişir*. Bu tip megakuvarlar dolomit kristallerini yerini alarak büyümüş olmaları nedeniyle, kuvars kristalleri içerisinde inklüzyon ve kristal dokanıkları boyunca yama şeklinde ilksel dolomit kalıntılarına rastlamak olasıdır.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Silis kaynağı

Güncel denizel platform serilerinde yapılan çalışmalar sığ derinliklerdeki ve düşük sıcaklıklardaki gözenek sularında silis konsantrasyonunun yüksek olduğunu ortaya koymaktadır (Calvert, 1974; Berner, 1981; Björlykke ve Egeberg, 1993). Tortuların en üst seviyelerinde yoğunlaşan silis: amorf silisten (biyojenik ve volkanik), kuvarın erimesinden (basınç erimesiyle), ve silikat minerallerinden silisin ayrılmasını gerektiren diyajenetik mineral reaksiyonları gibi değişik kaynaklardan sağlanabilir (Namy, 1974; Meyers, 1977; Hesse, 1987; Molenaar ve Jong, 1987; Noble ve Stempvoort, 1988; Maliva ve Siever, 1988; Björlykke ve Egeberg, 1993). Berdiga kireçtaşında gözlenen diyajenetik kuvarların oluşumu için gerekli silis ana kaynağını biyojenik kökenli amorf silis ve silikat minerallerinden eriyebilen biyojenik amorf silis (Calvert, 1974), Berdiga kireçtaşının bazı yörelerdeki dizilerinin üst seviyelerinde bulunan (yer yer de ara seviyeler halinde çok az olarak görülen) mikritik kireçtaşlarındaki sünger spikülerinden ve türbiditik kireçtaşlarında bol olarak görülen radyolaryalardan sağlanmış olabilir. Kimyasal reaksiyonlarla sağlanacak olan silis için gerekli kaynağı türbiditik kireçtaşı ve Liyas yaşlı volkano-tortul seriler içerisindeki kilaşları ve K-feldspat içeren volkanik (Hamurkesen formasyonu) ve granitik (Gümüşhane graniti) kayalar oluşturabilir. Bu kayalarındaki silikat minerallerinin diyajenetik reaksiyonları, yani, feldspatların çözülmesi ve oluşan kil minerallerinin tortulaşması:



