

Granitoyid Petrojenezinde Magma Mingling/Mixing Kavramı

Sabah YILMAZ

C.Ü. Jeoloji Müh. Bölümü, 58140, SİVAS

DurmuşBOZTUĞ

C.Ü. Jeoloji Müh. Bölümü, 58140, SİVAS

1. GİRİŞ

Hemen hemen tüm yerbilimciler tarafından kabul edildiği gibi, granitoyidler, yer gezegeninin petrolojik ve yapısal evriminde en karakteristik kayaç grubunu oluşturmaktadır. Örneğin çok uzun zamanlar boyunca, kıtasal kabuğun ortalama bileşiminin granite eşdeğer olduğu kabul edilmiştir. Günümüzde yapılan çalışmalara göz atıldığında ise granitlerin, kıtasal kabuğun ana bileşeni olduğu ve kabuğun oluşumunda ve yeniden çevrimlenmesinde (recycling) çok önemli roller oynadıkları görülmektedir. Granitoyidlerin sokulum yaptıkları derinlikler sedimanter kayaçların bulunduğu sığ derinliklerden-granulit fasiyesi koşullarındaki metamorfizmanın geliştiği derinliklere kadar değişmekle birlikte, genel olarak kabuğun orta kesimlerindeki derinliklerde daha boldur. Kıtasal kabuğun orta derinlikteki kesimlerinin yüzeleendiği ve eski orojenik dönemlere ait kayaçları içeren bölgelerde yapılan çalışmalarda granitoyidlerin yayılımlarının çok değişik olduğu gözlenmektedir. Örneğin, Batı Avrupa'daki Hersiniyen kuşakta bol miktarda granitoyid bulunurken (Fransız Masif Santrallerinin % 50 sinden fazlasının granit olduğu bilinmektedir), Kaledoniyen ve Alpin kuşaklarda ise bağıl olarak daha azdırlar. Hatta bu ilişkiyi göz önüne alarak, granitik kayaçların sadece anateksi süreci ile oluşabileceğini ileri süren bazı araştırmacılar, çeşitli orojenik bölgelerdeki granitoyidlerin bolluğuna dayanarak bu bölgelerdeki metamorfizmaya yaklaşımda bulunmaya çalışmışlardır (Hall, 1973; Didier ve Barbarin, 1991a'dan). Oysa günümüzde granitoyidlerin jenezi ko-

nusunda yapılan çalışmalarda, granitoyidlerin oluşumunda metamorfizmanın rolünün ikincil önemde olduğu, daha etkin rol oynayan faktörlerin ise jeodinamik ortam (Pitcher, 1993; Lameyre, 1988; Barbarin, 1990) ile kabuğun özelliklerinin (Chappel ve White, 1974; White ve Chappel, 1977; Vilzeuf ve diğ., 1990) olduğu belirtilmektedir (Didier ve Barbarin, 1991a). Örneğin, Kuzey ve Güney Amerika Kordiyer kuşaklarında okyanusal kabuğun sürekli dalması ile çok geniş alanlarda yayılım gösteren granitik magmatizma oluşmaktadır. Kabuğun özelliklerine bağlı olarak gelişen granitoyid oluşumuna gelince, Hersiniyen çarpışma kuşağında çok büyük hacimlerde birikmiş olan yaş-pelitik sedimentler, granitik eriyiklerin türemesine uygun bir ortam oluştururken; Alpin ve Kaledoniyen kuşaklarda önceden mevcut olan kuru-kristalin temel kayaçları ise (Alpin kuşakta Hersiniyen temel, Kaledoniyen kuşakta Prekambriyen temel) yeteri kadar fazla granitik eriyiğin üretilmesi için uygun ortamları oluşturamışlardır (Didier ve Barbarin, 1991a).

Görüldüğü gibi, dar anlamda granitoyidlerin jenezini, geniş anlamda da kabuğun petrolojik ve yapısal evrimini anlamaya yönelik çalışmalar, mikroskopik düzeydeki gözlemlerin yanısıra, birkaç 10 ppm miktarındaki eser element içeriğinden kıtasal ölçeklerdeki bölgesel jeolojik yorumlara kadar değişmektedir. Bu çalışmalar içerisinde güncel literatürde önemli bir yeri olan ve eşyaşlı mafik ve felsik magmaların homojen karışımı anlamındaki magma mixing kavramı ile bu magmaların heterojen karışımı anlamına gelen magma mingling kavramı son derece önemli bir yer tutmak-

tadır. Bunlardan magma mixing olayı, kayaç oluşturu-
cu mineraller arasında gelişen bazı özel dokular ile ka-
rakterize edilmekte ve mikroskopik çalışmalar ile ta-
nımlanabilmekte iken; magma mingling olayı ise felsik
granitoyidler içerisinde hapsedilmiş ve boyutları genel
olarak birkaç cm'den - dm'ye ve hatta ender olarak met-
reye kadar değişebilen mikrogranüler dokulu mafik
magmatik enklavlar (MME) ile karakterize edilmekte ve
yegane şekilde arazide başlayan gözlemlerin laboratu-
varda mineralojik-petrografik ve jeokimyasal inceleme-
si şeklinde devam etmesi ile tanımlanabilmektedir.

Magma mixing-minling konusunda oldukça güncel
bir çalışma olan Didier ve Barbarin (1991a) ya dayandı-
rılan bu derleme çalışmasında konunun ana hatları-
nın verilmesinin yanısıra, ülkemizdeki granitoyid plü-
tonlarından bazılarında yazarlar tarafından gözlenen
magma mixing/minling örneklerinden de kısaca bahse-
dilmesi amaçlanmıştır.

2. TANIMLAR

Giriş bölümünde de belirtildiği gibi, granitoyidlerin
jenezini çözümlemek için yapılan çalışmalar mikrosko-
pik ölçekteki dokusal özelliklerden başlayarak birkaç
10 ppm düzeyindeki eser element içeriğine, mostra dü-
zeyindeki jeolojik gözlemlere ve nihayet kıtasal ölçek-
lerdeki bölgesel jeolojik yorumlara kadar uzanan bir
yelpaze içinde toplanmaktadır. Bu bakımdan, ölçek ola-
rak çok küçükmiş gibi görünen ve magma mixing ola-
yı sonucu gelişen mikroskopik dokular ile boyutları ge-
nelde birkaç cm'den - dm'ye kadar değişebilen ve
magma mingling olayı sonucu gelişen MME'lerin suna-
bilecekleri genetik bilgiler, bunların boyutları ile hiç de
doğru orantılı olmayacak biçimde önemli olabilmekte-
dir.

2.1. MAGMA MIXING VE MAGMA MINGLING KAVRAMLARININ TANIMI

Eşyaşlı mafik ve felsik magmaların homojen karı-
şımı anlamına gelen magma mixing olayında, her iki
magma da viskozite özellikleri bakımından "Newtoni-
an" davranış aşamasında iken (bkz. 3. Bölüm) karış-
maktadır. Böyle bir karışım, oldukça derinlerde, olası-
lıkla ilksel magma oluşum ortamlarında
gerçekleşmekte ve her iki magma da kendi özelliklerini
kaybederek ortaya yeni bir hibrid magma çıkmaktadır.
Diğer bir deyişle, daha basite indirgenirse, siyah ve be-
yaz boyaların aynı kapta karışmaları sonucunda, ortaya
gri renkli bir boyanın çıkması sonucu gibi düşünülebi-

liir. Eşyaşlı mafik ve felsik magmaların heterojen karı-
şımı anlamına gelebilecek olan magma mingling ola-
yında ise, eşyaşlı magmalardan mafik olanı viskozite
bakımından "Visko-plastik" evrede, felsik olanı ise,
"Newtonian" evrede iken karışmaktadır. Böyle bir
karışım, magmaların diyapirik olarak yükselmeleri sı-
rasında meydana gelebilmektedir. Bu durumda, zaten
yarı katı-yarı sıvı durumunda olan mafik magma, tama-
men sıvı durumunda olan felsik magmanın içinde çabu-
cak katı hale geçerek, felsik ana kayaçlar içinde yakla-
şık olarak yuvarlağımsı-elipsoyidal biçimli mafik
magma damlacıkları/kabarcıkları şeklinde yorumlana-
bilecek olan mikrogranüler dokulu MME'leri oluşturu-
maktadır. Böyle bir karışım sırasında, mafik magma ile
felsik magma arasında birtakım element/kristal göçü ol-
makla birlikte, özellikle mafik magma damlacıkları/
kabarcıkları kendi fiziksel-kimyasal özelliklerini geniş
ölçüde korumaktadır. Diğer bir deyişle, beyaz ve siyah
renkli boyaların bir kapta karıştırılmaları sonucunda;
siyah boyanın, beyaz boya içinde, kendi özelliklerini
koruyarak siyah renkli damlacıklar/kabarcıklar şeklinde
görülmesi olarak basite indirgenebilir.

2.2. ENKLAVLARIN TANIMI

2.2.1. Tarihçe

Jeoloji literatüründe enklav teriminin ilk kez Hutton
(1795) tarafından İskoçya'daki granitlerde tanımlandığı
ve bunların granitlerin kökeninin magmatik olabileceği
şeklindeki düşünceye kanıt olarak kullanıldıkları bilin-
mektedir (Didier ve Barbarin, 1991b). Daha sonra Lac-
roix (1893, 1898, 1900a) tarafından çeşitli volkanik ve
granitik kayaçlardaki enklavların çok ayrıntılı minera-
lojik-petrografik tanımlamaları yapılmıştır. Aynı dö-
nemde, Phillips (1880), Sollas (1894) ve Holland (1900)
tarafından da enklavlar üzerinde araştırmalar yapıldığı
görülmektedir. 20. yüzyılın ilk yarısında, enklavlar üze-
rinde gerçekleştirilmiş olan çalışmaların önemli olan-
ları ise Pabst (1928) tarafından Sierra Nevada batolitini-
de (ABD); Thomas ve Campbell-Smith (1931)
tarafından da Ploumanac'h masifinde (Fransa) gerçek-
leştirilmiştir.

Sonraki dönemlerde, özellikle mikrogranüler dokulu
mafik magmatik enklav (MME) tanımının da yapıldığı
en kapsamlı çalışmanın Didier (1964) tarafından yapıldığı
görülmektedir. Aynı anda, Blake ve diğ. (1965) ta-
rafından da enklavlar konusunda önemli bir çalışma
gerçekleştirilmiştir.

Didier ve Barbarin (1991a) tarafından editörlüğü yürütülen "Enclaves and Granite Petrology" kitabından önceki en etkin eseri ise yine Didier (1973) tarafından yayınlanan "Granites and Their Enclaves: The Bearing of Enclaves on the Origin of Granites" isimli kitap olduğu bilinmektedir.

2.2.2. Enklavların Sınıflandırılması

İlk kez Fransız araştırmacı Lacroix (1890) tarafından tanımlanan "enkav" terimi, homojen magmatik kayalarda içerilen değişik kayaç parçalarını tanımlamak için kullanılmıştır. Boyutları ne olursa olsun (birkaç mikrondan - birkaç yüz metreye kadar), enklavlar, içerildiği ana kayaç tarafından tamamen çevrelenmiş durumdadır. Enklavların büyük bir çoğunluğu çeşitli minerallerden meydana gelmiş olmakla birlikte, bazı enklavlar tek tip kristallerden de oluşabilmektedir. Özellikle tek tip minerallerden meydana gelme durumunda bunların enklav olarak isimlendirilmesi güçleşmektedir. Öncele ri yapılmış bazı çalışmalarda, enklavlar, taşıyıcı kayaktan daha yaşlı olarak değerlendirilmekle birlikte, bazı güncel çalışmalar, durumun daima böyle olmadığını göstermiştir. Örneğin, bazı enklavların magma karışması ile (magma mingling) oluştuğunu; yani taşıyıcı granitoidlerle eşyaşlı (coeval) olduğunu göstermiştir.

Lacroix (1890)'dan beri Fransızca literatürde enklav ve inklüzyon terimleri tamamen farklı anlamlarda kullanılmıştır. "Enklav" terimi, herhangi bir kayaç içerisinde gözlenen kayaç parçalarını tanımlarken; "İnküzyon" terimi ise, tek bir kristal içerisinde içerilen mineral tanesi, sıvı veya gaz oluşuğunu tanımlamak için kullanılmıştır. Oysa İngilizcede böyle bir farklılık bulunmamaktadır. Diğer bir deyişle, inklüzyon terimi her iki durumda da kullanılmaktadır. Bununla birlikte, İngilizce literatürün hemen hemen tamamına yakınında enklav terimi kullanılmaktadır.

İnküzyon terimi dışında, çeşitli enklav tiplerini tanımlamak için daha değişik terimler kullanılmıştır. Örneğin Lacroix tarafından kullanılan enklav ve inklüzyon terimlerinin dışında "enallojen enklavlar", "homojen enklavlar", "polijen enklavlar" ve "pnömatojen enklavlar" tanımlanmıştır. Lacroix (1890, 1893, 1901, 1904) tarafından ileri sürülen terminoloji çok kompleks görüldüğü için, pek çok jeolog tarafından kullanılmamıştır.

İngiliz ve Amerikalı jeologlar, madenciler tarafından tanımlanan birçok terimi kullanmışlardır. Bu terim-

ler kuşatma (enclosure), düğüm (knot), siyah nokta (black spot), salkım/demet (bunch) ve mineral yuvalanması (nest of minerals) gibi enklav tanımlamalardır. Buna karşın inklüzyon sık sık kalıntı yerine kullanılmıştır. Bazı yazarlar, "eşkökenli inklüzyonlar (cognate inclusions)" veya "endojen inklüzyonlar" olarak da tanımlanabilen enklavları, Lacroix tarafından "homojen enklavlar" ve enallojen enklavlar" olarak tanımlanmış olan enklavlardan ayrı olarak değerlendirmişlerdir.

