

Sibel TATAR ve Durmuş BOZTUĞ  
Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas

# Magmatik petrojenez çalışmalarında kısmi erime, magma karışımı-asimilasyon, fraksiyonel kristalleşme ve asimilasyon-fraksiyonel kristalleşme süreçlerinin jeokimyasal modellemesi

*Magmatik kayalar, bilindiği gibi, herhangi bir katının çeşitli etkilerle (sıcaklık artışı, ortama uçucu bileşen ilavesi, basınç ferahlaması) kısmi erimeye uğraması sonucu oluşan sıvıların katılaşması ile meydana gelmektedir. Aynı katı kaynak malzemenin farklı erime tipi ve farklı erime yüzdeleri sonucu, farklı magmatik eriyiklerin oluştuğu bilinmektedir. Bu kısmi erime tipleri başlıca iki değişik şekilde gerçekleşmektedir. Bunlardan birincisi, Rayleigh/fractional (Rayleigh/fraksiyonel) erimesi olup, özellikle üst manto peridotitlerinin kısmi erimesi sırasında oluşan sıvının hemen ortamı terk etmesi prensibine dayanmaktadır. Diğer kısmi erime tipi, ise kabuksal kayaların kısmi erimesi sonucu oluşan sıvının ortamı hemen terk edemeyip, ancak belirli bir miktara ulaştıktan sonra ortamdaki uzaklaşabilmesi ve bu miktara ulaşabilmesi için geçen süre zarfında da kalıntı katı ile reaksiyona girerek bileşimini değiştirmesi esasına dayanır ki bu erime tipine de batch/equilibrium (yığın/denge) erimesi denmektedir. Ayrıca, bu her iki tip erime de kendi arasında modal erime ve non-modal erime olmak üzere iki alt tipe ayrılmaktadır. Bu erime tiplerinden herhangi birisiyle oluşan bir magmatik sıvının katılaşması sırasında sıvının ilksel bileşimini değiştiren ve böylece mineralojik-jeokimyasal bileşimleri farklı kayaların oluşumunu sağlayan bir takım süreçler etkin olabilmektedir. Bunlar, başlıca magma karışımı-asimilasyon, fraksiyonel kristalleşme ve asimilasyon-fraksiyonel kristalleşme süreçleridir.*

## Giriş

Üst mantoda ve kabukta değişik oranlardaki kısmi erime süreçleri (batch/equilibrium melting; Rayleigh/fractional melting) ile oluşan magmalar, magma odala-

rında birikme, diyapirik yükselme, katılma ve yeryüzüne ulaşmaları sırasında karışma (mingling/mixing) ve asimilasyon (kirlenme), fraksiyonel kristalleşme (FC), asimilasyon-fraksiyonel kristalleşme (AFC) gibi değişik süreçlerden etkilenmektedir.

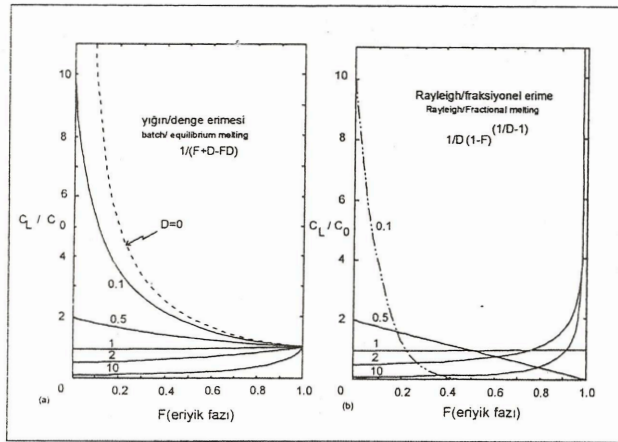
1970'li yıllarda, magmatik petrojenez çalışmalarında, bu tür süreçlerin, kalitatif olarak varlıklarının belirlenmesinin yanısıra kantitatif modellemelerine de yaklaşımda bulunulmaya başlanılmıştır (Gast, 1968; Shaw, 1970; Wright ve Doherty, 1970; Wood ve Fraser, 1976; Allégre ve Minister, 1978). 1980'li yılların başlamasıyla birlikte, artık, hemen hemen tüm magmatik petrojenez çalışmalarında bu tür modelleme çalışmalarına rastlamak olanaklı olmuştur (O'hara ve Mathews, 1981; De Paolo, 1981; Albaréde, 1983; Sparks ve diğ., 1984; Turner ve Campbell, 1986; Wilson, 1989; Albaréde, 1996). Örneğin, herhangi bir magmatik kayaç kütesinin magma kaynağının oluşumu açıklanırken, "üst manto/alt kabuk malzemesinin kısmi erimesi sonucu oluşan magma kaynağı" terimi kullanılırken; kısmi erime tipinin (batch/equilibrium melting veya Rayleigh/fractional melting olup olmadığı) ve erime yüzdesinin modellenmesi de göz önüne alınmıştır. Diğer taraftan, "herhangi bir magmanın katılaşması sırasında etken olan fraksiyonel kristalleşme ve kabuksal kirlenme" gibi süreçlerden bahsedilirken de benzer şekilde hangi minerallerin % kaçlık bir fraksiyonlanması ve ne tür bir kabuk malzemesinin (alt, orta veya üst kabuk olup olmadığı) % kaçlık bir asimilasyonunun gerçekleştiği de artık modelleme çalışmalarıyla ortaya konulmaktadır.

Ülkemizde yürütülmekte olan magmatik petrojenez çalışmalarında ise henüz bu konularda kantitatif modelleme çalışmaları yapılamamaktadır. Bunun önemli nedenleri, bu konudaki eğitim eksikliği başta olmak üzere özellikle mineral kimyası çalışmaları yapılabilecek elektron mikroprob analiz (EMA) ve tümkayaç REE analizleri yapabilecek laboratuvar olanaklarının hemen hemen yok denecek düzeydeki eksikliğidir.

Bu derleme çalışmasının amacı, ülkemizde göze çarpan bu eksikliğin giderilmesine katkıda bulunmak ve bundan sonra yapılacak olan magmatik petrojenez çalışmalarında bu tür konuların kullanımını tartışmaya açmaktır.

### Farklı süreçlerin farklı elementlerle incelenmesi

Magma oluşumu ve oluşan magmanın katılaşması sırasında etkin olan süreçlerin jeokimyasal modelleme çalışmaları için uygun jeokimyasal elementlerin seçimi gereklidir. Örneğin, kısmi erime olayları modellenirken, daha çok, katı faz içerisinde kalmayıp bir an önce sıvı faza geçmeye eğilimli elementlerin gözönüne alınması gerekirken; bunun tam tersine, sıvı özellikteki bir magmanın katılaşması sırasında ise sıvıda kalmaktansa oluşan katı fazların bünyesine girecek magmadan uzaklaşmaya eğilimli elementler gözönüne alınmalıdır (Albarède, 1996). Bunun için, element-mineral ayrılma katsayısının (D) (partition coefficient) bir fonksiyonu olarak ortaya çıkan **uyumlu element** veya **uyumsuz element** kavramları değerlendirilmektedir. Buna göre, herhangi bir elementin mineraldeki konsantrasyonu/sıvıdaki konsantrasyonu >1 ise bu element, bu mineral için uyumludur denilir. Bunun tam tersi durumunda ise uyumsuzdur denilir. Örneğin eser elementlerden Ni elementi, bazaltların ana kayaç oluşturan bileşenlerinden olivin için, Cr elementi ise klinopiroksen için uyumlu element durumundadır. Oysa Yb ve Rb ise her iki mineral için de uyumsuzdur. Bu nedenle, herhangi bir kaynak kayacın kısmi erime sonucu magmaya dönüşmesi sırasında, kaynak kayacı oluşturan minerallerin bünyelerinde kalmayıp da bir an önce sıvı faza geçmek isteyen uyumsuz elementler sıvı fazda, diğer bir deyişle oluşan magmada zenginleşirken, uyumlu elementler ise kalıntı katı malzemede (residual solid) zenginleşecektir (Şekil 1). Bunun tam tersine, magmanın katılaşması sırasında etkin olan fraksiyonel kristalleşme sürecinde



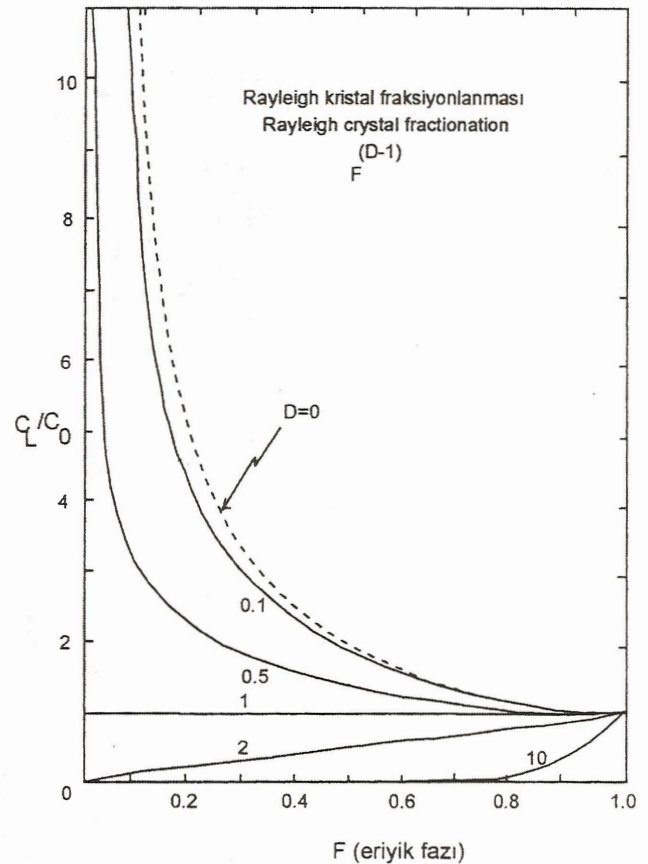
**Şekil 1.** Herhangi bir kaynak kayacın kısmi erime sonucu magmaya dönüşmesi sırasında, kaynak kayacı oluşturan minerallerin bünyelerinde kalmayıp da bir an önce sıvı faza geçmek isteyen uyumsuz elementler (D değeri küçük olanlar) sıvı fazda, diğer bir deyişle oluşan magmada zenginleşirken, uyumlu elementler (D değeri büyük olanlar) ise kalıntı katı malzemede (residual solid) zenginleşecektir (Cox. ve diğ. 1984, s. 340.).  
a. Denge/yığın erimesi  
b. Rayleigh/fraksiyonel erime

ise, magmanın katılaşması sırasında etkin olan fraksiyonel kristalleşme sürecinde ise, magmanın katılaşması sırasında ilk oluşan minerallerin bünyesine girerek tüketilme eğiliminde olan uyumlu elementler minerallerin bünyesine girerek ortamdaki uzaklaştırılırken, uyumsuz elementler ise kalıntı sıvıda (residual liquid) zenginleşecektir (Şekil 2). Bu yüzden, gerek kısmi erime olayında, gerekse bunun tam tersi bir fiziksel olay olan fraksiyonel kristalleşme olayında hangi malzemenin hangi elementler tarafından daha iyi temsil edilebileceği gözönüne alınarak modelleme çalışmaları yapılmalıdır. Bilindiği gibi,  $\alpha$  ve  $\beta$  mineral fazlarındaki  $i$  eser elementinin ayrılma katsayısı (partition coefficient)

