

DEMİRKÖY PLUTONUNDA PROGRESİF, KIRILGAN- SÜNEK DEFORMASYON

M-Atilla ÇAĞLAYAN* ; Metin ŞENGÜN* ve Ayhan YURTSEVER**

ÖZ.— Istranca masifi kayaları içine, olasılı Alt Kretasede sokulmuş olan Demirköy plutonu, siyenogranitten-kuvarsdiorite değişen; bileşimde bir magmatik di/iyi kapsar. Kontaktında, kordiyerit + andalusit parajenezi koşullarında termal metamorfizmaya rastlanır. Granit yerleşme tektoniğine bağlı olarak, plutonun çeperi mortar gnays, milonit gnays/milonit şiste dönüşürken, pelitik kökenli yan kayalar kontakt şiste dönüşmüştür. Graniti periferik etkileyen makaslama ve buna bağlı olarak gelişen progresif, kırılğan-sünek deformasyon granit dokanağında içe ve dışa doğru aşamalı bir azalma gösterir. Saat yönü ve saat aksi yönde hareket gözlenen makaslama zonlarında, makro ve mikro boyutta izlenen erken ve geç yapraklanma ile makaslama cepleri gelişirken; özellikle mikrolitonlarda konjugeyt (konjugate) kıvrımlar gelişmiştir. Milonitleşmiş makaslama zonları boyunca gelişen hareket, makaslama dilimlerini itki dilimlerine dönüştürmüştür. Radyal hareket dislokasyonların; deformasyonlar ise an eşelon (an echelon) makaslama zonlarının kümülatif sonucudur.

GİRİŞ

Bu çalışma, Istranca masifi kayaları içine sokulmuş Demirköy plutonunda periferik olarak görülen makro ve mikro boyuttaki yapıları ayrıntılı olarak tanıtmayı amaçlar.

Üşümezsoy ve Öztunalı (1981), Istranca masifindeki çalışmalarında, kataklazmanın geniş kuşaklar şeklinde yayıldığını ve bölgesel termo-dinamo metamorfizmanın ürünü olduğunu belirtirler. Aykol (1972) ise, Demirköy plutonunun hızlı sokulduğunu, kontakt kayalar ile yapısal ilişkisinin uyumlu olduğunu ve plutonun yerleşme sırasında kendi kendisini ufaladığını (otokataklazma) ileri sürmektedir

Granit magmasının bulunuş şekilleri, yerleşim derinlikleri ve yerleşme mekanizmaları, 1900 lü yıllardan günümüze, her dönemde, ilgi çekmiştir. Keza, kataklastik kayalar ve makaslama zonlarına ilişkin çalışmalar, yaklaşık bir yüzyıl öncesine dayanır. Her iki çalışma da Türkiye'de oldukça yenidir.

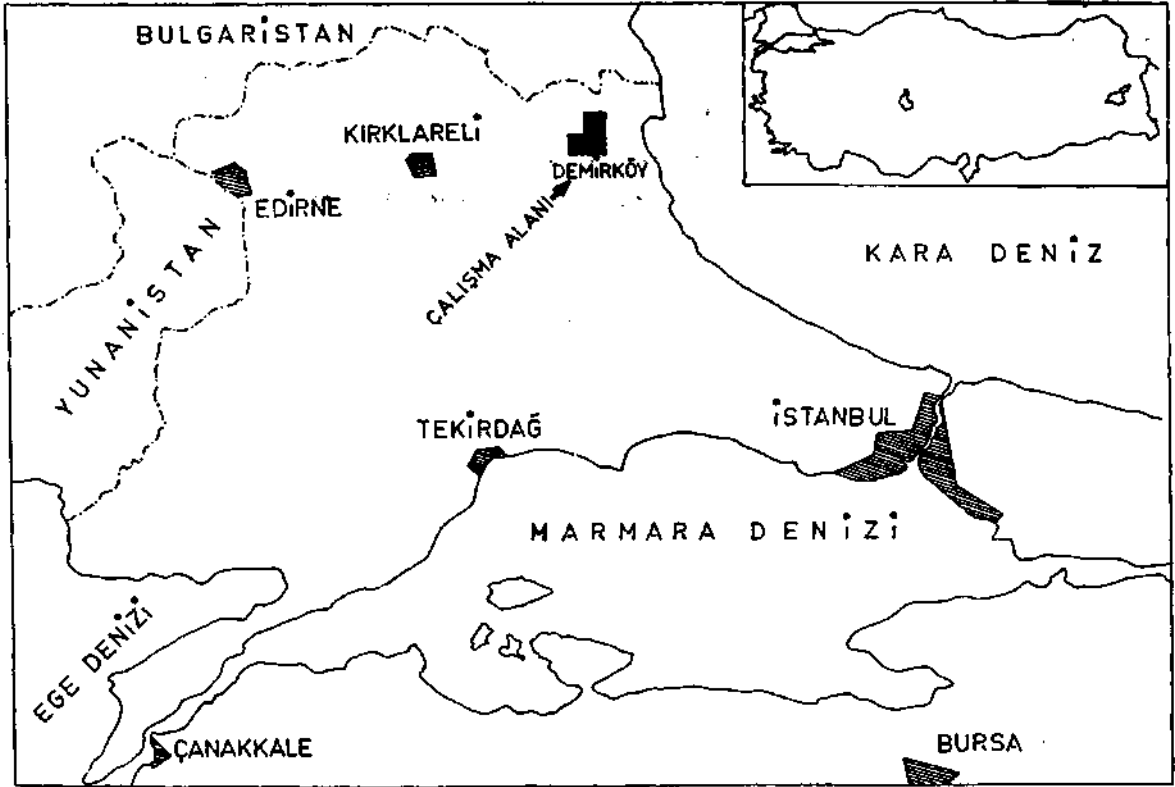
Pluton dolaylarında yaptığımız çalışmalarda . pluton ve yan kayaların yapı unsurlarının uyumlu olduğu görülmüştür. Ayrıntılı incelemeler ise, plutondan dışa doğru bir itilme olduğunu göstermektedir.

Granit magmasının sokulum gücüyle (forcefull injection), komşu kayaları iterek, kendine yer açıp yerleşmesi (Buddington, 1959) sırasında, komşu kayalarla aralarında mekanik bir ilişki doğmaktadır. Bu ilişki, bir kuvvet çifti oluşturarak makaslama zonlarının; bu makaslama zonları da ufalanma ve yeniden kristallenme işlemlerinin gelişmesine neden olmuştur.

