地信网论坛
BBS.35001.COM

第一章 绪 论

一、微量元素的基本概念

应用于岩石学研究中的微量元素又称为痕量元素或痕迹元素，顾名思义，它是指存在于岩石圈内和天体岩石中含量极少的那一类元素。微量元素是一个时代的名词术语。最早，克拉克（1904）在确定地质样品中元素丰度时，将其中尚能检测出、但不能定量或半定量测定出含量的元素（一般小于0.1%）称为痕量元素（Trace element）。后来，Gast（1968）将微量元素定义为不作体系内任何相主要组分存在的非化学计量的分散元素，即该元素既不能独立形成某种矿物相，也不是某矿物相的主要组成部分。微量元素的分散性和含量低的性质具有相对的含义。如在超基性岩中，常认为属常量元素的K和Na就可作为微量元素。而在花岗岩中锆的含量仅有万分之一，但是，若我们研究的样品中存在有锆英石矿物相，则锆在该岩石中不应作为微量元素。同样的道理，若研究含有众多稀土矿物的岩石的稀土分配型式，则需加小心。所以说仅根据含量来划分微量元素是不确切的。在此，有必要根据物理化学的溶液理论来科学的定义它：微量元素即指在研究的地质相中含量低到可以近似地用稀溶液定律来描述其行为的元素。由于含量低，所以它在样品中的丰度常用10^{-6}和10^{-9}作为其单位。

微量元素的概念不同于稀有元素。尽管在含量极少这一点上是共同的，但前者还强调分散性，以致不能形成以它为主要组成的相；后者可以说是一个经济地质术语，它可以形成独立的矿物相。

岩石中的微量元素以多种方式存在。最主要的是呈类质同象占据矿物晶格内晶体化学性质相近的其它元素的位置；其次是保存在快速固结和冷凝的火山玻璃和气-液包体中；第三是吸附在矿物的表面或以杂质的形式存在于矿物晶体缺陷的间隙内。后者中的微量元素往往与晶体的性质和主要组成没有直接的联系，但在岩石学研究中的影响不可低估。

二、岩石学中微量元素研究现状

岩石学领域中微量元素的研究主要是通过对岩石和造岩矿物中微量元素含量、分布、组合及迁移、变化的特征来划分岩石类型，分析岩石形成的物理-化学条件和构造背景，探讨岩石或岩浆的形成机理和演化规律。如化学成分相近的大洋拉斑玄武岩和碱性玄武岩之间微量元素Rb、Ba和Sr的丰度相差两个数量级。久野久(1954)曾提出，可利用日本火山岩中微量元素的特征来划分日本列岛的岩区并讨论相应的大地构造背景，后来的研究也证实了该预言的正确性。不仅如此，微量元素还常用于变质岩原岩恢复和变质条件的研究。因为事实表明，同一原岩在经绿片岩相、角闪岩相直至麻粒岩相的变质作用后，其稀土元素的丰度虽有所改变，

地信网论坛
BBS.3S001.COM

但稀土元素的分配型式一般不发生变化。重要的是，微量元素在岩石学中的应用是以物理化学理论为基础的，所以它有着更广阔的前景。

微量元素在岩石学中的应用可分为三个阶段：第一阶段为本世纪50年代以前，此期间主要是获得微量元素在各种岩石中的丰度、分布等数据，应用了有关晶体化学的理论（原子或离子半径、电负性、电价、电离势和键型等），所测定的数据仅是半定量的精度。第二阶段为70年代前后，微量元素的研究有了飞速的发展，其主要的原因是近代分析技术的应用和基础科学理论的渗透；高温、高压实验可以对微量元素在地幔和地壳条件下的行为进行模拟；计算技术的应用等。Hart等（1978）撰写的《火成岩石学中的微量元素》专著，则是这方面研究的集中代表，反映了当时这一领域的最高研究水平。80年代以来应属第三阶段，人们除了继续探讨岩石学研究中微量元素的规律性和热力学行为外，更注重于研究热动力学条件对微量元素动态行为的制约，探索在一定的地球动力学因素影响下微量元素迁移的规律性，揭示微量元素的地质载体与周围环境之间的实质性关系。

三、岩石学研究中微量元素的划分

在岩石学研究中，人们往往习惯将众多的微量元素划分为不同的元素组（表1-1）。然

表1-1 岩石学研究中微量元素的划分

元素组名称	缩写	划分依据	元素
过渡元素	TE	周期表第一过渡族	Sc Ti V Cr Mn Fe Co Ni Cu
稀土元素	REE	La系+Y	La Ce Pr Nd (Pm)Sm Eu Gd Tb Dy Ho Y Er Tm Yb Lu
亲石元素	LE		
大离子亲石元素	LIL	离子半径大	K Rb Cs Sr Ba Tl
放射性生热元素	RHE	放射性蜕变生热	K U Th
活动性元素	ME	$z/r<3$	K Rb Sr
非活动性元素	IME	$z/r>3$	Nb Ta Zr Hf P Y
不相容元素	ICE	$D^i<1$	HREE Zr Hf
亲岩浆元素	M	$D^i<1$	Ta Th La Ce
过亲岩浆元素	H	$D^i<0.2-0.5$	Cr Ni Co等
相容元素	CE	$D^i>1$	
同位素			

注：z为阳离子电价，r为离子半径。

而，这些划分是非经典的，仅是一种相对归并，并无统一的划分标准。表中前三类元素组是根据元素的晶体化学和地球化学性质确定的，而相容和不相容元素则是根据元素在地幔-玄武质熔体间的分配系数(D^i)值来划分的。这里尤其值得指出的是，本书的“微量元素”术语有广义和狭义之分。广义的概念是泛指含量极少的元素，根据这一认识，表1-1中所列的同位素（除氧外）实际上也属微量元素范畴，只不过由于研究的方法、途径和目的不同而有别于其他微量元素而已。狭义的微量元素是指除稀土元素和同位素以外的元素，它包括过渡族元素、亲石元素等，本书第五章涉及的微量元素即指此。需要强调的是，严格地将某一元素划归为某一元素组是不可取的。如元素K，在花岗岩中虽说是常量元素，在玄武岩中可作为微量元素。此时，该元素可以是大离子亲石元素，也可属放射性生热元素，还可属不相容元素，选择K作什么元素组来讨论岩石学问题需视研究的目的而定。随着测试技术的进步，岩

地信网论坛
BBS.3S001.COM

石学研究中涉及的微量元素种类日益增多。近年来，有人就对深海拉斑玄武岩中的惰性气体元素和第二过渡族元素进行了系统的测定，借以讨论岩石成因。看来，在岩石学研究中，人们除了利用某一二个元素的行为进行讨论外，更注重一组元素的信息。

1．第一过渡族元素

Allégre等（1973）在研究了地球上主要岩石过渡族元素球粒陨石标准化的分配型式后发现，从超基性的橄榄岩到酸性花岗岩，其分配型式更趋“W”的形状（图1-1）。从此图可知，地幔岩石的分配曲线趋于平缓，经地幔岩派生的岩石的分配曲线则趋于“W”形，且岩石愈酸性“W”形愈明显。更有意义的是，人们还注意到分异程度与“W”形明显程度的关系，据研究，同源的岩石其分异程度愈强者“W”形也愈明显。

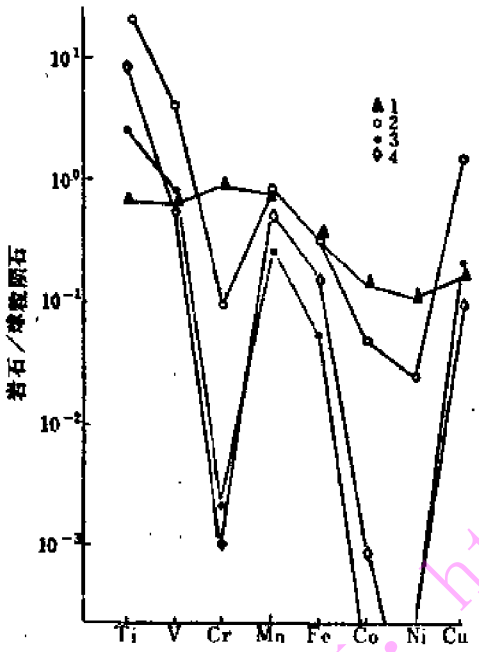


图1-1　不同火成岩中过渡族元素球粒陨石标准化的分配型式

1．超基性岩；2．玄武岩；3．正长岩；4．花岗岩

（据Allégre等，1973）

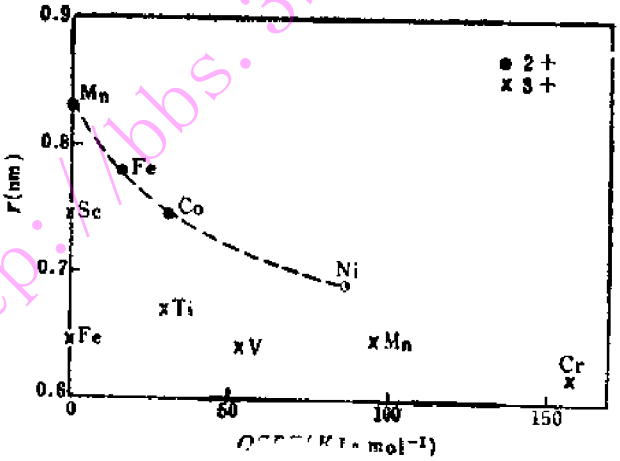


图1-2　二价和三价过渡金属阳离子半径与八面体择位能关系

（据Henderson，1982）

图1-1表明，由地幔岩派生的岩石相对于球粒陨石来说均具不同程度的Ti正异常和Cr、Ni负异常，而地幔岩及其类似岩石不具这一特征。这是因为Cr、Ni易保留在地幔矿物相（橄榄石、辉石）之中的缘故。

过渡族元素具有一些特殊的地球化学性质。如Ni^{2+}的电负性较大，本应在晚结晶的矿物中集中，但事实是易在最早晶出的橄榄石中富集，究其原因则需用晶体场理论来解释。晶体场理论告诉我们：晶体结构中每一个离子都处于一个结晶场之中，该结晶场又称为配位体场，每一种元素的离子在八面体或四面体配位环境中的稳定化能，即晶体场稳定能（$CFSE$），是可以计算的。如Cr^{3+}的八面体晶体场稳定能为224.7kJ，Ni^{2+}为122.2kJ，四面体晶体场稳定能分别为66.9kJ和36.0kJ，两者的差称为八面体择位能（$OSPE$），Cr^{3+}的择位能为157.8kJ，Ni^{3+}的为86.2kJ，这一能量差促使离子优先进入八面体位置，差值越大（$OSPE$值大）进入八面体的优先性越高。对于岩浆的结晶作用而言，Ni^{2+}和Cr^{3+}则易从以四面体为主的

地信网论坛
BBS.3S001.COM

熔浆中进入早结晶的八面体配位的辉石、橄榄石中（图1-2）。

2．稀土元素

稀土元素是镧系元素和钇的总称，共16个元素，它们属周期表的ⅢB族。

稀土元素为典型的亲石元素，但由于其原子结构、化学性质、晶体化学性质极相似而密切共生，且在岩石学研究中常作为一个元素组来使用，故将该组元素单列划分。通常又将稀土元素划分为两组，有时为研究方便分成三组，其具体分法如下：

铈组（轻稀土LREE）　　钇组（重稀土HREE）

La Ce Pr Nd Pm Sm Eu GdTb Dy Ho Er Tm Yb Lu Y

铈组（轻稀土）　铕组（中稀土）　钇组（重稀土）

稀土总量在各类岩石中的含量见表1-2。

表1-2　稀土总量在各类岩石中的含量（w_B%）

碱性岩	0.021
花岗岩	0.025
中性岩	0.018
基性岩	0.0085
超基性岩	0.00045
地壳中的克拉克值	0.0158

注：数据转引自陈德潜（1982），除注明者外，均为三价氧化物的质量百分比。

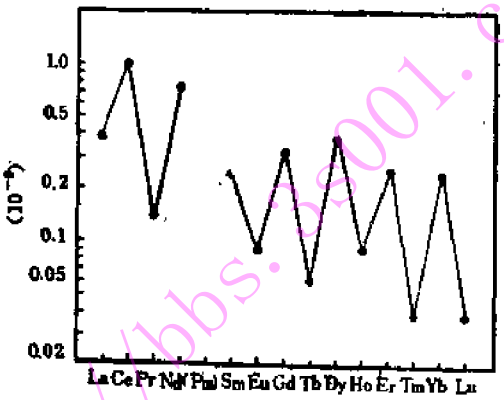


图1-3　Leedy球粒陨石中稀土元素的丰度（据松井等，1979）

在自然条件下稀土元素多呈正三价，其中Eu、Y可还原为正二价，而Ce则能氧化为正四价。

稀土元素在地质相中的分布量也遵循“奇偶效应”这一经验规律，即偶数原子序数的镧系元素和钇的丰度较之相邻的奇数原子序数的元素的丰度高，如Leedy球粒陨石（图1-3）。出现这种情况是因为前者常具多种稳定同位素而后者仅具一种稳定同位素的缘故。图中的丰度折线在Pm处中断，显然这一元素在自然界是不存在的。此外，从元素La到Lu随原子序数的增大，三价镧系元素的离子半径逐渐减小，这就是“镧系收缩”原理。其原因是原子序数增大，则原子核对外层电子吸引力逐渐增强，以致使离子半径减小。由于上述原因，也使稀土元素的碱性程度从La到Lu是逐渐降低的。

3．亲石元素

这是一大类造岩元素的总称，它们主要富集在岩石圈，特别是地壳之中。依据其性质和习惯用法可对该类元素作进一步的划分：

（1）大离子亲石元素（LIL large-ion lithophile element）

该组元素包括K、Rb、Cs、Sr、Ba、Tl等，在周期表中分别位于ⅠA族、ⅡA和ⅢA族位置。它们在各类岩石中的平均丰度见表1-3。

在岩石学研究中，它们有时联合起来使用，有时则利用元素对的比值来分析岩石成因。如Rb、Tl的离子半径比K大，在岩浆作用的晚期它们的富集程度较之K强烈，因此K/Rb比

地信网论坛
BBS.35001.COM

表1-3 钾、铷、铯、锶、钡、铊在各类表石中的丰度(10^{-6})

岩石类型	K	Rb	Cs	Sr	Ba	Tl
地壳中的克拉克值	500	150	30	40	0.05	
超基性岩	300	2	0.1	27	1	0.01
辉长岩	8300	45	1	440	300	0.2
闪长岩	23000	100	2	800	650	0.6
花岗岩	33400	300	5	300	830	1 5
碱性岩	48000	190	6 8			

注：数据主要取自Виноградов。

值和K/Tl比值对确定岩浆的演化性质具有一定的指示意义。同时，Rb/Tl比值还可作同源岩浆判别的重要参数，因为在同源岩浆成因的矿物中Rb/Tl比值是恒定的。该比值不取决于矿物的类型和形成次序，而只与岩浆的初始Rb、Tl含量有关。此外，利用K/Rb等比值还可区分不同的岩石类型，如地幔岩石的K/Rb比值为710，酸性岩和碳质球粒陨石为200，而玄武岩的K/Rb比值变化范围较大。有意思的是，由原始玄武岩浆经结晶分异作用形成的岩石虽然含K量与母体不同，但K/Rb比值却没有什么变化，这表明辉石、斜长石和橄榄石的分离结晶不改变K/Rb比值。但角闪石是使K/Rb比值发生变化的矿物。为此Gast（1968）根据K/Rb比值资料计算结果提出：大洋拉斑玄武岩转变为碱性玄武岩不可能是由分离结晶作用产生，不然应有90%的角闪石结晶出来。

（2）放射性生热元素（radiogenic product-heat element）

该组元素包括K、U、Th三种元素。这里的K是指钾的放射性同位素^{40}K，它也具有蜕变生热的性质。^{40}K仅占地质相内钾总量的极小部分，只是这里是用钾的丰度（包括^{40}K）来描述^{40}K的。铀和钍也为典型的亲石元素，两者在自然界均以四价氧化态存在，而且有相近的离子半径（$U^{4+}=0.105nm$，$Th^{4+}=0.110nm$），故能广泛地相互代换，这就解释了两者地球化学上的共聚性。铀和钍在各类岩浆岩中的丰度见表1-4。

表1-4 铀和钍在各类岩石中的丰度

岩石类型	U(10^{-6})	Th(10^{-6})	Th/U
地壳中的克拉克值	2.6	13	5
超基性岩	0.3	0.5	1.7
基性岩	0.9	3	3
中性岩	1.3	7	5.4
酸性岩	3.5	18	5.1
碱性岩	1.5	17～35	11～23

注：数据引自Войтеович(1970)。

铀和钍在球粒陨石中的丰度分别为1×10^{-8}和4×10^{-8}，这些值可作为铀、钍在地幔中低丰度的标志。在部分熔融和分离结晶过程中，铀和钍浓集于液相中。通常花岗质岩石较玄武质岩石富集铀和钍，后者较地慢岩富集铀和钍。此外，研究认为，铀在酸性岩中丰度较高，而钍在碱性岩中较富集，这说明铀与硅关系密切，钍与钾的亲合力强。再者，铀在氧化态还可呈正六价而具迁移性。两者的地球化学差异使得铀和钍在一定条件下发生分离。尽管如此，同源演化的岩石的Th/U比值仍保持相对固定。故利用K、U、Th丰度及其两者的比值不仅可划分岩石类型，而且可以为讨论岩石成因提供信息。此外，K、U、Th的丰度对于研究地质体所处的热状态是有意义的。

（3）非活动性元素（immobile element）

该组元素是对应于活动性元素（mobile element）提出来的，主要指Nb、Ta、Zr、Hf、P等元素。顾名思义，活动性元素是指易溶于流体相且易被流体携带运移的元素，主要

地信网论坛
BBS.3S001.COM

指K、Rb、Sr、Ba等，也即前面提到的大离子亲石元素。而“非活动性”当然是指不易溶于流体相并且不被其携带的意思。两者的划分用z/r比值确定，z/r是$\frac{2z\ e}{r}$的简单表达形式，（e为在一个电子上的电荷），此式表达了与氧结合的离子键的结合能力，其中z为离子正价态的电价数（离子位），r为离子半径，即离子作用的范围（离子场）。

$z/r>3$的元素为非活动性元素，具高的离子位（Ionic potential）和小的离子场（Ionic fieldstrength），如Zr、Hf、Nb、Ta、P等，又称为高场强元素(HFS)。

$z/r<3$的元素为活动性元素，具低的离子位和高的离子场强，如K、Rb、Sr、Ba等，又称为低场强元素(LFS)。

J. A. Pearce等（1982、1984）就是利用元素的活动性来划分不同构造环境的玄武岩的。如岛弧处于板块消减带，大洋板块俯冲必然携带活动性元素的离子进入岛弧下的地幔，使得该环境下形成的玄武岩较之其它环境下形成的玄武岩更富含活动性元素。

此外，非活动性元素中的铌和钽、锆和铪的原子结构相同，地球化学性质相近，在自然界能密切共生，形成完全的类质同象，利用它们各自的丰度及Nb/Ta、Zr/Hf比值可以讨论岩石成因。

非活动性元素、铌、钽、锆、铪在各岩浆岩中的丰度见表1-5。

表1-5 锆、铪、铌、钽在各类岩石中的丰度(10^{-6})

岩石类型	Zr	Hf	Nb	Ta	Zr/Hf	Nb/Ta
地壳中的克拉克值	200	3	24	2.1	66.7	11.4
超基性岩	45	0.6	16	1	75	16
基性岩	140	2	19	1.1	70	17.3
闪长岩	280	5	3.6	0.7	56	5.1
花岗岩	200	4	21	4.2	50	5
碱性岩	310—680	11—85	310	0.8	43—45	388

注：资料引自Виноградов(1962)。

4. 同位素

世界上已发现的同位素种类达1700余种，其中，微量元素的同位素理所当然的属微量之列，如^{143}Nd、^{144}Nd。就是常量元素的同位素中，同一元素中丰度小的那些核素在地质相中的丰度也是极小的。如地壳中含量最多的元素氧，同位素^{17}O的近似丰度为氧总量的0.039%，故将其归入微量元素范围。

岩石学研究中有指示意义的同位素主要为氧同位素、锶同位素、铅同位素和钕同位素等。

除此以外，有人还根据研究的目的将上述元素进行分类。其中最常用的莫过于相容元素和不相容元素两大类，这是Ringwood(1966)在研究地幔岩及其派生的玄武岩浆时提出来的。

相容元素（compatible element）：指易被结晶相收容的那些元素，即在地幔岩部分熔融形成玄武岩浆时易保留在地幔残留矿物相中的元素，也是在玄武岩浆分离结晶时易进入结晶固相矿物中的元素。它包括一部分过渡族元素，如Sc、Cr、Ni、Co（对于地幔矿物Ol、Cpx、Opx、Gr）和一部分大离子亲石元素，如Sr（对Pl）、Rb、K（对金云母、韭闪石）。

不相容元素（incompatible element）：这是指不易被结晶相收容的元素，也即在部

地信网论坛
BBS.35001.COM

分熔融地幔岩时易进入玄武岩浆，而在玄武岩浆分离结晶时又易保存在残余熔体中的那些元素。不相容元素，据其进入熔体的能力（按从小到大的次序），可进一步分为：

弱不相容元素，如Y、Tb、Ti等。

中等不相容元素，如La、Ce、Sr、Nb、P、Zr、Hf、Sm等。

强不相容元素，如Cs、Rb、Ba、Th、U、K。

显然，上面讨论元素的相容性是对共存的结晶相（固相）和熔体相（液相）而言的，这种固相可以是与液相平衡的某种矿物结晶相，也可以是与液相平衡的若干矿物集合体——岩石。这种相容性也不只限于表达元素在地幔岩和玄武岩浆之间的分配关系，也可以推广到其他化学性质的岩石与熔体、熔体与熔体、矿物与矿物之间。须知地幔或地壳物质通过部分熔融生成岩浆的过程和岩浆通过分离结晶而固结成岩石的过程均有共存的结晶相和熔体相存在，这样，元素相容性的讨论对岩浆成因、演化就具有一定的指示意义了。

四、采样、送样要求和测试方法

在岩石学研究中，微量元素样品的取样原则和方法基本上同于岩石全岩分析：首先要有目的性，即必须选择有地质意义和能说明岩石关系和成因的露头采集。第二，选择较新鲜和未发生交代及蚀变的岩石，对于稀土元素或非活动性元素的岩石样品也可适当放宽这一限制。第三，为了使资料配套，最好能用常量分析的全岩样品做微量和稀土的测试。这样可避免一些重复的工作，样品数目不必求多，这要视研究的需要和经费条件来定，但每件样品的测试项目尽可能全。为了说明问题，有时也需做若干单矿物的微量元素分析，最后必须说明的是：微量元素分析所需样品的量较少，为了减小污染程度，测试前的制样工作最好是自己完成。如采用粉碎、碾磨等无污染碎样方法后，过200目筛，然后均一、缩分等。这样可使样品更具代表性。

测定微量元素的方法是较多的。各种方法测定微量元素的低限值和精度列于表1-6。其中，以X-光荧光光谱法和等离子直读光谱法较普遍，样品需要量很少，全岩分析10g左右，单矿物分析2—3g。此外，中子活化分析精度较高，所需的样品量更少，一般约50—100mg即可，这对于难以挑选的单矿物的微量分析是极为有利的。需要指出的是，中子活化分析需将样品在原子反应堆上照射，而有些元素半衰期特别长，所需照射的时间也特别长，因此，无论从时间还是从经济上考虑，有时是不合算的。相反，有些元素，如Rb，利用X-光荧光光谱法测定较之中子活化分析其精度反而更高。

值得指出的是，在岩石学研究中有时为了方便和统一单位起见，常需将岩石中某元素氧化物的质量百分比（$w_B\%$）换算成该元素在岩石中的丰度值（10^{-6}）。在此，可按下式计算便可：

设某元素为i，

$$\text{i的丰度值} = \frac{\text{i的质量百分比} \times \text{i的原子量} \times 10^4}{\text{i的氧化物的分子量}}$$

现举例说明，一岩石中NiO的含量为0.4%（$w_B\%$），试确定Ni在该岩石中的丰度。

已知Ni的原子量为58.7，NiO的分子量为74.7，根据上式则有：

$$\text{Ni的丰度值} = \frac{0.4\% \times 58.7 \times 10^4}{74.7} = 3143$$

地信网论坛
BBS.35001.COM

由计算可知，该岩石中Ni的丰度为3143×10^{-6}。

表1-6 微量元素的测定方法、精度和低限值

测定方法	样品量	精度	低限值 (10^{-6})	说明
中子活化分析 (NAA)	0.05—0.1	La、Ce、Nd、Sm、Eu、Yb：2%—4% Lu、Tb：3%—6% Gd、Ho、Tm：4%—10% Dy、Pr、Er：>5%	Eu、Tm、Lu：0.005 Ce、Nd：0.05—0.1 其他稀土元素：0.05	奇数原子序数的元素效果较好，Dy、Pr和Er误差较大
质谱同位素稀释分析	0.1—1	1%—5%	0.01—0.001	不能测定Pr，偶数原子序数的元素效果好 Ce、Nd、Yb、Sm、Eu、Gd精度高
电感耦合等离子直读光谱 (ICP)	全岩：1g 单矿物 2—3	2.3%—3.8%	2.3—80	可测定68个元素，其中Ce、Td和Tm较难测定
原子吸收分光光度计分析 (AAS)		稀土元素：5%—10% 过渡族元素、亲石元素 20—30%	0.01—1	Ce不易测定，除Lu外HREE较LREE响应灵敏
火花源质谱	0.01	10%—15%	0.1—0.5	可测定土壤和岩石中的50个元素
X-光荧光光谱 (X-RFS)	10	10%—20%	Tb、Dy：3* Pr、Yb：100—500* 其他稀土元素：30—80* Rb和非活动性元素：2	La、Ce、Lu较难测定
探针分析		5%	0.1%—1%**	适用于稀土矿物，LREE精度略高

注：表中资料据湖北省岩矿测试中心提供，并综合Henderson(1984)文献数据，精度为标准偏差值，*单位为10^{-6}；**为质量百分比。

顶级地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

第二章　微量元素的分配系数及其在岩石学中的应用

早在19世纪70年代，伯塞洛特（Becthelot）就发现了微量组分在平衡共生相之间的分配规律。事隔20年后，能斯特（Nernst）用热力学的理论证明了这一点，所以人们称之为能斯特定律，又称为分配定律。这一定律真正用于地质学领域还是本世纪40年代的事。起初也只涉及少数几个微量元素。直到60年代，McIntire（1963）系统全面地评述了分配系数理论在地质学领域中的应用之后，分配系数理论才较多地应用于岩石学、矿物学、地球化学和矿床学的研究之中。分配系数的引入为通过热力学方法研究地球物质成分的运移和分配规律奠定了理论基础。

近10年来，随着测试技术的革新，积累了许多微量元素在不同成因条件下的分配系数数据，这也为进一步研究岩石成因提供了条件。

一、稀溶液的概念及性质

1．溶质、溶剂和稀溶液

微量元素在不同相内的存在犹如溶质溶于溶剂之中。由于微量元素的含量很少，若把该相当作一种溶液的话，则相对于微量元素而言须把这种溶液称为稀溶液。那么什么是溶液呢？广义地说，两种或两种以上物质均匀混合而且彼此呈分子状态分布者称为溶液。溶液可分为气态、液态、固态，对于地质相来说，当然多为固态溶液。其中，含量较少的部分称为溶质，含量较多的称为溶剂，具很小成分比例的溶质则称为稀溶液。如玄武岩中含镍橄榄石，其中的$(Mg、Fe)_2SiO_4$为溶剂，而Ni_2SO_4就是溶质。对于Ni_2SiO_4而言，这种橄榄石就是一种稀溶液。在稀溶液中，溶质和溶质间的作用是微不足道的，而溶质和溶剂的相互作用则制约着溶质和溶剂的性质。拉乌尔定律和亨利定律就是描述这种性质的。

2．稀溶液的性质

拉乌尔定律是稀溶液所遵循的经验定律之一。它是基于在溶剂中加入非挥发性溶质后溶剂的活度降低得出的，所以它是描述稀溶液中溶剂性质的定律。其表达为："在定温下，稀溶液中溶剂的活度等于纯溶剂的活度乘以溶液中溶剂的摩尔分数"。用公式表示为：

$$a_i = a_i^0 \cdot X_i \tag{2-1}$$

式中a_i^0为纯溶剂j的活度，X_i为溶液中溶剂j的摩尔分数。对于任何理想的固溶体来说，规定$a_i^0 = 1$，故（2-1）式变为

地信网论坛
BBS.35001.COM

$$a_j = X_j \tag{2-2}$$

又因$X_j + X_i = 1$（X_i为溶质i的摩尔分数），故(2-2)式表明，加入溶质（i）的量越多(X_j变小)，溶剂j的活度越小。

遵循拉乌尔定律的稀溶液称为理想溶液。

亨利定律是稀溶液所遵循的最重要，最有意义的经验规律，即“在一定条件下，稀溶液中溶质的活度与溶质的摩尔分数成正比，用数学式表达为

$$a_i = \gamma_i X_i \tag{2-3}$$

式中，a_i为溶质i的活度；X_i为溶质i在稀溶液中的摩尔分数；γ_i为溶质i的活度系数，又称为亨利常数。显然，活度a相当于有效浓度。

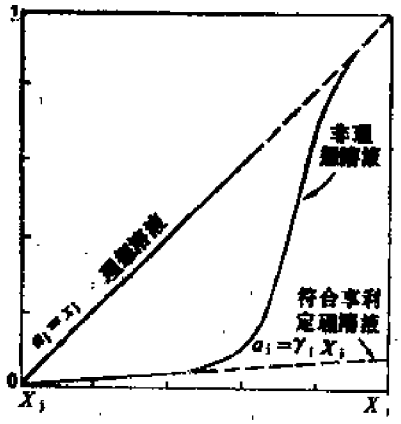


图2-1 稀溶液的a-X关系
（据Wood，1978，略有修改）

理想溶液和遵守亨利定律溶液的活度-组分摩尔分数关系可用图2-1表示。由图2-1可知，活度系数γ为实际溶液对理想溶液的偏离度，遵守亨利定律的稀溶液也属非理想溶液范畴，只不过在一定的摩尔分数区间，其γ值为一恒定的常数而已，此时γ值小于1。研究表明，符合亨利定律的稀溶液的溶质（i）的量是有一定范围的，超过这一浓度范围的极限则溶液不遵守亨利定律而成为偏离亨利定律的非理想溶液。图2-2很清楚地表现出这种影响。如图2-2a中石榴石内Tm的浓度在1×10^{-6}—1×10^{-4}时，Tm在石榴石中构成的稀溶液不遵守亨利定律。同样地，图2-2b中橄榄石内Ni在曲线上拐点处所指的浓度值是Ni在橄榄石中遵守亨利定律的极限值，图中还表现出，随压力增大，偏离亨利定律的浓度极限值也增大。

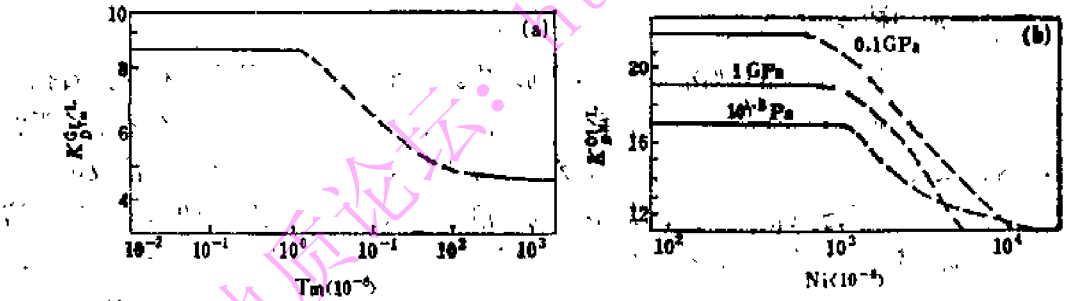


图2-2 矿物中微量元素浓度及其与稀溶液偏离亨利定律的关系
（a）石榴石中Tm的浓度（Harrison，1981）（b）橄榄石中Ni的浓度（Mysen，1982）；
图中虚线为不遵守亨利定律的浓度范围

二、分配系数（Partition coefficient）类型

1. 简单分配系数(K_D)

简单分配系数又称为能斯特分配系数。它是能斯特分配定律的表征形式。能斯特分配定律表达为：“在一定温度、压力下溶质在两平衡相间的浓度比为一常数。”其表达式为：

$$K_D^{A/B} = C_A^i / C_B^i \tag{2-4}$$

顶级地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$K_D^{A/B}$为微量元素i（溶质）在平衡的两相（A、B）间的分配系数，又称为简单分配系数。其热力学推导如下：

令μ_i^A、μ_i^B分别代表两溶液（A、B）中溶质i（微量元素）的化学位，当A、B两相平衡时，则有

$$\mu_i^A = \mu_i^B \tag{2-5}$$

其中

$$\mu_i^A = \mu_i^{0,B} + RT\ln a_i^A \tag{2-6}$$

$$\mu_i^B = \mu_i^{0,A} + RT\ln a_i^B \tag{2-7}$$

则有

$$\mu_i^{0,A} + RT\ln a_i^A = \mu_i^{0,B} + RT\ln a_i^B \tag{2-8}$$

$$a_i^A/a_i^B = e^{\frac{\mu_i^{0,B} - \mu_i^{0,A}}{RT}} = K_{DB}^{A/i} \tag{2-9}$$

将（2-3）式a值代于（2-9）式，则有：

$$K_D^{A/B} = a_i^A/a_i^B = \gamma_i^A \cdot X_i^A/\gamma_i^B \cdot X_i^B \tag{2-10}$$

又因在平衡的两稀溶液A、B中，γ_i^A/γ_i^B为常数且近等于1，故

$$K_D^{A/B} = X_i^A/X_i^B \tag{2-11}$$

再令：

$$X_i^A = n_i^A/N \tag{2-12}$$

其中的n_i^A为微量元素i在A相中的摩尔数，N为体系内不同组分总的摩尔数，X_i^A为微量元素i在A相中的摩尔分数。

已知：

$$n_i^A = C_A^i/i \tag{2-13}$$

其中，C_A^i为微量元素i在A相中的浓度，i为微量元素i的分子量。

将（2-13）式代入（2-12）式，得到

$$C_A^i = X_i^A \cdot N \cdot i \tag{2-14}$$

同理，对于微量元素i在B相中的浓度则有

$$C_B^i = X_i^B \cdot N \cdot i \tag{2-15}$$

将（2-14）式除（2-15）式，可得

$$K_D^{A/B} = X_i^A/X_i^B = C_A^i/C_B^i \tag{2-16}$$

$K_D^{A/B}$常简化写成K_D。

从上面的推导可知，亨利定律是论证能斯特分配定律的前提。

地质上岩矿样品测定的微量元素浓度值（即C值）一般以10^{-6}为单位，这样(2-16)式为我们直接利用给定的测试结果计算微量元素在平衡两相内的分配系数提供了方便，从而避免了通过摩尔分数计算的复杂性。

简单分配系数的适用条件是：①两相必须平衡；②溶质的浓度极小，从而符合稀溶液的亨利定律；③溶质在各相中(A、B两相中)的赋存形式相同；④各地质相(如矿物、熔体)的化学成分均一。