$$C_{\beta}^i/C_{\alpha}^i = K_{\beta/\alpha}^i(T,P)$$

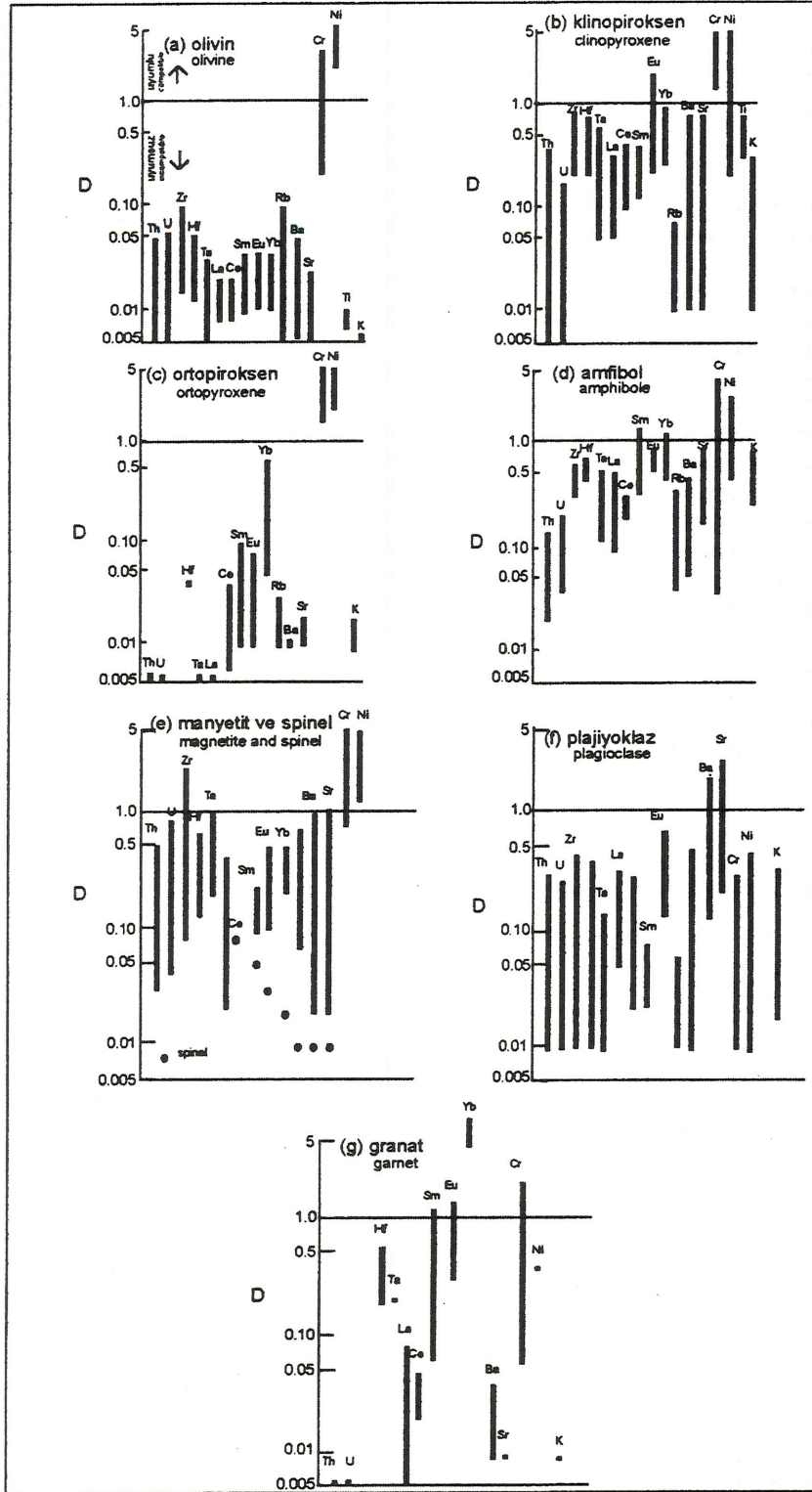
formülü ile ifade edilmektedir.

Bu formülden kolayca anlaşılacağı gibi, ayrılma katsayısı, sıcaklık ve basınca bağımlı bir parametredir. Bu nedenle, çeşitli bileşimlere sahip magmalarda element-mineral ayrılma katsayıları (D), değişik fiziksel ve kimyasal koşullar altında değişik değerler alabilmektedir (Wilson, 1989). Manto bileşimini karakterize eden kayaçların ana minerallerinin (oliv, cpx, opx, amfibol, manyetit-spinel, plajiyoklaz, granat) değişik elementlere göre hazırlanmış D değerleri Şekil 3'de verilmektedir.



**Şekil 2.** Magmanın katılaşması sırasında etkin olan Rayleigh/fraksiyonel kristalleşme sürecinde magmanın katılaşması sırasında ilk oluşan minerallerin bünyesine girerek tüketilme eğiliminde olan uyumlu elementler (D değeri büyük olanlar) minerallerin bünyesine girerek ortamdaki uzaklaştırılırken, uyumsuz elementler ise kalıntı sıvıda (residual liquid) zenginleşecektir (Cox. ve diğ. 1984, s. 341).





**Şekil 3.** Manto bileşimini karakterize eden kayaların ana minerallerinin (oliv, cpx, opx, amfibol, manyetit-spinel, plajiyoklaz, granat) değişik elementlere göre hazırlanmış D değerleri (Wilson 1989, s. 418-421)

## Kısmi erime

Herhangi bir katı kayacın çeşitli nedenlerden dolayı (sıcaklığın yükselmesi, ortama uçucu bileşen ilave edilmesi ve basınç ferahlaması) eriyerek belli bir miktarda sıvı oluşturması olayı kısmi erime veya anateksi olarak tanımlanabilmektedir. Kısmi erime olayı başlıca iki değişik tipte meydana gelebilmektedir (Gast, 1968; Shaw, 1970; Greenland, 1970; Albarede ve Bottinga, 1972; Wood ve Fraser, 1976). Bunlar batch/equilibrium melting olarak tanımlanan ve yığın/fractional melting olarak tanımlanan ve Rayleigh (distilasyon sırasında kütle ayrılmasının etkilerini formülize eden ünlü fizikçi Rayleigh'nin adına izafeten; Cox ve diğ., 1984) veya fraksiyonel erime olarak Türkçeleştirilebilecek erime tipleridir.

### Yığın/küme erimesi (Batch/equilibrium melting)

Kaynak kayacın kısmi erimeye uğraması sırasında oluşan sıvı faz, diyapirik olarak yükselmeye başladığı ana kadar devamlı olarak kayacın içerisindeki diğer katı faz ile reaksiyona girerek dengelenir. Eriyik miktarı ancak belli bir çokluğa eriştiğinde, magma, kaynağından itibaren ayrılarak yukarıya doğru yükselmesine (yoğunluk farkından dolayı diyapirik olarak yükselme) başlayabilir (Wood ve Fraser, 1976; Wilson, 1989).

Bu erime tipi kendi arasında "modal" (yaygın olmayan erime türü) ve "non-modal" (yaygın olan erime türü) olmak üzere iki alt tipe ayrılmaktadır. Bunlardan mineraller, ilksel modal mineralojik bileşimi ile orantılı olmaktadır. Örneğin, % 40 olivin (fo), : 40 cpx (di) ve % 20 opx (en) minerallerinden oluşan bir manto peridotiti modal erimeye uğradığında, eriyiğe geçen olivin, cpx ve opx mineralleri ilksel modal mineralojik bileşimdeki miktarlarla doğru orantılı olarak erimektedir. Oysa, bu tür kayaların erime faz denge diyagramları incelendiğinde, yaygın olarak rastlanan durumun böyle olmadığı, eriyiğin kotektik bileşimde olduğu ve her bir bileşenin eriyiğe geçme miktarının erime sıcaklığı ile ilgili olduğu görülmüştür. Örneğin, yukarıdaki örnekte verilen manto peridotitinin erime faz denge diyagramı incelendiğinde, kotektik bileşimli eriyiğin % 70 cpx (di), % 20 opx (en) ve % 10 olivin (fo) bileşiminde olduğu görülmüştür (Wilson, 1989). Bu tür erimeye ise **non-modal** erime denilmektedir. Böylece, doğada modal erimeden ziyade daha çok non-modal erime koşullarının gerçekleştiği kabul edilmektedir (Wood ve Frase, 1976; Wilson, 1989; Rollinson, 1993).

### Modal Batch erime modellemesi

Herhangi bir katı kaynak kayacın modal yığın/denge erimesi türünden kısmi erimeye uğraması durumunda, meydana gelen eriyikteki çeşitli element konsantrasyonlarının kantitatif modellemesinde kullanılan formül şöyledir:

$$C_L / C_0 = 1 / (F + D - FD)$$

Buradaki değerlerden

$C_L$  = Elementin sıvıdaki konsantrasyonu,

$C_0$  = Elementin ilksel katı kaynak malzemedeki konsantrasyonu

$D = \sum X_\alpha D_\alpha$  değeridir ( $X_\alpha$  değeri, erime sonucu oluşan eriyiğin katı kaynak malzemedeki diyapirik olarak yükselmeye başladığı anda kalıntı katı kaynaktaki  $\alpha$  mineral fazının yüzdesidir.  $D_\alpha$  değeri ise ilgili elementin bu mineral için kristal-sıvı ayrılma katsayısı olan partition coefficient parametresidir).

### Non-Modal Batch erime modellemesi

Yukarıda da değinildiği gibi, kısmi erime sırasında eriyik fazına karışan minerallerin, kayacın ilksel mineralojik bileşimindeki oranlarından farklı olması durumunda ki doğada yaygın olarak rastlanılan kısmi erime türü böyledir, eriyikteki element konsantrasyonu şu şekilde hesaplanır.

$$C_L / C_0 = 1 / [(D_0 + F(1 - P))]$$

Bu formülde yukarıdakinden farklı olan parametrelerden

$D_0 = \sum X_\alpha D_\alpha$  ( $X_\alpha$  değeri  $\alpha$  mineral fazının ilksel kayacındaki oranını;  $D_\alpha$  ise ilgili elementin bu minerale göre olan ayrılma katsayısını gösterir).

$P = \sum p_\alpha D_\alpha$  ( $p_\alpha$  değeri, eriyiğe geçen  $\alpha$  mineral fazının oranını;  $D_\alpha$  ise ilgili elementin bu minerale göre olan ayrılma katsayısını gösterir).

### Fraksiyonel erime (Rayleigh/fractional melting)

Bu tip kısmi erimede, oluşan eriyik, herhangi bir çokluk miktarına ulaşmayı beklemeksizin, daha oluşur oluşmaz, kaynak malzemeyi terkeder ve diyapirik olarak yükselmeye başlar. Bunun nedeni ise, kısmi erime olayının meydana geldiği kesimlerdeki katı kaynak kayaların geçirgenlik özelliğinde yatmaktadır (Maaloe, 1985). Örneğin, ortamın, oluşan sıvının diyapirik olarak yukarıya doğru çıkmasına izin verecek derecede geçirgen olması durumunda fraksiyonel erime gerçekleşebilmektedir. Ancak, bu geçirgenliğin yeterince uygun olmadığı ve sadece belli bir çokluğa erişmiş sıvının yükselebileceği özellikte olması durumunda ise yığın/denge erimesi (batch/equilibrium melting) olayı gerçekleşmektedir.

Tıpkı yığın/denge erimesinde olduğu gibi, fraksiyonel erimede de modal ve nonmodal erime tipi bulunmaktadır.

### Modal Rayleigh erime modellemesi

Modal tip fraksiyonel erime ile oluşmuş bir magmadaki herhangi bir elementin konsantrasyonu şu formülle modellenmektedir (Wood ve Fraser, 1976; Wilson, 1989).

$$C_L / C_0 = (1/D) X (1-F)^{(1/D-1)}$$

Bu formüldeki değerlerin açıklaması, yukarıdaki yığın/denge erimesinde verilen modal erime formülündeki değerlerin aynıdır.

### Non-Modal rayleigh erime modellemesi

Tıpkı yığın/denge erimesinin non-modal tip erimesinde olduğu gibi, burada da ilksel kayacın mineralojik bileşimindeki oranlar ile erime sırasında eriyiğe geçen minerallerin oranları arasında fark bulunmaktadır. Bu tip erime sonucu oluşan bir magmanın herhangi bir element içeriği şu formül yardımıyla kantitatif olarak modellenmektedir.

$$C_L / C_0 = (1/D_0) X (1-PF/D_0)^{(1/P-1)}$$



Buradaki değerlerin açıklaması da yine yukarıda verilen non-modal yığın/küme erimesindeki değerlerin aynısıdır.

### Shaw (1970) Erimesi

Schilling ve Winchester (1967) tarafından tanımlanan kısmi erime denklemlerine dayanarak, kendi adıyla anılan bazı modelleme denklemleri ileri süren Shaw (1970), gerek yığın/denge erimesi (batch melting), gerekse fraksiyonel erime (Rayleigh/fractional melting) tiplerinde modelleme yöntemleri ileri sürmüştür. Shaw erime modellemesi olarak bilinen bu çalışmalarda, erime öncesi katı kaynak kayaçta bulunan mineraller için mineral-sıvı ayırılma katsayısının yanısıra, erime sonucu oluşan sıvının normatif mineralojik bileşimi de dikkate alınarak bu normatif mineraller içinde mineral-sıvı ayırılma katsayısı terimi tanımlanmaktadır. Buna göre, erime öncesi katı kaynak kayaçtaki mineral fazları için tanımlanan ayırılma katsayısı

$$D_i^0 = \sum K_j^i X_j^0$$

formülü ile bulunmaktadır. Bu formüldeki değerlerden

$K_j^i$  = Katı kaynak kayaçtaki j minerali için i elementinin ayırılma katsayısı (partition coefficient),

$X_j^0$  = katı kaynak kayaçtaki j mineralinin yüzdesi ( $\sum K_j^0$  değeri 1.00'a eşittir) olarak bilinmektedir.