Demirköy plutonu çeperi ile yan kayalarda gözlenen yapısal uyumluluk ile makro ve mikro boyutta gözlenen kataklastik deformasyonun neden-sonuç ilişkilerini ortaya koymak üzere, pluton ve çevresinin ayrıntılı haritası yapılmıştır (Şek.2). Harita alımı ile birlikte sahada deformasyon evreleri belirlenmiş (Şek.3) derlenen yönlü örneklerden tane ve doku analizleri yapılarak deformasyon - kristallenme ilişkisi ortaya konulmaya çalışılmıştır.

* Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara.

** Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Trakya Bölge Müdürlüğü, Çorlu-Tekirdağ.



Şek.1 – Bulduru haritası.

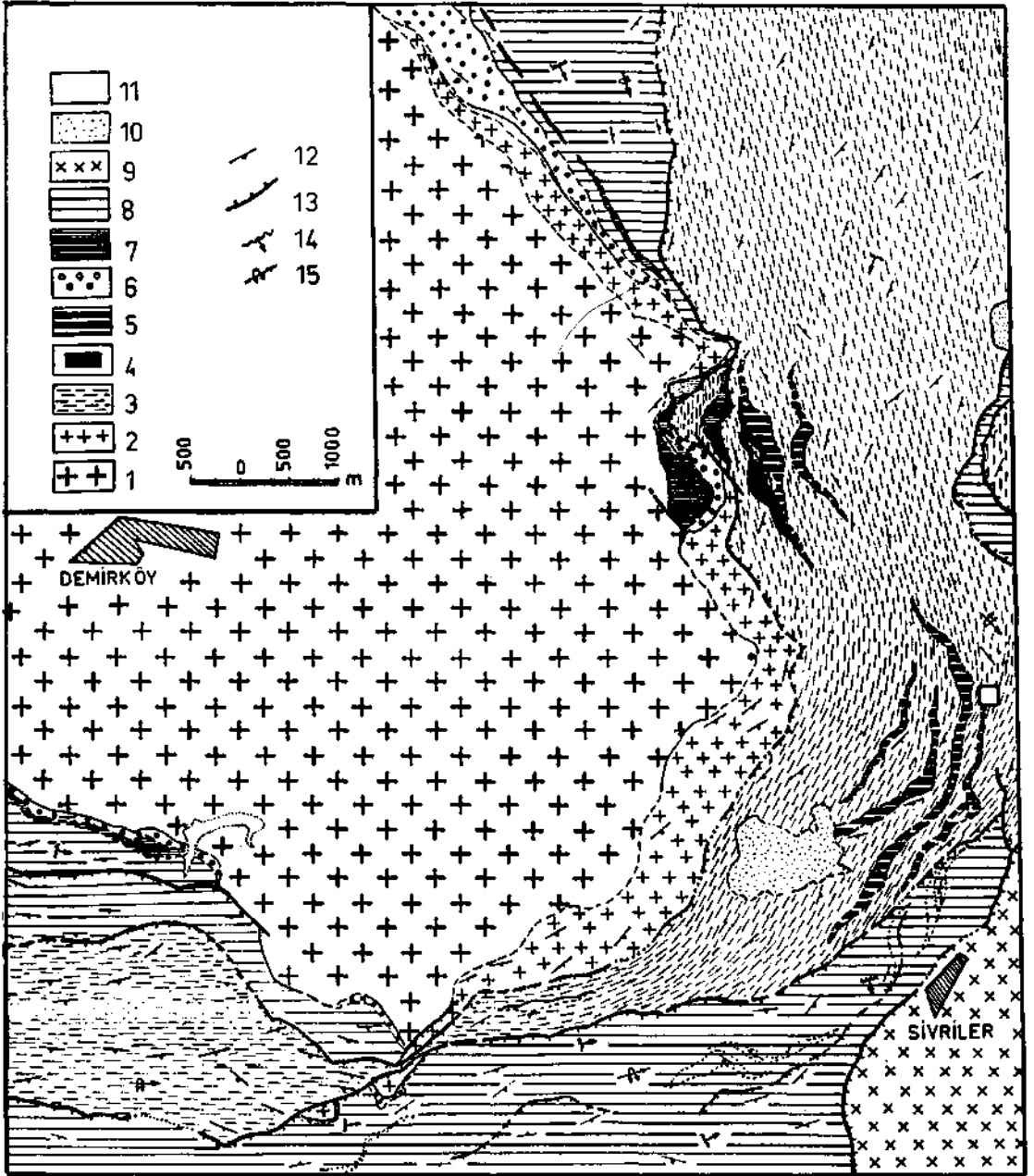
DEMİRKÖY PLUTONUNUN TEMEL JEOLJİ ÖZELLİKLERİ

Demirköy plutonu Istranca masifi (Yıldızdağları) doğu kesiminde yer alır. Masifini genel uzanımına uygun olarak KB-GD yönlü uzanım sunar.

Plutonun, çeşitli araştırmacılarca, diyoritik intruzyonlar (Ksiazkiewicz,1930); Demirköy manyetiteli granit lakoliti (Pamir ve Baykal, 1947); granit (Akartuna, 1959); granitik intruzyonlar (Bürküt, 1966); Dereköy magmatik serisi (Aydın, 1974); Demirköy sokulumu (Aykol, 1979) ve Demirköy plutonu (Üşümezsoy, 1982; Aydın, 1982) olarak adlandırılmıştır.

Pluton, siyenogranitten-kuvarsdiyoritte değişen bileşimde bir magmatik diziyi kapsar. Almandin-amfibolit fasiyesi koşullarında metamorfizmaya uğramış (Yurtsever ve diğerleri,1986) ve yer yer anatektik ve migmatitik (Bürküt, 1966;Yurtsever,1986) oluşumların gözlendiği Istranca masifi temel kayaları içerisine sokulmuştur. En genç olarak, Jura yaşlı Dolapdere kireçtaşını (Kapaklı formasyonu, Aydın, 1974,1982; Istranca grubu, Üşümezsoy, 1982) keser. Çakıtaşı, kumtaşı ile başlayan ve bazik volkanit arakatlı kırıntılılarla süren, Mestrihtiyen yaşlı bir çökel paket ile örtülür.

Aydın (1982), Demirköy plutonunun bir parçası olduğunu ileri sürdüğü, Dereköy plutonundaki diyoritlerden aldığı iki örnekte, K/Ar yöntemi ile yapılan radyometrik ölçümler sonucu, plutonun yaşının 83.1 ± 2.0 ve 83.5 ± 2.5 my olduğunu ileri sürmektedir. Bulunan bu 83 my lık (Koniasiyen) yaşın, geç volkanik olaylar nedeniyle, gençleştiği şeklinde yorumlanmıştır. Tokel ve Aykol (1987) ise, Srednogorie-Istranca-Pontid zinciri üzerinde yer aldığını ileri sürdükleri "Demirköy granodiyoriti"nin yaşını Santoniyen-Kampaniyen olarak belirtirler.