Diğer terimler açık bir şekilde jenetik bir ilişki gösterirler. "Otolit" (Holland, 1900), etrafındaki kayalar ile benzer bir enklav iken, "ksenolit" (Sollas, 1894) bilinen çevre kayaların bir enklavı olarak tanımlanmaktadır. Otolit ve ksenolit, sırasıyla, Lacroix'nun "homojen enklavlar" ve "enallojen enklavları" ile eşdeğer olarak kabul edilmektedir. "Ksenokristal" (Sollas, 1894) yalnız bir kristalden oluşan ksenolit olarak sınırlanmaktadır. Ksenokristal magmatik kayalar içerisinde ayrılmış kristallerden oluşan ortama yabancı malzemedir. "Skialith" (Goodspeed, 1947) kısmen grayzenleşmiş ksenolitlerin kalıntıları olarak tanımlanmaktadır. Bu terim bir magmada gömülü halde yabancı kayaç parçaları olarak bulunan ksenolitlerden ayrılan artıklardan oluşmaktadır. Skialith, Lacroix'nun "polijenik enklavlar"ının eşdeğeri dir.

Alman yazarlar kristallerdeki inklüzyonların ve kayalardaki enklavların her ikisini de "Einschlüsse" olarak isimlendirmişlerdir. Bunlar eksojen enklavlardan, endojen enklavları ayırmışlardır. Derecelenmiş kenarlara, uzanmış minerallere sahip enklavları da "şiliren" olarak isimlendirmişlerdir.

2.2.3. Didier ve Barbarin (1991b) Tarafından Önerilen Güncel Enklav Tanımı

Enklavlar konusunda şimdiye kadar anlatılan tüm tanımlama ve kavramları dikkate alan Didier ve Barbarin (1991b), Çizelge 1 de görülen güncel tanımlamayı önermişlerdir. Birçok eski terim açık bir şekilde tanımlanamadığı için, enklavlar daha genel bir takım olarak kullanılmaktadır. Çünkü, kökensel hipotezler genel olarak hayalidir. Enklav ve inklüzyon terimleri kayalarda enklavlar ve kristallerde inklüzyonlar olarak Lacroix (1890) tarafından tanımlandığı gibi kullanılmaktadır.

Ksenolit ve ksenokristal terimleri (Sollas, 1894), sırasıyla yabancı kayaç parçaları veya magma içinde izole edilmiş yabancı kristaller olarak tanımlanmaktadır. Birçok durumda ksenolitler kolayca tanımlanır. Kseno-

Çizelge 1. Didier ve Barbarin (1991b) tarafından önerilen güncel enklav tanımı.

	Terim	Bulunuş Şekli	Sınır ilişkisi	Biçim	Karakteristik Özellikler
E N K L A V	Ksenolit	Yan Kayaç Parçaları (Hornfels)	Keskin	Köşeli	Kontakt Metamorfizma Dokusu ve Mineralleri
	Kseno-kristal	İzole Edilmiş Yabancı Kristaller	Keskin	Küresel	Korozyon Reaksiyon Kuşağı
	Mikamsı Enklav	Erime Kalıntısı (Restit)	Keskin (Özellikle Biotit Kabuk ile Keskinleşmiş)	Merceksi	Metamorfik Doku, Mikalar ve Al'ca Zengin Mineraller
	Şiliren	Düzensizleştirilmiş Enklav	Dereceli	Elipsoyidal	Düzensel Yapılar
	Felsik Mikrogranüler Enklav (FMIE)	Düzensizleştirilmiş İnce Taneli Kenar	Keskin veya Dereceli	Yuvarlağımsı -Elipsoyidal	İnceTaneli Magmatik Doku
	Mafik Mikrogranüler Enklav (MIME)	Eşyaşlı Mafik Magma Damlacığı	Çoğunlukla Keskin	Yuvarlağımsı -Elipsoyidal	İnceTaneli Magmatik Doku
Kümülat Enklav (Otolit)	Düzensizleştirilmiş Kümülat	Çoğunlukla Dereceli	Yuvarlağımsı -Elipsoyidal	İri Taneli Kümülat Dokusu	

litler, granitoyidler ile köşeli ve keskin kontaklar gösterirler ve dokuları kuvvetli kontakt metamorfizma nedeniyle rekristalizasyonu yansıtır. Gabro türü yan kayaçlardan magma odasına düşen bir gabro ksenoliti, eşyaşlı mafik ve felsik magmaların karışımı (magma mingling) sonucu oluşan ve gabro bileşimine sahip olan mikrogranüler dokulu mafik magmatik enklavdan kolayca ayırt edilebilir. Çünkü, ksenolitler Goldschmidt (1911) ve Harker (1939) tarafından ayrıntılı olarak tanımlanmış olan kontakt metamorfik kayaçlara eşdeğer dokusal özellik ve mineralojik bileşim gösterirler. Diğer taraftan, ksenolitler, çoğunlukla intrüzyonların kenarlarında ve özellikle çatı kısımlarına yakın yerlerde bol miktarda bulunurlar. Ksenolitler gibi ksenokristaller de tamamen veya kısmen rekristalizasyona uğramış olduklarından dolayı hiçbir zaman özsekilli olarak gözlenemezler. Tamamen asimile olamadıklarında reaksiyonel hale ile çevrelenmiş olarak görülebilirler.

Mikamsı (surmicaceous) enklav terimi (Lacroix, 1933b), birçok intrüzyonda ve özellikle de yaygın olarak migmatitler ile birlik oluşturan anateksitik granitlerde oluşan bir enklav tipi olarak tanımlanır. Mikamsı enklavlar genellikle küçük boyutlarda (birkaç cm uzunluğunda) ve merceksi biçimlere sahip olarak görülürler. Bunlar genellikle biyotitten oluşur ve çoğunlukla muskovit ve Al'ca zengin diğer bazı mineralleri (sillimanit, andaluzit, kordiyerit, korund, spinel, granat) içerirler.

Mikamsı enklavlarda biyotitik bir kabuk olduğu için arazide ana granitoyidlerden kolayca ayrılabilirler. Refrakter minerallerce zengin olmalarından dolayı mikamsı enklavlar, Mehnert (1968) tarafından tanımlanan "restit" ve Montel ve diğ. (1991) tarafından tanımlanan "erime kalıntısı" malzemelerin eşdeğerleri olarak değerlendirilebilirler (Didier ve Barbarin, 1991b).

Tamamen morfolojik bir terim olan şiliren, kısmen derecelenmiş kenarlara sahip olup, mercek veya uzamış enklavlar şeklinde tanımlanabilir. Şiliren, enklavların ve kümülatların (Didier, 1973) magma odalarındaki konveksiyon nedeniyle bozunmaları sonucu oluşmaktadır. Şiliren, sıg yerleşimli granitik intrüzyonlardan ziyade; daha çok, derin yerleşimli ve migmatitik kompleksler ile birlik oluşturan anateksitik granitlerde görülür. Şilirene benzer şekilde görülen biyotit ve diğer mafik mineral zenginleşmeleri kümülasyon süreçleri sonucu meydana gelebilmektedir. Bunlar genellikle "tabakalanma" olarak isimlendirilmektedir.

Ksenolitler, şiliren ve mikamsı enklavlar, anateksitik granitler hariç, diğer intrüzyonlarda ender olarak görülürler. Granitoyidlerdeki enklavların birçoğu taşıyıcı ana magmatik kayaçlardan ince taneli (yaklaşık 1mm) olmaları ile ayrılırlar ve "mikrogranüler enklavlar" olarak tanımlanırlar (Didier ve Roques, 1959). Mikrogranüler enklavların boyutları değişiktir. Birkaç cm'den birkaç dm'ye kadar olmakla birlikte bazıları 1 m veya daha büyük de olabilirler. Ana granitoyidler ile mikrogranüler enklavların kontakları genellikle keskindir. Taşıyıcı ana granitoyidler ile aynı anda kristalleşen bazı enklavlar biyotitce zengin bir kenar zonu da içermemelerinden dolayı ana granitoyidlerden kolayca ayırt edilemezler. Bazı mineraller ve özellikle iri K-feldispat kristalleri enklavlar ile ana kayaç arasındaki kontakt boyunca gelişebilirler. Bu tür megakristallerin, önceleri, granitoyidlerdeki enklavlarda meydana gelen metasomatizma ile oluştuğu ileri sürülmüştür. Güncel çalışmalar ise, bu tür megakristallerin oluşumunda eşyaşlı (coeval) mafik ve felsik iki magmanın karışması (magma mingling) esnasında magmalar arasında meydana gelebilecek kristal transferinin etkili olduğunu ileri sürmektedir (Barbarin, 1991; Bussy, 1991).

Mikrogranüler enklavlar daha çok elipsoyidal biçimlidir. Bunlar arazide yuvarlağımsı veya oval görünürler. Bu biçimsel özellik bunların ilkel fiziksel özelliklerinden ve magmatik hareketlenme kabiliyetlerinden kaynaklanır. Magma mingling olayının meydana geldiği

yerlerin yakınlarında oluşan enklavların büyük bir bölümü düzensiz biçimli, loblu (yuvarlak kısımları olan) ve ince taneli kenarlara sahip olarak gözlenirken; oldukça uzaklara göç etmiş enklavlarda ise bu özel karakteristikler gözlenmez. Enklavların bu elipsoidal biçimlerinin, granitik magmanın yerleşmesi sırasında enklavlarda meydana gelebilecek hareketlenmeye bağlı deformasyon ve erozyondan kaynaklanabileceği ileri sürülmektedir (Didier, 1987).

Mikrogranüler dokulu enklavlar, taşıyıcı ana kayalar ile karşılaştırıldığında, ana kayaktan daha mafik veya daha felsik bir bileşim sunarlar. Enklavların bu iki tipinin kaynakları kolayca ayrılabilir. Mafik mikrogranüler enklavlar (MME), mafik ve felsik magmalar arasındaki mingling olayının ürünleridir. Nadir olarak görülen felsik mikrogranüler enklavlar (FME) ise granitik magmaların yükselişi sırasında erken soğumuş olan kenar zonlarının parçalanması ile meydana gelirler. MME'ler granitik intrüzyonların büyük bir kısmında gözlenirken; FME'ler ise, daha çok, sık yerleşimli intrüzyonların üst kesimlerinde gözlenmektedir. Diğer taraftan belirtilmesinde yarar görülen bir diğer nokta da; MME ve FME'lerin sadece granitoidlerde değil de; aynı zamanda, siyenit ve nefelin siyenitlerde de bulunabilirliği (Didier ve Barbarin, 1991b).

Mikrogranüler enklav (Didier, 1973) veya mikrogranitoid enklavı (Vernon, 1983, 1984) olarak tanımlanan enklavlar tipik olarak mikrogranüler dokuya sahiptirler ve granitoid bileşimindedirler. Diğer taraftan, Barbarin (1988) bu enklavların daima mikrogranüler dokulu olmadığını, zaman zaman 2-3 mm boyutunda mineraleri de içerebildiğini, yani porfirik dokulu da olabildiklerini ileri sürerek mikrogranüler enklav veya mikrogranitoid enklavı yerine mafik magmatik enklav (MME) teriminin kullanılmasını önermiştir. Didier ve Barbarin (1991b) tarafından belirtildiğine göre bu terim de doğrudur, ancak bu enklavlar daima taşıyıcı ana kayacık olan granitoidlerden daha ince tanelidirler. Bu ince taneli olma özelliği daha soğuk olan felsik magmalar içerisine karışmış olan mafik magmaların hızlı soğumasından kaynaklanmaktadır. Ayrıca, mafik magmatik enklav (MME) terimi kümülat kayaların enklavları için de kullanılmaktadır. Bu tip enklavlar nadir olarak gözlenmektedirler ve bu nedenle bunlar üzerindeki çalışmalar azdır (Frost ve Mahood, 1987; Dorais ve diğ., 1990; Barbarin, 1991).

Kümülat enklavlar daha çok mafiktir ve granitoid

bileşimli ana kayalarda erken kristallenmiş minerallerce zenginleşmişlerdir. Bunlar, ana kaynak kayalar ile aynı tane boyuna sahip olmaları ve kümülat dokusu göstermeleri nedeniyle mafik mikrogranüler enklavlardan ayrılırlar.

Mafik mikrogranüler enklavlar granitoid plütonlarında genel olarak dağılmış bir durumda bulunsalar da bazen lokal olarak enklav karmaşıkları (swarm) halinde de bulunabilirler. Enklav karmaşıklarının kaynakları değişik olabilmektedir. Örneğin, değişik mekanizmaların birlikte etkin olmasıyla meydana gelen ve ksenolit+mikamsı enklav+MME gibi değişik tip enklavları içeren ve bu nedenle "polijenik karmaşıklar" olarak tanımlanan enklav karmaşıklarının yanısıra daha çok magma mingling olaylarının geliştiği ortamların yakınında görülen (Barbarin, 1991) "monojenik karmaşıklar" da tanımlanmıştır (Didier ve Barbarin, 1991b).

Mikrogranüler, mikrogranitoid veya magmatik enklav gibi her üç terim de güncel olarak kullanılmakta ve bunların tümü için MME kısaltmasının kullanılması önerilmektedir (Didier ve Barbarin, 1991b). Böylece, MME kısaltması hem Mafik Mikrogranüler Enklav, hem Mafik Mikrogranitoid Enklavı ve hem de Mafik Magmatik Enklav terimlerinin kısaltması olarak kullanılmış olabilecektir (Didier ve Barbarin, 1991b). Ancak, bu derlemelerin yazarları, Türkçe kullanımda MME terimi Mafik Magmatik Enklav sözcüklerinin kısaltması olarak önermekte ve mikrogranüler dokulu MME veya porfirik dokulu MME terimlerinin kullanılmasını önermektedirler (bkz. Bölüm 4).