K-feldspat

Kaolinit

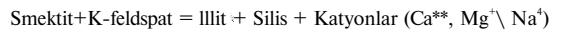


K-feldspat

Kaolinit

ti

lit

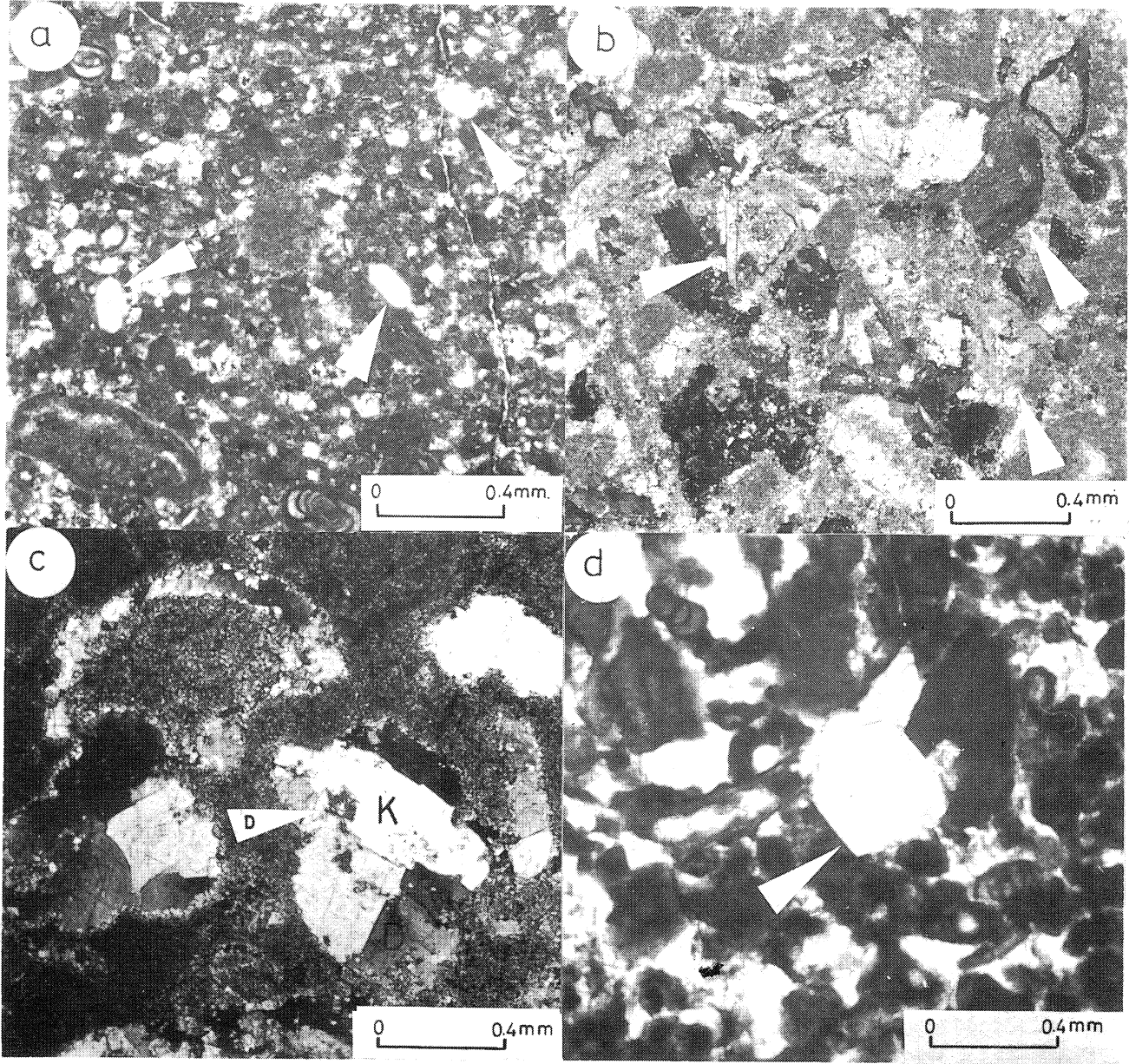


fazla silisin serbest kalmasına neden olur.

Her iki yolla sağlanan çözelti halindeki amorf silis, özellikle gözenek suyu akışı ve kısmen de diffüzyon yolu ile tortular içerisinde düşey ve yanal olarak uzun mesafeler boyunca göç edebilir. Bu hareketler şuasında çökeltim için gerekli koşulların sağlanması çözelti halindeki silisin kuvarlar olarak kayalar içerisinde çökeltmesini sonuçlar (Björlykke ve Egeberg, 1993).

Silisin çökeltim şekli ve mekanizması

Bu çalışmada araştırılan silis, Paleozoyik ve hemen hemen tüm Mesozoyik çörtlerinde olduğu gibi, şu anda kayalar içerisinde kuvars şeklinde görülmektedir. Derin deniz çörtleri üzerinde yapılan çalışmalar bu çörtlerin bir doyunluk süreci ile oluştuklarını, başlangıçta opal CT olarak tortulaşan silisin daha sonraki gömülme şuasında yeniden kristallenmeleriyle (erime-



Şekil 7. E>ğişik şekillerdeki megakuvarları gösteren folomikrograflar. a) küçük prizmatik çubuklari" şeklindeki megekuvarlar (oklarla gösterilmiş). Megakuvarların çatlaklar tarafından kesilmemiş olması bunların daha sonra oluştuğunu gösterir, b) Prizma yüzeyleri iyi gelişmiş ve iç kısımlarında, değişik oranlarda kalsit kalıntıları bulunan megakuvarlar (oklarla gösterilmiş), c) Gözenek boşluklarında, iri-beyaz spari dolomit kristallerini (D) ornanan megakuvarlar (K). Kuvars kristalleri içerisinde siyah renkli inklüzyonlar ilksel dolomitelere ait kalıntılardır (oklarla gösterilmiş), d) Karadan türeme kuvars tanesi üzerinde sintaksiyal büyüme sonucu oluşan megakuvarlar.

Figure 7. Photomicrographs showing different morphologies of megaquartz crystals, a) Little prismatic megaquartz crystals (arrows). Megaquartz crystals have not been cross cut by the cracks since they formed later, b) Megaquartz crystals which have well-developed prismatic surfaces and contain varying amounts of remnant calcite crystals (arrows), c) Megaquartz crystals (K) replaced white-large sparry dolomites (D) in pores. Black inclusions in the megaquartz crystals overgrown on the terrigenous quartz grain.

yeniden tortulaşma; Noble ve Van Stempwoort, 1989) mikrokristalen ve/veya kalsedonik kuvarsa dönüşüklerini ortaya koymuştur (Heath Ve Moberly, 1971; Von

Rad ve Rösch, 1974; Wise ve Weaver, 1974; Keene, 1975). Dönüşüm sonucu oluşan mikrokristalen ve/veya kalsedonik kuvarlar ilksel opal-CT'ye ait dokuları ko-

rudukları belirtilmekte, buna kanıt olarak da bu kuvarsların kama şekilli opal-CT kristallerinin oluşturduğu ilksel küçük kümeleri (lepisphere) veya mikroferulitleri içermeleri gösterilmektedir (Heath ve Moberly; 1971; Meyers, 1977; Jones ve Knauth, 1979; Williams ve diğ., 1985; Maliva ve Siever, 1988). Ancak, tüm mikrokristalen ve/veya kalsedonik kuvarsların kökenleri opal-CT değildir. Zira, Greenwood, 1973; Lancelot, 1973; Noble ve Van Stempwoort, 1989 araştırmalarında çözelti halindeki silisin direkt olarak mikrokristalen ve/veya kalsedonik kuvars şeklinde tortulaşabileceğini ileri sürmüşlerdir. Buna kanıt olarak da kuvars kristallerinin c-eksenlerinin tane arası boşluklarda tane kenarlarına dik ya da tortulaşma hızının yüksek olduğu durumlarda kristallerin geliştiği güzel yönlenebilir (hızlı tortulaşma ile oluşan karbonat çimentolarındaki gibi) bir büyümeye sahip olmalarını göstermişlerdir. Bu çalışmada, çimento şeklindeki kalsedonik kuvarslarda ilksel opal-CT karakterize eden ve yukarıda açıklanan verilere rastlanılmamıştır. Bunun yanı sıra, kalsedonik kristalleri tane kenarlarına dik yönde bir büyüme gösterir. Bu durum, yukarıda da belirtildiği gibi çözelti halindeki silisin direkt olarak kalsedonik kuvars şeklinde çökeldiğini ortaya koyar. Benzer şekilde, ornatma şeklindeki kalsedonik kuvarslarda da ilksel opal-CT'nin varlığı belirlenememiştir. Ornatmaların başlangıçta bir opal-CT safhasına sahip olduğu varsayılması durumunda bile, prizmatik yapılu Requienia ve Toucasia tip pelecypod kavkılarında gözlenen ve mikroyapıya bağlı olarak gelişen ornatmalarda, herbir kavkı prizmasının önce paralel sıralanmış opal-CT kristalleri tarafından ornatılması, daha sonra bu paralel lifli opal-CT kristallerinin paralel uzanımlı kalsedonik kristallerine dönüşmesi gibi oldukça zor (hemen hemen olası olmayan) bir süreci gerektirecektir. Ayrıca, ornatma şeklindeki kuvarsların içerisinde kavkının izlerini koruyan mikrometre boyutlu inklüzyonların (ki bunların bazılarının su boşlukları olduğu belirtilmektedir; Folk ve Weaver, 1952) varlığı, ilksel bir opal-CT döneminin olamayacağını diğer bir kanıt olarak kabul edilebilir. Zira, inklüzyonların opal-CT döneminde bozulmadan korunmaları ve opal-CT'nin kuvarsa dönüşümünde de sağlam kalmaları olası bir mekanizma gibi görülmemektedir. Bütün bunlara karşın, ornatmalarda bir opal-CT safhasını olamayacağını kesin olarak söylemek zordur. Megakuvarslar ise, silisin direkt olarak çökmesiyle ya da karbonatların yerini almasıyla oluştuğu ile sürülmektedir (Maliva ve Siever, 1988).

