

KARAKOCA GRANİT MASİFİNDE PETROLOJİK VE METALOJENİK ETÜTLER

O. Özcan DORA

Ege Univer sitesi, Jeoloji Kürsüsü, İzmir

ÖZET. — Mikroskopik ve arazi çalışmaları sonucu Karakoca granit masifinin anatektik oluşumu gösterilmiştir. Oluşum yaşı yönünden (erken Alpin) Eğrigöz granit masifi ile uygunluk bulunmuştur. Fakat buna karşılık Karakoca granitinde örtü tabakaları içine intruzyon vuku bulunmamış ve *in situ* bir katılaşma bahis konusudur.

Karakoca graniti içinde rastlanan Pb-Zn filonları anatektik eriyiklerin bakiye solüsyonlarından türemişlerdir. Ağır metal iyonların Paleozoik metamorfizmlerden geldiği kabul edilmektedir. Üç cevherleşme periyodu ayırt edilmiştir.

I. GİRİŞ

Yazar, 1964 senesi yaz aylarında M.T.A. Enstitüsü tarafından Karakoca Pb-Zn madeninde yürütülmüş olan eksplorasyon çalışmalarına katılmıştır. Yapılan sondaj ve galeri etütleri yanında, civarın petrolojik ve metalojenik problemleri de etüt kapsamına alınmıştır. 1967 yazında tekrar bir aylık arazi kontrolü yapılmıştır» Araştırmalarımız M.T.A. Enstitüsüne sunduğumuz teknik raporumuzda, bilhassa ekonomik yönden değerlendirilmiştir. Burada ilmî sonuçların tartışılması yapılmaktadır.

Ekonomik ve teknik çalışmalarına paralel olarak ilmî etütlere de imkân hazırlayan M.T.A. Enstitüsüne, bilhassa Genel Direktör Sayın Doç. Dr. Sadrettin Alpan'a teşekkürlerimi sunarım.

II. BÖLGENİN JEOLJİSİ VE PETROGRAFİSİ

Çalışılan bölge, Kütahya iline bağlı Simav ilçesinin 25 km kadar kuzeyinde bulunmaktadır. Doğuda Katran dağı ve Eğrigöz dağı silsileleri, batıda 2089 metrelik en yüksek Namazlıtaşı tepesiyle Akdağ silsilesi bölgeyi sınırlandırır (Ek. 1). Gnays ve şistlerle, granitler tatlı morfolojik engebeler meydana getirir. Mermer bantları, Mesozoik kalkerler ve genç volkanitlerin dayanıklı lavları ise sarp orografik yükseltilerle arazide göze çarparlar. M. Kemalpaşa çayına dökülen Kocaçay deresi, bölgeyi derin bir vadi ile kuzey-güney doğrultusunda kesmiştir.

Etüt sahamızı içine alan 1: 100 000 lik Jeolojik Harita, Zeschke (1953) tarafından yapılmıştır. Metamorf serilerin ve granitin yaşı hakkında katî fikirler yürütülmemiştir.

Holzer (1954) Eğrigöz granit masifinin ve apofizlerinin yaşını Kretase-Terziyer hududunda kabul eder.

Bürküt (1966) U/Pb metoduyla yaptığı radyoaktif yaş hesaplarında Eğrigöz granit masifi için 69.6+7 milyon sene bulunmuştur.

Öztunalı (1967, sözlü ifadesine göre) ise birkaç radyoizotopik metodu uygulayarak Eğrigöz granitinin yaşını 160 milyon sene civarında hesaplamıştır.

Gawlik (1960) Karakoca kurşun madeninin rezervi hakkında bazı tahminlerde bulunmuştur.

Etüt bölgesindeki kayaçları en yaşlı üniteden başlayarak, 1. metamorfittler, 2. palinjen granitler, 3. Mesozoik kalkerler, 4. Neojen serisi diye dört grupta toplayabiliriz. Aralıksız fosilli Sedimentlerin bulunmayışı, kayaçların sistematik izahını ve yaşlarının katî tayinlerini güçleştirmektedir.

II.1. Metamorfittler

Metamorfizma derecesine göre iki mikalı gnays, kuvars-albit-epidot-biyotit subfasiyesine ait mikaşitler, kuvars-albit-muskovit-klorit subfasiyesine ait şistler ve mermerler ayırt edilir.

II.1.1. İki mikalı gnays. — Gnays, granit masifinin her iki kanadında NE doğrultusunda uzayan şeritler halinde mostra verir. Granitle kontağı net olarak ayrılmaz ve arada granitgnays diye adlandırdığımız bir geçiş zonu gözlenir. Makroskopik ve mikroskopik gözlemlerle kuvars, kalifeldispat, plajiyoklaz, biyotit, muskovit, kordiyerit, herzinit ve aksesuar olarak apatit, titanit, zirkon ve monazit mineralleri bulunmuştur.

Kuvars: c eksenleriyle şistozite doğrultusunda sıralanmışlardır. Hipidiyomorf kristaller çapraz nikol altında dalgalı sönme gösterirler. Gnays oluşumundan sonra kataklaze oldukları ve çok yerde postdeformatif rekristalizasyona uğradıkları gözlenir. Anateksitlerde kuvars, feldispatlarla birlikte çok çeşitli mirmekitik büyümeler meydana getirmektedir.

Ortoklaz: 2Vx optik eksen açısı Mallard-Konstantı ile 62° olarak hesaplanmıştır. Pertitik büyüme gösteren porfiroblastlardan müteşekkildir. Ortoklaz porfiroblastları, daha önce oluşmuş, kuvars, mika ve albit minerallerini içine almakta ve genellikle plajiyoklazlar aleyhine büyümektedir. Anklav mineraller ve ortoklaz şistoziteye göre farklı oryantasyon gösterirler. Postkristalin tektonik tesirlerle kataklazeye uğrayan porfiroblastlar çatlaklar boyunca pinitleşmişlerdir.

Ortoklazların bazen tane büyüklükleri 0.5 cm ye erişebilmektedir. Makroskopik küçük taneli bir gözlü gnaystan bahsedilebilir.

Mikroklin: Ortoklazdan daha azdır. Mikropertitik tekstür gösterir. Mikroklin porfiroblastlarının (100) yüzeyine göre sıralanmış albit şerit ve iplikçikleri gözlenir.

Plajiyoklazlar: Hipidiyomorf ve idiyomorf porfiroblastlar halindedir. An yüzdeleri döner tabloda albit/Karlsbad ve albit/periklin ikizlerinde M (010) ve P (001)/M yüzeylerine dik kesitlerde sönme açıları ölçülerek tespit edilmiştir. Değerler % 5 ilâ % 28 An arasında değişmektedir. İzomorf karışım kristali serisinde albit ve oligoklaz üyelerine tekabül etmektedir. Zonar yapı gösteren üyelerin An tenörlerinde içten dışa doğru bir azalma gözlenir.

Genellikle bütün plajiyoklazlar albit (010), albit/periklin (~// 001 rombik kesit) ve albit (010)/Karlsbad [001] kompleks ikiz kanunlarına göre ikizlenmişlerdir. Kalifeldispatlarla antipertitik büyümeler nadirdir. Üç jenerasyonda oluşmuşlardır. En yaşlı plajiyoklaz, en çok Sekonder tesirlere maruz kalmış ve plajiyoklaz II porfiroblastları tarafından replasmana uğramaktadır. Plajiyoklaz III ise albit karakterlidir ve en genç tektonik hareketlere bağlı olarak teşekkül etmiştir. Kuvarla birlikte ara dolgu mikrolitlerini meydana getirir.

Biyotit: Gnaysta biyotitler iki jenerasyon halinde bulunurlar. Biyotit I varistik metamorfizma esnasında teşekkül etmiş ve Ti tenörleri yönünden zengindir (%5-10 TiO₂; kırmızı-kahverengi kırmızı pleokroizma renkleri). Migmatizasyona erişen son metamorfizma (Erken Alpin Orojeni) tesiriyle bahis konusu kırmızı biyotitler sintektonik [010] eksenleri etrafında rotasyona maruz kalmışlardır. Bu esnada biyotitlerde genellikle FeO ve MgO miktarları artmakta ve Z, Y doğrultusundaki pleokroizma renkleri kahverengi-yeşile dönüşmektedir. Winkler'in (1967) eksperimental ispatladığı gibi, anateksis bölgenin başladığı yüksek basınç altında biyotit, «inkongruent» erimekte ve meydana gelen ötektik eriyikten ortoklaz ve grena kristalleri ayrışmaktadır. Aynı reaksiyon herzinitin teşekkülünde bölgemizin anatektik granitgnayslarında ve andraditin teşekkülünde pegmatoitlerinde vuku bulmuştur. Ötektik eriyiğin SiO₂ yüzdesi düşük olduğundan granitgnaysların (anateksitler) biyotitleri civarında Al spineli herzinit (FeAl₂O₄) ortoklaz ve manyetit (Fe₃O₄) oluşmuş ve bakiye biyotit Mg yönünden rölatif zenginleşmiştir. Buna karşılık kâfi miktarda SiO₂ ihtiva eden pegmatoitlerde andradit meydana gelmiştir. Biyotitin açık formülünü (1. KAlSi₃O₈.3 (Mg, Fe) O.H₂O) incelersek, bünyesinde 1 Mol. ortoklaz ve 3 Mol Mg, Fe oksitleri bulunduğu görülür.

Muskovit: Biyotite oranla çok daha az bulunur. Granitgnayslarda daha da azalır. Genellikle (001) yüzeyleriyle gnaysın şistozite yüzeyine paralel sıralanmışlardır. Genç muskovitlerin şistoziteye diyagonal büyüdükleri de gözlenmektedir.

Gnaysın muskovit modal değerlerinin granit hududuna yaklaştıkça azalması ve granitgnayslarda pek seyrek muskovitin bulunması, granitgnaysların migmatit kubbesi içinde kalmış olduklarına işaret etmektedir. Parsiyel erimeden sonra, muskovit bünyesindeki K katyonları migmatitte ortoklaz minerallerinin bünyesine yerleşmişlerdir.

Kordiyerit: Çok zayıf pleokroizması ile (açık oranj-açık mavi mor) ortoklazdan ayrılır. Tayini daima garantili olmamaktadır. Ayrıca, pinitleşme kordiyeritte ortoklaza nispeten daha şiddetlidir.