2. 复合分配系数（K）

成岩作用是非常复杂的一个过程，实际上各地质相（矿物、溶体）的化学成分并非完全均一，如矿物的环带结构。因此简单分配系数往往随体系基本成分的变化而改变。为了研究的方便，我们总希望分配系数在物化条件确定的体系中保持不变；在自然界复杂的条件下接

地信网论坛
BBS.3S001.COM

近一个常数，尽可能减少体系组成变化对分配系数的影响，这时，有必要用复合分配系数代替简单分配系数来达到上述目的。

复合分配系数又称交换反应的分配系数。交换反应是指在平衡的两相（A、B）之间共有组分（i，j）发生相互交换的一种化学反应。其通式表达为：

$$j\text{-}A + i\text{-}B \rightleftharpoons i\text{-}A + j\text{-}B \tag{2-17}$$

如反应

$$Mg_2SiO_4 + Fe_2Si_2O_6 \rightleftharpoons Fe_2SiO_4 + Mg_2Si_2O_6 \tag{2-18}$$
$$\text{Mg-Ol} \quad \text{Fe-Opx} \qquad \text{Fe-Ol} \qquad \text{Mg-Opx}$$

$$\text{平衡常数} = \frac{a_i^A \cdot a_j^B}{a_j^A \cdot a_i^B} \tag{2-19}$$

据亨利定律，

$$\frac{a_i^A \cdot a_j^B}{a_j^A \cdot a_i^B} = \frac{X_i^A \cdot X_j^B}{X_j^A \cdot X_i^B} \cdot \frac{\gamma_i^A \cdot \gamma_j^B}{\gamma_j^A \cdot \gamma_i^B} \tag{2-20}$$

令

$$K_{i,j}^{A/B} = \frac{X_i^A \cdot X_j^B}{X_j^A \cdot X_i^B} = \left(\frac{X_i^A}{X_i^B}\right) \Big/ \left(\frac{X_j^A}{X_j^B}\right) = K_{D_i}^{A/B} / K_{D_j}^{A/B} \tag{2-21}$$

$K_{i,j}^{A/B}$为复合分配系数，简写为K。

注意：复合分配系数（K）不等于平衡常数，只有当A、B两相为理想溶液时（$\gamma=1$）平衡常数才等于复合分配系数。另外，$K_D \neq K$，前者是研究同一组分在两平衡相间的分配时所得到的一个固定值，它是通过该组分在两平衡相中的浓度比表征出来的；而后者可看成是化学反应达到平衡限度的标志，虽然这种平衡是动态平衡，但它的外部特征表现为体系内各物质的浓度在一定条件下都不会发生改变。两者相类似的是，无论是K_D还是K值，在给定的条件下均为固定值，反推之，已知K_D或K值则可推测给定的条件（温度、压力等）。

3. 对数分配系数（λ）

该分配系数主要用于讨论晶体从熔体结晶时，熔体与结晶相间交换反应中微量元素的分配关系。

严格地说，当晶体在熔体中生长到一定尺度时，由于微量组分扩散速度的差异和结晶环境的变化，使得晶体内部微量组分与熔体中对应的微量组分不平衡，这时只有晶体表面与熔体达到平衡。据（2-21）式可得

$$\frac{(C_S^i/C_S^j)_{\text{晶体表面}}}{(C_L^i/C_L^j)_{\text{熔体}}} = \lambda \tag{2-22}$$

设$C_{0,L}^i$和$C_{0,L}^j$分别为结晶前初始熔体中微量元素i、j的浓度。在无限小时间内，晶体内微量元素i、j的变化满足下式：

$$dC_S^i/dC_S^j = \lambda((C_{0,L}^i - C_S^i)/(C_{0,L}^j - C_S^j)) \tag{2-23}$$

经变换得

$$dC_S^i/(C_{0,L}^i - C_S^i) = \lambda(dC_S^j/(C_{0,L}^j - C_S^j)) \tag{2-24}$$

对结晶过程积分，则有：

$$\int_0^{C_S^i} \frac{dC_S^i}{C_{0,L}^i - C_S^i} = \lambda \int_0^{C_S^j} \frac{dC_S^j}{C_{0,L}^j - C_S^j} \tag{2-25}$$

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

$$\ln\frac{C^i_{0,L}}{C^i_L}=\lambda\ln\frac{C^j_{0,L}}{C^j_L} \qquad (2\text{-}26)$$

其中C^i_L，C^j_L分别是结晶时熔体中i，j的浓度。由（2-26）式变为：

$$\lambda=\ln\frac{C^i_{0,L}}{C^i_L}\Big/\ln\frac{C^j_{0,L}}{C^j_L} \qquad (2\text{-}27)$$

λ为对数分配系数，它表示非平衡结晶过程初始熔体中微量元素i的浓度与结晶后任一时刻的浓度比的对数除以此时另一元素j的浓度比的对数为一常数。若结晶过程是无限缓慢的，熔体和结晶相始终保持平衡，则$\lambda=K$。所以元素的对数分配更接近地质上的实际情况，而复合分配和简单分配只是理想的极端情况。

4．总分配系数（D^i）

总分配系数又称为岩石的分配系数（注意：不是矿物的），它用以讨论微量元素在岩石（矿物集合体）和与之平衡的熔体之间分配关系。如在部分熔融和分离结晶过程中均涉及上述两相的关系。故在讨论岩浆发生和演化时，有必要建立总分配系数的概念。

总分配系数实际上是简单分配系数与岩石中各矿物含量乘积之和，其表示为

$$D^i=\sum K^i_D\cdot X=K^{\alpha/L}_{D^i}\cdot X^\alpha+K^{\beta/L}_{D^i}\cdot X^\beta+\cdots\cdots \qquad (2\text{-}28)$$

式中X^α、X^β……为岩石中的α、β……相各自占的质量百分数，D^i常简写为D。

总分配系数（D）在后面将要讨论的定量模型计算中是非常重要的参数之一。

三、影响分配系数的因素

由于λ和D均是K_D和K派生的分配系数，故这里讨论的分配系数是指简单分配系数和复合分配系数。

表2-1　二价阳离子在玄武岩的橄榄石—基质间的分配系数*

样品号	K^{Ni}_D	K^{Mg}_D	K^{Fe}_D	K^{Co}_D	K^{Mn}_D	$K_{Ni,Fe}$	$K_{Mg,Fe}$	$K_{Co,Fe}$	$K_{Mn,Fe}$
1	1.6		2.2		1.3				0.59
2	13.2		2.2	3.4	1.3			1.5	0.59
3	18.6		3.0	4.5	1.8			1.5	0.60
4	13.5	4.9	1.9			7.6	2.8		
5	15.1	3.7	1.9			8.0	2.6		
6	15.9	8.0	2.2			7.8	2.0		

注：* 据Randour(1973)；不同样号代表了体系不同的化学组成。

表2-2 Sr在斜长石—熔体间的分配系数*

样品号	$K^{Pl/L}_{DSr}$	$K^{Pl/L}_{Sr,Ca}$
1	2.01±0.09	1.69±0.17
2	3.06±0.21	1.42±0.16

注：* 据Wood(1978)。

1．化学组成

这是指体系总组成发生变化时对分配系数的影响。总组成的改变致使微量元素浓度发生变化，从而使分配系数改变。从表2-1、表2-2可知，不同的化学组成就有不同的分配系数值。其中化学组成的改变对简单分配系数的影响较大（K_D的改变比K的改变要大一个数量级），而对复合分配系数影响较小，实测各种天然岩石中斜长石—基质间大离子亲石元素的复合分配系数（$K^{Pl/L}_{Sr,Ca}$，$K^{Pl/L}_{Ba,Ca}$）值为一常数也证实了这一点。

顶级地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

2. 温度

热力学推导表明了分配系数与温度的关系：

$$\ln K_D = (-\frac{\Delta H}{R})/T + B \tag{2-29}$$

$$\ln K = (\frac{-\Delta H'}{R})/T + B' \tag{2-30}$$

两式中B、B'为常数，ΔH小于$\Delta H'$。现证明如下：

由于K_D仅是一种微量元素在两平衡相间的分配系数，而K却涉及两种元素，此时因温度引起的熵变要大于前者，故有

$\Delta S' > \Delta S$

又因 $\Delta S \approx \Delta H/T$ （据$\Delta G = \Delta H - T\Delta S = 0$推导）

故 $\Delta H' > \Delta H$

所以有 $-\Delta H' < \Delta H$

因此若用$\ln K_D$和$\ln K$分别对$1/T$作图，对于相同的微量元素，$\ln K_D$对温度的回归直线斜率要大于$\ln K$对温度的回归直线斜率。即简单分配系数（K_D）对温度的变化比复合分配系数（K）明显（如图2-3）。

化学组成和温度同时对分配系数的影响已有较多的讨论，如图2-4。

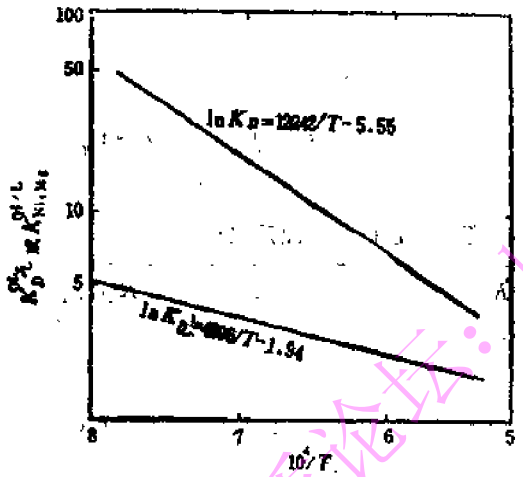


图2-3 玄武质熔浆中橄榄石—熔体间Ni的分配系数与温度关系图
（据Leeman等，1978）

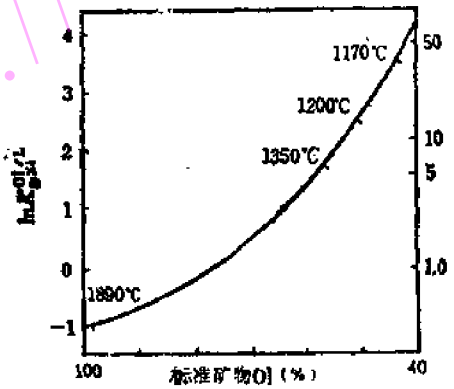


图2-4 不同成分玄武质熔浆（Ol分子不同）中橄榄石—熔体间Ni的分配系数与温度关系图
（转引自Wood，1978）

3. 压力

当温度和组成固定时，分配系数与ΔV的关系为

$$\left(\frac{\partial \ln K_D}{\partial p}\right)_{T/X} = -\frac{\Delta V}{RT} \tag{2-31}$$

压力的改变总是引起ΔV的改变的，进而使K_D值变化。但一般地说，地质上研究的体系（固＋固，固＋液）的ΔV改变是很小的，故K_D值变化范围不大，表2-3的数据证实了这一点。然而，压力达到足够大时也会使分配系数有所改变，Nobumich等（1974）作的Di-Ab-An-H_2O体系中大离子亲石元素分配系数的测定就是一个很好的说明。图2-5表明，Sr的分配系

地信网论坛
BBS.35001.COM

表2-3 不同压力条件下单斜辉石—熔体间大离子亲石元素的分配系数*

分配系数值 \ 压力(GPa) / 元素	1.5	2	2.5	3
K	0.0014	0.0021	0.0022	0.0026
Rb	0.0041	0.0019	0.0019	0.0016
Cs	0.0036	0.00063	0.00052	0.00047
Sr	0.021	0.066	0.067	0.0066
Ba	0.0023	0.0013	0.0011	0.0010

注：*据Shimizu,1974。

数$K_D^{Cpx/L}$值较之其他大离子亲石元素高，且不因压力改变而改变；随原子序数增大，K、Ba、Rb、Cs的分配系数值（Cpx—L间）有减小的趋势，且压力愈大，减小愈明显。图2-6说明，在1.5GPa时，单斜辉石之中Rb、Cs比K富集，但在2GPa以上，Rb、Cs又较K亏损，这主要是因为在两种压力条件下单斜辉石成分发生改变的缘故。其中，1.5GPa时单斜辉石的Na_2O含量为0.34%，Al_2O_3为2.63%；而2GPa时Na_2O为0.61%，Al_2O_3为5.21%，含量增加约1倍。Na_2O和Al_2O_3含量的增加使单斜辉石中硬玉分子的量增加，从而导致单斜辉石摩尔体积减小，促使排除其中较大半径的离子（Rb、Cs），而保留较小的离子（K），故在低压$K_{DK}^{Cpx/L}$值小而$K_{DRb}^{Cpx/L}$、$K_{DCs}^{Cpx/L}$值大，高压时则出现相反的情况。从图2-2(b)也可以看出，随压力增大，Ni在橄榄石和熔体间的分配系数值也变小。

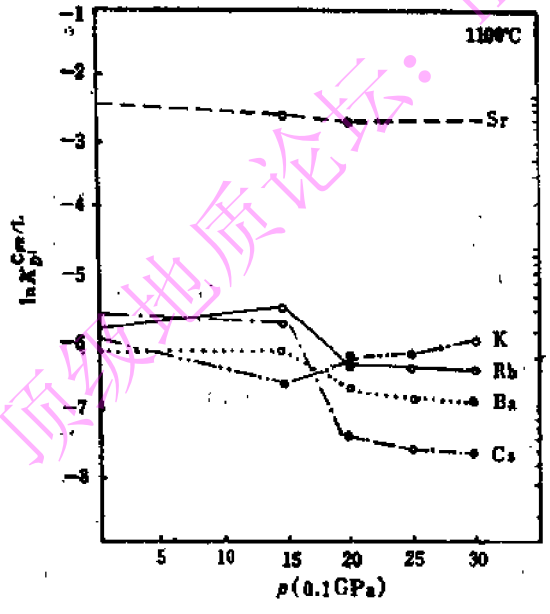


图2-5 不同压力条件下大离子亲石元素在单斜辉石—熔体间的分配系数，元素排列按原子序数增大次序（据Shimzu, 1974）

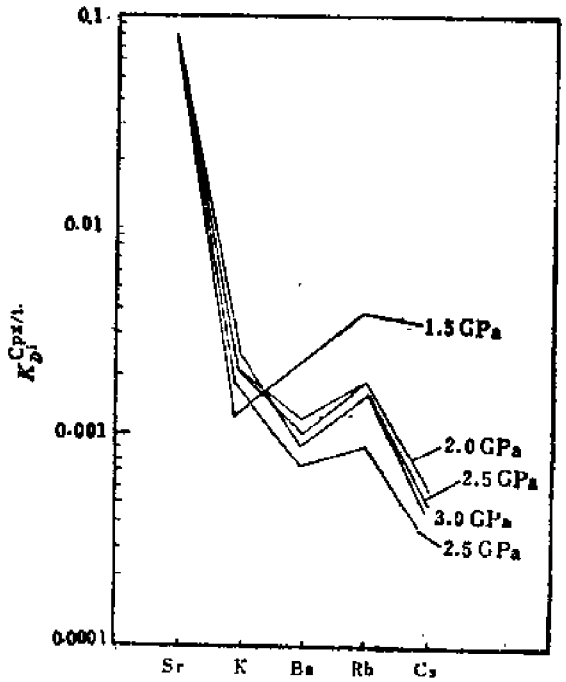


图2-6 1100℃时单斜辉石—熔体间大离子亲石元素的分配系数-压力关系（据Shimizu, 1974）

顶级地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

4. 氧逸度

实验表明，变价元素的分配系数与体系所处的氧逸度条件有关。所以人们利用变价元素的分配做地质氧逸度计（如图2-7）。在异价置换时，晶体内电荷平衡往往靠另一种离子的电价来补偿，可能使晶格位置产生空缺，而离子电价是影响离子迁移性的重要因素之一，所以异价置换对分配系数的影响较大。

5. 晶体场效应

第一过渡族金属阳离子在熔体中处于四面体和八面体位置上，而在结晶的镁铁造岩矿物中均处于八面体位置。所以说，熔体结晶析出固相时过渡金属阳离子在固—液相间的分配，实质上是它们在熔体八面体、四面体与晶体八面体之间的分配。各离子从熔体进入晶格过程中的热焓变化与其八面体择位能（$OSPE$）有关。热焓的变化影响到自由能的改变，进而使K_D改变，故K_D与$OSPE$之间呈一定的关系（图2-8）。图中可知：过渡族元素Mn、Co、Ni的择位能是依次升高的，其分配系数也升高，从而说明Ni是最优先进入橄榄石中的。研究表明，熔体中四面体的比例受熔体中碱金属离子、Al_2O_3含量变化制约。Al_2O_3在硅酸盐熔体结构中既可是四次配位〔这时需阳离子（如Na^+）平衡电荷〕，又可呈六次配位存在于各Si—O四面体或Al—O四面体之间，但首先呈四次配位，有多余的Al^{3+}才呈六次配位。

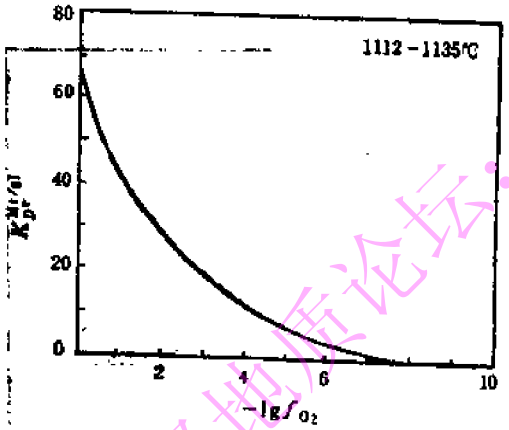


图2-7 玄武岩中磁铁矿—基质间V的分配系数与氧逸度关系
（据Lindstsom，1976）

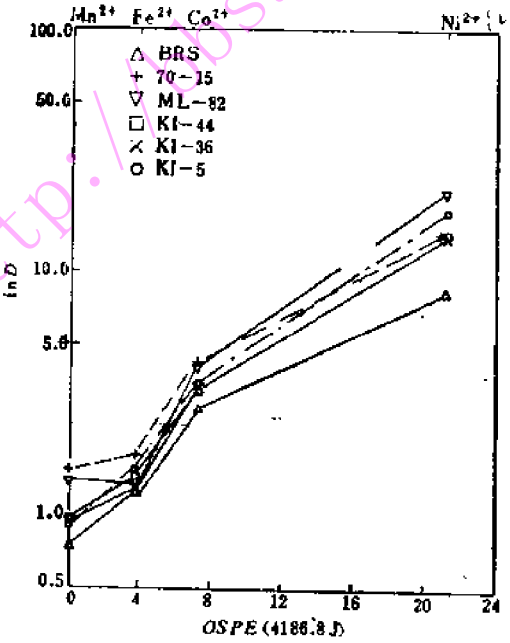


图2-8 过渡族二价阳离子在玄武质熔体—橄榄石间择位能（$OSPE$）与分配系数（K_D）关系
BRS：月岩；70—15：Mckinney玄武质枕状熔岩；ML：Maunaloa史前山顶喷发；KI：夏威夷Kilauea Ik，1959年喷发
（据Leema，1977）

当Na/Al＝1时，全部Al^{3+}呈四次配位构成AlO_4四面体，所有的Na^+紧靠AlO_4四面体起平衡电荷的作用。当Na/Al＞1时，全部Al^{3+}仍为四次配位与氧构成四面体，而Na^+多余。在Na/Al＜1时，一部分Al^{3+}呈四次配位构成Al—O四面体，多余的Al^{3+}才呈六次配位。除此之外，由于熔体中的Si^{4+}只呈四次配位构成硅氧四面体，所以熔体中SiO_2含量增高四

顶级地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

面体比例也增高。各过渡族金属阳离子的K_D值，将依各自八面体择位能的大小顺序不同程度增加。

6．岩浆动力学因素

晶体的生长速度、阳离子的扩散速度等岩浆动力学参数也影响着静态条件下所确定的分配系数值。尤其是在分离结晶作用时，仅晶体的表面与熔体达到平衡，这种在晶体表面与熔体之间微量元素的分配系数称为有效分配系数。Smith等（1955）提出了有效分配系数的校正公式：

$$(K_{Di}^{S/L}) = -\frac{1}{2}\left\{1+erf\left[\frac{\sqrt{(R/D)x}}{2}\right]+(2K_{Di}^{S/L}-1)\right.$$

$$\left.\times \exp\left[-2K_{Di}^{S/L}(1-K_{Di}^{S/L})\frac{R}{D}x\right]erfc\left[\frac{(2K_{Di}^{S/L}-1)}{2}\sqrt{(R/D)x}\right]\right\} \quad (2\text{-}32)$$

式中，erf为误差函数；$erfc$为补余误差函数；exp为自然数的指数幂；R为晶体生长速度；D为阳离子在熔体中的扩散系数；x为晶体的线性大小；$K_{Di}^{S/L}$为静态条件下确定的实际分配系数值。若实际分配系数值较小时，则校正公式可近似地简化为：

$$(K_{Di}^{S/L}) = K_{Di}^{S/L}\left(1+\frac{Rx}{D}\right) \quad (2\text{-}33)$$

该式为估算有效分配系数提供了方便。

Burton（1953）提出了对流岩浆房中有效分配系数的校正公式：

$$(K_{Di}^{S/L}) = \frac{K_{Di}^{S/L}}{K_{Di}^{S/L}(1+K_{Di}^{S/L})\exp(-R\delta/D)} \quad (2\text{-}34)$$

式中δ为对流岩浆房边缘的非牛顿流体层的厚度。现举例计算：

已知斜长石在橄榄玄武质熔浆中的生长速度（R）为5×10^{-6}cm/s（1160℃），Sr在该熔浆中的扩散系数（D）为10^{-5}cm²/s，岩浆房的边缘层厚度为1cm，且实际分配系数（$K_{DSr}^{P\,l/L}$）为2，试求校正后的有效分配系数值（$K_{DSr}^{P\,l/L}$）。

将上述数值代入（2-34）式得：

$$K_{DSr}^{P\,l/L} = \frac{2}{2+(1+2)\exp(-5\times10^{-6}\times1/10^{-5})} = 1.43$$

显然，经校正后的有效分配系数比原来的实际分配系数要小一些。

7．熔体结构

莫宣学（1985）认为，由于某种组分的加入或外界条件改变引起了熔体结构发生改变，进而使元素的分配系数也会发生改变。在这方面，Ryerson和Hess（1978）研究了共存的不混溶花岗质岩浆和玄武质岩浆中元素在两熔体之间的分配系数。他们发现，$K_{D\text{玄武质熔浆/花岗质熔浆}}>1$的元素为Ti、Fe、Mn、Mg、Ca、P、Zr、Ta、Cr、Lu、Yb、Dy、Sm等，某矿物—熔体间的分配系数表现为$K_{D\text{矿物/花岗质熔浆}}>K_{D\text{矿物/玄武质熔浆}}$。也就是说，元素在矿物与熔体结构处于较高聚合程度的熔浆间的分配系数大于元素在矿物与熔体结构为较低聚合程度的熔浆之间的分配系数。即上述元素不仅富集于与熔浆平衡的矿物中，而且更富集于与花岗质熔浆平衡的矿物中。这反映这些元素不易为高聚合程度的硅酸盐熔体所容纳。对于$K_{D\text{玄武质熔浆/花岗质熔浆}}<1$的元素，如Al、K、Na则出现相反的情况，它们均较富集于熔浆中，且更富集于花岗质熔浆中。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

四、分配系数的测定和表示

1．分配系数的测定

分配系数可在实验室条件下测定。在实验室条件下，使矿物和熔体或两种矿物达到平衡，并使要测定的某微量元素在两平衡相中均匀分布。为了使两相尽快达到平衡，还常加入适量的水，然后再加入一种与测量元素有关的放射性示踪物（如测定Rb在两相间的分配系数时则需加入^{87}Rb），再利用同位素交换作用来获得K_D值。这种测定能准确控制实验条件，其值也较准确，但与复杂的天然条件不完全相符。

其次，也可以直接利用天然样品进行测定。如测定熔浆中斑晶和熔体的微量元素浓度，或测定岩石中斑晶和基质的微量元素浓度，其浓度比皆为该微量元素在该矿物和熔体之间的分配系数。如测得四川峨嵋玄武岩斜长石斑晶铕的浓度（C_{Eu}^{Pl}）为1.8×10^{-6}，而基质铕的浓度C_{Eu}^{Gl}为2.8×10^{-6}，利用式（2-4）可知，铕在斜长石斑晶和基质之间的分配系数（$K_{D_{Eu}}^{Pl/Gl}$）为0.643。文献中所列的分配系数值皆指某微量元素在特定的矿物相和熔体（或基质）间的分配系数值。有时，也可用斑晶矿物和寄主全岩中微量元素的浓度比求得分配系数值。这种方法对于全晶质粒状结构岩石中微量元素在晶质矿物与全岩之间分配系数的确定也是适用的。

需要说明的是，利用斑晶和基质中微量元素浓度比所求得的分配系数值与实验测得的该分配系数值是不相符的，这是因为斑晶中往往含有杂质的缘故。经计算表明，在单斜辉石斑晶与熔体的体系中，如果斑晶含有0.5%的杂质，则分配系数值缩小两倍甚至更多。但是斑晶边缘和核心的微量元素分别比上基质中该元素浓度所得到的分配系数值是不同的，这不能用杂质解释，而是不平衡的结晶作用所致。

2．分配系数的表示

分配系数值可以用表格的形式表示。由于有具体的数值，便于作定量模型估算和其他计算时选取使用。本书收集了许多分配系数值（见后面附表），在使用时需注意文献发表时间、测定条件及适用范围。

分配系数值还可以用作图的方式表示。一般是将各微量元素（特别是稀土元素）在斑晶和基质间的分配系数值投影于以分配系数对数值为纵坐标、元素符号为横坐标（按原子序数增大的次序排列）的直角坐标系内，然后将各投影点依次连接而成。显然作图表示更能直观地反映微量元素在两平衡相间的分配特征，下面逐一介绍：

Hanson（1978）作出英安岩、流纹岩中稀土元素在各矿物相斑晶—基质（或熔体）间的分配系数图（图2-9），从图中曲线的型式可以帮助分析：①岩石稀土分配型式的成因，如斜长岩具正铕异常。②在部分熔融和分离结晶过程中稀土元素分馏的特征，如石榴二辉橄榄岩部分熔融时，石榴石进入熔体相时使熔体（玄武质熔体）轻稀土富集。

Zielinski（1975）的分配系数图表示了玄武岩中不同牌号斜长石与基质间各稀土元素的分配系数值（图2-10）。该图说明，除铕外，各稀土元素在不同牌号斜长石和基质间的分配系数没有什么差别，而对于铕来说，斜长石牌号越小，其分配系数值越大。

松井等（1977）的K_D-r图表现了分配系数和六次配位离子半径（Ionic radius）的关系。

地信网论坛
BBS.35001.COM

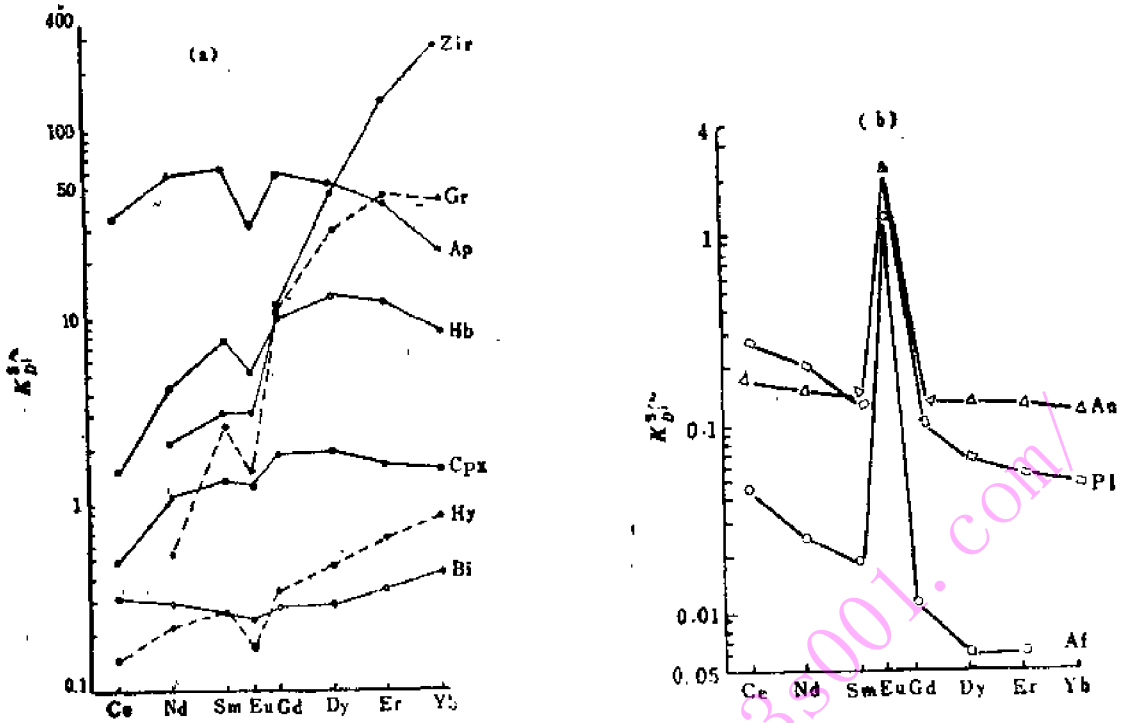


图2-9 英安岩(a)和流纹岩(b)中各矿物—熔体间稀土元素的分配系数
(Hanson, 1978)

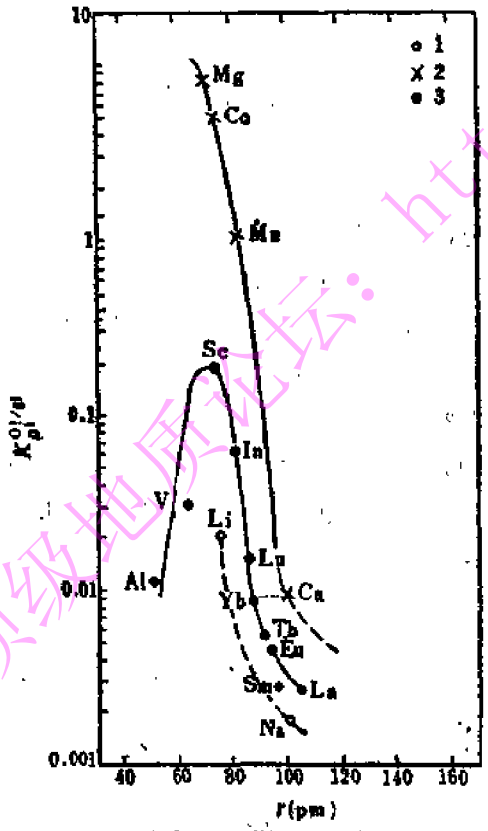


图2-10 玄武岩中各矿物—基质间稀土元素的分配系数
(Zielinski, 1975)

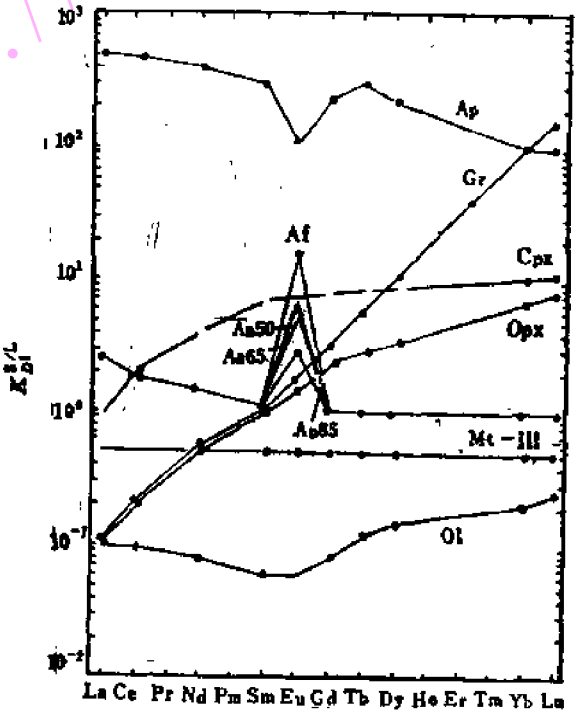


图2-11 日本拉斑玄武岩中橄榄石—基质间微量元素的K_D-r图
1. 一价阳离子; 2. 二价阳离子; 3. 三价阳离子

顶级地质论坛: http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

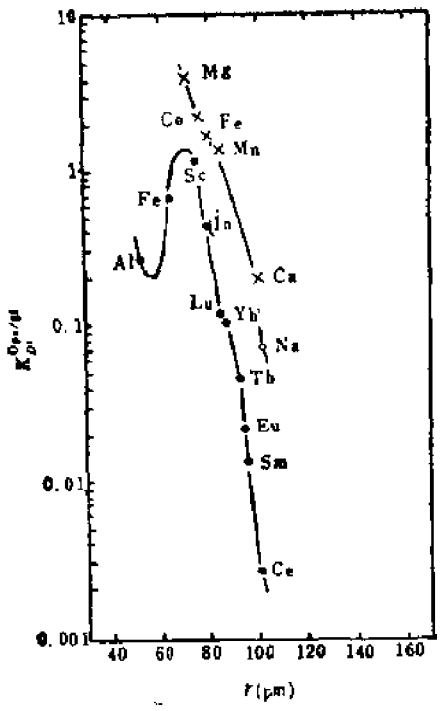


图2-12 日本碱性橄榄玄武岩中斜方辉石—基质间微量元素的K_D-r图

1. 一价阳离子；2. 二价阳离子；3. 三价阳离子

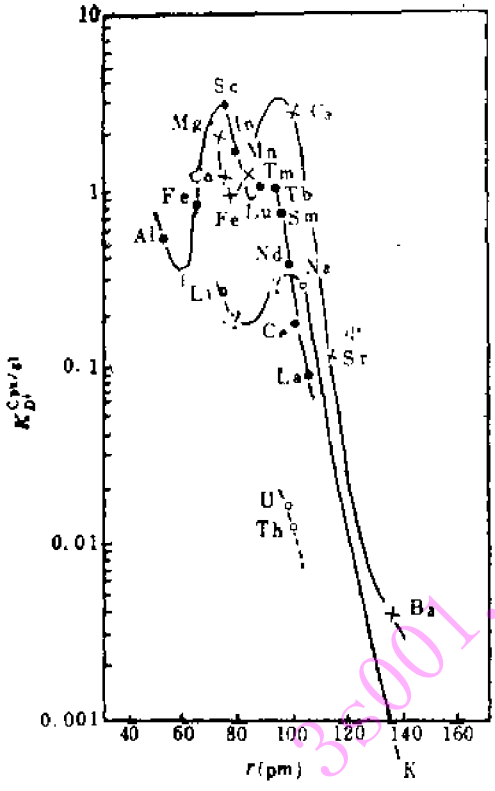


图2-13 日本碱性橄榄玄武岩中单斜辉石-基质间微量元素的K_D-r图

符号同图2-11

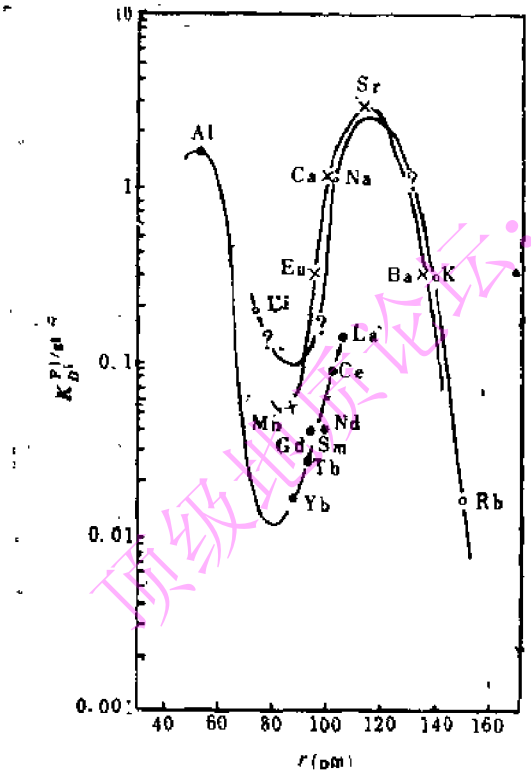


图2-14 日本碱性橄榄玄武岩中斜长石—基质间微量元素的K_D-r图

符号同图2-11

图2-11、12、13、14分别表示了不同价态微量元素在橄榄石—基质、斜方辉石—基质、单斜辉石—基质、斜长石—基质间的分配系数K_D与离子半径r的关系，而且按价态连成近于平行的抛物线。抛物线排列的规律性可以用晶体结构特征来解释。利用上面4幅图不仅可以了解微量元素的分配特征，而且可在圆滑的抛物线上外推和内插获得不同价态微量元素的分配系数值，如不同价铕（Eu^{2+}，Eu^{3+}）的分配系数值。