Diğer taraftan, kısmi erime sonucu oluşan sıvının normatif mineralojik bileşimine ait mineraller için tanımlanan mineral-sıvı ayırılma katsayısı ise şöyle tanımlanmaktadır.

$$P_i = \sum [(X_j^0 - X_j) / F] (K_j^i)$$

Bu formüldeki değerlerden

$X_j$  = Sıvıyı oluşturan normatif j mineralinin yüzdesi

F = Erime yüzdesi

Bu formüllerden itibaren  $D_i$  değeri

$$D_i = (D_i^0 - F P_i) / (1 - F)$$

formülüyle elde edilir. Böylece, yığın/denge erimesi (batch melting) sonucu ortaya çıkan bir magmadaki herhangi bir elementin konsantrasyonu, Shaw modellemesinde şu formülle hesaplanır.

$$C_L^i = (C_0^i) / [D_i^0 + F (1 - P_i)]$$

Bu formüldeki değerlerden

$C_0^i$  = Erime öncesi katı kaynak kayaçtaki elementinin konsantrasyonunu gösterir.

### Örnek Problem 1.

Ni içeriği 2500 ppm, Cr içeriği 1500 ppm, Yb içeriği 0.2 ppm ve Rb içeriği ise 0.01 ppm olan bir manto peridotitinin % 10'luk modal yığın/denge kısmi erimesine uğraması sonucu geriye kalan artık katıda % 60 olivin ve % 40 cpx bulunduğu bilinmektedir. Bu şekilde oluşan magma kaynağının Ni, Cr, Yb ve Rb içeriklerini hesaplayınız.

Çizelge 1. Olivin ve cpx minerallerinin Ni, Cr, Yb ve Rb elementlerine göre olan D değerleri (Albarède 1996, 479s.)

	Ni	Cr	Yb	Rb
Olivin-sıvı	6	1	0.1	0
cpx-sıvı	1	8	0.3	0

$$D_i = \sum p_\alpha D_\alpha$$

formülü uyarınca,

$$D_{Ni} = 0.6 \times 6 + 0.4 \times 1 = 4$$

$$D_{Cr} = 0.6 \times 1 + 0.4 \times 8 = 3.8$$

$$D_{Yb} = 0.6 \times 0.1 + 0.4 \times 0.3 = 0.18$$

$$D_{Rb} = 0.6 \times 0 + 0.4 \times 0 = 0$$

Bu veriler,  $C_L/C_0 = 1/(F+D-FD)$  formülünde yerine konulduğunda;

$$C_L^{Ni} = 676 \text{ ppm}$$

$$C_L^{Cr} = 426 \text{ ppm}$$

$$C_L^{Yb} = 0.763 \text{ ppm}$$

$$C_L^{Rb} = 0.1 \text{ ppm olarak bulunur.}$$

Böylece, manto peridotitini oluşturan olivin ve cpx mineralleri için uyumlu element karakterinde olan Ni ve Cr elementleri, kısmi erime olayı sırasında eriyiğe geçmektense minerallerin bünyesinde kalmayı tercih etmişler (uyumlu element oldukları için) ve meydana gelen sıvıdaki Ni ve Cr konsantrasyonlarının ana kayaçtakinden daha az olmasına neden olmuşlardır.

Diğer taraftan, bu mineraller için uyumsuz element karakterinde olan Yb ve Rb elementleri ise kısmi erime sırasında minerallerde kalmaktansa oluşan sıvıya geçmeyi tercih etmişler (uyumsuz element oldukları için) ve meydana gelen sıvıdaki Yb ve Rb içeriklerinin artmasına neden olmuşlardır. Görüleceği gibi, bu artışlar Yb elementinde 3.5 kat; Rb elementinde ise 10 kattır. Çünkü, Rb elementinin D değeri, Yb elementinkinden daha düşüktür, yani diğer bir deyişle, Rb elementi, Yb elementine göre sıvıya geçme kabiliyeti bakımından daha yüksek değerlere sahiptir.

### Örnek Problem 2.

Yukarıdaki örnekte, ilksel kayacın eser element içerikleri ile kısmi erime sonucu (modal-batch) oluşan eriyiğin eser element içerikleri biliniyorsa, kısmi erime yüzdesi ve erimeden arta kalan kalıntı katı malzemenin yüzde miktarları da bulunabilmektedir. Albarède (1996) tarafından geliştirilen ve matriks çözümü esasına dayandırılan bu modelleme çalışması şöyledir.

	Sıvı	ol	cpx			
	Ni 1x676	6x676	1x676	676	4056	676
A=	Cr 1x426	1x426	8x426	= 426	426	3409
	Yb 1x0.763	0.1x0.763	0.3x0.763	0.763	0.0763	0.229
	Rb 1x0.1	0x0.1	0x0.1	0.1	0.0	0.0
		1.854	-0.2761	-0.1972		
	(A <sub>T</sub> A) <sup>-1</sup> =	-0.2761	0.04112	0.02937		
		-0.1972	0.02937	0.02098		
		1.854	-0.2761	-0.1972	2328394	0.10
	X <sub>0</sub> =(A <sub>T</sub> A) <sup>-1</sup> A <sub>T</sub> Y=	-0.2761	0.04112	0.02937	= 10744340	= 0.54
		-0.1972	0.02937	0.02098	6802826	0.36

Bu matris çözümü sonucu elde edilen verilerden birinci satırdaki değer erime yüzdesini (% 10), ikinci satırdaki değer ile üçüncü satırdaki değerlerin toplamı ise erimeden arta kalan katı kalıntı mineral yüzdesini gösterir. Bunlardan ikinci satır olivin, üçüncü satır ise cpx miktarını gösterir. Böylece 0.54 olivin ve 0.36 cpx'den oluşan katı kalıntı içerisinde % ol miktarı

$$0.54/(0.54+0.36) = \% 60 \text{ olivin}$$

şeklinde hesaplanır.

Benzer şekilde erimeden arta kalan katı kalıntı içerisindeki % cpx miktarı ise

$$0.36/(0.54+0.36) = \% 40 \text{ klinoproksen}$$

şeklinde hesaplanır.

### Örnek Problem 3.

% 80 olivin ve % 20 cpx'den oluşan bir peridotitin Ni içeriği 2500 ppm, Cr içeriği 1500 ppm, Yb içeriği 0.2 ppm ve Rb içeriği ise 0.01 ppm'dir. % 10'luk bir modal yığın/denge erimeye (modal batch melting) uğrayan böyle bir kayaçtan itibaren gelişen sıvının normatif bileşiminin % 40 olivin ne % 60 cpx'den oluştuğu bilinmektedir. Bu sıvıdaki element konsantrasyonlarını Shaw modelleme yöntemiyle hesaplayınız (Mineral-sıvı ayırılma katsayıları Çizelge 1. deki gibidir).

Erime öncesi katı kaynak kayaca ait mineral-sıvı ayırılma katsayıları şu şekilde hesaplanır.

$$D_{Ni}^0 = 0.8 \times 6 + 0.2 \times 1 = 5$$

$$D_{Cr}^0 = 0.8 \times 1 + 0.2 \times 8 = 2.4$$

$$D_{Yb}^0 = 0.8 \times 0.1 + 0.2 \times 0.3 = 0.14$$

$$D_{Rb}^0 = 0.8 \times 0 + 0.2 \times 0 = 0$$

Erime sonucu oluşan sıvının normatif mineralleri için tanımlanan mineral-sıvı ayırılma katsayıları ise şu şekilde tanımlanmaktadır.

$$P_{Ni} = 0.4 \times 6 + 0.6 \times 1 = 3$$

$$P_{Cr} = 0.4 \times 1 + 0.6 \times 8 = 5.2$$

$$P_{Yb} = 0.4 \times 0.1 + 0.6 \times 0.3 = 0.22$$

$$P_{Rb} = 0.4 \times 0 + 0.6 \times 0 = 0$$

Bu değerler,

$$C_L^i = (C_0^i) / [D_i^0 + F \cdot (1 - P_i)]$$

formülünde yerine konulduğunda

$$C_L^{Ni} = 2500 / [5 + 0.1 \times (1 - 3.0)] = 521 \text{ ppm}$$

$$C_L^{Cr} = 1500 / [2.4 + 0.1 \times (1 - 5.2)] = 758 \text{ ppm}$$

$$C_L^{Yb} = 0.2 / [0.14 + 0.1 \times (1 - 0.22)] = 0.91 \text{ ppm}$$

$$C_L^{Rb} = 0.01 / [0 + 0.1 \times (1 - 0)] = 0.10 \text{ ppm}$$

olarak bulunur.

### Örnek Problem 4.

% 80 olivin ve % 20 cpx'den oluşan bir peridotitin Ni içeriği 2500 ppm, Cr içeriği 1500 ppm, Yb içeriği 0.2 ppm ve Rb içeriği ise 0.01 ppm'dir. % 10'luk bir modal fraksiyonel erimeye (modal Rayleigh/fractional melting) uğrayan böyle bir kayaçtan itibaren gelişen sıvının normatif bileşiminin % 40 olivin ve % 60 cpx'den oluştuğu bilinmektedir. Bu sıvıdaki element konsantrasyonlarını Shaw modelleme yöntemiyle hesaplayınız (Mineral-sıvı ayırılma katsayıları Çizelge 1.deki gibidir).

Erime öncesi katı kaynak kayaca ait mineral-sıvı ayırılma katsayıları şu şekilde hesaplanır.

$$D_{Ni}^0 = 0.8 \times 6 + 0.2 \times 1 = 5$$

$$D_{Cr}^0 = 0.8 \times 1 + 0.2 \times 8 = 2.4$$

$$D_{Yb}^0 = 0.8 \times 0.1 + 0.2 \times 0.3 = 0.14$$

$$D_{Rb}^0 = 0.8 \times 0 + 0.2 \times 0 = 0$$

Erime sonucu oluşan sıvının normatif mineralleri için tanımlanan mineral-sıvı ayırılma katsayıları ise şu şekilde tanımlanmaktadır.

$$P_{Ni} = 0.4 \times 6 + 0.6 \times 1 = 3$$

$$P_{Cr} = 0.4 \times 1 + 0.6 \times 8 = 5.2$$

$$P_{Yb} = 0.4 \times 0.1 + 0.6 \times 0.3 = 0.22$$

$$P_{Rb} = 0.4 \times 0 + 0.6 \times 0 = 0$$

Bu değerler,

$$C_{Si} = C_0^i [1 - (FP_i/D_i^0)]^{1/P_i} / (1 - F)$$

ve

$$C_L^i = [C_0^i - (1 - F) C_s^i] / F$$

formüllerinde (Albarède, 1996) yerine konularak işleme devam edilir. Bu formüldeki değerlerden

$C_s^i$  = i elementinin fraksiyonel erime sonucunda erimeden arta kalan katıdaki konsantrasyonu

$C_0^i$  = i elementinin fraksiyonel erime öncesi katı kaynak kayaçtaki ilksel konsantrasyonudur.

$C_L^i$  = elementinin fraksiyonel erime sonucu oluşan sıvıdaki konsantrasyonu

$$C_s^{Ni} = C_0^{Ni} [1 - (FP_{Ni}/D_{Ni}^0)]^{1/P_{Ni}} / (1 - F)$$

$$C_s^{Ni} = 2500 [1 - (0.1 \times 3 / 5)]^{1/30} / 1 - 0.1$$

$$C_s^{Ni} = 2721 \text{ ppm}$$

Benzer şekilde hesaplamalarla

$$C_s^{Cr} = 1590 \text{ ppm}$$

$$C_s^{Yb} = 0.10 \text{ ppm}$$

$$C_s^{Rb} = 0 \text{ ppm}$$

olarak bulunur.

Diğer taraftan, böyle bir erime sonucunda (modal fraksiyonel erime) oluşan sıvıdaki element konsantrasyonları ise şu şekilde bulunur.

$$C_L^{Ni} = [C_0^{Ni} - (1 - F) C_s^{Ni}] / F$$

$$C_L^{Ni} = [2500 - (1 - 0.1) 2721] / 0.1 = 511 \text{ ppm}$$

bulunur.

Benzer şekilde

$$C_L^{Cr} = 690 \text{ ppm}$$

$$C_L^{Yb} = 1.08 \text{ ppm}$$

$$C_L^{Rb} = 0.10 \text{ ppm}$$

olarak bulunur.

Sonuç olarak, Ni içeriği 2500 ppm, Cr içeriği 1500 ppm, Yb içeriği 0.2 ve Rb içeriği ise 0.01 ppm olan ve mineralojik bileşimi % 80 olivin + % 20 cpx'den oluşan bir peridotitin % 10'luk bir modal yığın/denge (modal batch melting) ve modal fraksiyonel erimeye (modal Rayleigh/fractional melting) uğraması sonucu açığa çıkan sıvının element içerikleri Shaw modellemesiyle hesaplandığında şu verilerin elde edildiği görülür (Çizelge 2).

## Magma Karışımı (Mingling/Mixing) ve Asimilasyon (Kirlenme)

Türkçe yerbilimleri literatüründe Yılmaz ve Boztuğ (1994) tarafından hazırlanan bir derleme çalışmasında oldukça ayrıntı



**Çizelge 2.** % 10'luk modal batch ve modal Rayleigh erimesine uğrayan bir manto peridotitinde erime sonucu oluşan sıvıdaki çeşitli element konsantrasyonlarının Shaw modellemesiyle elde edilen değerlerinin karşılaştırılması.