Bu çalışmada gözlenen ornatma şeklindeki kuvarsların büyük bir kısmı fosil kavkılarının üzerinde gelişmiştir. Bu nedenle, ornatma mekanizmaları silisleşme ile kavkılar arasındaki ilişkilere dayanılarak açıklanmaya çalışılmıştır.

Silisin fosiller içerisindeki yerleşimi iki şekilde olmaktadır. Birincisi, çözülmüş kalsiyum ve karbonatın dışarı akması sonucu kavkı kalsitinin çözülmesi ve çözeltilerdeki silisin kalsitin boşalttığı alana girerek kuvars veya opal-CT olarak tortulaşması. İkincisi, kavkının hacimsel çözülmesiyle oluşan boşlukta daha sonra gözenek dolgu silisinin tortulaşması (Schmitt ve Boyd, 1981; Maliva ve Siever, 1988). Ornatmalar sonucu açığa çıkan çözülmüş kalsiyum karbonatın akıbeti kesin olarak bilinmemekle birlikte, büyük olasılıkla silisleşmemiş olanlarda (olasılıkla hemen yakın yörelerde) çimento olarak tortulaşmış olması gerekir*. Mikroskopik incelemelerde, kalsitin yerini alan kuvarslar içerisinde kavkı mikroyapılarının izlerine rastlanılması ve/veya kuvarslar içerisinde ornatılmamış kavkı kalsitinin inklüzyon olarak bulunması ornatmaların ilk açıklanan mekanizma ile oluştuğunu ortaya koyar.

Platform karbonatlarında silisin çökebilmesi (ornatılabilmesi) için: gözenek sularının silise göre aşırı doygun, kalsite göre doymamış olması, silisin çökebilmesi için öncelikle çökelim alanındaki kalsit ve/veya aragonitin çözülmesi gibi iki ana mekanizmaya gereksinim vardır. Kayaçlar içerisindeki diyajenetik kuvarsların varlığı gözenek sularının silise göre aşırı doygun olduğunun kanıtıdır. Ana sorun, silisin çökeceği alandaki kalsitin ve/veya aragonitin nasıl çözüldüğü ve silisin nasıl çökeldiğidir. Bunun için değişik görüşler ileri sürülmüştür.

Knauth (1979) platform tortularında kuvars otijenezleri için denizel-meteorik karışım zonu modelini bir alternatif olarak önermiştir. Bu modele göre, biyojenik opalin çözülmesi ile gel-git üstü zonunun yeraltı suyu silis konsantrasyonunca artmakta ve karışım zonunda kuvars olarak (gözenek sularının kalsite göre doymamış olduğu yerlerde çimento, doymuş olduğu yerlerde ornatma şeklinde) tortulaşmaktadır. Yine bu modelde gözenek suyu akışının yalnızca yanal yönde olduğu kabul edilmektedir. Ancak, kayaçlar içerisinde farklı dokusal yapıdaki kuvars dokularının birlikte bulunması, derin gömülme ortamlarında kuvars çökelişi gibi olayları (ayrıntılı bilgi için Noble ve Stempwoort, 1989'a bakınız) bu modelle açıklamak zordur.

Holdaway ve Clayton (1982) kavkı kalsitinin çözülmesine kavkılarla yakın birlikteliği olan organik maddenin bakteriyel oksidasyonu sonucu artan CO₂ in neden olduğunu ileri sürmektedirler. Aerobik koşullar altında ve sığ gömülme ortamlarında fosil mikro ortamlardaki organik maddenin bakteriyel oksidasyonu CO₂ üretir*. CO₂ artışı yersel olarak kavkı karbonatlarının çözülmesine ve bunun sonucu olarak açığa çıkan bikarbonat da yersel olarak silisin tortulaşmasına neden olur. Bu modelde silis çökelişi pirit oluşumundan daha öncedir. Maliva ve Siever (1988) in de belirttikleri gibi,

DOĞU PONTİDLERDE BÉRDİGA KİREÇTAŞI

karbon atomlarının herbir mol'ü bir mol kalsiyum karbonatı çözmede yeterli olduğu kabul edilse bile, silisleşmiş fosillerde meydana gelen kalsit çözülmesini kavkı içerisinde çok az miktarlardaki organik madde içeriğinin sağlaması da olası değildir. Dolayısıyla, tüm ornatmaları bu modelle açıklamak oldukça zordur. Ancak, organik maddenin bakteriyel oksidasyonu kavkı silisleşmesinde başlangıç için çekirdek bir rol oynayabilir. Diğer taraftan, bazı kuvarsların pirit kristallerini inklüzyon olarak içermeleri ornatmaların pirit oluşumundan daha sonra oluştuğunu gösterir.