五、微量元素分配系数在岩石学中的应用

1. 地质温度计

利用简单分配系数来估算岩石中两相平衡温度的温度计有很多，本文仅列举部

顶级地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

分（表2-4）。这类地质温度计是在测定不同温度条件下两平衡相中某微量元素浓度的一组数据后，以热力学理论为基础，利用最小二乘法确定的。在估算时，仅需确定某微量元素在两平衡相中的浓度比，然后将其代于公式便可求得两相平衡时的温度。

表2-4　与微量元素简单分配系数有关的地质温度计

序号	平衡相名称	地质温度计	实验条件	资料来源
1	斜长石—基质	$\ln K_D^{Pl/gl}=15121/T-9.909$	样品为洋中脊玄武岩 $p=101325$Pa	Sun(1974)
2	单斜辉石—基质	$\ln K_D^{Cpx/gl}=42454/T-31.396$	同上	同上
3	单斜辉石—斜长石	$\lg K_D^{Pl/Cpx}=239.8/T+0.755$	据序号1和2的公式推导而来样品为玄武岩	李昌年(1986)
4	斜长石—基质	$\ln K_D^{Pl/gl}=10800/T-8.85$	$p=101325$Pa, $T=1150$—1400℃	Drake(1975)
5	斜长石—基质	$\ln K_D^{Pl/gl}=9050/T-5.24$	同上	同上
6	斜长石—基质	$\ln K_D^{Pl/gl}=-7700/T-6.40$	同上	同上
7	斜长石—基质	$\ln K_D^{Pl/gl}=7000/T-6.40$	同上	同上
8	斜长石—基质	$\ln K_D^{Pl/gl}=4600/T-5.21$	同上	同上
9	斜长石—基质	$\ln K_D^{Pl/gl}=3200/T-5.40$	同上	同上
10	金云母—透长石	$\ln K_D^{Phl/Sand}=1.406/T-0.091$	$p=0.2$GPa $T=500$—800℃	Beswick(1973)
11	橄榄石—单斜辉石	$\ln K_D^{Ol/Cpx}=-8454/T+7.65$	样品为基拉危耶熔岩湖熔岩	Hakli等(1967)
12	石榴石—橄榄石	$1000/T=-4.28\lg(100K_D^{Gr/Ol})+0.84$	样品为地幔岩的包体	Griffir(1989)

与复合分配系数(K)有关的地质温度计较广泛地应用于岩石学研究中，如岩石中矿物相平衡温度的计算。这里仅以云母与磷灰石间微量组分F和$(OH)^-$的交换反应为例来说明。

金云母和磷灰石间F和$(OH)^-$的交换反应式为：

$$(KMg_3AlSi_3O_{10})_{0.5}F+Ca_5(PO_4)_3(OH)\rightleftharpoons[KMg_3AlSi_3O_{10})_{0.5}(OH)+Ca_5(PO_4)_3F \quad (2\text{-}35)$$

(2-35)反应式过于复杂，而且难以测定ΔG_r^0。为此，Stormer和Carmichael (1971)设计了另一较为简单的反应：

$$Mg_{0.5}F+Ca_{0.5}^{Ap}(OH)=Mg_{0.5}(OH)+Ca_{0.5}^{Ap}F \quad (2\text{-}36)$$

设计此反应的根据是：在云母结构中，F^-或$(OH)^-$阴离子与八面体Mg^{2+}连结，而含$(OH)^-$的金云母结构可以用水镁石$Mg_2(OH)_6$的中心层来表示，同样在磷灰石晶体结构中2个F^-或$(OH)^-$与1个Ca相连，利用平衡式(2-36)可以得到下列实验数据：

$$\Delta G_r^0=-3.4\times4.186\text{kJ}$$

$$\Delta V_{1,298}=1.75\text{cm}^3$$

$$\Delta S_{1,298}=10.3\times4.186\text{J/k}\cdot\text{mol}$$

其中$\Delta S_{1,298}$值不大，ΔG随温度的变化很小，这就为建立该温度计提供了有利条件。据(2-35)反应式可以得到下面关系式：

$$\frac{-\Delta G_r^0}{2.303RT}=\lg\frac{a^{Phl}_{(KMg_3AlSi_3O_{10})_{0.5}(OH)}}{a^{Phl}_{(KMg_3AlSi_3O_{10})_{0.5}F}}+\lg\frac{a^{Ap}_{Ca_5(PO_4)_3F}}{a^{Ap}_{Ca_5(PO_4)_3(OH)}} \quad (2\text{-}37)$$

若为理想混合，可用相应的摩尔分数来代替活度，用X、Y分别表示共存的金云母和磷灰石

地信网论坛
BBS.35001.COM

中羟金云母和氟磷灰石的摩尔分数，则有：

$$\frac{-\Delta G_r^0}{2.303RT}=\lg\frac{X}{1-X}+\lg\frac{Y}{1-Y} \tag{2-38}$$

将ΔG_r^0值$=-3.4\times4.186$kJ代入（2-38）式中，且通过晶体化学计算算出X，Y值，则得到温度计公式：

$$\lg K_{F,OH}^{Phl/Ap}=743/T \tag{2-39}$$

其中$K_{F,OH}^{Phl/Ap}=\left(\frac{X_{OH}}{X_F}\right)_{Phl}\cdot\left(\frac{X_F}{X_{OH}}\right)_{Ap}$

为复合分配系数，T为绝对温度。

Carmichael（1974）还绘制了金云母和磷灰石中F、(OH)分配与温度相关图（图2-15），并实际计算了不同样品火山岩的温度值。

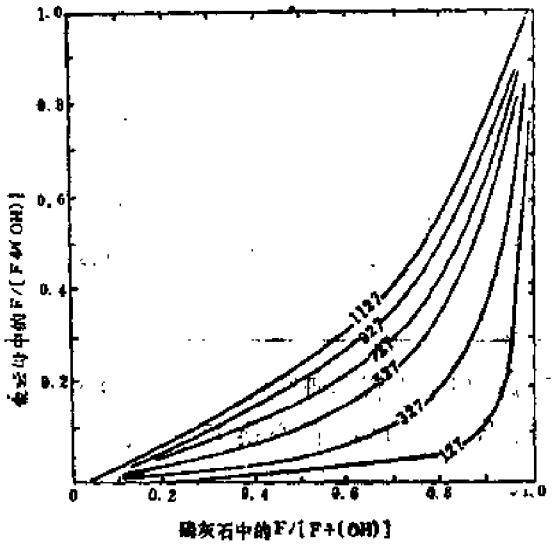


图2-15 金云母和磷灰石中F、OH分配与温度关系，图中数值为摄氏温度（据Carmichael，1974）

从计算结果可以看到，利用该温度计估算的温度值有的显得异常的低，有的却显得异常的高，这主要是金属阳离子Fe、Al在置换反应中对F^-和$(OH)^-$分配产生影响的缘故，然而上述温度计却没有考虑到这一点。另外，该温度计的局限性还表现为火山岩中金云母很少出现。鉴于上述情况，Ludington（1978）对上述温度计作了适当的修正，并推广为黑云母和磷灰石矿物对，提出一新的地质温度计：

$$\lg K_{F,OH}^{Bi/Ap}=1100/T+1.107X_{\text{铝铁云母}}+1.444X_{\text{铁叶云母}} \tag{2-40}$$

其中$K_{F,OH}^{Bi/Ap}=\left(\frac{X_{OH}}{X_F}\right)_{Bi}\cdot\left(\frac{X_F}{X_{OH}}\right)_{Ap}$

$X_{\text{铝铁云母}}=(Fe^{VI}-5Al^{VI})/\Sigma OCT$

$X_{\text{铁叶云母}}=Al^{VI}/\Sigma OCT$

ΣOCT为八面体配位阳离子总数。

例：已知一英安岩中平衡的黑云母和磷灰石单矿物的有关参数为：

$(X_F/X_O)_{Ap}=1$，$(X_{OH}/X_F)_{Bi}=32.3$，$X_{\text{铁叶云母}}=0$，$X_{\text{铝铁云母}}=0.38$，试求该两结晶相平衡的温度。

利用（2-39）式计算

$$T=\frac{743}{\lg K_{F,OH}^{Ap/Bi}}=\frac{743}{\lg(X_F/X_{OH})_{Ap}+\lg(X_{OH}/X_F)_{Bi}}$$

$$=\frac{743}{\lg1+\lg32.3}=493K(220℃)$$

利用（2-40）式计算，

$$T=\frac{1100}{\lg K_{F,OH}^{Ap/Bi}-1.107X_{\text{铝铁云母}}-1.44X_{\text{铁叶云母}}}$$

$$=\frac{1100}{\lg1+\lg32.3-1.107\times0.38-1.44\times0}$$

顶级地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

$=1009K(736℃)$

将其它岩石计算的结果同列于表2-5中。

表2-5 不同岩石的黑云母—磷灰石矿物对有关参数及估算温度

样品号	岩石类型	$(X_{OH}/X_F)_{Bi}$	$(X_F/X_{OH})_{Ap}$	$\lg K_{OH}^{Bi/Ap}$	$t_1(℃)$	$X_{铁叶云母}$	$X_{羟铁云母}$	$t_2(℃)$
L_{11s}	英安岩	32.3	1	1.51	220	—	0.38	740
Cal_{1s}	英安岩	24	1.38	1.52	220	—	0.34	690
Cal_{1g}	超钾质岩	32.3	1.08	1.54	240	—	0.40	730

注：t_1为用(2-39)式计算结果；t_2为用(2-40)式计算结果。

从表2-5中可知，用Ludington修正过的温度计估算较接近实际情况。该温度计适用于各种火山岩、深成岩、变质岩。

2. 地质氧逸度计

(1) 铕的氧化态作为氧逸度计

稀土元素铕有三价和二价之分，在岩浆作用的条件下，某地质相内二价铕与三价铕的浓度比可以反映该地质相形成时的氧化—还原条件。实验表明，铕在斜长石和熔体间的分配表现为温度和氧逸度的函数，在氧化条件下，较之Eu^{2+}来说，斜长石对Eu^{3+}有更大的相容性，故可以用造岩矿物相中的Eu^{2+}/Eu^{3+}比值来估算所处的氧逸度条件。在这方面，Drake (1975) 的研究是突出的。

①推导

设其反应式如下，

$$Eu^{2+}O^{L}+\frac{1}{4}O_2=Eu^{3+}O^{L}_{1.5} \tag{2-41}$$

则有

$$4\lg K_1=-4\lg\frac{a^{L}_{Eu^{2+}O}}{a^{L}_{Eu^{3+}O_{1.5}}}+\lg f_{O_2} \tag{2-42}$$

当斜长石从熔体中晶出时，设其反应为：

$$Eu^{2+}O^{L}+SiO^{L}_2+Eu^{2+}Al_2SiO^{Pl}_8=Eu^{3+}O^{L}_{1.5}+AlO^{L}_{2.5}+Eu^{2+}Al_2Si_2O^{Pl}_8 \tag{2-43}$$

则

$$\lg K_2=\lg\frac{a^{L}_{Eu^{2+}O}}{a^{L}_{Eu^{3+}O_{1.5}}}-\lg\frac{a^{Pl}_{Eu^{2+}Al_2Si_2O_8}}{a^{Pl}_{Eu^{3+}AlSi_3O_8}}-\lg\frac{a^{L}_{SiO_2}}{a^{L}_{AlO_{1.5}}} \tag{2-44}$$

将(2-44)式两边乘4，并代入(2-42)式整理得

$$\lg f_{O_2}=-4\lg\frac{a^{Pl}_{Eu^{2+}Al_2Si_2O_8}}{a^{Pl}_{Eu^{3+}AlSi_3O_8}}+4\lg\frac{a^{L}_{SiO_2}}{a^{L}_{AlO_{1.5}}}-4\lg\frac{K_1}{K_2} \tag{2-45}$$

令岩石中SiO_2、$AlO_{1.5}$的质量百分数为a_{SiO_2}、$a_{AlO_{1.5}}$值，统计计算了地球玄武岩、英安岩、花岗岩和阿波罗11、阿波罗12及月球16的月海玄武岩的$SiO_2/AlO_{1.5}$比值，其变化范

顶级地质论坛 http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

围为2.7—5.1，再将2.7和5.1变为对数形式，其估算的氧逸度误差为1.1的对数单位，故可以认为：体系中$SiO_2/AlO_{1.5}$比值的变化对氧逸度的影响是不重要的。另外，我们假定$\frac{a^{Pl}_{Eu^{2+}Al_2Si_2O_8}}{a^{Pl}_{Eu^{3+}AlSi_3O_8}}$与$\frac{Eu^{2+}}{Eu^{3+}}$浓度比值成正比，且令$\frac{K_1}{K_2}=A$，则（2-45）式简化为

$$\lg f_{O_2}=-4\lg\frac{Eu^{2+}}{Eu^{3+}}+A \tag{2-46}$$

其中A为常数，可通过实验来确定，而$\frac{Eu^{2+}}{Eu^{3+}}$比值是推算出来的。

②Eu^{2+}/Eu^{3+}的推算

众所周知，现有分析技术还不能对地质相中的Eu^{2+}和Eu^{3+}分别加以测定，而仅得到Eu的总浓度。Philpotts（1970）曾证明，如果两共存相中Eu的浓度能分别确定，而且Eu^{2+}和Eu^{3+}在两共存相间的分配系数已知的话，则可对Eu^{2+}和Eu^{3+}的浓度进行计算。

设Eu^{3+}在两共存相斜长石和熔体间的分配系数为$K_D^{Pl/L}$，该值可以在K_D对各三价稀土元素（REE）离子半径所作平滑曲线上Eu的位置内插求得，如图（2-9）、图（2-10）。按离子半径减少的顺序，Eu两侧为Sm和Gd，且两者均为正三价，故有

$$K^{Pl/L}_{DEu^{3+}}=\frac{K^{Pl/L}_{DSm}+K^{Pl/L}_{DGd}}{2} \tag{2-47}$$

此外，Eu^{2+}与Sr^{2+}的离子半径相似（1.25Å），且两者一系列的热力学性质相同，故推测两元素的K_D值相同，即$K^{Pl/L}_{DEu^{2+}}=K^{Pl/L}_{DSr}$。

同样，用K_D-r图（图2-14）中的抛物线也可内插得到$K^{Pl/L}_{DEu^{2+}}$和$K^{Pl/L}_{DEu^{3+}}$值。

计算基质中Eu^{2+}、Eu^{3+}浓度的公式为

$$(Eu^{3+})^L=\frac{Eu^{Pl}-(K^{Pl/L}_{DEu^{2+}}\cdot Eu^L)}{K^{Pl/L}_{DEu^{3+}}-K^{Pl/L}_{DEu^{2+}}} \tag{2-48}$$

$$(Eu^{2+})^L=Eu^L-(Eu^{3+})^L$$

计算斜长石中Eu^{2+}、Eu^{3+}浓度的公式为

$$(Eu^{3+})^{Pl}=\frac{Eu^L-(K^{L/Pl}_{DEu^{2+}}\cdot Eu^{Pl})}{K^{L/Pl}_{DEu^{3+}}-K^{L/Pl}_{DEu^{2+}}} \tag{2-49}$$

$$(Eu^{2+})^{Pl}=Eu^{Pl}-(Eu^{3+})^{Pl}$$

③（2-46）式中A值和系数的确定

（2-46）式中A值和系数是通过实验测定斜长石和与之平衡的基质的有关数据并利用最小二乘法得到的，回归方程即为地质氧逸度计。

对于基质，则有

$$\lg f_{O_2}=-4.55(\pm0.17)\lg(Eu^{2+}/Eu^{3+})^L-10.89(\pm0.19) \tag{2-50}$$

对于斜长石，则有

$$\lg f_{O_2}=-4.60(\pm0.17)\lg(Eu^{2+}/Eu^{3+})^{Pl}-3.89(\pm0.19) \tag{2-51}$$

图2-16更为直观地表现了熔体（基质）或斜长石的$\lg f_{O_2}$与$\lg(Eu^{2+}/Eu^{3+})$的关系，显然，使用该图比计算更为方便。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

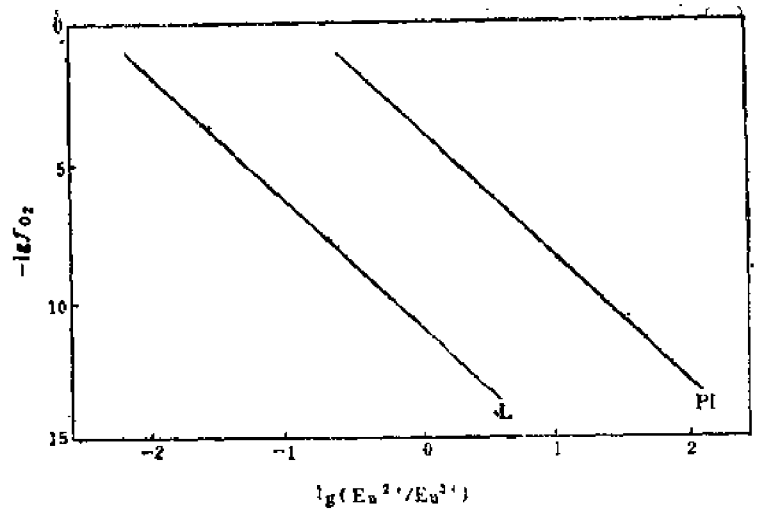


图2-16 斜长石和熔体的氧逸度（f_{O_2}）与Eu^{2+}/Eu^{3+}比值关系
（据Drake, 1975）

Drake利用该氧逸度计估算了各类岩石的氧逸度值，该值与通过其它方法计算的值基本一致（表2-6），说明此法是可靠的。

表2-6 各类岩石的$\lg f_{O_2}$计算值一览表

岩石类型	$\lg f_{O_2}$范围	均值和标准离差	样品数
地球玄武岩	-5.5—8.0	-7.0±1.6	7
地球安山岩	-3.9—10.8	-8.1±5.7	5
地球英安岩与流纹英安岩	-6.3—12.8	-9.1±5.7	10
月球铁质玄武岩	-11.7—13.9	-12.7±1.4	7
无球粒陨石	-14.3—16.2		2

注：据Drake(1975)。

(2) Eu在斜长石、单斜辉石和熔体间的分配作为氧逸度计

Sun (1974) 利用洋脊玄武岩样品在实验室系统测定了不同温度条件下各种氧分压状态时斜长石、单斜辉石和熔体间Eu的分配系数。

然后利用最小二乘法计算出分配系数、温度、氧逸度之间的函数关系，其氧逸度计算公式分别为：

$$\text{斜长石：}\quad \lg f_{O_2}=\frac{2460/T-\lg K_{D_{Eu}}^{Pl/L}-3.87}{0.15} \qquad (2\text{-}52)$$

$$\text{单斜辉石：}\quad \lg f_{O_2}=\frac{-6350/T-\lg K_{D_{Eu}}^{Cpx/L}+4.49}{0.04} \qquad (2\text{-}53)$$

若岩石中斜长石和单斜辉石是共存的两平衡相，那么利用$K_{D_{Eu}}^{Pl/L}$值和$K_{D_{Eu}}^{Cpx/L}$值计算的氧分压值是吻合的。上述两温度计表达了分配系数、温度、氧逸度之间的关系（图2-17）。

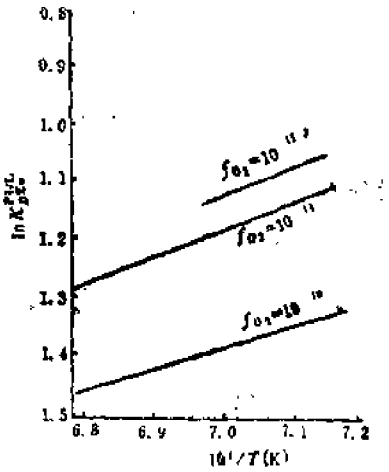


图2-17 斜长石与熔体间Eu分配系数与氧分压、温度关系
（据Sun Ching-Oh, 1974）

此外，Drake (1975) 根据二价铕较之三价铕优先进入斜长石的性质，通过大量数据的整理，编制了1290—1300℃

地信网论坛
BBS.35001.COM

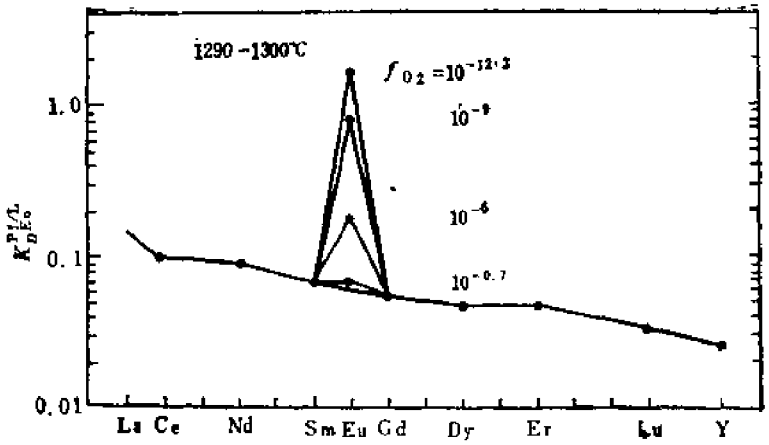


图2-18 斜长石与熔体间Eu分配系数与氧逸度关系
(据Drake, 1975)

时不同氧逸度条件下斜长石和基质间铕的分配系数（图2-18）。

显然，上述两图均表明了$K_{pEu}^{Pl/L}$值越大氧逸度越低的特征。联系前述不同牌号斜长石与熔体间铕的分配性质（图2-10）可以发现，岩石中斜长石牌号越小，其形成的氧逸度越小，这一规律，大体上与火山岩产状吻合。

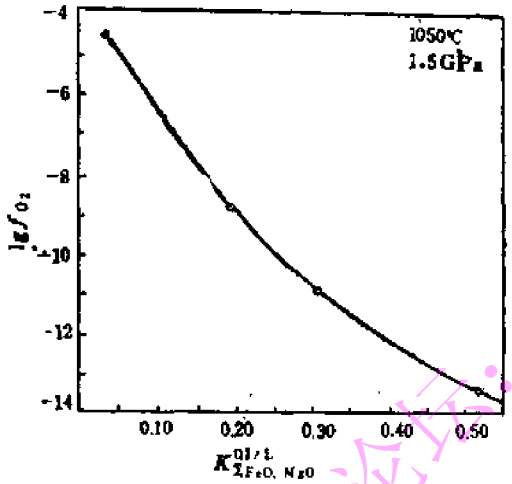


图2-19 $K_{\Sigma FeO,MgO}^{Ol/L}$与$\lg f_{O_2}$关系
(据Mysen, 1975)

(3) $K_{\Sigma FeO,MgO}^{Ol/L}$为氧逸度的函数

这是Mysen (1975) 研究了橄榄石和熔体间ΣFeO, MgO的分配与氧逸度的关系后提出的（图2-19）。投影该图所得的氧逸度值为橄榄石与熔体平衡时的逸氧度条件。注意K值可直接用氧化物的质量百分数计算，$\Sigma FeO = FeO + 0.9Fe_2O_3$。

3. 估算原生玄武质岩浆成分

原生岩浆为地幔及地壳岩石经部分熔融形成的未经演化的初始岩浆。它一般是玄武质的，且与地幔各矿物相（如橄榄石）保持平衡。在判别玄武质原生岩浆时，〔M〕值（〔M〕= $Mg/(Mg+Fe^{2+})$）是非常重要的参数，可利用复合分配系数（K）计算。

已知：汉诺坝地幔岩橄榄石成分为Fo_{88}—Fo_{90}，地幔橄榄石(Ol)与原生玄武岩浆(L)平衡$K_{Fe,Mg}^{Ol/L}=0.3$，也即$K_{Fe,Mg}^{Ol/L}=\left(\frac{X_{Fe}}{X_{Mg}}\right)^{Ol}\cdot\left(\frac{X_{Mg}}{X_{Fe}}\right)^{L}=0.3$，还可简写为$\left(\frac{Fe}{Mg}\right)^{Ol}\cdot\left(\frac{Mg}{Fe}\right)^{L}=0.3$。

当Fo=88时，计算汉诺坝原生玄武岩浆的〔M〕值：

$(Mg/(Mg+Fe))^{Ol}=0.88$，等式两边取倒数变为

$1+\left(\frac{Fe}{Mg}\right)^{Ol}=\frac{1}{0.88}=1.136$，则

$\left(\frac{Fe}{Mg}\right)^{Ol}=0.136$，将此值代入分配系数值中，则有

地信网论坛
BBS.35001.COM

$\left(\frac{Mg}{Fe}\right)^L = 2.2$，等式两边取倒数变为：

$\left(\frac{Fe}{Mg}\right)^L = 0.45$，等式两边各加1得：

$\left(\frac{Mg+Fe}{Mg}\right)^L = 1.45$，等式两边再取倒数则得到$(M)$值，

$(M)^L = \left(\frac{Mg}{Mg+Fe}\right) = \frac{1}{1.45} = 0.68$，此即原生玄武岩浆的$(M)$值。

当Fo = 90时，利用同样的计算步骤算出汉诺坝原生玄武岩浆的(M)值为0.75。

上述计算值与Frey（1978）确定的原生岩浆的(M)值（0.68—0.75）完全吻合。

4. 推测岩石成因

Green（1966）认为，出露在夏威夷Solt火山口熔岩中的石榴辉石岩（组成为Cpx、Opx、Gr）原是单斜辉石岩。这种单斜辉石岩是13×10^8—18×10^8Pa条件下碱性玄武岩分离结晶成的黑色Ⅱ型包体，后来被带到地表，在冷却时单斜辉石出溶分解为石榴石和斜方辉石，形成现在看到的石榴辉石岩。这个结论是利用分配系数值计算、对比得出的（表2-7）。计算

表2-7 实测和推算Solt熔岩的大离子亲石元素浓度*

元素	$C_1^{i(a)}$ (10^{-6})	$K_{D1}^{CPx/L}$	$C_2^{i(b)}$ (10^{-6})	$C_3^{i(c)}$ (10^{-6})
K	17.5	0.0014—0.0026	6730—12500	6700—12500
Rb	0.02	0.001—0.0041	4.8—20	5—13
Cs	0.00053	0.00036—0.0036	0.15—1.47	0.15—1.1
Sr	63	0.054—0.081	778—1166	800—950
Ba	2.3	0.00078—0.0023	10000—2948	1000—2300

注：*据Green(1966)数据整理；(a)石榴辉石岩中单斜辉石内元素的浓度(实测值)；(b)利用简单分配系数和C_1^i值推算的熔岩中元素的浓度；(c)实测熔岩的元素浓度。

结果表明，利用已报导的分配系数实验数据理论上计算出的熔岩中微量元素浓度与Solt火山口的碱性玄武岩实测成分是非常相似的，由此证明上述推断的正确性。

Watson（1976）在1180℃和101325Pa压力条件下研究了不相混的基性和酸性熔体之间微量元素的分配特征。在研究的13种元素之中，P最富集于基性熔体内，其次是REE、Ta、Cr、Ti、Mn、Zn、Sr和Ba，只有Cs是富集于酸性熔体的。这是根据元素i在基性熔体(B)和酸性熔体（A）间的简单分配系数$K_{D1}^{B/A}$值大小得出的结论。如$K_{DP}^{B/A}=10$，$K_{DBa}^{B/A}=1.5$，而$K_{DCs}^{B/A}<1$。许多微量元素优先进入基性熔体，说明基性熔体的结构特征符合这些元素阳离子的配位性质，也说明元素自身的迁移性质

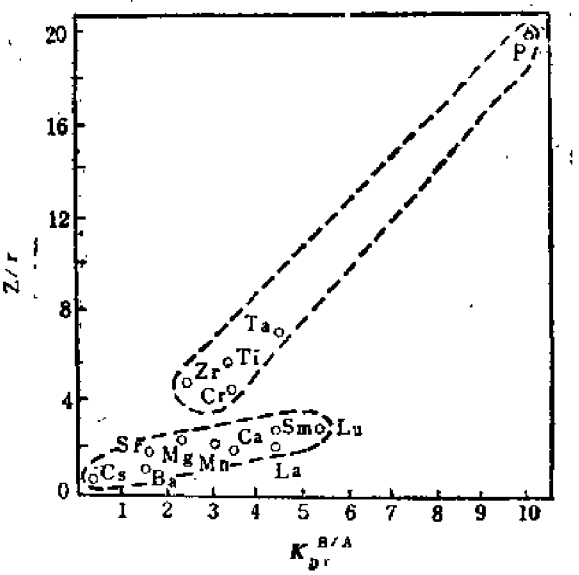


图2-20 实验确定的元素在两熔体间的分配($K_{D1}^{B/A}$)与元素迁移性(z/r)关系

(据Watson, 1978)

地信网论坛
BBS.3S001.COM

(z/r)。图2-20表示了元素迁移性与$K_D^{B/A}$之间的关系。这种元素的分离特征提供了两不相混的基性熔体和酸性熔体发生分离的信息。为此，可以根据上述微量元素在两熔体间的分配系数值推断岩石的熔离作用成因。如两共生的基性和酸性岩、煌斑岩中有长英质的析离体、乃至月壳的演化都被认为是熔离作用的结果，因而微量元素也具有这种分配特征。

除此以外，还可以利用简单分配系数来估算岩浆的分离结晶程度(f)。

Kuo和Crocket (1979) 提出下面的计算公式：

$$C_{R,L}^{Eu}/C_{R,L}^{Eu*} = (1-f)^{K_D^{Pl/L}{}_{Eu} - K_D^{Pl/L}{}_{Eu*}} \tag{2-54}$$

其中，$C_{R,L}^{Eu}$为Eu在残余熔体中的实际浓度；$C_{R,L}^{Eu*}$为残余熔体中Eu的理论浓度，它等于残余熔体中Sm、Gd浓度的内插值，即

$$C_{R,L}^{Eu*} = \frac{C_{R,L}^{Sm} + C_{R,L}^{Gd}}{2} \tag{2-55}$$

同样，
$$K_{D}^{Pl/L}{}_{Eu*} = \frac{K_D^{Pl/L}{}_{Sm} + K_D^{Pl/L}{}_{Gd}}{2} \tag{2-56}$$

例：已知某地花岗岩为分离结晶的残余熔体，其$C_{R,L}^{Eu}/C_{R,L}^{Eu*}$比值等于0.76，又查表得知（中酸性岩）$K_D^{Pl/L}{}_{Eu} = 0.39$，利用 (2-56)式计算得知$K_{D}^{Pl/L}{}_{Eu*} = 0.03$。

计算：据 (2-54) 式，则有

$$0.76 = (1-f)^{0.39-0.03}$$

$$f = 0.55$$

由计算表明，母岩浆经55%的分离结晶（主要是斜长石分离结晶）后可形成上述成分的花岗岩。

同样地，也可用复合分配系数 (K) 直接确定岩浆的分离结晶程度。图2-21就表现了橄榄石与溶体间Mg、Fe交换反应的复合分配系数与橄榄石分离结晶程度的关系。在图中，开始结晶时 ($1-f=0$) 的$K_{Mg,Fe}^{Ol/L}$值为3(Roedder等,1970)，近全部结晶时($1-f=1$)的$K_{Mg,Fe}^{Ol/L}$值为1 (Bonin等，1984)。将上述两极端情况的$K_{Mg,Fe}^{Ol/L}$值用平滑的曲线连结起来便可得到该图。此图适用于超基性和基性熔岩的分离结晶作用。

此外，还可用单斜辉石与熔体间Mg、Fe交换反应的复合分配系数随全岩化学成分变化的关系来确定岩浆演化的趋势 (图2-22)。

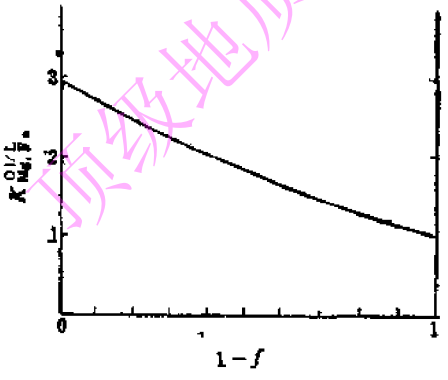


图2-21 $K_{Mg,Fe}^{Ol/L}$与橄榄石分离结晶程度的关系

$$K_{Mg,Fe}^{Ol/L} = \left(\frac{X_{Mg}}{X_{Fe}}\right)_{Ol} \cdot \left(\frac{X_{Fe}}{X_{Mg}}\right)_{全岩}$$

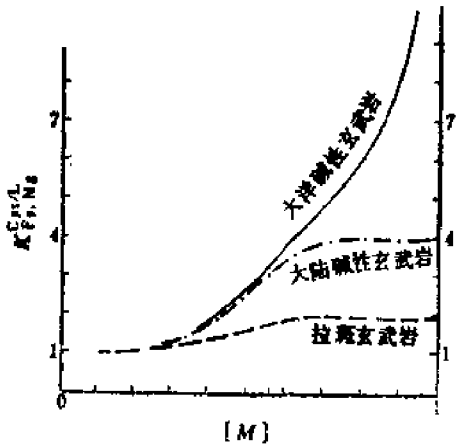


图2-22 岩浆不同演化趋势所表现的$K_{Mg,Fe}^{Cpx/L}$与[M]值的变异关系

[M]=Mg/(Mg+Fe)(全岩原子数比值)

地信网论坛
BBS.35001.COM

第三章　岩浆作用的定量模型

岩浆作用是指岩浆起源、形成、演化和固结成岩的一系列作用。众所周知，部分熔融是岩浆形成的最重要的途径。而引起岩浆成分改变的主要方式为分离结晶、同化混染、岩浆混合、液态不混溶和带状萃取等作用。上述作用均涉及熔体相与结晶固相、熔体相与熔体相之间的共存，而微量元素在其中的分配系数能较好地表征两共存相中微量元素浓度的变化趋势。若总分配系数（D^i）大于1，表示元素i在结晶相中富集，即在部分熔融时易保存在残余固相中，而分离结晶时易进入结晶固相；若D^i值小于1，则出现与前述变化相反的趋势。因此，利用微量元素的这种分配特征和两共存相中微量元素的浓度变化关系来定量估算岩浆形成和演化的程度是完全可行的。如果说现代岩石学研究向着模型化、定量化发展，那么微量元素应用的最大贡献莫过于为此提供了最重要的研究手段。这种定量估算岩浆形成和演化程度的公式则称为定量模型。Gast（1968）最先把瑞利方程应用于定量估算岩浆的分离结晶程度；后来，Shaw（1972）提出了部分熔融作用的定量模型，这些均为定量地讨论岩浆岩成因奠定了基础。