Element	İlksel katıdaki konsantrasyon	modal denge erimesinde element içeriği (batch)	modal fraksiyonel erimde element içeriği (Rayleigh)
Ni	2500 ppm	521 ppm	511 ppm
Cr	1500 ppm	758 ppm	6990 ppm
Yb	0.20 ppm	0.991 ppm	1.08 ppm
Rb	0.01 ppm	0.10 ppm	0.10 ppm

tılı bir şekilde verilen magma karışması, eş yaşlı (co-aval) mafik ve felsik magmaların, kendi fiziksel ve kimyasal özelliklerini koruyarak heterojen bir şekilde karışmaları (magma mingling) ve bu özelliklerini koruyamayarak homojen bir şekilde karışmaları (magma mixing) olaylarını tanımlamaktadır. Karışmanın heterojen veya homojen bir şekilde meydana gelmesindeki en önemli faktör, magmaların sahip olmuş oldukları viskozite özelliğinden kaynaklanmaktadır (Fernandez ve Barbarin, 1991; Didier ve Barbarin, 1991). Örneğin, viskozite özelliği bakımından Newtonian davranış aşamasında olan bir felsik magma ile visko-plastik davranış aşamasında olan mafik bir magma karıştığında, her iki magma da kendi özelliklerini koruyarak heterojen bir şekilde karışmaktadır (magma mingling). Bu tür bir magma karışması, sadece, arazide, felsik bileşimli granitoidler içerisinde cm-dm boyutlarına sahip olarak gözlenebilen mikrogranüler dokulu mafik magmatik enklavların varlığıyla tanımlanmaktadır. Bu derleme çalışmasının ana konularından birisini oluşturan ve jeokimyasal olarak modellenen magma karışması ise doğal olarak, viskozite özellikleri bakımından Newtonian davranış aşamasında olan felsik ve mafik magmaların homojen karışımı (magma mixing) şeklinde gelişen ve başlıca özel mikroskopik dokuların (Hibbard, 1991; 1995) yanısıra jeokimyasal diyagramlar yardımıyla da tanımlanabilen magma karışmasıdır ki aynı zamanda magma mixing olarak da bilinmektedir (Yılmaz ve Boztuğ, 1994). Böyle bir magma karışması mekanizmasında, felsik ve mafik magmaların her biri kendi fiziksel ve kimyasal özelliklerini kaybetmekte ve ortaya hibrid karakterli yeni bir magma kaynağı çıkmaktadır.

Asimilasyon (kirlenme) terimi ile viskozite özelliği bakımından Newtonian aşamasında olan herhangi bir magmanın, diyapirik olarak yükselmesi sırasında katı haldeki yan kayaçları (eğer bu yan kayaçlar magmatik kayaçlar ise, bunlar, diğer bir deyişle viskozite özelliği bakımından plastik evrede olan magmatik ürünler olarak da tanımlanabilir) bünyesine alıp tamamen özümseyerek kendi ilksel bileşimini değiştirmesi olayını tanımlamaktadır. Böylece, magma mixing olayı ile asimilasyon olayı arasındaki fark, magma mixing sürecinde her iki magmanın da Newtonian viskoziteye; asimilasyon sürecinde ise yan kayaçların magmatik olması durumunda plastik viskoziteye ve bunları özümseyerek kendi ilksel bileşimini değiştiren

magmanın da Newtonian viskoziteye sahip olmalarıdır. Magma mixing sürecinin ve bu şekilde tanımlanması durumunda asimilasyon sürecinin benzer olaylar oldukları ve aynı jeokimyasal modelleme formülleriyle incelenebilecekleri Cox ve diğ. (1984; 356-357s.) tarafından da zaten belirtilmektedir.

Diğer süreçlerde olduğu gibi, magma karışması ve asimilasyon süreçlerinin jeokimyasal modelleme çalışmalarına da kabaca 1970'li yıllarda başlanılmıştır. Başlangıçta, U-Th-Pb sistemlerine dayandırılan radyometrik yaş tayini çalışmalarında tanımlanan (Steiger ve Wasserburg, 1966) magma karışması ve asimilasyon olaylarının, daha sonra yapılan çalışmalarda (Vollmer, 1976; Langmuir ve diğ., 1978; Juteau ve diğ., 1986) eser element/eser element variogramlarında hiperbolik trend vermesiyle karakteristik olduğu ortaya konulmuştur (Cox ve diğ., 1984; Wilson, 1989; Albarède, 1996).

Yukarıda özetlenen verilerden dolayı, bu derleme çalışmasında, bundan böyle, gerek magma mixing, gerekse asimilasyon süreçleri "karışım", "asimilasyon" veya "kirlenme" adı altında sadece bir terim olarak tanımlanacaktır.

n bileşenli bir karışımda,  $C^{i2}$  ve  $C^{i1}$  konsantrasyonlarına sahip iki türün oranı

$$(C^{i2} / C^{i1})_{\text{mix}} = \sum (C^{i2} / C^{i1})_j \phi_j^{i1}$$

formülüyle ifade edilmektedir (Albarède, 1996). Buradaki

$$\phi_j^{i1} = (C / C_{\text{mix}}^{i1}) f_j$$

olarak tanımlanmaktadır. Bu formüldeki değerlerden

$C_j^{i1}$  = fazındaki il elementinin (veya izotopunun) konsantrasyonu

$C_{\text{mix}}^{i1}$  = karışımdaki il elementinin (veya izotopunun) konsantrasyonu

$f_j$  = Karışımdaki j fazının yüzdesidir.

### Örnek Problem 5.

% 50 hamur, % 30 olivin ve % 20 cpx'den oluşan bir kayaçtaki FeO/MgO oranını hesaplayınız. Hamurun % 11'i FeO, % 10'u MgO; olivinin % 15'i FeO, % 45'i MgO; cpx'in % 4'ü FeO, % 18'i MgO'dan oluşmaktadır.

Bu veriler

$$(C^{i2} / C^{i1})_{\text{mix}} = \sum (C^{i2} / C^{i1})_j \phi_j^{i1}$$

formülünde yerine konulduğunda

$$(FeO/MgO)_{\text{karışım}} = (FeO/MgO)_{\text{gd}} \phi_{\text{gd}}^{MgO} + (FeO/MgO)_{\text{ol}} \phi_{\text{ol}}^{MgO} + (FeO/MgO)_{\text{cpx}} \phi_{\text{cpx}}^{MgO}$$

bağıntısı elde edilmektedir.

Bu bağıntıdaki  $\phi_{\text{gd}}^{MgO}$ ,  $\phi_{\text{ol}}^{MgO}$  ve  $\phi_{\text{cpx}}^{MgO}$  değerlerinin elde edilmesi için öncelikle şu değerlerin hesaplanması gerekmektedir.

$$C_{\text{gd}}^{MgO} f_{\text{gd}} = 10 \times 0.5 = 5$$

$$C_{\text{ol}}^{MgO} f_{\text{ol}} = 45 \times 0.3 = 13.5$$

$$C_{\text{cpx}}^{MgO} f_{\text{cpx}} = 18 \times 0.2 = 3.6$$

Bu değerlerin toplamı  $5 + 13.5 + 3.6 = 22.1$  değeri olup, prensip olarak % 100'e eşit olmaktadır.

Bu değerleri kullanarak

Bu değerleri kullanarak

$$\varphi_j^{il} = (C_j^{il} / C_{mix}^{il}) f_j$$

formülü uyarınca her bir bileşen için (groundmass, olivin ve cpx için)  $\varphi_{gd}^{MgO}$ ,  $\varphi_{ol}^{MgO}$  ve  $\varphi_{cpx}^{MgO}$  değerleri şu şekilde hesaplanır.

$$\varphi_{gd}^{MgO} = 5 / 22.1 = 0.226 \% \rightarrow 22.6$$

$$\varphi_{ol}^{MgO} = 13.5 / 22.1 = 0.611 \rightarrow \% 61.1$$

$$\varphi_{cpx}^{MgO} = 3.6 / 22.1 = 0.163 \rightarrow \% 16.3$$

Bu veriler

$(FeO/MgO)_{rock} = (FeO/MgO)_{gd} \varphi_{gd}^{MgO} + (FeO/MgO)_{ol} \varphi_{ol}^{MgO} + (FeO/MgO)_{cpx} \varphi_{cpx}^{MgO}$  formülünde yerine konulduğunda  $(FeO/MgO)_{rock} = (11/10) \times 0.226 + (15/45) \times 0.611 + (4/18) \times 0.163 = 0.488$  olarak bulunur.

### Örnek Problem 6.

Sr içeriği 400 ppm ve  $^{87}Sr/^{86}Sr$  oranı 0.704 olan bir bazaltik magma, Sr içeriği 100 ppm ve  $^{87}Sr/^{86}Sr$  oranı 0.712 olan bir kabuksal gnaysı asimile ederek kirlenmiştir. Bu asimilasyon ve kirlenme süreci sonucunda ortaya çıkan hibrid bazaltın  $^{87}Sr/^{86}Sr$  oranı 0.705 olarak ölçülmüştür. Bu asimilasyon sürecine katılan bazaltik magma ile kabuksal gnaysın oranlarını bulunuz.

Bu veriler

$$(C^{12}/C^{13})_{mix} = \sum (C^{12}/C^{13})_j \varphi_j^{12}$$

formülünde yerine konulduğunda

$$(^{87}Sr/^{86}Sr)_{hyb} = (^{87}Sr/^{86}Sr)_{bas} \varphi_{bas}^{86Sr} + (^{87}Sr/^{86}Sr)_{gn} \varphi_{gn}^{86Sr}$$

Bu formülde  $\varphi_{bas}^{86Sr}$  değerlerinin tamamının toplamı 1.00 (yani % 100) olduğundan dolayı, yukarıdaki formül aynı zamanda

$$(^{87}Sr/^{86}Sr)_{hyb} = (^{87}Sr/^{86}Sr)_{bas} + [(^{87}Sr/^{86}Sr)_{gn} - (^{87}Sr/^{86}Sr)_{bas}] \varphi_{gn}^{86Sr}$$

olarak da ifade edilebilmektedir.

Buradan itibaren

$$\varphi_{gn}^{86Sr} = [(^{87}Sr/^{86}Sr)_{hyb} - (^{87}Sr/^{86}Sr)_{bas}] / [(^{87}Sr/^{86}Sr)_{gn} - (^{87}Sr/^{86}Sr)_{bas}]$$

$$\varphi_{gn}^{86Sr} = (0.705 - 0.704) / (0.712 - 0.704) = 1/8$$

Bu verileri elde ettikten sonra, 1 gr Sr atomundaki  $^{86}Sr$  izotopunun miktarını  $\alpha^{86}$  olarak göz önüne alalım. Bazalt ve kabuksal gnays arasındaki asimilasyon süreci sonucunda ortaya çıkan hibrid bazalttaki kabuksal gnays yüzdesi  $f_{gn}$  olarak alınırsa,  $1-f_{gn}$  değeri ise bazaltın yüzdesini verecektir. Böylece, bu değerlendirmelerin ışığında,

$$\varphi_{gn}^{86Sr} = (f_{gn} 100 \alpha_{gn}^{86}) - [(f_{gn} 100 \alpha_{gn}^{86} + (1-f_{gn}) 400 \alpha_{bas}^{86}] = 1/8$$

bağıntısı elde edilebilmektedir.

Diğer taraftan, Sr izotop jeokimyasından bilindiğine göre (Faure, 1986), Sr elementini oluşturan izotopların içerisinde bolluk oranı en büyük olan izotop  $^{88}Sr$  izotopudur. Çünkü, doğal olarak bulunan dört adet Sr izotopundan  $^{88}Sr$ ,  $^{87}Sr$ ,  $^{86}Sr$  izotoplarının bolluk oranlarının sırasıyla % 82.53, %7.04, %9.87 ve % 0.56 oldukları bilinmektedir (Faure, 1986; s. 118). Bu nedenle,  $^{86}Sr$  izotopunun miktarı tüm bileşenler için hemen hemen eşit olarak alınabileceğinden, yukarıdaki formülde ihmal edilebilecek bir parametre olarak değerlendirilmektedir.

Böylece, yukarıdaki formülden itibaren

$$800 f_{gn} = 100 f_{gn} + (1-f_{gn}) 400$$

bağıntısı elde edilmektedir. Buradan itibaren

$$f_{gn} = 400/1100 = 0.364 \rightarrow \% 36.4$$

$$f_{gn} = 1-f_{gn} = 700/1100 = 0.636 \rightarrow \% 63.3$$

sonucu elde edilmektedir. Diğer bir deyişle, böyle bir hibrid bazalttaki karışım oranında, ilksel bazaltik magmanın % 63.6 ve kabuksal gnaysın ise % 36.4 olduğu sonucuna varılmıştır.