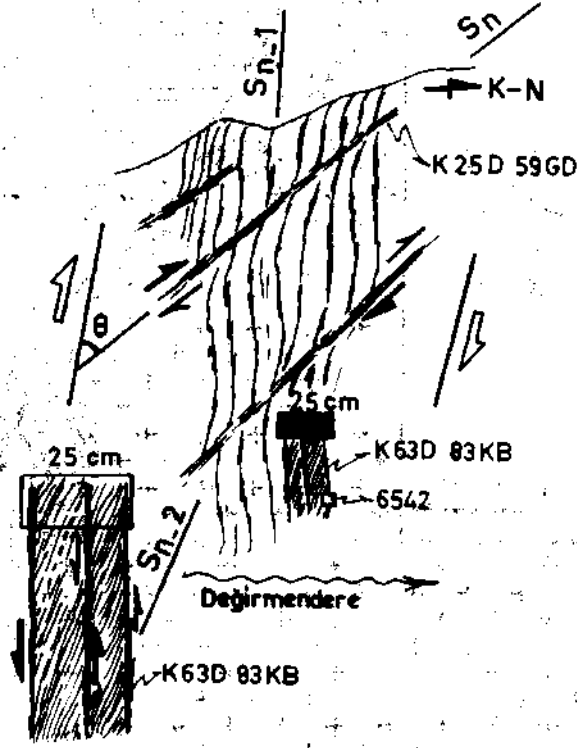


Şek.2- Demirköy plutonunun doğu ve güneydoğu kesiminin jeoloji haritası. Sivrilere kuzeyindeki boş alan Şek.3 te gösterilmiştir.

- 1- Demirköy plutonu; 2- Mikrogranit, yapraklanmış granit; 3- Kataklastik granit; 4- Milonit gnays; 5- Milonit şist; 6- Kontakt şistler; 7- Mermer-Skarn; 8- Fillit, klorit şist, kuvarsit; 9- Sivrilere graniti; 10- Pliyo-Kuvaterner çökeller; 11- Alüvyon; 12- Yapraklanma; 13- İtke fayı; 14- Kıvrımcıklar; 15- Kıvrım eksenleri.

Demirköy plutonu ile yöre kayalar arasındaki keskin dokanak, granitin kenar zonu, granofirik ve afanitik dokular, plutonun epizonal dönemde (Buddington, 1959) yerleştiğini göstermektedir.

Plutonun kenar zonunda gözlü yapı gelişimi, pluton ile yan kayalardaki lineasyon ve yapraklanmanın uyumluluğu, strain slip klivajla beraber graniti çevreleyen kıvrım zarfının gelişimi ve periferik dilimlenme (Margi-



Şek.3 – Sahada gözlenebilen makroskobik yapılar. Erken ve geç yapraklanma, çapraz bantlaşma.

nal thrusting) dokanak zonunda gözlenebilir yapısal olaylardır. Demirköy plutonu bu özellikleri ve Washington Kolwille batolitine (Higgins, 1971) benzerlik gösterir.

PLÜTONUN YAN KAYALARINDAKİ MİKRO YAPILAR

Plutonu çevreleyen kontakt şistlerde gözlenen simetrik ve asimetrik kıvrımların eksenleri ile her iki kaya biriminde gözlenen yapraklanma düzlemleri, plutonu çepeçevre sarmaktadır. Gözlenebilir bu makro yapılar yanında izlenebilir mikro yapıların en belirgin olanları, granatlardaki rotasyonlar ve asimetrik basınç gölge alanları (rotated garnet arid asymmetric pressure shadow area) ile rotasyona uğramış andalusit ve kordiyerit kristalleridir. Makaslama zonlarının karakteristik yapıları olan bu yapılar hareket yönlerinin belirlenmesinde kullanılmaktadır.

Granatlardaki rotasyon ve asimetrik basınç gölge alanları

Levha I, Şek.1 de de görüldüğü gibi, makaslama zonlarındaki yapraklanmış kayalarda matriks ile taneler arasında, sünümlülük farkından doğan, farklı davranışlar gözlenmektedir. İnce taneli ve daha sünümlü olan matriks kırılarak porfiroklastların etrafını sararken, klastlar ya birçok kez parçalanmış ya da kuvvet yönünde rotasyona uğramışlardır. Yapraklanmış milonitik kayada, granatları saran yapraklanmaya paralel gelişen mikaların belirlediği kıvrım eksenleri (Levha I, Şek.1. de özellikle, alttaki granat kristalinde görüldüğü gibi) granattaki rotasyon yönünü göstermektedir. Şekildeki granatların sol üst kenarları ile sağ alt yanlarında, öğütülmüş kuvars ve feldispat mozayiginden oluşan asimetrik iki cep görülmektedir. Özellikle dayanımlı feldispat porfiroklastlarında izletev kanat şeklindeki bu alanlar, tanelerin, köşelerindeki stres birikimi sonucu çok sayıda parçalanmaları ile gelişmiştir. Bu asimetrik-gölge alanları, basınç kuyrukları (pressure tail, Simpson ve Schmid, 1983) ve basınç göl-

ge kanadı (Pressure shadow wings; Sehoneveld, 1977) adları ile de tanınırlar. Takagi (1986); basınç gölge alanlarının (Pressure shadow area) makaslama yönünü belirleyen güvenilir bir yol olduğunu ileri sürmüştür.

Gerek granatlardaki rotasyon, gerekse asimetrik basınç gölge alanları, kayadaki saat yönündeki, diğer bir deyişle, sağ yönlü bir makaslamaı işaret etmektedir.

Rotasyona uğramış andalusit ve kordiyerit mineralleri

Andalusit ve kordiyerit içeren kontakt şistlerdeki, piritleşmiş kordiyerit porfiroblastlarında rotasyon izleri net olarak gözlenmektedir (Levha I, Şek.2). Bu kayalarda görülen az gelişmiş yapraklanmayı mlka mikrokristallerinin yönelimi belirlemektedir. Andalusit ise idiomorf porfiroblastlar şeklindedir. Ender olarak rotasyona uğramış olarak görülürler. Piritleşmiş kordiyerite gözlenebilen S şekilli dalgalanma (Helisitik yapı) erken yapraklanmaya aykırı düzenlenmiştir. Bu dalgalanma rotasyonel bir hareketin sonucu olup, çok evreli bir deformasyonu işaret eder, Tanelerin basık ve yarı iğ şekilli oluşları ise blastezi evresindeki büyümeyi göstermektedir.

