

Şekil 3. Manto bileşimini karakterize eden kayaların ana minerallerinin (olivine, 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 oluşturma 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 (distüasyon sırasında kütle ayrımlanmasının etkilerini formülize eden ünlü fizikçi Rayleigh'ın adına izafeten; Cox ve diğ., 1984) veya fraksiyonel erime olarak Türkçeleştirebilecek 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 erimekte-dir. Oysa, bu tür kayacın erime faz denge diyagramları incelendiğinde, yaygın olarak rastlanan durumun böyle olmadığı, eriyiğin kötektik 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, kötektik bileşimü 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 Fraser, 1976; Wilson, 1989; Rollinson» 1993),

Modal Batch erime modellenmesi

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

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

Buradaki değerlerden

C_L = Elementin sıvıdaki konsantrasyonu*

C_0 = Elementin ilksel kan kaynak malzemedeki konsantrasyonu

$D = X_A D_A$ değeridir (X_A değeri, erime sonucu oluşan eriyiğin katı kaynak malzemedeki diyapirik olarak yükselmeye başladığı anda kalıntı katı kaynaktaki oc mineral fazının yüzdesidir, D_A değeri ise ilgili elementin bu mineral için kristal-sıvı ayrımlanma katsayısı olan partition coefficient parametresidir).

Non-Modal Batch erime modellenmesi

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

$$Q/C_0 = 1/(C D_0 + F d^P)$$

Bu formülde yukarıdakinden farklı olan parametrelerden

$D_0 = X_A D_A$ (X_A değeri, mineral fazının ilksel kaynaktaki oranını; D_A ise ilgili elementin bu minerale göre olan ayrımlanma katsayısını gösterir),

$P = 2 p_A D_A$ (p_A değeri, eriyiğe geçen mineral fazının oranını; D_A ise ilgili elementin bu minerale göre olan ayrımlanma katsayısını gösterir),

Fraksiyonel erime (Rayleigh/fractional melting)

Bu tip kısmi erimde, 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 kayacın geçirgenlik özelliğinde yatmaktadır (Maaloe, 1985). Örneğin, ortamın, oluşan sıvının diyapirik olarak yukarıya doğru çıkmasına izin verecek derecede geçirgen olması durumunda fraksiyonel erime gerçekleşmektedir. Ancak, bu geçirgenliğin yeterince uygun olmadığı ve sadece belli bir çokluğa erişmiş sıvının yükselbileceği özellikte olması durumunda ise yığın/denge erimesi (batch/equilibrium melting) olayı gerçekleşmektedir,

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

Modal Rayleigh erime modellenmesi

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

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

Bu formüldeki değerlerin açıklaması* yukarıdaki yığın/denge erimesinde verilen modal erime formülündeki değerlerin aynısıdır,

Non-Modal rayleigh erime modellenmesi

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,

$$C_L/C_0 = (1/D_0)^X (1-P F O_0)^{-i}$$

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

Shaw (1970) Erimesi

Schilling ve Winchester (1967) tarafından tanınlanan 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 çalışmalarında, erime- öncesi katı kaynak kay açta bulunan mineraller için mineral-sıvı ayrılanma katsayısının yanısıra, erime sonucu oluşan sıvının normatif mineralojik bileşimi de dikkate alınarak bu normatif mineraller içinde mineral-sıvı ayrılanma katsayısı terimi tanımlanmaktadır. Buna göre, erime öncesi katı kaynak, kayaçtaki mineral fazlan için tanımlanan ayrılanma katsayısı

$$D_{Oj} = \frac{C_j^k}{C_j^l}$$

formülü ile bulunmaktadır. Bu formüldeki değerlerden

K_j^i = Katı kaynak, kayaçtaki j mineral için i elementinin ayrılanma katsayısı (partition coefficient),

X_j^p = katı kaynak kayaçtaki j mineralinin yüzdesi (EK_j^o değeri 1.00' a eşittir) olarak bilinmektedir.

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

$$D_i = \frac{C_i^l}{C_i^k} \cdot \frac{F}{F + D_i(1-F)}$$

Bu formüldeki değerlerden

X_j^l = Sıvıyı, oluşturan normatif j mineralinin yüzdesi.

F = Erime yüzdesi

Bu formüllerden itibaren D_i değeri

$$D_i = \frac{(D_i^o - F P_i)}{(1-F)}$$

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

$$C_L^i = \frac{C_0^i}{[D_i^o + F(1-P_i)]}$$

Bu formüldeki değerlerden

Q^o = Erime öncesi katı kaynak kayaçtaki elementinin konsantrasyonunu gösterir.

Örnek Problem 1,

Ni içeriği 2500 ppm, Cr içeriği 1,500 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

$$D_t = \sum p_{\alpha} D_{\alpha}$$

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;

$$Q_M = 676 \text{ ppm.}$$

$$0.5^* = 426 \text{ ppm.}$$

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

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

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 anakayaçtakiden 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 elementinden 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 rhyolit eser element içerikleri biliniyorsa, kısmi erime yüzdesi YC erimeden arta kalan kalıntı katı malzemenin yüzde miktarları da bulunabilmektedir. Albarède (1996) tarafından geliştirilen ve matris çözümü esasına dayandırılan bu modelleme çalışması şöyledir.

	Sıvı	ol	cpx			
Ni	1x676	6x676	1x676	676	4056	676
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 _T -A) ⁻¹	-0.2761	0.04112	0.02937			
				-0.1972	0.02937	0.02098
	1.854	-0.2761	-0.1972	2328394		0.10
X ₀ =(A _T A) ⁻¹ A _T Y	-0.2761	0.04112	0.02937	= 10744340	=	0.54
	-0.1972	0.02937	0.02098	6802826		0.36

Bu mafriks çözümü sonucu elde edilen verilerden birinci satırdaki, değer erime: yüzdesini (% 10), ikinci satırdaki değer ile: tçitaci şatodaki değerlerim 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

$$054/(054+036) = \% 60 \text{ olivin,}$$

şeklinde hesaplanır.

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

$$036/(0.54+0J6) s \% 40 \text{ klinoproksen}$$

şeklinde hesaplanır.

Örnek Problem 3.

% 80 olivin, ve % 20 cpx'den oluşan bk peridotitin Ni içeriği 2500 ppm, Cr içeriği 1500 ppm, Yb içeriği 0.2 ppm ve Rb içeriği, ise 0,01 ppm'dir., % 10luk bir modal, yığım/denge erimeye (modal batch melting) uğrayan böyle bir kayaçtan itibaren gelsen. sıvımm. normatif bileşiminin % 40 olivin ne % 60 cpx'den oluştuğu bilinmektedir. Bu sıvıdaki element konsantrasyonlarını Shaw modelleme yöntemiyle hesaplayınız (Mineral-sıvı ayrılma katsayıları Çizelge 1., deki gibidir).