## Fraksiyonel kristalleşme

Herhangi bir fazın, homojen bir ortamdan, kimyasal veya izotopik fraksiyonlanma ile progresif bir şekilde uzaklaşması durumunda, fraksiyonel kristalleşme (fractional crystallization, FC) modellemesi uygulanabilmektedir (Albarède, 1996). FC modellemesi, daha çok, katılaşmakta olan bir magma içerisinde meydana gelen eser element fraksiyonlanması ile ilgilenmekle birlikte, hidrotermal süreçleri veya bir gölde meydana gelen evaporasyon süreçleriyle de ilgilenmektedir. Bu durumda, fraksiyonlanmaya bağlı olarak ana magmanın bileşimi belli bir değişim gösterirken, aynı zamanda FC ile ortamdan uzaklaşan mineraller de zonlu doku göstermektedir. Magma içerisinde oluşan minerallerin, FC süreci ile magmadan ayrıldıkları anda hem kimyasal hem de izotopsal olarak denge halinde oldukları kabül edilmektedir (örneğin, bir bazaltik eriyik içerisinde kristalleşen bir plajiyoklazın Sr içeriği, magmanınkinden iki kat fazladır). Bu nedenle, FC sürecinin modelleme denklemlerindeki ana fikir, katı-sıvı ara kesitinde bir denge halinin mevcut olması kabül edilmesine dayandırılmaktadır.

Homojen bir magmadaki m adet elementin içerisinde i elementinin, katılaşan bir j minerali ile sıvı (L) arasındaki fraksiyonlanması göz önüne alındığında şu formüle ulaşılmaktadır (Albarède, 1996).

$$d \ln C_L^i = (D_i - 1) d \ln F$$

Bu formüldeki değerlerden

$C_L^i$  = i elementinin sıvıdaki konsantrasyonu

$D_i$  = Katı-sıvı arımlanma katsayısı (partition coefficient)

F = Kristalleşen mineral fazı yüzdesidir.

Diğer taraftan, herhangi bir kümülat kayacındaki i mineralinin toplam mineral-sıvı arımlanma katsayısı olan  $K_j^i$  ve kümülatı oluşturan mineral yüzdesleri olan  $f_j$  parametrelerini göz önüne alarak, yukarıdaki formül şu şekilde da yazılabilmektedir.

$$d \ln C_L^i = \sum (K_j^i - 1) f_j d \ln F$$

Bu formül, sabit bir  $D_i$  değeri kullanılarak Rayleigh distilasyon formülüne uygulandığında

$$C_L^i = C_0^i F^{D_i - 1}$$

şekline dönüşmektedir. Burada

F = 1 olarak alınmaktadır.

$C_0^i$  ve  $C_L^i$  değerleri, sırasıyla, kristallenme öncesi ilksel magmadaki ve oluşan kristallerin FC süreciyle fraksiyonlanması sonucu geriye kalan sıvıdaki i elementinin konsantras-



yonlarını gösterir.  $D_i$  değerinin 0.1 ve 5 olması durumunda, bir magmanın FC sürecinin etkisi altında katılaşması sırasında,  $C_L/C_0^i$  değeri, yani bir diğer deyişle,  $i$  elementinin FC süreci sonunda arta kalan sıvıdaki zenginleşme/tüketilme derecesi Şekil 4'de görülmektedir. Magma içerisinde kristallenerek kendiliğinden ayrılan (gravitatif süreçler yardımıyla dibe çöken) herhangi bir katıdaki  $i$  elementinin konsantrasyonu olan ( $C_s^i$ ) değeri

$$C_s^i = D_i C_L^i = D_i C_0^i F_i^{D_i-1}$$

formülüyle belirlenir. Magmanın katılaşması sonucu meydana gelen kayacın  $i$  elementi için ortalama toplam konsantrasyonu  $ortC_s^i$  olarak kabul edilirse

$$C_0^i = F C_L^i + (1-F) ortC_s^i$$

veya

$$ortC_s^i = C_0^i (1-F_i^{D_i}) / (1-F)$$

formülü elde edilmektedir. Diğer taraftan,

$$C_L^i = C_0^i F_i^{D_i-1}$$

bağıntısını kullanarak

$$ortC_s^i = C_L^i (1-F_i^{D_i}) / [(1-F) F_i^{D_i-1}]$$

formülü elde edilir.

Yukarıda belirtilen FC modelleme denklemlerinden  $C_L^i = C_0^i F_i^{D_i-1}$  şeklinde gösterilen Rayleigh denklemi,  $D_i$  değerlerinin sabit olduğu varsayımına dayanmaktadır. Bu varsayım, Allégre ve diğ. (1977) tarafından ayrıntılı olarak tartışılmıştır. Albarède (1996) belirtildiğine göre, bir kümülüt kayacının FC süreci ile katılaşması sırasında gerçekleşen fiziko-kimyasal koşul-

lar (örneğin katı-sıvı faz sınırlarının yaklaşık olarak çizgisel olması gibi),  $D_i$  değerinin gerçekten sabit kalabileceğini işaret etmektedir. Böylece, Rayleigh denklemi, bir magmanın FC süreci ile katılaşması sırasında, aynı zamanda, eser element oranlarının birbirlerine göre olan değişiminin incelenmesinde de kullanılabilir. Buna göre, FC süreci sırasında magma-daki  $i$  ve  $j$  eser elementlerinin oranının evrimi

$$(C^i / C^j)_L = (C^i / C^j)_0 F^{D_i - D_j}$$

formülüyle hesaplanabilmektedir. Albarède (1996) tarafından belirtildiğine göre,  $D$  değeri çok küçük olan uyumsuz elementlerin konsantrasyonları  $F$  değeri ile ters orantılı olarak artmaktadır (Şekil 4). Diğer taraftan, bazaltlardaki uyumsuz element oranları (örneğin, Th/La, Nb/Zr, Ce/Yb), sıvıdan mineral ayrılması olayına karşı duyarlı olup, diferansiyasyona uğramış bazaltlarda dahi ana magmanın karakteristik bir parametresi olarak değerlendirilebilmektedir.

### Örnek Problem 7.

Hawaii'deki 1887 Mauna Loa lav akıntısı ana magmasının (PM, parent magma) ve bu magmanın katılaşmasıyla oluşan olivin fenokristallerinin ( $fo_{88}$ ) kimyasal bileşimleri Çizelge 3'te verilmiştir. Bu bileşimdeki olivin fenokristalinin % 5, 10 ve 15 fraksiyonlanması sonucu geriye kalacak artık eriyiğin (RL, residual liquid) bileşimini hesaplayınız.

Ana magmadaki  $i$  elementinin konsantrasyonu şu bağıntıya göre belirlenmektedir.

$$C_{PM}^i = f_{ol} X C_{ol}^i + (1-f_{ol}) X C_{RL}^i$$

$$C_{RL}^i = (C_{PM}^i - f_{ol} X C_{ol}^i) / (1-f_{ol})$$

Bu formüllerdeki değerlerden

$$C_{PM}^i = i \text{ elementinin ana magmadaki konsantrasyonu}$$

$$f_{ol} = \text{Olivin mineralinin fraksiyonlanma yüzdesi}$$

$$C_{RL}^i = i \text{ elementinin kalıntı eriyikteki konsantrasyonudur.}$$

Bu veriler, % 5 olivin fraksiyonlanması için

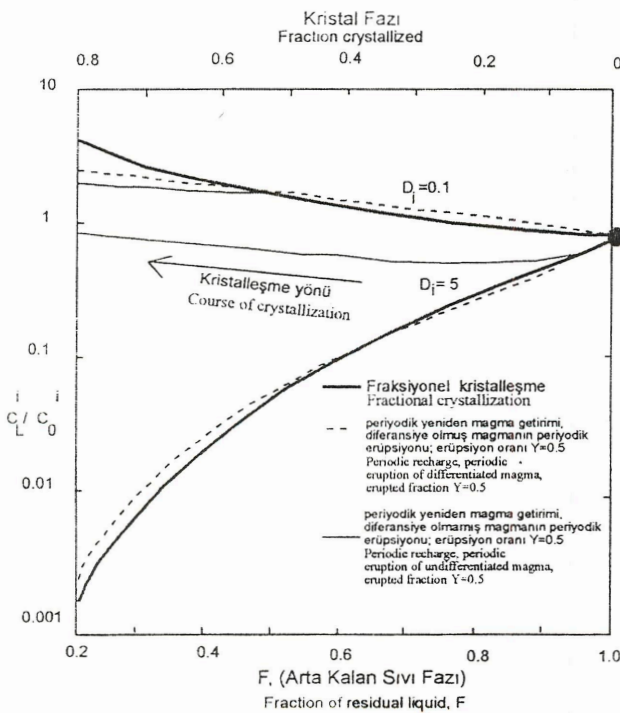
$$C_{RL}^{SiO_2} = (C_{PM}^{SiO_2} - f_{ol} X C_{ol}^{SiO_2}) / (1-f_{ol})$$

formülünde yerine konulduğunda

$$C_{RL}^{SiO_2} = (51.63 - 0.05 X 39.990) / (1 - 0.05)$$

$$C_{RL}^{SiO_2} = 52.25 \text{ bulunur.}$$

Benzer şekilde



Şekil 4.  $D_i$  değerinin 0.1 ve 5 olması durumunda, bir magmanın FC sürecinin etkisi altında katılaşması sırasında  $C_L^i/C_0^i$  değeri, yani bir diğer deyişle,  $i$  elementinin FC süreci sonunda arta kalan sıvıdaki zenginleşme/tüketilme (Albarède 1996, s. 493).

Çizelge 3. Hawaii'deki 1887 Mauna Loa lav akıntısı ana magmasının (PM, parent magma) ve olivin ( $fo_{88}$ ) fenokristalinin ana element bileşimi (Albarède 1996, 6s.).

Ana element oksiti (%)	Mauna Loa 1887	$fo_{88}$
SiO <sub>2</sub>	51.63	39.90
TiO <sub>2</sub>	1.94	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.12	0.00
FeO	10.80	11.70
MgO	8.53	47.80
CaO	9.97	0.28
Na <sub>2</sub> O	2.21	0.00
Na <sub>2</sub> O/TiO <sub>2</sub>	1.14	

$$C_{RL}^{TiO_2} = 2.04$$

$$C_{RL}^{Al_2O_3} = 13.81$$

$$C_{RL}^{FeO} = 10.75$$

$$C_{RL}^{MgO} = 6.46$$

$$C_{RL}^{CaO} = 10.48$$

$$C_{RL}^{Na_2O} = 2.33$$

Benzer şekilde % 10 ve 15 olivin fraksiyonlanması için ise aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir.

**Çizelge 4.** Hawaii'deki 1887 Mauna Loa lav akıntısı ana magmasının (PM, parent magma) ve olivin (fo88) fenokristalinin ana element bileşimi ile % 5, 10 ve 15 olivin fraksiyonlanması sonucu geriye kalan artık eriyiğin bileşimi (Albarède 1996, 6s.)

Ana element oksiti (%)	Mauna Loa 1887	fo <sub>88</sub>	f <sub>ol</sub> =0.05	f <sub>ol</sub> =0.10	f <sub>ol</sub> =0.15
SiO <sub>2</sub>	51.63	39.90	52.25	52.93	53.70
TiO <sub>2</sub>	1.94	0.00	2.04	2.16	2.28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.12	0.00	13.81	14.58	15.44
FeO	10.80	11.70	10.75	10.70	10.64
MgO	8.53	47.80	6.46	4.17	1.60
CaO	9.97	0.28	10.48	11.05	11.68
Na <sub>2</sub> O	2.21	0.00	2.33	2.46	2.60
Na <sub>2</sub> O/TiO <sub>2</sub>	1.14		1.14	1.14	1.14

Burada dikkati çeken bir nokta, Na ve Ti elementlerinin aynı oranda zenginleşmesinden dolayı tüm fraksiyonlanma değerlerinde Na<sub>2</sub>O/TiO<sub>2</sub> değerinin sabit olmasıdır.

#### Örnek Problem 8.

Bir olivin gabro tümkayaç örneği (WR, wholerock) % 40 olivin (fo<sub>85</sub>), % 30 diyopsit (di) ve % 30 plajiyoklaz (An<sub>80</sub>) minerallerinden oluşmaktadır. Çizelge 5'te verilen mineral bileşimlerinden itibaren tümkayaç bileşimini hesaplayınız.

**Çizelge 5.** Bir olivin gabro tümkayaç örneğini oluşturan olivin (fo<sub>85</sub>), diyopsit (di) ve plajiyoklaz (An<sub>80</sub>) minerallerinin ana element bileşimleri (Albarède 1996, 7s.).