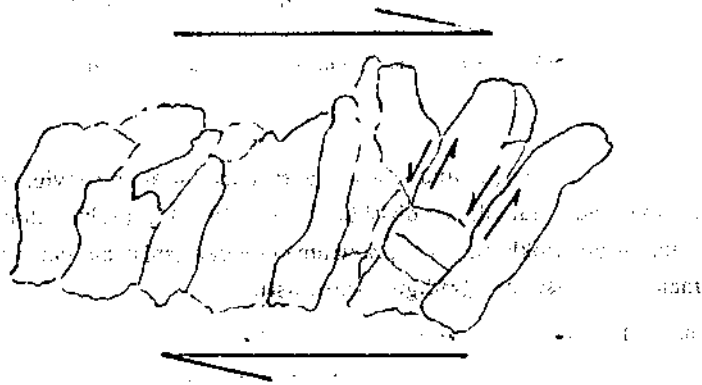
Yukarıda anlatılan iki örnekte, granitin dokanağındaki kayalar içinde, granitin yerleşmesi sırasında kazanılmış, makaslamaı gösterir mikro boyuttaki yapılarıdır. Her iki örnek de granit ile yan kaya arasındaki kuvvet çiftini belgeler. Deformasyon progresiftir. Yönlüdür.

GRANİTİK KAYALARDAKİ MİKROYAPILAR

Çalışma alanında, granitik kayalardaki makaslama yapılarını belirleyen simetrik ve asimetrik yapılar, kuvarslardaki oblik kademeli uzama (oblique incremental quartz elongation) yer değiştiren kırılmış taneler (Displaced Broken Grains), iğsi mikalar/mika mekiğidir (Mica fish).

Kuvarslarda kademeli oblik uzama

Bir kayacın ya da bir mineralin, çatlağını dolduran rekristalize kuvars mozayığının geometrisi ya da kuvarsofeldispatik damarlarda gözlenebilen deformasyon, kayacı etkileyen makaslamanın yönünü tanımlamada kullanılabilir. Levha I, Şek.3 ve Şek.4 te ince taneli, kuvarsofeldispatik bir kayaç içinde, yapraklanma düzle-



Şek.4-- Kuvarsofeldispatik damarda, ötelenen tanelerin ana makaslama ters yönde hareketleri izlenmektedir.

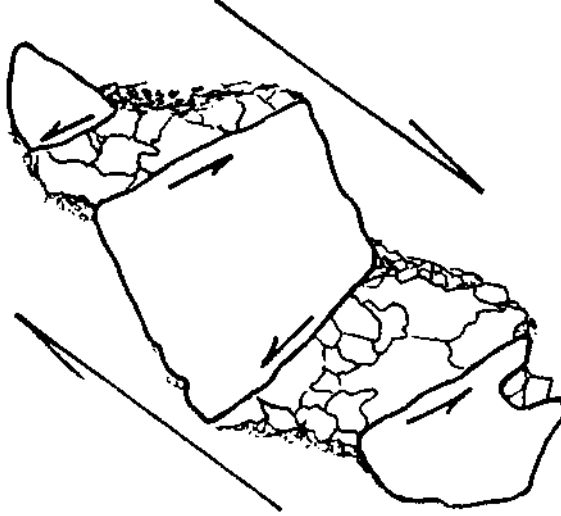
mine aykırı uzanan bir kuvars damarı ve damar çerperine oblik uzanan taneleri görülmektedir. Dinamik yolla rekristalize olan bu taneler, görünür yapraklaşma düzlemine dik düzenlenmiştir. Bu oblik uzamada tanelerin birbirlerine göre olan durumları sağ yönlü bir makaslamaı işaret etmektedir.

Schmid ve diğerleri (1981), deforme olmuş kireçtaşlarında dinamik yolla kristalize olmuş kalsit kristallerinin C eksenlerinin görünür yapraklanma düzlemine dik geliştiğini söylemişlerdir. Brunel (1980) ve Simpson (1980), benzer olayları milonit ve milonitik gnaysın kuvars agregatları içindeki tanelerde gözlemişler ve bu oluşumların progresif makaslama ile ve yalnızca deformasyonun sonuç aşamasında gelişebileceğini ileri sürmüşlerdir.

Yer değiştiren kırılmış taneler

Levha II, şek.1 de ince öğütülmüş, kohezyonlu, kuvarsofeldispatik bir hamur içinde feldispat porfiroklâstları görülmektedir. Tanelerin uzanım ve geometrileri, kenarların birbirlerine olan durumları ile, aynı anda sönme göstermeleri, başka bir deyişle, aynı optik oryantasyon göstermeleri, üç parçanın da aynı klasta ait olduğunu göstermektedir. Tanelerin aralarını ise rekristalize kuvars mozayiği doldurmuştur.

Milonitik kayalarda çokça görülen bu durumda, yapraklanma düzlemlerine verev gelişen mikrokırıklar boyunca ayrılma ve tanelerde makaslama yönünün tersine bir hareket görülmektedir (Şek.5). Şekilde görülen tane düzeni sağ yönlü bir makaslama göstermektedir. Bu makaslama sırasında, kırık zonlarını dolduran kuvars mozayiği yeniden kırılmış ve çeperde ufanmıştır (Levha II, şek.1 ve Şek.5).



Şek.5- Rotasyona uğramış klastların hareketi ve ana makaslama yönünü gösterir şekil.

Breşleşme ve mortar gnays oluşumunu izleyen rekristalize kuvars mozayiği ve yeniden öğütülme, progresif breşleşme için tipik örnek oluşturan olaylar dizisidir. Tagaki (1986), yapraklı milonitik kayalardaki feldispat ya da piroksen gibi dayanımlı porfiroklastlarda yapraklanmaya verev genişleme çatlaklarına çok sık rastlandığını ve kırık tanelerin eşzamanlı bir rotasyona uğradığını belirtmiştir.

İğsi mikalar (mika mekiği)

Granit kökenli, yapraklanmış kayalar ve fillonitler çoğunlukla mikropullapart oluşumlu (Hanmer, 1986), iğ şekilli porfiroklastlar içerir (Levha II, şek.2). Bu iğ (mekik) şekilli porfiroklastlardan mika kökenli olanları "Mika fish" (Levha II, şek.3) olarak adlandırılır ve makaslama yönünün saptanmasında kullanılır (Lister ve Snoke, 1984). Levha II, şek.3 de ince taneli kuvarsofeldispatik bir hamur ve içinde iri bir mika klastı görülmektedir. İnce tanelerin uzanımlarının belirlediği yapraklanma ile mika klastı farklı uzanım sunarlar. Mikadaki (001) dilinimi yapraklanma ile yaklaşık 28 derecelik bir açı yapmaktadır. Bu dar açının gösterdiği yön kayaç içindeki hareket

yönünü belirler. Şekildeki mika mekiği saat yönünün tersi yöndeki bir hareketi, yani sol yönlü bir makaslamayı göstermektedir.