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

$$D_M^o = 0.8X6 + 0.2X1 = 5$$

$$D_{cf} = 0.8X1 + 0.2X8 = 2.4$$

$$F_V = 0.8X0.1 + 0.2X0.3 = 0.14$$

$$D_{bb}^o = 0.8X0 + 0.2X0 = 0$$

Erime sonece, oluşan sıvının normatif mineralleri için tanımlanan mineral-sıvı ayrılma katsayıları, ise şu şekilde tanımlanmaktadır.

$$P_{Ni} = 0.4X6 + 0.6X1 = 3$$

$$F_{Cr} = 0.4X1 + 0.6X8 = 5.2$$

$$F_{Yb} = 0.4X0.1 + 0.6X0.3 = 0.22$$

$$P_n = 0.4X0 + 0.6 + 0 = 0$$

Bu değerler.,

$$C_{Li} = (Qi) / [D_{Li} + F.(1-P_iM)$$

formülünde yerine konulduğunda

$$C_{LiNi} = 2500 / [5 + 0.1X(1-3.0)] = 521 \text{ ppm}$$

$$C_{LiÖ} = 1500 / [24 + 0.1X(1-5.2)] = 758 \text{ ppm}$$

$$C_{Jt} = 0.2 / [0.14 + 0.1X(1-0.22)] = 0.91 \text{ ppm,}$$

$$C_{Qw} = 0.01 / [0 + 0.1X(1,-0)] = 0.10 \text{ ppm}$$

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. % 10luk bir modal fraksiyonel erimeye (modal Rayleigh/fraction melting,) uğrayan böyle bir kayaçtan itibaren gelişen sıvımm normatif bileşiminin % 40 olivin ve % 60 cpx'den oluştuğu bilinmektedir. Bu sıvıdaki element konsantrasyonlarını Shaw modelleme yöntemiyle hesaplayınız (Mineral-sıvı ayrılma katsayıları Çizelge 1. deki gibidir).

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

$$F_V = 0.8X6 + 0.2X1 = 5$$

$$D_{Li}^o = 0.8X1 + 0.2X8 = 2.4$$

$$D^o = 0.8X0.1 + 0.2X0.3 = 0.14$$

$$D_{bb}^o = 0.8X0 + 0.2X0 = 0$$

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

$$P_M = 0.4X6 + 0.6X1 = 3$$

$$P_{Cr} = 0.4X1 + 0.6X8 = 5.2$$

$$F^M = 0.4X0.1 + 0.6X0.3 = 0.22$$

$$P_{Rb} = 0.4X0 + 0.6 + 0 = 0$$

Bu değerler»

$$Q = Q [1 - (F_V C_{Li}) / (1-F)]$$

ve:

$$Q_i = [Q_i (1-F) Q] / F$$

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

C_{Li}^1 = i elementinin fraksiyonel erime sonucunda, erimeden arta kalan katıdaki konsantrasyonu

C_{Li}^0 = i elementinin fraksiyonel erime öncesi katı kaynak kayaçtaki ilksel konsantrasyonudur.

C_{Li}^2 = elementinin fraksiyonel erime sonucu oluşan sıvıdaki konsantrasyonu

$$C_{Li}^2 = Q [1 - (F_V C_{Li}^0)] / (1-F)$$

$$C_{Li}^2 = 2500 [1 - (0.1X3 / 5)] / (1-0.1)$$

$$C_{Li}^2 = 27.21 \text{ ppm}$$

Benzer şekilde hesaplamalarla

$$C_{Cr}^2 = 1590 \text{ ppm}$$

$$C_{Yb}^2 = 0.10 \text{ ppm}$$

$$C_{Rb}^2 = 0 \text{ ppm}$$

olarak bulunur.,

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

$$C_{LiNi} = [C_{LiNi} (1-F) C_{LiNi}] / F$$

$$C_{LiNi}^2 = [2500 (1-0.1) 27.21] / 0.1 = 511. \text{ ppm}$$

bulunur.

Benzer şekilde

$$C_{LiYb} = 690 \text{ ppm}$$

$$C_{LiYb} = 1.08 \text{ ppm}$$

$$C_{LiRb} = 0.10 \text{ ppm}$$

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 yığım/denge (modal batch melting) ve modal fraksiyonel erimeye (modal Rayleigh/fractional melting) uğraması sonucu açığa çıkan sıvımm element içerikleri. Shaw modellemesiyle hesaplandığında şu verilerin elde edildiği görülür (Çizelge 2).

Magma. Karışımı (Mıgımg/IVıixii) ve Ashnüasyon (Kirlenme)

Türkçe yerbilimleri literatüründe Yılmaz ve Boztug (1994) tarafından hazırlanan bir derleme çalışmasında oldukça, ayrın-

Çizelge 2. % 10 lut modal batch ve modal Rayleigh erimesine uğrayan Mr .manto peridotitinde erime sonucu oluşan sıvıdaki çeşitli element konsantrasyonlarının Shaw mode Uemesiyie elde edilen değerlerinin karşılaştırılması.

Element	İlksel katıdaki konsantrasyon.	modal denge erimesinde element İçerimi (batch ı element içeriği iRayleigh!	picdal Erak^yonel erimede element içeriği iRayleigh!
NI	2500 ppm	521 ppm	511 ppm
Qr	1500 ppm	7.58 ppm	6990 ppm
Yb	0i,20ppn	0.991 ppm	108 ppm
Rb	0A1 ppm	0.10 ppm	0,10 ppm.

tılı bir şekilde verilen magma karışması, eş yaşlı (co-eval) malik ve felsik magmaların.» kendi fiziksel ve kimyasal, özelliklerini koruyarak heterojen bir şekilde karışmaları (magma mingling) ve bu özelliklerini koruyamayarak homojen hır şekilde karışmaları (magma 'mixing) olayların tammlanmaktadır. Karışmanın heterojen veya homojen bir şekilde meydana gelmesindeki en önemli faktör,, magmaların sahip olmuş oldukları viskozite özeliğinden 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 bileşimi 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) yanııara jeokimyasal diyagramlar yardımıyla da tanımlanabilir. Bu karışma olayı 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 kayalar. (eğer bu yan. kayalar magmatik kayalar ise,, bunlar,, diğer bir deyişle- viskozite özeliği 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 kayaların magmatik. olması durumunda plastik viskoziteye ve- bunları özümseyerek kendi, ilksel bileşimini değiştiren

magmanın, da Newtonian, viskoziteye safâp olmalarıdır. Magma mixing sürecinin ve be şekilde tanımlanması -durumunda asimilasyon, şlişinin 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; Juleau ve diğ., 1986) eser element/eser elemanı varyogramlarında 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, "kansın ^, "asimilasyon" veya "kirlenme" adı altında sadece bir terim olarak tanımlanacaktır.

n bileşeni bir karışımda, C^a ve C^b konsantrasyonlarına sahip iki türün oranı

$$(C^O / C^B U s K C B / C n ^$$

formülüyle ifade edilmektedir (Albarède, 1996).. Buradaki

olarak tanımlanmaktadır.. Bu formüldeki değerlerden

C^j = fazladaki il elementinin (veya. izotopunun) konsantrasyonu

C_{mi} = karışandaki il elementinin (veya izotopunun) konsantrasyonu.