Schmitt ve Boyd (1981) kavkı karbonatlarının çözülmesine organik materyalin fermentasyonu ve/veya dekarboksilasyonu sonucu oluşan düşük pH'lı gözenek sularının neden olduğunu ileri sürmektedirler. Berdiga kireçtaşında gözlenen diyajenetik kuvarsların oluşumunu yukarıdaki modeller gibi bu modelle de açıklamak olası değildir. Çünkü, yukarıda belirtilen benzer nedenlerden dolayı, kavkı karbonatlarındaki organik madde içeriği tortular boyunca göç eden gözenek sularının pH değerini düşürecek kadar yüksek bir değere sahip değildir. Ayrıca, tortular boyunca göç eden düşük pH'lı gözenek sularının kavkı kalsitin çözülmesine neden olmuş olsaydı silisleşmiş kavkılarda çözülmenin çok ayygın ve izellikle gözenek sularıyla dokanak halinde olan kavkı kearlarında olması gerekirdi.

Brinbaum (1984), Brinbaum ve Wireman (1984, 1985) sülfat indirgeyen bakterilerin metabolik aktivitelerinin silis tortulaşma mekanizmasını ve jel metabolizmasının olası yardımcı rolünü belirleyememişlerdir. Benzer şekilde, Noble ve Van Stempwoort (1989) sigorta gömülme derinliklerinde bakteriler tarafından sülfat indirgenmesini gerektiren post-oksik reaksiyonların platform otijenik kuvars oluşumunda önemli rol oynadıklarını kabul etmektedirler.

Maliva ve Siever (1988) diyajenelik bir ortamda silis fazının büyümesi kavkı karbonatlarının çözülmesini arttırdığı ve başka türlü kavkı karbonatlarının yaygın olarak çözülmelerinin olası olmayacağını ileri sürmüşlerdir. Bu modele göre, büyüyen kuvars veya opal-CT kristallerinin kristallizasyon kuvveti silis-karbonat kontakta bir basınç artışına (yersel olarak Gibbs serbest enerji artışına), bunun sonucu olarak, kavkı kalsitin çözülmesine ve çözeltideki bikarbonat artışı da silis tortulaşmasına neden olmaktadır. Buradaki kavkı kalsitin çözülmesi ve silisin tortulaşması aynı zamanda oluşmaktadır. Bunlara göre, büyüyen silis fazının kavkı karbonatlarını çözdüğüne dair en güçlü veri, karbonat çözülmesinin silis-karbonat dokanağı boyunca sınırlandırılmış olmasıdır. Bu görüşü destekleyen ek bir* veri de öz şekli otijenik kuvarsların varlığıdır. Zira, organik madde (veya diğer etkenler) hiçbir zaman kalsiti veya aragoniti öz şekilli kuvars yapısı oluşturacak tarzda çözmesi olası değildir.

Yukarıda açıklanan karbonatların erimesi ve silisin tortulaşması ile ilgili mekanizmalardan hangisinin Berdiga kireçtaşında gözlenen diyajenetik kuvarsların çökeliminde etkili olduğu net olarak belirlenememiştir. Bununla birlikte, silisin karbonatları ornatması için ileri sürülen değişik modellerin yorumlanması, Berdiga kireçtaşında gözlenen kuvarslara uygulanabilirliği ve bu kuvarsların diyajenetik ürünlerle olan ilişkilerinin araştırılması organik maddenin bakteriyel çürütmesi silis çökeliminde önemli, ancak başlangıç için çekirdek bir rol oynayabileceğini, asıl çökelim Maliva ve Siever (1988) tarafından ileri sürülen mekanizmalarla meydana gelebileceğini ortaya koymaktadır.

Silisin çökelim zamanı

Berdiga kireçtaşında araştırılan diyajenetik kuvars dokularının diyajenetik ortamlarla ve/veya bu ortamlara ait diyajenetik ürünlerle olan ilişkileri gözönüne alındığında, bu kuvarsları aynı zamanda oluşmadıkları, gömülme-zaman fonksiyonuna bağlı olarak (hacimsel azalma ile birlikte) sığ gömülme ortamlarından derin gömülme ortamlarına doğru kalseduan-kuartzin-mikrokristalen kuvars-megakuvars şeklinde bir çökelim dizilimine sahip oldukları görülür. Ayrıca, Schmitt ve Boyd (1981), Maliva ve Siever (1988) gözenek sularında silis konsantrasyonunun yüksek ve tortulaşmanın hızlı olduğu durumlarda çökelim kalsedonik ya da mikrokristalen kuvars, silis konsantrasyonunun düşük ve tortulaşma hızının yavaş olduğu durumlarda çökelim megakuvars şeklinde olacağını belirtirler. Berdiga kireçtaşında gözlenen diyajenetik kuvarsların oluşum diziliminin yukarıda açıklanan şekilde geliştiğini gösteren verileri şu şekilde açıklayabiliriz.