3. EŞYAŞLI (COEVAL) MAFİK VE FELSİK MAGMALARIN BAĞIL REOLOJİK ÖZELLİKLERİ VE ETKİLEŞİM SÜREÇLERİ

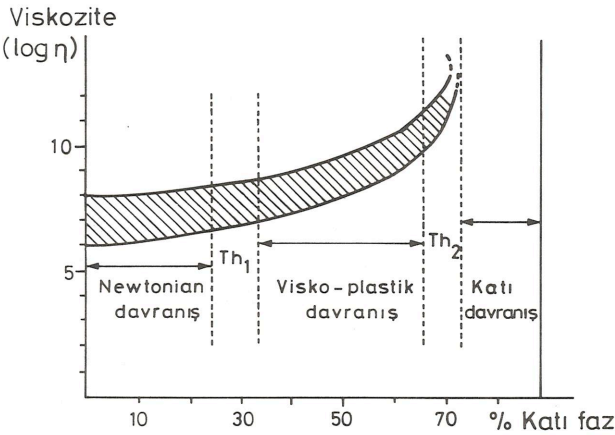
Eşyaşlı mafik ve felsik magmaların homojen karışımı (magma mixing) ve heterojen karışımı (magma mingling) süreçlerindeki etkili faktör, magmaların bağıl bileşimleri ve sıcaklıkları arasındaki farklılıkların doğal sonucu olan bağıl viskozite farklılığıdır. Bu bakımdan, magmaların bağıl reolojik özelliklerinin incelenmesinde yarar görülmektedir.

3.1. Magmalarda Viskozite-Katı Faz İlişkisi

Herhangi bir magmanın viskozitesi ile içerisindeki katı faz miktarı incelendiğinde (Şekil 1), magmanın üç ayrı davranışa ve bu üç davranış biçimi arasında da iki ayrı eşik değerine sahip olduğu görülmektedir. Diğer

bir deyişle, her bir eşik değeri, magmanın değişik davranış biçimlerini birbirlerinden ayırt etmektedir.

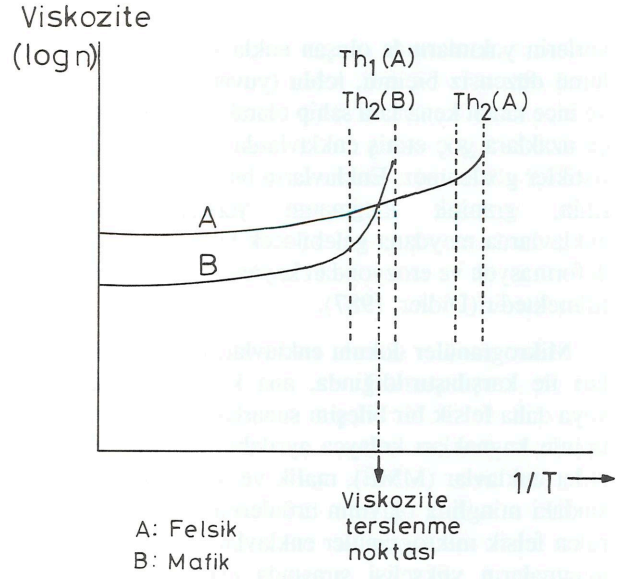
Şekil 1'den de görüleceği gibi, herhangi bir magma, içindeki katı faz % 30'a gelinceye kadar "Newtonian" davranış sergilemektedir. Katı faz % 30'a ulaştığında I. eşik değerine ulaşmış olmaktadır ki, katı faz % 70'e ulaşıncaya kadar söz konusu magma "Visko-Plastik" davranış göstermektedir. Magma içindeki katı fazın % 70'e ulaşması durumunda ise, II. eşik değere ulaşılmış olmaktadır ki, bu eşik değerden itibaren söz konusu magma artık "Plastik" bir davranış sergilemeye başlayacaktır (Fernandez ve Barbarin, 1991).



Şekil 1. Magma sisteminde viskozite-katı faz yüzdesine bağlı davranış biçimleri. Th1, I. eşik değeri; Th2, II. eşik değeri (Fernandez ve Barbarin, 1991)

3.2. Eşyaşlı (Coeval) Mafik ve Felsik Magmalardaki Viskozite Terslenmesi Kavramı

Eşyaşlı mafik ve felsik iki magma sistemi ele alındığında, bunlardan felsik olanı Newtonian davranış aşamasında iken, diğer bir deyişle içindeki katı faz % 30'dan az iken, yani henüz I. eşik değere ulaşmamışken; bu felsik magmanın içine visko-plastik davranış aşamasındaki bir mafik magma - diğer bir deyişle içindeki katı faz içeriği % 30-70 arasında olan yani I. eşik değerini geçmiş olan bir mafik magma - karıştırdığında, mafik magma daha çabuk soğuyarak hemen II. eşik değerine ulaşacak ve plastik davranış göstermeye başlayacaktır. Mafik magmanın II. eşik değere ulaştığı bu noktada, felsik magma ancak I. eşik değere ulaşmış olacaktır ki, işte bu noktaya "viskozite terslenme noktası" denilmektedir (Şekil 2). Viskozite terslenme noktası denilmesinin nedeni ise, bu noktadan itibaren, mafik magmanın plastik davranış aşamasına geçtiğinden felsik magmaya göre daha yüksek değerlerde viskozite göstermesidir.



Şekil 2. Eşyaşlı mafik ve felsik magma karışımında viskozite terslenme noktasını gösteren diyagramı (Fernandez ve Barbarin, 1991). Th1 (A), felsik magmanın I. eşik değeri; Th2 (B), mafik magmanın II. eşik değeri; Th2 (A), felsik magmanın II. eşik değeri

3.3. Eşyaşlı Mafik ve Felsik Magmaların Etkileşim Süreçleri

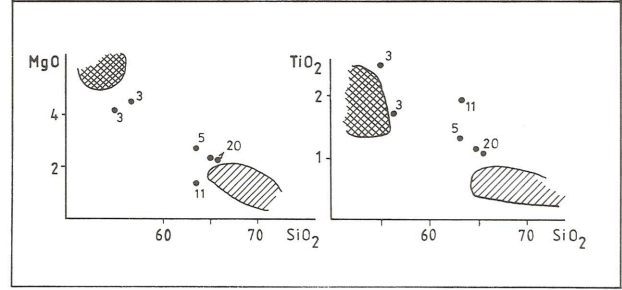
Yukarıda anlatılanlardan kolayca anlaşılacağı gibi, eşyaşlı mafik ve felsik magmaların her ikisi de Newtonian davranış aşamasında iken karışmışlarsa, homojen bir karışma şeklinde tanımlanabilecek magma mixing olayı gerçekleşmektedir. Fernandez ve Barbarin (1991) tarafından belirtildiğine göre, bu tür bir karışım ancak yer kabuğunun derinliklerinde, olasılıkla ilksel magma oluşum ortamlarında meydana gelebilmektedir. Söz konusu eşyaşlı mafik ve felsik magmalar arasındaki karışma, kabuğun kısmen daha üst kesimlerinde, yani magmaların diyapirik olarak yükselmeye başladığı ortamlarda gelişmişse, diğer bir deyişle felsik magma yine Newtonian evrede, mafik magma ise visko-plastik evrede iken karışım meydana gelmişse, heterojen karışım anlamına gelebilecek olan magma mingling olayı meydana gelmektedir. Bu karışım sırasında, felsik magmanın yükselme hızı 10 cm/yıl'dan (Fernandez ve Barbarin, 1991) - 145 cm/yıl'a (Mahon ve diğ., 1988) kadar değişen bir hıza sahipken, felsik magmaya karışmış visko-plastik davranışlı ve çapı yaklaşık 10 cm olan mafik bir magma damlacığının gömülme hızı ise 2000-3000 yıl/cm arasında değişen hızlarda gerçekleşmektedir (Fernandez ve Barbarin, 1991). Bunun nedeni

ise, viskozite terslenmesinden dolayı daha viskoz özellik kazanan magma damlacığının, viskozitesi daha düşük olan felsik magma içinde kolayca gömülebilme yeteneğine sahip olmasıdır. Böylece, mafik magma damlacığı çabuk bir şekilde katılarak, felsik kayalar içinde korunmuş ve mikrogranüler dokulu MME'lerin oluşumunu sağlamış olmaktadır.

Magma mingling olayı sırasında, felsik magma ile mafik magma damlacığı arasındaki bileşimsel farklılık fazla değilse (örneğin tonalitik bileşimli felsik magma içinde diyorit bileşimli mafik magma damlacığının bulunması durumunda), mikrogranüler dokulu MME'lerin ilksel küremsi şekilleri fazlaca deforme olmamaktadır. Ancak, felsik magma ile mafik magma damlacığı arasındaki bileşimsel farklılık büyük ise, mikrogranüler dokulu MME'lerin ilksel küremsi şekilleri deforme olmakta ve daha çok elipsoidal biçimler almaktadır. Ancak, vurgulanmasında yarar görülen hususlar, her iki durumda da, MME'ler ile taşıyıcı felsik kayalar arasında keskin bir sınırın olduğu, MME'lerde herhangi bir kontakt metamorfizma etkisinin gelişmediği ve MME'lerin kesinlikle magmatik katılmanın göstergesi olan mikrogranüler doku göstermeleridir (Fernandez ve Barbarin, 1991)

Mikrogranüler dokulu MME'lerin gelişimi sırasında, haliyle mafik ve felsik magma sistemleri arasında çeşitli kimyasal madde alış-verişi de gerçekleşmektedir. Örneğin, çapı daha büyük olan mafik magma damlacıkları, küçük olanlara göre, felsik magma ile daha uzun süre ve daha fazla yüzeyler boyunca temas halinde olacağından, felsik magmadan çeşitli elementleri bünyesine alabilecektir. Örneğin, Fernandez ve Barbarin (1991) tarafından Velay lökograditi içinde görülen Peyron diyoriti ile, Peyron diyoritinin mafik magma damlacıklarını karakterize eden mikrogranüler dokulu MME'lerin SiO_2 içeriğine karşı MgO ve TiO_2 değerleri incelenmiştir. Şekil 3'te görüldüğü gibi, MME'lerin çapları küçüldüğünde, bileşim, Peyron diyoritine yaklaşıyor; çaplar büyüdüğünde bileşim, Velay lökograditine doğru yaklaşmaktadır.

Magma mingling sırasında felsik ve mafik magmalar arasında elementer göçün bir başka şekli ise, MME'lerin çevresinde gelişen ve felsik hale olarak isimlendirilen kesimlerin meydana gelişidir (Şekil 4). Bussy (1991) tarafından belirtildiğine göre, mafik magma damlacığındaki silisin dışarıya doğru göçü ile MME'nin çevresinde kuvars ve feldispatça zengin bir



Şekil 3. Velay palinjetik lökograditi (tek çizgiyle taralı) içerisindeki Peyron diyoriti (çapraz taralı) ve mikrogranüler dokulu MME (içi dolu noktalar) örneklerinin $\% \text{SiO}_2$ içeriklerine karşılık $\% \text{MgO}$ ve TiO_2 içeriklerinin değişim diyagramları. MME örneklerinin üzerindeki rakamlar cm cinsinden çapları gösterir (Fernandez ve Barbarin, 1991)

felsik hale meydana gelebilmektedir. Doğu Karadeniz bölgesindeki Kaçkar batolitinin biyotit-granitoyid fasiyesindeki kayaları içerisinde, Çamlıhemşin (Rize)-Ayder Yaylası arasında felsik haleye sahip olan mikrogranüler dokulu bir MME örneği gözlenmiştir (Şekil 4).

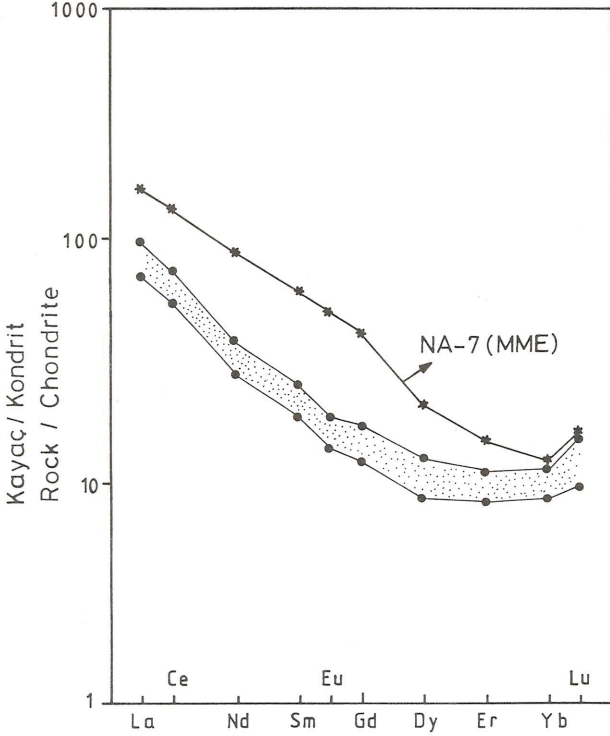


Şekil 4. Kaçkar batolitinde biyotit-granitoyidler içerisindeki mikrogranüler dokulu bir MME'nin çevresinde gelişmiş felsik hale (Fotoğraf Ayder Yaylası'nın (Çamlıhemşin-Rize) yaklaşık 5 km kuzeyinde yol yarmasının doğu yamacından alınmıştır).

Bu sürecin sonucu olarak, MME'lerin kendilerinin en dış kesimlerinde silis bakımından fakirleşme nedeniyle daha koyu renkli bir kesim meydana gelebilmektedir. Diğer taraftan felsik ana kayalar ile MME'ler arasındaki kimyasal element göçü sırasında, MME'lerin başlıca alkaliler, Ba, Ti, Zr, Y ve REE bakımından zenginleşebileceği de belirtilmektedir (Bussy, 1991).

MME'lerin, taşıyıcı ana kayalara göre REE bakımından zenginleşebilme özelliği, ülkemizde, Çaltı plü-

tonunda (Avcı ve Boztuğ, 1993) çarpıcı bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 5).