Hersinit: Çok seyrek rastlanır. Biyotitten meydana geldiğini yukarıda açıklamıştık. Reaksiyonun ters yönlü geliştiği haller de mevcuttur. Hersinit tekrar biyotite dönüşmektedir.

Aksesuvar mineraller: Apatit idiomorf kristaller halinde oluşmuştur. Muhtelif tane büyüklüğü gözlenir. Büyük kristaller kataklastik çatlamışlardır.

Titanite pek ender rastlanır. İdiyomorf, zarf kesitini andıran şekillerden tanınmaktadır.

Zirkon genellikle köşeleri yuvarlaklaşmış taneler halinde zuhur eder. Hatta, eski sedimenter bünyedeki zirkon tane toplulukları değişikliğe uğramadan muhafaza edilmişlerdir (Levha D).

Monazit biyotitler içinde bilhassa radyoaktif hâleleriyle belli olur.

Batıdaki gnays şeridinde kalınlıkları 10-25 metreyi bulan pegmatoit gangları gözlenmektedir. Andradit, turmalin (şörl), muskovit, kuvars, ortoklaz, albit ve plajiyoklaz (albit-oligoklaz) minerallerini ihtiva ederler. Biotitler tamamen andradit ve ortoklaza dönüşmüştür. Turmalinin bünyesindeki B elementi anatektik eriyiklere muhtemelen Paleozoik metamorf sedimentlerden karışmıştır.

II.1.2. Mikaşist. — Karakoca bölgesinde 100 m kadar kalınlığa erişir. Kayaç, şistozite yüzeyine paralel büyümüş biyotit, muskovit ve albitle aktinolit, epidot ve kuvarstan teşekkül eder. Biotit kumaş eskisini andıran parçalar halinde tezahür eder. Albitler kristalografik oryantasyonlu pinit şeritleri tarafından replasmana uğramaktadır. Aktinolit ve tremolit genellikle s yüzeyine paralel büyür. Fakat bu yöne dik büyümüş, postdeformatif aktinolit ve tremolite de rastlanır. Epidot daima postdeformatif oluşur. Kuvars sindeformatif büyümüş ve kataklastik, hipidiyomorf tanelidir.

Bahis konusu iki mikalı şist, Winkler (1967) tasnifine göre, yeşilşist fasiyesinin *kuvars-albit-epidot-biyotit subfasiyesine* dahil edilmiştir.

II. 1.3. Şist. — Şistozite yüzeyi içinde sıralanmış predeformatif muskovit, klorit ve sintektonik albitten meydana gelir. Albit kataklastik çatlaklar boyunca pinitleşme ve karbonatlaşma gösterir. Primer grena (?) mineralleri tamamen piroklorit ve albite dönüşmüşlerdir. Bazen de hersinit meydana gelmiştir.

Epidota seyrek rastlanır ve genellikle s yüzeylerine diyagonal büyür. Kuvars hipidiyomorf kataklastiktir.

Eski nomenklature göre fillat olarak isimlendirilen bu kayaçlar, Winkler (1967) tasnifinde yeşilşist fasiyesinin *kuvars-albit-muskovit-klorit subfasiyesine* tekabül ederler.

II.1.4. Mermer. — Yeşilşist fasiyesi metamorfite arasında 5-10 m lik mermerli horizonlara rastlanır. Ayrıca, Karakoca köyü güneyindeki geniş bölgede şist arakatlılarıyla birlikte esas mermer kompleksi mostra verir. Makroskopik koyu gri-beyaz görünüşlüdürler. M.a.¹ iri rekritalize, (0112) yüzeyine paralel basınç ikizlenmeli kalsit ve kuvars kristalleri gözlenir. Mermer şist kontaklarında tremolit, epidot gibi yeşilşist fasiyesine ait indeks mineraller oluşmuştur.

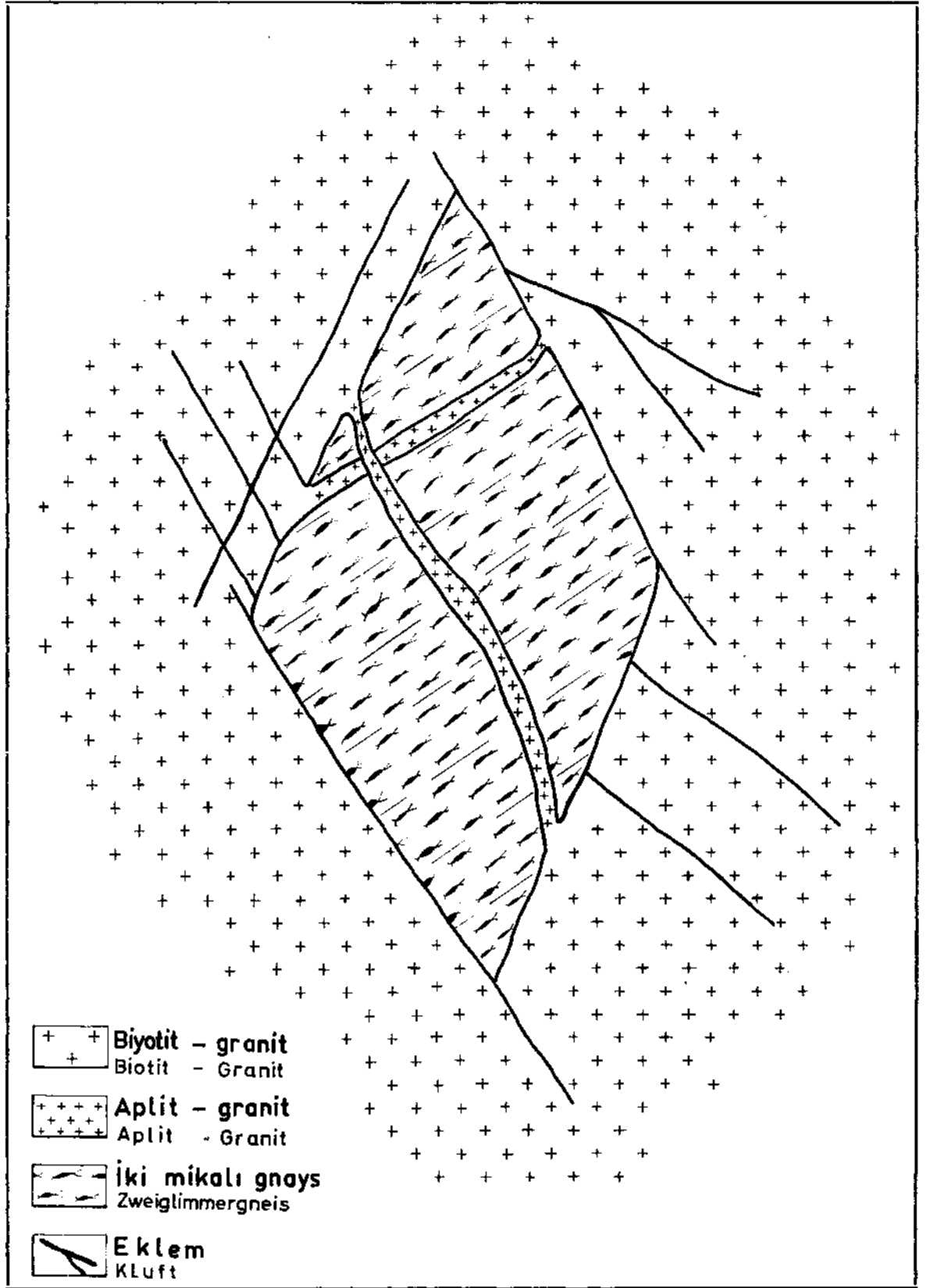
Şistler içinde, bilhassa Eğrigöz masifine doğru, metamorfizmanın tesirinde kalmış asit karakterli Volkanitlere rastlanır. Kuvars fenokristalleri çıplak gözle ayrılabilir. M.a. şistoziteye paralel, kataklastik ve postdeformatif iri kuvars porfiroblastları gözlenir. Paralel tekstür gösteren matriks kuvars, albit ve serisitten müteşekkildir.

II.2. Biyotit-granit

Gnays ve granitgnayslar kesin bir kontak göstermeksizin granite geçerler. Tipik ayrışım şekilleri ve arenalaşmasıyla granitler arazide diğer serilerden çok bariz ayrılmaktadır.

Granit bütün bölgede aynı kimyasal bileşim ve aynı strüktürde tezahür etmez. Bazı lokalitelerde şistî tekstür gösterir. Bazı yerlerde de bünyesinde sindirilmemiş gnays kalıntıları gözlenmektedir (Şek. 1).

¹ M.a. = Mikroskop altında.



Şek. 1 - Granit içinde gnayslı kısımlar.

M.a. pre- ve parakristalin deformasyona uğramış holokristalin, hipidiyomorf bir doku göze çarpar. Bilhassa (ac) çatlakları içinde kataklastik feldispat ve kuvars kristalleri büyümüştür. Mineral muhtevası kalifeldispat, kuvars, biyotit, epidot ve aksesuar olarak apatit, zirkon, monazittir.

Kalifeldispat mikroklin halindedir. Optik eksen açısı ($2V_x$) 70° ilâ 78° arasında değişmektedir. Mikroklin içindeki plajiyoklaz şeritleri (pertitik büyüme) kristalografik yüzeylere paralel durumdadır. Bazı kalifeldispatidiyoblastları ise ilk plajiyoklazları inklüzyon olarak içlerine almışlardır. Hemen hemen bütün mikroklin kristalleri Karlsbad ikizlenmesi göstermektedir. Sekonder pinitleşmeye maruz kalmışlardır.

Kuvars dalgalı sönme gösteren hipidiyomorf taneler halinde tezahür eder ve feldispatlarla çok tipik mirmekit şekilleri gösterir.

Plajiyoklazlar albit/Karlsbad, albit/ala [100] ve albit/periklin kompleks kanunlara göre ikizlenmişlerdir. Üiversal döner masa ile yaptığımız ölçülerde % 24-38 An tenörleri bulunmuştur. Kesin zon sınırları gözlenmez, fakat kristallerin orta partileri daha baziktir. Serisitleşme An tenörleri daha yüksek olan kısımları tercih etmektedir. Bazı plajiyoklazlar antipertitik kalifeldispat şeritleri, biyotit kalıntıları ve kuvars taneleri ihtiva ederler.