1. Bazı örneklerde, kayacın büyük bir kısmını kaplayan kalseduan şeklindeki silisleşmelerde tane aralarındaki kalseduan liflerinin tane kenarlarına dik ve boşluk merkezine doğru gittikçe büyüyen kristallerin varlığı, bu kristallerin serbest bir yüzeyde büyüdüklerini gösterir* (Şekil 8a). Bu durum, tortulaşmanın sığ gömülme ortamlarında ve tane arası çimento oluşumundan önce meydana geldiğini ortaya koyar. Ayrıca, kalseduan kristallerinin ikincil çatlaklar tarafından kesilmesi (ikincil çatlaklar spari kalsitle dolu) çökelim sığ gömülme ortamlarında ve çatlak oluşumundan önce oluştuğunun diğer bir kanıtıdır.

2. İskelet taneleri üzerindeki kuartzin tip ornatmalardan kavkı mikroyapısına bağlı olarak gelişen ornatmalar kavkılardaki yüksek-Mg kalsitin düşük-Mg kalsite dönüşümünden önce mi yoksa daha sonra mı olduğu belirlenememiştir. Jacka (1974) yaptığı çalışmada benzer bileşimli kavkılardaki silisleşmenin yüksek-Mg kalsitin, düşük-Mg kalsite dönüşümü ile aynı zamanda veya hemen sonra oluştuğunu belirtmekte, buna kanıt olarak da kalsitin yerini alan kuvarslar üzerindeki dolo-

mit rornboederlerinin varlığını göstermektedir. Bu çalışmada, böyle bir olguya rastlanılmamıştır. Ayrıca, yüksek-Mg kalsit bileşimli ögeler düşük-Mg kalsite dönüşüklerinde bile ilksel dokularını koruyabildiklerine göre (Stehli ve Hower, 1961; Gavish ve Friedman, 1969), bu tip ornatmaların yüksek-Mg kalsitin düşük-Mg kalsite dönüşümünden sonrada oluşabileceğini gösteri (Şekil 8b). Sferulitik yapıdaki ornatmalar hem neomorfik spari kalsite dönüşmüş kavkuları hem de tane arası spari kalsit çimentoları ornatmaları, bunların söz konusu diyajenetik ürünlerin oluşumundan sonra (tatlı su freatik ortam; Longman, 1980) meydana geldiğini gösterir (Şekil 8c).

3. Mikrokristalen kuvarsların çalışılan örneklerde çok az miktarlarda görülmeleri bunların oluşum zamanlarının kesin olarak belirlenmelerine olanak tanımamaktadır. Bununla birlikte, bu tip kuvarsların pirit kristallerini inklüzyon olarak içermeleri bunların pirit oluşumundan (post-oksik ortamlarda) sonra, olasılıkla siğ-orta gömülme derinliklerinde, oluştuklarını gösterir (Şekil 8d).

4. Dolomit kayaçlarında, erime veya gözenek boşluklarını kısmen ya da tamamen dolduran iri boyutlu beyaz-spari dolomit kristallerini (bu tip dolomit kristalleri Folk ve Asserto, 1974; Folk, 1977; Zenger, 1983 tarafından "boraque", Radge ve Mathis, 1980 tarafından 'saddle' dolomit olarak tanımlanmıştır) ornatarak oluşan iri boyutlu ve yarı öz şekilli megakuvarslar içerisinde inklüzyon ve/veya yama şeklinde (özellikle kristal dokanakları boyunca) bu dolomitlerin kalıntılarına rastlanılmaktadır. Bu durum, bu tip megakuvarsların iri boyutlu beyaz-spari dolomit kristalleriyle yaklaşık eş yaşlı veya daha soma oluştuklarını gösterir* (Şekil 8e). Gregg (1983), Gregg ve Sibley (1984)'in deneysel verileri bu tip dolomitlerin oluşumları için gerekli en düşük sıcaklığın 50°C'den daha fazla olduğunu ortaya koymuştur. İnceleme alanında, jeolermal gradyanın yaklaşık olarak 22°C km⁻¹ olduğu kabul edilecek olursa, bu dolomitlerin (dolayısıyla bu tip mega kuvarsların) 1,5-2 km. daha derin ortamlarda, yani orta-derin gömülme ortamlarında oluştukları söylenebilir. Çubuk şeklindeki küçük prizmatik yapı bazı megakuvarsların stilolit zonları boyunca gelişmiş olmasını bunların derin gömülme ortamlarında oluştuklarını gösterir (Şekil 81).

Prizma yüzeyleri iyi gelişmiş öz şekilli megakuvarslarda yalnızca kristal yüzeylerinin iyi gelişmiş olması gözenek sularındaki silis konsantrasyonunun düşük ve çökelimin yavaş olduğunu kanıttır. Bu ve yukarıda açıklanan diğer olaylar, megakuvarsların diyajenetik kuvars çökelim sürecinin en son aşamasını oluşturduğunu ortaya koymaktadır.

SONUÇLAR

Berdiga kireçtaşının farklı litolojilerinde ve karbo-

natlı fosillerinde gözlenen çimento ve ornatma şeklindeki kuvarslar kalseduan, mikrokristalen ve megakuvars gibi farklı dokusal özelliklerde gelişmiştir. Bunlardan kuvartzin ve megakuvarslar ornatma, kalseduan ve mikrokristalen kuvarslar hem çimento hem de ornatma şeklinde görülür.