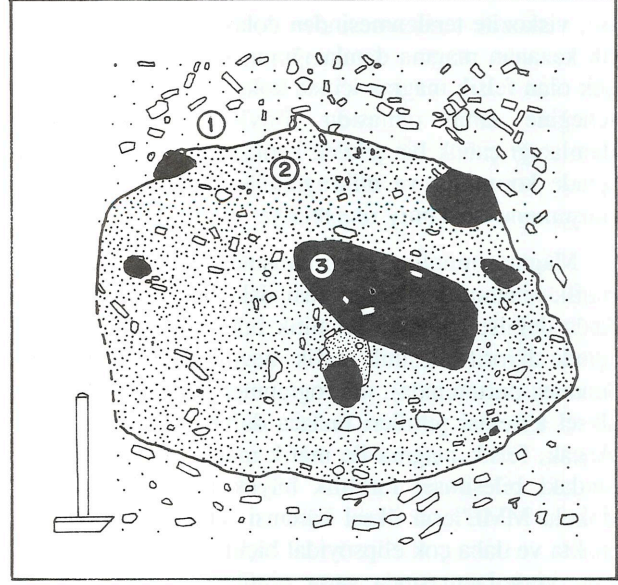


Şekil 5. Granodiyorit-tonalit bileşimli kayalardan oluşan Çaltı plütonu içerisinde bulunan kuvars-diyorit bileşimindeki mikrogranüler dokulu bir MME örneğinin (NA-7 no'lu örnek), taşıyıcı ana kayalara göre REE bakımından zenginleşmesi (Avcı ve Boztuğ, 1993'ten alınmıştır).

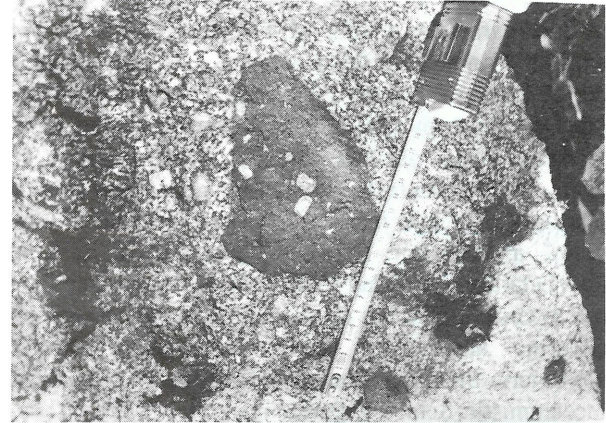
Felsik ana kayaç ile MME arasındaki diğer bir önemli malzeme alışverişi de, özellikle iri K-feldispat megakristalleridir. Bu tür megakristalleri içeren ana felsik magmadaki K-feldispat kristal çekirdekçikleri, aynı zamanda MME'lerin içerisine nüfuz edebilmekte ve daha sonra felsik sistemden beslenen uygun elementler ile MME içerisinde tıpkı felsik ana kayaçtakine benzer iri K-feldispat megakristalleri büyüyebilmektedir (Şekil 6). Bu şekilde büyüyen K-feldispat megakristalleri, ülkemizde, Kaçkar batolitinde de gözlenmektedir (Şekil 7).

4.EŞYAŞLI MAFİK VE FELSİK MAGMALARIN HETEROJEN KARIŞIMI (MAGMA MINGLING)

Eşyaşlı mafik ve felsik magmaların heterojen karışımı (magma mingling) olayı, arazi çalışmaları sırasında mostra düzeyinde gözlenen ve boyutları genel olarak cm-dm ve hatta yer yer m düzeyinde gelişmiş olan mikrogranüler dokulu mafik magmatik enklavların (MME) varlığı ile karakterize edilmektedir (Şekil

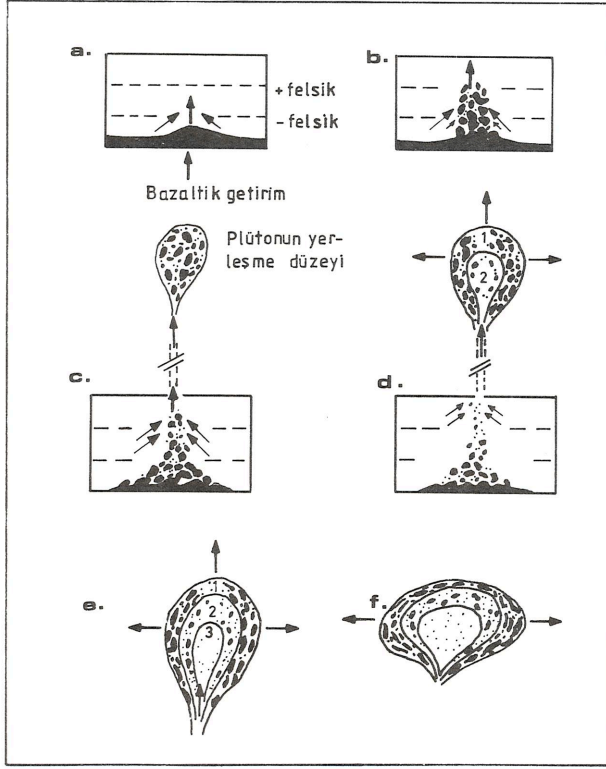


Şekil 6. K-feldispat megakristalleri içeren Shap graniti (1) (Cumbria, İngiltere) içinde görülen mikrogranüler dokulu ve kuvars-diyorit bileşimli bir MME (2) ile bunun içerisinde yer alan mikrodiyorit bileşimli MME (3) içinde gelişen K-feldispat megakristalleri (Pitcher, 1993)



Şekil 7. Kaçkar batolitinde K-feldispat megakristalleri içeren granitoidler içerisindeki mikrogranüler dokulu bir MME'de kristal çekirdekçigi ve elementer göç yoluyla gelişmiş K-feldispat megakristalleri (Fotoğraf Ayder-Kavrun Yaylaları, Çamlıhemşin-Rize, arasından alınmıştır)

8). Sierra Nevada batolitinde bulunan MME'ler üzerinde yapılan ayrıntılı çalışmalarda (Barbarin, 1991), çeşitli MME türleri tanımlanmıştır. Bazıları ülkemizdeki granitoid plütonlarında da görülebilen bu MME'lerin özellikleri şöyle özetlenebilir.

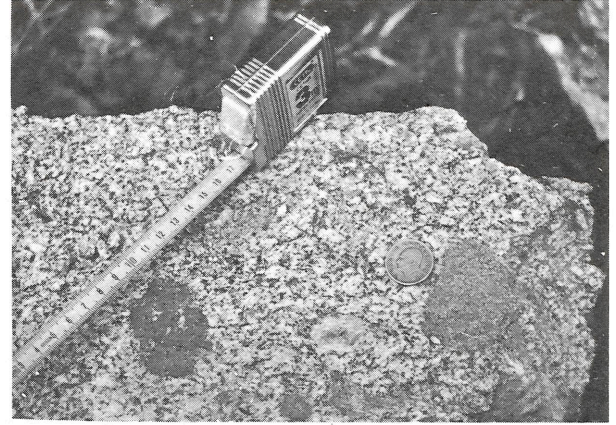


Şekil 8. Zorpi ve diğ. (1989) tarafından zonlanma gösteren plütonlar için önerilen (Pitcher, 1993'ten) magma mingling modeli.

a. Kendi içerisinde felsik bileşenlerce tüketilmiş ve zenginleşmiş olarak bileşimsel zonlanmaya uğramış bir asidik magmaya bazik magma getirimi; b. Bazaltik getirim azalan bir şekilde devam ederken, asidik magma odasının taban kesimindeki malzemeye karışma (mingling) başlamaktadır; c. Asidik magma odasının taban kesiminden beslenen ilk magmatik yerleşim, aynı anda orta kesimden itibaren ikinci beslenme başlamıştır; d. Asidik magma odasının orta kesiminden beslenen ikinci magmatik yerleşim, aynı anda üst kesimden üçüncü beslenme başlamıştır; e. Asidik magma odasının üst kesiminden beslenen üçüncü magmatik yerleşim; f. Tüm magmatik yerleşimlerinin hep birlikte lateral gelişimlerine (ballooning) devam etmeleri.

4.1. Mikrogranüler Dokulu Mafik Magmatik Enklavlar (MME)

Magma mingling olayı sonucu en fazla bulunan ve en karakteristik olan enklav tipi, mikrogranüler dokulu mafik magmatik enklavlardır (MME). Daha önce de belirtildiği gibi, felsik ana kayaç içerisine karışmış ancak bağıl viskozite farklılığı nedeniyle daha hızlı bir şekilde soğumuş mafik magma damlacıkları/kabarcıkları olarak değerlendirilmektedir (Şekil 9). Herhangi bir kontakt metamorfizma etkisi göstermedikleri gibi, kesinlikle magmanın katılması sonucu gelişmiş mikrogranüler dokuya sahiptirler (Şekil 10).



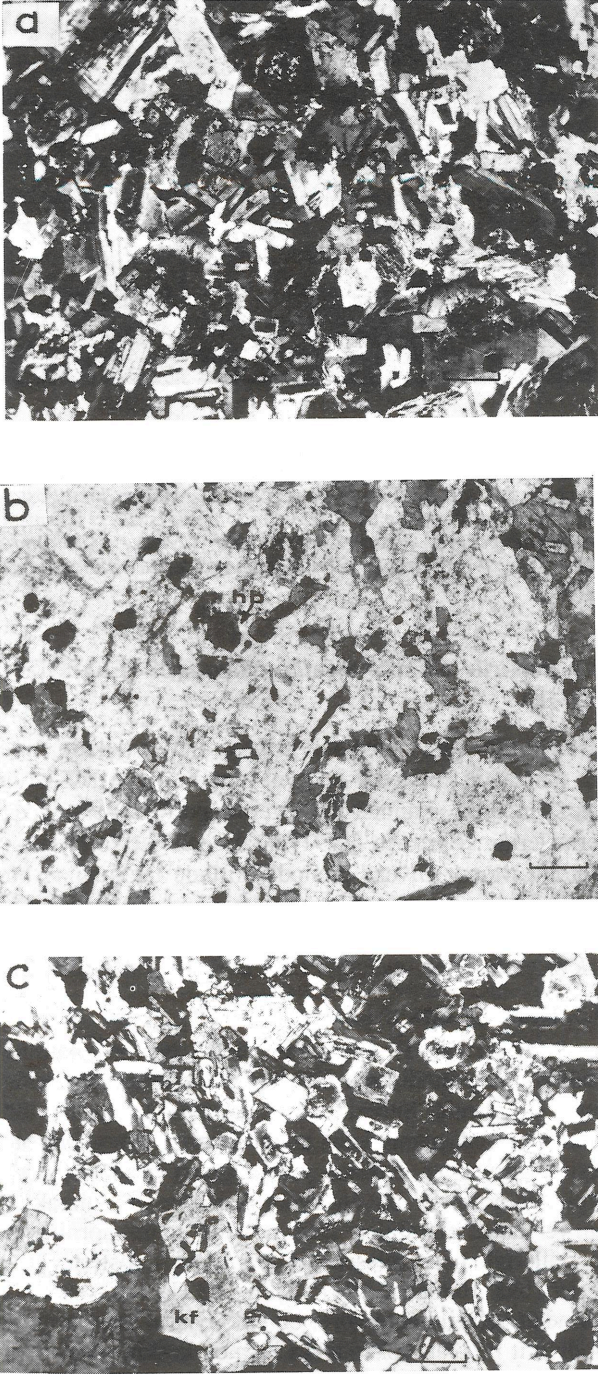
Şekil 9. Felsik granitoidler içerisinde magma mingling olayı sonucu gelişen mafik magmatik enklavların (MME) genel görünümü. Sağ taraftaki MME örneği mikrogranüler doku gösterirken, sol taraftaki ise iri K-feldispat megakristalleri içermesi nedeniyle porfirik doku göstermektedir (Kaçkar batolitinde Ayder-Kavrın Yaylaları, Çamlıhemşin-Rize, arasından alınmıştır).

4.2. Porfirik Dokulu Mafik Magmatik Enklavlar (MME)

Oluşum şekli tamamen mikrogranüler dokulu mafik magmatik enklavlar ile aynı olan bu tür MME'lerin tek farkı, mikrogranüler doku yerine porfirik doku göstermeleridir. Barbarin (1991) tarafından Sierra Nevada Batoliti Mount Givens granodiyoritinde tanımlanan bu tür mafik magmatik enklavlar, aynı zamanda mikrogranüler dokulu MME'de içerdiğinden kompozit MME olarak da tanımlanabilmektedir (bkz.Barbarin,1991;Şekil 2).

4.3. Kümülat Enklavlar

Barbarin (1991) tarafından Sierra Nevada batoliti Half Dome granodiyoriti ile Mount Givens granodiyoritinin Courtright Intrüzif Zonunda tanımlanan bu tür enklavlar tipik olarak kaba taneli diyorit veya gabro bileşimi gösterirler. Kabaca yuvarlağımsı ve elipsoidal biçimler gösteren bu enklavlar karakteristik olarak 1 cm'ye kadar ulaşabilen boyuna sahip hornblend kristalleriyle belirginleşen magmatik doku göstermektedirler (bkz. Barbarin, 1991; Şekil 1 G,H). Araştırmacı tarafından belirtildiğine göre, bu enklavların taşıyıcı granodiyorit ile olan dokanıkları kısmen keskin olup, ince taneli kenar zonları gelişmemiştir. Daha önceki araştırmacılar tarafından bu enklavların aynı zamanda "gabroyik kapanımlar" (Frost ve Mahood, 1987) ve "gabroyik enklavlar" (Dorais ve diğ., 1990) olarak isimlendirildikleri de bilinmektedir.