/j = Karışandaki j fazınun ytlzdesidir.

Örnek Problem 5.

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

Bu veriler

fonnlünde yerine konulduğunda

bağıntısı elde. edilmektedir.

Bu bağıntıdaki <Ä^BP. sj^* ve (pp^l^0^ değerlerinin elde edilmesi için öncelikle şu değerlerin, hesaplanması gerekmektedir.

$$C^1 / s_d = 10 \times 0.5 = 5$$

$$C^J / a = 4.5 \times 0.3 = 1.35$$

$$C^p / q = 18 \times 0.2 = 3.6$$

Bu değerlerin toplamı 5 + 1.35 + 3.6 = 22.1 değeri olup, prensip olarak % 100'e eşit olmaktadır.

Bu değerleri kullanarak

Bu değerleri kullanarak

$$\hat{c} \cdot \hat{c} \left(\frac{q}{c} \right)^{\hat{c}}$$

formülü uyarınca her-bir bileşen için (groundmass, olivin ve cpx için) $\hat{c}P, \% \hat{c} ve: \hat{c} \hat{c} o$ değerleri şu şekilde hesaplanır..

$$\frac{\% \hat{c}}{\% \hat{c}} = 5 / 22.1 = 0.226 \% \rightarrow 22.6$$

$$f_i / i_{go} = 13.5 / 22.1 = 0.611 \rightarrow 61.1$$

$$\frac{\% \hat{c}}{\% \hat{c}} = 3.6 / 22.1 = 0.163 \rightarrow 16.3$$

Bu Yüer

$(FeOMgD)^{\hat{c}} = (FeQMgO)_s^{\hat{c}} + (FeO/MgO)^{\hat{c}} + (PeQMgO)_{cpx}^{\hat{c}}$ so formülünde yerine konulduğunda $CBeO\%OL^* = (1/10) \cdot X_{0226} - K_{15/45} \cdot X_{0.61} + (4/18) \cdot X_{Öd} = 63 = 0488$ olarak bulunur.

Örnek Problem 6.

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

Bu veriler

$$(CWO^{\hat{c}}usZ^{\hat{c}}OVÖiVIV^1$$

foimlföiide yerine konulduğunda

$$pSr/^{86}Sr_{fc} = \frac{^{87}Sr/^{86}Sr_j \cdot J6Si + (wSry^*Sr)_{fc} \cdot \%ssr}{\%ssr}$$

BÖ formülde $\%ssr$ değerlerinin tamamının toplamı LOO (yani % 100) olduğundan dolayı, yukarıdaki formül aynı zamanda

olarak da ifade edilebilmektedir.

Buradan itibaren

$$\% \hat{c} = \frac{IFSr/^{86}Sr_{fc} - 87S1^{\hat{c}}Sf)U/[P$$

$$f_{\hat{c}} = \frac{0.705 - 0.704}{0.712 - 0.704} = 1/8$$

Bu Yüeri elde ettikten sonra, 1 gr Sr atomundaki ^{86}Sr izotopunun miktarını \hat{c} olarak göz önüne alalım. Bazalt ve kabuksal gnays arasındaki asimilasyon süreci sonucunda ortaya çıkan hibrid bazalttaki kabuksal gnays yüzdesi, f_m olarak alınır, $1-f_m$ değeri ise bazaltın yüzdesini verecektir. Böylece, bu değerlendirilmelerin ışığında

$$V^{\hat{c}} = \frac{100a_{gn}^{\hat{c}}}{100a_{gn}^{\hat{c}} + 86 + \{1 - f_m\} \cdot 400} = 1/8$$

bağıntısı elde edilebilmektedir.

Diğer taraftan, Sr izotop jeokimyasından bilindiğine göre (Faure, 1986), Sr elementini oluşturan izotopların içerisinde bolluk oran 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 olduktan bükmetedir- (Faure, 1986; s. 118). Bu nedenle ^{83}Sr izotopunun miktarı tüm bileşenler için hemen hemen eşit olarak alınabileceğinden., yukarıdaki formülde ihmal edilebilecek bir parametre olarak değerlendirilmektedir..

Böylece, yakandaki formülden itibaren.

$$800 / \hat{c} = 100 / \hat{c} + (1 - \hat{c}) \cdot 400$$

bağıntısı elde edilmektedir.. Buradan itibaren

$$f_{\hat{c}} = 400 / 1100 = 0.364 \rightarrow 36.4$$

$$f_{\hat{c}} = 1 - f_{\hat{c}} = 700 / 1100 = 0.636 \rightarrow 63.3$$

sonucu elde edilmektedir., Diğer Mr deyişle, böyle bir hibrid bazalttaki karışını oranında., iik.se! haza İlik magmanın % 63.6 ve kabuksal gnaysın ise % 36.4 olduğu sunucuna 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, hidrotrenal 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 döke göstermektedir. Magma içerisinde oluşan minerallerin, FC süreci ile magmadan ayrıldıkları anda kimyasal hem de izotopsal olarak denge halinde oldukları kabullenilmektedir (ömeğin, bir bazaltik, eriyik içerisinde kristalleşen bir plajiyoklazın Sr içeriği, magmanın ild kat. fazladır). Bu nedenle, FC sürecinin modelleme denklemlerindeki ana fikir; katı-sıvı ara kesitinde bir denge halinde mevcut olması kabullenmesine 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).

$$d \ln C_L = (D_j - 1) d \ln F$$

Bu formüldeki değerlerden

$$C_L^j = i \text{ elementinin sıvıdaki konsantrasyonu}$$

Dj = Katı-sıvı ayrılma katsayısı (partition coefficient)

F = Kristalleşen mineral fazı yüzdesidir.