Ornatma şeklindeki kuvarsların büyük bir kısmı fosil kavkuları üzerinde (kuvartzin dokusal özelliğinde) gelişmiş olup, bazı fosil kavkuları ile güçlü bir şekilde ilişkili (örneğin; mikroyapıya bağlı olarak gelişen kuvartzin tip ornatmalar yalnızca Requienia ve Toucasia tip pelecypod kavkuları üzerinde gelişmiş olmaları) oldukları gözlenmiştir.

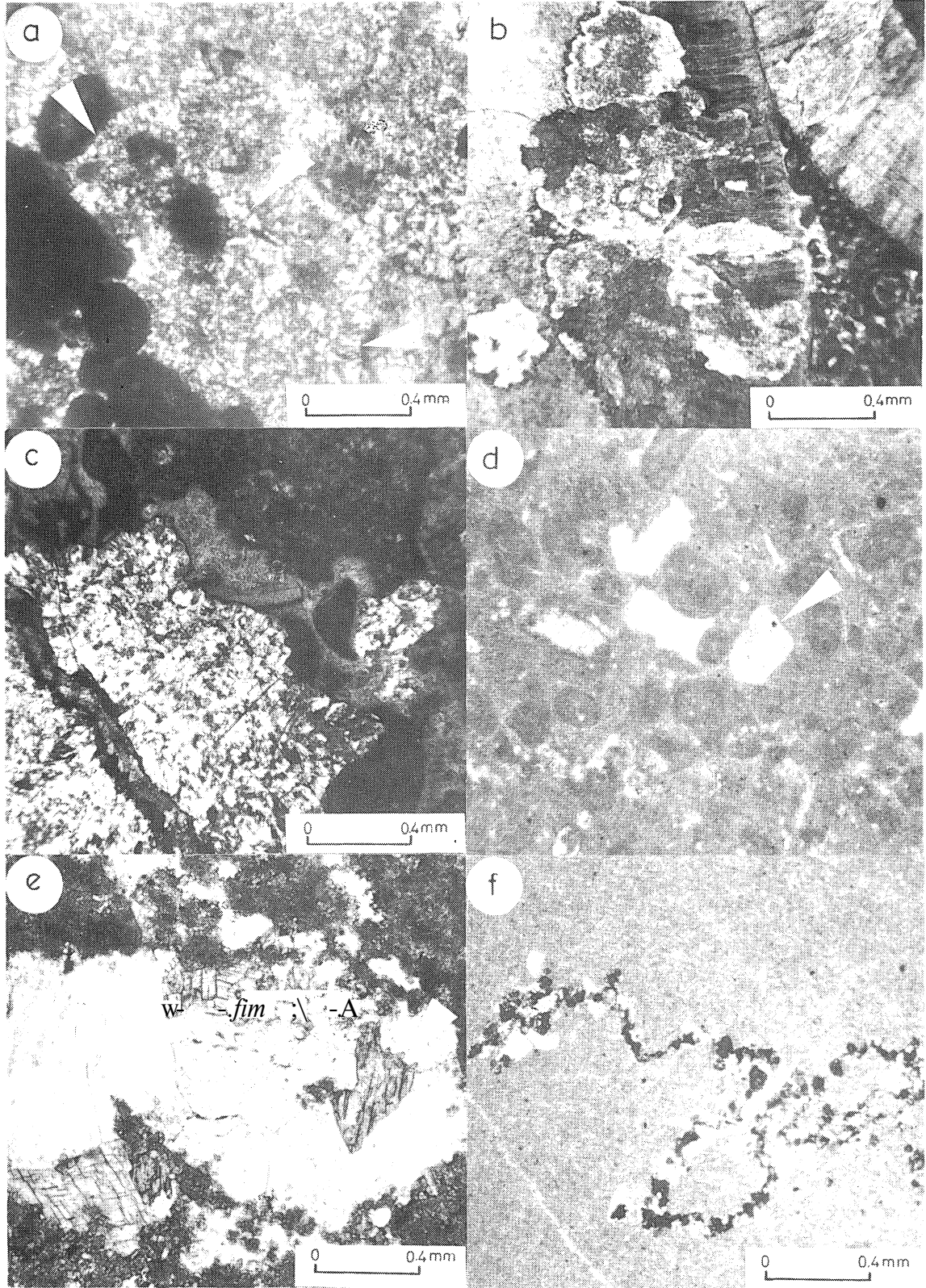
Diyajenetik kuvarsların oluşumu için gerekli silis kaynağını sünger spikülleri, radyolaryalar ve kiltaşları ile K-feldspat mineraleri içeren volkanik (Hamurkesen formasyonu) ve granitik (Gümüşhane graniti) kayaçlar oluşturur.

Platform karbonatlarında silisin tortulaşması için pek çok model ileri sürülmüştür. Bu modellerin Berdi-

Şekil 8 Farklı dokusal özelliklerdeki diyajenetik kuvarsların farklı diyajenetik ortamlara ait ürünlerle olan ilişkilerini gösteren fotomikrograflar. a) Kalseduan liflerinin tane kenarlarına dik yöndeki büyümeleri (oklarla gösterilmiş), b) Pelecypod kavkularında, kavki mikroyapısına bağlı olarak gelişen kuvartzin tip ornatmalar ve korunmuş haldeki ilksel prizmatik yapılar. Kuvartzin kristalleri içerisindeki koyu renkli inklüzyonlar kavkiya ait ilksel kalıntılardır, c) Çimento ve ögelerin yerini alan sferulitik yapıdaki kuvartzin kristalleri (Ç.N.). Kuvartzin kristallerinin çatlaklar tarafından kesilmiş olması bunların çatlaklardan önce oluştuklarını gösterir, d) Mikrokristalen kuvarslar içerisindeki pirit inklüzyonları (okla gösterilmiş), e) Megakuvars kristalleri içerisinde inklüzyon ve kristal dokanakları arasında kalıntı halindeki dolomitler (oklarla gösterilmiş), f) Stilolit zonları boyunca gelişmiş megakuvarslar.