Biyotit, Mg ca zengin üyesidir. Koyu yeşil kahverengi ile sarı-açık yeşil arasında değişen pleokroizma renkleri gösterir. Bahis konusu yeşil biyotitten başka, daha yaşlı jenerasyona ait koyu kahverengi kırmızı, FeO ce zengin biyotit kalıntıları granitin primer kayacından gelmektedir. Tektonik hareket yüzeylerine yakın bölgelerdeki biyotitler, bilhassa Karakoca kurşun-çinko filonları, tamamen klorite (pennin) dönüşmüşlerdir (bk. filonlarda hidrotermal tesir).

Epidota çok az rastlanır. Taneler topluluğu halinde, bilhassa melanozom minerallerle birlikte bulunur.

Apatit ilk teşekkül eden aksesuar minerallerdendir. Muntazam kenarlı idiyoblastlar halinde tezahür eder.

Biyotit içinde pek çok *monazit* minerallerine rastlanır. *Zirkonun* granitte de yuvarlak taneler halinde bulunuşu jenetik mülâhazalar yönünden önemlidir.

Biyotit-granitle gnaysgranitin geçiş kantağında ince taneli *aplitgranit* ve *kuvarsdiyoritporfirit* mostra verir.

Albit-tonalitler ise tektonik hatlara bağlı olarak yükselmiş 10-50 m genişliğinde ve 0.1-1 km uzunluğunda dayklar halindedir. Kayaç tamamen albitleşmiş ve serisitleşmiş plajiyoklaz (andezin-labrador), şiddetli kloritleşmeye uğramış hornblent ve biyotit, klorit, albit ve kuvarstan teşekkül eder. Aksesuar mineraller pistazit, titanit ve manyetittir. Ayrıca Sekonder kalsit damarcıkları tarafından kat edilmektedir. Plajiyoklazlar intersertal tekstür gösterir ve çubuk araları hipidiyomorf kuvars ve albit mikrolitleri tarafından doldurulmuştur.

II. 3. Mesozoik kalkerler

Bu seri, jeolojik haritada genel geometrik durumlarıyla şistler üzerinde diskordan durdukları tahmin edilen, yarı kristalin, gri-kirli, gri beyaz renkli kalkerlerden meydana gelmektedir. Makroskopik resifal görünümüne sahip kalkerler, m.a*

0.2-0.5 mm büyüklüğünde rekristalize, granoblastik tekstürlü kalsit kristallerinden ibarettir. Romboederlerin basınç ikizleri (0112) hakikî mermerlerdekine nazaran çok azdır.

Kuzeydeki komşu bölgenin aynı kalkerleri içinde Holzer (1954) Kretaseye ait Lamellibranch'lar bulmuştur. Gerek bu buluş, gerekse Batı Anadolu'nun diğer genç Mesozoik kalkerleriyle olan litolojik benzerlik, bahis konusu kalkerlerin Jura-Kretase yaşını teyit etmektedir.

II. 4. Neojen seriler

Neojen, göl ve flüvial Sediment serileriyle asidik tüf, tüfit ve efüziflerden müteşekkildir. Efüzifler lav halinde aktıkları gibi, dayk ve stok şeklinde de oluşmuşlardır. Genellikle lavlar tüflü seviyelerin üstünde bulunur. Dayk ve stoklar ise daha gençtir. Neojen serisinin detaylı ayırımına gidilmemiştir. Volkanitlerde, m.a. albit, oligoklaz, andezin, sanidin, kuvars, biyotit (vodanit) fenokristalleri gözlenmiştir. Tekstür vitrostrüktür ve matriks feldispat, kuvars, biyotit mikrolitleri ile sferolitik camsı materyelden teşekkül eder. Biyotit-dasit, riyodasit ve riyolit gibi asitik kayaçlar tefrik edilmektedir.

Simav'ın kuzeyindeki bazaltlar büyük ihtimalle Üst Pliosen yaşlıdır. Genç graben hatları boyunca yükselmişlerdir. Bölgede tezahür eden pek çok sayıdaki sıcak su kaynakları bu volkanizmanın bakiyeleridir.

III. GRANİTİN JENEZİ

Graniti çevreleyen gnayslar, Menderes masifine ait büyük gnays kompleksinin kuzeydoğu uzantılarıdır. Birçok araştırmacı tarafından (Schuiling 1962; Wippert 1964; Öztunalı 1965, 1967) Menderes masifi gnayslarının esas kısmı para orijinli kabul edilmektedir. Bu çalışmalara ve arazide gözlenen tipik sedimenter strüktürlere (gnaysın devamlı biyotit ve amfibolşist arakatkıları ve mebzul miktarda yuvarlak taneli zirkon topluluklarını ihtiva etmesi) dayanarak, Karakoca granit masifini çevreleyen gnaysların paragnays karakterinde olduklarını kabul etmekteyiz.

Son senelerde yapılan eksperimental çalışmalardan, primer pelitik-psammitik kayaçların bugünkü metamorfüeleri olan gnaysların termodinamo-metamorfizmanın şiddetli safhalarında (Winkler'e göre 1966, 670° C ve 2 kb H₂O) ergimeye başladıklarını biliyoruz. Bunun neticesi granitik-granodiyoritik bileşimli ötektik eriyikler meydana gelmektedir. Eğer ergime gnayslarda parsiyel bir tesir göstermişse *in situ* migmatitler oluşur. Granitik-granodiyoritik eriyikler mm-cm veya desimetre ölçüsünde adese ve damarlar halinde toplanırlar ve kristalin bakiye biyotit, grena ve kordiyerit mineralleri yönünden relatif zenginleşir. Ergimiş kısım hacimce konsantr olur ve yönlü kuvvetlerin etkisinde yan kayaçların içine sokulur. Ya küçük apofizleri meydana getirirler veya kâfi derecede yüksek sıcaklık hüküm sürdüğünde, granitik plutonlar halinde daha üst seviyelere doğru intruzyon vuku bulmuştur.

Karakoca masifinde yaptığımız etütlerde, yukarıda belirtilen proseslerin hemen hemen aynen geçirilmiş olduğu gözlenmiştir. Bu yargıyı kuvvetlendirecek delilleri şöyle sıralayabiliriz:

a) Karakoca bölgesinde gnays-granit sınırı kesin değildir. Arada daima her iki kayacın karakteristik özelliklerini gösteren migmatitik bir geçiş zonu bulunmak-

tadır. (Migmatit Mehnert'in 1968 definisyonuna göre kullanılmıştır: «metamorf ve İntruzif kısımları birlikte ihtiva eden bir kayaç».)

b) Gnays-granit sınırında granitin magmatik karakterini belli eden kontak-termik metamorfizması vuku bulmamış ve kontak mineralleri teşekkül etmemiştir.

c) Granit, eklemlerle sınırlanmış gnays kısımları ihtiva etmektedir. Bunlar, anatektik ergiyen gnaysın, ergime temperatürlerinin erişilmediği, korunmuş, bilhassa uygun bölgeleridir (Şek. 1).

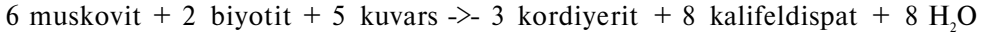
d) Mikroskopik etütlerde, bilhassa indeks mineral olarak kabul edilen zirkonların gerek gnayslarda, gerekse granitgnayslarda yuvarlak taneli buldukları ve primer bir Sediment kayaçtaki gibi, aynı büyüklükteki tane gruplarının yan yana sıralandığı gözlenmiştir (Levha I, foto 1 ve 2). Bu gözlem, gnaysların para kayaçlardan oluştuğu ve gnayslarla granitgnaysların (migmatitler) müşterek bir komplekse ait oldukları fikrini teyit etmektedir. Granitte de zirkonların yuvarlak morfolojik şekilleri ve taneler topluluğu halinde bulunuşları genellikle muhafaza edilmiştir.

List (1965), Bavyera orman bölgesinin güneyindeki anateksitlerde zirkon ve apatit minerallerinin morfolojik şekillerinin, elongasyonlarının ve tane dağılım analizlerinin genetik hükümler için kullanılabileceğini göstermiştir.

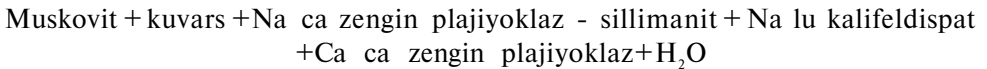
Apatit taneleri gnays ve granitte aynı derecede dağılmışlardır. Yalnız tane şekli hakkında bir kaide gözlenemez, çünkü granitte apatitler rekristalizasyon (tekrar büyüme?) neticesinde idiomorf şekiller kazanmışlardır.

e) Migmatitlerde (gnaysgranit) gnayslara nispeten bir kalifeldispat artması tespit edilmektedir. Yeni meydana gelen ortoklazlar daima biyotit ve muskovitin aleyhine büyümektedir.

Winkler'e (1966) göre anateksisten önce şu reaksiyon meydana gelir:



Anatektik granitlerin esas feldispat kaynağı yukarıdaki reaksiyondur. Biyotit ve kuvarsın fazlası eriyikte kaldığı halde, muskovit çok azalır, hatta sillimaniti meydana getirerek tamamen kaybolabilir:



Karakoca bölgesinde metamorfizma ve anateksis sillimanitin teşekkül safhasına kadar yükselmemiştir. Buna karşılık, eriyiklerin yönlü kuvvetlerin etkisiyle tavan kayalara kadar yükseldiği ve 1 km kadar genişliğinde kontakthof meydana getirdiği, Eğrigöz bölgesinde sillimanite rastlanmaktadır (Aytuğ, 1968)¹.

Yukarıdaki kriterlerin ışığında Karakoca granitinin oluşumunu şöyle tasavvur edebiliriz:

Karakoca bölgesinde parsiyel ergimeye uğrayan gnayslar, ortoklaz ve kuvars-ça zengin kimyasal bileşime haiz ötektik eriyikler meydana getirmişler ve *in situ*—yan kayaca intruzyon olmadan— civarla aynı sıcaklıkta granitik kayaçlar halinde kristalleşmişlerdir. Çok yaygın mirmekitik büyümeler de kuvars ve feldispat bileşimli ötektik eriyiklere işaret sayılmaktadır.

Eğrigöz granit masifi jeolojik haritası.