一、岩浆形成的定量模型

1. 部分熔融作用

部分熔融作用，根据固—液相间是否保持平衡而分为平衡的部分熔融和非平衡部分熔融两大类；根据熔融过程中固相矿物的相变特征又分为理想熔融、非理想熔融、不一致熔融和有流体相参加的熔融四种主要类型；每种类型，又可根据形成熔体在残余固相中的赋存状态和聚集形式分为四种部分熔融方式。为避免名词术语的混乱和保持概念上的统一，特列表3-1说明之。严格地说，表中只有成批熔融为平衡的部分熔融作用，而其他的均属非平衡部分熔融的范畴。表中的临界熔融实际上是成批熔融和分离熔融两种极端的过渡形式，其特点为部分熔融程度很低，仅为3%—5%，且在部分熔融发生之前源区岩石的渗透率接近于零，目

表3-1　部分熔融作用类型和方式的划分

类型 \ 方式	成批熔融 (batch)	分离熔融 (fractional)	收集熔融 (collection)	临界熔融 (critical)
1　理想熔融* (modal)	—**	—	—	
2　非理想熔融 (non-modal)	—	—	—	
3　不一致熔融 (incongruent)	—	—	—	
4　有流体相参加的熔融	—	—	—	

注：*一译为"实比熔融"；**已有定量模型提出；本表主要依据Allégre等(1978)文献综合。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

前也尚无独立的定量模型来表示。

(1) 理想熔融

这种熔融作用表现为在熔融过程中原始固相中某一矿物相的质量百分数($X^a_{0,s}$)始终不变，而且等于熔融后残余固相中该矿物相的质量百分数（$X^a_{R,s}$）和进入到熔体中该矿物相的质量百分数（X^a_L），其表达式为：

$$X^a_{0,s} = X^a_{R,s} = X^a_L \tag{3-1}$$

由（3-1）式可以推演部分熔融形成各相与熔体之间微量元素总分配系数的关系：

$$D^i_0 = D^i_{R,s} = P^i \tag{3-2}$$

(3-2) 式表明，原始固相与熔体间微量元素i的总分配系数（D^i_0）在部分熔融过程中始终不变，而且等于残余固相与熔体间i的总分配系数（$D^i_{R,s}$）和进入到熔体中那一部分固相与熔体间i的总分配系数（P^i）。显然，这是一种理想的部分熔融。

①成批熔融

在整个部分熔融过程中，熔出的熔体与残余固相始终保持平衡，残余固相的颗粒间隙中保留着静态的熔体，直到形成的熔体移去，这种熔融作用才算结束，这种部分熔融又称为平衡的部分熔融或一次性熔融。其定量模型有以下二种型式：

$$\frac{C^i_L}{C^i_{0,s}} = \frac{1}{D^i_0 + F(1 - D^i_0)} \tag{3-3}$$

式中C^i_L为部分熔融所形成熔体中微量元素 i 的浓度，$C^i_{0,s}$为原始固相（部分熔融源区岩石）中i的浓度，D^i_0为原始固相和熔体间元素i的总分配系数(见第二章)，F为部分熔融程度，即熔体占原始固相的质量比例数。显然，F值越大，熔融程度越强，熔出熔浆的比例数越多。

$$\frac{C^i_{R,s}}{C^i_{0,s}} = \frac{D^i_0}{D^i + F(1 - D^i)} \tag{3-4}$$

这是由（3-3）式变换得来的一种定量模型形式，式中$C^i_{R,s}$为微量元素i在残余固相中的浓度，这对于定量模型估算是有利的，因为在野外有时可以识别残余固相。

上述两式是以D^i_0值不变为前提的，若总分配系数值（D^i_0）随部分熔融程度呈线性变化，其关系式且为：

$$D^i_0 = a + bF \tag{3-5}$$

式中a、b为常数，则(3-3)式就可变为

$$\frac{C^i_L}{C^i_{0,s}} = \frac{1}{a + (b - a + 1)F - bF^2} \tag{3-6}$$

此外（3-3）式和（3-4）式中的D^i值可以用$D^i_{R,s}$取代（据3-2式），其计算结果不变。(3-3)式的推导如下：

由于是平衡的部分熔融作用，所以在部分熔融的各个阶段岩石的总分配系数应保持不变，即

$$\frac{X^i_{R,s}}{X^i_L} = D^i_{R,s} \tag{3-7}$$

设部分熔融过程中从原始固相中产生的熔浆的比例数为F，则

$$F = n_L / n_{0,s} \tag{3-8}$$

其中$n_{0,s}$和n_L分别为原始固相和熔体所具有的各种不同组分的总摩尔数。

那么残余固体占原始固相的比例数为：

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$$\frac{\text{残余固体}}{\text{原始固体}}=\frac{n_{0,S}-n_L}{n_{0,S}}=1-F$$

而残余固体与熔体的相对比例数为：

$$\frac{\text{残余固体}}{\text{熔体}}=\frac{n_{0,S}-n_L}{n_L}=\frac{1}{F}-1 \tag{3-9}$$

根据（3-7)式可以得到

$$\frac{X^i_{R,S}}{X^i_L}=\frac{Y^i_{R,S}/(n_{0,S}-n_L)}{Y^i_L/n_L}=D^i_{R,S} \tag{3-10}$$

其中$Y^i_{R,S}$、Y^i_L分别为残余固体和熔体中微量元素i的摩尔数。$X^i_{R,S}$、X^i_L分别为残余固体和熔体中微量元素i的摩尔分数。

又因为$Y^i_{R,S}=Y^i_{0,S}-Y^i_L$ (3-11)

将(3-11)式代入(3-10)式，则有

$$\left(\frac{Y^i_{0,S}}{Y^i_L}-1\right)\cdot\frac{n_L}{n_{0,S}-n_L}=D_{R,S} \tag{3-12}$$

$$\frac{Y^i_{0,S}}{Y^i_L}-1=D^i_{R,S}\left(\frac{n_{0,S}-n_L}{n_L}\right) \tag{3-13}$$

$$\frac{Y^i_{0,S}}{Y^i_L}=D^i_{R,S}\left(\frac{n_{0,S}-n_L}{n_L}\right)+1 \tag{3-14}$$

将(3-14)式两边均除以$n_{0,S}/n_L$则有：

$$\frac{Y^i_{0,S}/n_{0,S}}{Y^i_L/n_L}=\left[D^i_{R,S}\frac{n_{0,S}-n_L}{n_L}+1\right]\frac{n_L}{n_{0,S}} \tag{3-15}$$

(3-15)式中，左边等于$X^i_{0,S}/X^i_L$，右边等于$D^i_{R,S}+F$，故有

$$X^i_{0,S}/X^i_L=D^i_{R,S}+F(1-D^i_{R,S}) \tag{3-16}$$

两边取倒数，则有

$$X^i_L/X^i_{0,L}=1/(D^i_{R,S}+F(1-D^i_{R,S})) \tag{3-17}$$

故有$C^i_L/C^i_{0,L}=1/(D^i_{R,S}+F(1-D^i_{R,S}))$ (3-18)

因理想熔融中$D^i_0=D^i_{R,S}$，所以有

$$\frac{C^i_L}{C^i_{0,S}}=\frac{1}{D^i_0+F(1-D^i_0)}$$

图3-1明确表示熔融程度（F）、总分配系数（D^i_0）和熔体中微量元素i的浓度（C^i_L）之间的关系。显然，熔融程度越小，元素的分异越大，其中，总分配系数越小的元素熔体中越富集，总分配系数大于1的元素，熔体中亏损，若D^i_0值等于1，则元素i不发生分异，即进入熔体中的元素i与残留在固相中的i的比例是均等的。

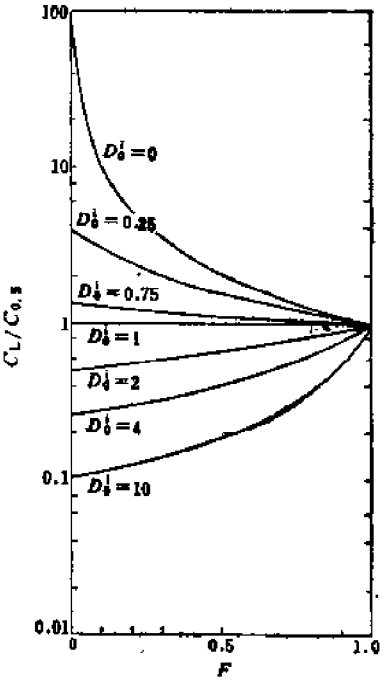


图3-1 成批熔融过程中F-D^i_0-$C^i_L/C^i_{0,S}$关系

(Hanson,1978)

②分离熔融

这是指部分熔融过程中只要一产生无限小量的熔体，则该熔体就立即离开残存固相的过程，也是一种非平衡的部分熔融作用（disequilibrium partial melting）。一般认为洋中脊下的岩浆上涌是分离熔融所致，其定量模型为：

$$\frac{C^i_L}{C^i_{0,S}}=\frac{1}{D^i_0}(1-F)^{\left(\frac{1}{D^i_0}-1\right)} \tag{3-19}$$

http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

式中符号同前。

③收集熔融

熔体连续产生，连续移去，且聚集在一储存池中均匀地混合在一起，这是一种连续为岩浆房输入熔体的过程，又称为连续熔融。显然，这种熔融的最终结果使部分熔融程度增大。太古代科马提质岩浆的形成可能为此熔融方式，其定量模型为：

$$\frac{C_L^i}{C_{0,S}^i}=\frac{1}{F}\left[1-(1-F)^{\frac{1}{D_0^i}}\right] \tag{3-20}$$

式中符号同前。

为了对比这三类理想熔融对形成熔体中微量元素浓度的影响，特用图3-2说明。显然，D_0^i值较小时，收集熔融与成批熔融难以区分；D_0^i值较大时，三者的差异表现明显，此时若F值固定，则分离熔融作用会使熔体中微量元素浓度富集最强烈，而收集熔融富集程度较弱。

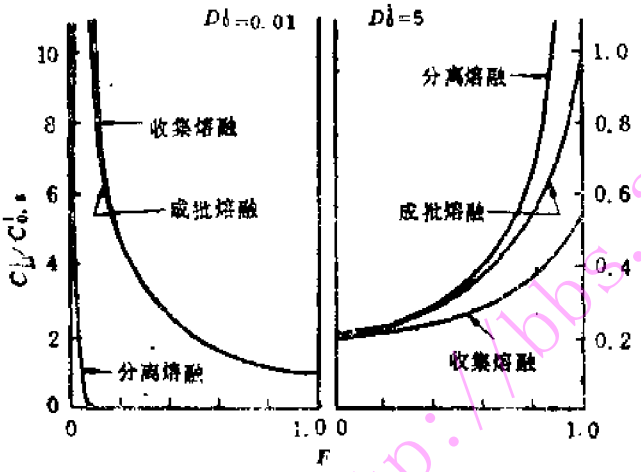


图3-2 各种理想熔融模型中$C_L^i/C_{0,S}^i$-F关系图

(据Wood，1978)

④计算实例

a. 计算部分熔融程度 一般认为，大陆和洋岛碱性玄武岩为石榴石二辉橄榄岩低度部分熔融所形成，现计算如下：

已知石榴石二辉橄榄岩为部分熔融的原始固相，其矿物组成的比例（X）和Ce、Sm在各矿物相与熔体间的简单分批系数列于下：

	Ol	Opx	Cpx	Gr
X	0.55	0.25	0.15	0.05
$K_D^{S/L}$ Ce	0.009	0.031	0.077	0.002
$K_D^{S/L}$ Sm	0.01	0.04	0.26	0.1

$D_0^{Ce}=0.009\times0.55+0.031\times0.25+0.077\times0.15+0.002\times0.05=0.005$

$D_0^{Sm}=0.01\times0.55+0.04\times0.25+0.26\times0.15+0.1\times0.05=0.015$

经测定，各岩石丰度如下：

	Ce（×球粒陨石）	Sm（×球粒陨石）
石榴石二辉橄榄岩($C_{0,S}^i$)	10.5	4
碱性玄武岩(C_L^i)	100	40
碧玄岩(C_L^i)	190	60

地信网论坛
BBS.35001.COM

因石榴石二辉橄榄岩处于地幔深部，故利用成批熔融（平衡的部分熔融）的定量模型(3-3)式估算如下：

碱性玄武岩

$$Ce:\ \frac{100}{10.5}=\frac{1}{0.005+F(1-0.005)},\ F=10\%$$

$$Sm:\ \frac{40}{4}=\frac{1}{0.015+F(1-0.015)},\ F=9\%$$

碧 玄 岩

$$Ce:\ \frac{190}{10.5}=\frac{1}{0.005+F(1-0.005)},\ F=5.1\%$$

$$Sm:\ \frac{60}{4}=\frac{1}{0.015+F(1-0.015)},\ F=5.2\%$$

由上估算可知，石榴石二辉橄榄岩经10%左右的部分熔融可形成碱性玄武岩岩浆，若经5%左右的部分熔融则形成碧玄岩岩浆。无论是用Ce估算还是用Sm估算，两者的结果近似，证明估算是正确的。

b. 判别熔融模型　河北迁西太古代绿岩带发现超镁铁质岩石，测定其稀土元素La、Sm和Yb的含量分别为$C_L^{La}=1.25\times10^{-6}$，$C_L^{Sm}=0.66\times10^{-6}$和$C_L^{Yb}=0.70\times10^{-6}$。又已知太古代地幔岩中La、Sm和Yb的含量分别为$C_{0,S}^{La}=0.64$，$C_{0,S}^{Sm}=0.39$，$C_{0,S}^{Yb}=0.42$，且该地幔岩中各矿物相的比例为：

Ol:Opx:Cpx:Gr:Sp = 0.63:0.225:0.05:0.045:0.05

La、Sm、Yb在固相矿物和熔体间的分配系数如下：

	Ol	Opx	Cpx	Gr
La	0	0.03	0.03	0.0007
Sm	0.01	0.04	0.26	0.1
Yb	0.02	0.25	0.29	4.5

首先计算D_0^i值

$D_0^{La}=0\times0.63+0.03\times0.225+0.03\times0.05+0.0007\times0.05+0.05\times0.05=0.008$

$D_0^{Sm}=0.01\times0.63+0.04\times0.225+0.26\times0.05+0.1\times0.05+0\times0.005=0.333$

$D_0^{Yb}=0.02\times0.63+0.25\times0.225+0.29\times0.05+0.45\times0.05+0\times0.05=0.3$

然后根据理想熔融的三种熔融方式计算F值：

	成批熔融	分离熔融
用La算	$\frac{1.25}{0.64}=\frac{1}{0.008+F(1-0.008)}$	$\frac{1.25}{0.64}=\frac{1}{0.008}(1-F)^{\frac{1}{0.008}-1}$
	$F=49\%$	$F=49\%$
用Sm算	$\frac{0.66}{0.39}=\frac{1}{0.333+F(1-0.333)}$	$\frac{0.66}{0.39}=\frac{1}{0.333}(1-F)^{\frac{1}{0.333}-1}$
	$F=39\%$	$F=25\%$
用Yb算	$\frac{0.70}{0.43}=\frac{1}{0.3+F(1-0.3)}$	$\frac{0.70}{0.43}=\frac{1}{0.3}(1-F)^{\frac{1}{0.3}-1}$
	$F=43\%$	$F=26\%$

顶级地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

收集熔融

用La算 $\frac{1.25}{0.64}=\frac{1}{F}(1-(1-F)^{\frac{1}{0.008}})$

$F=53\%$

用Sm算 $\frac{0.66}{0.39}=\frac{1}{F}(1-(1-F)^{\frac{1}{0.333}})$

$F=53\%$

用Yb算 $\frac{0.70}{0.43}=\frac{1}{F}(1-(1-F)^{\frac{1}{0.3}})$

$F=56\%$

上面的计算结果（F值）表明，只有收集熔融的方式用La、Sm和Yb计算的结果是非常接近的，而其它熔融模型的计算结果相差很大。故得出结论：迁西科马提岩浆是通过收集熔融的方式获得的，它是太古代地幔经53%—56%的部分熔融所形成的。

c. 计算C_L^i值 若已知D_0^i和F值，便可估算部分熔融形成熔体中元素i的浓度，这种估算结果常用于拟合实际样品。Hanson（1978）利用上述方法计算表明，美国安大略东北部和明尼苏达西北部的太古代石英闪长岩和石英二长岩是太古代拉斑玄武岩母体经5%和35%的部分熔融后形成的，其计算的结果与样品比分析值的球粒陨石标准化结果是完全吻合的（图3-3）

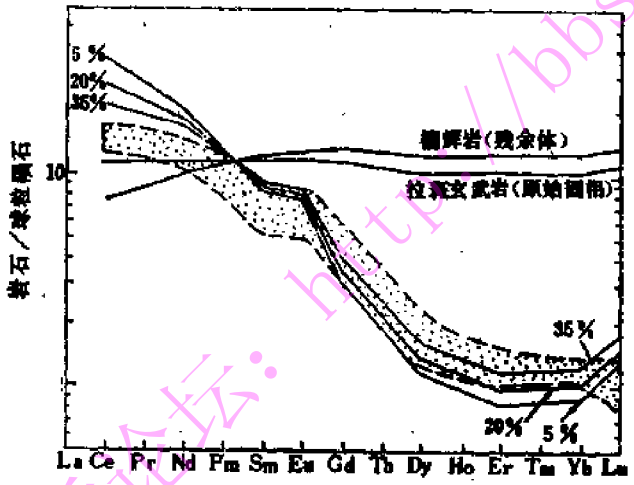


图3-3 美国安大略东北石英闪长岩和明尼苏达西北石英二长岩的稀土分配型式（阴影部分）

图中5%、20%和35%为拉斑玄武岩经部分熔融形成熔体的稀土分配型式

（据Hanson，1978）

（2） 非理想熔融

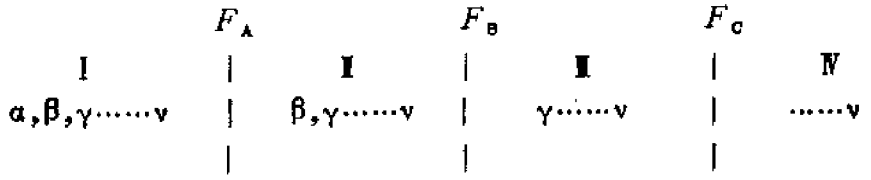
与理想熔融明显不同，这是一种在熔融过程中固相矿物的比例数发生变化的一种部分熔融作用。其表现为：

$X_0^a \neq X_{R,S}^a \neq X_L^a$，也即$D_0^i \neq D_{R,S}^i \neq P^i$。式中$P^i$为进入熔体中那一部分固相与原固相间的总分配系数。实际上，这种熔融方式更加符合实际的熔融过程。

引起固相矿物比例数改变的方式有二：①在熔融过程中并不使某一矿物相消失；②在熔融过程中使某一矿物相消失。如下所示，在熔融过程中，Ⅰ为原始固相，其组成α、β、γ……ν，经F_A的部分熔融进入Ⅰ，同时α相消失。同理，Ⅱ经F_B的部分熔融进入Ⅱ，β相消失。以此类推，在每一个熔融阶段均有某一矿物相消失，这就是矿物比例数发生改变的第二种

地信网论坛
BBS.3S001.COM

方式的特点。



对于第一种情况，虽然α、β、γ……v各相自始至终没有一个消失，但比例数发生了变化，这时它们仍遵循质量平衡定律，如对于α相来说则有：

$$X_0^{\alpha} = (1-F)X_{R,S}^{\alpha} + FX_L^{\alpha} \tag{3-21}$$

其它各相的比例数也有上述关系。

对于第二种情况来说，由Ⅰ到Ⅱ为熔融的第A阶段，并以α相消失为熔融阶段结束的标志，那么第A阶段最大熔融程度表示为：

$$F_{A最大} = \frac{X_0^{\alpha}}{X_L^{\alpha}} \tag{3-22}$$

例：假定α相为石榴石二辉橄榄岩中的石榴石（Cr），且在其中的含量为5%，在该地幔岩部分熔融时，若石榴石和单斜辉石等量进入熔体，问石榴石消失时最大的部分熔融程度是多少？

解：据（3-22）式可知，

$$F_{A最大} = \frac{5\%}{50\%} = 10\%$$

计算表明，第A阶段部分熔融的最大熔融程度为10%，此时石榴石全部消失。

对于非理想熔融，各分配系数间的关系为：

$$D_{R,S}^{i} = \frac{D_0^i - FP^i}{1-F} \tag{3-23}$$

P^i则为微量元素i在进入熔体的那部分固相和熔体间的总分配系数。此时，各种非理想熔融的定量模型如下：

成批熔融：
$$\frac{C_L^i}{C_{0,S}^i} = \frac{1}{D_0^i + F(1-P^i)} \tag{3-24}$$

分离熔融：
$$\frac{C_L^i}{C_{0,S}^i} = \frac{1}{D_0^i}\left(1 - \frac{P^iF}{D_0^i}\right)^{(1/P^i-1)} \tag{3-25}$$

收集熔融：
$$\frac{C_{L_{\text{总}}}^i}{C_{0,S}^i} = \frac{1}{F}\left[1 - \left(1 - \frac{P^iF}{D_0^i}\right)^{(P^i)}\right] \tag{3-26}$$

显然，若$P^i = D_0^i$时，上面三式分别与理想熔融的（3-3）、（3-19）、（3-20）式相同。

对于（3-25）和（3-26）两式来说，必须满足$1 - \frac{P^iF}{D_0^i} > 0$，故$\frac{D_0^i}{P^i} < F$，而$F < 1$，所以$P^i > D_0^i$，故

$$F_{最大} = \frac{D_0^i}{P^i} \tag{3-27}$$

需要说明的是，利用$\frac{D^i}{P^i}$比值得到的$F_{最大}$值和利用$X_0^{\alpha}/X_L^{\alpha}$比值得到的$F_{最大}$值有可能不尽相等，此时取最小值。这两种计算结果的不同是由于讨论的途径不同所造成的。前者强调方程

顶级地质公示：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

的数学意义，后者则强调某一项消失。

(3) 不一致熔融

这种熔融作用表现为某结晶相在温度升高时并不直接熔出该结晶相熔体，而转变为另一固相和熔体，且熔融形成的液相与原来的固相成分不一致。如钾长石(Or)在升高温度到1150℃时分解：

$$Or \underset{(S)}{\overset{1150℃}{\rightleftharpoons}} Lc + \underset{(L)}{SiO_2} \tag{3-28}$$

钾长石（Or）也称为不一致熔融化合物。

假定源岩中存在有α、β、γ矿物相，其中α为不一致熔融化合物，则有等式：

$\alpha \overset{\triangle}{\rightleftharpoons} \pi + L$。不一致熔融作用完成后存在的相为β、γ、π和L，其最终产物的比例为Y^{β}、Y^{γ}、Y^{π}和Y^{L}

且：$$Y^{\beta} + Y^{\gamma} + Y^{\pi} + Y^{L} = 1$$

此外，进入熔体中各固相矿物的比例数为X_L^{α}，X_L^{β}，X_L^{γ}，且：$X_L^{\alpha} + X_L^{\beta} + X_L^{\gamma} + X_L^{\pi} = 1$

令不一致熔融过程中进入熔体中固相与熔体之间元素i的总分配系数为Q^i，则有

$$Q^i = P^i + \frac{X_L^{\alpha}}{Y^L} - (K_{D^i}^{\alpha/L} - Y^L K_{D^i}^{\alpha/L} - Y^{\beta} K_{D^i}^{\beta/L} - Y^{\gamma} K_{D^i}^{\gamma/L} - Y^{\pi} K_{D^i}^{\pi/L}) \tag{3-29}$$

确定Q^i值的关系式是由Hertogen和Gijbels(1976)提出的。

Q^i与其它分配系数的关系为：

$$D_{0,s}^i = \frac{D_0^i - FQ^i}{1-F} \tag{3-30}$$

不一致熔融的定量模型如下：

成批熔融：$$\frac{C_L^i}{C_{0,s}^i} = \frac{1}{D_0^i + F(1-Q^i)} \tag{3-31}$$

分离熔融：$$\frac{C^i}{C_{0,s}^i} = \frac{1}{D_0^i}\left(1 - \frac{Q^i F}{D_0^i}\right)^{(1/Q^i - 1)} \tag{3-32}$$

收集熔融：$$\frac{C_L^i}{C_{0,s}^i} = \frac{1}{F}\left[1 - \left(1 - \frac{Q^i F}{D_0^i}\right)^{1/Q^i}\right] \tag{3-33}$$

由（3-32）和（3-33）两式可知，$1 - \frac{Q^i F}{D_0^i} > 0$，$\frac{Q^i F}{D_0^i} < 1$，$\frac{Q^i}{D_0^i} > F$，而$F$小于1，所以有$Q^i > D_0^i$，故：

$$F_{最大} = \frac{D_0^i}{Q^i} \tag{3-34}$$

例：在3GPa、1620℃时单斜辉石发生不一致熔融，有下列反应：

$$Cpx \overset{1160℃}{\rightleftharpoons} Opx + L$$

已知：$Y^L = 0.2$，$Y^{Opx} = 0.8$，$P^{Li} = 0.05$，$X_L^{Cpx} = 0.7$，$K_{DLi}^{Cpx} = 0.08$，$K_{DLi}^{Opx/L} = 0.03$，$D_0^{Li} = 0.0324$，求$F_{最大}$。

解：据（3-29）式可得：

顶级地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

$$\overline{Q}^{La} = 0.05 + \frac{0.7}{0.2}(0.08 - 0.2\times 0.08 - 0.03\times 0.08)$$

$$= 0.05 + 0.14 = 0.19$$

又据(3-34)可知：

$$F_{最大} = \frac{0.0324}{0.19} = 0.17$$

计算表明：此不一致熔融的最大熔融程度为17%。

为了对比理想熔融、非理想熔融、不一致熔融中各种定量模型的差异，现举下例说明之。

已知部分熔融过程中原始固相各矿物的比例数（X_0）和元素La在各矿物相与熔体间的分配系数（$K_{D^{L_i}}^{S/L_i}$）为：

	Ol	Opx	Opx	Gr
X_0	0.3	0.2	0.3	0.2
$K_{D^{L_i}}^{S/L_i}$	0.008	0.01	0.08	0.02

又已知La在原始固相中的浓度（$C^{La}_{L,S}$）为1.3×10^{-8}和F^{La}值为0.05，求不同熔融方式中各种定量模型估算的熔体中La的浓度（C_L^{La}），根据上述数据估算出D_i^{La}值为0.0324，非理想熔融的$F_{最大}$为0.64。

结果列于表3-2和图3-4。

表3-2　估算的各种部分熔融定量模型中不同部分熔融程度的C_L^{La}值

F	理想熔融			非理想熔融			不一致熔融		
	C_{L-1}^{La}	C_{L-2}^{La}	C_{L-3}^{La}	C_{L-1}^{La}	C_{L-2}^{La}	C_{L-3}^{La}	C_{L-1}^{La}	C_{L-2}^{La}	C_{L-3}^{La}
0.001	39	39	39.5	39	39	39.5	39.1	39.1	39.6
0.01	39.9	29.7	34.7	31	30	34.8	32.1	31	35.4
0.1	10.1	1.78	12.3	10.2	1.7	12.5	11.5	0.93	12.9
0.2	5.8	0.051	6.5	5.8	0.036	6.5	10.0	0.22	10.8
0.7	1.8	0	1.9	2.0	0	2.0	7.6	0	7.6

注：L-1.成批熔融；L-2.分离熔融；L-3.收集熔融。

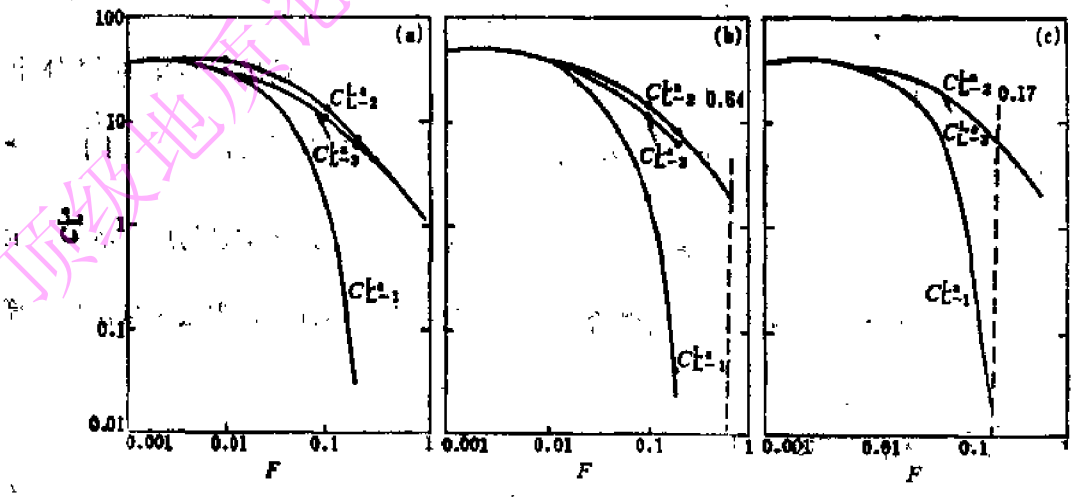


图3-4　不同部分熔融模型中C_L^{La}-F关系图

a. 理想熔融；b. 非理想熔融；c. 不一致熔融

地信网论坛
BBS.3S001.COM

由表3-2和图3-4说明，从理想熔融到不一致熔融，$F_{最大}$值变小，从1到0.64再到0.17；熔融程度越小，轻稀土La越富集，随熔融程度增加，La的浓度降低；分离熔融与其它两种熔融模型估算的熔体中La的浓度值差异较大。

（4） 有独立流体相存在的部分熔融

这种熔融的定量模型较适用于地壳岩石的重熔作用，因为这种岩石的部分熔融总是伴随有独立的流体相或挥发分（f）存在。故在计算时除了考虑$K_D^{S/L}$值外，还需利用微量元素i在固相和流体之间的分配系数这一参数（$K_D^{S/f}$）。

其定量模型如下：

成批熔融：$$\frac{C_L^i}{C_{0,S}^i}=\frac{1}{F(1-P_{S/L}^i)+D_{S/L}^i+U/D_{S/f}^i} \tag{3-35}$$

分离熔融：$$\frac{C_L^i}{C_{0,S}^i}=\frac{D_{S/f}^i}{D_{S/f}^i+U}\left[1-\frac{P_{S/f}^i F}{D_{S/f}^i+U}\right]^{\left(\frac{1}{P_{S/L}^i}-1\right)} \tag{3-36}$$

收集熔融：$$\frac{C_L^i}{C_{0,S}^i}=\frac{1}{F}\left[1-\left(1-\frac{P_{S/L}^i F}{D_{S/f}^i+U}\right)^{\frac{1}{P_{S/L}^i}}\right] \tag{3-37}$$

式中$P_{S/L}^i$相当于P^i，$D_{S/L}^i$相当于D_0^i，$D_{S,f}^i$为元素i在固相岩石和流体相间的总分配系数，$P_{S/f}^i$为进入熔体中的固相岩石与流体间微量元素i的总分配系数。U为含流体相的质量比例数，当$U=0$时，为干的条件。附表Ⅰ-5中列出了与花岗闪长岩部分熔融估算有关的参数，在估算时可选择使用。

（5） 不连续的部分熔融（discontirous partial melting）

这种部分熔融实际上是与多级分离结晶作用对应的多级部分熔融作用。其定量模型为：

$$\frac{C_{L,n}^i}{C_{0,S}^i}=\frac{\prod_{j=1}^{n-1}D_{R,S,j}^i}{\prod_{j=1}^{n}D_{R,S,j}^i+F_j(1-D_{R,S,j}^i)} \tag{3-38}$$

$$\frac{C_{R,S,n}^i}{C_{0,S}^i}=\prod_{j=1}^{n}\frac{D_{R,S,j}^i}{D_{R,S,j}^i+F_j(1-D_{R,S,j}^i)} \tag{3-39}$$

式中n为熔融阶段，它是以某一相的消失为标志的。$C_{L,n}^i$，$C_{R,S,n}^i$为熔融到n阶段时熔体和残余固相中元素i的浓度。$D_{R,S,j}^i$为$n=j$时残余固相与熔体间元素i的总分配系数。$\prod_{j=1}^{n}$为1→n项的乘积，$\prod_{j=1}^{n-1}$为1→（$n-1$）项的乘积。该定量模型实际上与非理想熔融的成批熔融定量模型类似，它主要考虑残余固相在不同熔融阶段的总分配系数是不同的，省去定量模型估算时P^i值的确定，因而更具有适用性。

2．非平衡部分熔融的SID模型

目前，一些学者对地幔条件下的非平衡部分熔融尚有着争议。Maalφe（1985）认为不存在这种熔融作用。他根据地球动力学的条件认为，地幔物质对流的速度为5cm/a，而下部

质级地质论坛 http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

软流圈的地热梯度较小，仅有10℃/km，那么上升的地幔物质就会只以5×10^{-4}℃/a的速度与固相线相交。在高压条件下，玄武质熔体在数小时或最多几天的时间内就可与残余地幔达到平衡。显然地幔源区部分熔融的速率较之平衡所需时间低几个数量级，因此，平衡部分熔融才是部分熔融的最合适形式。Bédard (1989) 则认为，部分熔融形成的熔体与残余地幔岩要达到平衡，取决于熔体的聚集速率及熔体与固相残余再平衡的速率。若熔体聚集速率大而熔体与固相残余再平衡的速率小，则属非平衡的部分熔融作用。研究表明，熔体在地幔孔隙中的渗透速率为10^{-4}—10^{-3}cm/s（孔隙度$\phi=1\%-10\%$），而尖晶石和辉石至少1000a才能达到与熔体平衡，前者速率明显快于后者，故推断地幔的非平衡熔融是存在的。非平衡熔融还表现有特定的岩相学标志，即地幔岩包体或阿尔卑斯型橄榄岩中保存有与渗透熔体相互反应形成的矿物环带。如我国汉诺坝橄榄岩包体中就常见有这种现象。

广义的非平衡熔融应是除成批熔融以外的所有熔融方式。这里讨论的非平衡熔融仅指依次累积的非平衡熔融 (sequential integrated disequilibrium melting)，简称为SID模型。

(1) SID模型介绍

这一模型是由Prinzhofer等 (1985) 提出的，其表达式为：

$$C_L^i = C_1^i X_L^1 + C_2^i X_L^2 + \cdots\cdots + C_n^i X_L^n \tag{3-40}$$

式中C_i^i为原始固相内某矿物相中元素i的浓度，X_L^n为矿物相在熔体中的质量份数。该式表明，不平衡熔融形成的熔体中微量元素的浓度取决于该元素在原始固相中的浓度和进入熔体的固相矿物的比例数。若用固相矿物间的分配系数来表示其模型，则有

$$C_L^i = C_{0,S}^i (M/Q) \tag{3-41}$$

式中$C_{0,S}^i$和C_L^i分别为原始固相岩石和形成熔体中元素i的浓度，且

$$M = x^1 + K_{D_1}^{n/1} x^2 + K_{D_1}^{n/1} x^3 + \cdots + K_{D_1}^{n/1} x^n \tag{3-42}$$

$$Q = X^1 + K_{D_1}^{n/1} X^2 + K_{D_1}^{n/1} X^3 + \cdots + K_{D_1}^{n/1} X^n \tag{3-43}$$