Figure 8. Photomicrographs showing relationships between diagenetic quartz crystals having different fabrics and products of diagenetic environments, a) Growth of chalcedony fibers perpendicular to the grain boundaries (arrows), b) Microstructure controlled quartzine type replacements and non-silicified original prismatic microstructures in the pelecypod shells. Dark inclusions in quartzine crystals are remnants of original shell, c) Spherulitic quartzine crystals replaced the cement and carbonate components (C.N.). Quartzine crystals have been cross cut by the cracks, indicating that the replacement occurred earlier than crack development, d) Pyrite inclusions in micro-crystalline quartz crystals (arrow), e) White-large sparry dolomites as inclusions in megaquartz crystals and remnants between crystal contacts (arrows), f) Megaquartz crystals developed along the stylolite zone.

DOĞU PONTİDLERDE BERDİGA KİREÇTAŞI



ga kireçtaşına uygulanabilirliği araştırıldığında organik maddenin silis çökelyiminde yersel ve ancak başlangıç için çekirdek bir rol oynayabileceği, yaygın silisleşmenin Maliva ve Siever (1988) tarafından ileri sürülen "diyajenetik ortamlarda büyüyen silis fazının karbonat çözümlmesini arttırdığı ve ornatma reaksiyonlarının kristalleşme kuvveti tarafından kontrol edildiği modeli" ile meydana gelebileceği sonucuna varılmıştır.

Berdiga kireç taşında saptanan farklı dokusal özelliklerdeki diyajenetik kuvarsların farklı diyajenetik ortamlar ve bu ortamlara ait diyajenetik ürünlerle olan ilişkilerine bakıldığında bu kuvarsların, eş yaşlı olmadıkları, gömülme zaman fonksiyonuna bağlı olarak (hacimsel azalma ile birlikte), sığ sökülme ortamlarından derin gömülme ortamlarına doğru kalseduan (boyunahızlı kalseduan)-kuvartzin (boyuna-yavaş kalseduan)-mikrokristalen kuvars-megakuvars şeklinde bir çökelyim dizilimine sahip oldukları saptanmıştır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Ağar Ü., 1977, Demirözü (Bayburt) ve Köse (Kelkit) bölgesinin jeolojisi: Doktora Tezi, KTÜ, Trabzon, 58 s.
- Akdeniz, N., 1988, Demirözü Permo - Karboniferi ve bölgesel yapı içindeki yeri: TJK Bülteni, 31, 1, 71-81.
- Bergougnan, H., 1987, Études géologiques dans l'Est-Anatolien: Theses de doctorat d'état, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 86-33, 606 p.
- Burşuk, A., 1975, Bayburt yöresinin mikropaleontolojik ve stratigrafik irdelenmesi: Doktora Tezi, I.Ü., 196 s.
- Berner, R.A., 1981, Early diagenesis: A theoretical approach: Princeton, N.J., Princeton Univ. press., 241 p.
- Björlykke, K. and Egeberg, P. K., 1993, Quartz cementation in sedimentary basins: AAPG Bulletin, 7, 1538-1548.
- Brinbaum, S.J., 1984, Silica in sedimentary sulfite deposits: a microbial origin: Geol. Ass. Can., Program with Abstracts, 9, p. 47.
- Brinbaum, S. J. and Wireman, J.W., 1984, Bacterial sulfate reduction and pH: Implications for early diagenesis: Chem. Geol., 43, 143-149.
- Brinbaum, S. J. and Wireman, J. W., 1985, Sulfate-reducing bacterial and silica solubility: a possible mechanism for evaporite diagenesis and silica precipitation in banded iron formations: Can. J. Earth Sci., 22 1904-1909.
- Calvert, S. E., 1974, Deposition and diagenesis of silica in marine sediments, in Hsü, K.J. and Jenkins, H.C., eds., Pelagic sediments: Spec. Publ. I.A.S.I., 273-300.
- Eren, M., 1983, Gümüşhane-Kale arasının jeolojisi ve mikro fasiyes incelemesi: Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü. Fen Bil. Enst., Trabzon, 197 s.
- Folk R.L. and Weaver, C.E., 1952, A study of the texture and composition of chert: Am. Jour. Sci., 250, 498-510.
- Folk, R.L. and Pittman, J.S., 1971, Length-slow chalcedony: a new testament for vanished evaporites: Jour. Sedim. Petrol., 41, 1045-1058.
- Folk, R.L. and Asserto, R., 1974, Giant aragonite rays and borate white dolomite in tepee fillings. Triassic of Lombardy, Italy (Abstract): AAPG, Abstracts with Programs, San Antonio, p.34.
- Folk, R.L., 1977, Peculiar forms of diagenetic carbonate from hyper saline and cave deposits, ancient to recent (Abstract): Newsletter of West Texas Geological Society, p. 11.
- Fronde!, C., 1978, Characters of quartz fibers: Am. Mineral., 63, 17-27.
- Gattinger, T.E., 1962, 1:500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası: Trabzon (Ed. Erentöz, C. ve Ketin, I.), MTA, 75 s.
- Greenwood, R., 1973, Cristobalite: Its relationship to chert formation in selected samples from the deep sea drilling project: Jour. Sedim. Petrol., 43, 700-708.
- Gavish, E. and Friedman, G.M., 1969, Progressive diagenesis in Quaternary to late Tertiary carbonate sediments: Sequence an time scale: Jour. Sedim. Petrol., 39, 980-1006.
- Gregg, J. M., 1983, On the formations and occurrence of saddle dolomite-Discussion: Jour. Sedim. Petrol., 53, 1025.
- Gregg, J.M. and Sibley, D.F., 1984, Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture: Jour. Sedim. Petrol., 54, 908-931.
- Hacıoğlu, T., 1983, Kale-Vavuk Dağı (Gümüşhane) arasının jeolojisi ve mikrofasiyel incelemesi: Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü., Fen. Bil. Enst., Trabzon 121 s.
- Heath, G.R. and Moberly, R., 1971, Chert from the Western Pacific, Leg 7, SDP: Init. Rep. Deep Sea Drilling Proj., 7, 991-1007.
- Holdaway, H. K. and Clayton, C. J., 1982, Preservation of shell microstructure in silicified brachiopods from the Upper Cretaceous Wilmington Sands of Devon: Geol. Mag., 119, 371-382.
- Jones, D.L. and Knauth, L.P., 1979, Oxygen isotopic and petrographic evidence relevant to the origin of the Arkansas Novaculite: Jour. Sedim. Petrol., 49, 581-597.
- Jacka, A.D., 1974, Replacement of fossils by length-slow chalcedony and associated dolomitization: Jour. Sedim. Petrol., 44, 421-427.
- Korkma, S. ve Baki, Z., 1984, Demirözü (Bayburt) yöresinin stratigrafisi, Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülten 5, 107-115.
- Kırmacı, M.Z., 1992, Alucra-Gümüşhane-Bayburt yörelerindeki (Doğu Pontid güney zonu) Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Berdiga kireçtaşının sedimentolojik incelemesi: Doktora Tezi, K.T.Ü. Fen. Bil. Enst., Trabzon, 256s.
- Keene, J.B., 1975, Cherts and porcellanites from the north Pacific, DSDL Ieg32: Init. Rep. Deep Sea Drilling Proj., 32, 429-507.

