

PAYAS (HATAY) BÖLGESİ BOKSİTLİ DEMİR CEVHERLEŞMELERİNİN OLUŞUMU

Şükrü KOÇ* ve M. Ali DEĞER**

ÖZ. - inceleme alanının tabanında Alt Triyas-Alt Jura yaşlı dolomit ve dolomitik kireçtaşları bulunmaktadır. Kalınlığı 400 m kadar olan bu birim üzerine uyumsuz olarak kireçtaşı ve dolomitleşmiş, kireçtaşlarıyla temsil olunan Alt Kretase yaşlı birimler gelir. Cevherleşmelere de yataklık eden bu kireçtaşları Senoniyen olistostromu ile uyumsuz olarak örtülmektedir. Orta Miyosen yaşlı konglomera, kumtaşı ve kireçtaşlarından oluşan bu istif yine uyumsuz olarak olistostrom istifleri üzerine çökelmişlerdir. Geniş düzlük alanlarında görülen Ost Pliyosen yaşlı çökeller de bütün birimleri uyumsuz olarak örtmektedir. Bölgedeki cevherleşmeler Alt Kretase kireçtaşları ile Senoniyen kireçtaşları arasında mercerler şeklinde görülmektedir. Cevherleşmenin tabanında erime boşluğundan yaygın olan ve breşik yapı gösteren kireçtaşları, bazı kesimlerde ise kumtaşları yer almaktadır. Maden mikroskobisi incelemeleri cevherleşmenin ana minerallerinin maghemit, hematit ve götit olduğunu göstermiştir. Parajenezde ayrıca berthierin, diyor, kuvars ve kalsit mineralleri bulunmaktadır. Cevherleşmelerde masif, taneli, koloidal ve oolitik dokular izlenmiştir. Sedimenter petrografik incelemelerde de üç farklı cevherleşme tipi ayrılmış olup, bunlar taneli, masif, masif ve taneli yapının birlikte bulunduğu cevherlerdir ve erime boşluğundan mikrokristalleşme yapıları içermektedirler. Jeoloji, maden mikroskobisi ve sedimenter perografi verileri, yalıkların düz bir topografya üzerinde atmosferik etkilerin uzun süreli tesiriyle geliştiğini ve muhtemel bazı devrelerde yıkanarak, parçalanarak bölgesel kant boşluklarının doldurulması ile oluştuğunu göstermektedir.

GİRİŞ

inceleme alanı (Şek. 1) ve yakın çevresinde yapılan çalışmalarda bir çok demirli boksit ya da boksitli demir zuhurlarından söz edilmiştir. Ancak bölgede yer alan cevher oluşumlarının kökenine yönelik açıklamalar birbirinden farklı özellikler taşımaktadır.

Bazı araştırmacılar (Riches, 1913) cevherleşmenin oluşumunu bazaltların alterasyonuna bağlamışlar, bazıları ise (Pilz, 1939; Arni, 1941; Romicu*, 1942) terra rossa tipinde boksitleşmeler şeklinde açıklamışlardır. Krupp'un (1959) araştırmalarında cevher oluşumlarının kalın kireçtaşı serileri ile uyumlu olduğu, ayrıca onama metal getiriminin ve cevherleşmenin sedimantasyon ile eş ya da ard oluşum ilişkisinin tartışmalı olduğu ifade edilmiştir. Rouzand (1910) ve Petrascheck (1965) bazik kayaçların alterasyonu ile açığa çıkan demir ve alüminyumca zengin çözeltilerin kireçtaşlarının boşluklarına taşınım çökeldiğini ileri sürmüşlerdir. Bir kısım yazarlar da (Brennich, 1956; Akçay ve Hasan 1974) cevher çökelişiminin bazik ve ultrabazik kayaçların üzerinde gelişen kalıntı şeklindeki zenginleşmelerin taşınarak sedimantasyon havzalarında tortullaşmaları ile oluştuğunu açıklamışlardır. Bölgedeki oluşumları yüksek Al_2O_3 içeren lüateritik bir evre ile çözümlenen bir çalışma Erten ve diğerleri (1971) tarafından yapılmıştır. Elgin (1975) Payas demir oluşumlarını Üst Kretase yaşlı kireçtaşları içinde sedimenter oluşumlu yataklanmalar olarak değerlendirmiştir.

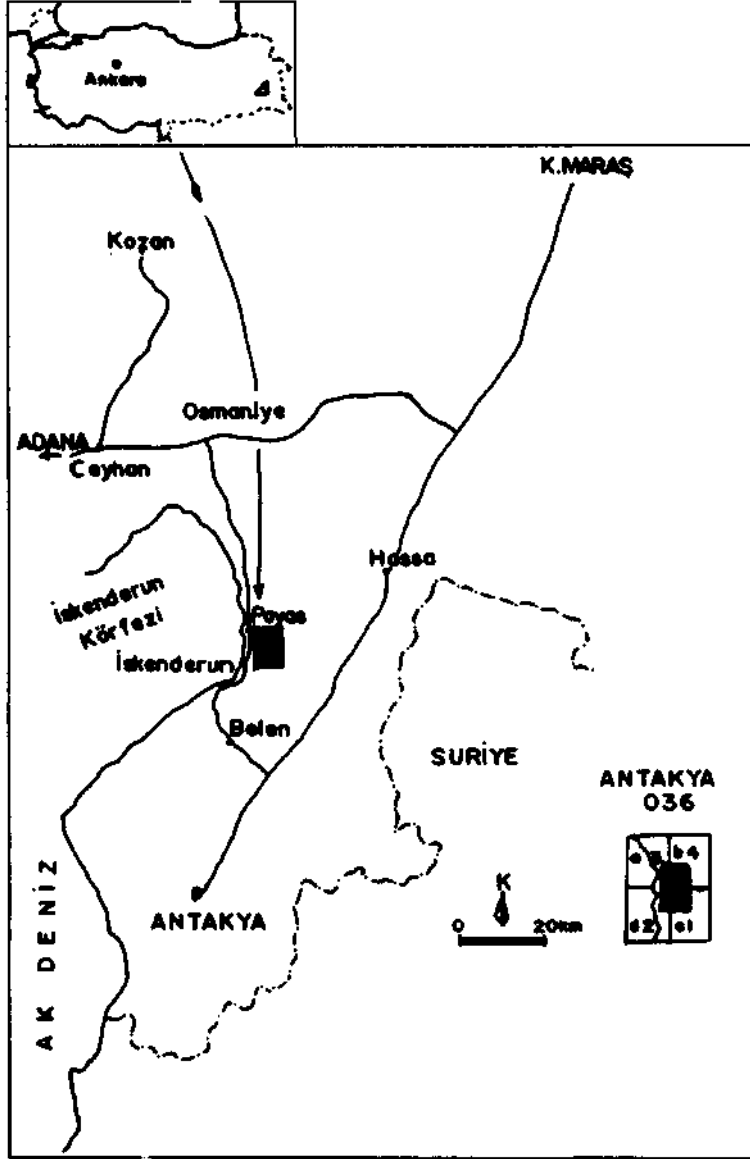
Bunların dışında Amanos dağlarının çeşitli bölgelerinde yapılmış bulunan genel jeoloji ve maden jeolojisi ağırlıklı çalışmalar bilinmektedir (Wipern. 1964; Halay. 1967; Atan, 1969; Arda, 1972; Aslaner. 1973; Çoğulu. 1974; Yalçın, 1980; Selçuk. 1981; Tekeli ve Erendil. 1986; Aksay ve diğerleri. 1988).

Bu makaledeki amacımız, cevherleşmeyi oluşturan metal element kökeninin çevre kayaçlarıyla olan ilişkilerini, bu ilişkinin sonucunda cevherleşmenin bugünkü konumlarını alabilmelerinde etkili olan jeolojik olayları açıklayabilecek bir çözüm modelinin ortaya konulmasıdır.

inceleme alanı, Hatay ili İskenderun ilçesinin 15 km kuzeyinde yer alan Payas bucağının doğu ve güneydoğusunda yer alır. Kuzey-güney istikametinde 15 km. doğu-batı istikametinde ise 8 km kadar olan saha Antakya O-36 a₃, b₃, c₁, d₂ paftalarında bulunmaktadır. Arazi oldukça engebeli olup bitki örtüsü ile kaplıdır. Bölgede tipik Akdeniz iklimi hüküm sürmektedir.

BÖLGESEL JEOLJİ

Bölgesel jeoloji, Aksay ve diğerleri (1988) ile Atan'ın (1969) çalışmaları esas alınarak derlenmiştir. Amanoslar'daki istiflere özgü genelleştirilmiş dikme kesit Şekil 2 de gösterilmiştir. Buna göre. Arap platformunun bir parçasını temsil eden Amanos dağlarının temelinde Paleozoyik yaşlı formasyonlar yer alır. Bu birimler arasındaki ilişkiler uyumludur.



Şek. 1 - Yer bulduru haritası.

A Ç I K L A M A L A R		PALEONTOLOJİ	
LİTOLOJİ		LİTOLOJİ	
Kireçtaşı ve şeyl ardalanması	Kireçtaşı ve şeyl ardalanması	Klondia sp.	Klondia sp.
İri çukulla ve blekilü konglomera, kuvarsit-kumtaşı ve şeyl ardalanması	İri çukulla ve blekilü konglomera, kuvarsit-kumtaşı ve şeyl ardalanması	Spirifer sp.	Spirifer sp.
Şeyl ve ince taneli kumtaşı ardalanması	Şeyl ve ince taneli kumtaşı ardalanması		
Kuvarsit, kumtaşı ve şeyl ardalanması	Kuvarsit, kumtaşı ve şeyl ardalanması		
Kuvarsit, konglomera, silte taşı ve kumtaşı	Kuvarsit, konglomera, silte taşı ve kumtaşı		
Silte taşı ara katkılı şeyl ve kumtaşı	Silte taşı ara katkılı şeyl ve kumtaşı		
Kuvarsit ve kuvarolit kumtaşı	Kuvarsit ve kuvarolit kumtaşı	Crusiana	Crusiana
		Furcifera	Furcifera
		d'orbigni.	d'orbigni.
Modüler kireçtaşı, silte taşı ve killi kireçtaşı	Modüler kireçtaşı, silte taşı ve killi kireçtaşı		
		Paracanthodes	Paracanthodes
Dolomit ve dolomitik kireçtaşı	Dolomit ve dolomitik kireçtaşı		
Konglomematik kumtaşı, kuvarsit ve arkkoz.	Konglomematik kumtaşı, kuvarsit ve arkkoz.		
Şeyl, silte taşı ve kuvarolit kumtaşı	Şeyl, silte taşı ve kuvarolit kumtaşı		