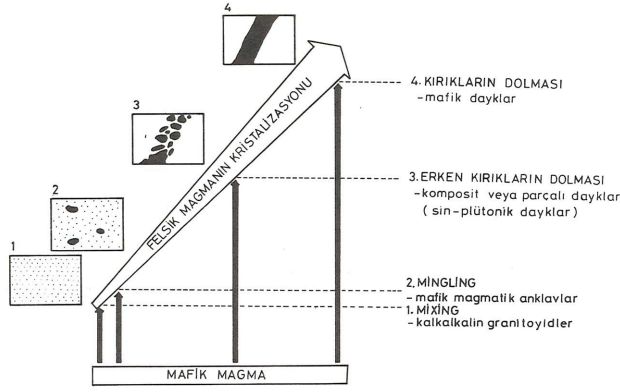
Şekil 10. Diorit bileşiminde mikrogranüler dokulu bir MME örneğinin a. çift nikolde, b. tek nikolde genel görünümü. Aynı MME örneğinin, granodiyorit bileşimli taşıyıcı ana kayalık ile olan dokanağı ise c' de sol alt köşede görülmektedir. hb, hornblend; kf, K-feldspat (çizgisel ölçek 0.25 mm).

Barbarin (1991), Sierra Nevada batolitinde gözlediği bu tür kümülat enklavların oluşumunu şu şekilde açıklamaktadır: Muhtemelen üst mantodan türemiş mafik magma, altı kıtasal kabuğa sokulum yaparak, kıtasal kabuğun alt kesimlerinin de erimesine yol açmaktadır. İlk sel magma oluşum ortamları derinliğinde gelişen bu olaylar sonucunda, mantodan türemiş ve daha sıcak olan mafik magma ile alt kabuktan türemiş ve daha soğuk olan felsik magma homojen bir şekilde karışarak (magma mixing) yeni bir hibrid magma kaynağı meydana getirmektedirler. Bu hibrid magma katılaşmaya başlar başlamaz, ilk oluşan mineraller gravitatif ayırılma yoluyla tabana çökerek kümülat dokulu kesimlerin oluşumuna neden olmaktadır. Bu sırada magma devamlı olarak yukarıya doğru hareketine devam ettiği için, erken evrede oluşan kümülat dokulu kesimleri parçalayabilmekte ve böylece felsik granodiyoritler içerisinde hapsedilmiş kümülat enklavların oluşumunu sağlamaktadır. Burada, kümülat dokulu kesimlerin, tam plastik davranış gösteren katı kayalardan ziyade, visko-plastik davranış gösteren yani yarı katı - yarı sıvı özelliğe sahip oluşumlar olduğu unutulmamalıdır.

4.4. Sin-Plütonik Dayklar

Fernandez ve Barbarin (1991) tarafından belirtildiğine göre, felsik bileşimli magma katılaşmaya yüz tuttuğunda, diğer bir deyişle visko-plastik evrede iken yani henüz II. eşik değere ulaşmamışken, bünyesinde meydana gelebilecek erken evre kırıkları Newtoniyan davranış gösteren mafik magma ile doldurulduğunda, felsik magmanın hareketliliği ile, mafik magmanın oluşturduğu dayk kırılmakta, parçalanmakta ve her bir parçanın arası yine felsik magma malzemesi ile doldurulmaktadır. Böylece, felsik kayalar içerisinde, belirli zonlarda dizilim gösteren, irili-ufaklı mikrogranüler dokulu mafik magmatik enklavların (MME) varlığı ile karakteristik olan sin-plütonik daykların oluşumu gerçekleşmiş olmaktadır (Şekil 11). Ülkemizde, Kaçkar batolitinin granodiyorit fasiyesi içerisinde, Çamlıhemşin (Rize) güneyindeki Şenyuva köyü yöresinde sin-plütonik dayk oluşumu gözlenebilmektedir (Şekil 12).

Pitcher (1993)'e göre eşyaşlı mafik ve felsik magmaların heterojen karışımları (magma mingling) sırasında oldukça değişik faktörlerin sonucunda gelişebilen sin-plütonik daykların (Şekil 13) en güzel örnekleri ABD'nin batısında, Peru'da, Güney Korsika'da, Sinai'de ve Malay Peninsula'da gözlenmektedir. Hill (1988) tarafından Güney Kaliforniya'daki San Jacinto kompleksin-



Şekil 11. Felsik bir magmanın katılaşması sırasında, farklı kristalleşme evrelerinde, mafik magma karışması sonucu meydana gelebilecek etkileşimler ve ürünler. Felsik magmanın kristalleşme derecesi arttıkça, eş yaşlı mafik ve felsik magmalar arasındaki etkileşim tedrici olarak azalmaktadır (Fernandez ve Barbarin, 1991).

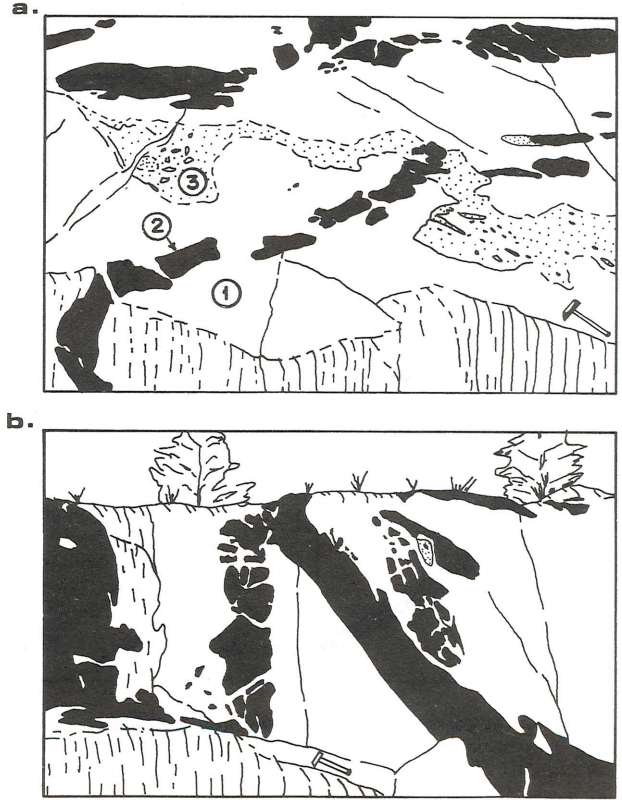
deki sin-plütonik daykların oluşumuna ilişkin önerilen modelin (Şekil 14), şimdiye kadar önerilenlerin en iyilerinden birisi olduğu belirtilmektedir (Pitcher, 1993).

5. EŞYAŞLI MAFİK VE FELSİK MAGMALARIN HOMOJEN KARIŞIMI (MAGMA MİXİNG)

Hibbard (1991) tarafından belirtildiğine göre, eş yaşlı mafik ve felsik magmaların her ikisi de reolojik özellikleri bakımından henüz "Newtonian" davranış aşamasında iken karıştıklarında meydana gelen homojen magma karışımı (magma mixing) olayı, ancak mikroskopik olarak tanınabilecek bazı dokusal özellikler yardımıyla tanımlanabilmektedir. Bu dokusal özelliklerle



Şekil 12. Kaçkar batolitindeki granodiyoritler içerisinde gelişmiş bir sin-plütonik dayk oluşumu (Çamlıhemşin güneyindeki Şenyuva Köyü yöresi).



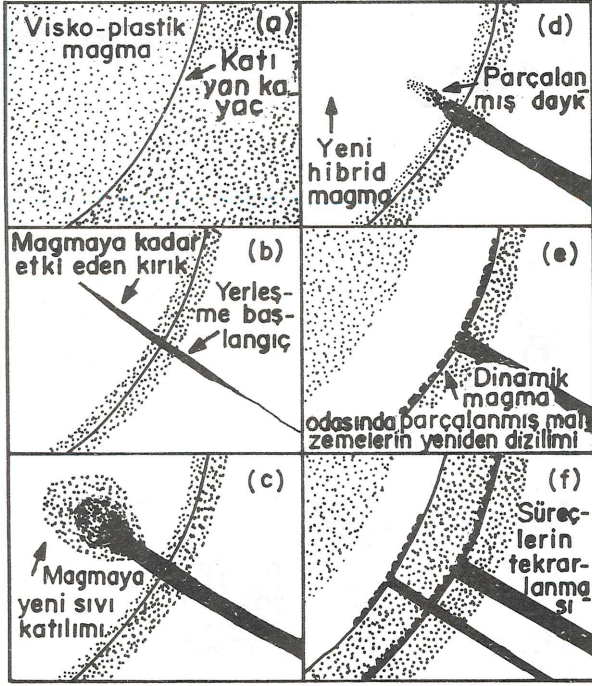
Şekil 13. Granitik ana kayalar (1) içerisindeki mafik bileşimli sin-plütonik dayk (2) oluşumunun; oblik (a) ve yarma düzleminde (b) görünümü. Noktalarla taralı olarak gösterilen kesimler (3) diyoritik bileşimli olup, kısmen özümsemiş bazik enklavlar içermektedir (Cortes Island, British Columbia, Canada; Pitcher, 1993'ten alınmıştır).

rin ortaya çıkmasında etkin olan süreçler, Hibbard (1991) tarafından şu şekilde özetlenmiştir.

1. Mafik sistemin felsik sisteme ısı vererek soğuması sonucu çekirdeklenme ve kristallenme oranlarının bağıl olarak daha yüksek olmasına neden olması.

2. Mafik sistemden ısı alınması sonucu sıcaklığı oldukça artan felsik sistem içerisinde, mixing öncesinde oluşmuş kristallerin kısmi erimeye uğraması veya kısmen çözünmesi.

3. Mafik ve felsik magma sistemleri, henüz mixing olayına maruz kalmadan önce, çeşitli nedenlerle 1. ve 2. maddelerde belirtilen yeniden ısıl dengelenmelere maruz kaldıklarında; 1. ve 2. maddelerde verilen süreçler, mixing olayından önce de her bir magma sisteminde bağımsız şekilde meydana gelebilmektedir.



Şekil 14. Eşyaşlı mafik ve felsik bileşimli magmalar arasındaki magma mingling olayı sonucu gelişen mafik bileşimli sin-plünotik dayk oluşumu için Hill (1988) tarafından önerilen model (Pitcher, 1993'ten).

a. Herhangi bir ortama yerleşerek katılmaya başlayan felsik magmanın viskozite bakımından visko-plastik evredeki durumu; b. Visko-plastik özellikli felsik magma odasına kadar etkiyen erken evre kırıklarının mafik magma ile doldurulmaya başlaması; c. Erken evre kırığının mafik magma ile doldurulması sırasında felsik magmanın hibridleşmeye başlaması; d. Felsik magmanın hibridleşme süreci devam ederken, erken evre kırığının içinde oluşan mafik daykın magma odasında kalan kesiminin kısmen parçalanması; e. Magma odasının dinamiğinden dolayı, parçalanmış mikrogranüler dokulu MME'lerin yeniden dizilimi ve sin-plünotik daykın oluşumu; f. Aynı süreçlerin tekrar etmesi.

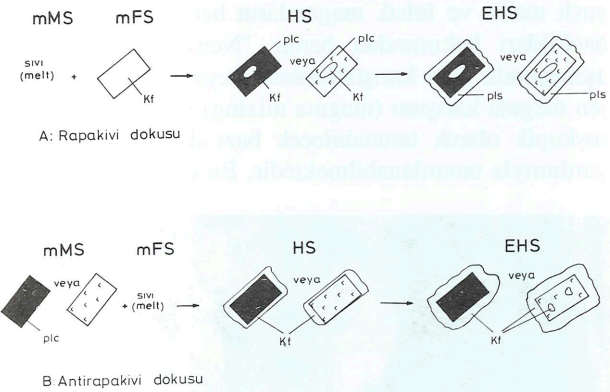
4. Mixing olayına katılan sistemlerin en bol bulunan bileşenleri yeni bazı minerallerin oluşmasına neden olmaktadır (örneğin Fe/Mg içeren magmanın, K içeren magma ile karışmasında hidrojenik biyotitin oluşması gibi).

5. Mixing olayının en son evreleri termal dengelenme ile karakterize edilir. Burada yaklaşık olarak homojen bir tek eriyiğin kristalizasyonu söz konusudur ki, bu tür sistemlere dengelenmiş hibrid sistemler (EHS) denilir.

Mixing olayına maruz kalmış magmatik sistemlerde, bu beş sürecin çerçevesinde meydana gelebilecek dokusal özellikler şu şekilde özetlenebilir;

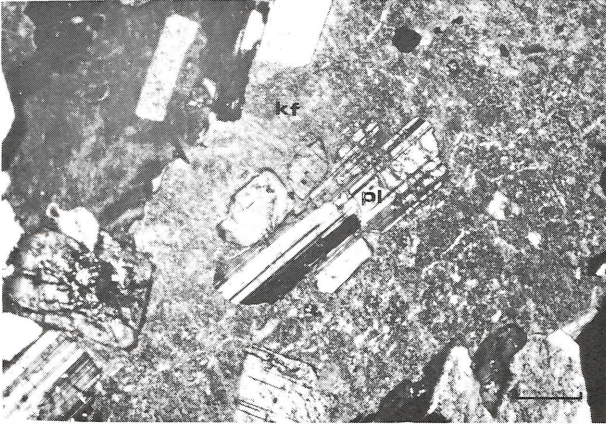
5.1. Rapakivi Dokusu: K-feldispatın plajiyoklaz tarafından mantolanmasıdır. Burada mafik magma eriyik halde iken, felsik magmada K-feldispat kristalleri bulunmaktadır. İki magma, mixing olayına uğradığında, felsik magmadaki K-feldispat kristalleri kalsik plajiyoklazlar için bir kristallenme çekirdeği oluşturmaktadır. Böylece kalsik plajiyoklaz tarafından mantolanmış K-feldispatlar ortaya çıkmaktadır. Daha ileri evrede ise, yani dengelenmiş hibrid sistem (EHS) evresinde ise kalsik plajiyoklazın çevresinde yeni bir sodik plajiyoklaz mantosu meydana gelmektedir (Şekil 15a).