在上两式中，x^n和X^n分别为进入熔体中的固相矿物和源岩中矿物相的质量份数；$K_{D_1}^{n/1}$为某固相矿物与矿物1之间元素i的简单分配系数，该值可用间接方法来估算，即

$$K_{D_1}^{n/1} = K_{D_1}^{n/L} / K_{D_1}^{1/L}$$

故(3-42)式和(3-43)式变为

$$M = x^1 + (K_{D_1}^{2/L} x^2 + K_{D_1}^{3/L} x^3 + \cdots\cdots + K_{D_1}^{n/L} x^n)/K_{D_1}^{1/L} \tag{3-44}$$

$$Q = X^1 + (K_{D_1}^{2/L} X^2 + K_{D_1}^{3/L} X^3 + \cdots\cdots + K_{D_1}^{n/L} X^n)/K_{D_1}^{1/L} \tag{3-45}$$

根据质量平衡原理可以得出下式：

$$C_{R,S}^i = \frac{C_{0,S}^i - FC_L^i}{1-F} \tag{3-46}$$

将(3-41)式代入(3-46)式则有：

$$C_{R,S}^i = C_{0,S}^i \left\{ \frac{\left(1-\frac{M}{Q}F\right)}{1-F} \right\} \tag{3-47}$$

若地幔岩依次发生以Gr、Sp和Pl三矿物相消失的熔融作用，且熔融的阶段分别为F_1、F_2和F_3，那么残余固相中元素i的总浓度应为

$$C_{R,S}^i = F_1 F_2 F_3 C_{0,S}^i \tag{3-48}$$

顶级地质论坛 http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

对于每一熔融阶段的残余固相的元素浓度则有：

$$C^i_{R,S,1} = C^i_{0,S}\left[\frac{\left(1-\frac{M_1}{Q_1}F_1\right)}{1-F_1}\right]_{Gr} \tag{3-49}$$

$$C^i_{R,S,2} = C^i_{0,S}\left[\frac{\left(1-\frac{M_1}{Q_1}F_1\right)}{1-F_1}\right]_{Gr}\left[\frac{\left(1-\frac{M_2}{Q_2}F_2\right)}{1-F_2}\right]_{Sp} \tag{3-50}$$

$$C^i_{R,S,3} = C^i_{0,S}\left[\frac{\left(1-\frac{M_1}{Q_1}F_1\right)}{1-F_1}\right]_{Gr}\left[\frac{\left(1-\frac{M_2}{Q_2}F_2\right)}{1-F_2}\right]_{Sp}\left[\frac{\left(1-\frac{M_3}{Q_3}F_3\right)}{1-F_3}\right]_{Pl} \tag{3-51}$$

上面三式中方括号的下角标Gr、Sp、Pl表示相应的矿物相消失在非平衡熔融后熔体中元素i的总浓度应为

$$C^i_L = C^i_{L,1}\frac{F_1}{F} + C^i_{L,2}\frac{(1-F_1)F_2}{F} + C^i_{L,3}\frac{(1-F_1-F_2+F_1F_2)F_3}{F} \tag{3-52}$$

F为非平衡熔融总的熔融程度，应为

$$F = F_1 + F_2 + F_3 - F_1F_2 - F_1F_3 - F_2F_3 + F_1F_2F_3 \tag{3-53}$$

(2) 计算实例

①地壳岩石的非平衡熔融

Barbey等(1989)利用地壳岩石的非平衡熔融定量模型估算讨论了混合岩的成因。在模型设计中，他将混合岩的中色体作为源区岩石、暗色体作为熔融残余物，淡色体作为熔体，并分别统计其中的各矿物相的含量。使用的微量元素为Rb和Sr，分别确定它们在主要矿物相和熔体间的分配系数，并测定了各自在源岩中的丰度。其计算表现在图3-5中。从此图可知，暗色体的成分点均落在非平衡熔融残余体的曲线上，证明混合岩的暗色体为非平衡熔融作用的残余物。

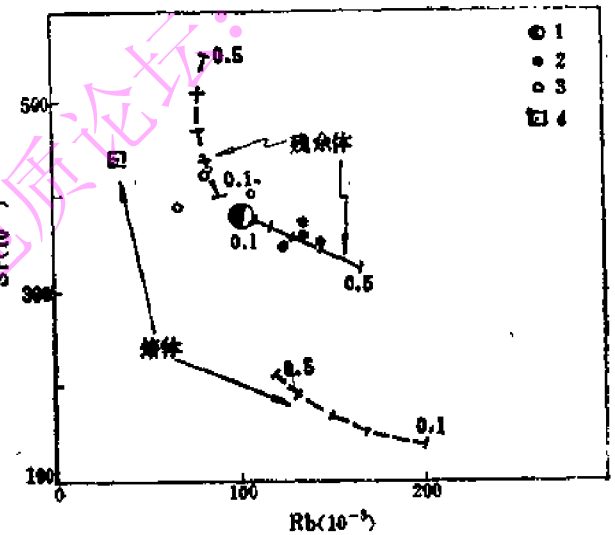


图3-5 非平衡和平衡熔融模型计算的熔体、残余体和源岩的Rb、Sr丰度

图中虚线为平衡熔融模型计算的熔体和残余体的成分，实线为非平衡熔融模型计算结果，曲线上的数值为熔融程度

1、中色体（源岩）；2、暗色体（残余体）；3、淡色体（熔体）；4、非平衡熔融熔体的成分点

(据Barbey等，1989)

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

②地幔岩的非平衡熔融

Bédard（1989）应用非平衡熔融的定量模型计算了地幔橄榄岩-熔体体系的稀土元素成分特征，其结果表示在图3-6中。从此图可知，地幔橄榄岩的非平衡熔融和平衡熔融形成的熔体成分是有很大的差异的。在平衡熔融时，随熔融程度加大，熔体与残余固相的La/Yb比值降低也即轻稀土富集程度降低，且熔体的轻稀土的降低程度较之残余固相明显；而在非平衡熔融时，熔体的成分随熔融程度加大而不发生改变，但残余物的La/Yb比值却增加，也即随熔融程度加大残余物的轻稀土富集是越来越明显。

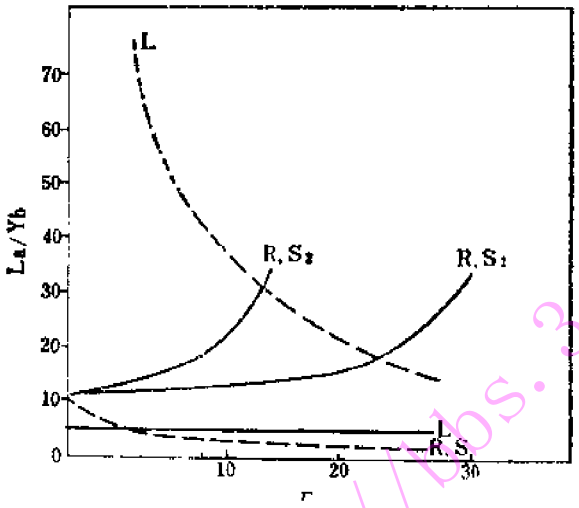


图3-6　非平衡熔融和平衡熔融地幔橄榄岩的不同熔融程度所表现的La/Yb比值的变化

虚线为平衡熔融，L为熔体的成分曲线，R,S为残余物的成分曲线

实线为非平衡熔融，L为熔体的成分曲线，R,S₁为熔融第一阶段的残余物曲线（Ol:Opx:Cpx:Gr=80:30:20:0），R,S₂为熔融第二阶段的残余物曲线（Ol:Opx:Cpx:Gr=60:40:0:0）；源区成分，O:Opx:Cpx:Gr=10:25:25:10

（据Bédard,1989）

二、岩浆演化的定量模型

1. 封闭体系下岩浆演化

这是一种没有外来物质加入的岩浆演化形式，主要表现为分离结晶作用。众所周知，矿物从熔体中的结晶有下面两种平衡方式。一为晶体与熔体仅具表面平衡，这是因为微量元素在晶体内部的扩散速度较之熔体中要慢得多，使得元素在晶体边缘和核心分布不均一，而导致晶体边缘与熔体达到平衡，但晶体内部不与熔体平衡。或者，晶体形成后还未来得及与熔体达到平衡就很快地离开了熔体。二为矿物晶体在无限缓慢冷凝的条件下结晶并始终保持与熔体的平衡，其结果会产生成分均一、没有环带的矿物晶体。前者称为不平衡的分离结晶作用，也称为瑞利分离作用；后者属平衡的分离结晶作用，这是一种理想的形式。

（1）简单的分离结晶作用(Simple fractional Crystallization)

①不平衡的分离结晶作用

不平衡的分离结晶作用的定量模型(瑞利方程)如下：

全国地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$$\frac{C_L^i}{C_{0,L}^i} = f^{D^i-1} \tag{3-54}$$

其中$C_{0,L}^i$为分离结晶的原始熔体中微量元素i的浓度，C_L^i为残余熔体中i的浓度，D^i为i在分离结晶固相与熔体间的总分配系数，f为残余熔体占原始熔体的比例数，那么，结晶固相占原始熔体的比例数则为$1-f$。若已知C_S^i，则有

$$\frac{C_S^i}{C_{0,L}^i} = D^i f^{D^i-1} \tag{3-55}$$

式中C_S^i为结晶作用完成、但还没有分离时一瞬间固相中元素i的浓度。

若分离结晶作用完成后固相产物（堆积岩）中元素i的平均浓度为$\overline{C}_S^i$，则有

$$\frac{\overline{C}_S^i}{C_{0,L}^i} = \frac{1-f^{D^i}}{1-f} \tag{3-56}$$

对于式(3-54)，若获得残余熔体和原始熔体中两微量元素(i、j)的比值，则可变为

$$\frac{C_L^i/C_L^j}{C_{0,L}^i/C_{0,L}^j} = f^{D^i-D^j} \tag{3-57}$$

如

$$\frac{C_L^{K/Rb}}{C_{0,L}^{K/Rb}} = f^{D^K-D^{Rb}}$$

(3-54)式(瑞利方程)的推导如下：

设原始熔浆（岩浆房）中各组分的总摩尔数为n，微量元素i在该熔浆中的摩尔数为Y，则体系内微量元素i的摩尔分数为：

$$X_{0,L}^i = \frac{Y}{n} \tag{3-58}$$

因为是晶体表面与熔体平衡，故在无限小的时间内n变为$n-dn$，dn为无限小时间内进入晶体内各组分的总摩尔数，Y变为$Y-dY$，dY为无限小时间内进入晶体内微量元素i的摩尔数。此时，残余熔体(L)和结晶物质(S)的组成分别为：

$$X_S^i = \frac{dY}{dn} \tag{3-59}$$

$$X_L^i = \frac{Y-dY}{n-dn} \tag{3-60}$$

因dY、dn为无限小量，故(3-60)式可变为：

$$X_L^i = \frac{Y}{n} = X_{0,L}^i \tag{3-61}$$

由(3-61)可知：

$$Y = X_L^i \cdot n \tag{3-62}$$

对dn微分则有

$$\frac{dY}{dn} = n\frac{dX_L^i}{dn} + X_L^i \tag{3-63}$$

又已知 $\frac{X_S^i}{X_L^i} = D^i$，故有

$$X_S^i = X_L^i D^i \tag{3-64}$$

将(3-59)式代入(3-63)式，再将(3-64)式代入，则有

$$X_L^i D^i = n\frac{dX_L^i}{dn} + X_L^i \tag{3-65}$$

经整理得

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$$\frac{1}{X_L^i(D^i-1)}\,dX_L^i=\frac{i}{n}dn \tag{3-66}$$

$$\int_{X_{0,L}^i}^{X_L^i}\frac{1}{X_L^i(D^i-1)}\,dX_L^i=\int_{n_{0,L}}^{n_L}\frac{1}{n}dn \tag{3-67}$$

$$\frac{1}{D^i-1}\ln\frac{X_L^i}{X_{0,L}^i}=\ln\frac{n_L}{n_{0,L}} \tag{3-68}$$

$$\frac{X_L^i}{X_{0,L}^i}=\left(\frac{n_L}{n_{0,L}}\right)^{D^i-1} \tag{3-69}$$

令 $\frac{n_L}{n_{0,L}}=f$，又 $\frac{X_L^i}{X_{0,L}^i}=\frac{C^i}{C_{0,L}^i}$

故有

$$\frac{C_L^i}{C_{0,L}^i}=f^{D^i-1}$$

②平衡的分离结晶作用

这是一种较理想的状态，其定量模型为：

$$\frac{C_L^i}{C_{0,L}^i}=\frac{1}{D^i(1-f)+f} \tag{3-70}$$

(3-70)式中的符号意义同(3-54)式，该式推导如下：

在平衡结晶过程中，若D^i值不变，则有

$$X_S^i/X_L^i=D^i \tag{3-71}$$

式(3-71)中X_S^i为结晶分离作用所形成的矿物集合体——岩石中微量元素 i 的摩尔分数(注意不是指某一个矿物)，X_L^i实为结晶分异以后残余熔体中微量元素i的摩尔分数。

因 $f=\frac{n_L}{n_{0,L}}$

则结晶的那一部分熔浆为$1-f$

那么已结晶为固体的那一部分熔体与残余熔体之比为：

$$\frac{\text{已结晶固体量}}{\text{残余熔体的量}}=\frac{n_{0,L}-n_L}{n_L}=\frac{1}{f}-1 \tag{3-72}$$

根据 $X^i=\frac{Y}{n}$，则有

$$D^i=\frac{X_S^i}{X_L^i}=\frac{Y_S^i(n_{0,L}-n_L)}{Y_L^i/n_L} \tag{3-73}$$

又因 $Y_S^i=Y_{0,L}^i-Y_L^i$ (3-74)

将(3-73)式代入(3-72)式，得：

$$D^i=\frac{X_S^i}{X_L^i}=\frac{Y_{0,L}^i-Y_L^i}{Y_L^i}\cdot\frac{n_L}{n_{0,L}-n_L}$$

$$=\left(\frac{Y_{0,L}^i}{Y_L^i}-1\right)\left(\frac{n_L}{n_{0,L}-n_L}\right) \tag{3-75}$$

经整理得：

$$\frac{Y_{0,L}^i}{Y_L^i}=D^i\left(\frac{n_{L,0}-n_L}{n_L}\right)+1 \tag{3-76}$$

顶级地质论坛 http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

将(3-76)式两边除$\frac{n_{0,L}}{n_L}$，则得

$$\frac{Y^i_{L,L}/n}{Y^i_L/n_L}=[D^i(\frac{n_{0,L}-n_L}{n_L})+1]\frac{n_L}{n_{0,L}} \tag{3-77}$$

将$f=\frac{n_L}{n_{0,L}}$代入(3-77)式右边，又$X^i_L=\frac{Y^i_L}{n}$，故有

$$\frac{X^i_L}{X^i_{0,L}}=\frac{1}{D^i(1-f)+f} \tag{3-78}$$

将(3-78)式用浓度表示

$$\frac{C^i_L}{C^i_{0,L}}=\frac{1}{D^i(1-f)+f}$$

③简单分离结晶作用定量模型的讨论

根据不平衡分离结晶作用的定量模型可知，残余熔体中微量元素浓度与原始熔体中微量元素的浓度比取决于f和D^i。在B^i值不同时，可用$C^i_L/C^i_{0,L}$对f作图（图3-7）。从此图中可知，当D^i趋近于零时，则$C^i_L/C^i_{0,L}$趋近于$1/f$，此时随f增大，残余熔体中微量元素(i)的浓度(C^i_L)减少；当D^i小于1时，随着结晶分异作用的加强，即随残余熔体百分数(f)减少，微量元素(i)在残余熔体中的浓度增大；当D^i等于1时，$C^i_L/C^i_{0,L}=1$，表示微量元素(i)的浓度不发生任何变化；当D^i大于1时，随着结晶分异作用的加强，微量元素(i)在残余熔体中的浓度降低。

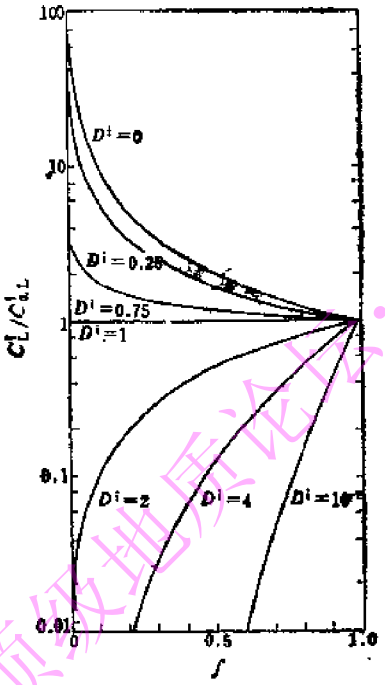


图3-7 不平衡分离结晶作用时残余熔体与原始熔体中元素i的浓度比($C^i_L/C^i_{0,L}$)与f关系
(据Hanson,1978)

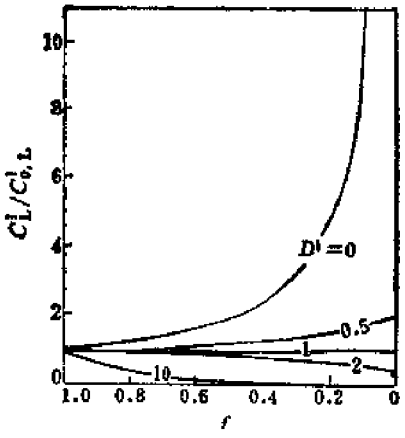


图3-8 平衡分离结晶过程中，不同D^i值的微量元素(i)在熔体中浓度的变化
(据Wood,1978)

对于平衡的分离结晶作用，D^i趋近于零时，$C^i_L/C^i_{0,L}$近似等于$\frac{1}{f}$；当D^i等于1时，$C^i_L/C^i_{0,L}$等于1。在此两种情况下，残余熔体中微量元素i的变化趋势类似于不平衡的分离结晶作用。故在$C^i_L/C^i_{0,L}$-f的变异图上，$D^i=0$，$D^i=1$的变化曲线分别是相同的（图

顶级地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

3-8）。

现举例说明 f 值的计算

已知一具原生岩浆性质的碧玄岩的Ni含量为 290×10^{-6}（$C_{0,L}^{Ni}=290\times10^{-6}$），与其互层的拉斑玄武岩的Ni含量为 155×10^{-6}（$C_L^{Ni}=155\times10^{-6}$），且已经证明拉斑玄武岩为该碧玄岩浆分离结晶形成的残余岩浆，试问：

若分离结晶产物为二辉岩，分离结晶程度是多少？（已知 $K_{D_{Ni}}^{Opx/L}=6.6$，$K_{D_{Ni}}^{Cpx/L}=4$，$X^{Opx}:X^{Cpx}=0.5:0.5$）

解：据(3-54)式(瑞利方程)则有

$$\frac{155}{290}=f^{(6.6\times0.5+4\times0.5-1)}$$

$$f=0.86,\quad 1-f=0.14$$

计算表明，若形成拉斑玄武岩则需有14%的二辉岩分离结晶。

利用定量模型估算结果还可判别岩石成因。有人提出，未经混染的大洋拉斑玄武岩浆经分离结晶作用可形成大洋碱性玄武岩，这一推断是否正确可利用计算结果加以判别。

已知：一大洋拉斑玄武岩K的含量为0.08%，Rb为 1×10^{-6}（$C_{0,L}$值），碱性玄武岩K的含量为0.9%，Rb为 18×10^{-6}（C_L值）。又已知Rb在玄武质岩浆中的各斑晶矿物与熔体间的分配系数分别为 $K_{D_{Rb}}^{Ol/L}=0$，$K_{D_{Rb}}^{Opx/L}=0$，$K_{D_{Rb}}^{Cpx/L}=0.003$，$K_{D_{Rb}}^{Pl/L}=0.05$，且K在上述矿物相与熔体间的分配系数值分别近于相等。

假定分离结晶作用形成的堆积岩中各矿物成分含量比为Opx：Cpx：Pl=0.05：0.60：0.35，则利用(2-28)式可计算 D^{Rb} 值：

$D^{Rb}=0.05\times0+0.003\times0.60+0.35\times0.05=0.02$，同样地 $D^{K}=0.02$

再利用(3-54)式计算 f 值。若用Rb值来算，则有 $\frac{18}{1}=f^{0.02-1}$，$f=5.2\%$，分离结晶程度(1－f)为94.8%，若用K值来算，则有 $\frac{0.9\%}{0.08\%}=f^{0.02-1}$，$f=8.5\%$，分离结晶程度(1－$f$)为91.5%。

从上面的计算结果可知，大洋拉斑玄武岩不可能通过分离结晶作用转变成碱性玄武岩。因为实际调查证实，在两种玄武岩伴生的地区并无如此巨大的堆积岩（占大洋拉斑玄武岩总量的90%以上）。再说，大洋拉斑玄武岩浆经90%以上的分离结晶后形成的派生熔体在主要化学成分上没有多大改变是不可能的。

(2) 多级的分离结晶作用(multisequence fractional crystallization)

原始熔浆的分离结晶作用并非是连续完成的。由于物理化学条件的不同，使得体系分离结晶产物按先后次序逐一完成，这就是多级的分离结晶作用，其定量模型为：

$$\frac{C_L^i}{C^i_{\cdot,L}}=f_1^{D_1^i-D_2^i}\ f_2^{D_2^i-D_3^i}\cdots\cdots f_n^{D_n^i-s}\qquad(3\text{-}79)$$

式中，f_1、f_2、……f_n 为每一级分离结晶阶段残余熔体占原始熔体的比例数，D_1^i、D_2^i……D_n^i 为每一级分离结晶的固相与残余熔体间微量元素 i 的总分配系数。

例如，汉诺坝碱性玄武岩中有众多的不同类型的分离结晶固相产物，综合这些固相形成的温度、压力资料，按分离结晶先后次序排列如下：

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$$C^i_{0,L}\ D^i_1 \xrightarrow{f_1} C^i_{1,L}\ D^i_2 \xrightarrow{f_2} C^i_{2,L}\ D^i_3 \xrightarrow{f_3} C^i_{3,L}\ D^i_4 \xrightarrow{f_4} C^i_{4,L}\ D^i_5 \xrightarrow{f_5} C^i_{5,L}\ D^i_6 \xrightarrow{f_6} C^i_{6,L}\ D^i_7 \xrightarrow{f_7} C^i_L$$

S_1 石榴石晶；S_2 辉石巨晶；S_3 单辉岩；S_4 二辉岩；S_5 钛铁氧化物巨晶；S_6 歪长石晶；S_7 辉长岩

再根据(3-79)和(3-56)式可设计以下联立方程：

$$\begin{cases} \dfrac{C^i_L}{C^i_{0,L}} = f_1^{D^i_1-D^i_2}\ f_2^{D^i_2-D^i_3}\cdots\cdots f_7^{D^i_7-1} \\ \dfrac{C^i_{1,S}}{C^i_{0,L}} = \dfrac{1-f_1^{D^i_1}}{1-f_1} \\ \dfrac{C^i_{2,S}}{C^i_{0,L}-((1-f_1)C^i_{1,S})} = \dfrac{1-f_2^{D^i_2}}{1-f_2} \\ \dfrac{C^i_{3,S}}{C^i_{0,L}-((1-f_1)C^i_{1,S}+(1-f_2)C^i_{2,S})} = \dfrac{1-f_3^{D^i_3}}{1-f_3} \\ \cdots\cdots \\ \dfrac{C^i_{7,S}}{C^i_{0,L}-((1-f_1)C^i_{1,S}+(1-f_2)C^i_{2,S}+\cdots+(1-f_7)C^i_{7,S})} = \dfrac{1-f_7^{D^i_7}}{1-f_7} \end{cases}$$

该联立方程中

$$D^i_1 = 1\times K_{D^i_1}^{Opx/L} \qquad D^i_2 = 1\times K_{D^i_1}^{Cpx/L} \qquad D^i_3 = 1\times K_{D^i_1}^{Cpx/L}$$

$$D^i_4 = 0.5\times K_{D^i_1}^{Cpx/L} + 0.5\times K_{D^i_1}^{Opx/L} \qquad D^i_5 = 1\times K_{D^i_1}^{Ilm/L}$$

$$D^i_6 = 1\times K_{D^i_1}^{Ano/L} \qquad D^i_7 = 0.5\times K_{D^i_1}^{Cpx/L} + 0.5\times K_{D^i_1}^{Pl/L}$$

且$C^i_{1,S}$、$C^i_{2,S}$、$C^i_{3,S}$、$C^i_{4,S}$、$C^i_{5,S}$、$C^i_{6,S}$、$C^i_{7,S}$可以通过分别测定固相产物（石榴石巨晶、辉石巨晶、辉石岩、二辉岩、钛铁氧化物巨晶、歪长石巨晶、辉长岩）中微量元素i的浓度获得，若$C^i_{0,L}$值是确定的，则可以通过计算机解出f_1、f_2……f_7值和最终残余熔浆内微量元素i的浓度值(C^i_L)。

(3) 对流岩浆房中的分离结晶作用

在岩浆房内，靠近围岩的岩浆房壁温度较低，在其附近形成一种粘稠的非牛顿流体的边缘层，而岩浆房内部的温度较高，这就造成岩浆的对流。微量元素通过该边缘层分配时必然受扩散作用影响，故有必要对原简单分配系数进行校正。这种校正了的简单分配系数称为有效(effective)分配系数，其校正公式见(2-36)式。利用同样的方法也可求出各微量元素i在不同结晶固相与熔体间的有效分配系数值，然后据(2-28)式可得到D'值，最后用(3-54)式可估算出该条件下的分离结晶程度。

(4) 瑞利方程的扩展形式

前章已经说明，不平衡分离结晶模型又称为瑞利方程。Barca(1988)认为，瑞利方程中的f值仅表现与残余熔体的份数有关，与结晶矿物相之间却没有直接的联系。然而，在分离

地信网论坛
BBS.3S001.COM

结晶中形成的矿物相却是最直观的产物，为了最大限度地利用已有的样品，故在原来的瑞利方程的基础上作了一定的扩展，提出了新的定量模型，即为：

$$\frac{C_L^i}{C_{0,L}^i}=(1-\Sigma Y^S)^{\Sigma Y^S K_D^{S/L}/(\Sigma Y^S-1)} \tag{3—80}$$

式中上角标S为结晶矿物相α、β……等，Y^S为某结晶固相占原始熔体的比例数，ΣY^S则为全部结晶固相占原始熔体的比例数，因此$\Sigma Y^S\neq 1$；$\Sigma Y^S\cdot K_D^{S/L}$为结晶固相与熔体之间元素i的总分配系数，但不等于$D^i$值。式中使用的$Y^S$较之$X^S$含有更多的信息，后者仅表现分离结晶的某矿物相占全部分离结晶固相的比例数，故有$\Sigma X^S=1$。事实上，利用Y^S值也能得到残余熔体的份数和整个固相中各矿物的比例数。（3-80）式说明，C_L^i值是与原始熔体质量有关的结晶固相（S）质量的函数。

2．开放体系下岩浆演化

（1） 简单的岩浆混染和岩浆混合作用模型

在定量模型设计中，岩浆混染和岩浆混合是等同处理的，因导致岩浆成分发生变异是加入了固态岩石还是加入了液态熔浆在此已无关紧要了，故两者用同一定量模型来表示。

①质量平衡原理表示的模型

该模型为：

$$C_L^i=C_{0,L}^i\alpha+C_a^i(1-\alpha) \tag{3-81}$$

式中$C_{0,L}^i$、C_L^i和C_a^i分别为原始熔体、混染(合)熔体和混染(合)*物中元素i的浓度，α为原始熔体在混染熔体中的比例数(α=原始熔体/混染熔体)。(3-81)式较适用于两端员物质的化学成分为单一数值时的混染作用，为此，Myers等(1987)将(3-81)式变换后提出适用于两端员物质的化学成分有一变化范围的混染作用的定量模型，此式为

$$C_{0,L}^i=\frac{C_L^i}{\alpha}+\left(1-\frac{1}{\alpha}\right)C_a^i \tag{3-82}$$

该式中若混染岩浆中某微量元素i的浓度固定（C_L^i=常数），则上式实际上是$C_{0,L}^i$和C_a^i构成的坐标系中的直线方程，其方程的截距为C_L^i/α，斜率则为$1-\frac{1}{\alpha}$。因此，我们可以用图解的方法较直观地对混染作用进行研究。其做图步骤如下：

A．确定两端员物质（原始岩浆和混染物）和混染岩浆，并测定元素的浓度（可能其浓度有一定的变化范围）。

B．将混染(合)岩浆和两端员物质的同一元素浓度值投影于以$C_{0,L}^i$为纵坐标轴，以C_a^i为横坐标轴的直角坐标系中。因两端员成分有一定变化范围，故投影区为一矩形；C_L^i值按比例在$C_{0,L}^i$和C_a^i坐标轴上截取并交于图内一点（图3-9）。

C．过C_L^i的投影点作平行于$C_{0,L}^i$和C_a^i坐标轴的两条垂线，这两条垂线又称为等比例线

*混染(合)是混染或混合的简称，以下同。

地信网论坛
BBS.35001.COM

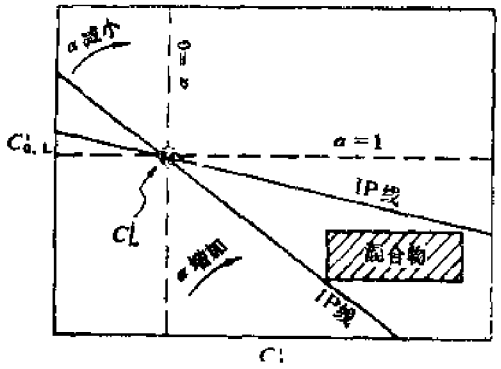


图3-9 两端员物质混合时混染岩浆和混染程度的图解。粗的IP线范围为混染程度的最大范围，阴影区为两端员物质的成分矩形区（据Myers等，1987）

(isoproportional lines)，简称为IP线。其纵向IP线表示α值为零，也即只有混染物而无原始岩浆，此时$C^i_L = C^i_1$；横向IP线表示α值等于1，即只有原始熔浆而无混染物，此时$C^i_L = C^i_{0,L}$。

D．过C^i_L投影点作通过矩形成分区的IP线。当然，这样的IP线会有无数条，其中过矩形成分区的具最大和最小α值的IP线代表了两端员物质混染时原始熔浆与混染物各自比例数的范围，这也是混染程度的范围。例如，已确定一辉石安山岩为玄武岩浆和花岗质岩浆混合形成，根据图解确定最大IP线和最小IP线的α值分别为1和0.5，表明原始熔浆（玄武岩浆）与混染物（花岗质岩浆）按1∶1到1∶2的混合均可形成辉石安山岩。

②杠杆原理表示的模型

这种模型主要用于确定岩浆混染(合)作用中两端员物质在混染(合)岩浆中各自所占的比例，其表达式为：

$$Q_A = (|C^i_L - C^i_A|)/(|C^i_A - C^i_B|) \tag{3-83}$$

$$Q_A + Q_B = 1 \tag{3-84}$$

上式中Q_A、Q_B为两端员物质在混染(合)熔体中的量比，C^i_L、C^i_A和C^i_B分别为混染(合)熔体和两端员物质中元素i的浓度。此外，某端员物质A中微量i的浓度也可用杠杆原理来估算，其表达式为：

$$C^i_A = (|C^i_L - Q_B C^i_B|)/Q_A \tag{3-85}$$

(2) 与分离结晶作用结合的混染作用模型

①先混染、后分离结晶作用

其定量模型为：

$$C^i_L = [C^i_{0,L}\alpha + C^i_1(1-\alpha)]f^{D^i-1} \tag{3-86}$$

式中符号同前。

②先分离结晶、后混染作用

其定量模型为：

$$C^i_L = C^i_{0,L} f^{D^i-1}\alpha + (1-\alpha)C^i_1 \tag{3-87}$$

③围岩熔化时的分离结晶作用

这是岩浆边熔化围岩边发生分离结晶作用的一种综合模型，其表达式为：

$$C^i_L = \frac{C^i_1(1-\alpha)}{1-D^i\alpha}\left[\frac{C^i_{0,L}(1-D^i\alpha)}{C^i_1(1-\alpha)} - 1\right] f^{D^i\alpha-1} \tag{3-88}$$

④围岩同化作用与分离结晶作用结合的微量元素效应 (trace element effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization)

这一模型是Depaolo (1981) 提出的，又称为AFC模型。该模型同前几种模型不同，

升级地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

它是表示同化-混染与分离结晶作用同时发生，致使岩浆成分发生变化的一种综合作用，其式为：

$$\frac{C_L^i}{C_{0,L}^i} = f^{-z} + \left(\frac{r}{r-1}\right)\frac{C_a^i}{ZC_{0,L}^i}(1-f^{-z}) \tag{3-89}$$

式中，C_L^i为同时经同化和分离结晶作用时残余熔体中元素i的浓度，$C_{0,L}^i$为原始熔体中元素i的浓度，C_a^i为混染物中元素i的浓度，f为分离结晶程度，即残余熔体占原始熔体的比例数，r为同化作用速率（Ma）与分离结晶速率（Mc）之比值，即

$$r = \frac{Ma}{Mc} \tag{3-90}$$

此外式中的Z值有如下表示

$$Z = \frac{r + D^i - 1}{r - 1} \tag{3-91}$$

由（3-91）式可知，该模型使用的条件是$r \neq 1$，也即$Ma \neq Mc$时该模型才有意义。下面讨论（3-89）式。

若为适度不相容元素，则有 $r + D^i = 1$，$Z \Rightarrow 0$，当Z趋近于零时，f^{-z}趋近于 $1 - Z\ln f$，故（3-89）式有下列形式：

$$\frac{C_L^i}{C_{0,L}^i} = 1 + \left(\frac{r}{r-1}\right)\cdot\frac{C_a^i}{C_L^i}\cdot\ln f \tag{3-92}$$

若为强不相容元素，则有$D^i \ll 1$，故$Z \approx 1$，又因f较小，而f^{-z}是一个很大的值，故有$1 - f \approx -f^{-z}$，（3-89）式经变换则有下面的形式：

$$\frac{C_L}{C_{0,L}^i} \approx f^{-1}\left(1 - \frac{C_a^i}{C_{0,L}^i}\cdot\frac{r}{r-1}\right) \tag{3-93}$$