Diğer taraftan, herhangi bir kümülât kayacmdaki i mineralinin toplam, mineral-sıvı ayrılma katsayısı olan K_j^i ve kümülâtı oluşturan mineral yüzdeleri, olan /j parametrelerini göz önüne alarak yukarıdaki formül şu şekilde yazılabilmektedir.

$$d \ln Q = S(K_j L) / j d \ln F$$

Bu formül, sabit bir Dj değeri kullanılarak Rayleigh distilasyon formülüne uygulandığında.

şekline dönüşmektedir. Burada

$$F = 1 \text{ olarak alınmaktadır'}$$

C_o^i ve C_L^j değerleri., sırasıyla, kristallerime öncesi İksel magmadaki ve oluşan kristallerin FC süreciyle fraksiyonlanması sonucu geriye kalan, sıvıdaki, i elementinin konsantrasyonu

yonlarını gösterir. D_i değerinin 0.1 ve 5 olması durumunda, bir magmanın FC sürecinin etkisi altında katılaşması sırasında, CL/C_0 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_L değeri

$$C_L = D_i Q_i = D_i C_0 i F_i w$$

formülüyle belirlenir. Magmanın katılaşması sonucu meydana gelen kayacın i elementi için ortalama toplam konsantrasyonu $ortC_{S_i}$ olarak kabul edilirse

$$C_{S_i} = F Q_i + d - RortC_{S_i}$$

$$C_{S_i} = C_r i (1 - F)^d / (1 - F)$$

formülü elde edilmektedir. Diğer taraftan,

$$C_L = Q F_i^*$$

bağıntısını kullanarak,

$$artCV = Q_i (1 - F^*) / [(1 - F) F^*]$$

formülü elde edilir.

Yukarıda belirtilen FC modelleme denklemlerinden $C_L^j = Q_i D_i$ şeklinde gösterilen Rayleigh denklemi, D_i değerlerinin sabit olduğu varsayımına dayanmaktadır. Bu varsayım, Allègre ve diğ. (1977) tarafından ayrıntılı olarak tartışılmıştır. Albarède (1996) belirtildiğine göre, bir kümülat kayacının FC süreci ile katılaşması sırasında gerçekleşen fiziko-kimyasal koşullar

(örneğin kab-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.

$$(O/OX)_i = (D/\bar{O})_i F_i - D_i$$

formülüyle hesaplanmaktadır. 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 magmanın (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,

$$C_{FM}^i = f_d \times c_j + (1 - f_d) \times e_{RL}^i$$

$$Q_{O_i} = (C_{FM}^i - f_d \times c_j) / (1 - f_d)$$

Bu formüllerdeki değerlerden

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

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

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

Bu veriler, % 5 olivin fraksiyonlanması için

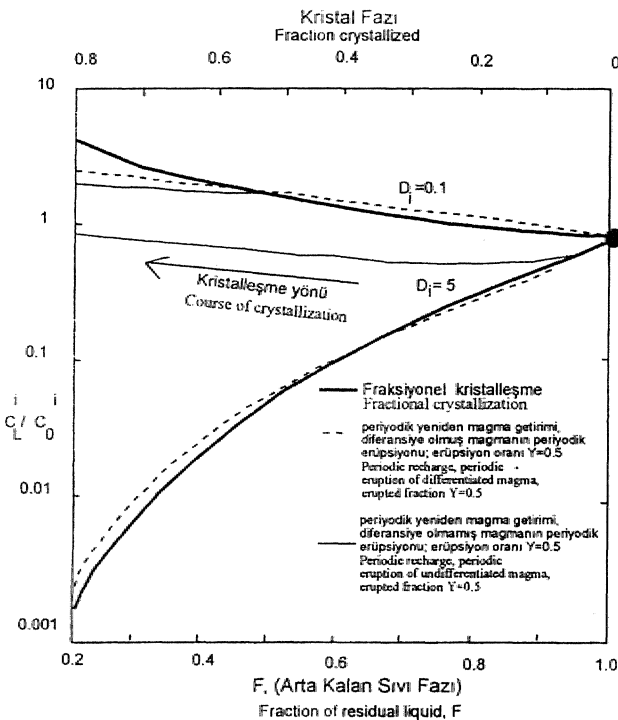
$$OB_{SiO_2} = \langle W \rangle, \text{ } f_{ol}, X_{C_j} / (1 - f_d)$$

formülünde yerine konulduğunda

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

$$C_{RL}^{SiO_2} = 52,25 \text{ bulunur.}$$

Benzer şekilde



Şekil 4. D_i değerinin 0.1 ve 5 olması durumunda, bir magmanın FC sürecinin etkisi altında katılaşması sırasında CL/C_0 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 (fogg) fenokristallerinin ana element bileşimi (Albarède 1996, 6s.).

Ana element oksiti (%)	Mauna Loa 1887	fo_{88}
SiO ₂	51.63	39.90
TiO ₂	1.94	0.00
Al ₂ O ₃	13.12	0.00
FeO	10.80	11.70
MgO	8.53	47.80
CaO	9.97	0.28
Na ₂ O	2.21	0.00
Na ₂ O/TiO ₂	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 (Albaréde 1996, 6s.)*

Ana element oksiti (%)	Mauna Loa 1887	fo ₈₈	f _{ol} =0.05	f _{ol} =0.10	f _{ol} =0.15
SiO ₂	51.63	39.90	52.25	52.93	53.70
TiO ₂	1.94	0.00	2.04	2.16	2.28
Al ₂ O ₃	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 ₂ O	2.21	0.00	2.33	2.46	2.60
Na ₂ O/TiO ₂	1.14		1.14	1.14	1.14

Burada, dikkati, çeken bir nokta, Na ve Ti elementlerinin aynı oranda zenginleşmesinden dolayı tüm fraksiyonlanma değerlerinde Majö/Tiös değerinin sabit olmasıdır.

Örnek Problem 8.

Bir olivin gabro tümkayaç örneği (WR., wholerock) % 40 olivin, (fogs), % 30 diyopsit (di) ve % 30 plajiyoklaz (An_M) minerallerinden oluşmaktadır. Çizelge 5'te verilen mineral bileşimlerinden itibaren tümkayaç bileşimini hesaplayınız.

Çizelge 5. *Bir olivin gabro tümkayaç örneğini oluşturan olivin (fogs), diyopsit (di) ve plajiyoklaz (Angg) minerallerinin ana element bileşimleri (Albaréde 1996., 7s.).*

Ana Element oksiti (%)	fo ₈₅	di	An ₈₀
SiO ₂	40.01	54.69	48.07
Al ₂ O ₃	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 ₂ O	0.00	0.00	2.25

Bu veriler

formülünde yerine konulduğunda
 $CWR^{SiO_2} = 0.4 \times 40.01 + 0.3 \times 54.69 + 0.3 \times 48.07 = 46.83$
 bulunur.