MAKRO VE MİKRO YAPILAR - DOKU ANALİZLERİ

Şimdiye kadar granit ve yan kayalarındaki makaslamayı belgeleyen mikro yapılan görmeye çalıştık. Şimdi ise, makaslama sonucu kayalarda gelişen makro yapılar ile makaslama düzlemlerinin, bir diğerine göre, görelî hareketleri sonucu kazanılmış makro ve mikro boyuttaki yapılan açıklamaya çalışalım.

Granit çeperindeki makaslama deformasyonu nedeniyle, granitin öğütülmesi sonucu, ince ve eş boyutlu taneler yanında irice tanelere de rastlanmaktadır. Çoğun, kolay ufanır kuvarsın yanında, kuvarsın öğütülmeye başlamasından hemen sonra kırılmaya başlayan, feldispat ve mikaların oluşturduğu bu irice klastlar, granite kumtaşı görünümü kazandırmıştır. Kumtaşını andırır bu kataklastik granitik kayalarda, makro ve mikro boyutta tabakalanma ve çapraz tabakalanma benzeri yapılar görülmektedir.

İdeal durumlarda, kristallerin her biri dar limitler içinde de olsa esnektir. Ancak bu limitler çabuk aşılır ve kayaçta kalıcı bir deformasyon meydana gelir. Kayacı herhangi bir yönde etkileyen gerilim, kayaç içindeki minerallerin kırılma dayanımını aştığı zaman, kayaç kırılabilir bir nesne gibi davranır, kırılır (Turner, 1968). Büyük taneler ufak granüllere ayrılır ve büyük makaslama düzlemlerine paralel olma eğilimindeki kayma düzlemlerinde yer değiştirmeler gelişir. Bu zonların ve zonlar içindeki çeşitli tipte parçalanmış ve öğütülmüş kayaların dağılımı büyük farklılıklar gösterir (Zeck, 1974). Kırılan ve ufalanan kayanın görünümü ise, kayanın geçirdiği mekanik ufalanma ve kristalizasyonun evrelerine ve derecesine bağlıdır (Harker, 1950). Bilindiği gibi, progresif bir deformasyonun herhangi bir evresinde kristallenen bir mineral gelişen bir yapraklanma ya da bir kıvrımlanma bir önceki evreye göre "geç" bir sonraki evreye göre ise "erken" olarak tanımlanır (Spry, 1969).

Granitik kayalarda, süreklilik sunan ve birbiri üzerine binmiş; erken ve geç yapılarda, sahada, makro boyuttaki çalışmalarda, 3 evre (Şek.3); mikroskop çalışmalarında ise 5 evre ayrırtlanmıştır.

Bantlı yapı ve gelişimi

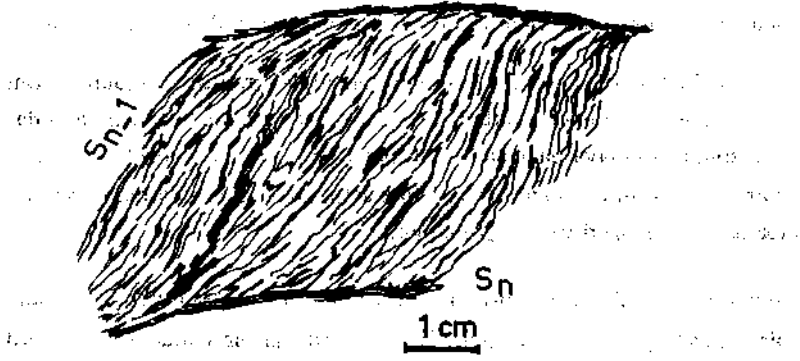
Granit çeperinde, makro ve mikro boyutta, çoğun gözlenebilir ana özellik, bantlı yapılardır. Mikroskobik boyuttan (Levha III, şek. 1), metre ve hatta onlarca metre kalınlığa kadar uzanan bu bantlaşmalar, dar uzun şeritler halindedir. Süreklidir. Arazide filiz görünümü sunar.

Bantların orta kesimleri kayanın ilksel özelliklerini kabaca korumaktadır. Makaslama zonlarına doğru gidildikçe, tane boylarında gözle görülür küçülme ve çoğun zayıf bir tercihlî yönlenme görülür. Kristaller, özellikle kuvars, giderek daha iyi boylanmış yan poligonal taneler oluşturmuştur. Tabakalı silikatların ufanmış parçaları ise kataklastik matriksin laminar akma tabakalan arasında yoğunlaşmıştır. Bu tane boyu küçülmesi ve bileşimsel değişim, renk bantlanmalarını oluşturmuştur. Bu bantlarda görülen rekristalize mikalar sinkinematik bir kristalizasyonun sonucudur. Tane sınırlarında kayma ile gelişen bu mekanik kesme, kayalardaki yapraklanmanın gelişimini sağlamıştır (Şek.3). Kayma düzlemlerinde çok ince, uzaklaştıkça daha kaba yapraklanma görülür.

Bu bantlaşma ya da yapraklanmayı Lapvorth (1885), Waters ve Champbel (1935), akma yapısı olarak tanımlamıştır. Devamlı ya da devamsız makaslama zonları (Burg ve Laurent, 1978) olarak ayrırtlanabilen bu düzlemler, Higgins'e (1971) göre, makaslama sonucu öğütülen materyalin, fiziksel Özelliklerine bağlı olarak farklı bantlarda toplanmaları sonucu gelişmiştir. Bu oluşum, önce mercek şekilli ya da dalgamsı makaslama yüzeyleri şeklinde başlar, ilerleyen kataklasisle beraber yarı paralel makaslama düzlemlerini ve sonunda laminar akma düzlemlerini meydana getirir (Şek.3; Higgins, 1971). Ramsay (1980), bu süreci, yaklaşım (approach), bükülme (curving tips), kesişme (intersection) ve kapanma (merging) aşamalarına ayırmıştır.