A Ç I K L A M A L A R		PALEONTOLOJİ	
LİTOLOJİ		LİTOLOJİ	
Allüvyon, moloz, bazalt	Allüvyon, moloz, bazalt		
Gevşek konglomera, kumtaşı, kilte taşı.	Gevşek konglomera, kumtaşı, kilte taşı.		
Kum ara katkılı marn	Kum ara katkılı marn	Pecten joss-	Pecten joss-
		lingi Smith.	lingi Smith.
Konglomera ve kumtaşı	Konglomera ve kumtaşı	Cliponotey	Cliponotey
		altus Klein.	altus Klein.
Kumlu, ince taneli kçt.	Kumlu, ince taneli kçt.	Discocyclina	Discocyclina
		archiaci	archiaci
		Schlumb.	Schlumb.
Ofiyolit çukullu konglomera kumu, killi marn, kçt.	Ofiyolit çukullu konglomera kumu, killi marn, kçt.		
Kuzildeğ Ofiyoliti	Kuzildeğ Ofiyoliti		
Amanos Olistostromu	Amanos Olistostromu		
Kireçtaşı, dolomitik kçt.	Kireçtaşı, dolomitik kçt.	Orbitolina	Orbitolina
		Kurdica Henon-	Kurdica Henon-
		Cuneolina sp.	Cuneolina sp.
Dolomit	Dolomit	Glomospira	Glomospira
		sinensis He.	sinensis He.
		Involuntina	Involuntina
		minuta	minuta
		Koehn-Zaninet-	Koehn-Zaninet-
		ti.	ti.
Çupruz tabakalı kuvarsit ve kuvarolit kumtaşı.	Çupruz tabakalı kuvarsit ve kuvarolit kumtaşı.		

Şek. 2 - Amanoslar'ın genelleştirilmiş dikme kesiti (Aksay ve diğerleri, 1988).

Bölgede Kuvaterner temsil eden oluşuklar, geniş alanlarda yayılım gösteren bazaltlar, moloz örtüler ve alüvyonlardır.

Bölgesel tektonik özellikler Ketin'in (1959) çalışmaları esas alınarak özetlenmiştir. Amanos dağlarının yapısı genelde bir antiklinal şeklindedir. Kanat eksenine KKD-GGB istikametinde, kanatlardaki tabakalar ise KD-GB istikametinde uzanmaktadır.

Bölgede, Kambriyen arazisi Kaledoniyen orojenezinden etkilenmiştir. Triyas tabakaları, Triyas-Albiyen arasında meydana gelen tektonik hareketlerin etkisiyle şekillenmiştir. Kretase yaşlı Karadağ kireçtaşları, Alpin örojenezinin subhersiniden fazından etkilenmiştir. Ayrıca ofiyolit napları da bugünkü konumlarını bu fazın etkisiyle almışlardır. Daha sonra yine bu fazın etkisiyle su yüzüne çıkararak aşınmaya maruz kalmış, ofiyolit çakıllı Mestrihtiyen yaşlı konglomeralar serpantinler üzerine transgresif olarak çökelmiştir.

Laremien safhasında (Üst Kretase-Eosen) Mestrihtiyen tabakaları kıvrımlanarak su üstüne çıkmış ve aşınmaya maruz kalmıştır. Bunun sonucunda Eosen taban konglomeraları, yaşlı birimler üzerine diskordan olarak yerleşmiştir.

Oligosen sonlarında Toroslar silsilesinin büyük kısmı su üstüne çıkmıştır. Bunun sonucunda da Miyosen istifi kalın bir taban konglomerası ile başlamıştır. Miyosen sonunda yeniden yükselmeler ve kıvrımlanmalar olmuştur. Şiddetli deformasyonlar ve bilhassa faylanmalar da Üst Miyosende ve Pliyosen başlangıcında meydana gelmiştir.

Amanoslar bu günkü morfolojisini düşey faylarla kazanmıştır. Bölgedeki yapı unsurlarının en önemlilerinden biri olan bu fayların doğrultulan başlıca; K-G; K 45°-75° D; K 40°-70° B istikametindedir.

ÇALIŞMA ALANININ STRATİGRAFİSİ

Haritası (Şek. 3) yapılan kesimin stratigrafik özellikleri Şek. 4 de verilmiştir. Kargıcak çevresinde görülen ve Küreci kalkerleri olarak isimlendirilen (Atan, 1969) kayaçlar Alt Triyas-Alt Jura yaşındadırlar (Aksay ve diğerleri, 1988). Saha dışında kalan Anlık kuvarsiti üzerine uyumlu ve geçişli olarak yerleşen birim, yaygın olarak dolomitlerden, daha az oranda da dolomitik kireçtaşlarından oluşur. Gri-koyu gri renkli, ince orta-kalın ve yer yer masif tabakalı istifin bazı seviyelerinde çört bandlarına, sarı-kahverengi dolomitize kireçtaşlarına ve koyu gri şeyl ara tabakalarına rastlanır.

Küreci dolomitinde üste doğru tabakalar tekrarlanarak devam eder. En alt tabakalar ostrakod, peloid, pirit ve kuvars kapsayan dolomitik kireçtaşlarıdır. Üste doğru daha çok dolomitleşmiş olan laminalı dolomitik kireçtaşı ve dolomit tabakalanna geçer. Dolomitlerde, muhtemelen evaporit çözünmesine bağlı olarak meydana gelmiş olan dolomit breşleri yaygın olarak görülmektedir.

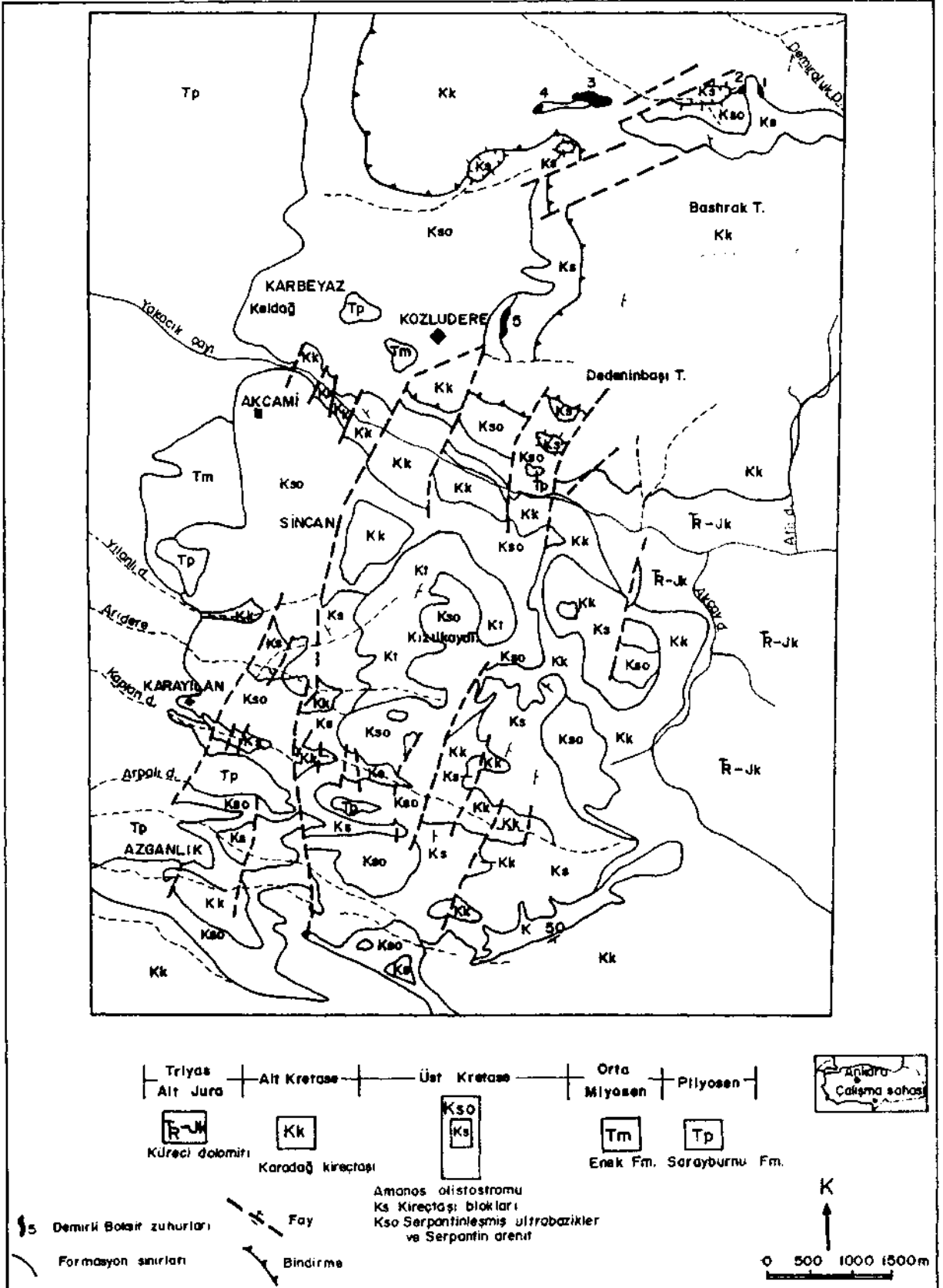
Kalınlığı 400 metre kadar olan birim üzerine Karadağ kireçtaşları uyumsuz olarak yerleşmiştir. Çalışma sahasında en yaygın olarak izlenen Alt Kretase yaşlı (Aksay ve diğerleri, 1988) bu birim, kireçtaşı ve dolomitleşmiş kireçtaşlarıyla temsil olunur. Nadir olarak silttaşı ve şeyl ara tabakalarına da rastlanır.

Karadağ kireçtaşları, alttaki formasyon üzerinde uyumlu gibi görölse de harita sahası dışında kalan islahiye (Gaziantep) çevresinde, iki birim arasında çeşitli seviyelerde görülen boksit oluşumları sebebiyle uyumsuz olarak yerleştiği kabul edilmiştir.