Granitik kayaçların kristalleşmesinden sonra, yükselen sıcaklıkla, bakiye eriyiğın kimyasal bileşimi değişerek kenar zonlarda granodiyoritik kayaçlar meydana gelmiştir. Bakiye eriyik gittikçe bazikleşerek tonalitik bir bileşim kazanmış ve tektonik hatlar boyunca albit - tonalit daykları halinde çatlakları doldurmuştur»

Batı Anadolu'nun Paleozoik Sediment siklusunda mevcut olan ağır metal iyonları anateksis tesiriyle bakiye eriyiğe karışmış ve albit-tonalitlerin akabinde gene tektonik zayıf zonlarda yükselerek cevher filonlarını meydana getirmişlerdir (B.Pb-Zn filonları).

Şekil 2 de Karakoca ve Eğriğöz bölgelerinin orojenez, metamorfizma ve palinjenez fazları şematik gösterilmiştir.

Gnasyaların oluşumu muhtemelen varistik orojenez safhasına isabet eder. Bunun bölgedeki en yaşlı metamorfizmayı temsil etmediği fikrindeyiz. Menderes masifinin ve yakın çevresinin (Karakoca - Eğriğöz bölgesi) çekirdek gnaisları (gözlü gnaislar) muhakkak ki daha yaşlı bir metamorfizmanın neticesinde (Prekambrien veya Kaledonien?) meydana gelmişlerdir. Bu hususta araştırmacıların fikirleri çok farklıdır, henüz problemin tatminkâr bir çözümü bulunmamıştır.

Etüdü yapılan bölgede esas metamorfizma ve palinjenez (anatektik ergimeler) erken Alpin orojenezi safhasında etkisini göstermiştir. Bu zaman Eğriğöz graniti için Öztunalı (1967) tarafından hesaplanan 160 mil. senelik yaşla uygunluk göstermektedir.

Yukarıda gösterildiği gibi, Karakoca bölgesinde katılma, ergiyikler tavan örtü tabakalarına sokulmadan, otokton vuku bulmuştur. Eğriğöz bölgesinde ise, eriyikler intruzyon kabiliyeti kazanmışlardır (Öztunalı, 1967), Bürküt (1966) tarafından hesaplanan 60 mil. senelik radyoaktif yaşın, Eğriğöz granitinin son yükselme fazını prezante etmesi kuvvetle muhtemeldir. Holzer'in (1954) Dağardı bölgesinde yaptığı gözlem de bu yargımızı kuvvetlendirmektedir. Holzer'e göre Eğriğöz graniti Üst Kretase kalkerlerini kontak metamorf değişikliğe uğratmaktadır. Read (1957) tarafından kabul edildiği gibi, palinjen plutonların çok uzun jeolojik zamanlarda bugünkü yerlerini aldıkları tezi Eğriğöz bölgesinde teyit edilmektedir.

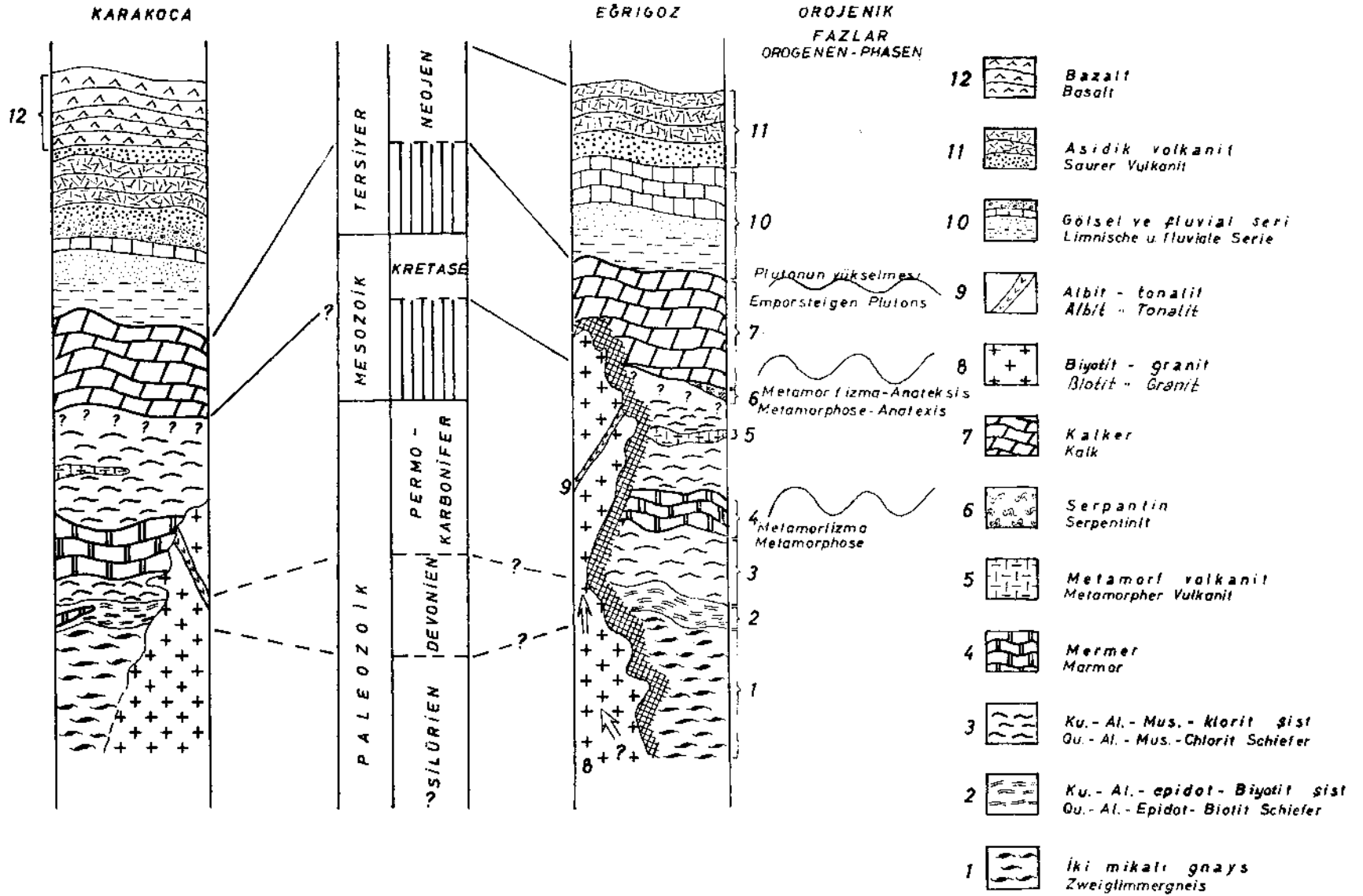
IV. KURŞUN - ÇİNKO FİLONLARI

IV.1. Strüktürel yapısı

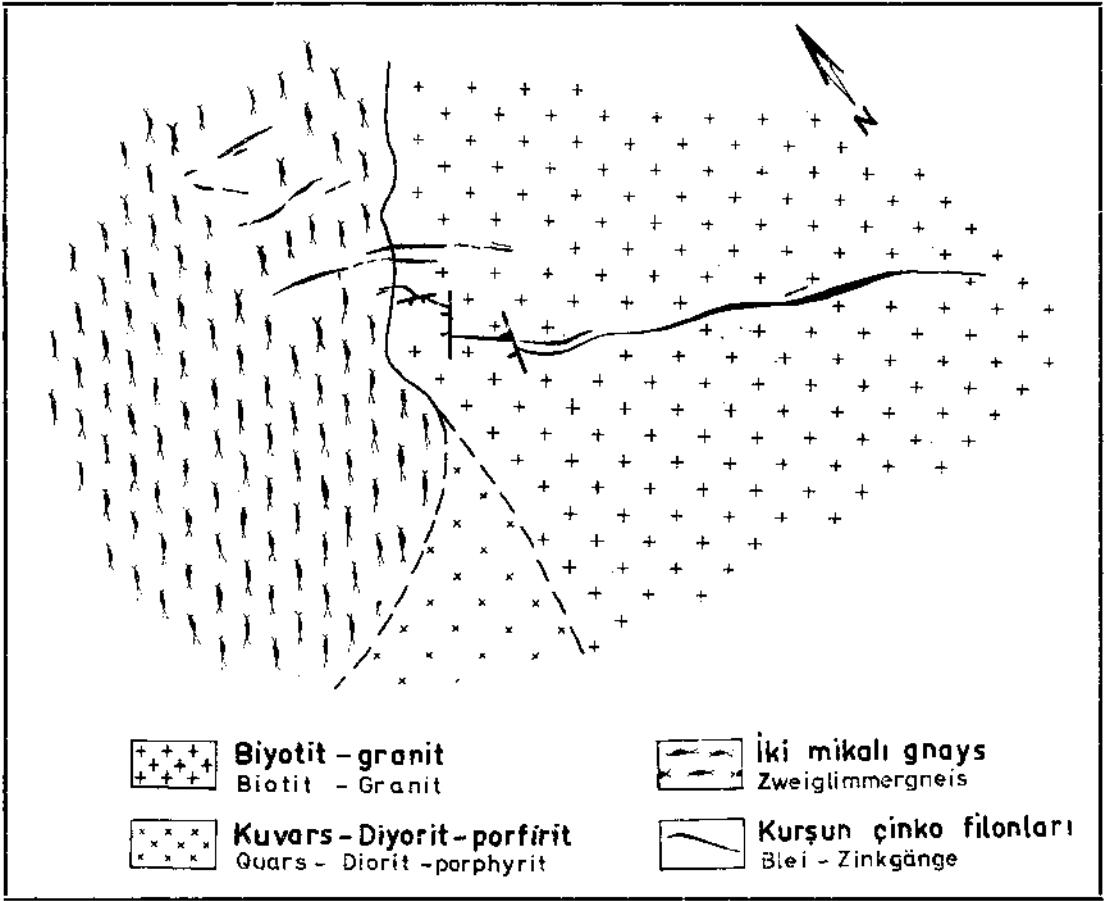
Karakoca köyünün 3 km kadar WNW da, bilhassa albit-tonalit dayklarının konsantre olduğu bölgede, kurşun-çinko cevher filonları tezahür eder. 110° ile 130° arasında istikamet gösteren filonlar, 1.5 km kadar uzunluğundaki ana filonla buna paralel 50 - 100 metrelik tali filonlardan teşekkül ederler. Cevher filonlarının sıklaştığı kesim granit - migmatit kontaklarına tesadüf eder (Şek. 3).