DOĞU PONTİDLERDEBERDİGA KİREÇTAŞI

- Knauth, L.P., 1979, A model for the origin of chert in limestone: *Geology*, 7, 274-277.
- Lancelot, T., 1973, Chert and silica diagenesis in sediments from the central Pacific. In: Initial Reports of the Deep sea Drilling Project, (Ed. by E.L. Winterer, J.I. Ewing et al.), v.17., p. 377-405.
- Longman, M.W., 1980, Carbonate diagenetic textures from nearshore diagenetic environments: *AAPG Bull.*, 64, 461-487.
- Maliva, R.G. and Siever, R., 1988, Mechanism and controls of silification of fossils in limestone: *Jour. Geol.*, 96, 387-398.
- Meyers, W.L., 1977, Chertification in the Mississippian Lake Walley Formation, Sacramento Mountains, New Mexico, *Sedimentology*, 24, 75-105.
- Molenaar, N. and Jong, A.F.M., 1987, Authigenic quartz and albite in Devonian limestone: Origin and significance: *Sedimentology*, 34, 623-640.
- Namy, J.N., 1974, Early diagenetic chert in the Marble Falls Group (Pennsylvanian) of Central Texas: *Jour. Sedim. Petrol.*, v. 44, p. 1262-1268.
- Noble, J.P.A. and Van Stempvoort, D.R., 1988, Early burial quartz authigenesis in Silurian platform carbonates, New Brunswick, Canada: *Jour. Sedim. Petrol.*, 59, 65-76.
- Özer, E., 1984, Bayburt (Gümüşhane) yöresinin jeolojisi: *K.T.Ü. Jeoloji Dergisi*, Trabzon, 3, 1-2, 77-89.
- Pelin, S., 1977, Alucra (Giresun) güneydoğu yöresinin petrol olanakları bakımından jeolojik incelemesi: *K.T.Ü., Trabzon*, 88, 103 s.
- Radge, B.M. and Mathis, R.L., 1980, On the formation and occurrence of saddle dolomite: *Jour. Sedim. Petrol.*, 50, 1149-1168.
- Schmitt, J.G. and Boyd, D.W., 1981, Patterns of silification in Permian pelecypods and brachiopods from Wyoming: *Jour. Sedim. Petrol.*, 51, 1297-1308.
- Stehli, F.G. and Hower, J., 1961, Mineralogy and diagenesis of carbonate sediments: *Jour. Sedim. Petrol.*, 31, 358-371.
- Von Rad, V. and Rösch, H., 1974, Petrography and diagenesis of deep-sea cherts from the Central Atlantic, in: Hsü, K. J. and Jenkins, H.C., eds., *Pelagic sediments: Spec. Publ. I.A.S.I.*, p. 301-326.
- Williams, L.A., Parks, G.A. and Crerar, D.A., 1985, Silica diagenesis, I. Solubility controls: *Jour. Sedim. Petrol.*, 55, 301-311.
- Wise, S.W. and Weaver, E.M., 1974, Chertification of oceanic sediments, in: Hsü, K.J. and Jenkins, H.C., eds., *Pelagic sediments: Spec. Publ., I.A.S. 1*, 301-326.
- Zenger, D.H., 1983, Burial dolomitization in the Los Burro Formation (Devonian), East-Central California and the significance of late diagenetic dolomitization: *Geology*, 11, 519-522.