Be problemin çözümü, matris yöntemiyle de gerçekleştirilebilmektedir.

C ^s ₂	40J01	54.69	48.07	46.83
CAEO3	0.00	0.00	33.37	0.01
C _c FeO	1435	3.27	0J00	0.4
C _c MgO	45.64	16.51	0.00	0.3
C ^o ₂	0.00	25.52	16.31	0.3
C ^{wa} ₂	0.00	0J00	2.25	0.68

Örnek Problem 9.

Bir okyanus ortası sırtı bazalt (MÖRB) magmasından % 20lik bir kftmülât kayaca (cum) fraksiyonlandığımda geriye kalan kalıntı eriyiğin (RL) bileşimini hesaplayınız. KümÜlat kayacının mineralojik bileşimi % 20 olivin (fo85), % 30 diyopsit (di) ve % 50 plajiyoklazdan (An80) oluşmaktadır: MÖRB., fo85, di ve An80 kimyasal bileşimleri Çizelge 6'da verilmiştir.

Çizelge 6. *MORB, fogs, di ve AngQ kimyasal bileşimleri (Albaréde 1996., 8s.)*

Ana Element oksiti (%)	MORB	fo85	di	an80
SiO ₂	49.799	40.01	54.69	48.07
Al ₂ O ₃	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 ₂ O	2.61	0.00	0.00	2.25

Bu veriler

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

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_{cum}ⁱ 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, fo₈₅, di ve an₈₀ ile MORB'dan itibaren % 20 FC süreci ile oluşan kümülat kayacının (cum) ve geriye kalan sıvının (RL) kimyasal bileşimleri (Albarède 1996, 8s.)

Ana Element oksitli (%)	MORB	fo ₈₅	di	an ₈₀	cum	RL
SiO ₂	49.79	40.01	54.69	48.07	48.44	50.13
Al ₂ O ₃	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 ₂ 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 M_r kümülat kayacı oluşmuştur. Bu kümülat kayacının mineralojik, bileşimi % 30 olivin, % 20 cpx. ve % 50 plajiyoldazdan oluşmaktadır. Bu kümülat kayacı ile fraksiyonlanma sonucu geriye kalan kalıntı eriyikteki her bir elementin konsantrasyonunu hesaplayınız.

Çizelge 8. Kümülat kayacı 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.

Alta. kalan sıvının konsantrasyonu,

förmülü ile şu şekilde bulunur..

$$C_{RL}^{Ni} = 150 (1-0.5)^{4-7.4} = 65.7 \text{ ppm.}$$

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

$$C_{RL}^{Yb} = 3 (1-0.2)^{2-1} = 3,58 \text{ ppm.}$$

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

Kümülat kayacındaki toplam konsantrasyon ise,

$$C_{RL}^{toplam} = \sum (C_{RL}^i \cdot F^i / (1-F)^i)$$

bağıntısından,

$$C_s^i = 150 [1 - (1-0.2)^{4-1}] / [1 - (1-0.2)] = 487 \text{ ppm.}$$

$$C_{s,s}^* = 100 [1 - (1-0.2)^{1-1}] / [1 - (1-0.2)] = 102 \text{ ppm.}$$

$$C_{s,s}^{**} = 3 [1 - (1-0.2)^{2-1}] / [1 - (1-0.2)] = 0,699 \text{ ppm.}$$

$$C_{s,w}^> = 10 [1 - (1-0.2)^{0-1}] / [1 - (1-0.2)] = 0 \text{ ppm.}$$

şeklinde bulunur.

Buna göre, herhangi bir bazaltik magmanın FC sired etkisi altında, katılaşması durumunda, uyumlu, (compatible) elementlerin konsantrasyonlarındaki değişimler uyumsuz (incompatible) elementlere göre 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 kümülat fraksiyonu (% kaçlık kristalleşme olduğu) ve modal bileşimi hesaplanabilmektedir. a, bileşimli bir ana magmadan itibaren b bileşimi, bir magmanın türemesi durumunda, modelleme çalışmalarında, Rayleigh denkleminin diğer bir alternatifinin Albarède ve Provost. (1977) tarafından test edildiği ve kullanışlı olduğu belirtilmektedir (Albarède, 1996). D_j değerinin sabit olduğu, kabul edilerek

$$\ln(Q/C_0)_i = 2!(K/4)_j \ln(F_p/F_j)$$

formülünü yazmak mümkündür... Bu formüldeki a ve b indisleri sırasıyla, a ve b sıvılarını göstermektedir. Matris çözümü kullanıldığında,, m X n karakterli A matrisi a_j elementi, tarafından

$$A_j = K_j \cdot \mathbf{1}$$

formülüyle tanımlanır. X_j bilinmeyeninin n-vektör X değeri

$$X_j = \ln(C_j/F_j) / \ln(C_0/F_0)$$

ve y_i verisinin m-vektör Y değeri ise

$$y_i = \ln(C_i/C_0)$$

formülüyle tanımlanır (Albarède, 1996)., Bu verilerde mon koşulları, mevcut olduğundan,, matris denklemi

$$y = Ax$$

bağıntısı en küçük kareler çözümü şeklinde de değerlendirilebilir ve böylece

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

formülü elde edilebilir., Diğer taraftan,, a ve b sıvılarının fraksiyonlanma, derecelerini gösteren F_p / F_a değeri ise

$$F_p / F_a = \exp(\sum y_j / x_j)$$

formülüyle tekrar elde edilebilir.

Örnek Problem 11.

örnek problem. 10'da verilen, verileri kullanarak, problemi teisinde» çözümlü.

.Problem 10'da verilen değerler.,

$$y_s = 1B(C_g i/Q)$$

denklemleri kullanılarak ilksel ve kalıntı sıvıların konsantrasyonları için y vektörü, aşağıdaki şekilde elde edilmiştir.

$$y = \begin{matrix} \ln(65.7/150) & -0.826 \\ \ln(99.6/100) & = & 4XÖÖ4 \\ \ln(3,58/3) & 0.1.768 \\ \ln(12.5/10) & 0.223 \end{matrix}$$

$$A_{ij} = K/-1$$

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 a ara evreler olan

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

$$x = (ATA)^{-1}ATy = \begin{matrix} -0.06694 \\ -0.04463 \\ -0.1116 \end{matrix}$$

değerleri elde edildikten sonra, sonuç çözüm

denklemleri kullanılarak elde edilir... Böylece

$F_p / F_a = e^{-\alpha} = 0.463$; $\alpha = 0.8$ değeri elde edilmiş olur.