5.2. Antirapakivi Dokusu: Burada mafik sistem içerisinde katılmış plajiyoklaz kristalleri, felsik sistemdeki eriyik ile karşılaştığında, kalsik plajiyoklaz K-feldispat tarafından mantolanmaktadır. Daha ileri evrede (EHS) ise, K-feldispat mantosunun boyutları büyümekte veya çekirdekdeki kalsik plajiyoklazın içinde zaman zaman K-feldispat gelişimi ortaya çıkmaktadır (Şekil 15b). Antirapakivi dokusu, ülkemizdeki granitoid plütonlarından Köseadağ (Boztuğ ve diğ., 1993), Çaltı (Avcı ve Boztuğ, 1993), Hasançelebi (Yılmaz ve diğ., 1993) ve Divriği (Sivas) yöresi plütonları (Boztuğ ve diğ., 1992) ile Şebinkarahisar-Dereli (Giresun) arasındaki plütonlarda yaygın şekilde gözlenmektedir (Şekil 16).



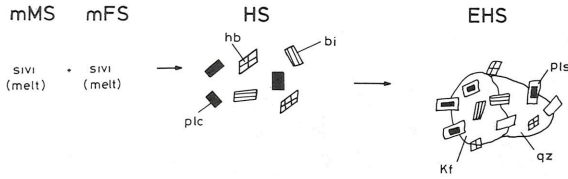
Şekil 15. Hibbard (1991) tarafından tanımlanan rapakivi (a) ve antirapakivi (b) dokuların gelişimi. mMS, daha mafik magma sistemi; mFS, daha felsik magma sistemi; HS, hibrid sistem; EHS, dengelenmiş hibrid sistem, kf, K-feldispat; plc, kalsik plajiyoklaz; pls, sodik plajiyoklaz.

5.3. Poikilitik Kuvars ve K-feldispat Oluşumu: Mafik ve felsik sistemlerin her ikisi de eriyik halde karşılaştıklarında, mafik sistemden itibaren birbirinden ayrı şekilde duran birçok küçük taneli kalsik plajiyoklaz, hornblend ve biyotit kristalleri oluşmaktadır. Daha ileri

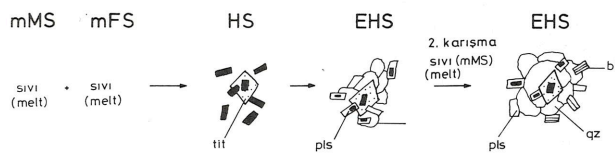


Şekil 16. Antirapakavi dokusunun genel görünümü (Şebinkarahisar-Dereli arasındaki granitoyid plütönünden alınan DŞ-69 no'lu kayaç örneği, çift nikol, çizgisel ölçek 0.25 mm) kf, K-feldispat; pl, plajiyoklaz.

evrede ise, önceden oluşmuş bu küçük mineralleri kapamılar halinde içeren kuvars ve K-feldispat mineralleri ortaya çıkmaktadır (Şekil 17a). Şebinkarahisar-Dereli arasında yüzeylenen granitoyidlerde gözlenen poikilitik K-feldispat oluşumu Şekil 18'de görülmektedir.



A: Poikilitik kuvars ve K-feldispat dokusu

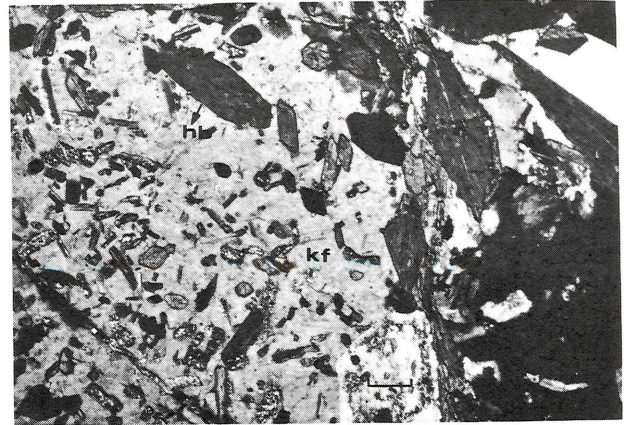


B: Titanit - feldispat gözlü (ocellar) dokusu

Şekil 17. Hibbard (1991) tarafından tanımlanan poikilitik kuvars ve K-feldispat dokusu (a) ile titanit-feldispat gözlü (ocellar) dokusunun (b) gelişimi, hb, hornblend; bi, biyotit; qz, kuvars; tit, titanit (diğer açıklamalar için Şekil 15'e bakınız).

5.4. Titanit-Feldispat Gözlerinin (Ocellar) Oluşumu: Yine mafik ve felsik sistemler eriyik olarak karşılaştıklarında, mafik sistemden itibaren özşekilli titanit

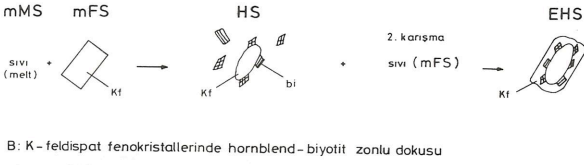
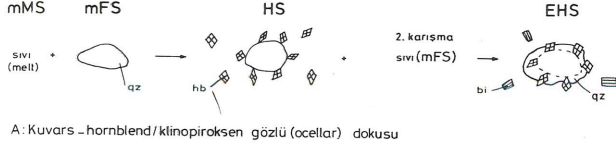
kristalinin çevresinde kalsik plajiyoklazlar kristallenmektedir. Burada biyotit ve hornblend görülmemektedir. Daha ileri evrede ise, titanitlerin ve küçük kalsik plajiyoklazların gözler (ocellar) halinde oluşturduğu beraberlik, felsik magmadan itibaren gelişen kuvars ve K-feldispat mineralleri ile çevrenmekte ve aynı zamanda, küçük kalsik plajiyoklazlar sodik plajiyoklaz tarafından mantolanmaktadır. Çok ender olarak rastlanan bazı durumlarda ise mafik sistemin eriyik kısmı ile ikinci kez tekrar karışan bu titanit-feldispat gözlerinin çevresinde, hidrojenik biyotit ve sodik plajiyoklaz büyüme-leri ve ayrıca kuvars - K-feldispat büyümeleri gelişmektedir (Şekil 17b).



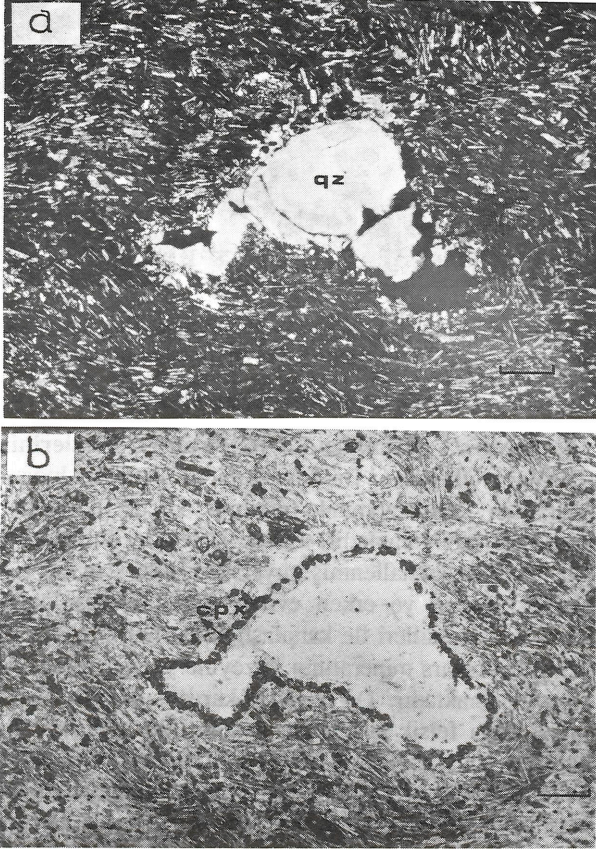
Şekil 18. Poikilitik doku gösteren K-feldispat mineralinin genel görünümü (Şebinkarahisar-Dereli arasındaki granitoyid plütönünden alınan DŞ-177/1 no'lu kayaç örneği, çift nikol, çizgisel ölçek 0.225 mm). kf, K-feldispat; hb, hornblend.

5.5. Kuvars - Hornblend/Klinopirosken Gözlerinin (Ocellar) Oluşumu: Bu dokuda bağıl olarak iri kuvars kristalinin kenar zonunda dizilmiş küçük hornblend kristalleri bulunmaktadır. Felsik sistemde bulunan ve erken evrede kristallenmiş kuvars kristalleri, mafik sistemde bulunan ve erken evrede kristallenmiş küçük hornblend kristalleri ile karşılaştığında, hornblend kristalleri iri kuvars mineralinin yüzeyine yapışık vaziyette konumlanmaktadır. Daha sonra karışmanın ileri evresinde, daha felsik sistemden gelen silika fazlalığı, bu ilksel iri kuvars mineralinin etrafında tekrar bir zon halinde, önceden iri kuvarsa yapışmış hornblendlerle kenetlenerek büyümektedir. Böylece içte iri bir kuvars, çevresinde ince taneli mafik mineraller ve en dış zonda tekrar kuvarsin yer aldığı kuvars-hornblend/klinopirosken gözlü dokusu ortaya çıkmaktadır (Şekil

19a). Bu doku, ülkemizde, Hekimhan (KB Malatya) yöresindeki Neojen yaşlı Koçasar volkanitinde (Yılmaz ve diğ., 1993) gözlenmektedir (Şekil 20).



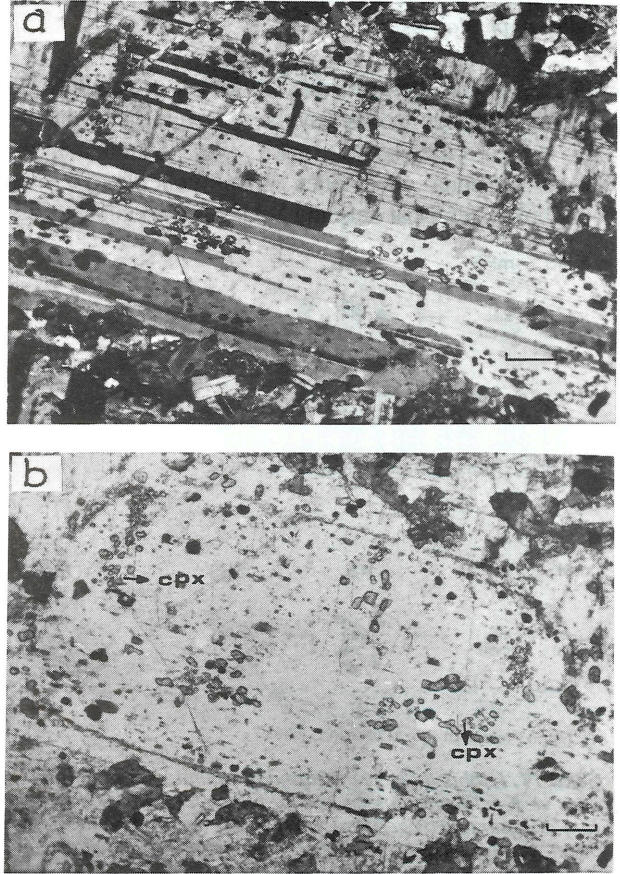
Şekil 19. Hibbard (1991) tarafından tanımlanan kuvars-hornblend/clinopiroksen gözlü (ocellar) dokusu (a) ile K-feldispat fenokristallerinde hornblend-biyotit zonlu dokusunun (b) gelişimi (diğer açıklamalar için Şekil 15 ve 17'ye bakınız)



Şekil 20. Kuvars-clinopiroksen gözlü dokusunun genel görünümü (Hekimhan/KB Malatya yöresindeki Koçasar volkaniti, SY-645 no'lu kayaç örneği, a. çift nikol, b. tek nikol, çizgisel ölçek 0.2 mm). qz, kuvars; cpx, clinopiroksen.

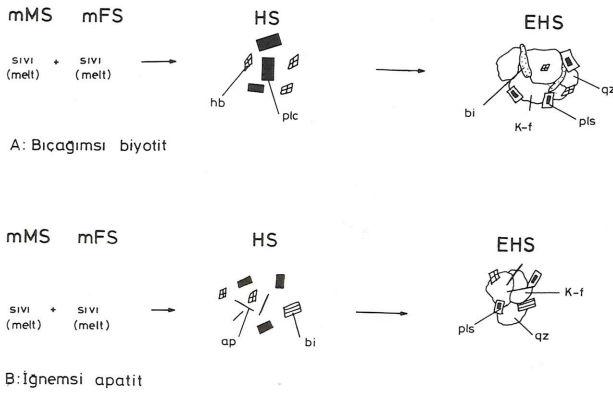
5.6.K-feldispat Fenokristallerinde Hornblend-Biyotit Zonlarının Gelişimi: Kuvars-hornblend gözlü dokusuna benzer şekilde gelişen bu dokuda, daha felsik sistemde önceden kristalleşmiş K-feldispat mineralinin çevresine, mafik sistemden itibaren kristalleşen ince taneli hornblend ve biyotit kristalleri kenetlenmektedir. Karışmanın ileri evresinde, felsik sistemden beslenen K fazlalığı ile K-feldispat büyümesine devam etmektedir. Böylece iri K-feldispat fenokristalleri içerisinde düzenli bir şekilde dizilmiş hornblend-biyotit minerallerinin bulunduğu zonlar ortaya çıkmaktadır (Şekil 19b).

Ülkemizdeki granitoyid plütonlarından Şebinkarahisar-Dereli arasında yüzeylenenlerinde görülen benzer dokusal özellikte ise K-feldispat yerine, iri plajiyoklaz mineralleri içerisinde dizilmiş clinopiroksen ve biyotit mineralleri görülmektedir (Şekil 21).