Ana Element oksiti (%)	fo <sub>85</sub>	di	An <sub>80</sub>
SiO <sub>2</sub>	40.01	54.69	48.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	33.37
FeO	14.35	3.27	0.00
MgO	45.64	16.51	0.00
CaO	0.00	25.52	16.31
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	2.25

Bu veriler

$$C_{WR}^{SiO_2} = f_{ol}^{SiO_2} + f_{di} C_{di}^{SiO_2} + f_{pl} C_{pl}^{SiO_2}$$

formülünde yerine konulduğunda

$$C_{WR}^{SiO_2} = 0.4 \times 40.01 + 0.3 \times 54.69 + 0.3 \times 48.07 = 46.83$$

bulunur.

Bu problemin çözümü, matris yöntemiyle de gerçekleştirilebilmektedir.

C <sup>SiO<sub>2</sub></sup>	40.01	54.69	48.07	46.83
C <sup>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></sup>	0.00	0.00	33.37	0.01
C <sup>FeO</sup>	14.35	3.27	0.00	0.4
C <sup>MgO</sup>	45.64	16.51	0.00	0.3
C <sup>CaO</sup>	0.00	25.52	16.31	0.3
C <sup>Na<sub>2</sub>O</sup>	0.00	0.00	2.25	0.68

#### Örnek Problem 9.

Bir okyanus ortası sırtı bazalt (MORB) magmasından % 20'lik bir kümülüt kayaca (cum) fraksiyonlandığında, geriye kalan kalıntı eriyiğin (RL) bileşimini hesaplayınız. Kümülat kayacının mineralojik bileşimi % 20 olivin (fo<sub>85</sub>), % 30 diyopsit (di) ve % 50 plajiyoklazdan (An<sub>80</sub>) oluşmaktadır. MORB, fo<sub>85</sub>, di ve An<sub>80</sub> kimyasal bileşimleri Çizelge 6'da verilmiştir.

**Çizelge 6.** MORB, fo<sub>85</sub>, di ve An<sub>80</sub> kimyasal bileşimleri (Albarède 1996, 8s.)

Ana Element oksiti (%)	MORB	fo <sub>85</sub>	di	an <sub>80</sub>
SiO <sub>2</sub>	49.799	40.01	54.69	48.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.95	0.00	0.00	33.37
FeO	8.52	14.35	3.27	0.00
MgO	8.59	45.64	16.51	0.00
CaO	12.17	0.00	25.52	16.31
Na <sub>2</sub> O	2.61	0.00	0.00	2.25

Bu veriler

$$C_{cum}^i = 0.2 \times C_{fo}^i + 0.3 \times C_{di}^i + 0.5 \times C_{pl}^i$$

formülünde yerine konulduğunda,

$$C_{cum}^{SiO_2} = 0.2 \times 40.01 + 0.3 \times 54.69 + 0.5 \times 48.07$$

$$C_{cum}^{SiO_2} = 48.44$$

Benzer şekilde,

$$C_{cum}^{Al_2O_3} = 16.68$$

$$C_{cum}^{FeO} = 3.85$$

$$C_{cum}^{MgO} = 14.08$$

$$C_{cum}^{CaO} = 15.81$$

$$C_{cum}^{Na_2O} = 1.13 \text{ olarak bulunur.}$$

Bulunan C<sub>cum</sub><sup>i</sup> değerleri aşağıdaki formülde yerine konulursa,

$$C_{bas}^i = 0.8 \times C_{RL}^i + 0.2 \times C_{cum}^i$$

$$C_{RL}^i = (C_{bas}^i - 0.2 \times C_{cum}^i) / 0.8$$



$$C_{RL}^{SiO_2} = (49.79 - 0.2 \times 48.44) / 0.8$$

$$C_{RL}^{SiO_2} = 50.13$$

Benzer şekilde,

$$C_{RL}^{Al_2O_3} = 17.02$$

$$C_{RL}^{FeO} = 9.68$$

$$C_{RL}^{MgO} = 7.22$$

$$C_{RL}^{CaO} = 11.26$$

$$C_{RL}^{Na_2O} = 2.98$$

olarak bulunur.

**Çizelge 7.** MORB, fo<sub>85</sub>, di ve an<sub>80</sub> ile MORB'dan itibaren % 20 FC süreci ile oluşan kümülat kayacının (cum) ve geriye kalan sıvının (RL) kimyasal bileşimleri (Albarède 1996, 8s.)

Ana Element oksiti (%)	MORB	fo <sub>85</sub>	di	an <sub>80</sub>	cum	RL
SiO <sub>2</sub>	49.79	40.01	54.69	48.07	48.44	50.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.95	0.00	0.00	33.37	16.68	17.02
FeO	8.52	14.35	3.27	0.00	3.85	9.68
MgO	8.59	45.64	16.51	0.00	14.08	7.22
CaO	12.17	0.00	25.52	16.31	15.81	11.26
Na <sub>2</sub> O	2.61	0.00	0.00	2.25	1.13	2.98

### Örnek Problem 10.

Ni içeriği 150 ppm, Sr içeriği 100 ppm, Yb içeriği 3 ppm ve Rb içeriği 10 ppm olan bir bazaltik magmadan itibaren % 20 oranında FC süreci ile bir kümülat kayacı oluşmuştur. Bu kümülat kayacının mineralojik bileşimi % 30 olivin, % 20 cpx ve % 50 plajiyoklazdan oluşmaktadır. Bu kümülat kayacı ile fraksiyonlanma sonucu geriye kalan kalıntı eriyikteki her bir elementin konsantrasyonunu hesaplayınız.

**Çizelge 8.** Kümülat kayacını oluşturan olivin, cpx ve plajiyoklaz minerallerinin Ni, Sr, Yb ve Rb elementlerine göre olan D değerleri (Albarède 1996, 494 s.)

	Ni	Sr	Yb	Rb
Olivin-sıvı	15	0.0	0.05	0
cpx-sıvı	1	0.1	0.35	0
plj-sıvı	0	2.0	0.25	0

Bu veriler

$$D_i = \sum f_j K_j^i$$

denkleminde yerine konulduğunda,

$$D_{Ni} = 0.3 \times 15 + 0.2 \times 1 + 0.5 \times 0 = 4.7$$

$$D_{Sr} = 0.3 \times 0 + 0.2 \times 0.1 + 0.5 \times 2 = 1.02$$

$$D_{Yb} = 0.2 \times 0.05 + 0.2 \times 0.35 + 0.5 \times 0.25 = 0.21$$

$$D_{Rb} = 0.3 \times 0 + 0.2 \times 0.0 + 0.5 \times 0 = 0$$

olarak bulunur.

Arta kalan sıvının konsantrasyonu,  

$$C_{RL}^i = C_o^i F D_i^{-1}$$

formülü ile şu şekilde bulunur.

$$C_{RL}^{Ni} = 150 (1-0.2)^{4.7-1} = 65.7 \text{ ppm.}$$

$$C_{RL}^{Sr} = 100 (1-0.2)^{1.02-1} = 99.6 \text{ ppm.}$$

$$C_{RL}^{Yb} = 3 (1-0.2)^{0.21-1} = 3.58 \text{ ppm.}$$

$$C_{RL}^{Rb} = 10 (1-0.2)^{0-1} = 12.5 \text{ ppm.}$$

Kümülat kayacındaki toplam konsantrasyon ise,

$$C_s^i = C_o^i (1-F^D_i) / [(1-F) F D_i^{-1}]$$

bağıntısından,

$$C_s^{Ni} = 150 [1 - (1-0.2)^{4.7}] / [1 - (1-0.2)] = 487 \text{ ppm.}$$

$$C_s^{Sr} = 100 [1 - (1-0.2)^{1.02}] / [1 - (1-0.2)] = 102 \text{ ppm.}$$

$$C_s^{Yb} = 3 [1 - (1-0.2)^{0.21}] / [1 - (1-0.2)] = 0.699 \text{ ppm.}$$

$$C_s^{Rb} = 10 [1 - (1-0.2)^0] / [1 - (1-0.2)] = 0 \text{ ppm.}$$

şeklinde bulunur.

**Buna göre, herhangi bir bazaltik magmanın FC süreci etkisi altında katılaşması durumunda, uyumlu (compatible) elementlerin konsantrasyonlarındaki değişimler uyumsuz (incompatible) elementlerinkinden daha fazladır.**

Albarède (1996) tarafından belirtildiğine göre, Örnek Problem 10'daki verilerin tersinden de işlem yapmak mümkündür. Yani diğer bir deyişle, ana magma ile kalıntı eriyiğin kimyasal bileşimleri ile mineralojik bileşim verildiğine; eriyikten itibaren kristalleşen kümülatın fraksiyonu (% kaçlık kristalleşme olduğu) ve modal bileşimi hesaplanabilmektedir.  $\alpha$  bileşimli bir ana magmadan itibaren  $\beta$  bileşimli bir magmanın türemesi durumunda, modelleme çalışmalarında, Rayleigh denkleminin diğer bir alternatif şeklinin Albarède ve Provost (1977) tarafından test edildiği ve kullanışlı olduğu belirtilmektedir (Albarède, 1996).  $D_i$  değerinin sabit olduğu kabul edilerek

$$\ln C_\beta^i / C_\alpha^i = \sum (K_j^i - 1) f_j \ln (F_\beta / F_\alpha)$$

formülünü yazmak mümkündür. Bu formüldeki  $\alpha$  ve  $\beta$  indisleri, sırasıyla a ve b sıvılarını göstermektedir. Matris çözümlü kullanıldığında,  $m \times n$  karakterli A matrisi  $a_j$  elementi tarafından

$$A_{ij} = K_j^i - 1$$

formülüyle tanımlanır.  $X_j$  bilinmeyeninin  $n$ -vektör X değeri

$$X_j = f_j \ln (F_\beta / F_\alpha)$$

ve  $y_i$  verisinin  $m$ -vektör Y değeri ise

$$y_i = \ln (C_\beta^i / C_\alpha^i)$$

formülüyle tanımlanır (Albarède, 1996). Bu verilerde  $m > n$  koşulları mevcut olduğundan, matris denklemini

$$y = Ax$$

bağıntısı en küçük kareler çözümü şeklinde de değerlendirilebilir ve böylece

$$x = (A^T A)^{-1} A^T y$$

formülü elde edilebilir. Diğer taraftan,  $\alpha$  ve  $\beta$  sıvılarının fraksiyonlanma derecelerini gösteren  $F_\beta / F_\alpha$  değeri ise

$$\ln (F_\beta / F_\alpha) = \sum x_j$$

formülüyle tekrar elde edilebilir.

### Örnek Problem 11.

Örnek problem 10'da verilen verileri kullanarak, problemi tersinden çözümlü.

Problem 10'da verilen değerler,

$$y_i = \ln (C_p^i / C_a^i)$$

denklemleri kullanılarak ilksel ve kalıntı sıvıların konsantrasyonları için  $y$  vektörü aşağıdaki şekilde elde edilir.

$$y = \begin{matrix} \ln (65.7 / 150) & -0.826 \\ \ln (99.6 / 100) & = & -0.004 \\ \ln (3.58 / 3) & & 0.1768 \\ \ln (12.5 / 10) & & 0.223 \end{matrix}$$

$$A_{ij} = K_j^i - 1$$

bağıntısından ise A matrisi

$$A = \begin{matrix} 15-1 & 1-1 & 0-1 \\ 0-1 & 0.1-1 & 2-1 \\ 0.05-1 & 0.35-1 & 0.25-1 \\ 0-1 & 0-1 & 0-1 \end{matrix}$$

şeklinde ifade edilir. Bu verilerden itibaren ara evreler olan

$$(A^T A)^{-1} = \begin{matrix} 0.7196 & -0.01587 & 0.02946 \\ -0.01587 & 0.5032 & -0.1422 \\ 0.2946 & -0.1442 & 0.4140 \end{matrix}$$

$$x = (A^T A)^{-1} A^T y = \begin{matrix} -0.06694 \\ -0.04463 \\ -0.1116 \end{matrix}$$

değerleri elde edildikten sonra, sonuç çözüm

$$\ln (F_B / F_a) = \sum x_j$$

denklemleri kullanılarak elde edilir. Böylece

$F_B / F_a = e^{-0.06694 - 0.04463 - 0.1116} = e^{-0.2232} = 0.8$  değeri elde edilmiş olur.

Bu verilerden itibaren, kümülat kayacını oluşturan her bir mineral fraksiyonu ise

$$X_j = f_j \ln (F_B / F_a)$$

formülü yardımıyla şu şekilde hesaplanır.

$$\begin{matrix} f_{ol} & 0.066994/0.2232 & 0.3 \\ f_{cpx} & 0.04463/0.2232 & 0.2 \\ f_{plag} & 0.1116/0.2232 & 0.5 \end{matrix}$$

Böylece, herhangi bir bazaltik magmadan itibaren FC süreciyle ayrılan kümülatın % 20'lik bir fraksiyonlanmaya uğradığı ve kümülat kayacını meydana getiren bileşenlerin ise % 30 olivin, % 20 cpx ve % 50 plajiyoklazdan oluştuğu sonucu elde edilir.