Çapraz bantlaşma

Mikaca zengin, ince taneli makaslama düzlemleri ile sınırlandırılmış makaslama bantları, oblik bir yapraklanma ile birleşir (Levha III, Şek.1 ve Şek.6). Çapraz tabakalanmayı andırır bu verev renk ve/ya da bileşim bantları sigmoidal bir şekil çizerek, merkezden yapraklanmaya doğru giderek azalan bir açıyla akış gösterir (Şek.6) ve



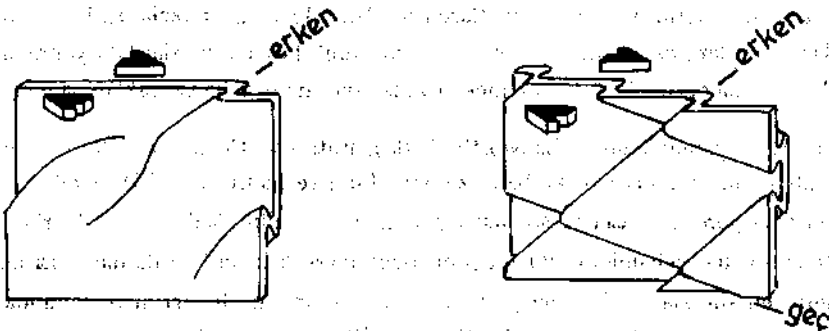
Şek.6— Makro boyutta gözlenebilen erken ve geç yapraklanma. Akma yapısı sunan geç yapraklanma ile erken yapraklanmanın yapmış olduğu açı 45° dolayındadır.

giderek tabakayla kaynaşır. Passchier(1986);, erken evrede gelişen bu çapraz bantlaşma/ yapraklanmanın merkez kısmı ile geç evredeki yapraklanmanın arasındaki açının 45° olduğunu göstermiştir (saptamıştır). Transfer zonu (Boyer, 1984) adı verilen ve renk farkı ile fabriğin belirlediği bu çapraz bantlaşma granitik kayalarda gözlenen, kınlgan-sünek deformasyon zonunun tipik özelliklerini taşımaktadır ve erken evrede gelişen bir yapraklanmanın ürünüdür.

Makaslama ile kıvrımlanma ilişkisi

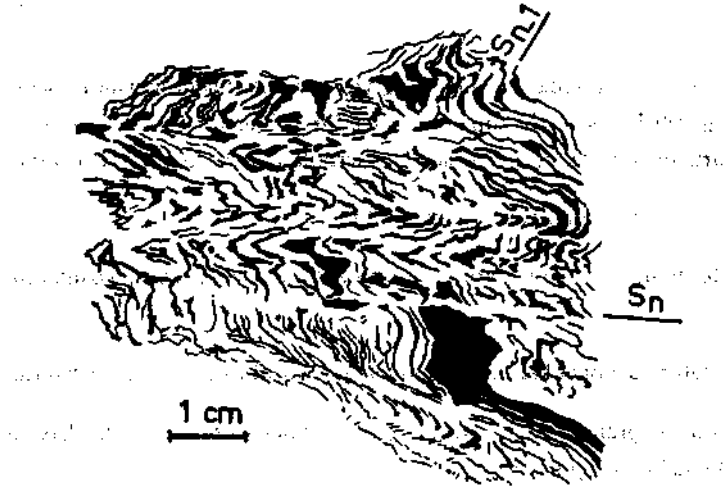
Makaslama dilimlerinde, akma düzlemleri arasındaki materyalin farklı davranışları sonucu gelişen, makro ve mikro boyutta ve çeşitli özellikte, kıvrımlar gözlenmektedir. Bu makaslama dilimlerinde ve mikrolitonde kıvrımlarla birlikte, kıvrımlanma aşamasında gelişen, sünek faylar (Ductile faults, Ramsay ve Grahām, 1970), makaslama cepleri (Shear pods)ve düğme yapılarına (Button structure, Roper, 1972) da rastlanmaktadır.

Milonitize olmuş granitik kayaların, kuvarsofeldispatik bileşimdeki makaslama bantlarında asimetrik ya da devrik konjugate kıvrımlar gelişirken (Şek. 7), aşırı öğütülme sonucu gelinmiş milonit gnays/şistlerde izoklinal



Şek.7— Mikrolitonde konjugate kıvrımın gelişimi (Berthé ve Brun, 1980 den).

kıvrımlar gelişmiştir (Şek. 8). Fillosilikatça zengin bantlarda akma ile gelişen kıvrımlarda krenülasyonlar da izlenmektedir. Bu yapılar olasılı aynı deformasyon evresinde gelişmiştir.



Şek.8- Devrik izoklinal kıvrımlar. Yeni yapraklanma gelişimi ve kıvrım tepe noktalarında mikaça zengin zonların kalınlaşmaları (düğme yapıları).

Gözlenen bu kıvrımların eksen düzlemleri ile sahada ölçülebilen makaslama düzlemlerinin doğrultu ve eğimleri birbirleri ile uyumludur ve plutonu periferik olarak sarar.

Bantlı yapıdaki yapraklanmış kayaçta kuvvetin yapraklanma düzlemine paralel üstlenmesi halinde, bir makaslama bandının diğeri banda göre hareketi sonucu itilmeler gerçekleşecektir. Hareketin sürekliliği daha önce gelişmiş düzlemsel yapıların devinimine neden olacaktır. Akma yapılarındaki görelî hareket mikrolitondaki malzemeyi kıvrırarak konjugate kıvrımlarla (Şek.7), akma yapılı eksen düzlemlî küçük kıvrımları (Şek.8) oluşturmuştur. Kıvrımlanma sürecinde makaslama diliminin iki duvarı arasındaki farklı hareket sonucu, kırılma olmaksızın gözlenen Ötelenme, sünek fayları (Levha III, şek.2) geliştirmiştir. Hareketin sürekliliği bu sünek fayların kanatlarında yeniden kıvrımlanma ya da kopmalara neden olacaktır. Yeniden kıvrımlanan dilimlerde, erken evrede gelişmiş kıvrımlara dik ikinci kıvrımlar gelişirken (Şek.7); kopmalar, kesme düzlemleri üzerinde hareket ve bunun doğal sonucu olarak itki fayları gelişmiştir.

Kuvvetin üstelenmesi sonucu, kayaçta geç evrede gelişen kıvrımların eksen düzlemleri erken evredeki yapraklanmayı keserler. İlerleyen deformasyonla birlikte, kıvrım kanatlarındaki malzeme uzayıp inceliklenirken, kıvrım apeksinde kalınlaşmalar başlayacaktır (Şek.8). Kıvrım kanatları birbirine yaklaştıkça tepe noktalarında yığışmalar artar, sınırlar keskinleşir ve netleşir. Kuvvetin sürekliliği ile birlikte kenarlar ve tepe noktaları koparak ayrılır ve uzaklaşır. Böylece erken evre yapraklanma izleri (S_{n-1}) tamamen silinir. Yeni yapraklanma düzlemleri (S_n) eski yapının yeni yöne uydurulmuş şekli ile kısmen korunurlar. Bu erken evreye ait yapraklanma düzlemlerinin (fillosilikat) kalık izleri olan makaslama cepleri (Levha III, şek.3) ve tepelerdeki fillosilikat düğmeleri (Şek.8) (Röper, 1972) bantlaşmaya dik açılarla uzanmaktadırlar.

Tüm bu akma yapıları üzerindeki kaymalar, kırılan makaslama dilimlerinin itki dilimlerine dönüşmelerine neden olmuştur. Bu itki dilimlerini etkileyen deformasyon, kırılan ve ötelenen her bir mikroliton ya da makaslama bandının giderek artan hareketini doğurmaktadır.