Ana filon, yaklaşık olarak 120° doğrultulu ve 55°-80° SSW eğimli bir fay zonedir. Fay yüzeyinde çok bariz görülen harniş çizgileri eğim doğrultusuyla 20°-30° lik bir sapma açısı teşkil ederler. Buradan hareketlerin basit bir vertikal kaymadan ibaret olmadığı, vertikal ve horizontal hareketlerin bir kombinasyonu bahis konusu olduğu ortaya çıkmaktadır. Harniş yönlerinden SW blokunun NE blokuna nazaran relatif düştüğü görülmektedir.

Cevherli zon, cevher solüsyonlarından önce bu zonda yükselmiş albit-tonalitlik dayklar sayesinde, granitik yan kayaçtan kesin salbantlarla ayrılmaktadır.



Şek. 2 - Karakoca ve Eğrigöz bölgelerinde tektonik ve metamorfik fazlar.



Şek. 3 - Karakoca bölgesinde kurşun-çinko filonlarının dağılımı.

Granit içindeki bahis konusu fayların tansiyon çatlaklarıyla granit-albittonalit kantağı galenit, çinkoblent, kalkopirit vb. gibi cevher mineralleri tarafından doldurulmuştur. Poskristalin çatlaklar ise kil ve klorit mineralleri tarafından sıvanmıştır. Kurşun-çinkolu solüsyonlar fay zonlarının her tarafına aynı şekilde nüfuz etmediklerinden, bu minerallerin filon çatlaklarında dağılışı muayyen kısımlara münhasır kalmaktadır (Ek. 5).

Ana filonun E ve W uçlarındaki 100-200 metrelik kısımda çok şiddetli oksidasyon gözlenir. Limonit, malakit, azürit ve anglezit gibi oksidasyon mineralleri dolayısıyla filon zonu arazide kolayca belli olmaktadır.

Oksidasyonun çok fazla etki göstermediği kesimlerde cevher ve gang minerallerinin süksesif büyümeleri gözlenmektedir. Karakoca filonlarının cevher ve gang minerallerinde birden fazla jenerasyon tespit edilmiştir (b. mineral fazları). *Fakat aynı periyoda ait mineralleri muntazam şeritler halinde bütün filon boyunca takip etmek imkânsızdır.* Filonun bireşik teşekkül eden kesimlerinde yan kayaç parçaları (granit, albit-tonalit) jel tipi, konsantre kabuklar halinde., gang ve cevher mineral şeritleri tarafından sarılmaktadır.

IV. 2. Yan kayacın hidrotermal başkalaşımı

Filonların direkt kontağında yan kayaçta şiddetli hidrotermal başkalaşma vuku bulunmaktadır. Hidrotermal başkalaşma, yan kayacın silisleşmesi, kloritleşmesi, kaolinleşmesi ve albitleşmesi reaksiyonlarını dahil etmekteyiz.

Silisleşme granitik kayaçlarda albit-tonalitlere nispeten daha şiddetlidir. Filon kontağının 2-5 m tavan ve tabanında granitik kayaçlar mm-cm kalınlığındaki kuvars damarcıkları tarafından katedilirler ve SiO₂ li solüsyonlar tarafından emprenye olurlar. Bazen kuvars filoncuklarıyla yan kayaç arasındaki sınır tamamen kaybolur. Silisleşmeye sebep olan kuvars, cevher mineralleri yönünden sterildir ve filon içinde gözlenen şeffaf dolgu kuvarsiyle aynı jenerasyona aittir.

Kloritleşme, biyotitlerin pennin ve piroklorite dönüşmesi şeklinde tezahür eder. Yeni meydana gelen klorit dolayısıyla gerek filon içindeki breş komponentler, gerekse yan kayacın kontakthofu yeşil renge dönüşmüştür.

Kaolinleşme ise feldispatlarda gözlenen bir reaksiyondur. Yeni meydana gelen kaolin mineralleri fay yüzeylerine sıvanmaktadır.

Albitleşme cevherleşmeden sonra vuku bulan bir reaksiyondur ve etkisi normal kontakthofu çok aşmaktadır. Yalnız, filonların çok yakın kontaklarında daha şiddetlidir. Hatta bütün feldispatlar tamamen albite dönüşmektedir.

IV.3. Filonların mineralojisi ve parajenezi

Ana filonun işletilmekte olan E kesiminde esas cevher mineralini galenit teşkil eder. Diğer cevher mineralleri sırasıyla çinkoblent, pirit, hematit ve Sekonder minerallerdir. Üç cevherleşme fazı tespit etmek mümkündür.

1. *Galenit.*— İri, muntazam, kübik veya kübooktaedrik kristaller halinde veya ksenomorfe masif agregalar şeklinde tezahür eder. Rekrystalizasyona uğramış kısımlar çok ince taneli masif veya çok iri kristalli bir doku gösterir. Daima çinkoblent ile müşterek büyümektedir.

M.a. iki ayrı jenerasyona ait galenit kolaylıkla ayrılabilir. Galenit I çinkoblent ve kalkopirit II ile izojenetik teşekkül etmiştir. Çinkoblentle bazen kristalografik oryantasyonlu büyümeler, bazen de dişli girift gelişmeler gözlenir. Bazı hallerde ise galenit şeritleri çinkoblendi içine almaktadır. Daha yaşlı olan idiomorf pirit kristalleri galenit içinde kalmışlardır.

Galenit II ise en genç cevher mineralleri (pirit III, hematit vb.) ve şeffaf kristal kuvarsiyle birlikte gözlenir. Genellikle idiomorf kübik kristaller halinde tezahür eder (Şek. 4). Rekrystalize, iri galenit kristallerinde (001) yüzeylerine paralel translasyon neticesinde heksaeder kenarlarında rotasyon gözlenir. Bu da, filon zonuındaki hareketlerin en genç kristalizasyon fazına kadar devam ettiğini göstermektedir. Galenit içinde, makroskopik veya mikroskopik Ag mineralleri gözlenmemiştir.

2. *Çinkoblent.*— İkinci cevherleşme fazına aittir. Ana filonun W kesiminde tetraeder + oktaeder + heksaeder kombinasyonundan meydana gelmiş bileşik kristallere rastlanır. İhtiva ettikleri pirotit dolayısıyla oldukça koyu, kahverengi-siyah renk kazanmışlardır.

Röntgen-difraktometre ölçülerine göre çinkoblendin şebeke parametresi ortalama $a_0 = 5.4186 + 0.0006 \text{ \AA}$ olarak bulunmuştur. Bu değer, Kullerud (1959) diyagramına göre % 20 Mol FeS karışımli bir kristale tekabül eder.

Beş tipik çinkoblent mineralinden yapılan yarı kantitatif spektrografik analiz neticeleri Tablo 1 de gösterilmiştir.

Tablo - 1

Num.	Elementler											
	Ge	Ag	Cd	Ga	Fe	Mn	Ni	Mo	Sn	W	Sb	Cu
GL 7 : (E)	(+)	+	---	+	(+)	---	---	---	---	---	---	+
GL 7A :	---	+	++	+	++	+++	---	---	---	---	(+)	+
K 15 : (E)	+	+	++	+	++	+++	---	---	---	---	---	++
K 19 : E	+	+	++	---	++	+++	---	---	---	---	E	++
K 20 : ---	+	+	++	(E)	++	+++	---	---	---	---	---	+

+ işareti her elementin en yüksek değerinin 1/4 ünü temsil etmektedir. E : Eser. Çinkoblent mineralinin içindeki elementler için literatürden alınan değerler: Fe ve Mn : 1000-6000 ppm, Cd : 600-2000 ppm, Cu : 250-500 ppm, Ag : 50-250 ppm, Ge : 100-350 ppm, Ga : 10-50 ppm.

Tenörler normal çinkoblent spektrografik analiz değerlerinin sınırları içindedir. Yüksek temperatur elementlerinin (Mo, Sn, W) hiç bulunmaması cevher solüsyonlarının palinjen orijiniyle ilgili olmalıdır. M.a. çinkoblent içinde pek çok kalkopirit ayrışma tanecikleri göze çarpar. Bunlar bazen damlalar halinde gayri muntazam dağılmışlar, bazen de inci taneleri gibi kristalografik doğrultulara uyarak sıralanmışlardır. Ender olarak küçük taneciklerin birleşmesinden büyük kalkopirit parçaları teşekkül etmektedir. Çok hafif bir anizotropi efekti de gözlenmektedir.

3. *Kalkopirit*. — Kalkopirit üç jenerasyonda teşekkül etmiştir* Birinci jenerasyondaki kalkopirit sadece ilk pirit jenerasyonu ile müşterek parajenez meydana getirmiştir. Sintektonik kataklaz neticesi parçalanmış ve mozaik dokusu kazanmıştır (Levha II, foto 1).

Kalkopirit II diğer sülfitlemlerle izojenetik büyüme gösterir. Mineral sınırları ksenomorf ve girintili çıkıntılıdır.

En genç mineralizasyon fazında teşekkül eden kalkopirit III ise müstakil, oldukça idiomorf kristaller halinde hematit bantlarının alt seviyesine yerleşmiştir (Şek. 4).