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

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 kümülat. % 20'lik bir fraksiyonlanmaya uğradığı ve kümülat kayacını meydana getiren bileşenlerin, ise % 30 olivin, % 20 cpx ve % 50 plajiyodan oluştuğu sonucu elde edilir.

Asimilasyon-Fraksiyonel kristalleşme (AFC)

Herhangi, bir magmanın katılması sırasında, yan kayacın özümseyerek, ilksel, bileşimini değiştirmesi. ve bu sırada ka-

tılmış olan bazı minerallerin magmadan ayrılmasının etkilerini birlikte inceleyen, bir süreçtir. Böylece» magmanın katılması sırasında hem asimilasyon, hem de fraksiyonel kristalleşme süreçlerinin birlikte etkin olduğu durumlar (AFC) be. çalışma ile modellenenilmektedir (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 Allègre ve Minster (1978), Taylor (1998), 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 modellemesi çalışmalarıyla yaygınlaşmıştır.

Prinsip olarak, AFC modelleme denklemlerinin özü FC modellemesine benzemekle birlikte, aradaki tek fark, FC sırasında, aynı zamanda, belli miktarda katılın asimile (A) edilerek magmaya, katılması ve bileşimin değiştirilmesidir. Yukarıda tanımlanan diğer modelleme formüllerinde kullanılan parametrelere ilave olarak» asimile edilen malzemeyi göstermek üzere "a" indisi kullanılacaktır. Asimile edilen yan kayadaki elementinin konsantrasyonu olan C/ değeri sabit olarak değerlendirildiğinde, kütlelerin korunumu (mass balance) kanunu, gereğince;

$$dM_L = dM_j - dM_a \text{ (toplam malzeme)}$$

$$dM_i = dM_i^L - dM_i^M \text{ (i elementi)}$$

formülleri yazılabilmektedir. Diğer taraftan, Di ayrılma katsayısına (partition coefficient) sahip katı-sıvı denge fraksiyonlanması gözönüne alındığında

$$(dM_i/dM_L) = D_i (dM_i^M/dM_L)$$

formülü yazılabilmektedir. Ayrıca,, yukarıda verilen formüller birbirlerine bölüldüğünde,

$$(dM_i^L/dM_L) = (dM_i^M - dM_i^*) / (dM_L - dM_J)$$

ve daha sonra da

$$(dM_i^L/dM_L) = [(dM_i^M/dM_J) (dM_L/dM_J) - (dM_i^M/dM_L) (dM_L/dM_J)] / [(dM_L/dM_J) - (dM_J/dM_L)]$$

formülü elde edilir..

Asimilasyon ve kristalizasyon oranı olan r değeri.

$$r = dM_L / dM_J$$

formülü ile tanımlanır.. Bu şekilde tanımlanan r parametresi yukarıdaki formüllerde yerine konulduğunda formülü ile tanımlanır. Bu formüle» M_a =magma tarafından asimile edilen katı miktarı, M_m =Magma içinde kristalleşen ve FC süreci ile ayrılan katı malzeme miktarı. Bu şekilde tanımlanan r parametresi yukarıdaki formüllerde yerine konulduğunda

$$(dM_i^L/dM_L) = [(dM_i^M/dM_J) (r/(r-1)) - mM_i^M / (M_L (1/r-1))]$$

formülde elde edilir. Bu formül.

$$dM_L / dM_L$$

değeri ile çarpıldığında

$$1) (dM_L^L/dM_L) (M_L^L/M_L^L) - D_i [(dM_L^M/dM_L) (1/r-1)]$$

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

$dC_L VC_L^* = [(C_a VC_L) (r/r-1) (d : M_L/M_0)] - (dM_L) f(D/r4) + 1]$
denklemleri bulunur. İlksel magma miktarı olan M_0 değerine göre bağıl olarak geriye kalan kalıntı eriyiğinin miktarı olan F değeri ise

$$F = M_L/M_0$$

bağıntısı ile elde edilmektedir. Böylece,, E değeri, yukarıda M formülde yerine, konulduğunda

$$dC_L = Q[(r/r-1) (dF/F)] - [(r+D_i) y(r-1)] QCdF/F$$

bağıntısına, ulaşılır. Bu bağıntı kendi içinde- yeniden düzenlendiğinde,

$$dC^{\wedge} teQ^* [r/r-1)(dF/F)] - [(r+D_i) l/(r-1)] CJ (dF/F)$$

formülü elde- edilmiş olur.. Bu eşitlikteki

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

değeri. Z_i olarak tanımlanırsa, yani diğer bir deyişle

$$Z_s = (r+D_i) l/(r-1) = 1 - (D_i) l - r$$

değeri elde edilir,. Bu denklem .ise integral durumunda ifade edildiğinde

$$d \text{ fol} \{ C M r f Z_i G r - l \} Q \} = d \ln F - Z,$$

formülü elde- edilmiş olur..

Şu ana kadar sabit parametrelere ilişkin herhangi bir varsayım ileri sürülmemiştir. Eğer bir magma içerisinde FC süreci ile dibe¹ çöken .mineral miktarı, aynı magma tarafından asimile edilen malzemenin miktarı ile orantılı ise r parametresi sabit olmaktadır. İlk-el sıvı durumunda $F=1$, diğer bir deyişle $CJ=Cy$ iken,

$$C^{\wedge} r / Z / r - 1 \} Q H C o M r / Z, (r-1) C J \} F^{\wedge} l$$

şeklinde ifade edilebildiği gibi,

$$C_L V Q f e i P^{\wedge} [r y Z_i (r-1)] (C. V Q i X l - F - z)$$

şeklinde de yazılabilmektedir.. Bu denklemin daha açık yazımı durumunda ise

$$Q. V C o t e F 0^{\wedge} - 1 + . [(r / r + D_i) X Q C . *] (1 - F C D / i - r M)$$

.halinede gelir.. Bu formülde

$$a = (1-r) - 1$$

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

ACF formülüne eşittir.