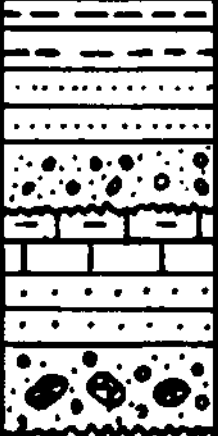
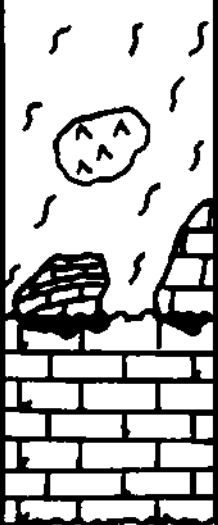
Birimi oluşturan kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşları, ince-orta ve yer yer masif tabakalı olup bol miktarda karstik yapılar içermektedir. Bu yapılar bazı yerlerde ince kanallar şeklinde, bazı yerlerde de büyük oyuklar şeklindedir (Levha I, şek. 1). 0.02-0.06 mm tane boyutuna sahip, basınç ikizleri gösteren kalsit taneleri içermektedir (Levha I, şek. 2). Zuhurların hemen altında ise breşik özellikte olan kireçtaşları, kalsit çimentoludur.

Cevherleşmeye yataklık eden Karadağ kireçtaşları, Senoniyen olistostromu ile uyumsuz olarak örtülmektedir.

Olistostrom istifinin başlıca kaya türleri , çeşitli boyuttaki kireçtaşı blokian, serpantinleşmiş ultrabazik kayaç parçaları ve serpantin arenitlerdir.



Şek. 3 - Çalışma alanının jeolojik haritası ve örnek gruplarının yerleri.

Ü. SİSTEM		SİSTEM		SERİ	KAT	FORMASYON	SİMGE	LİTOLOJİ	PALEONTOLOJİ
SENZOZOYİK		TERSIYER		PLİYOSEN	Üst	Sarayburnu			Gevşek konglomera, kumtaşı ve kiltası.
				MYOSEN	İpresiyen-Lütesiyen	Enek	Kçt. blok ve çakılları içeren konglomera, kumtaşı ve killi kireçtaşı.		
MESOZOYİK		KRETASE		ÜST	Senoniyen	Amanos Olistostromu		Kireçtaşı blokları, ultrabazik kayaç parçaları ve serpantin arenit.	Cuneolina sp. Rotalia sp.
				ALT	Valanjiniyen-Turan	Karadağ		Cevher Kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşı.	
TRIYAS	ALT ÜST	JURA	ALT	Üst Skitiyen-Alt Liyas	Küreci Dolomiti		Dolomit	Triasina hantkeni Majzon. Planinvolutina carinata Leischner.	

Şek. 4 - Çalışma alanının dikme kesiti.

istifin hamurunu oluşturan serpantin arenitler açık yeşil ve yeşilimsi gri renkli, ince laminalanma ve yapraklanma gösteren kayalarda. Serpantinitler, üstteki kireçtaşı bloklarının, üzerlerinde ağır ağır ilerlemeleri esnasında dinamotermal metamorfizmaya uğramışlar ve serpantinitlerin üst seviyelerinde tamamen serpantinleşmiş ultrabazik kayaç görünümünde şiştik merccekler oluşmuştur (Levha I, şek. 3).

An deresi çevresinde görülen serpantinleşmiş ultrabazik kayaç parçaları ise tabanda masif görünüşlüdür. Mikroskopik incelemelerde, kayacın ağ dokusu gösteren serpantin mineralleri (krizotil, antigorit), serpantinleşmiş piroksen izleri ve opak mineral içerdiği görülmektedir (Levha II, şek. 1).

Olistostrom istifine ait kireçtaşları, çeşitli şekillerde görülürler. En yaygın olanları, serpantinler üzerinde olanlardır. Serpantinlerle bunlar arasında yaklaşık 1 metre kalınlıkta, tamamen killeşmiş ezik bir zon bulunmaktadır. Bu seviyelerde deformasyonun etkisiyle kireçtaşlarında da kıvrımlanmalar meydana gelmiş ve altındaki serpantinler üzerinde ilerlemeleri esnasında ortaya çıkan metamorfizma etkisiyle alt seviyeleri şiştik özellik kazanmıştır. Gri renkli ve ince tabakalı olan bu kireçtaşlarından yapılan ince kesitlerin tetkikinde kayacın çoğunlukla kalsit tanelerinden oluştuğu bunun yanında yeniden kristalleşmiş kalsit taneleri ve kuvars taneleri içerdiği görülmektedir.

Şiştik kireçtaşları bazı yerlerde de cevherli seviyelerin üzerindeki kumtaşı veya ankeritik kireçtaşı seviyelerinin üzerinde görülmektedir. Ankeritik kireçtaşları, 1-3 metre arasında değişen kalınlığa sahiptir. Burada cevherden şiştik kireçtaşına doğru düzenli bir geçiş görülmektedir (Levha II, şek. 2). Fındık Yaylası-1 haricinde bütün zuhurlarda görülen bu kayaç, 0.02-0.15 mm arasında değişen ve yer yer basınç izleri gösteren kalsit tanelerinden oluşmuştur ve bunlar arasında eser miktarda kuvars ve demirhidroksit infiltrasyonu saptanmıştır (Levha II, şek. 3).

Kireçtaşı bloklarının bir kısmı da hem serpantinler üzerinde hem de şiştik kireçtaşları üzerinde görülen gri renkli, kalın ve masif tabakalı kireçtaşlarıdır. Kataklastik doku gösteren bu kayaçlar, 0.05-0.3 mm tane boyuna sahip, yer yer basınç izleri gösteren kalsit tanelerinden ibaret olup, çok az miktarda kil mineralleri ve kuvars içermektedir.

Amanos olistostromunun kireçtaşlarından bir kısmı da serpantinler içerisinde merccekler şeklinde görülmektedir. Gri-koyu gri renkli ve ince tabakalı olan bu kayaçlar, şiştik doku göstermektedir. Daha çok kalsit ve az oranda kuvars içermektedir.

Bunlardan başka serpantinler içerisinde mermerleşmiş kireçtaşı bloklarına da rastlanılmaktadır. Koyu gri ve siyah renkli olan bu kireçtaşları, dolomitik özellikte ve masif tabakalıdır.

Serpantinler üzerindeki bu kireçtaşı bloklarının gri renkli zonlarında bulunan *Globigerina* sp. ve *Globotruncana* sp. gibi faunaya dayanılarak kireçtaşlarının Üst Kretase yaşlı olduğu kabul edilmiştir.

Olistostrom istifinin diğer bir birimi de Fındık Yaylası-1 zuhurunun altında ve üstünde görülen kumtaşı seviyeleridir. Sarı renkli ve 2-3 metre kalınlığındaki bu seviyeler, 0.03-0.1 mm ve 0.4-1.0 mm arasında değişen kuvars tanelerinden ibaret olup ayrıca çok az miktarda feldispat, turmalin, zirkon, kloritleşmiş biyotit, karbonat ve limonit saptanmıştır.

Olistostrom istifinin çökme yaşı, serpantinlerin üzerinde ve arasında görülen kireçtaşı bloklarının yaşlarına göre verilmiştir. Buna göre bu bloklar, kuzeyde Osmaniye çevresinde Albiyen-Apsiyen (Arda, 1972), Kızıldağ'da Koniasiyen-Kampaniyen (Aslaner, 1973), çalışma sahasında ise Üst Kretase yaşlıdır. Bu verilere göre birimin yaşı Senoniyen olarak kabul edilmiştir.

Çalışma sahasının güneybatısında görülen Orta Miyosen yaşlı (Aksay ve diğerleri, 1988) Enek formasyonu Senoniyen olistostromu üzerine uyumsuz olarak çökelmiştir, istifin tabanında, bol miktarda çok iri boyutu kireçtaşı çakılları ve daha küçük boyutta kireçtaşı ve serpantin çakıllarından oluşan konglomeratik bir seviye bulunmaktadır. Kireçtaşları, Senoniyen yaşlı şişlik kireçtaşlarıdır. Küçük çakıllar yuvarlaklaşmış, çok büyük olanlar ise köseli parçalar halindedir. Taneler birbirine karbonat çimento ile tutturulmuştur. Üzerinde yer alan kumtaşları, iri taneli ve ince tabakalıdır. Bol miktarda altere olmuş serpantin, kuvars ve demiroksit saptanmıştır, istifin en üst seviyelerinde ise ince tabakalı, açık gri renkli kireçtaşları yer almaktadır.

Geniş düzlük alanlarında görülen Üst Pliyosen yaşlı (Dubertret, 1953) gözenekli konglomera, gevşek kumtaşı ve kiltaş tabakaları yaşlı birimler üzerine uyumsuz olarak çökelmiştir.

TEKTONİK

Çalışma sahası, Alpin örojenezinin Subhersinik fazından etkilenmiştir. Bu devrede ofiyolit yerleşimiyle birlikte Senoniyen olistostrom istifi de yerleşmiştir (Kelin, 1959).

Olistostromun yerleşimi sırasında ortama gelen kireçtaşı bloklarının serpantinitletler üzerinde yavaş yavaş ilerlemesi esnasında ortaya çıkan yüksek basınç etkisiyle serpantinitletler şiştik özellik kazanmışlardır. Bu arada Senoniyen yaşlı kireçtaşı bloklarının taban kısımları da şiştik özellik kazanmışlar. Serpantinitletlerin üzerindeki kireçtaşı bloklarının bir kısmında da katlastik yapı gelişmiştir.

Arazide görülen en önemli faylar, K 20°-30° D istikametli ve K 60°-70° D istikametli düşey atımlı ve normal faylardır. Miyosen sonlarında meydana gelen bu faylarla eski birimler açığa çıkmıştır.