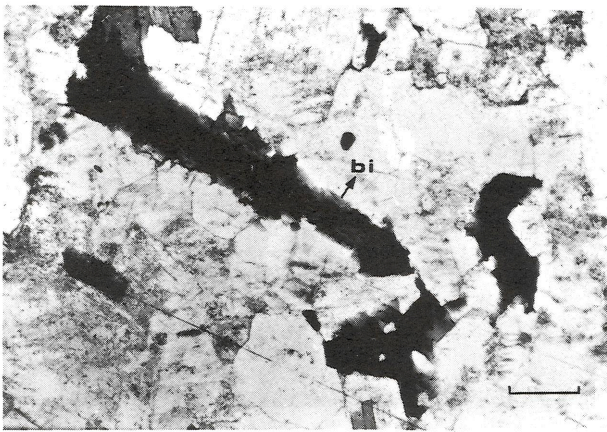


Şekil 21. Plajiyoklaz minerali içindeki clinopiroksen kapamalarının dizilimi (Şebinkarahisar-Dereli arasındaki granitoyid plütonundan alınan DŞ-392 no'lu kayaç örneği, a. çift nikol, b. tek nikol çizgisel ölçek 0.175 mm). cpx, clinopiroksen.

5.7. Bıçağımsı Biotit Oluşumu: Mg ve Fe bakımından zengin alümino silikatlı bir magma, K bakımından zengin diğer bir magma ile karıştığında hidrojenik biyotitin kristalizasyonu başlamaktadır. Bu durumda daha önceden oluşmuş kristalin fazlar, biyotit büyümesini fiziksel olarak engeller ise biyotitin bazis yüzeyleri (dilinim içermeyen, c-eksenine dik yüzeyleri) tipik altıgenimsi-levha yerine, bıçağımsı biçimlerde gelişmektedir. Bu özellik, ince kesitlerde, bir yönde uzamış bıçağımsı biçimli biyotit bazis yüzeylerinin varlığı ile karakterize olmaktadır (Şekil 22a). Bıçağımsı biyotit oluşumu, ülkemizdeki granitoyid plütonlarından Çaltı (Avcı ve Boztuğ, 1993), Köseadağ (Boztuğ ve diğ., 1993) ve Şebinkarahisar-Dereli yöresindeki granitoyidlerde (Şekil 23) görülmektedir.

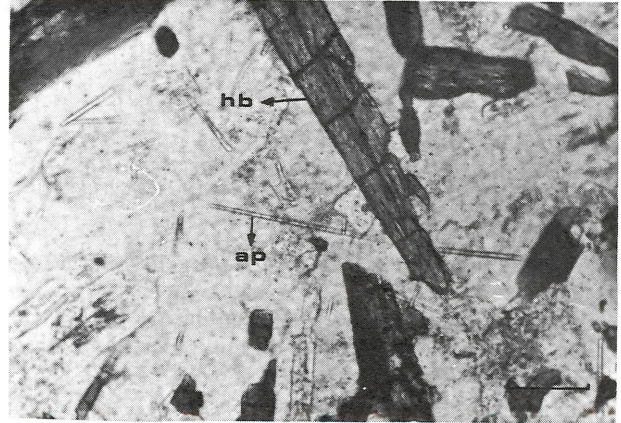


Şekil 22. Hibbard (1991) tarafından tanımlanan bıçağımsı biyotit (a) ve iğnemsî apatit (b) minerallerinin oluşumu (diğer açıklamalar için Şekil 15 ve 17'ye bakınız).



Şekil 23. Bıçağımsı biyotit mineralinin genel görünümü (Şebinkarahisar-Dereli arasındaki granitoyid plütonundan alınan DŞ-29 no'lu kayaç örneği, tek nikol, çizgisel ölçek 0.275 mm). bi, biyotit

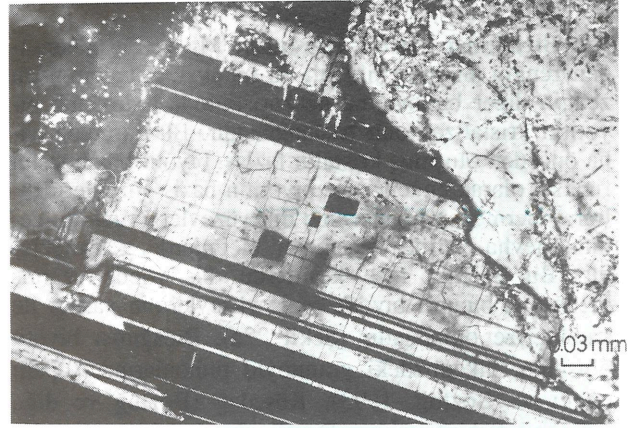
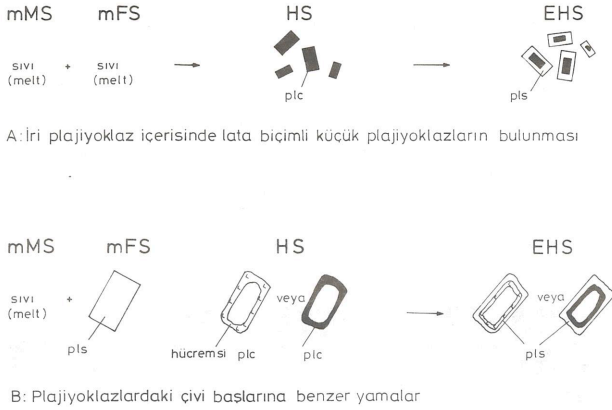
5.8. İğnemsî Apatit Oluşumu: Eriyik haldeki mafik ve felsik sistemler birbirleriyle karıştıklarında, mafik magmanın sıcaklığının aniden düşmesi sonucunda, küt-prizmatik biçimli apatit kristalleri yerine iğnemsî biçimli apatitler oluşmaktadır (Şekil 22b). İğnemsî apatit oluşumu, ülkemizde, Çaltı, Divriği (Sivas) yöresi plütonları, Köseadağ ve Şebinkarahisar-Dereli arasındaki plütonlarda (Şekil 24) görülmektedir.



Şekil 24. İğnemsî apatit mineralinin genel görünümü (Şebinkarahisar-Dereli arasındaki granitoyid plütonundan alınan DE-3901 no'lu kayaç örneği, tek nikol, çizgisel ölçek 0.15 mm). ap, apatit; hb, hornblend.

5.9. İri Plajiyoklaz İçerisinde Lata Biçimli Küçük Plajiyoklazların Bulunması: Eriyik haldeki mafik ve felsik sistemler karıştıklarında, erken evrede çekirdeklenme kabiliyeti yüksek olan kalsik plajiyoklazlar küçük latalar şeklinde kristallenmektedir. Bu küçük plajiyoklaz lataları, karışmanın ileri evresinde sodik plajiyoklaz tarafından kuşatılarak; özşekilli veya yarı-özşekilli iri sodik plajiyoklaz içerisinde, özşekilli küçük kalsik plajiyoklaz latalarının varlığı ile karakteristik olan bir dokunun oluşumunu sağlamaktadır (Şekil 25a). Elektron mikroprop analiz (EMA) yöntemiyle test edilmesi gereken bu tür dokusal özellikler, ülkemizde, Çaltı ve Şebinkarahisar-Dereli arasındaki plütonlarda (Şekil 26) görülmektedir.

5.10. Plajiyoklazlardaki Çivi Başlarına Benzer Yamalar: Sodik plajiyoklazın katlaşmış olduğu felsik sistem ile eriyik haldeki mafik sistem karıştıklarında, bu sodik plajiyoklazın çevresi kalsik plajiyoklaz tarafından kuşatılır. Bu kuşatılma düzgün yüzeyli kristaller halinde olabildiği gibi, çivi başlarına benzer yama biçimli kalsik plajiyoklazların kuşatması ile meydana gelen hücre-

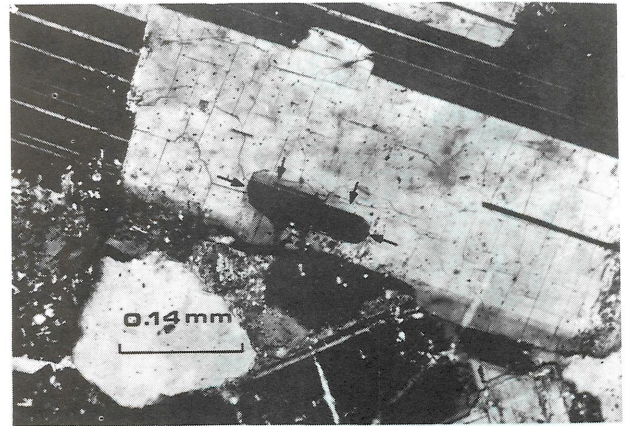
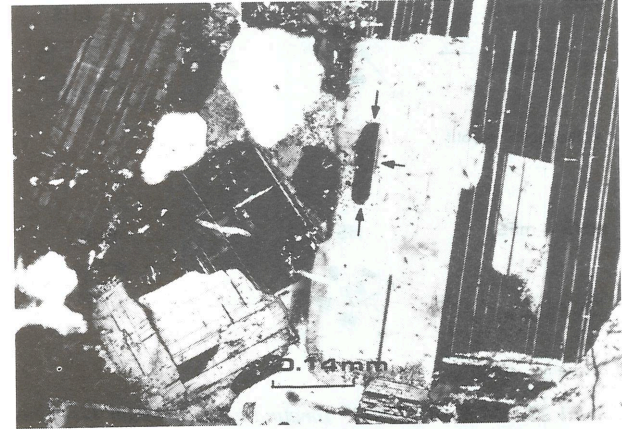


Şekil 25. Hibbard (1991) tarafından tanımlanan iri plajiyoklaz içerisinde lata biçimli küçük plajiyoklazların (a) ve çivi başlarına benzer yamaların (b) gelişimi (diğer açıklamalar için Şekil 15 ve 17'ye bakınız).

li yapıya sahip bir kuşak olarak da gelişebilir. Karışmanın ileri evresinde, Ca'ca zengin bu kuşağın tekrar sodik plajiyoklaz tarafından kuşatılması mümkün olabilir. Mikroskop altında, içte düzenli bir sodik plajiyoklaz çekirdeği; dışta ise, düzenli veya çivi başına benzer yamalardan oluşan hücreli yapıya sahip ve Ca'ca zengin bir plajiyoklaz kuşağı ve en dışta da düzenli bir yapıya sahip sodik plajiyoklaz mineralinin varlığı ile tanınan bu dokusal özellik, aynı zamanda, EMA yöntemiyle de test edilmelidir (Şekil 25b).

Şebinkarahisar-Dereli arasındaki plütonlarda gözlenen bu tür dokusal özellik Şekil 27'de verilmiştir.

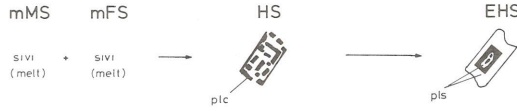
5.11. Prizmatik-Hücremsi Biçimli Plajiyoklaz Büyümesi: Eriyik haldeki mafik ve felsik sistemler karışıklarında, bağıl olarak çekirdeklenmenin düşük ve büyümenin ise daha yüksek olduğu kristallenme koşullarında; özşekli, iri, prizmatik plajiyoklaz kristalleri gelişir. Bu gelişme sırasında mafik sistemden itibaren katılan kalsik plajiyoklaz, daha felsik sistemdeki eriyik ile reaksiyona girerek prizmatik görünüm bozulur. Bunun yerine boşluklu-hücreli bir görünüm ortaya çıkar. Ancak bu boşluklu-hücreli görünümde prizma biçimli iskelet yapı kısmen korunmaktadır ve kalsik bileşime sahip plajiyoklazlardan oluşmaktadır. Bu yapının içerisinde yamalar halinde görülen plajiyoklazların ise sodik bileşimde olduğu bilinmektedir. Karışmanın ileri evrelerinde, prizmatik-hücreli yapıya sahip kalsik bileşimli bu plajiyoklaz, tekrar sodik plajiyoklaz tarafından kuşatılmaktadır. Bu dokusal özellik de yine EMA ile tespit edilmelidir (Şekil 28a). Ülkemizdeki plütonlardan Çaltı ve Şebinkarahisar-Dereli arasındaki plütonlarda (Şekil 29) gözlenmektedir.



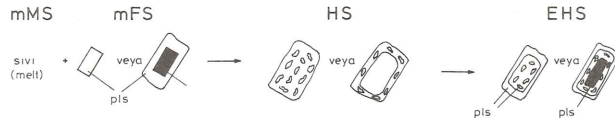
Şekil 26. İri plajiyoklaz minerali içerisinde bulunan lata biçimli küçük plajiyoklaz minerallerinin (oklarla gösterilmektedir) genel görünümü (Şebinkarahisar-Dereli arasındaki granitoid plütonundan alınan DŞ-37 no'lu kayaç örneği, çift nikol).



Şekil 27. İri plajiyoklaz minerali içinde çivi başına benzer yamaların (oklarla gösterilmektedir) genel görünümü (Şebinkarahisar-Dereli arasındaki granitoyid plütonundan alınan DŞ-48 no'lu kayış örneği, çift nikol, çizgisel ölçek 0.2 mm).



A: Prizmatik hücremsi biçimli plajiyoklaz büyümesi

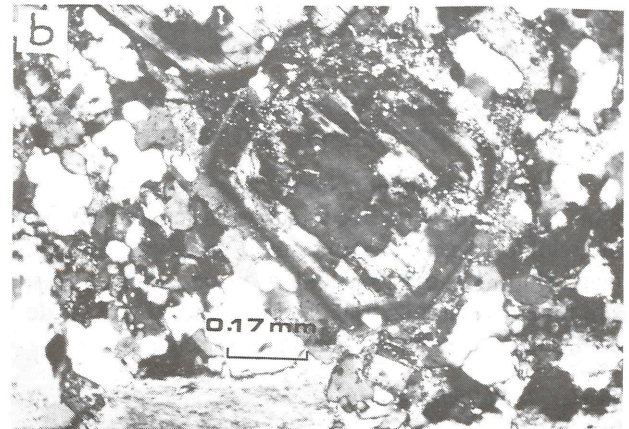
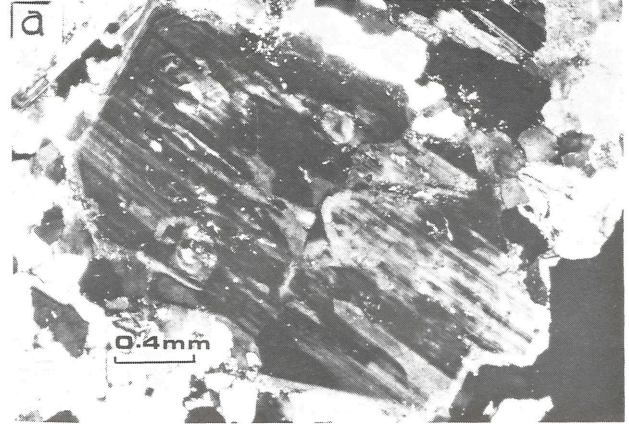


B: Süngerimsi hücreli plajiyoklaz oluşumu

Şekil 28. Hibbard (1991) tarafından tanımlanan prizmatik-hücremsi biçimli plajiyoklaz büyümesi (a) ile süngerimsi hücreli plajiyoklaz oluşumu (b) (diğer açıklamalar için Şekil 15 ve 17'ye bakınız).