Yukarıdaki formüllerde verilen parametrelerin bazı kombinasyonları, normal fraksiyonlanma trendlerinin tersinin, elde edilebilirler. Örneğin bazı kritik r değerleri için (r_e) sabit Q^* değeri elde edilebilir ki, bu durumda, F^{*2} - parametresi ihmal edilebilir.. Bu durumda

$$l = [r / (r_c + D_i)] (C_a VC_o) i$$

veya

$$r M l - T W U C j l C J$$

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 İki izotopu için il ve İ2 indisleri kullanılm ve ayrıca bu izotopların ayırılma katsayıları (D^{\wedge} , r ve Z^+ değerlerinin de birbirlerine eşit olduklarını kabullenelim. Bu durumda

formülü, il izotopuna karşılık, gelen denklem tarafmd.au 12 izotopu, için bölündüğünde,

denklemleri elde edilir. Diğer taraftan »bu, denklemin sol tarafını C_L^{i1} ve sağ tarafını ise C_o^a değerlerine böldüğümüzde J

veya

<

denklemleri elde- edilmiş olur.

Bu formüllerin sağ tarafındaki fraksiyon için ortaya çıkan en uç konsantrasyon değerlerinden sıfır (0) değeri tanımlanmış bir eriyiği gösterirken; bir (1) değeri ise herhangi bir kirlenmenin gerçekleşmediğini gösterir. Bu ilişkiler,, AFC modellemesinde şöyle tanımlanabilecek basit, bir davranış sergiler: $(C^{\wedge} / C^{i1})^{\wedge}$ 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, Briquet ve Lancelot (1979) tarafından nümerik 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^{\wedge} / O^{\wedge} değerinin $1/C_L^0$ değerine karşı işlendiği diyagramdaki AFC sffalanm.assmm kesişim noktasından ve/veya eğiminden itibaren elde edilebilmektedir.

formülünden $1/Q^1$ değeri çıkarılırsa, $S.J^2$ eğimi

$$S_{i1} a = l \{ C i 2 / C^{\wedge} \} a C^E / C^{\wedge} J | r / r + D_i \} \wedge$$

formülü halinde ifade edilebilir. Bu formül, sağ taraftaki son terimin paydası ile çarpıldığında,

veya

$$\wedge (D r i y C Q V Q i - l - K C a / C i a - C C i V O i \wedge Q i / S H \wedge U)$$

Formülleri elde edilir¹.

$(C^{\wedge} / C^{i1})_L$ değerinin $1/C_L^{41}$ değerine karşı işlendiği diyagramda,, kirlenme ve ilksel magma arasındaki karışma çizgisinin S_m eğim değeri

$$S_m = [(C T O^{\wedge} V (C B / \wedge i) J / [(1 - C_o^{\wedge}) - (1 / C_a i i)]$$

Formülüyle bulunur, r değeri ise

Formülüyle hesaplanılır.. Bu r değeri, aynı zamanda,, yukarı-

daki $(C^2/C^{11})L$ değerinin $1/C_L^{10}$ değerine karşı işlendiği diyagramda AFC. sıralanmasının I^{\wedge} keşişiminden de elde edilmektedir ki, bu durumda

$$r = \frac{C_0^{11} [i_1^{12} - (C^2/C^{11})_0] (D_i - 1)}{[i_1^{12} - (C^2/C^{11})_a] - C_0^{11} [C_a^{11} i_1^{12} - (C^2/C^{11})_0]}$$

formülüne sahip olmaktadır.

Örnek Problem 12.

» Sr^r/Sr ilksel oranı 0.703 olan bir bazaltik magmadan itibaren ayrılma 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, « Sr^r/Sr ilksel oranı 0.712 ve normalleştirilmiş Sr konsantrasyonu $C_a^{Sr}/C_0^{Sr} = 5C_L^{Sr}/Q^{Sr}$ olan. bir yan kayacı, asimile (A) etmiştir. Böylece, AFC sürecinden etkilenen, by magm.anin C_i/C_0 , normalleştirilmiş Sr konsantrasyonunu hesaplayınız.

Problemin çözümünde öncelikle F (arta kalan kalıntı eriyik fazı) ve r değerleri hesaplanarak, belli $C^{\wedge}I/CJ$ değerlerine karşılık gelen eş konsantrasyon eğrileri F ve r parametrelerine göre çizilmiştir¹ (Şekil 5). Diğer taraftan,

$$r_c = (1 - D_a y_i) - (Q/Q)$$

formülü uyarınca

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

değeri bulunur.

İzotopik sonuçlar

$$QVQME_{\text{h}}[yZ, (r-D)](C.VCyXI-I^{\wedge}i)$$

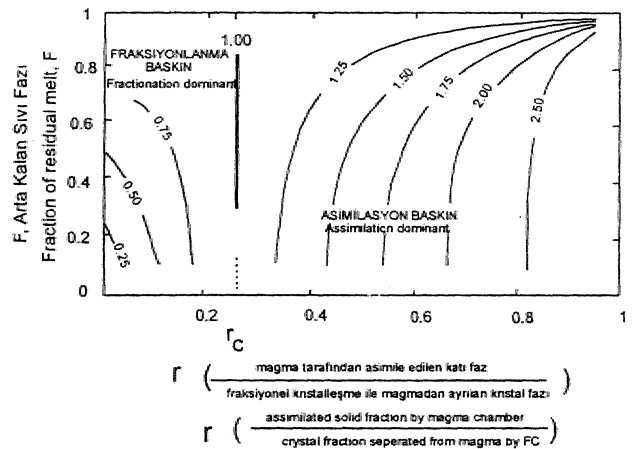
ve

$$(C_i^2/C_i^1)_L = (O_2/O_1)a + [(C^2/C^1)_a - (C_i^2/C^1)_a] \frac{1}{1 - (D_i/r - D_i)}$$

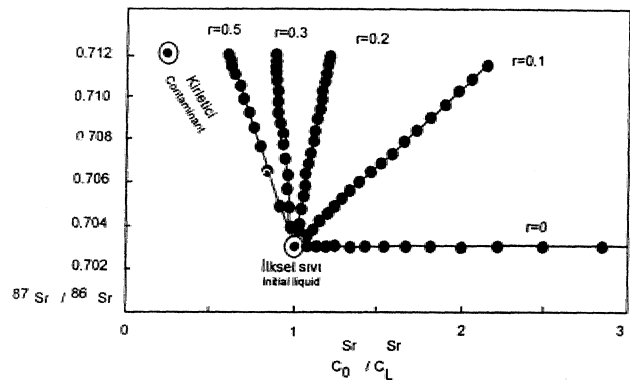
• $(C_i^2/C_i^1)_L = (1 - (r/r + D_i)) (C_j^2/C_j^1)$ formüllerinden itibaren hesaplanmış olup Şekil 5'de verilmiştir. Bu şekilden-de görüleceği, gibi, r parametresi kritik r değeri olan r_c değerini aştığı andan, itibaren» sistem FC sürecinden ziyade A sürecinin daha etkin olduğu bölgeye kaymaktadır (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. Ada, 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 Albaiede F. 1977.. Systematic: use of trace elements in. Igneous processes.. Part 1 :: Fractional crystallization. processes in. volcanic suites. Contr. Mineral. Petrol.» 60, 57-76.
- Allègre, C.J. and Minster, J.F. 1978. Qualitative models of trace element behavior in magmatic processes. Earth Planet. Sei. Lett. 35, 1-25.