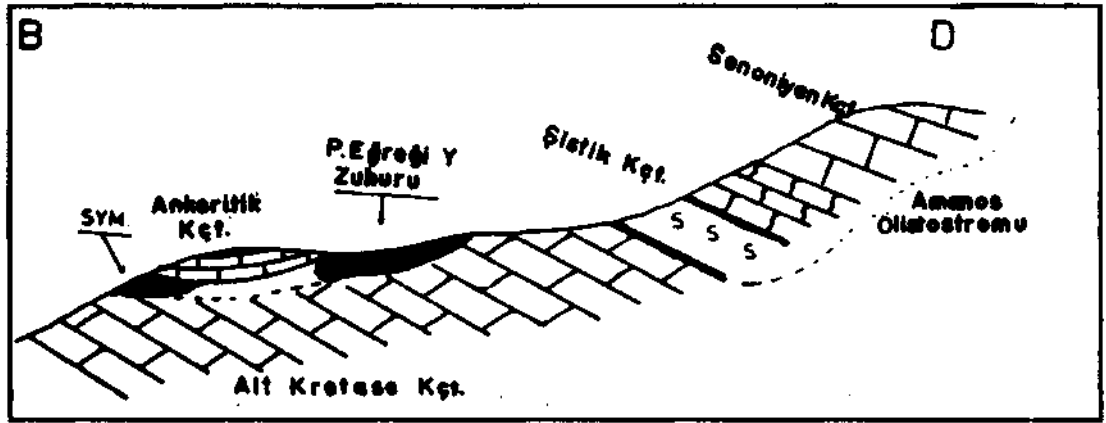
MADEN JEOLojİSİ

Arazi Gözlemleri

Bölgedeki cevherleşmeler. Alt Kretase kireçtaşları ile Senoniyen kireçtaşları arasında mercekler şeklinde görülmektedir. Cevherin tabanında bazı bölgelerde kumtaşları bulunurken bazı bölgelerde de erime boşluklarının yaygın olarak izlendiği ve breşik yapı gösteren kireçtaşları bulunmaktadır. Cevherin üzerinde ise bazı yerlerde sarı renkli hematit ara katkılı kumtaşları, bazı yerlerde de san renkli ankeritik kireçtaşları yer almaktadır. 2-3 metrelik bir zon şeklinde görülen bu seviyenin üzerinde de taban kısımları şiştik özellikte olan gri renkli Senoniyen kireçtaşları görülür.

Cevherleşmeler en fazla Paşanın Eğreği Yaylasında görülür. Ayrıca Sarıyokuş Mağarabaşı mevki. Fındık Yaylası-I, Fındık Yaylası-II ve Kozludere'de de mostralar incelenmiştir (Şek. 3).

Paşanın Eğreği Yaylasındaki cevherleşmeler koyu gri renkli, kalın tabakalı Alt Kretase kireçtaşlarının üst seviyelerinde yer alan, erime boşluklarının yaygın olarak görüldüğü ve breşik yapı gösteren kireçtaşlarının içerisinde görülmektedir. Cevher bazı yerlerde masif kütleler halinde, bazı yerlerde de konglomeratik özelliktedir. Tane boyu 20 mm ye kadar varmaktadır. Masif kısımlarda ise spekülartilere rastlanmaktadır. Cevherin üzerinde gri renkli şiştik kireçtaşlarına geçiş gösteren, san renkli ankeritik kriptokristalin kireçtaşları yer almaktadır (Levha II, şek. 2, 3). Cevherli zonun 20 metre kadar doğusunda Alt Kretase kireçtaşları üzerine serpantinitletler ve Senoniyen kireçtaşları görülmektedir (Şek. 5).

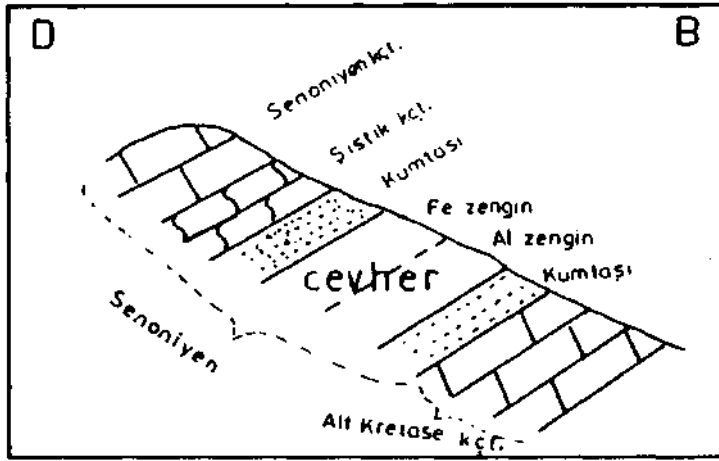


Şek. 5 - Paparan Eğreği Yaylası ve Sarıyokuş Mağarabaşı mevki (SYM) cevherleşmelerinin taslak kesiti.

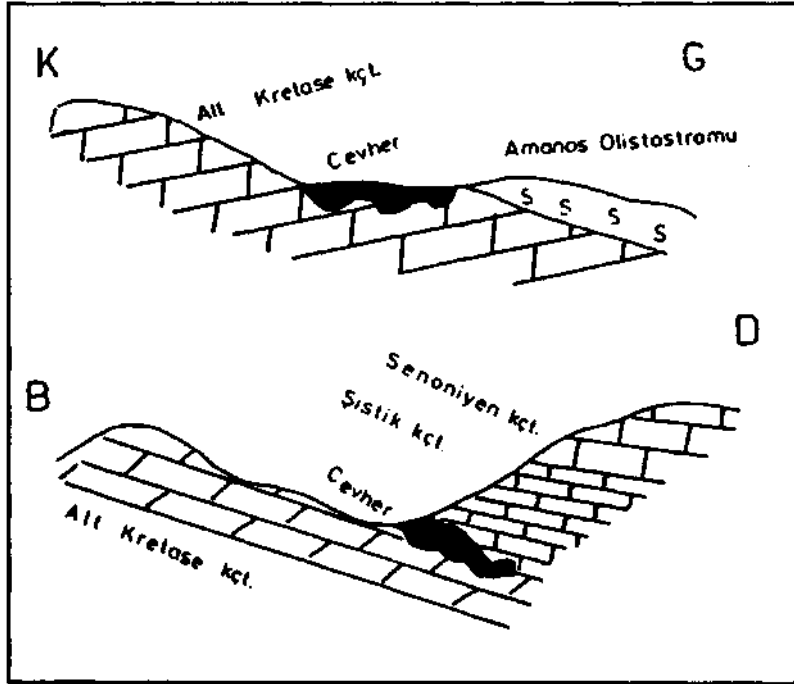
Sarıyokuş Mağarabaşı mevki zuhurunun konumu da yine aynı şekildedir (Şek. 5). Ancak burada cevherleşme şiştik özellik göstermektedir. Çekiçle vurulduğunda ince yapraklara ayrılabilir. Makroskobik olarak pembemsi kırmızı bir matriks içinde yassı hematit taneleri görülmektedir.

Fındık Yaylası-I zuhurunda diğerlerinden farklı olarak taban ve tavanında hematit ara katkılı kumtaşları bulunmaktadır. Cevherleşme yer yer masif yer yer de konglomeratik ve breşik özelliktedir. (Şek. 6; Levha III, şek. 1).

Fındık Yaylası-II zuhurları, çoğu yerde limonitlemiş hematit görünümündedir. Tabanında yine Alt Kretase kireçtaşları, tavanında ise 2-3 metrelik san renkli ankeritik zon ve gri renkli şiştik kireçtaşları bulunmaktadır. Zuhurların 10 metre kadar güneyinde ise serpantinitletler yüzeylenmektedir (Şek. 7).



Şek. 6 - Fındık Yaylası I cevherleşmesinin taslak kesiti.



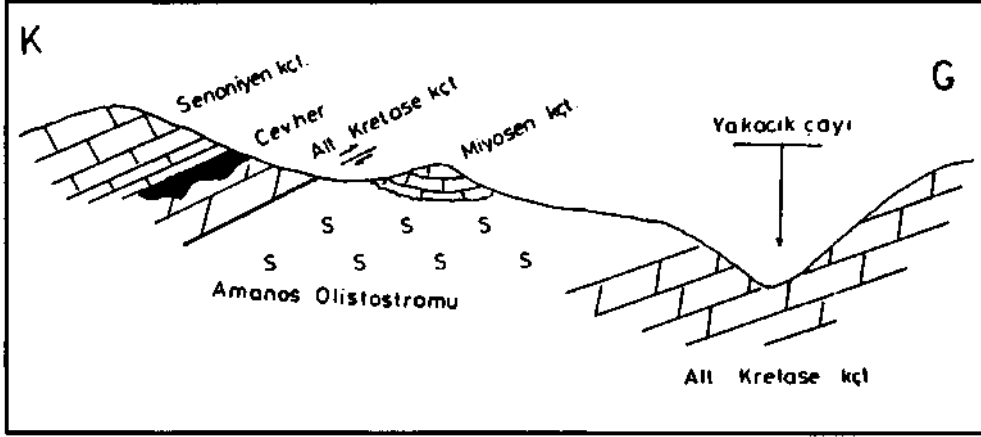
Şek. 7 - Fındık Yaylası II cevherleşmesinin taslak kesitleri.

Kozludere zuhurları ise Alt Kretase kireçtaşları ile Senoniyen kireçtaşları arasında şerit şeklinde uzanmaktadır. Üstteki gri renkli kireçtaşlarına geçiş zonunda yine sarı renkli ankeritik zon bulunmaktadır.

Maden mikroskobisi incelemeleri

Yukarıda bahsedilen beş farklı bölgede yataklanan cevherleşmelerin maden mikroskobik özellikleri az da olsa farklı parajenez ve farklı yapı-doku ilişkileri göstermektedir, incelemede, mikroskop çalışmaları yanında anılan bölgeye ait örneklerin X-ışınları difraktogramlarından da yararlanılmıştır.

Arazideki farklı bölgeleri karakterize eden örneklerin parlatmaları maden mikroskobunda incelenerek cevherleşmenin parajenzi belirlenmiştir. Buna göre Parajenezde maghemit, hematit, spekülait, gölit ve rutil saptanmıştır. Opak olmayan



Şek. 8 - Kozludere cevherleşmesinin taslak kesiti.

mineraller ise cevher örneklerinden yapılan ince kesitlerde ve X-ışınları difraktogramlarında incelenerek bunların karbonat, kuvars, berthiyerin, diyaspör ve kayaç parçaları (serpantinit) olduğu saptanmıştır. Ayrıca cevherleşmenin oluşumuna ışık tutabilecek mikroskobik verileri ortaya koymak için dokusal özelliklere yönelik incelemeler de yapılmıştır. Bütün zuhurlarda taneli ve koloidal doku izlenirken, yalnızca Fındık Yaylasında oolitik doku izlenmiştir.

Hematit. _ Bütün örneklerin hâkim minerali olan hematit, daha çok koloidal doku göstermektedir (Levha III, şek. 2). Koloidal doku, çeperlerinden itibaren boşlukların dolması şeklinde olduğu gibi kokart şeklinde de izlenmektedir. Yuvarlağımsı ya da köşeli tanelerin etrafını saran hematitler serbest taneler veya bu tanelerin birleşerek oluşturduğu kümeler halinde (Levha III. şek. 3).