### Asimilasyon-Fraksiyonel kristalleşme (AFC)

Herhangi bir magmanın katılaşması sırasında, yan kayaçları özümseyerek ilksel bileşimini değiştirmesi ve bu sırada ka-

tılaştığı bazı minerallerin magmadan ayrılmasının etkilerini birlikte inceleyen bir süreçtir. Böylece, magmanın katılaşması sırasında hem asimilasyon, hem de fraksiyonel kristalleşme süreçlerinin birlikte etkin olduğu durumlar (AFC) bu çalışma ile modellenmektedir (Wilson, 1989). Magmaların evolüsyonları sırasında yan kaya asimilasyonunun termal ve kimyasal etkileri Bowen (1956)'dan beri bilinmekle birlikte, AFC sürecinin modellenmesinde önemli sayılabilecek gelişmeler ve uygulamalar, Allégre ve Minster (1978), Taylor (19980), DePaolo (1981, 1985), Powell (1984), Taylor ve Sheppard (1986), Hagen ve Neumann (1990) ve Albarède (1996) tarafından geliştirilen ve hem izotop hem de eser element verilerine dayandırılan AFC modellenmesi çalışmalarıyla yaygınlaşmıştır.

Prensip olarak, AFC modelleme denklemlerinin özü FC modellenmesinininkine benzemekle birlikte, aradaki tek fark, FC sırasında, aynı zamanda belli miktarda katının asimile (A) edilerek magmaya katılması ve bileşiminin değiştirilmesidir. Yukarıda tanımlanan diğer modelleme formüllerinde kullanılan parametrelere ilave olarak, asimile edilen malzemeyi göstermek üzere "a" indisi kullanılacaktır. Asimile edilen yan kayaçtaki i elementinin konsantrasyonu olan  $C_a^i$  değeri sabit olarak değerlendirildiğinde, kütlelenin sakınımı (mass balance) kanunu gereğince;

$$d M_L = d M_a - d M_s \text{ (toplam malzeme)}$$

$$d m_L^i = d m_a^i - d m_s^i \text{ (i elementi)}$$

formülleri yazılabilmektedir. Diğer taraftan,  $D_i$  ayrımlanma katsayısına (partition coefficient) sahip katı-sıvı denge fraksiyonlanması gözönüne alındığında

$$(d m_s^i / d M_s) = D_i (m_L^i / M_L)$$

formülü yazılabilmektedir. Ayrıca, yukarıda verilen formüller birbirlerine bölündüğünde,

$$(d m_L^i / d M_L) = (d m_a^i - d m_s^i) / (d M_a - d M_s)$$

ve daha sonra da

$$(d m_L^i / d M_L) = [(d m_a^i / d M_a) (d M_a / d M_a - d M_s) - [(d m_s^i / d M_s) (d M_s / d M_a - d M_s)]]$$

formülü elde edilir.

Asimilasyon ve kristalizasyonun oranı olan  $r$  değeri

$$r = d M_a / d M_s$$

formülü ile tanımlanır. Bu şekilde tanımlanan  $r$  parametresi yukarıdaki formüllerde yerine konulduğunda formülü ile tanımlanır. Bu formülde,  $M_a$ =magma tarafından asimile edilen katı miktarı,  $M_s$ =Magma içinde kristalleşen ve FC süreci ile ayrımlanan katı malzeme miktarı. Bu şekilde tanımlanan  $r$  parametresi yukarıdaki formüllerde yerine konulduğunda

$$(d m_L^i / d M_L) = [(d m_a^i / d M_a) (r/r-1)] - D_i [M_L^i / M_L] (1/r-1)]$$

formülü elde edilir. Bu formül,

$$d M_L / m_L^i$$

değeri ile çarpıldığında

$$d m_L^i / m_L^i = C_a^i [(r/r-1)(d M_L / M_L)(M_L / m_L)] - D_i [(d M_L / M_L) (1/r-1)]$$

formülü elde edilir. Bu formüle, konsantrasyonun diferansiyel logaritma değeri uygulandığında ise



$dC_L/C_L^i = [(C_a^i/C_L^i) (r/r-1) (dM_L/M_L) - (dM_L) [(D_i/r-1)+1]]$   
denklemleri bulunur. İlk sel magma miktarı olan  $M_0$  değerine göre bağıl olarak geriye kalan kalıntı eriyiğin miktarı olan  $F$  değeri ise

$$F = M_L/M_0$$

bağıntısı ile elde edilmektedir. Böylece,  $F$  değeri yukarıdaki formülde yerine konulduğunda

$$dC_L^i = C_a^i [(r/r-1) (dF/F)] - [(r+D_i-1)/(r-1)] C_L^i (dF/F)$$

bağıntısına ulaşılır. Bu bağıntı kendi içinde yeniden düzenlendiğinde,

$$dC_L^i = C_a^i [(r/r-1) (dF/F)] - [(r+D_i-1)/(r-1)] C_L^i (dF/F)$$

formülü elde edilmiş olur. Bu eşitlikteki

$$(r+D_i-1)/(r-1)$$

değeri  $Z_i$  olarak tanımlanır, yani diğer bir deyişle

$$Z_i = (r+D_i-1)/(r-1) = 1 - (D_i/1-r)$$

değeri elde edilir. Bu denklem ise integral durumunda ifade edildiğinde

$$d \ln [C_L^i / [r/Z_i(r-1)] C_a^i] = d \ln F \cdot Z_i$$

formülü elde edilmiş olur.

Şu ana kadar sabit parametrelere ilişkin herhangi bir varsayım ileri sürülmemiştir. Eğer bir magma içerisinde FC süreci ile dibe çöken mineral miktarı, aynı magma tarafından asimile edilen malzemenin miktarı ile orantılı ise  $r$  parametresi sabit olmaktadır. İlk sel sıvı durumunda  $F=1$ , diğer bir deyişle  $C_L^i=C_0^i$  iken,

$$C_L^i - [r/Z_i(r-1)] C_a^i = [C_0^i - r/Z_i(r-1) C_a^i] F^{-Z_i/1}$$

şeklinde ifade edilebildiği gibi,

$$C_L^i/C_0^i = F^{-Z_i} + [r/Z_i(r-1)] (C_a^i/C_0^i) (1-F^{-Z_i})$$

şeklinde de yazılabilmektedir. Bu denklemin daha açık yazımı durumunda ise

$$C_L^i/C_0^i = F^{(D_i/1-r)-1} + [(r/r+D_i-1) (C_a^i/C_0^i)] (1-F^{(D_i/1-r)-1})$$

halinede gelir. Bu formülde

$$\alpha = (1-r)^{-1}$$

olarak alındığında, Allégre ve Minster (1978) tarafından tanımlanan ve fraksiyonel kristalleşme sırasında özümseyen yan kayaç miktarını bulmaya yarayan denklem elde edilmiş olur ki, bu da zaten DePaolo (1981) tarafından tanımlanan

$$C_L^i/C_0^i = F^{(D_i/1-r)-1} + [(r/r+D_i-1) (C_a^i/C_0^i)] (1-F^{(D_i/1-r)-1})$$

ACF formülüne eşittir.

Yukarıdaki formüllerde verilen parametrelerin bazı kombinasyonları, normal fraksiyonlanma trendlerinin tersinin elde edilmesini sağlayabilirler. Örneğin bazı kritik  $r$  değerleri için ( $r_c$ ) sabit  $C_L^i$  değeri elde edilebilir ki bu durumda  $F^{-Z_i}$  parametresi ihmal edilebilir. Bu durumda

$$1 = [r_c/(r_c+D_i-1)] (C_a^i/C_0^i)$$

veya

$$r_c = (1-D_i)/1 - (C_a^i/C_0^i)$$

formülleri elde edilir. Buradaki  $r_c$  parametresi, fraksiyonlanma ve kontaminasyonla kontrol edilen durumlar arasındaki ayrımı göstermektedir. Örneğin,  $0 < r < r_c$  (eğer  $r_c > 0$  ise) durumunda ilgili elementin konsantrasyonunun değişiminde basit

fraksiyonel kristalleşme (FC) süreci daha etkin iken;  $r > r_c$  durumunda ise asimilasyon (A) süreci daha etkin olmaktadır.

Bu modelleme formüllerinin izotop (veya uyumsuz element) oranlarına uyarlanmış şekilleri DePaolo (1981) tarafından tanımlanmıştır. Örneğin, aynı elementin farklı iki izotopu için  $i1$  ve  $i2$  indisleri kullanalım ve ayrıca bu izotopların ayrılma katsayıları ( $D_i$ ),  $r$  ve  $Z_i$  değerlerinin de birbirlerine eşit olduklarını kabül edelim. Bu durumda

$$C_L^i/C_0^i = F^{(D_i/1-r)-1} + [(r/r+D_i-1) (C_a^i/C_0^i)] (1-F^{(D_i/1-r)-1})$$

formülü, il izotopuna karşılık gelen denklem tarafından  $i2$  izotopu için bölündüğünde,

$$[C_L^{i2} - (r/r+D_i-1) C_a^{i2}] / [C_L^{i1} - (r/r+D_i-1) C_a^{i1}] = [C_0^{i2} - (r/r+D_i-1) C_a^{i2}] / [C_0^{i1} - (r/r+D_i-1) C_a^{i1}]$$

denklemleri elde edilir. Diğer taraftan, bu denklemin sol tarafını  $C_L^{i1}$  ve sağ tarafını ise  $C_0^{i1}$  değerlerine böldüğümüzde

$$\frac{[C_L^{i2}/C_L^{i1}] - (r/r+D_i-1) (C_a^{i2}/C_a^{i1})}{[C_L^{i1} - (r/r+D_i-1) C_a^{i1}]} = \frac{[C_0^{i2}/C_0^{i1}] - (r/r+D_i-1) (C_a^{i2}/C_a^{i1})}{[C_0^{i1} - (r/r+D_i-1) C_a^{i1}]}$$

veya

$$(C^{i2}/C^{i1})_L = (C^{i2}/C^{i1})_0 + [(C^{i2}/C^{i1})_a - (C^{i2}/C^{i1})_0] [1 - (r/r+D_i-1) (C_a^{i1}/C_0^{i1})] (1 - (r/r+D_i-1) (C_a^{i1}/C_0^{i1}))$$

denklemleri elde edilmiş olur.

Bu formülün sağ tarafındaki fraksiyon için ortaya çıkan en uç konsantrasyon değerlerinden sıfır (0) değeri tam kirlenmiş bir eriyiği gösterirken; bir (1) değeri ise herhangi bir kirlenmenin gerçekleşmediğini gösterir. Bu ilişkiler, AFC modellemesinde şöyle tanımlanabilecek basit bir davranış sergiler:  $(C^{i2}/C^{i1})_L$  izotop oranı,  $C_L^{i1}$  element konsantrasyonu ile ters orantılı bir çizgisel ilişkiye sahiptir. Böyle bir özellik, aynı zamanda, tüm toplam karışma modellerinde de görülebilmektedir. Böyle bir çizgisel ilişki, ilk kez Briquieu ve Lancelot (1979) tarafından numerik çözümlere dayalı olarak ileri sürülmüşse de, daha sonra Fleck ve Criss (1985) ve Taylor ve Sheppard (1986) tarafından da gösterilmiştir.

$r$  parametresini elde etmek için her ne kadar ters çevirme tekniği (Mantovani ve Hawkesworth, 1990) kullanılabilirse de, bu parametre, daha çok  $(C^{i2}/C^{i1})_L$  değerinin  $1/C_L^{i1}$  değerine karşı işlendiği diyagramdaki AFC sıralanmasının kesişim noktasından ve/veya eğiminden itibaren elde edilebilmektedir.

$(C^{i2}/C^{i1})_L = (C^{i2}/C^{i1})_0 + [(C^{i2}/C^{i1})_a - (C^{i2}/C^{i1})_0] [1 - (r/r+D_i-1) (C_a^{i1}/C_0^{i1})] (1 - (r/r+D_i-1) (C_a^{i1}/C_0^{i1}))$

formülünden  $1/C_L^{i1}$  değeri çıkarılırsa,  $S_{ii}^{i2}$  eğimi

$S_{ii}^{i2} = [(C^{i2}/C^{i1})_0 - (C^{i2}/C^{i1})_a] [r/r+D_i-1] (C_a^{i1}) / (1 - (r/r+D_i-1) (C_a^{i1}/C_0^{i1}))$

formülü halinde ifade edilebilir. Bu formül, sağ taraftaki

son terimin paydası ile çarpıldığında,

$$S_{ii}^{i2} = [(r/r+D_i-1) (C_a^{i1}/C_0^{i1}) S_{ii}^{i2}] - [(C^{i2}/C^{i1})_0 - (C^{i2}/C^{i1})_a] [(r/r+D_i-1) (C_a^{i1})]$$

veya

$$r = (D_i-1) / (C_a^{i1}/C_0^{i1} - 1 - [(C^{i2}/C^{i1})_0 - (C^{i2}/C^{i1})_a] (C_a^{i1}/S_{ii}^{i2}))$$

Formülleri elde edilir.