5.12. Süngerimsi Hücreli Plajiyoklaz Oluşumu: Eriyik haldeki mafik sistem ile içerisinde sodik plajiyoklaz kristallerinin olduğu felsik sistem karışıklarında; mafik sistemden - felsik sisteme transfer edilen ısı enerjisi nedeniyle, felsik sistemde önceden oluşmuş olan sodik plajiyoklaz kristalleri duraylılığını kaybederek erime ve/veya kısmi çözünme olaylarına maruz kalır. Bunun sonucunda, önceden oluşmuş özşekilli sodik plajiyoklaz yerine, bunun kalıntıları olarak özşekilsiz ve yama biçimli sodik plajiyoklaz parçacıkları ortaya çıkar.

Bu parçacıklar daha sonra özşekilli kalsik plajiyoklaz tarafından kuşatılır. Karışmanın daha ileri evresinde

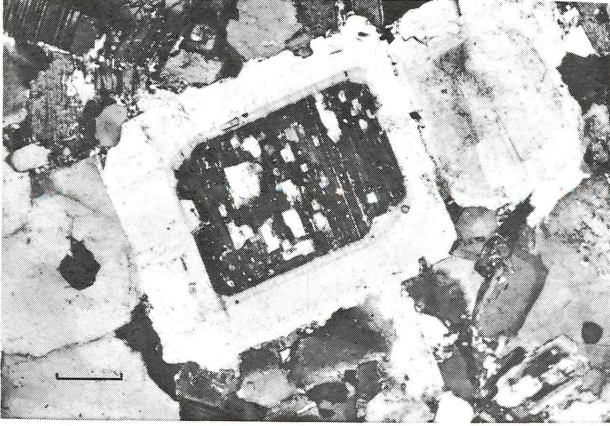


Şekil 29. Prizmatik hücremsi biçimli plajiyoklaz minerallerinin genel görünümü (Şebinkarahisar-Dereli arasındaki granitoyid plütonundan alınan (a) DŞ-39 ve (b) DŞ-25 no'lu kayış örnekleri, çift nikol).

de ise, felsik magmadan beslenen sodik plajiyoklaz gelişimi tüm bu oluşukları içine alacak şekilde kuşatır. Böylece; en dışta sodik plajiyoklaz kuşağı, içte kalsik plajiyoklaz kuşağı ve bu kalsik plajiyoklaz kuşağının içinde de yamalar halinde korunmuş sodik plajiyoklaz kalıntılarının (ilksel felsik sisteme ait özşekilli sodik plajiyoklaz kristallerinin kalıntıları) varlığı ile karakteristik olan bu dokunun da EMA ile test edilmesi gerekir (Şekil 28b).

Bu dokunun daha kompleks gelişenlerinde ise, ilksel felsik sistemde yer alan sodik plajiyoklazın iç kısmında özşekilli bir kalsik plajiyoklaz zonunun varlığı da muhtemeldir.

Şebinkarahisar-Dereli arasında yüzeylenen granitoyid plütonlarında gözlenen süngerimsi hücreli plajiyoklaz oluşumu Şekil 30'da görülmektedir.



Şekil 30. Süngerimsi hücreli plajiyoklaz mineralinin genel görünümü (Şebinkarahisar-Dereli arasındaki granitoid plütö-nundan alınan DŞ-13 no'lu kayaç örneği, çift nikol, çizgisel ölçek 0.3 mm).

6. EŞYAŞLI MAFİK VE FELSİK MAGMALARIN KARŞILIKLI ETKİLEŞİM ÜRÜNLERİ

Buraya kadar anlatılanlardan kolayca görülebileceği gibi, eşyaşlı mafik ve felsik magma sistemleri herhangi bir şekilde karışma olayına maruz kaldıklarında; ilgili magmaların viskozite özellikleri dikkate alınarak, karışım tipinin ve ürünün aşağıdaki çizelgedeki gibi özetlenebileceği sonucuna varılmaktadır (Çizelge 2).

Çizelge 2. Bu derlemelerin yazarları tarafından önerilen ve eşyaşlı (coeval) mafik ve felsik iki magmanın karışımı sırasında etkin olan süreçlerin ve karışım ürünlerinin topluca görünümü.

Mafik Magma Sisteminin Viskozite Özelliği	Felsik Magma Sisteminin Viskozite Özelliği	Karışım Tipi	Ürün
Newtonian	Newtonian	Magma mixing	Hibrid granitoidlerdeki mikroskopik dokular
Visko-plastik	Newtonian	Magma mingling	MME
Newtonian	Visko-plastik	Magma mingling	Sin-plütönik dayk
Newtonian	Plastik	-	Mafik dayk
Plastik	Newtonian	-	Felsik dayk

DEĞİNİLEN BELGELER

- Avcı, N. ve Boztuğ, D., 1993, Çaltı granitoidinin (İliç-Erzincan) Petrolojisi, Yerbilimleri (baskıda).
- Barbarin, B., 1988, Field evidence for successive mixing and mingling between the Piolard Diorite and the Saint-Julien-la-Vetre Monzogranite (Nord-Forez, Massif Central, France), Can. J. Earth Sci., 25, 49-59.

Barbarin, B., 1990, Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting, Geol. J., 25, 227-238.

Barbarin, B., 1991, Contrasted origins for the "poligenic" and "monogenic" enclave swarms in some granitoids of the Sierra Nevada batholith, California, Terra Abstr., 3, 32.

Blake, D.H., Elwell, R.W.D., Gibson, I.L., Skelhorn R.R. and Walker, G.P.L., 1965, Some relationships resulting from the intimate association of acid and basic magmas, Q.J. Geol. Soc. London, 121, 31-50.

Boztuğ, D., Debon, F., İnan, S., Tutkun, S.Z., Avcı, N. and Kesgin, Ö., 1992, Comparative geochemistry of four plutons from the Cretaceous-Paleogene Central-Eastern Anatolian Alkaline Province (Divriği region, Turkey). International Workshop: Work in progress on the Geology of Türkiye, 9-10 April, Keele, England, Abs., 25-26.

Boztuğ, D., Yılmaz, S. ve Kesgin, Y., 1993, İç Doğu Anadolu Alkalın Provensindeki Köseadağ Plütönu (Suşehri - KD Sivas) doğu kesiminin petrografisi ve Petrokimyası, 46. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri, s. 87.

Bussy, F., 1991, Enclaves of the Late Miocene Monte Capanne granite, Elba Island, Italy, In: Didier, J. and Barbarin, B. (eds.), Enclaves and Granite Petrology: Developments in Petrology 13, 167-178.

Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1974, Two contrasting granite types. Pac. Geol., 8, 173-174.

Didier, J., 1964, Etude petrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central Français, Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand, 23, 254 pp.

Didier, J., 1973, Granites and Their Enclaves: The Bearing of Enclaves on the Origin of Granites, Development in Petrology, 3, Elsevier, Amsterdam, 393pp.

Didier, J., 1987, Contribution of enclaves studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas, Geol. Rundsch., 76, 41-50.

Didier, J. and Barbarin, B. (eds.), 1991a, Enclaves and Granite Petrology: Developments in Petrology, 13, Elsevier, Amsterdam, 625p.

- Didier, J. ve Barbarin, B., 1991b, The different types of enclaves in granites - nomenclature, In: Didier, J. ve Barbarin, B. (eds), Enclaves and Granite Petrology, Developments in Petrology, 13, Elsevier, 19-24.
- Didier, J. and Roques, M., 1959, Sur les enclaves des granites du Massif Central Français, C.R. Acad. Sci. Paris, 228, 1839-1841.
- Dorais, M.J., Whitney, J.A. and Roden, M.F., 1990, Origin of mafic enclaves in the Dinkey Creek pluton, central Sierra Nevada Batholith, California, J. Petrol., 31, 853-88.
- Fernandez, A.N. and Barbarin, B., 1991, Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas: Nature of resulting interaction processes. Shape and mineral fabrics of mafic microgranular enclaves, In: Didier, J. and Barbarin, B. (eds.), Enclaves and Granite Petrology: Developments in Petrology, 13, Elsevier, 263-275.
- Frost, T.P. and Mahood, G.A., 1987, Field, chemical and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamark Granodiorite, Sierra Nevada, California, Geol. Soc. Am. Bull., 99, 272-291.
- Goldschmidt, V.M., 1911, Die Kontakt metamorphose im Kristianagebiet, Dybwad, Oslo, 843pp.
- Goodspeed, G.E., 1947, Xenoliths and Skialiths. Am. J. Sci., 246, 515-525.
- Hall, A., 1973, Geochimie des granites varisques du Sud-Ouest de l'Angleterre, Bull. Soc. Geol. Fr., 7, XV, 229-237.
- Harker, A., 1939, Metamorphism, A study of the Transformation of Rock Mases, Methuen, London, 362pp.
- Hibbard, M.J., 1991, Textural anatomy of twelve magma mixed granitoid systems, In: Didier, J. and Barbarin, B. (eds.), Enclaves and Granite Petrology, Development in Petrology, 13, Elsevier, 431-444.
- Hill, R.I., 1988, Journal of Geophysical Research, 93, 10325-10348.
- Holland, T.H., 1900, The charnockite series, a group of hypersthenic rocks in peninsular India, Geol. Surv. India, Mem., 28, 215-218.
- Hutton, J. 1795, The Theory of the Earth, Edinburgh.
- Lacroix, A., 1890, sur les enclaves acides des roches volcaniques d'Auvergne, Bull. Serv. Carte Geol. Fr., 2, 25-56.
- Lacroix, A., 1893, Les enclaves des roches volcaniques, Protat, Macon, 770p.
- Lacroix, A., 1898, Le granite des Pyrenees et ses phenomenes de contact, I. Bull. Serv. Carte Geol. Fr., 10, 241-306.
- Lacroix, A., 1900, Le granite des Pyrenees et ses phenomenes de contact, II. Bull. Serv. Carte Geol. Fr., 11, 51-118.
- Lacroix, A., 1901, Sur deux nouveaux groupes d'enclaves de roches eruptives. Bull. Soc. Fr. Mineral., 24, 488-504.
- Lacroix, A., 1904, La Montagne Pelee et ses eruptions, Masson, Paris, 662pp.
- Lacroix, A., 1933, Sur quelques granites des environs de Porto. An. Fac. Cienc. Univ. Porto, 18, 43-48.
- Lameyre, J., 1988, Granite settings and tectonics, Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., 43, 215-236.
- Mahon, K.I., Harrison, T.M. and Drew, D.A., 1988, Ascent of granitoid diapir in a temperature varying medium, J. Geophys. Res., 93, 1174-1188.
- Mehnert, K.R., 1968, Migmatites and the Origin of Granitic Rocks, Developments in Petrology, 1, Elsevier, Amsterdam, 393p.
- Montel, J-M., Didier, J. ve Pichavant, M., 1991, Origin of surmicaceous enclaves in intrusive granites. In: Didier, J. ve Barbarin, B. (eds.), Enclaves and Granite Petrology, Developments in Petrology, 13, 509-528.
- Pabst, A., 1928, Observations on inclusions in the granitic rocks of the Sierra Nevada, Univ. Calif. Publ., Dep. Geol. Sci., 17, 325-386.
- Phillips, J.A., 1880, On concretionary patches and fragments of other rocks contained in granite, Q. J. Geol. Soc. London, 141, 1-21.
- Pitcher, W.S., 1993, The Nature and Origin of Granite, Chapman and Hall, 321p.

- Sollas, J.W., 1894, On the volcanic district of Carlingford and Slieve Gullion, Part I. On the relation of the granite to the gabbro of Barnavave, Carlingford, Trans. R. Irish Acad., 30, 477-512.
- Thomas, H.H. and Campbell-Smith, W., 1931, Xenoliths of igneous origin in the Tregastel-Ploumanac'h Granite, Cotes du Nord, France, Q.J. Geol. Soc. London, 88, 274-296.
- Vernon, R.H., 1983, Restite xenoliths and microgranitoid enclaves in granites, J. Proc. R. soc. N.S.W., 116, 77-103.
- Vernon, R.H., 1984, Microgranitoid enclaves in granites globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment, Nature, 309, 438-439.
- Viezeuf, D., Clemens, J.D., Pin, C. and Moiné, E., 1990, Granites, granulites, and crustal differentiation, In: D. Vielzeuf and P. Vidal (eds.), Granulites and Crustal Differentiation, NATO ASI Ser., Kluwer, Dordrecht, 1-25pp.
- Yılmaz, S., Boztuğ, D. and Öztürk, A., 1993, The geological setting, petrographical and geochemical characteristics of the Cretaceous and Tertiary Igneous rocks in the Hekimhan-Hasançelebi area, NW Malatya, Türkiye, Geological Journal, Special Issue for the International Workshop: Work in progress on the Geology of the Türkiye (in press).
- White, A.J.R. and Chappell, B.W., 1977, Ultramorphism and granitoid genesis, Tectonophysics, 43, 7-22.
- Zorpi, M.J., Coulon, C., Orsini, J.B. ve Cocirca, C., 1989, Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons. Tectonophysics, 157, 315-329.