Çekirdekler çeşitli kayaç parçaları olabildiği gibi fosil artıkları da olabilmektedir. Küçük boşluklarda oluşan koloidal çökelimler, bu boşlukların birbirleriyle irtibatlanmasından dolayı meydana gelen daha büyük boşluklarda ışınal dokular oluşturmuşlardır. Bu ışınal dokularda bazan çeper gidişine paralel demirli kil veya götit hamlaşmaları izlenmektedir. Boşluk dolgusu ya da kokart şeklinde oluşan hematitler arasında daha çok berthiyerinden oluşan killi bir matriks bulunmaktadır.

Hematit mineralleri koloidal oluşumlardan başka taneler halinde ve oolit banılan şeklinde de izlenmektedir. Taneli hematitlerin büyüklüğü çok değişken olup 540-770 m ile 40-80 nm arasında hatta daha küçük olabilmektedir. Büyük bir bölümü götipleşen hematitler kalıntı dokusu göstermektedir (Levha IV, şek. 1.2).

Aynı dokuda, fakat farklı renk tonunda izlenen hematitler ve daha genç olan mineralin diğerini kesmesi gibi görüntüler, ortamda en az iki aşamada hematit oluştuğunun verileri olabilir.

Oolitlerin zarflarını oluşturan hematitler daha grimsi renk tonlarında ve hissedilmeyecek kadar zayıf anizotropi göstermektedir.

Hematit mineraline, matriks olarak sık görülen demirli boksitik killer içinde bol miktarda rastlanılmıştır. Refleksiyon renkleri ve anizotropi özellikleriyle kolayca ayırtedilen bu mineraller çok küçük (2.50-4 m) iğnecikler (Levha IV, şek. 3) ya da gelişigüzel şekilli tanecikler (8-16 m) halindedir. Gelişigüzel şekilli ve çeşitli boyutlardaki taneli hematitler götipleşme sonucu arta kalan (relikt doku) minerallerdir. Çoğu taneler, kenarlarından itibaren götipleşmeye uğramışlardır (Levha V, şek. 1).

El örneklerinde kahvemsı kırmızı bir matriks içinde çeşitli büyüklükte yuvarlak çakıllar halinde görülen hematitlerin mikroskobik incelemede aslında kendi içinde yine taneli doku gösteren daha küçük çakılların matriksini oluşturduğu anlaşılmaktadır. Bu çakıllar, kayaç parçaları, demirli boksitik killer, götit, hematit ve fosil tanelerinden oluşmaktadır. Hematit çimentonun çoğu kesimi çeşitli derecelerde götit mineraline dönüşmüş olup bu dönüşümün kenarlardan itibaren geliştiği kesimlerde zonlu bir yapı, iç kısımlardan itibaren geliştiği yerlerde de beyaz ve gri renklerde benekli (lekeli) bir yapı

oluşturmaktadır. Hematit çimentonun yer yer boşluklu bir yapı gösterdiği ve bu boşlukların demirli killerce doldurulduğu izlenmektedir.

Maghemit.- Az. ya da çok bütün örneklerde raslanabilen bir mineral olup özellikle oolitik yapı gösteren cevherleşmelerde izlenmektedir (Levha V, şek. 2). Gölit mineralinden daha açık gri, hematitten biraz daha koyu gri renklerde ve öz şekilli (üçgen, dörtgen) olarak gözlenen maghemit mineralleri çok küçük (24-80 nm) boyutlardadır. Çift nikolde, demirli killer ve götit minerallerinin san, sarımsı kırmızı ve kahvemi kırmızı iç yansıma göstermelerinden dolayı çok küçük boyutlardaki maghemiller izotrop görünümüleriyle daha belirgin olmaktadır. Taneli doku gösteren örneklerde maghemitlere matriks içinde saçılmış gibi (Levha V, sek. 3), oolitik doku gösterenlerde ise hem Oolitlerin kuşaklarında hem de oolit ianeleri arasında onların dış yüzeylerine paralel dizilmiş şekilde rastlanılmaktadır. Bazı Oolitlerin kırılmış olduğu ve maghemit tanelerinin kırılma yüzeylerine uygun olarak yerleştikleri de izlenmiştir. Ayrıca örneklerin bazı kesimlerinde maghemit içermeyen oolitlerin var olduğu da görülmektedir (Levha VI, şek. 1).

Gölit.- örneklerin tamamında yer alan gölit minerali, iki değişik şekilde izlenmektedir. Bunlar, tamamen gölit olan taneler ve başka minerallerin bir kısmının dönüşümü ile relikt doku oluşturan götitlerdir (Levha VI, şek. 2). Tanesel doku gösteren örneklerde gölitler hematit ve maghemitlere göre daha büyük (385-700) boyutlarda olabildiği gibi bu boyutlardan daha küçük ve büyükleri de bulunmaktadır. Sarı, kahverengimsi tonlarda iç refleksi ile kolayca tanınabilen bu iri taneli gölitler, matriks tarafından parçalanmaya neden olabilecek ölçüde ramplâse edilmiştir. Bu parçalanmadan dolayı meydana gelen daha küçük gölit taneleri, maghemit taneleri ile birlikte matriks içinde gelişigüzel dağılımı durumdadır.

Hematitlerin götillenmesiyle oluşan minerallerin refleksiyon renkleri, dönüşümün derecesine göre grinin değişik tonlarında izlenmektedir. Bu durum çift nikolde hematite ait mavimsi gri-beyaz anizotropi renkleri ve götite ait kahvemi kırmızı iç yansımaları kesimler olarak daha da belirginleşmektedir.

Oolitik doku da özellikle maghemit içermeyen ianelerin tamamen gölitlendiği görülmüştür.

örneklerde bu esas minerallerden başka az miktarda spekülait ve çok seyrek olarak rutil mineralleri izlenmiştir.

Matriks.- Tanesel dokunun çimentosunu gencide kil strüklüründe bir şamozil minerali olan berthiyerin oluşturmaktadır. Ayrıca bir bölgenin örneğinde (Fındık Yaylası-1) şamozitin yanında diyaspor minerali de çimentoda yer almıştır. Tanesel dokuyu oluşturan konglomeratik çakılların çoğunun çimentosu ise hematit mineralidir. Bu ana bileşenlere ilâve olarak matrikste kuvars, ankerit, klorit ve karbonat gibi mineraller de yer almaktadır. Ayrıca mineralleşmeler içinde olduğu gibi çimentoda da bol miktarda fosil izlenmiştir.

X-Işınları analizleri

Türkiye Çimento Müstahsilleri Birliği laboratuvarlarında yaptırılan X-ışınları analizlerinde hematit, gölit, maghemit, berthiyerin ve diyaspor saptanmıştır.

Sedimanter petrografi

Mikroskobik incelemelerde cevher içinde, petrografik olarak ayrılabilen üç farklı tip yer almaktadır. Bunlar; taneli yapıdaki cevher, masif cevher, masif ve taneli yapının birlikte bulunduğu cevherlerdir.

Taneli yapıdaki cevher, oldukça iyi yuvarlaklaşmış hematit ve limonit taneleri içermektedir. Bunların bir kısmı iç içe zonlar şeklinde de bulunabilmektedir. Bunlar oldukça masif bir iç yapıya sahiptirler. Aynı tiplere eşlik eden daha köşeli cevher ianeleri ise yer yer zayıf da olsa bir iç yapı göstermektedir (Levha VI, şek. 3; Levha VII, şek. 1). Bu tanelerin bir kısmı oldukça altere olmuş serpantin taneleridir (Levha VII, şek. 2).

Masif cevher veya masif taneli karışımli cevherde masif bölümler taneler arasında matriks görünümündedir. Burada çok sayıda çatlaklı bir yapı gelişmiştir (Levha VII, şek. 3). Çatlaklar yer yer birbirine paralel ve diyagonal olarak gelmektedir, içlerinde kalsit, mikrokristalin kuvars (Levha VIII, şek. 1) ve bazılarında da kalsitle karışmış vaziyette boksit mineralleri (diyaspor) bulunmaktadır (Levha VIII, şek. 2). Ayrıca bu masif bölümde erime boşlukları ve mikrokarstlaşma yapılarına rastlanmaktadır (Levha VIII, şek. 3). Bunlardan mikrokarstlaşmaların çoğu kırılmış parçalar halinde korunabilmiştir. Birkaç ma-

sif yatak içerisinde de % 20-30 oranında değişen kuvars kumuna rastlanmıştır. Bunlar cevher içerisinde zayıf parlak dizilimler veya saçılma şeklinde yerleşmiştir.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

1 - örneklerde, demir cevheri mineralleri olarak maghemit, hematit, gölit; ayrıca berthiyerin, boksit minerali olarak diyaspor bulunmuştur.

- Maghemit mineralleri, öz şekilli olarak, serpilmiş halde çimento içinde ve oolitlerin yapısında yer almaktadır.
- Çimento olarak çok fazla miktarda izlenen hematit minerali ianeler halinde de bulunmaktadır.
- Gölit minerali, daha çok dönüşüm ürünü olarak hematitle birlikte ve tek tek taneler halinde izlenmektedir.
- Berthiyerin, hem çimento olarak hem de oolitlerin yapısında yer almaktadır.

2 - Dokusal incelemelerde; oolitik, taneseli (konglomeratik) ve koloidal dokular belirlenmiştir.

- Oolitik dokuda uzun eksenlerine göre bir yönlü dizilim vardır. Bazı oolit taneleri parçalanmış ve bu oolit parçalarının etrafında da yeni oolit oluşumlarına ait kuşaklar oluşmuştur. Bazı oolitler maghemit ve hematit minerallerini içerirken bazıları tamamen gölitlemiştir. Oolit taneleri etrafında çimento çok az miktarda olup bu taneler birbirlerinin üzerlerine yerleşmişlerdir. Maghemit taneleri oolitlerin zarflarında dizildikleri gibi dış kısımlarına da kenarların eğimine uygun olarak dizilmişlerdir.

-Taneli dokunun izlendiği örneklerde iki farklı konglomeratik cevherleşme vardır. Birincil cevherleşme, daha sonra ikincil cevherleşmenin tanelerini oluşturmuştur. Hematit çimentonun hakim olduğu birincil cevherleşme, oldukça yuvarlaklaşmış taneler halindedir.

- Koloidal doku, hematit ve gölit mineralleri tarafından oluşturulmuştur. Boşluk dolgusu halinde çeperden itibaren gelişen koloidal doku, bir çekirdek etrafına çökelimle meydana gelen kokart tipinde de oluşmuştur.