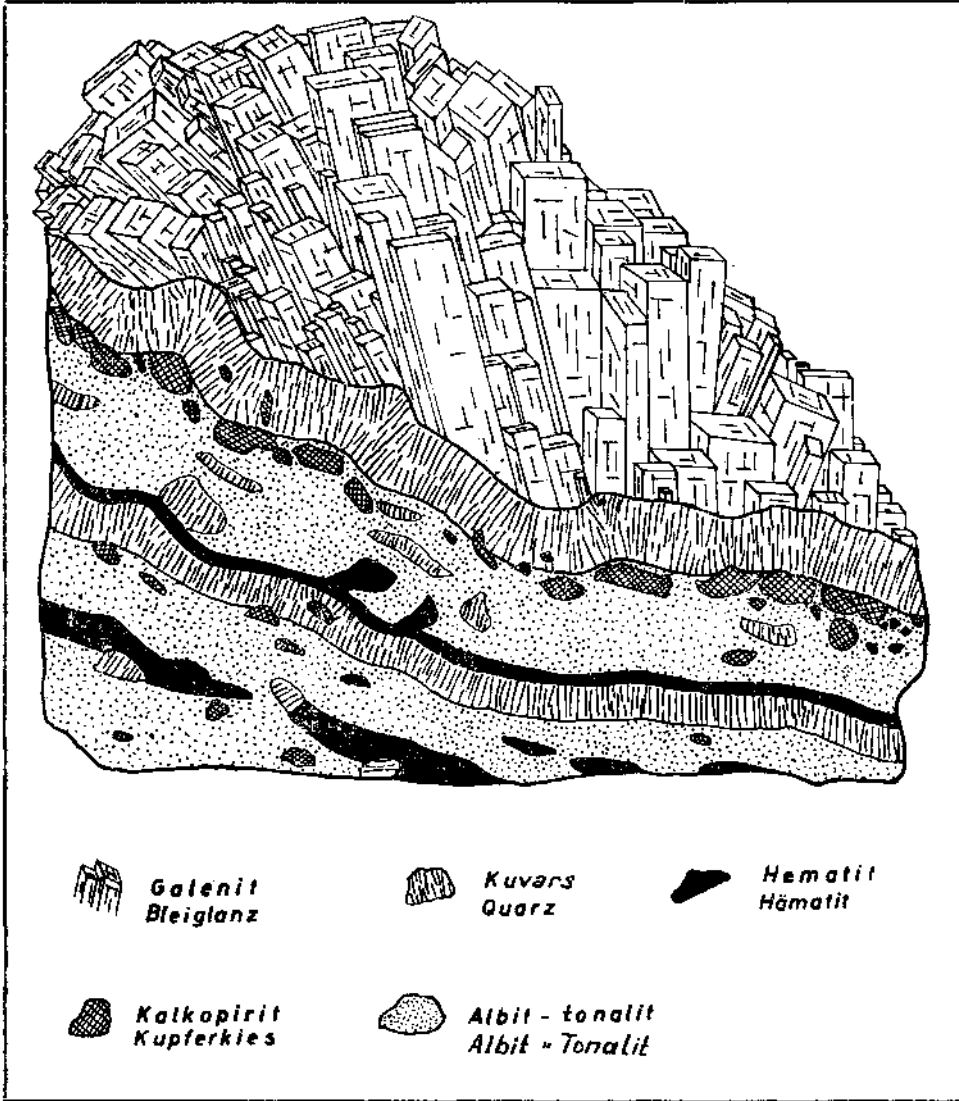
M.a. bilhassa spinel kanunlarına uyan (111) ikiz lamelleri gözlenmektedir.

4. *Pirit*. — Asgarî üç jenerasyonda tezahür etmektedir. Pirit I, kalkopirit I le birlikte birinci cevherleşme fazına ait olup, kataklastik parçalanmaya maruz kalmıştır. Fakat genellikle idiomorf kristal morfolojisi muhafaza edilmiştir.

Pirit II diğer sülfitlemlerle izojenetik teşekkül ettiğinden idiomorf kristal sınırlarını kaybeder ve sülfitlemlerle yanaşık büyümüş taneler şeklinde mikroskopik doku gösterir.

Pirit III ise en genç cevher mineralini teşkil eder. Çok genç çatlak dolgusu kuvarsın kristal yüzeylerinde idiomorf pirit heksaedreleri büyümektedir. Bazen de jel tekstürünü andıran kabuklar halinde gene aynı kuvarsın kristal yüzeylerini kaplamaktadır.

5. *Hematit*. — Yalnız en genç fazda tezahür eder. İnce bantlar halinde (1-2 mm) yan kayaç parçalarını kaplar. Hematit bantlarıyla münavebeli gözlenen pirit şeritlerinin bir kısmı da hematit tarafından replasmana uğramaktadır. Fakat mik-



Şek. 4 - En genç cevherleşme fazına ait mineraller.

roskopik dokuda primer hematit minerali, psödomorf şekillerden gayet bariz ayrılabilir.

6. *Sekonder mineraller.* — Ana filonun işletme yapılan E kesiminde primer cevher minerallerinin çok şiddetli bir oksidasyona maruz kaldıkları gözlenir. Cevherli eriyiklerle kimyasal reaksiyona girecek karbonatik yan kayaçların bulunmayışı, tipomorf oksidasyon ve sementasyon minerallerinin teşekkülüne sebep olmuştur. Bunun neticesinde limonit, anglezit, kovellin, bakır vitriol, neodigenit, bornit ve tenorit gibi minerallere çok rastlandığı halde; malakit, azürit, smitsonit ve serüsit gibi karbonatlı mineraller ender bulunur.

Şüphesiz en fazla rastlanan oksidasyon minerali nadeleisenerz ve rubinglimmer şeklinde tezahür eden *limonittir*. Pirit, kalkopirit ve hematitin ayrışması neticesinde meydana gelir ve mezkûr mineralleri tamamen psödomorf replase edebilmektedir.

Filonların bazılarında ise (Ek 3, zuhur no. 3) galenit tamamen *anglezit* tarafından replase edilmektedir. Rombusal *anglezit* kristalleri kübik galenit kristallerinin kristalografik doğrultularını takip ederek büyümüşlerdir.

Neodigenit, *kovellin* ve *tenorit* kalkopiriti ya kristalografik doğrultulara paralel, ya da çatlaklar boyunca replase ederler.

7. *Çatlak dolgu mineralleri*. — Karakoca kurşun-çinko filonlarının esas çatlak dolgu minerali *kuvarstur*. Kuvars, bariz iki jenerasyonda tezahür eder. Çatlağı dolduran, esas cevherleşmeyle sinjenetik oluşmuş, iri taneli b kuvarsıdır. Bu kuvars, takriben 80 m derinlikten itibaren ametist olarak tezahür eder. M.a. ince ve iri taneli kuvars agregalarının cevher minerallerinin arasını mozaik dokusuyla doldurduğu gözlenir (Levha II, Foto 2). İnce kuvars damarcıkları yan kayaç komponentlerini ağ gibi katetmektedir.

Genç jenerasyona ait kuvars ise dişli kuvars ismini verdiğimiz idiomorf kristallerden meydana gelir. Çatlak boşluklarını sıvayan şeffaf, çubuksal (c eksenini 2 cm olabilir) kristaller, salbantlara dik büyümüşlerdir. Kristallerin r (1011) ve z (0111) romboeder yüzeyleri aynı büyüklükte gelişmiş ve prizma I. m (1010) yüzeyleriyle muntazam prizma+piramit kombinasyonu şekiller meydana getirmektedir.

Çok nadir rastlanan *kalsit* Sekonder oluşmuştur.

IV.4. Derinlik farkları

Galeri haritalarından ve sondaj neticelerinden ana filon zonundaki optimal cevherli kısımların düzensiz geometrik şekiller halinde dağıldığı görülmüştür. Esas işletme galerilerinin bulunduğu zengin cevherli kısım, ana filonun E ucunda 300 m uzunluk ve 150 m vertikal derinliğe sahip 30°-40° ile E ya eğimli *pala şeklinde* bir zondur. Bu optimal zon içinde de devamlı takip edilebilen Pb-Zn cevherleşmesine rastlanmaz. Cevher, daha ziyade 10-20 cm kalınlığında ve 2-15 m uzunluğunda, masif veya breşik galenit-çinkoblent minerali, birbirine paralel adeseler halinde tezahür eder. Zengin zonun W ve E uçlarına doğru, Pb-Zn lu adeseler iyice inceleyerek kaybolur ve çatlak zonunda sadece zayıf pirit ve hematit mineralleri takip edilebilmektedir.

Optimal zonların bilhassa çatlağın iyice genişlediği kesimlerde teşekkül ettiği dikkati çekmektedir. Zengin zonların aynı zamanda bütün mineral periyodlarını ihtiva ettikleri düşünülürse, fakir ve dar zonların, birbirinden farklı yaşlı periyodların sivri uçlarına tekabül ettiği kuvvetle muhtemeldir. Yatırım güçlüklerinden, el'an işletme durmuş olduğundan, optimal zonların derinlere doğru devamı kontrol edilememiştir. Ek 5 te tahmin ettiğimiz ikinci lateral optimal zonun yeri gösterilmiştir.

IV.5. Mineral fazlarının yaşları

Cevher minerallerinin deskriptif izahında birbirlerine göre relatif yaş durumlarından söz etmiştik. Karakoca metalojenik havzasında toplu olarak, zaman bakımından birbirinden farklı üç cevher parajenezi ayırt edebiliriz.

Tablo 2 de gösterildiği gibi, birinci fazda yalnız pirit I ve kalkopirit I mineralleri kristalleşmiştir. Bu faz ile ikinci mineralizasyon fazı arasında tektonik bir zaman ayırımı mevcuttur. Zira, pirit I ve kalkopirit I milonite dönüşmüşler ve daha genç fazlara ait mineraller tarafından çimentolanmışlardır.