$(C^{i2}/C^{i1})_L$  değerinin  $1/C_L^{i1}$  değerine karşı işlendiği diyagramda, kirlenici ve ilk sel magma arasındaki karışma çizgisinin

$$S_m = [(C^{i2}/C^{i1})_0 - (C^{i2}/C^{i1})_a] / [(1 - C_0^{i1}) - (1/C_a^{i1})]$$

Formülüyle bulunur.  $r$  değeri ise

$$r = [(D_i-1) / (1 - S_m/S_{ii}^{i2})] (C_0^{i1}/C_a^{i1} - C_0^{i1})$$

Formülüyle hesaplanır. Bu  $r$  değeri, aynı zamanda, yukarı-

daki  $(C^{12}/C^{11})_L$  değerinin  $1/C_L^{11}$  değerine karşı işlendiği diyagramda AFC sıralanmasının  $i_1^{12}$  kesişiminden de elde edilmektedir ki, bu durumda

$$r = [C_o^{11} [i_1^{12} - (C^{12}/C^{11})_o] (D_i - 1)] / [i_1^{12} - (C^{12}/C^{12})_a] - C_o^{11} [C_a^{11} [i_1^{12} - (C^{12}/C^{12})_o]]$$

formülüne sahip olmaktadır.

### Örnek Problem 12.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ilksel oranı 0.703 olan bir bazaltik magmadan itibaren ayrımlanma katsayısı (partition coefficient)  $D_i$  değeri 2 olan bir kümülat kayacı katılarak fraksiyonel kristalleşme (FC) süreci ile ayrılmıştır. Bu magmadan itibaren FC süreci ile kümülat kayacı fraksiyonlanırken, magma kaynağı, aynı anda,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ilksel oranı 0.712 ve normalleştirilmiş Sr konsantrasyonu  $C_a^{\text{Sr}}/C_o^{\text{Sr}} = 5C_L^{\text{Sr}}/C_o^{\text{Sr}}$  olan bir yan kayacı asimile (A) etmiştir. Böylece, AFC sürecinden etkilenen bu magmanın  $C_L/C_o$  normalleştirilmiş Sr konsantrasyonunu hesaplayınız.

Problemın çözümünde öncelikle F (arta kalan kalıntı eriyik fazı) ve r değerleri hesaplanarak, belli  $C_L/C_o$  değerlerine karşılık gelen eş konsantrasyon eğrileri F ve r parametrelerine göre çizilmiştir (Şekil 5). Diğer taraftan,

$$r_c = (1 - D_i) / (1 - (C_a^i/C_o^i))$$

formülü uyarınca

$$r_c = (1 - 2) / (1 - 5) = 0.25$$

değeri bulunur.

İzotopik sonuçlar

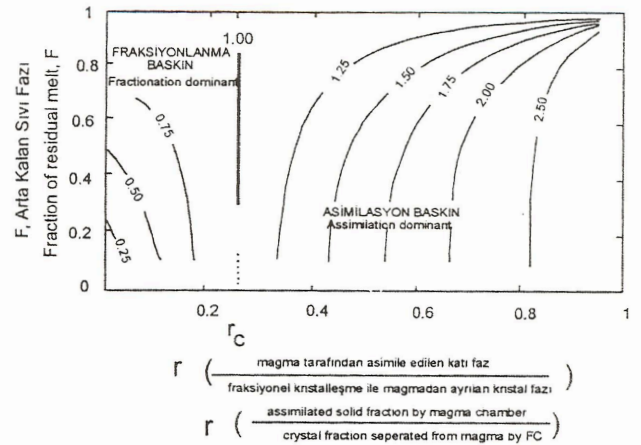
$$C_L/C_o^i = F \cdot Z_i + [r/Z_i(r-1)](C_a^i/C_o^i)(1 - F \cdot Z_i)$$

ve

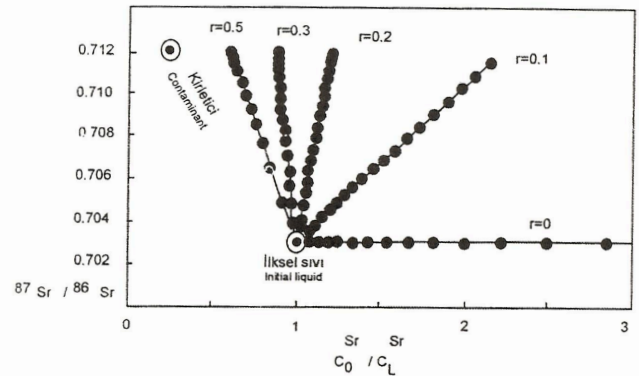
$(C^{12}/C^{11})_L = (C^{12}/C^{11})_a + [(C^{12}/C^{11})_o - (C^{12}/C^{11})_a] [1 - (r/r - D_i - 1)(C_a^{11}/C_L^{11}) / (1 - (r/r + D_i - 1)(C_a^{11}/C_o^{11}))]$  formüllerinden itibaren hesaplanmış olup Şekil 5'de verilmiştir. Bu şekilden de görüleceği gibi, r parametresi kritik r değeri olan  $r_c$  değerini aştığı andan itibaren, sistem FC sürecinden ziyade A sürecinin daha etkin olduğu bölgeye kaymaktadır (Albarède, 1996).

### Değinen Belgeler

- Albarède, F. (1983). Inversion of batch melting equations and trace element pattern of the mantle. *J. Geophys. Res.*, 88, 10573/83.
- Albarède, F. (1996). Introduction to Geochemical Modelling. Cambridge University Press. 543 pp.,
- Albarède, F. and Bottinga, Y. (1972). Kinetic disequilibrium between phenocrysts and host lava. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 36, 141-56.
- Albarède, F. and Provost, A. (1977). Petrological and geochemical mass balance: an algorithm for least-squares fitting and general error analysis. *Comp. Sci.*, 3, 309-26.
- Albarède, C.J., Treuill, M., Minster, J.F., Minster, B., and Albarède F. 1977. Systematic use of trace elements in igneous processes. Part 1: Fractional crystallization processes in volcanic suites. *Contr. Mineral Petrol.*, 60, 57-76.
- Allegre, C.J. and Minster, J.F. 1978. Quantative models of trace element behavior in magmatic processes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 38, 1-25.



Şekil 5. Ayrımlanma katsayısı (partition coefficient)  $D_i$  değeri 2 ve  $C_a^i/C_o^i$  değeri 5 olan bir sistemin AFC modellemesi. "a" indisi kirleticiyi göstermektedir. r parametresi  $r = dM_a/dM_s$  formülünden hesaplanmıştır. r parametresinin kritik değeri olan  $r_c$  parametresi ise  $r_c = (1 - D_i) / (1 - (C_a^i/C_o^i))$  formülünden hesaplanmış olup 0.25 değerine eşittir ve aynı zamanda FC sürecinin daha etkin olduğu bölgeyi A sürecinin daha etkin olduğu bölgeden ayırmaktadır. Eğriler üzerindeki rakamlar ise  $C_L^i/C_o^i$  değerlerini göstermektedir (Albarède, 1996; Şekil 9.9, s.509).



Şekil 6. Şekil 5'de görülen AFC modellemesinin izotop oranları. Şekil 6'da sabit r değerlerinde eğri biçimli olan AFC trendleri,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  değerinin  $C_o^{\text{Sr}}/C_L^{\text{Sr}}$  değerine karşı hazırlanan bu diyagramda ise düz doğrular halindedir. Buradaki düz doğrular trendlerin, kirlenmiş noktaları asla aşamadıkları görülmektedir. İlksel sıvı bileşiminden itibaren çizilen düz doğrular trendler üzerindeki her bir dolu daire simgesi % 5 kristalizasyon aralığını gösterir (Albarède 1996, s. 509).

- Bowen, N.L. (1956). The Evolution of the Igneous Rocks. Dover.
- Briqueu, L. and Lancelot, J.R. (1979). Rb-Sr systematics and crustal contamination models for calc-alkaline igneous rocks. *Earth Pla-*



- net. Sci. Letters, 43, 385-96.
- Cox, K.G., Bell, J.D., and Pankhurst, R.J., 1984. *The Interpretation of Igneous Rocks*. London: George Allen and Unwin, 450 p.
- DePaolo, D.J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallisation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 53, 189-202.
- Didier, J. and Barbarin, B. (eds.), 1991a. *Enclaves and Granite Petrology: Developments in Petrology*, 13, Elsevier, Amsterdam, 625 p.
- Didier, J. and Barbarin, B. (eds.), 1991b. The different types of enclaves in granites-Nomenclature: In Didier, J. and Barbarin, B. (eds.), *Enclaves and Granite Petrology, Developments in Petrology*, 13, Elsevier, 19-24.
- Faure, G. (1986). *Principles of Isotope Geology*. New York: John Wiley.
- 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.
- Fleck, R.J. and Criss, R.E. (1985). Strontium and oxygen isotopic variations in Mesozoic and Tertiary plutons of Central Idaho. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 90, 291-308.
- Gast, P.W. (1968). Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32, 1057-86.
- Greenland, L.P. (1970). An equation for trace element distribution during magmatic crystallization. *Amer. Mineral.*, 55, 455-65.
- Hagen, H. and Neumann, E. R. (1990). Modeling of trace-element distribution in magma chambers using open-system models. *Comput. Geosci.*, 16, 549-56.
- 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.
- Hibbard, M.J., 1995. *Petrography to Petrogenesis*. Prentice Hall. 587 pp.
- Juteau, M., Michard, A. and Albarède, F. (1986). The Pb-Sr-Nd isotope geochemistry of some recent circum-Mediterranean granites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92, 331-40.
- Langmuir, C.H., Vocke, R.D., Hanson, G.N. and Hart, S.R. (1978). A general mixing equation with applications to Icelandic basalts. *Earth Planet Sci. Letters*, 37, 380-92.
- Maalque, S. 1985. *Igneous Petrology*. Berlin: Springer-Verlag, 374 pp.
- Mantovani, M.S.M. and Hawkesworth, C.J. (1990) An inversion approach to assimilation and fractional crystallization processes. *Contr. Mineral. Petrol.*, 105, 289-302.
- O'Hara, M.J. and Mathews, R.E. 1981. Geochemical evolution in an advancing, periodically replenished, periodically tapped, continuously fractionated magma chamber. *J.Geol. Soc. Lond.* 138, 237-77.
- Powell, R. 1984. Inversion of the assimilation and fractional crystallisation (AFC) equations: suites. *J. Geol. Soc. Lond.* 141, 447-52.
- Rollinson, H.R. 1993. *Using Geochemical Data: Evolution, Presentation, Interpretation*. John Wiley Sons. Inc. 352 pp.
- Schilling, J. G. and Winchester, J.W., (1967). Rare-earth fractionation and magmatic processes. In *Mantles OF Earth and Terrestrial Planets*, ed. S.K. Runcom, pp. 267-83. New York: Interscience.
- Shaw, D.M. (1970). Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34, 237-43.
- Sparks, R.S.J., Huppert, H.E. and Turner J.S. 1984. The fluid dynamics of evolving magma chambers. *Phil Trans R. Soc. Lond.* A310, 511-34.
- Steiger, R.H. and Wasserburg, G.J. (1966). Systematics in the Pb<sup>208</sup>-Th<sup>232</sup>, Pb<sup>237</sup>-U<sup>235</sup>, and Pb<sup>206</sup>-U<sup>238</sup> systems. *J. Geophys. Res.*, 71, 6065-90.
- Taylor, R.H., Jr. (1980). The effects of assimilation of country rocks by magmas on <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O and <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr systematics. *Earth Planet. Sci. Letters*, 47, 243-64.
- Taylor, H.P., Jr. and Sheppard, S.M.F. (1986). Igneous rocks: I. Processes of isotopic fractionation and isotope systematics. In *Rev. Mineral. 16: Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*, ed. J.W. Valley, H.P. Taylor Jr. and J.R. O'Neil, pp. 227-71. Washington: Mineral. Soc. Amer.
- Turner, J.S. and Campbell, I.H. 1986. Convection and mixing in magma chambers. *Earth Sci. Rev.*, 23, 255-352.
- Vollmer, R. (1976). Rb-Sr and U-Th-Pb systematics of alkaline rocks: the alkaline rocks from Italy. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, 283-95.
- Wilson, M. (1989). *Igneous Petrogenesis*. Oxford University Press. 466 pp.
- Wood, B.J. and D.G. Fraser 1976. *Elementary thermodynamics for geologists*. Oxford: Oxford University Press.
- Wright, T.L., and Doherty P.C. 1970. A linear programming and least squares computer method for solving petrologic mixing problems. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 81, 1995-2008.
- Yılmaz, S. and Boztaş, D., 1994. Granitoid Petrojenesinde Magma Mingling/Mixing Kavramı. *Jeoloji Mühendisliği*, 44-45, 1-20.