3 - Bütün örneklerde bol miktarda taşınmış Miliolidae parçaları saplanmıştır.

Sayılan bu maden mikroskobik sonuçlar ve doku tipleri, sığ denizel ortamlarda ya da karst boşluklarında oluşmuş cevherleşmeleri işaret edebilmektedir. Oolitlerin soğuk akıntılardan korunmuş kısmen dalga ve akıntı hareketlerine bağlı sığ su oluşukları oldukları, ayrıca karstik boşluklarda da gelişebileceği bilinmektedir. Yaygın bir şekilde görülen taneseli ve koloidal dokular ise, demirin sedimanter ortama taşınma olayına ışık tutabilmektedir. Taneseli maghemitlerin köşelerini kaybetmemiş olması taşınmanın yakın mesafeden olabileceğini, koloidal dokular ise, bir kısım demirin kolloidler halinde taşındığını göstermektedir. Bazı örneklerde görülen iç içe gelişmiş konglomeratik doku, cevherleşmede iki farklı oluşumun varlığını göstermektedir, önceden oluşmuş bir konglomeratik cevherleşme, daha sonra oluşan ve yine konglomeratik dokulu olan cevherleşmenin tanelerini meydana getirmiştir. Bu olay çökelme yeri olarak iki farklı ortamı açıklayabilir. Bazı oolit parçalarının sonraki oolit oluşumlarının çekirdeğini oluşturması da, önceden var olan bir oolit taşınırken parçalanabileceğini ve geldiği yeni ortamda oolit oluşumuna çekirdek olarak katılabileceğini gösterebilir. Ancak bu tip taneseli dokulu oluşumların karst boşluklarında meydana gelebileceği de dikkate alındığı zaman ve diğer jeolojik verilerle birlikte değerlendirildiğinde oluşum mekanizması daha iyi anlaşılacaktır.

Sedimanter petrografik özellikler taşınma geçiren bir cevher yerleşimini desteklemektedir. Yuvarlaklaşma taşınma sürecinde kazanılmış bir özellik olabilir. Taşınma esnasında taneseli parçalanma ile birlikte bir kısım cevher malzemesi, taşıyıcı ajan içerisinde koloidal hale gelmiş olabilir. Bu da matriksi oluşturan masif cevherin biçimlenmesini sağlamıştır. Cevherde görülen aşın mikroçatlak sistemleriyle mikrokartlaşmış cevherin ikincil yerleşimi sonrasında atmosferik etkilere maruz kaldığını gösterebilir. Atmosferik etkiler altında kurumaya bağlı gelişen bu çatlak sistemleri daha sonra meorik kökenli suların taşıdığı CaCO₃ ile doldurulmuş ve kalsit çimentonun oluşumunu sağlamış olabilir. Diyaspor ve muhtemelen diğer boksit mineralleri de bu evreyi işaretleyebilir. Ayrıca cevherleşme içinde yer yer görülen kuvars kumu veya hematit çimento-kumtaşları, cevher yerleşimi esnasında fay tektonizmasına bağlı bir kaynak yükselimi ve aşınımı evresini yansıtabilir.

Tüm bu gözlemler cevherin daha çok atmosferik etkilere maruz kalmış bir yataklanma özelliğine sahip olduğunu destekler. Bu da karstik yataklanma şeklinde yorumlanabilir. Düz topografya üzerinde atmosferik etkilerin uzun süreli tesiriyle gelişen yataklar, muhtemel bazı ara devrelerde (iklim değişikliğine bağlı, yağışların azalması gibi) yıkanarak veya parçalanarak bölgesel karst çukurlarını doldurmuşlardır.

KATKI BELİRTME

Yazarlar arazi çalışmaları sırasında her türlü desteği sağlayan TDCİ Genel Müdürü Dr. Sencer İmer'e, ince kesit ve parlatmaların gerek hazırlanmasında ve gerekse incelemelerdeki katkılarından dolayı MTA Genel Müdürlüğü Laboratuvarlar Şefi Dr. İbrahim Copuroğlu'na, sedimanter petrografik incelemelerdeki katkılarından dolayı Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi öğretim Üyesi Doç. Dr. Baki Varol'a teşekkür ederler.

Yayına verildiği tarih, 15 Ekim 1991

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akçay, Y. ve Hasan, I., 1974, Antakya İli Hassa-Dörtyol ve Gaziantep İli islahiye ilçeleri Hematitli boksit zuhurlarının prospeksiyonu: MTA Rap., 6309 (yayımlanmamış), Ankara.
- Aksay, A.; Tekeli, O.; Ürgün, B.M. ve Işık, A., 1988, Amanoslar'ın Paleozoyik Birimleri ve Mesozoyik Platform Karbonat istifleri: MTA Rap., 8312 (yayımlanmamış). Ankara.
- Arda, O., 1972, The Geology and Petrology of the Northern Amanos Mountains, Southern Turkey: Doktora tezi, Sheffield Üniv., 123 s. (yayımlanmamış).
- Arni, P., 1941, Türkiye'de halen malum bulunan boksit yataklan: MTA Derg., 2, 23, Ankara
- Aslaner, M., 1973, Iskenderun-Kırıkhan Bölgesindeki Ofiyolitlerin jeoloji ve petrografisi: MTA Yayl., 150, 78 s., Ankara.
- Atan, O.R., 1969, Eğribucak-Karacaören (Hassa)-Ceylanlı-Dazevleri (Kırıkhan) arasındaki Amanos Dağları'nın jeolojisi: MTA Yayl., 139, 85 s.. Ankara.
- Brennich, G., 1956, Maden Arama Ltd. Şirketine ait yarmalar yapılmış demir madeni sahası: MTA Rap., 2466 (yayımlanmamış), Ankara.
- Çoğulu, H.İ., 1974, Halay Bölgesindeki Ultrabazik Tektonitler ve Tabakalı Peridotitler: MTA Derg., 83, 185-192, Ankara.
- Dubertret, L., 1953, Geologie des roches vertes du nord-ouest de la Syrie et du Halay (Turquie): Museum National d'Historie Naturelle, VI.
- Elgin, İ.A., 1975, Iskenderun Demir ve Çelik Fabrikaları'nın doğusundaki boksitik demir cevherleri yataklan hakkında rapor: İSDEMİR-H.M. 48 (yayımlanmamış), Iskenderun-Hatay.
- Erten, H.; Doğan, M.Z. ve Özbayoğlu, G., 1971, Payas Bölgesindeki alüminalı demir cevherlerinin teknolojik araştırılması. TÜBİTAK Rap., 210 (yayımlanmamış), Ankara.
- Hatay, N., 1967, Islahiye-Hassa Bölgesi boksit zuhurları hakkında geçici rapor: İSDEMİR-H.M.C-52 (yayımlanmamış), Hatay.
- Ketin, I., 1959, Türkiye'nin orojenik gelişimi: MTA Derg., 53, 78-86, Ankara.
- Krupp, F., 1959, Rohsloffc-Uniersuchung Eisenerzvorkommen Türkei: Etibank Rap., 1018, Ankara.
- Petrasccheck, W.E., 1965, Iskenderun havalisindeki Payas boksitik demir cevherleri: MTA Derg., 65, 21-25, Ankara.
- Pilz, R., 1939, islahiye ve Payas mıntıkları boksit yataklan hakkında yazılan rapor: MTA Rap., 821 (yayımlanmamış), Ankara.
- Riches, E.J., 1913, Kurudağ ve Karasu demir madeni nihai raporu: MTA Rap., 455 (yayımlanmamış), Ankara.
- Romicux, J., 1942, Hatay'da yapılan istikşaf raporu: MTA Rap., 1426 (yayımlanmamış), Ankara.
- Rouzand, T., 1910, Payas-Kuzguncuk hematit yatağı: MTA Rap., 455 (yayımlanmamış), Ankara.

- Selçuk, H., 1981, Etude geologique de la partie meridionale du Hatay (Turquie): Doktora tezi, Cenevre Üniv. 116 s. (yayımlanmamış).
- Tekeli, O. ve Erendil, M., 1986, Kızıldağ Ofiyolitinin (Hatay) jeoloji ve petrolojisi: MTA Derg., 107, 33-48, Ankara.
- Wippem, 1964, Islâhiye-Payas boksit yatakları: MTA Rap., 1127 (yayımlanmamış), Ankara.
- Yalçın, N., 1980, Amanosların litolojik karakterleri ve Güneydoğu Anadolu'nun tektonik evrimindeki anlamı: Türkiye Jeol. Kur. Bült. 23, 21-30, Ankara.

LEVHALAR

LEVHA- I

Şek 1- Karstik yapılar içeren Karadağ kireçtaşları

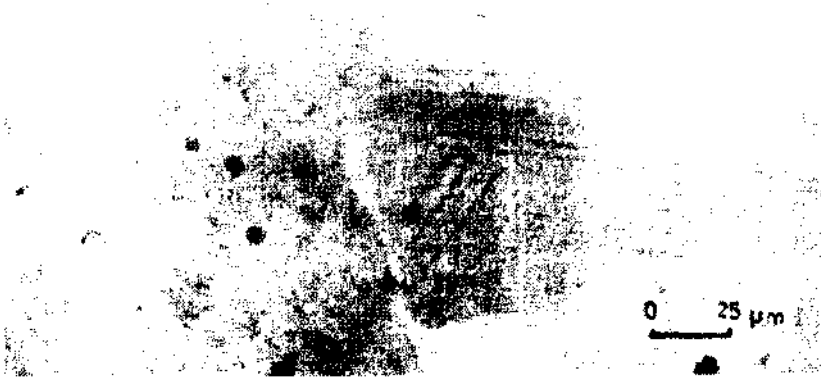
Şek. 2- Karadağ kireçtaşlarında basınç ikizleri gösteren kalsit taneleri.

Şek 3- Şişlik yapı gösteren serpantinitletler.