（3-93）式可与完全的分离结晶作用模型相比较。完全的分离结晶作用指$Ma = 0$，故$r = 0$，所以当D^i值很小时（3-93）式变为

$$\frac{C_L^i}{C_{0,L}^i} = f^{-1} \tag{3-94}$$

此式与不平衡分离结晶作用模型（3-54）式 D^i 值极小时的形式完全相同。

若为相容元素，则有$D^i > 1$，当D^i值较大，且$r < 1$时，Z值变大，则f^{-z}值趋近于零，（3-89）式可变为

$$C_L^i = \frac{rC_a^i}{r + D^i - 1} \tag{3-95}$$

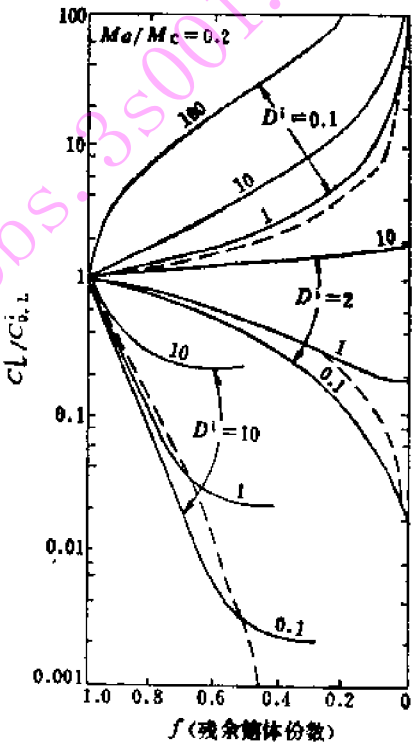


图3-10 岩浆演化的AFC模型

其中$r=0.2$；D^i分别为0.1、2、10；实线为AFC模型；虚线为封闭体系下不平衡分离结晶的模型；实线上的数字为$C_a^i/C_{0,L}^i$值

（据Depaolo，1981）

此时，残余熔体中元素i的浓度与原始熔体中元素i的浓度（$C_{0,L}^i$）和分离结晶程度（f）无关，而仅与r、D^i和C_a^i值有关。

图3-10表示$r=0.2$且$C_a^i/C_{0,L}^i$值不同时微量元素i在熔体中的浓度与f的关系。图中还将AFC模型与简单的不平衡的分离结晶作用作了对比。从此图可知，当 $D^i \ll 1$ 时（i 为Rb、K、Th），随分离结晶程度加强，AFC模型中残余熔体内i的浓度较之不平衡分离结晶中

顶级地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

熔体内i的浓度富集。当$D^i>1$时（i为相容元素）、残余熔体内元素i发生亏损，随分离结晶程度加强（f值变小），这种亏损趋于一极限值（如图中近于平行f轴的水平趋势线）。所以，在有混染作用发生且分离结晶程度较大时，是不能利用相容元素的亏损来判别分离结晶程度的。

例：一未混染的拉斑玄武岩浆，K＝0.1%，Rb＝1×10^{-6}，在上侵过程中要穿过地壳岩石发生混染，若地壳岩石的K＝3%，Rb＝100×10^{-6}，求相同分离结晶程度（令$f=0.9$）、不同r值时熔体中K、Rb的变化。

已知：$C^K_{0,L}=0.1\%$，$C^{Rb}_{0,L}=1\times10^{-6}$，$C^K_A=3\%$，$C^{Rb}_A=100\times10^{-6}$，$f=0.9$，$D^K=D^{Rb}=0.02$（前面讨论过）。

求：C^K_L、C^{Rb}_L

解：因D^K、D^{Rb}值比1小得多，故用（3-93）式计算。当$r=0$时（只有分离结晶作用发生）：

$$\frac{C^K_L}{0.1}\approx0.9^{-1}\left(1-\frac{3}{0.1}\times\frac{0}{0-1}\right)\qquad C^K_L=0.1\times0.9^{-1}=0.11\%$$

$$\frac{C^{Rb}_L}{1}\approx0.9^{-1}\left(1-\frac{100}{1}\times\frac{0}{0-1}\right)\qquad C^{Rb}_L=1\times0.9^{-1}=1.1\times10^{-6}$$

当$r=0.2$时（混染作用较弱）：

$$\frac{C^K_L}{0.1}\approx0.9^{-1}\left(1-\frac{3}{0.1}\times\frac{0.2}{0.2-1}\right)\qquad C^K_L=0.835\%$$

$$\frac{C^{Rb}_L}{1}\approx0.9^{-1}\left(1-\frac{100}{1}\times\frac{0.2}{0.2-1}\right)\qquad C^{Rb}_L=25.85\times10^{-6}$$

当$r=0.8$时，（混染作用加强）：

$$\frac{C^K_L}{0.1}\approx0.9^{-1}\left(1-\frac{3}{0.1}\times\frac{0.8}{0.8-1}\right)\qquad C^K_L=11.7\%$$

$$\frac{C^{Rb}_L}{1}\approx0.9^{-1}\left(1-\frac{100}{1}\times\frac{0.8}{0.8-1}\right)\qquad C^{Rb}_L=397\times10^{-6}$$

计算表明，随混染作用加强，残余熔体中K的含量比未混染的熔体增加100倍左右，Rb增加了约400倍。由此说明，K、Rb对混染作用有较高的灵敏度。因此，使用玄武质岩石中K和Rb的浓度来推断地幔的性质或者确定大陆区岩浆源的深度是不合适的。

若岩石的成分不是用元素丰度而是用同位素比值来表示，则AFC模型的表达式为：

$$\varepsilon_L=\frac{\frac{r}{(r-1)Z}C^i_A(1-f^{-z})\varepsilon_A+C^i_{0,L}f^{-z}\varepsilon_{0,L}}{\frac{r}{r-1}\cdot\frac{C^i_A}{Z}(1-f^{-z})+C^i_{0,L}f^{-z}}\qquad(3\text{-}96)$$

式中$\varepsilon_{0,L}$、ε_A和ε_L分别为原始熔浆、混染物和混染熔浆中同位素比值，其它符号同(3-81)式和（3-89）式。

令$f^{-z}=A$，$\frac{r}{(r-1)Z}=B$，并代入(3-96)式，则有

$$A=\frac{C^i_L(\varepsilon_{0,L}-\varepsilon_L)}{C^i_{0,L}(\varepsilon_L-\varepsilon_A)}\qquad(3\text{-}97)$$

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

$$B=\frac{C_L^i(\varepsilon_{j,L}-\varepsilon_L)C_s^i(1-A)}{\varepsilon_{j,L}-\varepsilon_s} \tag{3-98}$$

若求f和D^i的解，则有

$$f=e^{-B\ln A}\cdot\frac{r-1}{r} \tag{3-99}$$

$$D^i=\left(\frac{1}{B}-1\right)r+1 \tag{3-100}$$

(3-100) 式表明D^i是r的线性函数，在r和D^i的坐标系内为一条斜率为$\left(\frac{1}{B}-1\right)$、且通过$r=0$，$D^i=1$的直线。

Bigazzi等 (1986)扩展了AFC模型。他提出，若令$a=\frac{1}{B}-1$，则有$D^i=ar+1$，其定量模型应为：

$$C_L^i/C_{0,L}^i=e^{B\ln A(1+a)}+\frac{1}{a+1}C_s^i/C_{0,L}^i\left[1-e^{B\ln A(1+a)}\right] \tag{3-101}$$

他用此模型估算了不同微量元素的D^i和r值的变异关系，并讨论了意大利北部 Adamello 岩基的岩石成因。

(3) 连续移去液体的瑞利分离作用(rayleigh fractionation with continuous removal of liquid)

此即连续移去液体的不平衡分离结晶作用。前面的讨论仅限于岩浆房是封闭的，这是一种理想的情况。事实上，岩浆房内岩浆的渗漏作用是常见的，或者岩浆穿透岩浆房顶盖形成熔岩或岩墙，或者以堆积岩中捕获的熔体形式存在。总之，由于渗漏作用和结晶作用，使岩浆房内的岩浆不断地被消耗，因此，其定量模型不同于前者。

$$\frac{C_L^i}{C_{0,L}^i}=f^{D^{i*}-1} \tag{3-102}$$

其中

$$D^{i*}=\frac{D^iq+1}{q+1} \tag{3-103}$$

$$q=\frac{M_s}{M_D}=\frac{\text{堆积岩份数}}{\text{渗漏液体份数}} \tag{3-104}$$

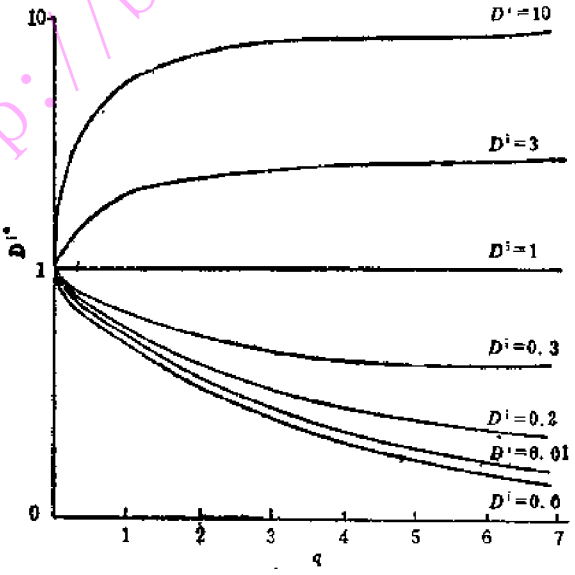


图3-11 封闭体系总分配系数(D^i)、渗漏体系总分配系数(D^{i*})与堆积岩同渗漏液体比值(q)间的相互关系
(据Cann,1982)

D^{i*}、q与D^i之间的关系如图3-11。从图可知：

当q值降低时（渗漏作用是主要的），所有的D^{i*}值趋于1。对于相容元素，若q值大于4，也即渗漏的液体小于20%，D^{i*}值接近于D　对于不相容元素，变化较大，当$D^i=0$时，据 (3-103) 式可知，D^{i*}变为$1/(q+1)$；当$q>9$时，渗漏的液体小于10%，D^i值也小于0.1（图3-11）。

从式 (3-102) 可知，除了D^{i*}代替D^i外，该式与不平衡的分离结晶作用的定量模型具相类似的型式。当$1/q=0$时，渗漏液体的份数为零（$M_D=0$），此时D^{i*}值等于D^i值，该

地信网论坛
BBS.3S001.COM

模型公式与不平衡分离结晶作用的模型完全相同。

(4) 同时逸出流体相的分离结晶作用 (fractional cryttallization with a simultaneous escape of a fluid phaze)

在分离结晶作用时，因流体相在固相中的溶解度比在熔浆中小得多，故伴随有向上逸散的独立的流体相。这种流体相可以携带迁移元素（K）、可溶组分（U、Th）和以络合物形式存在的金属阳离子（Zn、Mn）迁移。Minster (1977) 根据Holland (1972) 设计了这种条件下分离结晶的定量模型：

$$\frac{C_L^i}{C_{0,L}^i} = f^{[D^i]-1} \tag{3-105}$$

这种定量模型形式上符合瑞利方程(3-54)式，但$[D^i]$值有所不同

$$[D^i] = D^i + \sum_f K_{D^i}^{f/L} G_f^i \tag{3-106}$$

(3-106) 式中，D^i为岩石与熔体的总分配系数，$K_{D^i}^{f/L}$为元素i在某种流体相和熔体之间的简单分配系数，G_f^i为元素i在某种流体相中的溶解度。下面举例说明$[D^i]$值的确定。

已知某花岗岩为中酸性熔浆经分离结晶形成，并伴随有流体相逸出。花岗岩的矿物组成为：

$$Or : Q : Pl : Bi = 0.40 : 0.30 : 20 : 10$$

又经矿物中气液包裹体测定其逸出的流体相为：H_2O、CO_2、O_2、F，求出$[D^i]$值。

解：

$$D^i = X^{Or} K_{D^i}^{Or/L} + X^{Q} K_{D^i}^{Q/L} + X^{Pl} K_{D^i}^{Pl/L} + X^{Bi} K_{D^i}^{Bi/L}$$

$$= 0.4K_{D^i}^{Or/L} + 0.3K_{D^i}^{Q/L} + 0.2K_{D^i}^{Pl/L} + 0.1K_{D^i}^{Bi/L}$$

$$\sum_f K_{D^i}^{f/L} \cdot G_F^i = K_{D^i}^{H_2O\,L} G_{H_2O}^i + K_{D^i}^{CO_2/L} G_{CO_2}^i + K_{D^i}^{O_2\,L} G_{O_2}^i + K_{D^i}^{F/L} G_F^i$$

其中$G_{H_2O}^i$，$G_{CO_2}^i$，$G_{O_2}^i$，G_F^i分别为元素i在H_2O、CO_2、O_2、F中的溶解度。Halland (1972) 给定了微量元素(i)在各流体相与熔体间的分配系数值（$K_{D^i}^{f/L}$）和元素i在各流体相中的溶解度值(G_f^i)。有了D^i和$\sum K_{D^i}^{f/L} \cdot G_f^i$值。取和则可求得$[D^i]$值。

(5) 岩浆房的补充 (feeding of a magma chamber)

这种模型是用来描述地幔岩部分熔融所形成的岩浆进入有分离结晶作用的岩浆房这一综合作用的，实际上是岩浆混合作用与分离结晶作用同时发生的一种综合作用。其定量模型为：

$$C_L^i = \left(C_{0,1}^i f^{D_1^i - D_2^i} \cdots\cdots f^{D_1^i - 1}\right)\alpha + C_{0,2}^i (1-\alpha) f^{D^i - 1} \tag{3-107}$$

式中，$C_{0,1}^i$，$C_{0,2}^i$是先后进入岩浆房的原生岩浆中元素i的浓度，$1-\alpha$为后进入岩浆房的原生岩浆的质量比例数，α为先进入岩浆房的原生岩浆的质量比例数，C_L^i为混合岩浆中元素i的浓度。

(6) 带状萃取 (zone refining)

这种萃取方式类似于工业生产中提纯金属而排除有害杂质的工艺。在地质上，是指地幔源区岩浆在上迁时与地幔围岩反应，但在不熔化围岩的前提下使某些元素在岩浆中富集，而使另一部分元素相对亏损的过程。源区岩浆体上迁是一种绝热底辟上升，此阶段的萃取作用可使地幔围岩中的不相容元素进入熔体，而熔体中的相容元素则进入地幔围岩或沉淀的结晶相。

地信网论坛
BBS.35001.COM

熔体不断的上升，使这种萃取反复起作用，最终使熔体中不相容元素富集，也即该岩浆提纯了不相容元素。因此，带状萃取属岩浆演化的机理范畴，但不同于混染作用，后者限于有熔化混染物的意义。现结合带状萃取的示意图（图3-12）说明该作用的定量模型。

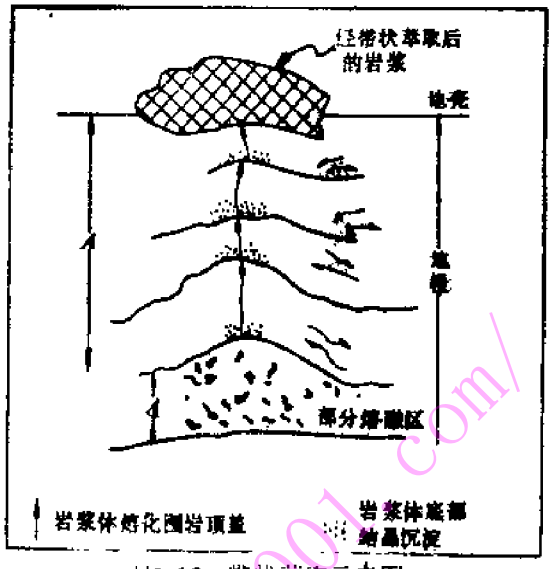


图3-12 带状萃取示意图

图中双箭头表示元素的萃取和排除

带状萃取作用的定量模型为：

$$\frac{C_L^i}{C_0^i{}_s}=\frac{1}{D^i}-\left(\frac{1}{D_0^i}-1\right)e^{-ND^i} \qquad (3\text{-}108)$$

式中N为A/B比值。如图3-12所示，B为熔融带长度(length of melting zone)，又称为压结区长度；A为熔融带复盖的距离（distance covered by the melting zone），即熔体迁移的距离；N又称为带长数目（number of zone lengths），实际上N为地幔范围内岩浆提纯元素的次数，即岩浆萃取（加工）固态地幔物质的次数。

当N趋于无穷大时（B值趋于无穷小），$e^{-ND^i}=0$，故有$C_L^i/C_0^i{}_s=1/D^i$。

若$D^i>1$（i为相容元素），$C_L^i<1$，i趋于贫化。

若$D^i<1$（i为不相容元素），$C_L^i>1$，i趋于富集。

图3-13表示了部分熔融（理想熔融中的成批熔融）、不平衡分离结晶作用和带状萃取中不同D^i值时熔体内元素的富集和贫化。图中表明，当D^i值较小时，带状萃取与部分熔融的差别是明显的。

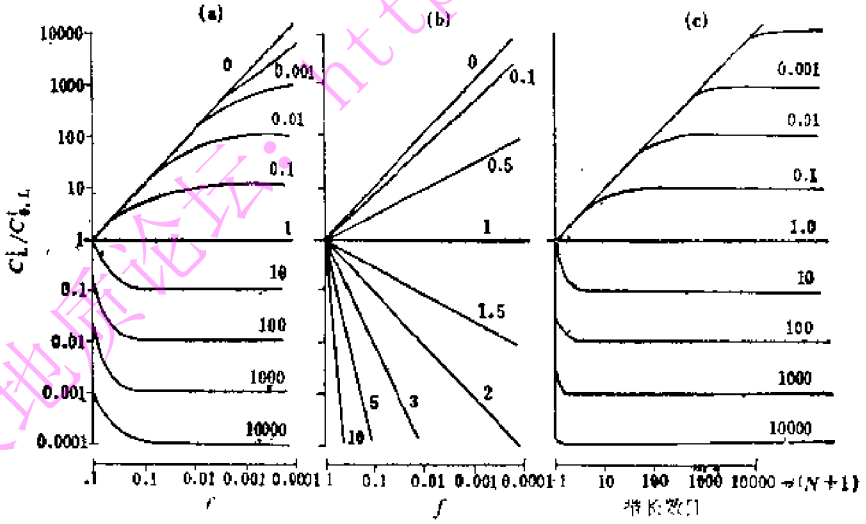


图3-13 不同D^i时（图内数值）熔体中微量元素的富集和贫化

a. 部分熔融；b. 分离结晶；c. 带状萃取

（据Harris，1974）

在使用(3-108)式时，需要满足下列三个条件：第一，$C_0^i{}_s$值沿熔融带保持常数；第二，进入熔体中固体的体积应等于结晶了的熔体的体积；第三，熔体和下沉的结晶固体之间平衡。然而，地质上的复杂性令人失望：因地幔的不均一性会使$C_0^i{}_s$值发生变化；结晶物的体积并不完全等于熔化物的体积，而这两种物质的体积主要取决于岩浆体和周围地幔的物理条件

顶级地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

（两者的温度差、液体和晶体的密度差、岩浆上升速率和粘度等等）。在难以满足前述三个条件的情况下，有必要对(3-108)式修改，得

$$C_L^i = \frac{C_0^i}{D^i} - \left(\frac{C_0^i}{D^i - C_{0,s}^i}\right)e^{-ND^i} \tag{3-109}$$

式中$C_{0,s}^i$为原始固相中元素i的浓度，C_0^i为地幔壁中（岩浆通道的地幔壁）元素i的浓度。(3-109)式体现了地幔的不均一性。

中国东部新生代玄武岩也表现有带状萃取作用的影响。李昌年等（1988）在研究汉诺坝玄武岩后发现带状萃取有如下特征：①有地幔深度结晶的高压巨晶；②有二辉橄榄岩被岩浆交代的结构构造特征；③在剖面上，玄武岩的稀土元素丰度与岩性无关，仅随喷发时间由早到晚而增大。利用定量模型计算表明，不同层位玄武岩的带状数目（N）是不同的：底部玄武岩的N值为12—20，中部为14—29，而上部为30—48。这说明玄武质熔体萃取稀土元素的程度是随喷发时间由早到晚加强的，可能反映岩浆源区深度有随时间逐渐加大的变化趋势。

(7) 分离部分熔融和分离结晶结合的模型(combined fractional partial melting and crystallization)

这种由Wetzel（1989）提出的模型简称为FPMC模型。它实际上是AFC模型的一种特殊的形式。在AFC模型中，被熔化的物质是岩浆上升路过的地壳围岩；而在FPMC模型中，被熔化的物质是源区的地幔岩石，且部分熔融和结晶作用均处于分离的状态，即产生无限小量的熔体就立即离开源区进入岩浆房，而岩浆房中一旦形成结晶固相也立即离开这一体系。

假定部分熔融的速度（v^F）与分离结晶速度（v^f）之比值（v）等于1，其定量模型为：

$$\frac{C_{j+1,L}^i}{C_{0,L}^i} = f_j^{-Z} + \left(\frac{W}{W-1}\right)\left[\frac{C_{0,s}^i}{D^i\left(Z - \frac{D^i-1}{D^i}\right)}\right]\frac{1}{C_{0,L}^i}\left[f_j^{-(v^i-1)/v^i} - f_j^{-Z}\right] \tag{3-110}$$

式中，W为分离部分熔融上升的熔体的量（W^F）与分离结晶后残余熔体的量（W^f）之比值$\left(W = \frac{W^F}{W^f}\right)$，$C_{0,L}^i$、$C_{0,s}^i$和$C_{j,L}^i$分别为原始熔体、源区固相和$j$阶段开始分离结晶时熔体中元素i的浓度，$f_j$为在$j$阶段的分离结晶程度。式中的$W$实为岩浆房中岩浆的补充程度，若$W>1$，则FPMC模型最后产物元素i的浓度与原始熔体中元素i的浓度（$C_{0,L}^i$）相等。故在此只讨论$W<1$的情况。另外，式中Z的表达式为

$$Z = \frac{W + D^i - 1}{W - 1} \tag{3-111}$$

利用该模型可计算不同条件下$C_{j,L}^i/C_{0,L}^i$与f_j的变异关系（图3-14）。该图表示了如下规律性：当i为相容元素（$D^i>1$），W值较大时，FPMC模型产物的化学成分变化类似于简单的部分熔融趋势；W值较小时，FPMC模型产物的化学成分变化类似于简单的分离结晶趋势线。当i为不相容元素（$D^i<1$）时，W值对残余熔体中微量元素浓度的影响会出现与上述变化相反的趋势。为了对比，图3-14b中还表示了v值不同时$C_{j,L}^i/C_{0,L}^i$与f_j的变异关系（定量模型从略）。该模型的估算结果可以解释镁铁质—硅铝质—镁铁质火成岩在空间上或剖面上的组合，因为在这两种岩浆作用的综合影响下，FPMC模型的产物会因条件改变而发

地信网论坛
BBS.35001.COM

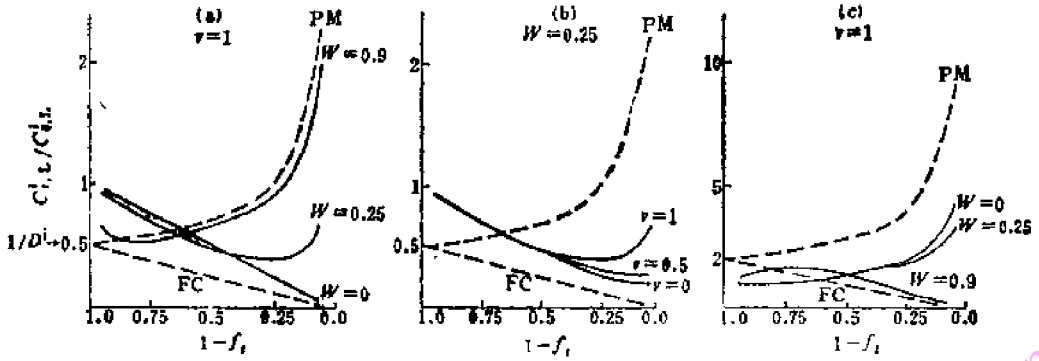


图3-14 FPMC模型估算所表现的$C^i_{l,L}/C^i_{0,L}$与f_l的变异关系

(a) $D^i=2$, $v=1$, W值不同; (b) $D^i=2$, $W=0.25$, v值不同; (c) $D^i=0.5$, $v=0.25$, W值不同; PM和FC趋势线为简单的部分熔融线和分离结晶线

(据Wetzel等, 1989)

生成分的变化。如在两种作用的开始阶段，W值和v值均较小，FPMC产物中元素浓度变化类似于分离结晶趋势线，而在该作用的后期，因W值和v值较大而使其产物的成分变化类似于部分熔融趋势线，这种改变可以导致出现上述岩石组合。这样的例证是很多的，从大尺度看，在整个造山历史的造山前、同造山和造山后出现镁铁质岩-花岗岩-镁铁质岩石组合，从小的范围来看，出现煌斑岩穿插花岗质岩石和基性岩。

(8) 岩浆周期性补充、排出和分离作用的模型 (periodic replenishment tapping and fractionation)

该模型又称为RTF模型，最早是由O'hara (1977) 提出的。这种模型意指：原始岩浆从源区周期性的进入岩浆房，且伴随发生岩浆喷出和岩浆房内的分离结晶作用。实际上，这是一种岩浆混合、岩浆喷出和分离结晶的综合作用模型，其混合作用的两端员组成是原始岩浆和岩浆房内经不断分离结晶而残留的演化岩浆。这种模型的表达式为：

$$\frac{C^i_L}{C^i_{0,L}}=\frac{(1-f+E)f^{D^i-1}}{1-(f-E)f^{D^i-1}} \tag{3-112}$$

式中，C^i_L和$C^i_{0,L}$分别为岩浆房内演化岩浆和进入到岩浆房内原生岩浆中元素i的浓度；E为喷出的岩浆的量；f为分离结晶程度，是指分离结晶后残余熔体占原始熔体的比例数。须知，经过RTF模型综合作用之后到一定阶段，演化岩浆（喷出的岩浆）中微量元素会达到稳定状态，此时岩浆中的微量元素浓度不再改变。显然，该模型的f和E的绝对值是较难确定的，在估算时常使用$(1-f)/E$比值参数（$1-f$为分离结晶固相的比例数）。该参数从形式上看描述了分离结晶程度与岩浆喷出量的相对比例，但也可以间接地表示进入岩浆房中岩浆的量。如$(1-f)/E>1$，且比值增大，说明补充进入岩浆房中的岩浆越来越少，此时喷出的岩浆量较小；若$(1-f)/E<1$，且比值减小，说明补充的岩浆的量较多，此时将大规模喷发岩浆。根据(3-112)式定量模型计算得到不同分配系数的元素表现出了$(1-f)/E$与$C^i_L/C^i_{0,L}$的对应关系（图3-15）。从此图可知，使岩浆中微量元素浓度达到稳定状态的因素是较多的。如微量元素的类型（总分配系数不同）、原始岩浆的性质（$C^i_{0,L}$值不同）和分离结晶程度及喷发岩浆的量。图3-15表明，只有在$(1-f)/E<1$（大约为0.3）时达到稳定状态。该图还可以解释北京大红峪火山岩为什么富钾，显然，在$(1-f)/E$比值增大时，钾可

地信网论坛
BBS.35001.COM

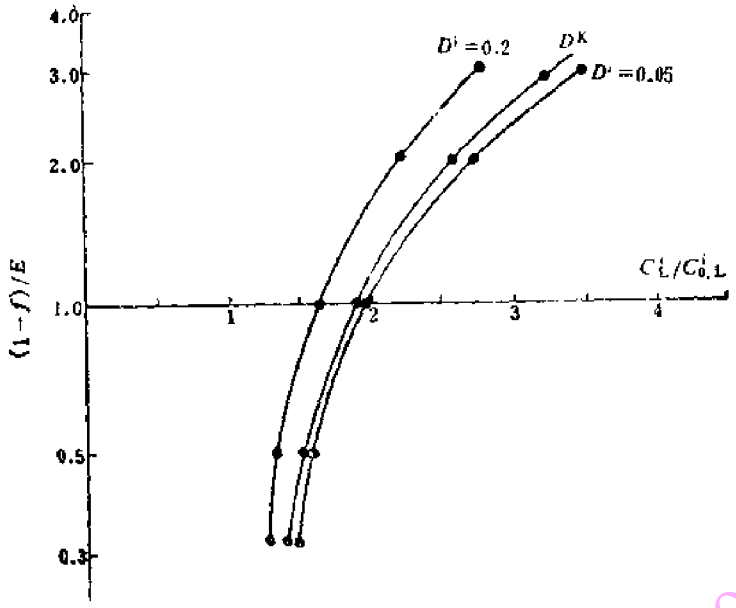


图3-15　不同分配系数微量元素的RTF模型计算

$D^K=0.0736$，根据北京元古代大红峪组玄武质岩石及其分离结晶产物计算

以在演化岩浆中富集，这时岩浆中钾的浓度并未达到稳定状态。

此后，Elthan (1984)在研究大洋玄武岩浆中斜长石的浮力时提出了经改进的定量模型：

$$(1+E)C_{n,L}^i=\frac{(C_{n-1,L}^i-1)f}{(1-f)(D^i+f)}+(1-f+E)C_{1,L}^i \qquad (3\text{-}113)$$

式中，n为补充岩浆的次数，$C_{n,L}^i$为第n次补充岩浆后经历了分离结晶和喷发作用使熔体达到稳定态时元素的浓度，其他符号同(3-112)式的注释。在利用计算机计算时，可在循环语句中不断改变E、f和n并反复执行，直到岩浆中某微量元素的浓度达到稳定状态时为止。

Flower (1987)在研究了Troodos蛇绿岩Limassol Forest杂岩的西端剖面时就使用了该模型进行计算，其结果列于表3-3。从此表可知，以图3-16中P_2为原始岩浆的RTF模型

表3-3　RTF模型的计算结果*

$C_{n,L}^{Sr}$(10⁻⁶)	E(%)	f(%)	n(次)	说明
402	10	10	50	
418	10	20	25	
409	20	10	35	达到稳定态
420	20	20	25	
431	20	30	25	
$C_{n,L}^{Y}$				
85	10	10	50	
84	10	20	35	
84	20	10	25	达到稳定态
83	20	20	25	
82	20	30	25	

注：*分异的各矿物相的比例为 Pl:Cpx:Ol=0.4:0.4:0.2。

顶级地质论坛 http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

计算可以使Cr和Sr的浓度达到稳定状态，此时E和f的最大值为20%和30%，而n的最小值为25。由此表明，要达到这样一种状态需有岩浆房内20%的岩浆从其中喷发，30%的岩浆形成堆积固相，而且应有25次岩浆的补充。这一结果与野外剖面上各种成因岩石出露的体积比例是一致的。此外，因为选取拉斑玄武岩(P_2)作为原始岩浆来进行估算可使元素达到稳定态浓度，故推测本区岩浆房内的原始岩浆为拉斑玄武岩浆。该模型的计算结果还可用图3-16表示。这种模型适用于地壳伸展（扩张）时形成大量超镁铁质和镁铁质岩石的构造背景，如大陆溢流玄武岩和蛇绿岩。符合这种模型的标志为：①岩石中主要元素或相容元素的含量没有大的变化；②不相容元素的丰度随高度不相容元素与适度不相容元素的丰度比值的增加而增加，如在Rb/Ti-Zr图中岩石的Rb/Ti比值与Zr的丰度呈正相关；③岩石中有不平衡的结构关系和矿物成分等。

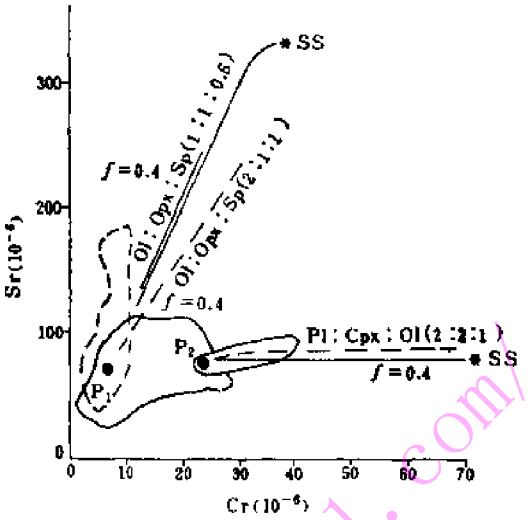


图3-16 RTF模型计算的微量元素浓度的变异关系

P_1和P_2为选取的原始岩浆；SS为f、E达最佳值时微量元素浓度的稳定状态；虚线为封闭体系下元素浓度的变化趋势；矿物比例为分离结晶矿物相组成（据Flower等，1987）

三、定量模型图解及其应用

1. 部分熔融和分离结晶中元素浓度的变异

(1) H/M-H图解

这是由Treuil (1975) 确定和推导的。首先，将微量元素划分为H元素和M元素。H元素为过亲岩浆 (Hypermagmatophile) 元素，如Ta、Th、La和Ce等，它们在地幔-岩浆体系内的总分配系数 (D^H) 值比0.2—0.5要小得多，即D^H值与0.2—0.5比较可忽略不计。M元素为亲岩浆 (Magmatophile) 元素，如重稀土元素Zr、Hf和Sm等，它们的总分配系数 (D^M) 值比1小得多，即与1比较也可忽略不计。然后，根据不平衡分离结晶作用的定量模型(3-54式)推导①，则有$C_L^H = C_{0,L}^H/f$和$C_L^M = C_{0,L}^M/f$，将两式求比得：

$$C_L^H/C_L^M = C_{0,L}^H/C_{0,L}^M \tag{3-114}$$

上式因$C_{0,L}^H$和$C_{0,L}^M$为固定值，所以C_L^H/C_L^M比值为常数，故若用C_L^H/C_L^M对C_L^H作图会得到一条平行于C_L^H轴的平行线。

再根据理想的成批熔融的定量模型(3-3式)推导①可知，

$$C_L^H = C_{0,S}^H/F$$

$$C_L^M = C_{0,S}^M/L^M + F$$

将上述两式求比则有

$$C_L^H/C_L^M = \frac{C_{0,S}^H}{C_{0,S}^M} \cdot \frac{D^M + F}{F} \tag{3-115}$$

① 除做说明外，后面章节提到的分离结晶和部分熔融的定量模型分别意指不平衡的分离结晶和理想的成批熔融的定量模型。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

若用 C_L^H/C_L^M 对 C_L^H 作图，则成分点会沿着斜率为 $\frac{D^M+F}{F}\cdot\frac{C^M_{0,S}}{C^M_{0,S}}$ 的直线分布；又因 $\frac{D^M+F}{F}$ 总大于1，故此直线一般为正斜率。

上述推导说明，在同一C_L^H/C_L^M C_L^H关系图中，根据成分点的排列趋势可将分离结晶和部分熔融形成的岩石区分开。显然，成分点平行于C_L^H轴排列的岩石为分离结晶成因；而呈斜线排列的岩石则为部分熔融直接形成的。Treuil（1975）就是利用该原理讨论了冰岛和洋中脊玄武岩的（图3-17）成因。

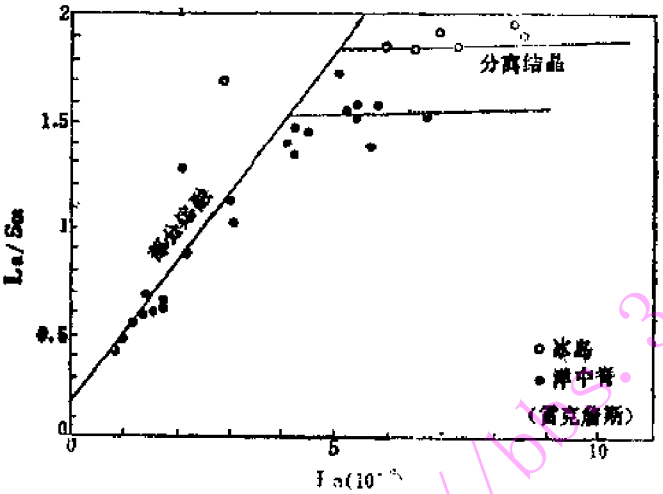


图3-17 形成于分离结晶和部分熔融作用下玄武质岩石的La/Sm-La关系
（转引自Allegre，1978）

(2) I-J图解

此图又称为强不相容元素（I）和弱不相容元素（J）的浓度变异图解。它与H/M-H图解有所不同，主要表现为不用元素比值而直接用两元素的浓度变化趋势来讨论岩石成因。该图中的I元素是指D^I值小于0.01的元素，而J元素的总分配系数（D^J）则为0.1—0.01。其作图的原理类似于H/M-H图解。如：