Şekil 5. Ayrılanma katsayısı (partition coefficient) D_i değeri 2 ve C_a^{Sr}/C_j değeri 5 olan bir sistemin AFC modellemesi. "a" indisi kirleticiyi göstermektedir, r parametresi $r = dM_i/dM_j$ formülünden hesaplanmıştır, r parametresinin kritik değeri olan r_c parametresi ise $r_c = (1 - D_i) / (C_j/C_i)$ formülünden hesaplanmıştır. Eğriler üzerindeki rakamlar ise $C_j^{*}r_c^i$ değerlerini göstermektedir (Albarède, 1996; Şekil 9:9, sJ09).



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

- Bowen, M.L. (1956). The Evolution of the Igneous-Rocks» Dover.,
- Briqeyiç, L. and Lancelot, J.R.. (1979).. Rb-Sr systematic mü cnstal contamination .models for calc-alkaline igneous rocks.. Earth Pia-

- met. Sci. Letters, 43» 385-96»
- COK, K.G., Bell, J.D., and Pankhurst, R.J., 1984 The Intepcetatio of Igneous Rocks. London: George Allen and Unwin, 450 p.
- DePaolo, D.J. 1981. Trace elememi am isotopic effects of combined waUioc assimilation and fractional crystallisation. Earth Planet. Sei. Lett. 53,189-202.
- Didier, J. and Barbarin, B. (eds.), 1991a. Enclaves and Granite Petrology: Developments im Petrology, 13, Elsevier, Amsterdam, 625 p.
- Didier, I. and Barbarin» B. (eds.), 1991b., The different types of enclaves in granites-Nomenclature: la Didier, J. and Barbatan» B. (eds.), Enclaves and Granite Petrology, Developments in Petrology, 13, Elsevier, 19-24,
- Fame, G. (1986). Principles of Isotope Geology. New York: John Wiley.
- Fernandez» A.N. and Barbarin, B. 1991. Relative ihology of coeval mafic and. feisic magmas: Nature of resulting interaction processes. Shape and mineral fabrics of mafic imcrogranidar enclaves: In: Didier, I. and Barbarin, B. (eds). Enclaves and Granite Petrology.: Developments in. Petrology, 13, Elsevier, 263-275.
- Heck,, R J. and Criss, R,E, (198.5). Strontium and oxygen isotopic variations, in Mesozoic and. Tertiary pillions of Central Idaho.. Contrih. Mineral. Petrol., 90, 291-308.
- Gast, P.W. (1968). Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkalime magma types., Geochim.Cosmocfaim.Acta, 32,, 1057-86..
- Greenland, L.P. (1970). An équation, for trace element disobutkm 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, Com-put, Geosd., 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.
- Hibbad, M.J., 1995. Petrography to Pelrogemesis. Piemtice Hall. 587 pp.
- Jiitean, M., Michard, A. and Albaréde» F. (1.986). Tie Fb-Sr-Nd isotope: geochemistry of some- .recent circum-Medi.tenraneara. granites. Comtrib. Mineral., Petrol., 92,331-40..
- Langmm» GH., Vocke, R.JX, Hanson, G.N., and Hut, SÄ. (1978). A general mixing, equation with applications to Icelandic basalts. Earth Planet Sei. Letters, 37,380-92.
- Maalque.S. 1985. Igneous Petrology., Berlin: Springer-Verlag, 374 pp..
- MuKtovani, M..SM. 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, RJE, 1981. Geochemical evolution, in an advancing, periodically replenished, periodically tapped, continuously fractioned magma chamber. IGeol. Soc. Land. 138,237-77.
- Powell, R. 1984'. Inversion of the assimilation, and. fractional crystallisation (AFC) equations: suites. J. Geol. Soc. Load. 141,447-52.
- Rollinson, H.R. 1993'. using Geochemical Data: Evohtation, Presentation, Interpretation. John Wiley Sons. Inc. 352 pp.
- Schilling,, J. G. and Winchester ,, J.W., (1967). Rare-earth fractkmaton and. magmatic: processes. In Mantles OF Earth and. Terrestrial Planets, ed., S.K. Runcom, pp. 267-83. New York: Intersceiioe.
- . Shaw, D.M. (1970). Trace element, fiacttonation during anatexis. Geocfeim. Cosmochim. Ada, 34,237-43.
- Sparks, RJSJ., Hoppert, ILE. and Turner' J.S. 1984, 'The fluid dynamics of evolving magma chambers. Phil Trans R. Soc. Loud. A310,511-34.
- Steiger, R.H., and Wasserburg,, G'J., (1966)., Systematics in the PtP⁸⁸-Th²³² Fb²³⁷.u²³⁵S, and W⁶-U²³⁸ systems., J. Geophys.. Res., 71, 6065-90.
- Taylor, R.H., Jr. (1980). Trie effects of assimilation, of country rocks by magmas on ¹⁸O/¹⁶O and ^Sr/^Sr systematics. Earth Planet. Sei. Letters, 47,243-64.
- Taylor, H.P., Jr. and Sheppard, S.M.R (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 JR. O'Neil, pp, 227-71, Washington: Mineral. Soc. Amer.
- Turner, JJS. and Campelt, IIL 1986. Gonvection and, mixing in -magma chambers. Earth Sei. Rew., 23,255-352.
- Vollmer, R. {1976). Rb-Sr and U-Tli-Pb systematics of alkaline rocks: the alkaline rocks from Italy, Geochim. Cosmochim. Acte, 40, 283-95.
- Wilson, M. (1989). Igneous Petrogeaesis.. Oxford University Press., 466pp.
- Wood,, B.J. ani D.G. Fraser 1976. Elementary thermodynamics for geologists. Oxford; Oxford. University Press..
- Wright» T.L., aid Doherty P.C. 1970. A linear programming and least squares computer method for solving petralogjc mixing, problems. BidL Geol. Soc. Amer., 81,1995-2008.
- Yilmaz,, S. and Boztuğ, D., 1994. Grankpyid Petrojeneände Magma MmgIng/Mmag Kavrami.. Jeoloji Mühendisliği, 44-45,1-20.