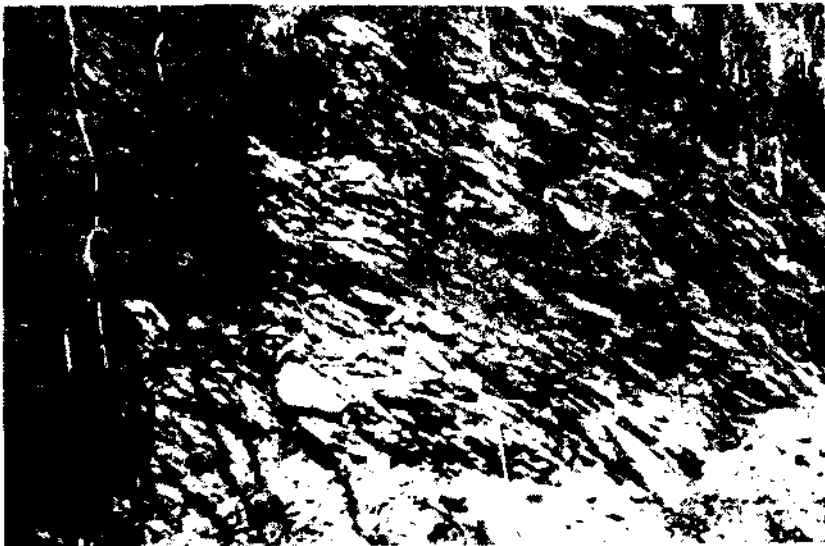
1



2



3

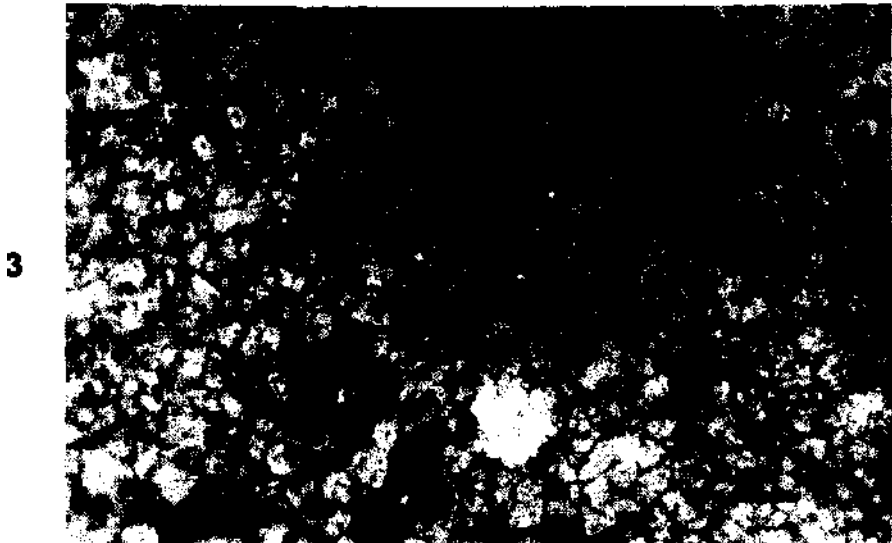
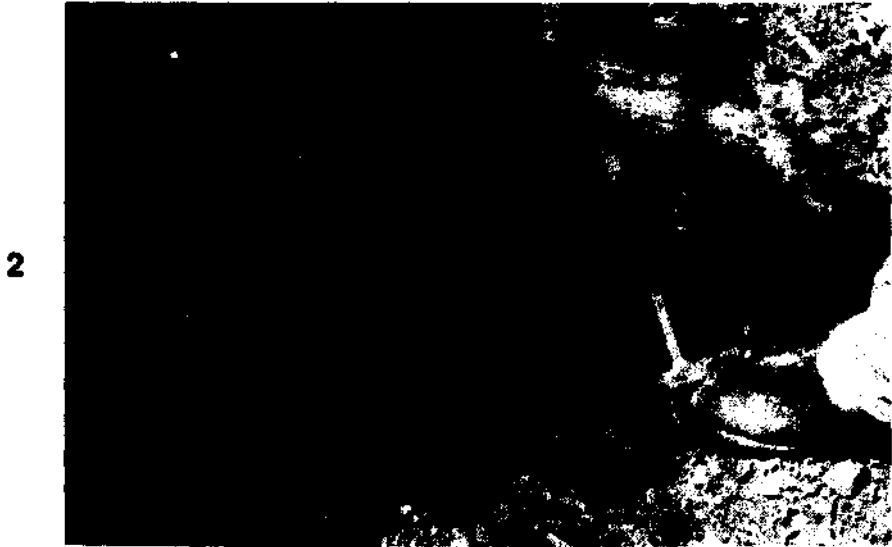
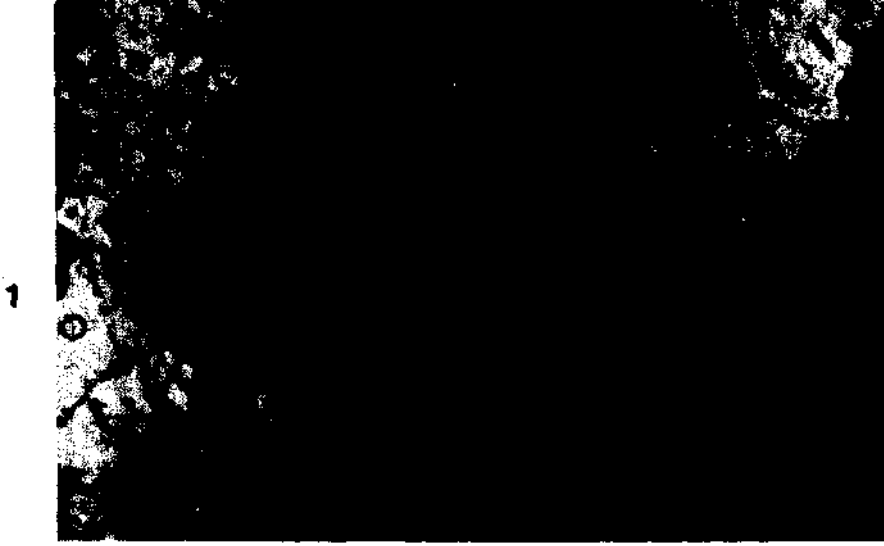


LEVHA - II

Şek. 1- Serpantinleşmiş Ultrabaziklerdeki piroksen ve serpantin mineralleri.

Şek. 2- Cevherli seviyeler üzerindeki ankeritik kireçtaşı.

Şek. 3- Ankeritik kireçtaşı.



Şek.1-Fındık yaylasında demirli konglomera

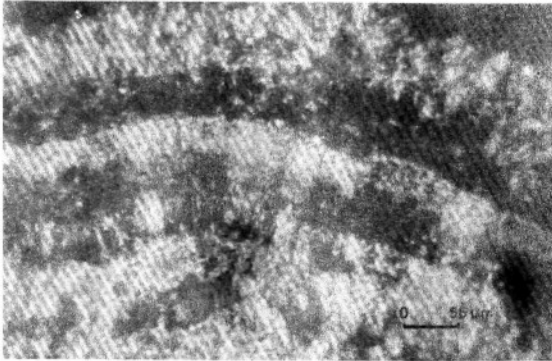
Şek.2- Cevher minerallerinde görülen koloidal doku

Şek.3-Yuvarlağımsıveyaköşelitanelerintrafınısaranhematitler

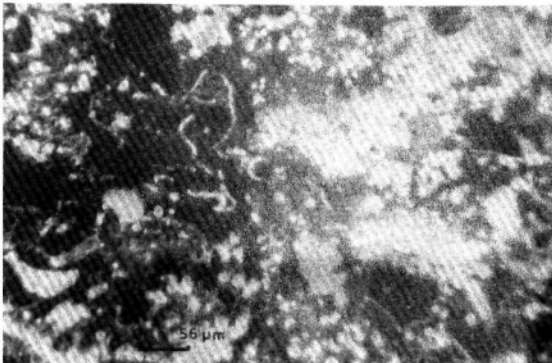
1



2



3



LEVHA - IV

Şek. 1- Relikt doku gösteren hematit (beyaz: hematit, gri: götit).

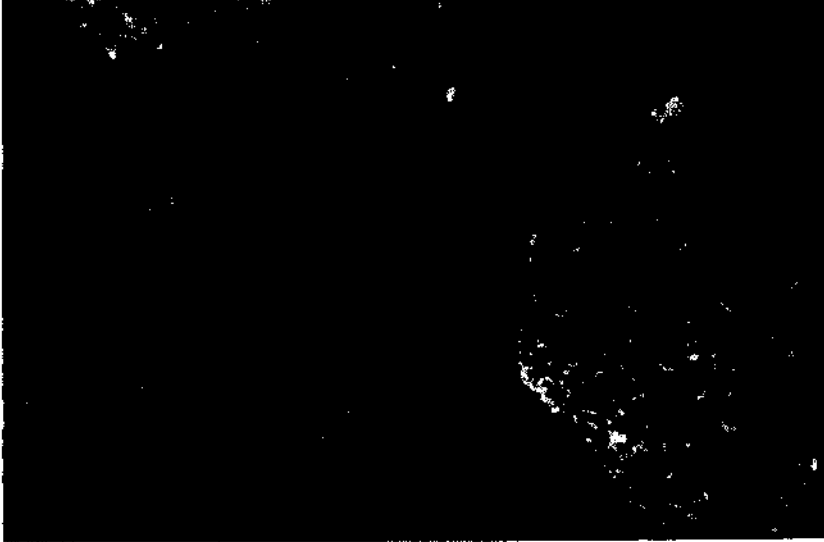
Şek. 2- Götitleşmiş hematit taneleri.

Şek. 3- iğnecikler şeklinde görülen hematit taneleri.