对于强不相容元素（I）来说，分离结晶和部分熔融的表达式为

$$C_L^I = C_{0,L}^I/f \tag{3-116}$$

$$C_L^I = C_{0,S}^I/F \tag{3-117}$$

上述两式表明，强不相容元素在熔体中（无论是分离结晶的残余熔体还是部分熔融形成的熔体）的浓度与f或F值呈反比。

对于弱不相容元素（J）来说，分离结晶和部分熔融模型的表达式为：

$$C_L^J = C_{0,L}^J f^{D^J-1} \tag{3-118}$$

$$C_L^J = C_{0,S}^J/D^J + F \tag{3-119}$$

用（3-116）式除（3-118）式便得到分离结晶时I元素与J元素的浓度变异趋势，其表达式为：

$$C_L^J = C_L^I\cdot\frac{C_{0,L}^J}{C_{0,L}^I}\cdot f^{D^J} \tag{3-120}$$

部分熔融时I和J元素浓度变化可用（3-117）式除(3-119)式得：

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$$C_L^i = C_L^i \frac{C_{i,s}^1}{C_{i,s}^1} \cdot \frac{F}{D^i + F} \tag{3-121}$$

在C_L^i-C_L^j图上，根据（3-120)式可知，分离结晶时两元素(i、j)浓度变异直线的斜率为f^{D^i}；根据（3-121）式可知，部分熔融时两元素浓度变异直线的斜率为F/D^i+F。又因为$f^{D^i}>1$，$F/D^i+F<1$，所以有$f^{D^i}>F/D^i+F$。由上述得出结论：在C_L^i-C_L^j图上，分离结晶作用的斜率总是大于部分熔融作用的斜率。

若用$C_{i,s}^1=1\times10^{-4}$，$C_{j,s}^1=1\times10^{-4}$，$D^i=0.01$，$D^j=0.1$等数值来估算分离结晶和部分熔融定量模型，其结果列于表3-4。将表3-4中的数值绘制成C_L^i-C_L^j图（图3-18），从此

表3-4　分离结晶和部分熔融定量模型计算结果（10^{-6}）

f	C_L^i	C_L^j	F	C_L^i	C_L^j
1.00	100	100	1.00	100	100
0.30	296	333	0.30	250	333
0.10	794	1000	0.10	500	1000
0.05	1482	2000	0.05	667	2000
0.03			0.03		
0.01	6310	10000	0.01	909	10000

图可以看出，随部分熔融程度从小到大，熔体中两元素浓度的变异曲线由近平行于C_L^i轴逐渐向平行于C_L^j轴变化，表明两元素浓度的变化率是随F值改变的。另一方面，图中明显表现分离结晶时熔体中两元素浓度变异曲线的斜率总是大于部分熔融的曲线，且随分离结晶程度加大，斜率也增大，逐渐平行于C_L^j轴，这与前面的推论是一致的。利用不同岩浆作用中两元素浓度的变化规律，可以判别岩石的成因，如图3-19。图中成分点构成的直线近平行于弱不相容元素Yb的浓度轴，故推测岩石可能为分离结晶成因。

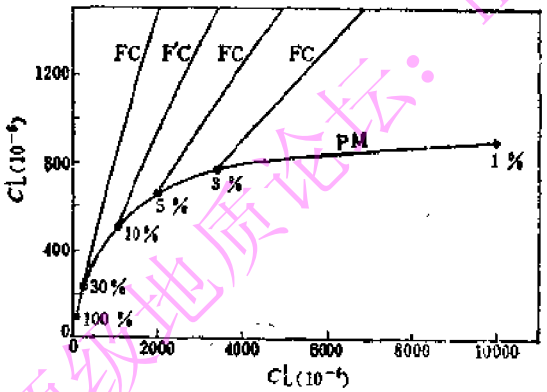


图3-18　用分离结晶和部分熔融定量模型计算的C_L^i与C_L^j变异关系

FC为分离结晶趋势线；PM为部分熔融趋势线

（据Maaløe，1985）

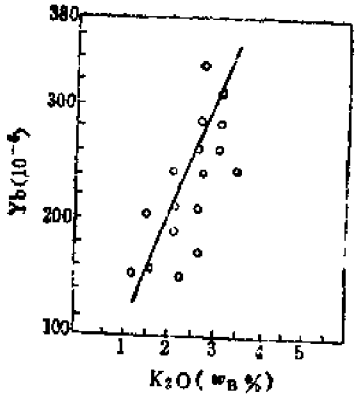


图3-19　岩石的Yb-K_2O成分变异图

Yb为弱不相容元素，K为强不相容元素

(3)　R-I图解

该图为岩石中难熔元素（R）与不相容元素（I）成分的变异图，难熔元素又称为相容元素，意指在地幔岩部分熔融时难以进入熔体相中的元素，故满足$D^r>1$和$D^i<1$。

利用分离结晶和部分熔融定量模型估算的上述两元素在熔体中的浓度变化可表示在图

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

3-20中。从此图可知，部分熔融时熔体中不相容元素的浓度（C_L^i）较相容元素浓度（C_L^j）变化大得多，变异曲线近平行于C_L^i轴；分离结晶时变异曲线近平行于C_L^j轴，说明C_L^j值的变化较C_L^i值大得多。利用上述规律同样可以区分岩石的不同成因，如图3-21。显然，图中岩石为部分熔融形成的。

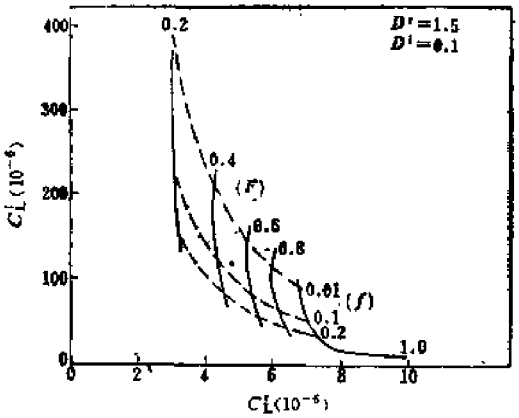


图3-20 两种定量模型计算的熔体中难熔元素和不相容元素的浓度变化

假定$C^i_{0,R}=1\times10^{-6}$，$C^j_{0,S}=1\times10^{-6}$，$D^i=1.5$，$D^j=0.1$；
实线为部分熔融趋势线，其上的数值表示熔融程度(F)；
虚线为分离结晶趋势线，其上的数值表示分离结晶程度(f)

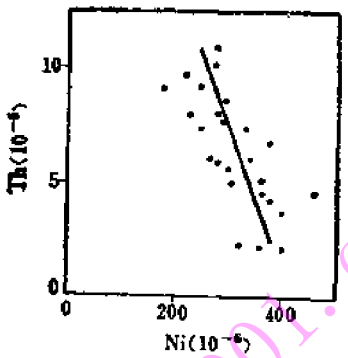


图3-21 夏威夷霞石岩的Ni-Th成分相关系数为0.68
（据Maalφe，1985）

2．分离结晶作用中矿物相的制约

这种图解描述了一组同源、且经分离结晶作用的岩石中两种元素丰度变化与矿物结晶相分离的制约关系。其作图步骤如下：

①选择元素对，确定坐标系。在一组同源岩石中，一般选择元素丰度变化范围最大的两种元素。在中酸性岩的研究中多选择大离子亲石元素，而在基性岩石中则选择相容元素或过渡族元素较好，这是因为上述元素多赋存于导致岩浆演化的分离结晶矿物相内。然后建立坐标系，且将同源演化的一组样品中两元素的丰度投影于该坐标系中。

②用不平衡分离结晶作用定量模型，分别估算各种单矿物分离结晶程度不同时上述两元素在残余熔体中浓度变化的轨迹。计算时需已知D^i、$C^i_{0,L}$和f值。因两元素的D^i值与$K_D^{S/L}$值相等，故只需查有关的分配系数值即可；两元素的$C^i_{0,L}$值是随机取的，以计算的矢量在坐标系中有合适的位置为准，且能与样品的成分点分离开来；f应按一定的间隔取值，多为0.2，0.4……1.0。计算分离结晶的矿物种类应多一些，以便于后面分析。

③根据全岩元素对的浓度变化趋势与单个矿物分离时两元素在残余熔体中浓度变化矢量的吻合程度进行分析，以确定制约因分离结晶而使岩浆演化的矿物相。

试举例说明：

在一中酸性杂岩侵入体中按岩性采集了21个样，测定其中的Rb和Sr丰度列于表3-5中。在计算因分离结晶各矿物使残余熔体中Rb和Sr的丰度变化趋势时，需假定原始熔体中Rb和Sr的丰度值各为1×10^{-3}，其次，查表得知各矿物与熔体之间Rb和Sr的分配系数。现以斜长石为例将各已知参数和计算结果列于表3-6中，最后将表3-5和表3-6中的有关数据投影于图3-22中。用同样的计算方法计算Cpx、Hb、Opx、Bi和Or分离结晶时残余熔体中Rb和Sr丰度的变化，并将其变化的矢量投影于图3-22中，由于计算使用了相同原始熔体中Rb和

地信网论坛
BBS.35001.COM

表3-5 某中酸性侵入体中各样品的Rb和Sr丰度(10^{-6})

样品号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Rb	34	26	104	121	67	80	130	88	82	127	6	156	14	23	22	36	130	125	33	170	175
Sr	265	281	162	141	272	211	80	230	208	106	190	58	241	249	238	196	114	73	300	52	41

表3-6 斜长石分离结晶时残余熔体中Rb和rS丰度值(10^{-6})

已知参数	f	$C_L^{Rb}(1000\times f^{0.041-1})^*$	$C_L^{Sr}(1000\times f^{4.4-1})$
$C_{0.L}^{Rb}=0.001$	0.2	4680	4
$C_{0.L}^{Sr}=0.001$	0.4	2407	44
$K_D^{Pl/L}{}_{Rb}=0.041$	0.6	1632	176
$K_D^{Pl/L}{}_{Sr}=4.4$	0.8	1238	468

注：*据(3-54)式推演的。

Sr的丰度值，故各矿物分离的Rb和Sr变化的矢量相交于事先假定的$C_{0.L}^{Rb}$和$C_{0.L}^{Sr}$坐标点。该图明显说明，此同源岩石主要因Pl、Or和Bi的分离结晶而使岩石发生成分演化。这是因为，岩石中Rb和Sr成分点的排布方向大体上与上述三矿物的矢量方向一致。这里需要指出的是，在标定矿物矢量上的数值时需用$1-f$值，而该点的C_L^{Rb}和C_L^{Sr}成分却是用f值计算的。显然，此图表现了封闭体系下岩浆演化的特征。

除此以外，还可使用这种图解分析岩浆演化时体系的性质。Jhan (1980) 设计了矿物分离结晶时La/Sm与Yb在残余熔体中的变化矢量与全岩La/Sm比值和Yb丰度的变化趋势的关系，讨论了洋中脊玄武岩演化的特征。正如图3-23所示，洋中脊玄武岩的La/Sm比值和Yb丰度投影的成分点排布不与任何矿物相分离的矢量一致。由此说明，洋中脊玄武岩的演化属开放体系下岩浆的分离结晶。

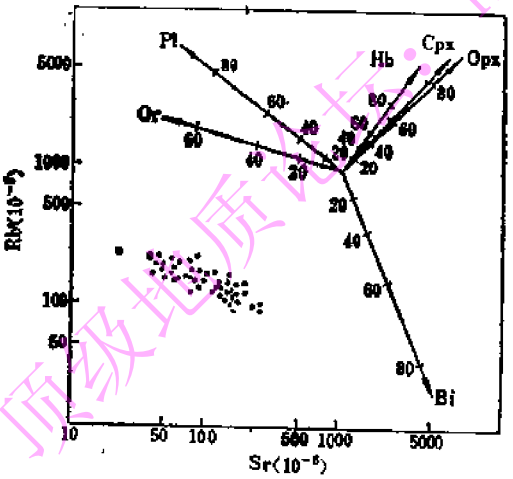


图3-22 某中酸性杂岩中各岩石Rb、Sr成分及与矿物分离结晶作用的关系

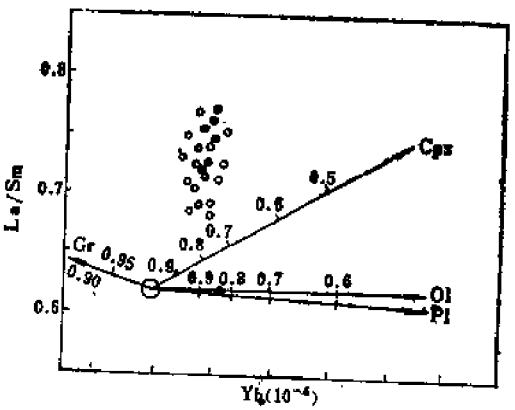


图3-23 洋中脊玄武岩的La/Sm－Yb变异与矿物矢量关系

(据Jhan, 1980)

3. 混合作用方程及图解

(1) Langmuir方程

地信网论坛
BBS.3S001.COM

岩石成因讨论中的混合作用可用数学方程来表示，这种描述混合作用的数学方程称为混合作用方程。许多岩石学家曾提出过不同形式的混合作用方程，但它们仅局限于一种特定的图解形式，Langmuir（1977）则设计出一种通用的混合作用方程，表达为：

$$AX + BXY + CY + D = 0 \tag{3-122}$$

式中，X和Y分别为直角坐标系横轴和纵轴的总变量；A、B、C和D为该混合方程的系数，它们是图解类型的函数，即取决于总变量X和Y的表达方式。在利用微量元素的变异关系来表现混合作用特征时，使用的图解不外乎有三种形式：第一种，X轴和Y轴均为比值（微量元素丰度比值，同位素比值），称为比值-比值图解；第二种，X轴和Y轴中一个为比值，另一个为元素的丰度，称为比值-元素图解；第三种，X轴和Y轴均用微量元素丰度表示，称为元素-元素图解。下面分别讨论：

①比值-比值图解

设Y轴为p/a，X轴q/b，a、b、p和q分别为元素的丰度值或同位素值，方程的系数A、B、C、和D用下列表达式确定：

$$\left.\begin{aligned} A &= a_2 b_1 y_2 - a_1 b_2 y_1 \\ B &= a_1 b_2 - a_2 b_1 \\ C &= a_2 b_1 x_1 - a_1 b_2 x_2 \\ D &= a_1 b_2 x_2 y_1 - a_2 b_1 x_1 y_2 \\ \beta &= a_1 b_2 / a_2 b_1 \end{aligned}\right\} \tag{3-123}$$

上述一组表达式中x_i和y_i分别为样品成分点（i）的坐标，即该成分点在X和Y轴上的值（比值）；a_i为y_i的分母值，若Y轴用元素的丰度表示，则$a_i = 1$；b_i为x_i的分母值，若X轴也是用元素的丰度值表示，则$b_i = 1$。根据上述条件可知，该方程的B值不等于零，故方程为双曲线方程，其变异曲线为双曲线。双曲线的弯曲程度可以通过系数B和β表现出来：B值的正负反映双曲线上凸和下凹的形态特征。β值是与系数B有关系的比值，它是双曲线弯曲程度的函数，该值偏离越大，曲线越弯曲。图3-24示意地表现了两端员混合作用时的比值-比值图解的双曲线束的形态。从此图可知，当$\beta = 1$时，混合曲线为一条直线，当$\beta \neq 1$时，β值增大或减小均会使双曲线的形态越来越明显。

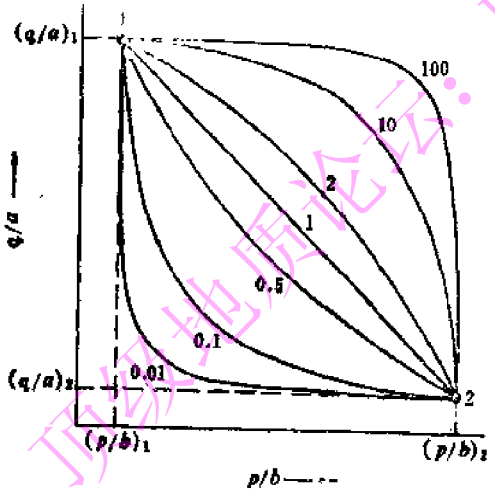


图3-24　端员组分1和2混合时的比值-比值图解

X轴为p/b；Y轴为q/a；曲线上的数值为β

在混合作用的研究中，常使用图解法加以说明，其图解的步骤是：第一，选择合适的样品，确立微量元素或同位素比值，要注意分母项元素或同位素；第二，将若干样品的x和y值在X、Y轴坐标系中投影，并连接各点呈圆滑的曲线；第三，计算混合作用方程的系数A、B、C和D时，仅选择圆滑曲线上的两个端点样品点即可；第四，确定端员组分，在端员组分未知时，也可根据双曲线的变化趋势来推断，其中，一个端员组分位于双曲线外推时与某坐标轴的交点或附近，另一个则接近于双曲线的渐近线值。现举例说明：

地信网论坛
BBS.3S001.COM

某火山岩区发育玄武岩、粗面岩及其过渡类型的岩石，各岩石样品的成分如表3-7：

表3-7 各岩石样品的化学成分

	样品	1	2	3	4	5
	Rb	15	25	50	75	125
	Sr	500	470	425	365	250
	Nb	16	17	20	24	30
	Zr	152	154	160	170	180
$Y=p/a$	Rb/Sr	15/500	25/470	50/425	75/365	125/250
		0.030	0.053	0.115	0.200	0.500
$X=q/b$	Nb/Zr	16/152	17/154	20/160	24/170	30/180
		0.105	0.105	0.125	0.140	0.150

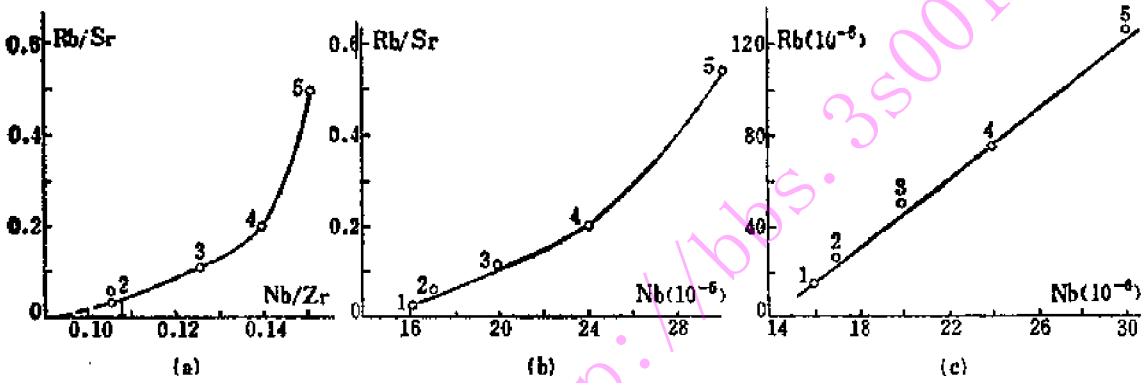


图3-25 某火山岩区各岩石的Rb/Sr-Nb/Zr(a)、Rb/Sr-Nb(b)和Rb/Nb(c)变异关系
曲线上的数字为样品号，且与表3-7中的序号相同，1和5点为端员组分

选择Y轴为Rb/Sr，X轴为Nb/Zr，将各样品的x、y值投影于以Rb/Sr和Nb/Zr为轴的直角坐标系中，并连接各点呈圆滑的双曲线（图3-25a）。图中仅点2不在双曲线上，说明该混合双曲线的拟合性是较好的。从图中各样品点的分布及计算混合方程系数的选点原则可使用样品1和样品5进行计算，其计算的有关参数列于表3-8（据表3-7）。

表3-8 据表3-7计算的有关参数

	样品 1	样品 4-5
i	1	2
a_i	500	250
b_i	152	180
x_i	16/152	30/180
y_i	15/500	125/250

根据表中参数和计算方程系数的表达式可以得到双曲线方程为：

$$X+2.3XY-0.67Y-0.22=0 \qquad (\beta=2.37)$$

从图3-25推测，该火山岩区的岩浆曾发生过混合作用，其端员组分一个为样品5，因该点位于双曲线的渐近线附近，另一端员为样品1。

②比值-元素图解

设Y轴为p/a，X轴为q（$b=1$），a、p和q为元素的丰度值或同位素值，如本次作图和计算分别选择为Sr、Rb和Nb。根据表3-7中数据作图（图3-25b），其混合曲线仍为双曲线，确定该图解中双曲线方程系数的表达式为：

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$$\left.\begin{aligned} A &= a_2 y_2 - a_1 y_1 \\ B &= a_1 - a_2 \\ C &= a_2 x_1 - a_1 x_2 \\ D &= a_1 x_2 y_1 - a_2 x_1 y_2 \\ \beta &= a_1 / a_2 \end{aligned}\right\} \qquad (3\text{-}124)$$

经计算得到该双曲线方程为：

$$X + 2.3XY - 0.52Y - 0.1 = 0 \qquad (\beta = 2)$$

③元素-元素图解

此时分母项$a = b = 1$，故Y轴为p，X轴为q，p和q仅为微量元素的丰度值，本次作图和计算选择p和q为Rb和Nb，据表3-7中数据作图（图3-25c）。从此图可知，该混合作用曲线为直线。又因$a \approx b \approx 1$，故该直线方程的系数计算表达式为：

$$\left.\begin{aligned} A &= y_2 - y_1 \\ B &= 0 \\ C &= x_1 - x_2 \\ D &= x_2 y_1 - x_1 y_2 \\ \beta &= 1 \end{aligned}\right\} \qquad (3\text{-}125)$$

根据上式计算的混合曲线方程为：

$$X + 4Y - 3 = 0$$

从图3-25b、c可知，混合曲线的拟合性均不如图3-25a的混合双曲线。

(2) Faure方程

这是Faure（1974）在利用锶同位素比值研究岩石的混合作用成因时提出的。如果说Langmuir方程对于端员组分并不苛求，且侧重于曲线方程的完整性，那么Faure方程则需已知端员组分的成分，并用于探讨混合物中两变量的变异关系。

①元素-元素图解

这是用两元素（i、j）在端员组分（A、B）和混合物（M）中丰度的变异关系来讨论混合作用的一种图解，其方程为：

$$C_M^j = C_M^i \frac{C_A^j - C_B^j}{C_A^i - C_B^i} + \frac{C_B^j C_A^i - C_A^j C_B^i}{C_A^i - C_B^i} \qquad (3\text{-}126)$$

式中C_A^i、C_B^i和C_M^i分别为微量元素i在端员组分（A和B）和混合物（M）中的浓度，C_A^j、C_B^j和C_M^j是元素j在上述各相中的浓度。显然，上式是一个以C_M^i和C_M^j为直角坐系的直线方程，直线上的任何点都是端员组分A和B以不同比例混合而成的混合物，混合的比例可以根据杠杆原理来确定。直线的斜率为$(C_A^j - C_B^j)/(C_A^i - C_B^i)$。

②比值-元素图解

设两端员组分(A和B)和混合物(M)中微量元素的丰度比值或同位素比值分别为ε_A、ε_B和ε_M，上述各相中微量元素（i）的浓度分别为C_A^i、C_B^i和C_M^i，则其混合方程为：

$$\varepsilon_M = \frac{C_A^i C_B^i (\varepsilon_B - \varepsilon_A)}{C_M^i (C_A^i - C_B^i)} + \frac{C_A^i \varepsilon_A - C_B^i \varepsilon_B}{C_A^i - C_B^i} \qquad (3\text{-}127)$$

显然，这是一个以ε_M和C_M^i为总变量的双曲线方程，若将总变量改为ε_M和$1/C_M^i$，则上述双曲线方程变成一个以ε_M和$1/C_M^i$为直角坐标系的直线方程。这样可以将复杂的双曲线变成一条直线，这有助于混合作用的讨论。

地信网论坛
BBS.35001.COM

在岩石成因研究中，要检验这种混合作用模型需设计多种形式的图解，其目的在于相互补充，而仅使用一种图解来下结论是不可取的。事实上，仅用简单混合作用来说明岩石的成因的例证也是较少的，它常伴随着其他的成岩作用方式。需要说明的是，混合作用的两端员组分可以是液相和液相（岩浆混合作用）、液相和固相（同化混染作用），也可以是固相和固相（岩浆源区物质的混合）。尤其是后者，涉及不同性质地幔的混合、洋壳与地幔的混合等。这方面的研究常用同位素比值来示踪，故混合作用的比值-比值图解或比值-元素图解的应用范围越来越广泛。

4. 确定定量模型中的参数

1） 确定部分熔融程度（F）和分离结晶程度（f）

这里采用Bardsley等（1987）设计的程序，最适合于在小型计算机上进行计算。

（1） 计算F值

已知非理想成批熔融的定量模型为$C_L^i/C_{0,s}^i = 1/[D^i + F(1-P^i)]$，令$D^i = A^i$，$1-P^i = B^i$，则有

$$C_{0,s}^i/C_L^i = A^i + B^i F \tag{3-128}$$

式中$C_{0,s}^i$为常数，则有$C_{0,s}^i/C_L^i$为F的线性函数，若部分熔融产物的样品有一组微量元素（如稀土元素）的浓度值，且已知A^i和B^i值，则可利用最小二乘法估算F值，其表达式为：

$$F = \left\{\sum B^i\left[\frac{C_{0,s}^i}{C_L^i} - A^i\right]\right\} \Big/ \sum (B^i)^2 \tag{3-129}$$

（2） 计算f值

已知不平衡分离结晶的定量模型为$C_L^i/C_{0,L}^i = f^{D^i-1}$，令$D^i - 1 = G^i$，则有

$$C_L^i/C_{0,L}^i = f^{G^i} \tag{3-130}$$

式中$C_{0,L}^i$为常数，则$\ln C_L^i/C_{0,L}^i$为$\ln f$的线性函数。若分离结晶残余熔体的样品有一组微量元素的浓度值，且已知G^i值，则可利用最小二乘法计算分离结晶程度（f）值，其表达式为

$$f = \exp\left\{\left[\sum G^i \ln\frac{C_L^i}{C_{0,L}^i}\right] \Big/ \sum (G^i)^2\right\} \tag{3-131}$$

利用(3-129)式和(3-131)式计算F和f值可以避免因选取不同元素而使F值或f值有很大差异的弊端。

2） 确定总分配系数值

从第二章的讨论中可知，应用(2-28)式估算总分配系数值需已知参数$K_{D_i}^{\alpha/L}$和X^α值。然而，进入熔体中的那一部分固相的各矿物的比例数就难以确定。为此可以设计一种图解来间接确定分配系数值。

（1） 确定分离结晶定量模型的D^i值

Allégre（1977）利用岩石中不相容元素(j)丰度和相容元素(i)丰度的变异关系方程并作图来确定总分配系数，其方程式为：

$$\ln(C_L^i/C_{0,L}^i) = (1-D^i)\ln(C_L^j/C_{0,L}^j) \tag{3-132}$$

上式中，$\ln(C_L^i/C_{0,L}^i)$是$\ln(C_L^j/C_{0,L}^j)$的函数，这一函数关系的直线的斜率为$1-D^i$。因此，利用一组同源样品的$\ln(C_L^i/C_{0,L}^i)$对$\ln(C_L^j/C_{0,L}^j)$作图，并以最小二乘法求出该图中一

地信网论坛
BBS.3S001.COM

系列成分点所排列直线的回归方程，同时得到直线方程的斜率值，再利用$1-D^i$值与斜率值相等的关系便可求得D^i值。例如图3-26就表现了从超基性到中酸性岩中Ni和Th丰度的$\ln(C_L^{Ni}/C_{0,L}^{Ni})$与$\ln(C_L^{Th}/C_{0,L}^{Th})$的变异关系，求得其点子排列的回归直线的斜率$k=-1.65$所以有$1-D^{Ni}=-1.65$，则$D^{Ni}=2.65$。

使用这种方法确定D^i值需注意以下几点：①此法仅适用于封闭体系下的分离结晶作用；②需判别原始岩浆，并测定有关元素在其中的丰度；③演化岩石样品中各元素丰度分别用原始岩浆中对应元素丰度标准化，然后取自然对数投影；④需选典型的相容元素和不相容元素作图或计算，最后得到的是相容元素的总分配系数值。

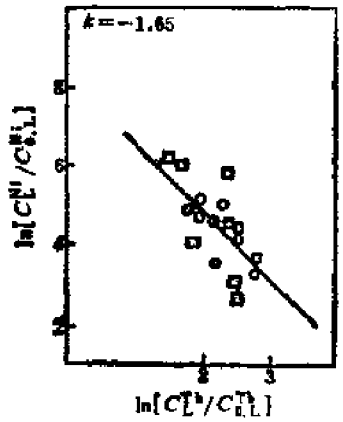


图3-26 同源岩石的$\ln(C_L^{Ni}/C_{0,L}^{Ni})$与$\ln(C_L^{Th}/C_{0,L}^{Th})$的变异关系
k为回归直线的斜率

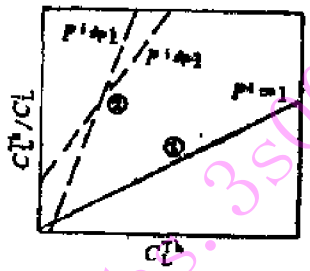


图3-27 部分熔融岩石的C_L^{Th}/C_L^i-C_L^{Th}变异关系
图中不同直线为描述成分点排列的回归直线，具不同的斜率和截距值

(2) 确定部分熔融定量模型中的D^i和P^i值

利用图解的方法来确定D^i或P^i值的关键是要选择合适的元素。岩石学家尤其注意到元素Th在部分熔融作用中的特殊行为，因为在地幔-岩浆体系中$D^{Th}=0$，表明在部分熔融一开始Th就全部进入熔体而不取决于熔融程度。Chague等（1982）就是以此特征提出玄武质岩石中Th与另一不相容元素(i)的关系式，其表达式为：

$$\frac{C_L^{Th}}{C_L^i}=\frac{D^i}{C_{0,S}^i}C_L^{Th}+\frac{C_{0,S}^{Th}}{C_{0,S}^i}(1-P^i) \tag{3-133}$$

上式表示了$\frac{C_L^{Th}}{C_L^i}$与C_L^{Th}的函数关系，描述这一关系的直线方程的斜率为$D^i/C_{0,S}^i$，截距为$\frac{C_{0,S}^{Th}}{C_{0,S}^i}(1-P^i)$。若用$C^{Th}/C_L^i$对$C_L^{Th}$作图，则图中成分点排布的直线的截距为我们确定$P^i$值提供了方便，而直线的斜率则可以帮助估算$D^i$值。现试以图3-27为例说明之：

若图中直线的斜率为k，$D^i/C_{0,S}^i=k$，则有$D^i=k\cdot C_{0,S}^i$（$C_{0,S}^i$为已知常数）。

若图中直线①通过原点，$1-P^i=0$，则有$P^i=1$。

若直线②的截距为b，表示$\frac{C_{0,S}^{Th}}{C_{0,S}^i}(1-P^i)=b$，则有$P^i=1-\frac{C_{0,S}^i}{C_{0,S}^{Th}}\cdot b$（$C_{0,S}^i$和$C_{0,S}^{Th}$为已知常数）。

此外，若已知D^i和P^i值，则可利用上述关系式确定源区地幔的微量元素成分，推算该区地幔的微量元素背景值。需要说明的是，此方法仅适用于不相容元素的确定和估算。

地信网论坛
BBS.35001.COM

四、定量模型的动力学制约

1. 带状岩浆房的分离结晶作用

带状岩浆房是指在化学成分和物理性质上具有一定分带性的岩浆房。在简单体系静态条件下分离结晶时，残余熔体中微量元素的浓度应遵循Tilley等(1953)提出的定量模型：

$$\frac{C^{i}_{x,L}}{C^{i}_{0,L}} = 1 + \left(\frac{1 - K_D^{S/L}}{K_D^{S/L}}\right)\exp\left(\frac{-Rx}{D}\right) \tag{3-134}$$

式中D为扩散系数，R为晶体的线性生长速度（假定晶体匀速生长），并定义R/D比值为带状成分层浓度梯度的斜度（设$R \leqslant D$），x为距晶体和熔体界面的距离，$C^{i}_{x,L}$为x处残余熔体中i的浓度，其他符号同前。图3-28就明显地表示$K_D^{S/L}$和R/D值不同时$C^{i}_{x,L}$与x的关系。从此图可知，若为不相容元素，残余熔体中元素i的浓度呈富集的趋势，其富集程度随扩散系数(D)增大而增加；若为相容元素，残余熔体中元素i的浓度将是亏损的，其亏损的程度也随扩散系数增大而增加。

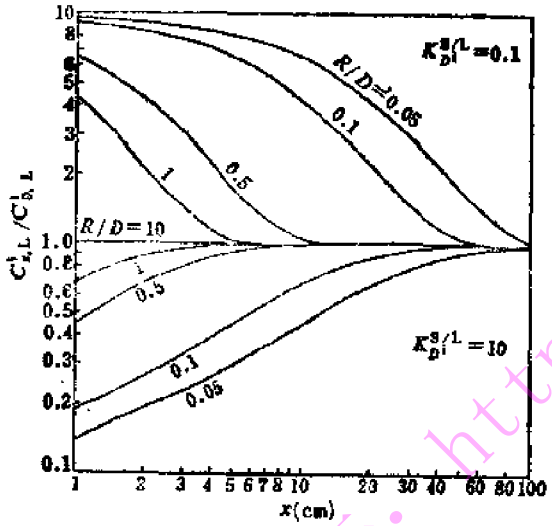


图3-28 带状岩浆房静态条件下分离结晶时各元素富集和亏损的趋势
曲线上的数字为R/D比值
(据Baker等，1985)

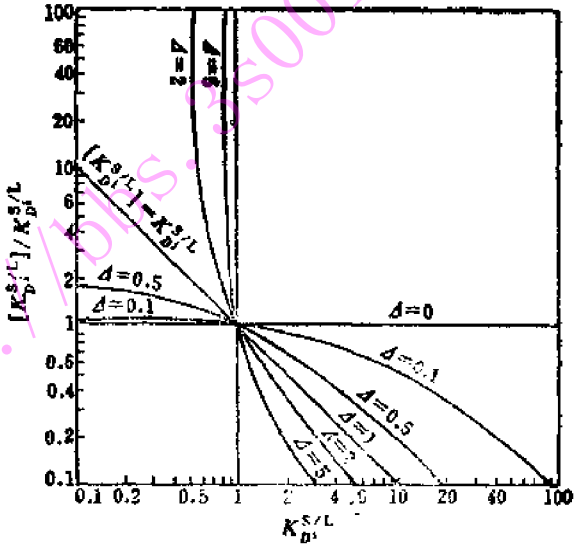


图3-29 二元体系中不同Δ值时$[K_D^{S/L}]$与$K_D^{S/L}$的关系

若$R>D$，带状岩浆的梯度使熔体发生对流，因而在定量模型计算时需将静态条件下的分配系数校正为有效分配系数($K_D^{S/L}$)，其校正的关系式见(2-34)式。令(2-34)式中：

$$\exp\left(\frac{-\delta_e R}{D}\right) = \Delta \tag{3-135}$$

上式中δ_e为有效成分层的宽度，它在密度上应是均一的，且随对流速度增加而使其宽度减小。若δ_e趋近于零，根据(2-34)式可知$[K_D^{S/L}] = K_D^{S/L}$，即有效分配系数与静态分配系数相等。Δ又称为熔体的搅动因子，若R/D值固定，δ_e值的变化决定了搅动因子的大小。搅动因子与有效分配系数的关系表示于图3-29中。从此图可知，Δ值小于1时，有效分配系数$[K_D^{S/L}]$小于原来静态条件下的分配系数($K_D^{S/L}$)值。