Foto 1 - Gneys içinde yuvarlak taneli zirkon topluluğu.
Beyaz mineral kuvars; dilinimli parçalar biyotit. Karakoca, ince kesit 350×, N//

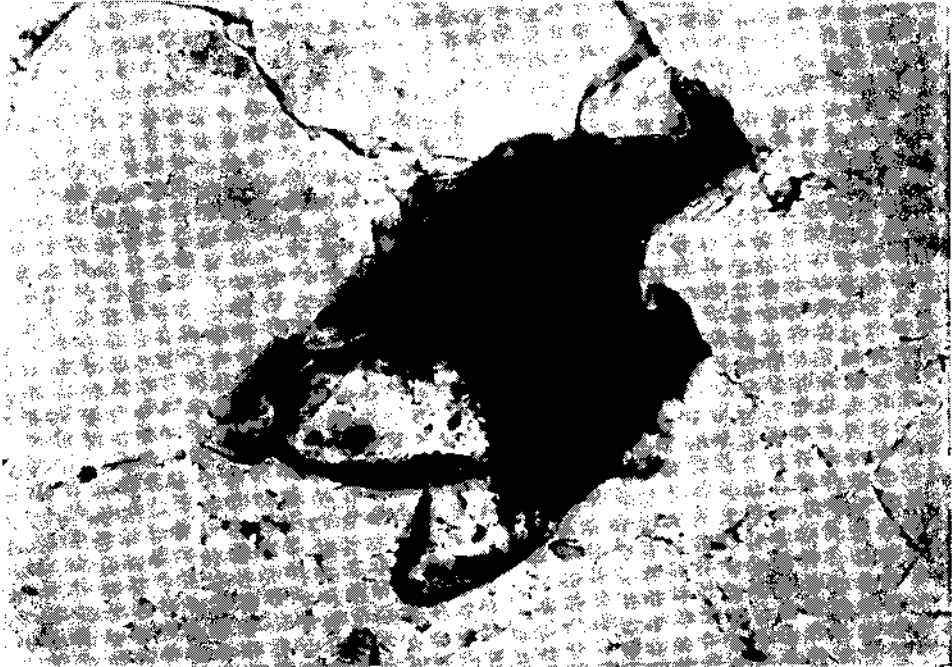


Foto 2 - Migmatit içinde zirkon taneleri.
Koyu mineral biyotit. İnce kesit, Karakoca, 150×, N//



Foto 1 - Kalkopirit I den meydana gelmiş cevher breşi.
Kalkopirit parçaları daha genç kuvars tarafından kaplanmaktadır. Kuvars yüzeyinde hematit iğneleri büyümektedir. Parlak kesit, Karakoca, 56x,N//

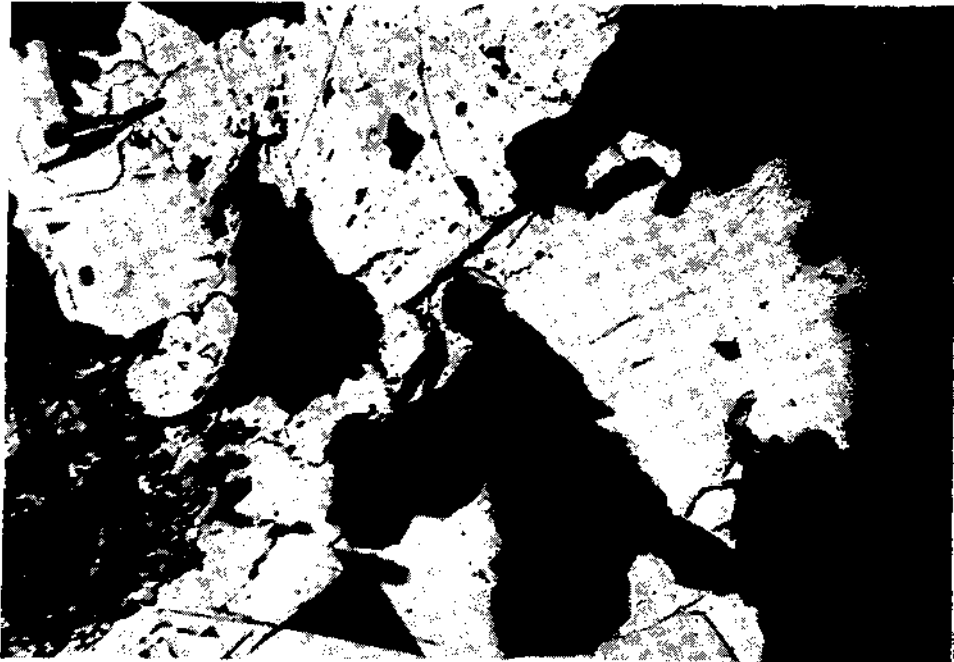


Foto 2 - Galenit ve kalkopirit II nin izojenetik büyümesi.
Galenit (açık gri) tipik üçgen kırıklı; kalkopirit gri beyaz; dolgu minerali kuvars (siyah). Karakoca, parlak kesit, 56x,N//

İkinci faz esas sülfid cevherleşmesinin vuku bulduğu fazdır. İktisadî değeri haiz galenit I, çinkoblent ve kalkopirit II nin kristalleşmesi bu faza tekabül eder.

Üçüncü fazda ise az miktarda kalkopirit III ve hematitle pirit III çökelmiştir. Galenit II ise daha ziyade galenit I in rekristalizasyonu neticesinde oluşmuş iri, idiomorf kristallerden ibarettir.

Tablo - 2

<i>Cevher mineralleri</i>	<i>Çatlak dolgu mineralleri</i>
<i>I. Faz : Pirit I, kalkopirit I</i>	} Kuvars, Ametist
<i>II. Faz : Pirit II, çinkoblent kalkopirit II, galenit I</i>	
<i>III. Faz : Kalkopirit III, hematit, galenit II, pirit III</i>	Kristal kuvars, Kalsit

IV.6. Cevherleşmenin jenetik yorumu

Karakoca ve Eğrigöz granit masifleri Pb-Zn metal iyonları yönünden zengindir, fakat iki bölgenin Pb-Zn yatakları ayrı fizikokimyasal şartlarda ve ayrı zamanlarda oluşmuştur. Eğrigöz bölgesinde çok farklı tipte (kontak-pnömatojenden epi-hidrotermale kadar) kurşun-çinko yataklarına rastladığımız halde, Karakoca yatakları aynı tipe aittir. Eğrigöz Pb-Zn yataklarının sistematik etüdünü ilerideki bir yayınımıza bırakıyoruz.

Karakoca masifinde, daha önceki bahislerde temas ettiğimiz gibi, Pb-Zn metal iyonlarının palinjenez neticesi ergiyen Paleozoik metamorf Sedimentlerin bünyesinden solüsyonlara karıştığı fikrindeyiz. Cevher solüsyonları, ya albit-tonalitlerin çatlaklarını, va da granitle aynı kayacın arasındaki boşlukları doldurmaktadır.

Albit-tonalitlerin yükselmesini hazırlayan tektonik çatlak ve faylar cevher solüsyonlarına da yol teşkil eder. Cevherleşme esnasında da tektonik hareketler devam ettiğinden, ilk fazda teşekkül eden mineraller kataklaze uğrayarak cevher breşlerinin meydana gelmesine sebep olmuştur.

Karakoca filonları hidrotermal safhanın mezo-epitermal fazına tekabül eder. Zira, katatermal karakterize eden yüksek termal minerallerine rastlanmadığı gibi (arsenopirit, manyetopirit, kübanit, valeriit vb.), pnömatojen safhaya ait hiç bir cevher ve çatlak dolgu minerali gözlenmemektedir. Diğer taraftan, çinkoblent içindeki kalkopirit ayrışım kristalleri oluşum temperaturünün teletermal fazın üstünde bulunduğunu gösteren bir delil olarak kabul edilebilir (Ramdohr, 1960).

Çinkoblent a₀ parametresinden gidilerek, Kullerud (1959) diyagramına göre, çinkoblent kristalinin, bünyesinde % 20 Mol FeS (pirotit) minerali ihtiva ettiği ve bu miktarın 550° lik bir oluşum temperaturüne tekabül ettiği görülür. Fakat, bu diyagramların daima doğru netice vermediği, solüsyondaki Fe iyonu miktarının, O ve S parsiyel basıncının mühim rolü bulunduğu Barton & Toulmin (1966) ve Chernyshev & Anfilogov'un (1967) etütlerinden anlaşılmıştır. Yazar (1969), kontak-metasomatik Pb-Zn yataklarında röntgen-flüoresans metoduyla tespit edilen temporal elementlere dayanarak, oldukça sıhhatli oluşum temperaturlerinin verilebileceğini göstermiştir.

Karakoca Pb-Zn yataklarında tipik temporal elementler bulunamadığına göre (b. spektrografik analizler), yukarıda saydığımız klasik mikroskopik neticeler ışığı altında, bu filonların 300°-200° lik bir temperatur entervali içinde oluştuklarını kabul etmekteyiz.

Rekristalize galenit II mineralinin, yarı-jüvenil cevher solüsyonlarından 200° ilâ 100° arasında, çok daha farklı PT şartlarında ve farklı S parsiyel basıncı etkisinde oluştuğu muhakkaktır.