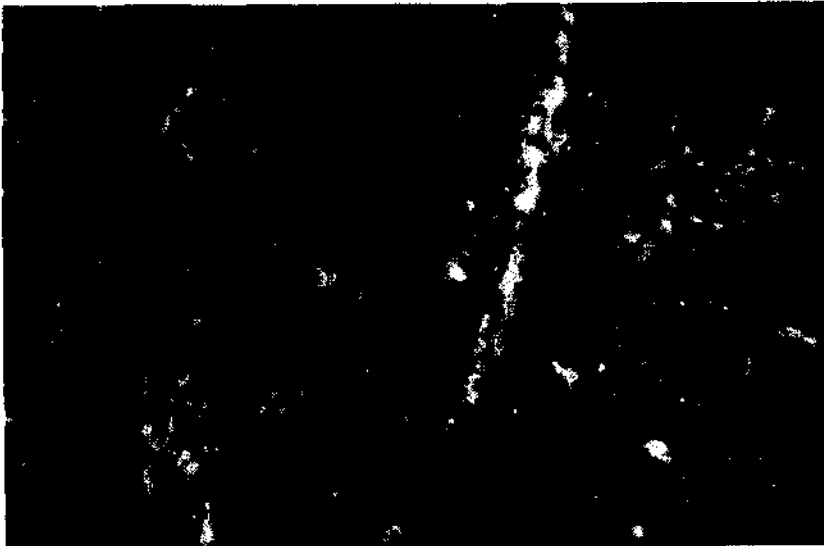
1



2



3



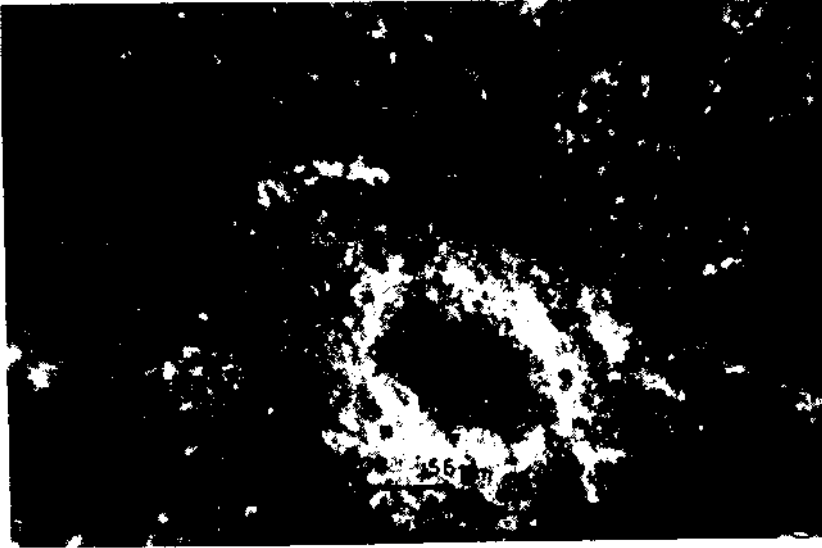
LEVHA - V

Şek. 1- Kenarlarından itibaren götitlediştir hemaitler.

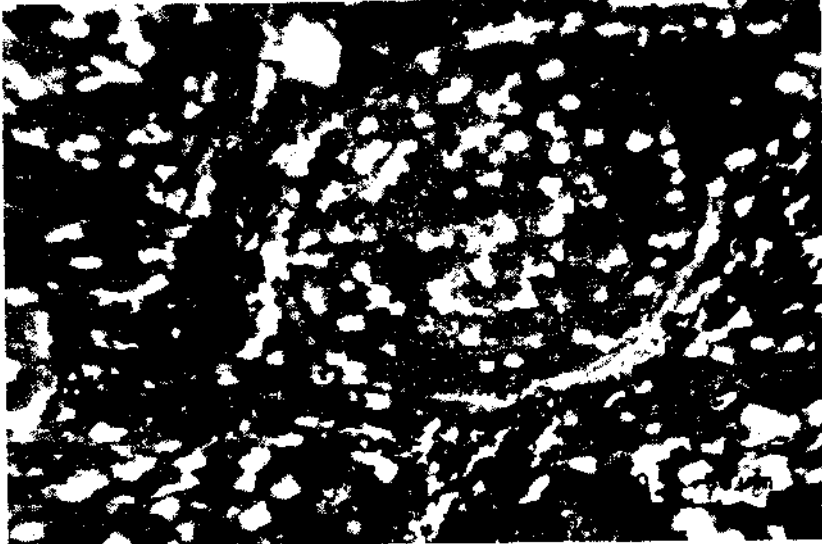
Şek. 2- Oolitlerin etrafında ve içerisinde görülen maghemit tanelen (beyaz.).

Şek. 3- Matriks içinde görülen maghemit taneleri.

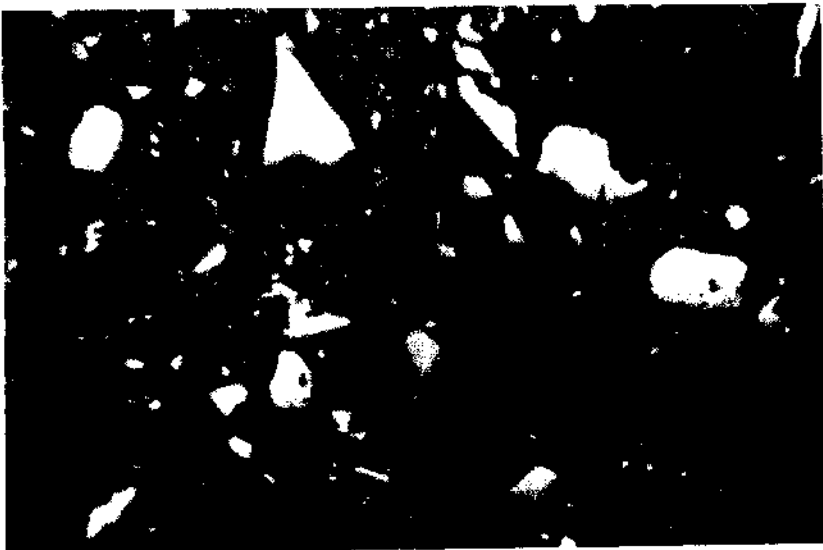
1



2



3



LEVHA - VI

Şek. 1- Maghemit içermeyen götitledişmiş oolitler.

Şek. 2- Relikt doku gösteren götit mineralleri (gri) ve çubuksu hematit taneleri (beyaz).

Şek. 3- iyi yuvarlaklaşmış hematit tanesi.

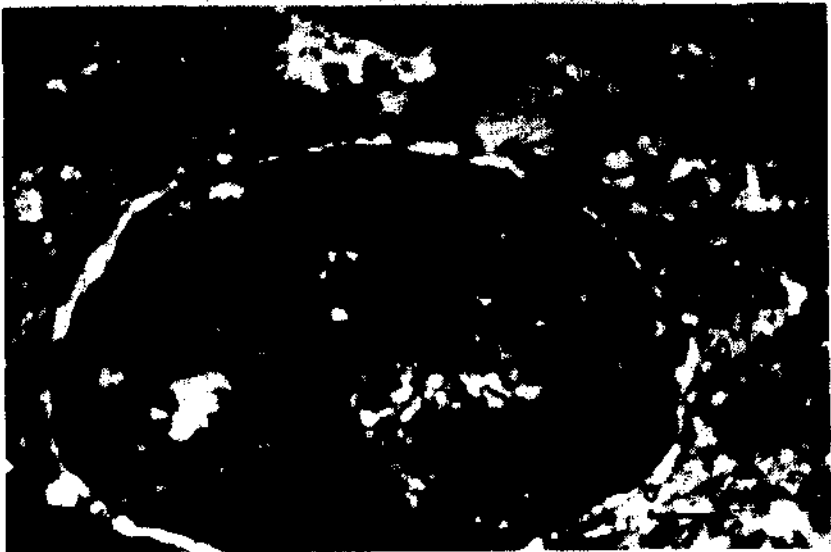
1



2



3



LEVHA - VII

Şek. 1- Köşeli hematit tanesi.

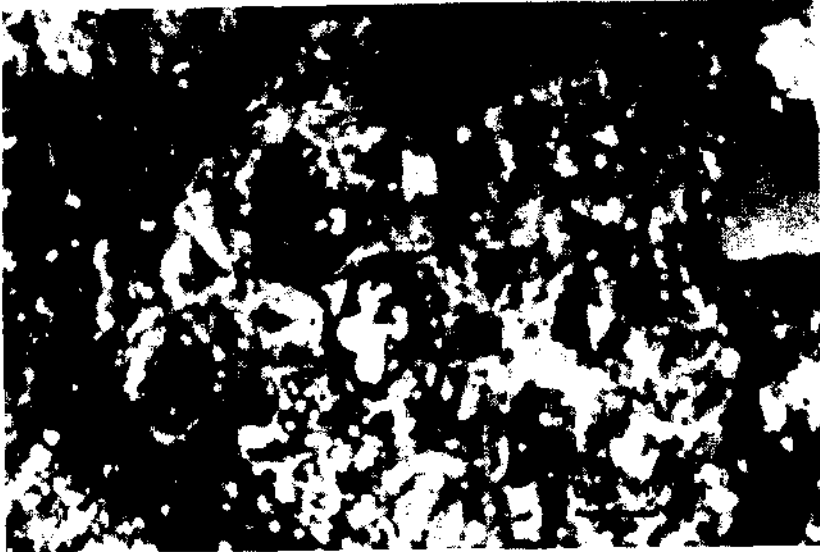
Şek. 2- Altere olmuş serpantin parçası (açık renkli).

Şek. 3- Hematit matriks (siyah) içinde görülen kılcal çatlaklar.

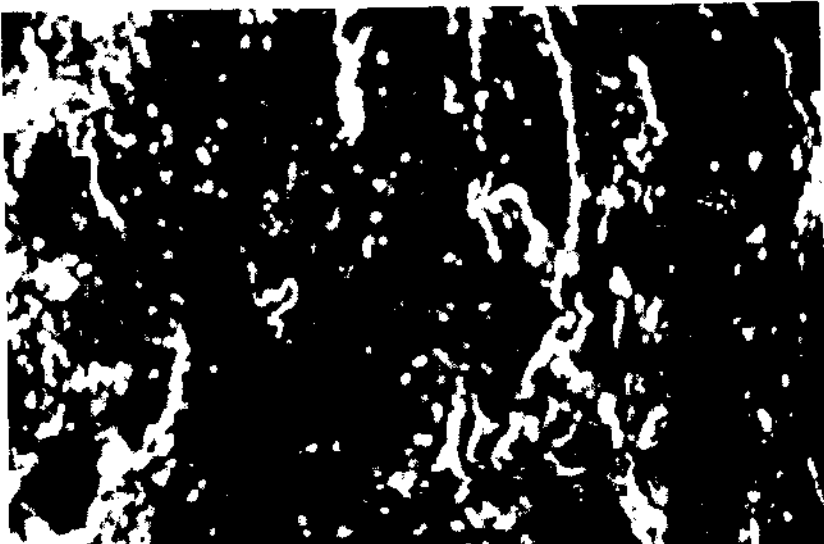
1



2



3



LEVHA - VIII

Şek. 1- Hematit matriks (siyah) içindeki limonitleşmiş taneler ve etrafındaki mikrokristalen kuvars tanelen.

Şek. 2-Hematit matriks (siyah) içinde agregatlar halinde diyaspor mineralleri.

Şek. 3-Hematit matriks içinde karstik şekiller içeren siyah renkli tane.