TARTIŞMA VE SONUÇ

Tüm bu olaylar ve yapısal şekiller, granitin sokulumu sırasında, granit ve çevre kayalan arasında doğan kuvvet çiftinin oluşturduğu makaslama ve bu makaslama sonucunda kayaçta gelişen biçim değişimleri ve kesme yenilmeleri sonucudur.

Granit çeperi ve yakın kenarında gözlenen, sağ ve sol yönlü makaslamalarla belirlenen itki dilimlerindeki hareket miktarı ise, bu görelî hareketlerin toplam sonucudur. Diğer bir deyişle graniti periferik saran itki dilimlerindeki hareket miktarı, çeperi etkileyen makaslama, kıvrımlanma ve kırılma işlevlerinin kümülatif sonucudur.

Çalışmalardan elde edilen sonuçlar aşağıdaki gibidir:

1- Demirköy plutonunun yan kayaçlarında hornblend-hornfels fasiyesi koşullarında kontakt metamorfizmaya rastlanır.

2- Kırılğan-Sünek deformasyonla karakterize edilen kataklastik zon, graniti periferik bir eğimle sarar.

3-Deformasyon sonucu granit çeperi mortar gnaysa dönüşürken kontakt kayalarında andalusit ve kordiyerit kapsayan kontakt şistler gelişmiştir.

4-Granit ve yan kayalarında, kuvars feldispat ve mikalarda kırılma, kayma; granat ve kordiyeritte rotasyon ve basınç gölge alanları, kuvarslarda oblik uzama, kınlan tanelerde yer değiştirme ve verrev düzenlenme ile mika mekiği gibi mikro yapılara rastlanır.

5-Granit ve yan kayalarındaki mikro ve makro yapılar iki birim dokanağında birbirleri ile uyumludur.

6-Arazide, gözlenebilir küçüklükten, metrelerce boyutlara ulaşan, bantlı yapı, çapraz bantlı yapı ile değişik boy ve özellikteki kıvrımlar ve itki dilimlerine rastlanır.

7-Kırılma ve kıvrımlanma bir diğerini izlemiş ve makaslama dilimlerinin an eşelon itki dilimlerine dönüşmesi ile son bulmuştur.

8-Milonitik kayaçlarda, kuvarsdaki dalgalı yanıp sönmeden başlayıp itki dilimleri ile son bulan deformasyon zinciri, aynı deformasyon sürecinde, bir diğerini izleyen ve süreklilik gösteren basit makaslama, (Simple shear) gerilimi sonucunda oluşmuştur.

9-Basit makaslamaı oluşturan neden granit yerleşimidir. Pluton çeperinde görülen, yapısal öğelerin dike yakın konum kazanmaları granit yerleşmesinin son aşamasında gerçekleşmiştir.

10-Pluton çeperi ve çevresinde gözlenen itki dilimlerindeki toplam hareket miktarı anlatılan bu progresif deformasyonun kümülatif sonucudur.

Yayına verildiği tarih, 10 Kasım 1988

DEĞİNİLEN BELGELER

Akartuna, M., 1959, Çatalca-Karacaköy bölgesinin Jeolojisi : İÜFF Monografileri, 13 s.

Aydın, Y., 1974, Etude Petrographique Et Geochimique De La Partie Centrale Du Massif D'Istranca (Turquie):These, L'universite de Nancy (yayımlanmamış).

— , 1982, Yıldızdağları (Istranca) Masifinin Jeolojisi : Doçentlik tezi, İTÜ Maden Fakültesi, 107 s.(yayımlanmamış).

- Aykol, A., 1979, Kırklareli-Demirköy Sokulumunun Petrolojisi ve Jeokimyası: Doçentlik tezi, İTÜ Maden Fakültesi, 204 s.(yayımlanmamış).
- Berthe, D. ve Brun, J.P., 1980, Evolution of folds during progressive shear in the south Armorican shear zone, France: *Journal of Struc.Geol.*, 2, 1-2, 127-133.
- Boyer, S.E., 1984, Origin and significance of compositional layering in late Precambrian Sediments Blue Ridge province, North Carolina USA: *Journal of Struc.Geol.*, 6, 1-2, 121-133.
- Brunel, M., 1980, Quartz fabrics in shear-zone mylonites evidence for a major imprint due to late strain increments : *Tectonophysics*, 64, T33-T44.
- Buddington, A.F., 1959, Granite emplacement with special reference to North America: *Geol.Soc.Am.Bull.*, 70, 671-747.
- Burg, J.P. ve Laurent, Ph., 1978, Strain analysis of a shear zone in a granodiorite: *Tectonophysics*, 47, 15-42.
- Bürküt, Y., 1966, Istranca kristalen masifinin petrojenezi: *Madencilik VIII*, 4, 165-180.
- Evans, D.J. ve White, S.H., 1984, Microstructural and fabric Studies from the rocks of Moine nappe Eriboll, N.W.Scotland: *Journal of Struc.Geol.*, 6, 4, 369-389.
- Hanmer, S., 1986, Asymmetrical pull-aparts and foliation fish as kinematik indicators: *Journal of Struc.Geol.*, 8, 2, 111-122.
- Harker, A., 1950, *Metamorphism. A study of the transformations of rock masses: Methem and Co. Ltd.*, 362 s. London.
- Higgins, M.W., 1971, *Cataclastic rocks: Geological Survey Professional paper*, 687, 79 s. Washington.
- Ksiazkiewicz, M., 1930, *Sur la geologie de L'Istranca et das Territoires voisins*, Cracovie.
- Lapworth, C., 1885, The highland controversy in British geology: *Nature*, 32, 558-559.
- Lister, G.S. ve Smoke, A.W., 1984, S-C Mylonites: *Jour. of Struc.Geol.* 6, 617-638.
- Pamir, H.N. ve Baykal, F., 1947, Istranca masifinin jeolojik etüdü: *MTA Rap.*, 2257 (yayımlanmamış).
- Passchier, C.W., 1986, Flow in natural shear-zones the consequences of spinning flow regimes: *Earth and Planetary Sci.Letters.* 77, 70-80.
- Ramsay, J.G., 1980, Shear zone geometry: a review: *Journal of Struc.Geol.* 2, 1-2, 83-99.
- ve Graham, R.H., 1970, Strain variation in shear belts: *Canadian Journ, of Earth Sci.*, 7, 786-813.
- Röper, P.J., 1972, Structural significance of "Button" or "fish" scale texture in phyllonitic schist of the Brevard zone North-western. South Carolina: *Geol.Soc. of Am.Bull.*, 83, 853-860.
- Schoneveld, C., 1977, A study of some typical indusion patterns in strongly paracrystalline-rotated garnets: *Tectonophysics*, 39, 453-471.
- Schmid, S.M.; Casey, M. ve Starkey, J., 1981, The microfabric of calcite tectonites from Helvetic nappes (Swiss Alps): Thrust and nappe tectonics: *Geol.Society of London Special Publication*, 9, 151-158.
- Simpson, C., 1980, Oblique girdle orientation patterns of quartz C axes from a shear zone in the basement core of the Moggia Nappe, TicinSwitzerland: *Journal of Struc.Geol.*, 2, 243-246.
- ve Schmid, S.M., 1983, An evolution of Criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks: *Geol.Soc.of Am.Bull.*, 94, 1281-1288.
- Spry, A., 1969, *Metamorphic textures: Pergamon press*, 350 s. Oxford.
- Takagi, H., 1986, implication of mylonitic microstructures for the geotectonic evolution of the Median Tectonic Line, Central Japan: *Journal of Struc.Geol.*, 8, 1, 3-14.