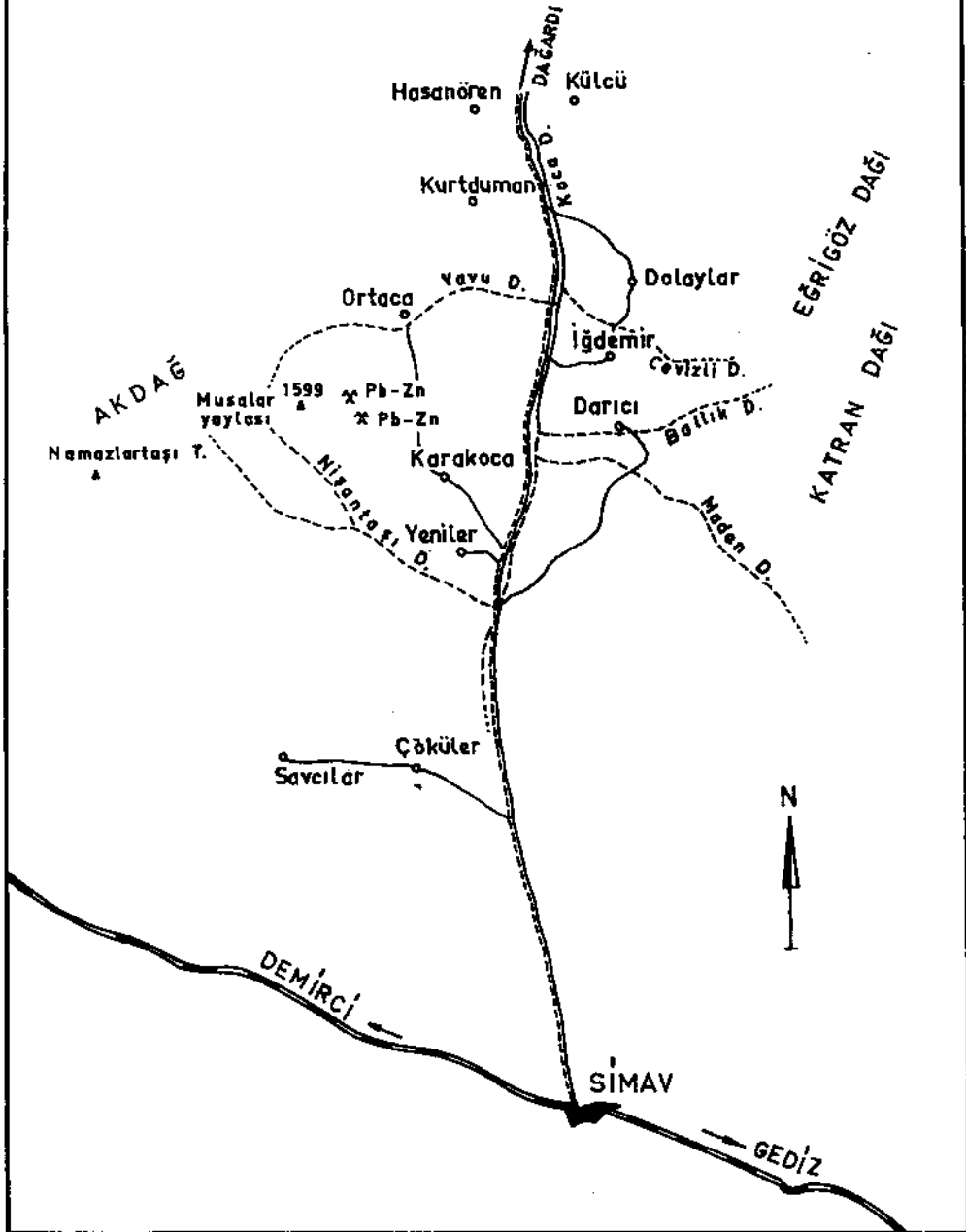
Neşre venildiği tarih 9 Eylül, 1969

B İ B L İ Y O G R A F Y A

- BARTON, B. P., Jr. & TOULMIN, P. III. (1966) : Phase relations involving sphalerite in the Fe-Zn-S system. *Econ. Geol.* v. 61.
- BÜRKÜT, Y. (1966): Kuzeybatı Anadolu'da yer alan plutonların mukayeseli jenetik etüdü. *İ.T.Ü. Maden Fakültesi*, İstanbul.
- CHERNYSHEV, L. V. & ANFILOGOV, V. N. (1967) : Experimental data on the Composition of sphalerite association with pyrrhotite and pyrite at temperatures of 350°-500°. *Doklady v. 176, Academy of Sciences of the U.S.S.R. Earth Science Sec.*
- DORA, ö. O. (1965) : Karakoca kurşun madeni ve civarının jeolojik etüdü. *M.T.A. Rep.* no. 3855 (unpublished), Ankara.
- (1969) : Kontak metasomatik Pb-Zn yataklarında çinkoblent-pirotit ve grena karışım kristallerinin jeolojik termometre olarak kullanılması. *Konferans, II. Bilim Kongresi*, Ankara.
- GAWLIK, J. (1960) : Karakoca-Simav kurşun ocağının etüdü hakkında rapor: *M.T.A. Rap.* no. 2813 (yayınlanmamış), Ankara.
- HOLZER, H. (1954) : Beyce 54/4 ve Simav 71/2 paftalarının jeolojik löveleri raporu. *M.T.A. Rap.* no. 2366 (yayınlanmamış), Ankara.
- KULLERUD, G.; SKINNER, B. J. & BARTON, B. P., Jr. (1959): Effect of FES on the unit cell edge of sphalerite, a revision. *Econ. Geol.* v. 54.
- LIST, F. K. (1965) : Statistische Untersuchungen an Zirkon und Apatit in Anatexiten des südlichen bayerischen Waldes *Geol. Rundsch.*, Bd 55.
- MEHNERT, K. R. (1968) : Migmatites and the origin of granitic rocks. *Elsevier Publ. Comp.* Amsterdam-London-New York, pp. 393.
- ÖZTUNALI, ö. (1965) : Demirtepe-Çavdar, Osmankuyusu-Kisir (Çine masifi) uranyum zuhurlarının petrografileri ve oluşumları. *M. T.A. Derg.* no. 65, Ankara.
- (1967) : Habilitationsarbeit. (Im Druck.)
- RAMDOHR, P. (1960) : Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. *Akademie Verlag*, pp. 1089, Berlin.
- READ, H. H. (1968) : The granite controversy. *Murby*, pp. 430, London.
- SCHÜLLING, R. D. (1958) : Menderes masifine ait bir gözlü gnays üzerinde zirkon etüdü. *M.T.A. Derg.* no. 51, Ankara.
- (1962) : Türkiye'nin güneybatısındaki Menderes migmatit kompleksinin petrolojisi, yaşı ve yapısı hakkında. *M.T.A. Derg.* no. 58, Ankara.
- WINKLER, H. G. F. (1966) : Der Prozess Anatexis : Seine Bedeutung für die Genese der Migmatite. *Tsch. Min. u. Pet. Mitt* Bd XI, H. 3-4.
- (1967): Die Genese der metamorphen Gesteine. 228 p., 2. Auf., *Springer Verlag*, Berlin-Heidelberg-New York.
- WIPPERN, J. (1964) : Menderes masifinin alpidik dağ teşekkülü içindeki durumu. *M.T.A. Derg.* no. 62, Ankara.
- ZESCHKE, G. (1953) : 1953 yaz mevsimi löveleri raporu. *M.T.A. Rap.* no. 2249 (yayınlanmamış), Ankara.

KARAKOCA Pb-Zn YATAĞININ COĞRAFİ YERİ



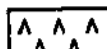

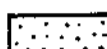
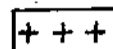
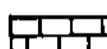
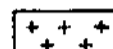
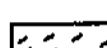
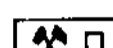
0 2 4 6 Km.

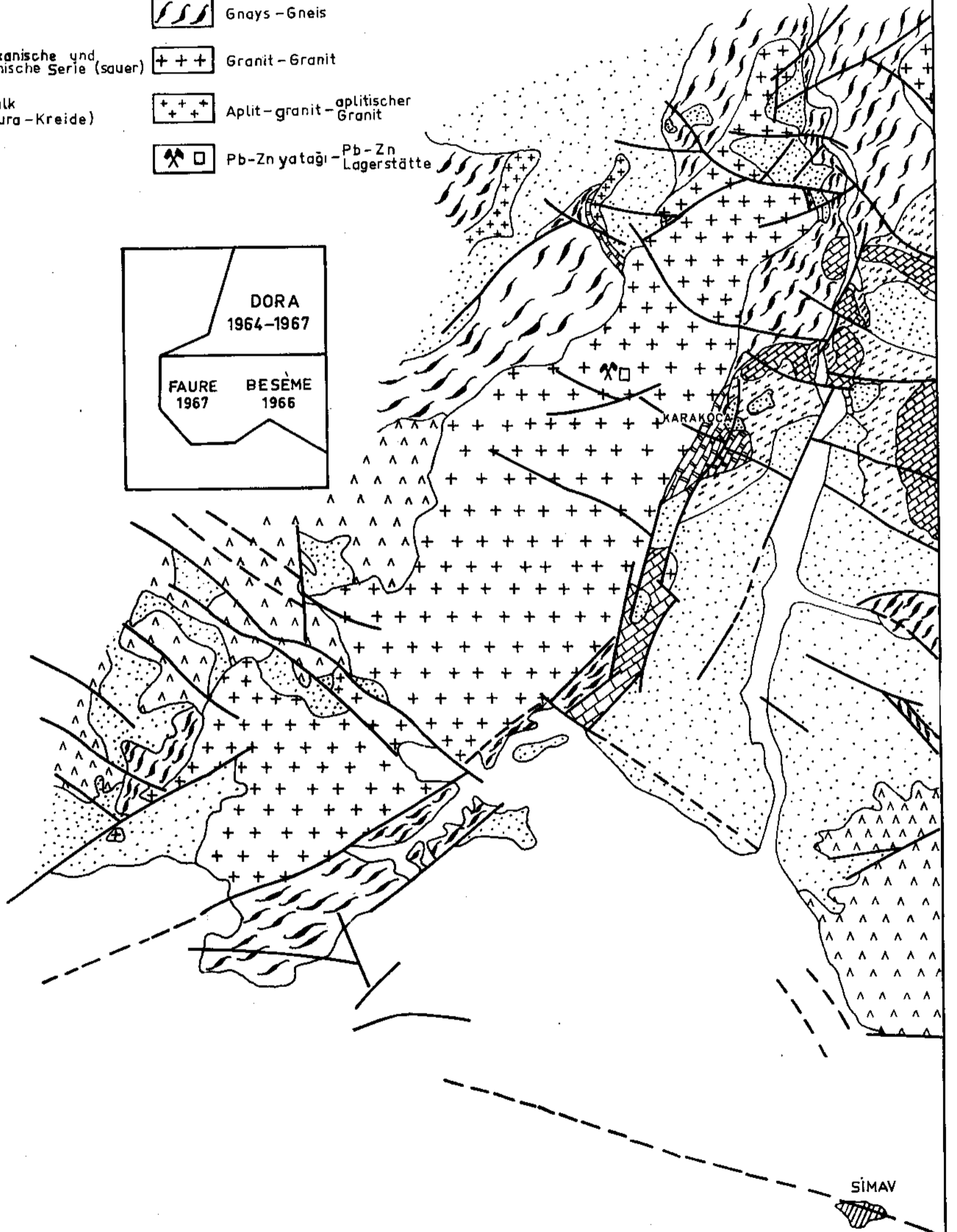
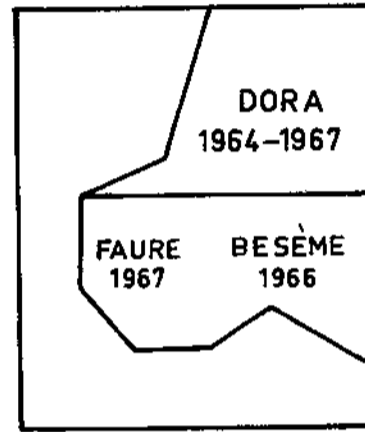


KARAKOCA GRANİT MASİFİNİN JEOLÖJİK HARİTASI

Ölçek - Maßstab

0 1 2 3 4 Km.

	Alüvyon - Alluvion		Mermer - Marmor
	Bazalt - Basalt		Gnays - Gneis
	Vulkanit ve gölserisi (asitik)		Granit - Granit
	Kalker (Jura - Kretase)		Aplit-granit - aplitischer Granit
	Sist - Schiefer		Pb-Zn yatağı - Pb-Zn Lagerstätte
	Vulkanische und limnische Serie (sauer)		
	Kalk (Jura - Kreide)		



KARAKOCA GRANİT MASİFİNE AİT PROFİL SERİSİ

0 0.5 1 Km.