LEVHA-I

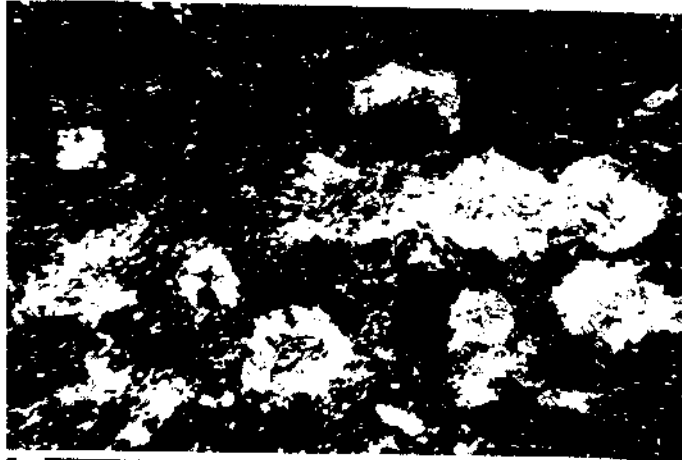
Şek.1— Granattaki rotasyon ve çevreleyen mika pulcuklanının belirlediği kıvrımlar ile asimetrik basınç gölge alanları. Çapraz nikol.

Şek.2— Pinitleşmiş özşekilsiz kordiyerit ve özşekilli andalusit içeren kontakt şistler. Pinitler ilksel yapraklanmaya aykırı kıvrımcıklar oluşturmaktadır. Çapraz nikol.

Şek.3— Kuvarso-feldispatik damarda, bir diğetine göre ötelenmiş taneler. Çapraz nikol.



1



2



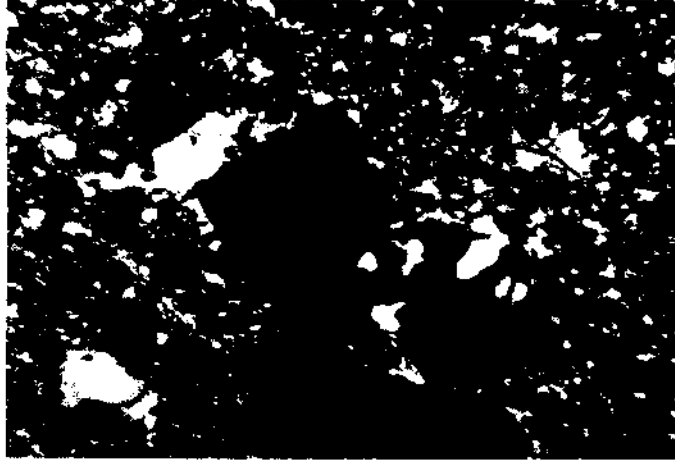
3

LEVHA-II

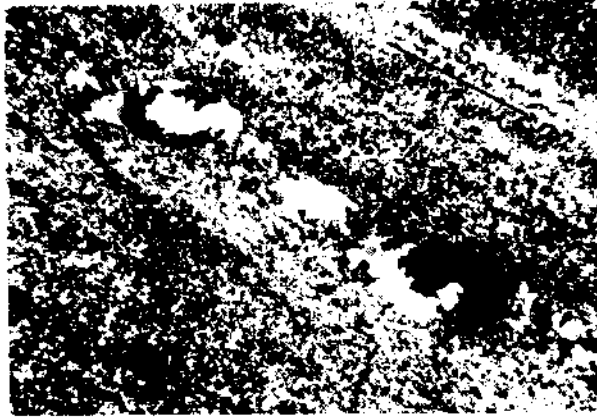
Şek.1— Aynı optik oryantasyon gösteren, makaslama yönüne aykırı kayan,rotasyona uğramış klastlar. Her üç parça aynı klastın kalıntısıdır. Çapraz nikol.

Şek.2— Makaslama sonucu gelişmiş iğ şekilli kuvars porfiroklâstları. Taneler ana yapraklanmaya verev uzanmaktadır. Çapraz nikol.

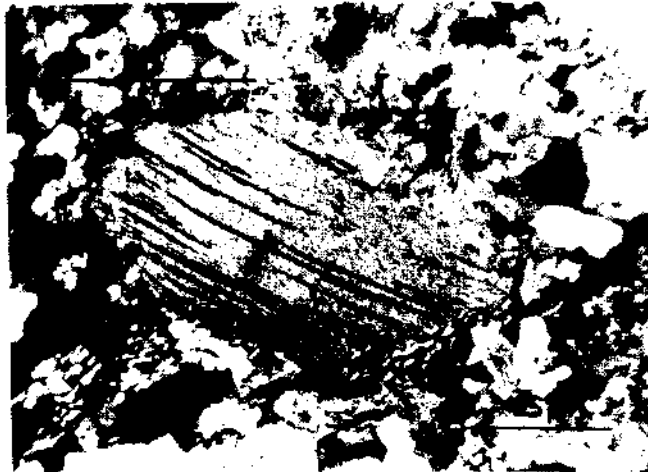
Şek.3- Yapraklanma ile 28 derecelik açı yapan mika mekiği. Mika pulcuğu sol yönlü makaslamayı göstermektedir. Çapraz nikol.



1



2



3

LEVHA-III

- Şek.1— Makaslama ile gelişen yapraklanmanın görünüşü. Mika pulcuklarının yapraklanmaya verev uzanımları dikkati çeker. Çapraz nikol.
- Şek.2— Mikaca zengin bir makaslama cebinde mikro sünek fay. Çapraz nikol.
- Şek.3— Erken ve geç yapraklanmanın belirlediği mika cepleri. İki yapraklanmanın birbirlerine yaklaşık 90 derecelik bir açı yaptığı görülmektedir. Kesit, kıvrımın tepe noktasından alınmıştır. Çapraz nikol.