从上面的论述可知，元素i在熔体中的扩散系数(D)是影响岩浆作用定量模型的重要参数，为此Hofmann(1980)提出了1300℃时不同元素在天然硅酸盐熔体中扩散系数的经验方程：

地信网论坛
BBS.35001.COM

$$\lg D = 1.47\lg(z^2 r) - 5.56 \qquad (3\text{-}136)$$

式中z为元素阳离子的电价，r为离子半径。根据该经验方程估算的各元素在熔体中的扩散系数值列于附表Ⅰ-1中。

2. 元素的迁移性

这里所说的元素迁移性包括两个方面的含义，一种为元素被以水为主的流体相搬运的能力，一种是指被熔体搬运的能力，两者均制约岩石的微量元素成分。

Tatsumi等(1986)在实验研究的基础上提出了定量描述元素在以水为主的流体相中迁移性的经验方程：

$$m = \frac{C_0^i/C_0^{Nb} - C_x^i/C_x^{Nb}}{C_0^i/C_0^{Nb}} \times 100\% \qquad (3\text{-}137)$$

式中C_0^i/C_0^{Nb}为原始样品中微量元素i与Nb的浓度比，C_x^i/C_x^{Nb}为脱水后样品中i与Nb的浓度比。显然，用Nb作为标准化值是考虑到Nb的非活动性。计算结果表明，离子半径大的元素，其迁移的能力强，这与理论上用z/r比值所确定的元素的活动性是一致的。这种元素的迁移能力强烈地影响俯冲岩石圈释放流体相的化学特征及岛弧岩浆的成因。

Mckenzie(1984)在岩浆作用动力学基础上提出微量元素在熔体上升阶段被携带而具有一定的迁移速度，这一速度又称为有效迁移速度(v_e)，它在数值上并不等于熔体的上升速度(v)。描述元素有效迁移速度的定量模型为：

$$v_e = \frac{v}{\left(\frac{1}{\phi} - 1\right)\frac{\rho_S}{\rho_L} K_D^{S/L} + 1} \qquad (3\text{-}138)$$

式中v为熔体上升速度，ϕ为源区固相物质的孔隙度，ρ_S和ρ_L分别为源区固相物质和熔体的密度，$K_D^{S/L}$为元素i在平衡的固相物质和熔体间的分配系数。对于一确定的体系来说，ρ_S和ρ_L是较固定的，故元素的有效迁移速度主要取决于v、$K_D^{S/L}$和ϕ值。显然，熔体迁移速度大，元素的有效迁移速度大；源区孔隙度愈大，元素在固相物质和熔体间的分配系数愈小，则该元素的有效迁移速度越大。Mckenzie(1984)还据此估算了熔体迁移不同距离时Zr、Ti和Y三种非活动性元素的浓度变化（图3-30）。从此图可知，三种元素在随以Cpx固相为源区的熔体迁移时，熔体迁移距离增大，其浓度按Zr—Ti—Y次序依次增加。

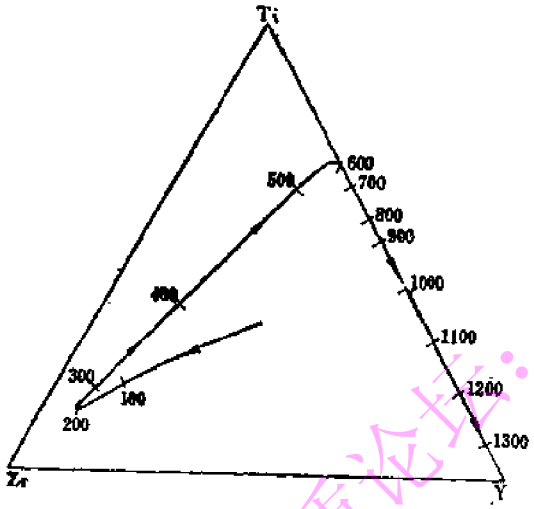


图3-30 熔体迁移不同距离时Zr、Ti和Y三种元素浓度变化的轨迹

源区由Cpx组成，ϕ=3%，图中数字为熔体迁移的距离(m)；图中曲线上任意点表示三种元素的浓度；熔体为基性成分

（据McKenzie，1984）

3. 原生岩浆聚集动力学的定量模型

原生岩浆的微量元素成分在一定程度上还取决于地幔熔融区和原生岩浆聚集的动力学特征。Maalφe(1986)提出，地幔熔融区的动力学特征集中表现为熔融区的形状。而原生岩浆聚集的动力学特征表现为两个方面：一为岩浆仅通过源区的孔隙流动而聚集，从整体上说，此时可将已经历部分熔融的地幔视为均一的，在地质上表现为无层状岩浆岩体或岩墙，但发育

地信网论坛
BBS.35001.COM

许多细脉，说明岩浆以纵向运移为主；另一种为岩浆通过较大的裂缝流动而聚集，此时源区已具不均一性，在地质上发育大的岩墙或层状岩体，但无岩浆细脉，说明岩浆是从外围向岩墙作侧向运移而聚集。

(1) 混合成批熔融 (migmatized batch melting)

这种部分熔融产生的熔体的规模仅为厘米尺度，在微细层及孔隙内的熔体之间的距离极小，以致熔体能与固相物质相互扩散而交换成分，所以属平衡熔融。在熔融的开始阶段，熔体并不聚集而停留在原处。以后，随源区深度减小使熔融程度增加，熔体的成分也逐渐变化。熔融到一定程度时，源区的熔体开始聚集于大的岩墙或岩浆层，这种突变导致发生小的地震。这预示部分熔融区突然发生了熔体的亏损。如夏威夷95km以下的深处经常性的震动就是源区亏损熔体而聚集的表现。该熔融作用的定量模型为：

$$C^i_{i,L} = A/B \tag{3-139}$$

式中$C^i_{i,L}$为元素i在聚集熔体中的浓度，A为部分熔融高度$0-z$之间微量元素(i)的量，B为单位面积聚集熔体的量。A和B的表达式为：

$$A = \frac{C^i_{0,S}}{b(1-D^i_0)^2}\{b(1-D^i_0)z - D^i_0\ln[D^i_0 + b(1-D^i_0)z] + D^i_0\ln D^i_0\} \tag{3-140}$$

$$B = \frac{1}{2}bz^2 \tag{3-141}$$

上式中z为部分熔融区的高度，它的标定原则是以部分熔融区的顶部平面为零（此面以上便无部分熔融作用发生），此平面以下为负值；b为常数，实为熔体份数(F)与熔融处高度(z)的比值(F/z)，即部分熔融处每升高1km使所形成的熔体增加的份数（一般取$b=10^{-7}$/cm）；其他符号同前。

该模型计算结果表示在图3-31中，为了对比，图中还表示了简单成批熔融的曲线。从此图可知，若为不相容元素，两种熔融模型计算的熔体中元素的浓度相差较大；若为相容元素，则没有什么差别。据上面的分析可以认为，用相容元素来表示原生岩浆的成分是合适的，因为它的浓度与熔融的方式无关。

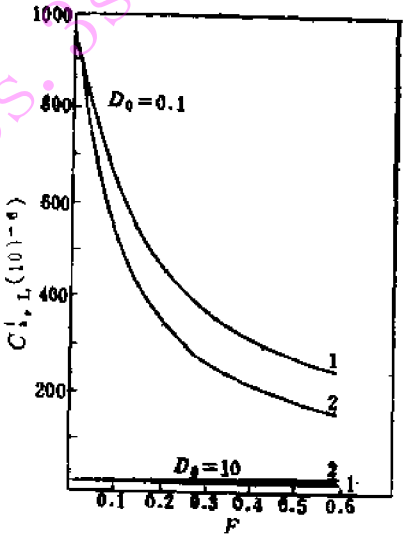


图3-31 各种熔融方式下不同熔融程度时元素浓度的变化

1. 为混合成批熔融；2. 为简单成批熔融；设$b=10^{-7}$/cm，$C^i_{0,S}=1\times10^{-4}$；D_0为i的总分配系数(D^i_0)

(据Maalφe, 1986)

(2) 混合分离熔融 (migmatized fractional melting)

这是一种使地幔源区连续亏损熔体且不断补充给大的岩墙或岩浆层使之聚集，然后再由岩墙或岩浆层提供熔体给岩浆房的方式。此时源区熔体与其固相物质不发生成分交换而未达到平衡。这种熔融方式不同于简单的分离熔融，后者在源区应不存留任何熔体，而混合分离熔融可以在源区残留一些熔体，其定量模型还取决于部分熔融区的形状，下面分别介绍：

①矩形部分熔融区

其定量模型为

$$C^i_{i,L} = A/B, \text{其中}$$

$$A = C^i_{0,S}\left(\frac{F-1}{b}\right)\left(w_0 - \frac{w_0^{a+1}}{a+1} - 1 + \frac{1}{a+1}\right) \tag{3-142}$$

顶级地质论坛 http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$$B=\frac{1}{1-F}\left[\frac{bz^2}{2}-Fz\right]_g^z \tag{3-143}$$

式中$a=1/k$，$k=D_0^i+F(1-D_0^i)$，$g=F/b$，w_c为残余物（未聚集的残余熔体与残余固相之和）的份数，其表达式为

$$w_c=\frac{1-bz}{1-F} \tag{3-144}$$

上面两式的b值为常数，但$b=F^T/z$。这里F^T与前式中的F具有不同的意义：F为聚集熔体的份数；而F^T为总的部分熔融程度，在混合成批熔融时$F=F^T$，而在混合分离熔融时$F\neq F^T$，也即部分熔融形成的熔体的量并不等于混合聚集熔体的量。

②三角形熔融区

其定量模型总的表达式也为$C_{i,L}^i=A/B$，但这里

$$A=\frac{C_{0,S}^i(F-1)^2}{b^2}\left(\frac{w_c^2}{2}-\frac{w_c^{a+1}}{(a+1)(a+2)}-\frac{aw_c-a}{a+1}+\frac{1}{(a+1)(a+2)}-\frac{1}{2}\right) \tag{3-145}$$

$$B=\frac{1}{1-F}\left[\frac{bz^3}{6}-\frac{Fz^2}{2}-\frac{bg}{2}-Fgz\right]_g^z \tag{3-146}$$

式中$b=F^T/z$，其他符号同前。

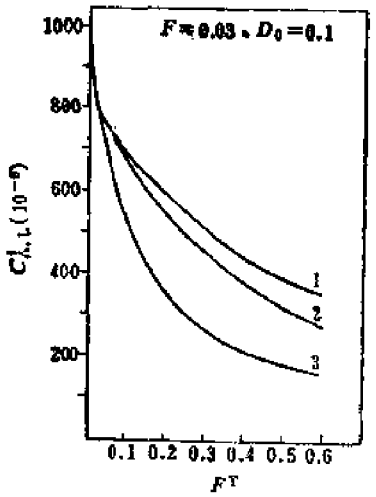


图3-32 各种混合分离熔融模型的F^T-$C_{i,L}^i$关系

1. 三角形熔融区的熔融；2. 矩形熔融区的熔融；3. 为简单成批熔融；D_0为i的总分配系数(D_0^i)；$D_0^i=0.1$；$F=0.03$(F为聚集熔体份数)（据Maalφe，1986）

将不同形状部分熔融区混合分离熔融模型的计算结果表示在图3-32中，为了对比，图中还表现了简单成批熔融的曲线。从此图可知，对于不相容元素i来说（$D_0^i=0.1$），混合分离熔融形成的熔体中i的浓度均高于简单成批熔融的熔体，其中三角形熔融区的混合分离熔融的熔体中i的浓度尤其高，这种差别在部分熔融程度（F^T）愈大时表现得愈明显。在$F^T<5\%$时，其熔体中微量元素i的差别消失，所以用不相容元素的浓度表示低度熔融原生岩浆的成分也是较合适的。

4. 地幔柱动力学的岩浆作用定量模型

地幔柱实为一靠近岩石圈的、处于部分熔融状态的滞流流体。著名的夏威夷火山活动就是太平洋岩石圈板块在地幔柱上运动并相互作用的结果。因此，仅用简单的定量模型来估算其熔融程度是不适宜的。Ribe(1988)从地球动力学的角度出发，提出地幔柱与岩石圈相互反应的定量模型，以求解决地幔柱加热岩石圈使之产生熔体这一重大理论问题，从而定量地确定提供给岩石圈底部的来自地幔柱的熔体的速率和岩石圈产生的熔体的量。

(1) 地幔柱-岩石圈反应模式

反应模式如图3-33，这一模式需假定地幔柱内的熔融区是由可变形的多孔隙的介质所组成的，其中还含有饱和的低密度的熔体。从此图可知：①熔体蒸汽线与岩石圈底部相交，说明这是来自地幔柱的熔体；②未熔融的地幔物质以W_0的速度上升到$z=-d$处开始熔融，其固相线温度为T_0，而到达$z=0$处（岩石圈底部）部分熔融结束；③$N_B\to 0$表示进入物质的热流量为零，该物质为绝缘体，$N\to\infty$表示该物质为超热导体，对于岩石圈板块来说，$\infty>N_B>0$。该参数可以定量确定被加热的岩石圈的量。

(2) 地幔柱顶部岩浆作用的定量模型

地信网论坛
BBS.3S001.COM

其定量模型为

$$C^i_{p,L}=\frac{C^i_{0,S}}{D^i_0}\exp\left\{-(1-Di)\times\int_{-z}^{z}\frac{G(aT_z+b)}{G+(1-D^i_0)(1-\phi)(\omega\phi^3-G)}dz\right\} \tag{3-147}$$

式中，$C^i_{p,L}$为地幔柱顶部熔体中微量元素(i)的浓度，$C^i_{0,S}$为未熔融源区中i的浓度，D^i_0为总分配系数，a为常数（是熔融程度F为温度的线性函数时的系数），b为常数（是熔融程度为压力的线性函数时的系数），G的表达式为：

$$G=\frac{2}{3}c-(1-c)\frac{z}{d}-\frac{c}{3}\frac{z^3}{d^3} \tag{3-148}$$

(3-148)式中c为未确定常数，在数值上为

$$c=3\omega\phi^3/2 \tag{3-149}$$

式中ϕ为孔隙度，ω为无量纲浮力，其估算方程为

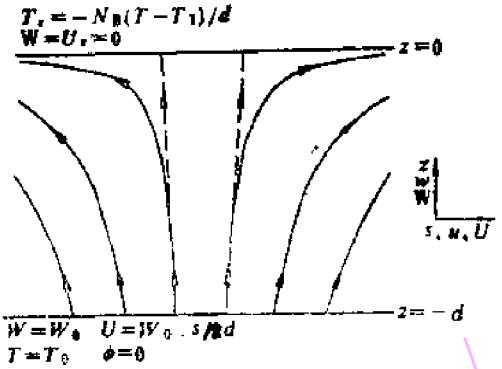


图3-33 地幔柱与大洋岩石圈相互反应的模式

实线为固相物质上升的蒸汽线(Steamline)；虚线为熔体上升的蒸气线；T为温度；ϕ为孔隙度；U和W为固相物质在水平和纵向方向的迁移速度；u和w为熔体在水平和纵向方向迁移的速度；s为熔体在水平方向迁移的距离；z为熔融区纵向上所处深度；N_B为无量纲Biot数，表示热的传播性质；T_z为纵向z深度处的温度

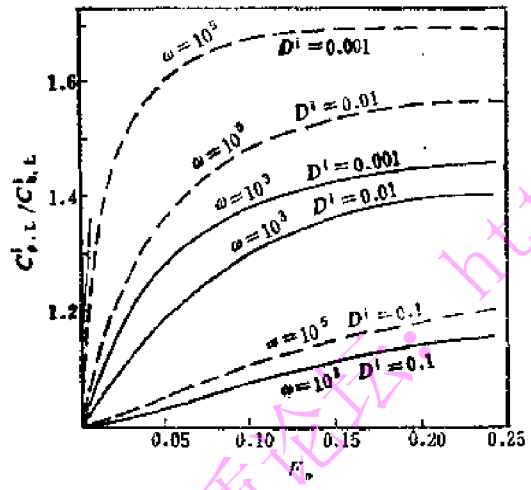


图3-34 地幔柱顶部熔体中微量元素浓度值与F_p的变异关系

用两种定量模型估算：取$D^i_0=0.001$，$D^i_0=0.01$；ω为无量纲浮力，简单成批熔融表示$\omega=0$

(据Ribe，1988)

$$\omega=\frac{ks^2g\Delta\rho}{\eta_f W_0} \tag{3-150}$$

上式中k为常数，s为固态物质颗粒的粒径，g为重力加速度，$\Delta\rho$为固态物质与熔体的密度差，η_f为熔体的粘度，若上述参数已确定，则ω值取决于固态物质的上升速度(W_0)。

为了对比，同时列出地幔柱顶部用简单成批熔融计算的定量模型，如

$$C^i_{b,L}=\frac{C^i_{0,S}}{D^i_0+F_p(1-D^i_0)} \tag{3-151}$$

式中$C^i_{b,L}$为用成批熔融定量模型计算的熔体中微量元素i的浓度，D^i_0和$C^i_{0,S}$同前，F_p为地幔柱顶部的部分熔融程度，其计算表达式为：

$$F_p=bd\left(1+\frac{aL}{C_p}\right) \tag{3-152}$$

式中C_p为热容，$L=T\Delta S$，ΔS为熵变，a和b的意义同前。在已知一些参数的基础上（见附表Ⅰ-2），利用上述定量模型可估算D^i_0和ω值不同时$C^i_{p,L}/C^i_{b,L}$比值与F_p的变异关系（图3-34），图中的$C^i_{p,L}/C^i_{b,L}$比值表示了不同模型估算的地幔柱顶部熔体中元素i的浓度差。从此图可知，对于不相容元素来说，ω值（浮力）不同，则$C^i_{p,L}$与$C^i_{b,L}$值的差异有所不同，ω值大，两者差异就愈大；若ω值相同时，则$C^i_{p,L}$与$C^i_{b,L}$值的差异就决定于D^i_0值，D^i_0值愈小则两值的差别就愈大。

(3) 地幔柱-岩石圈反应的岩浆作用定量模型

首先要确定岩石圈被熔化的速率(q_L)，其计算表达式为：

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$$q_L = \frac{\dot{Q}}{\rho[C_p(T_S - T_L) + L]} \tag{3-153}$$

式中T_S和T_L分别为固相线温度和岩石圈所处的温度，C_p为热容，$L = T\Delta S$，（ΔS为熵变）ρ为岩石圈密度，Q为熔化岩石圈的总能量通量，其计算公式为

$$Q = \rho C_p\{kT_*(0) + q_p[T(0) - T_*]\} \tag{3-154}$$

式中k为岩石圈的渗透性，$T(0)$和T_*分别为岩石圈底部和熔体喷发到地表的温度，其中

$$T_*(0) = -N_B[T(0) - T_L)/d \tag{3-155}$$

$$T_S = T(0) - bd/a \tag{3-156}$$

然后确定来自地幔柱熔体的生成速率(q_p)，其表达式为：

$$q_p = \omega W_0 \phi^3 \tag{3-157}$$

式中符号同前。

最后提出描述地幔柱熔体和岩石圈熔体混合而成的熔体中成分的定量模型。对于两微量元素（i和j）来说，其混合熔体中的浓度比($C_{M,L}^{i/j}$)为

$$C_{M,L}^{i/j} = \frac{q_p C_{p,L}^i + q_L C_{L,L}^i}{q_p C_{p,L}^j + q_L C_{L,L}^j} \tag{3-158}$$

式中$C_{p,L}^i$、$C_{p,L}^j$、$C_{L,L}^i$和$C_{L,L}^j$分别为元素i和j在地幔柱熔体中和岩石圈熔体中的浓度，q_p和q_L为地幔柱熔体的生成速率和岩石圈被熔化的速率。对于同位素比值来说，混合熔体中的同位素比值($\varepsilon_{M,L}$)则为

$$\varepsilon_{M,L} = \frac{q_p C_{p,L}^i \varepsilon_p + q_L C_{L,L}^i \varepsilon_L}{q_p C_{p,L}^i + q_L C_{L,L}^i} \tag{3-159}$$

式中$C_{p,L}^i$和$C_{L,L}^i$分别为使用同位素的那种元素在地幔柱熔体和岩石圈熔体中的浓度，ε_p和ε_L分别为地幔柱熔体和岩石圈熔体中元素i的同位素比值。

利用Ribe(1988)确定的参数(表3-8)和附表Ⅱ-2中的有关数据，可以进行上述定量模型的估算，其计算的结果用图3-35表示。从此图可知，混合熔体的同位素成分主要受岩石圈熔

表3-8 地幔柱源和岩石圈的成分及有关的分配系数

元素或比值	地幔柱源成分	岩石圈成分	总分配系数
Sr	23.7×10^{-6}	13.2×10^{-6}	0.003
Nd	1.2×10^{-6}	0.86×10^{-6}	0.03
La	0.71×10^{-6}	0.31×10^{-6}	0.0025
Ce	1.9×10^{-6}	0.95×10^{-6}	0.005
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0.7047	0.7023	
$^{143}Nd/^{144}Nd$	0.51265	0.51330	

融程度的影响。混合熔体中的元素浓度比值的变化比较复杂，在F_L较小时，其浓度比值变化也主要取决于岩石圈的熔融程度，但在F_L值较大时，其浓度比值的变化却受地幔柱顶部熔融程度的影响较大，此时变异曲线渐趋平行于F_p轴。将夏威夷不同期玄武岩的实际成分投影于该图中，从中不仅可以确定不同期的夏威夷玄武岩是经不同的F_L和F_p值的部分熔融程度所形成的熔体经混合形成的，而且发现，随喷发时间由早至晚混合熔体中由岩石圈供给的那一部分熔体的熔融程度是逐渐变小的。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

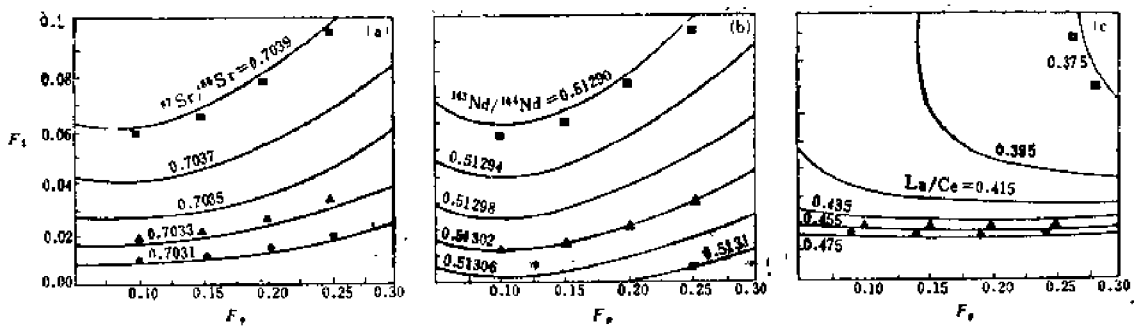


图3-35 混合熔体成分与地幔柱顶部熔融程度(F_p)和岩石圈熔融程度(F_L)的关系

(a) 用$^{87}Sr/^{86}Sr$估算; (b) 用$^{143}Nd/^{144}Nd$估算; (c) 用La/Ce估算;

图中点子为夏威夷玄武岩成分; 黑点为早期喷发; 黑三角为中期喷发; 黑方形为晚期喷发

顶级地质论坛: http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

第四章　稀土元素

在岩石学研究中，稀土元素是一组特别有意义的元素组。它们在岩石中的丰度分布及其聚集迁移的规律性和特征有助于研究岩浆起源、演化和岩石形成的条件等重要岩石学问题。岩石学中稀土元素研究的优势在于：一方面，各稀土元素具有相似的晶体化学性质（附表Ⅱ-1）和地球化学性质，故在各种造岩作用中常作为一个整体运移；另一方面，它们又因具镧系收缩和奇偶效应等特征而使彼此存在差异。人们就是利用稀土元素的这种共性和个性来探讨岩石的成因的。

一、稀土元素的数据处理及应用

1．特征参数值的类型

在岩石学研究中，可直接使用稀土元素中某个元素在岩石中的丰度来说明问题，也可用元素的比值这种特征参数来作探讨。其比值参数有以下几种类型：

第一种类型是用岩石中元素的丰度直接求比值，如Eu/Sm，Sm/Nd，Ce/Yb 等，一般选择原子序数相邻的两元素或原子序数相差很大的两元素。

第二种是将样品中两元素的丰度值分别用标准样（一般为球粒陨石）标准化，然后用标准化值求比值，如La_N/Yb_N、Ce_N/Yb_N、La_N/Lu_N等，比值中的下角标N为标准化(normal)之意，多选择原子序数相差较大的元素。此种比值多用于描述岩石总体的稀土元素特征和轻、重稀土元素分馏的状态。

第三种是将稀土元素在岩石中的丰度求和或将其分组求和，然后再计算比值，如∑REE、LREE/HREE等。

第四种是δ值，又称为异常系数。它是先将序数相邻的三个元素丰度值分别用球粒陨石标准化，然后用中间序数的元素丰度的标准化值除以第一、第三两元素标准化值的和的二分之一得到的，如δCe、δY、δEu等，以δEu的表达式为例说明：

$$\delta Eu = \frac{Eu_N}{(Sm_N + Gd_N)/2} \qquad (4\text{-}1)$$

其它的δ值以此类推。

在研究中，为了充分利用岩石的稀土元素资料，需尽可能获取各种参数值，但选择何种具体参数来解决岩石学问题，需视研究的对象而定。如研究中酸性岩时，常使用δEu值，而对于超镁铁质岩则一般不用该参数。此外，参数的选择还受稀土元素的测试方法和精度的制约。如使用中子活化分析时，因Gd半衰期长，在短时间内难以获得其丰度值，故一般使用Eu/Sm比值而不用δEu值来描述岩浆的分异特征，虽然两者有相同的指示意义。又如人们常

地信网论坛
BBS.3S001.COM

用Yb在岩石中的丰度表示岩石的重稀土元素特征。这一方面是因为Yb赋存于重的地幔矿物相，便于描述地幔和岩浆之间相互转化的特征；另一方面也是基于岩石中Yb的测试值一般要比Lu的精度高。

2．特征参数值的意义及其在岩石学中的应用

（1） 表示岩浆的分异程度

常用的参数有Eu/Sm和δEu。岩浆的分异程度是一种习惯用语，实际上是指岩浆分异后所剩残余岩浆的程度，而这种分异作用又常以分离结晶作用为代表。对于大多数岩浆体系来说，斜长石往往是分离结晶的主要矿物相。Eu因与斜长石中Ca的晶体化学性质相似而常从熔体中进入斜长石Ca的位置，所以斜长石分离面使残余熔浆中Eu亏损，导致δEu值和Eu/Sm比值降低，且分异愈强则上述参数值愈低。图4-1就十分明确地表现了这种趋势。此图中的分异程度是用DI和$1-f$值表示的。它们与Eu/Sm和δEu的关系反过来也提示我们：

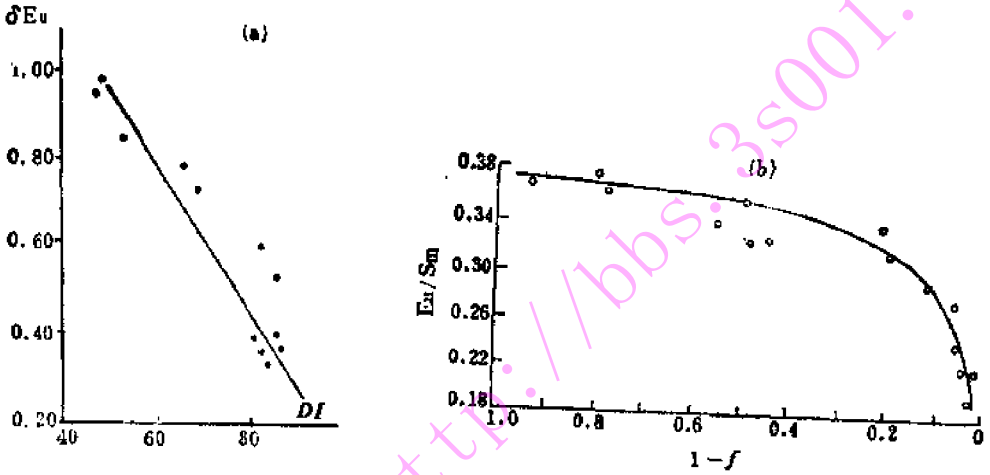


图4-1 岩浆分异程度与δEu和Eu/Sm等参数的关系

(a) 西藏花岗岩，分异程度用DI值表示（转引自赵振华，1981）；

(b) 墨西哥火山岩，分异程度用$1-f$值表示（Baker，1977）

Eu/Sm和δEu值可用来表示岩浆的分异程度。

使用这种参数分析岩浆分异性质，仅限于有斜长石的分离结晶，而对于其它矿物相来说，即使发生了分离结晶，但Eu/Sm和δEu值的表现并不是明显的。

描述分异程度的参数还有ΣREE或LREE/HREE比值等。一般地说，分异作用的晚期，也即分异程度愈强，稀土元素愈易保留在残余液相中；又由于LREE在固相和熔体相间的总分配系数一般比HREE小，故分异愈强，残余熔体中的LREE/HREE越大。

（2） 区分相似的岩石

这种区分看起来多为统计规律，但实际上也反应岩石的成因特征，各花岗质岩石的δEu-ΣREE关系图（图4-2）就说明了这一点。此图中碱性花岗岩是下地壳岩石部分熔融形成的，有较高的ΣREE值和较低的δEu值，故在图中位于右下方区域。

（3） 判别岩石的不同成因

碳酸岩和碳酸盐岩虽都是含碳酸盐矿物达50%以上的岩石，但前者属岩浆岩成因，且具有特殊的成矿专属性，因此，对此进行划分具有很重要的意义。如利用方解石的Yb/Ca和Yb/La比值可以帮助区分这两种不同成因的岩石（图4-3）。图中明显地表现碳酸岩中方解石具有

地信网论坛
BBS.3S001.COM

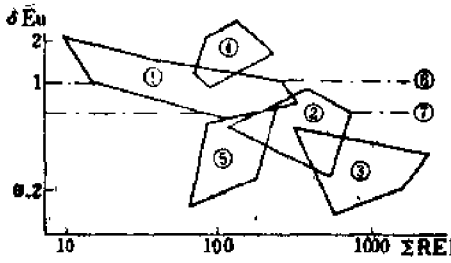


图4-2 不同花岗质岩石的δEu-ΣREE关系

1. 偏基性的花岗质岩石；2. 花岗岩；
3. 碱性花岗岩；4. 中、基性的片麻岩；
5. 酸性的片麻岩；6. 地幔和下地壳平均；
7. 沉积岩(P_2～N)

(据Balashov，1976)

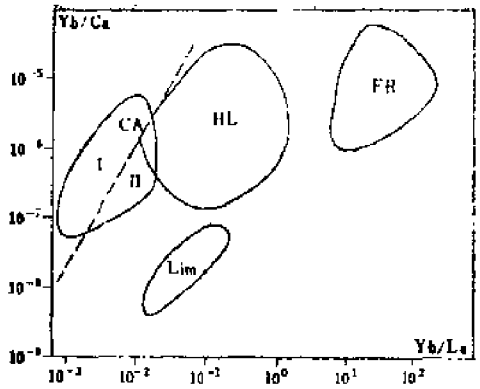


图4-3 碳酸岩和碳酸盐岩石中方解石的Yb/Ca-Yb/La成分

CA：岩浆碳酸岩；Ⅰ为早期，Ⅱ为晚期；HL：热液碳酸岩；Lim：石灰岩；FR：裂隙细脉

(据Parekh等，1977)

较高的稀土元素Yb值。

(4) 反映部分熔融和分离结晶程度

部分熔融和分离结晶程度可以通过参数 Ce_N/Yb_N 比值表现出来。这是因为 $D_o^{REE} < D_o^{HREE}$，在低度部分熔融时，Ce等轻稀土元素优先进入熔体，使熔体的 Ce_N/Yb_N 比值较大，随熔融程度增加，HREE也逐渐进入熔体，致使Ce等轻稀土元素在熔体中浓度相对降低，故 Ce_N/Yb_N 比值相对减小。同样的道理，若用 Ce_N/Yb_N 表示分离结晶作用特征，当分离结晶程度愈高时，残余熔体中的 Ce_N/Yb_N 比值就愈大。

(5) 指示洋中脊的扩张速度

Holness(1989)在研究了大西洋和太平洋洋中脊玄武岩中La/Sm比值与洋中脊扩张速度关系后发现，随洋中脊扩张速度增加，其玄武岩的 La_N/Sm_N 比值有不同程度的减少(图4-4)。这可能是因为随洋中脊扩张速度增大，地幔部分熔融程度增高，从而使熔体中La稀释，故

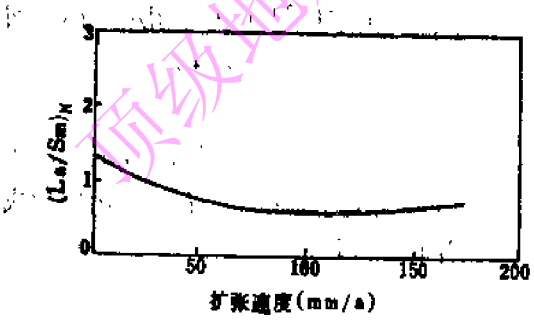


图4-4 MORB的La/Sm比值与洋中脊扩张速度关系

(据Holness，1989)

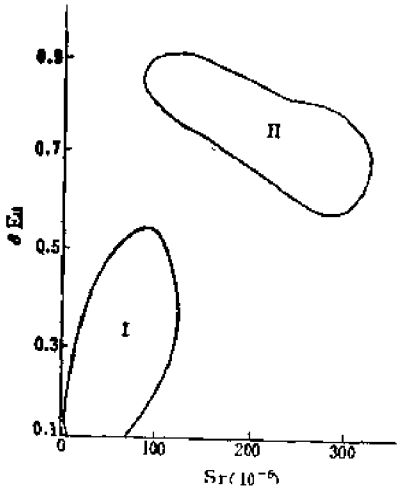


图4-5 不同源区中酸性岩的δEu-Sr值范围

Ⅰ：壳源；Ⅱ：幔源

(据霍玉华等，1986)

地信网论坛
BBS.3S001.COM

导致该比值变小。

(6) 确定岩浆的来源

在我国东南沿海广泛分布有花岗质的侵入岩和流纹质的火山岩，研究发现，来自不同源区的岩石具有不同的δEu值和Sr丰度范围（图4-5）。但此图仅适用于碰撞带的中酸性岩。

又如利用La_N/Yb_N比值还可区分不同源区的洋中脊玄武岩。其划分的具体标准是：标准洋中脊玄武岩(N-MORB)的La_N/Yb_N比值为0.35—1.1；地幔柱洋中脊玄武岩(P-MORB)为4.3—6.8；而过渡型的为1.7—4.3。

二、稀土分配型式的类型

1. 概述

岩石的稀土分配型式(REE distribution pattern)是岩石学领域中研究得较多的内容之一，也是讨论岩石学问题的一种重要手段，有人又称其为岩石标准化的丰度。稀土分配型式是在确定样品中稀土丰度对标准样相应元素丰度的比值后再作图得到的。其作图的步骤是：首先，拟定直角坐标系，横坐标按原子序数增大依次从左到右等间距排列，纵坐标取对数坐标，以便于区分标准化值差异极小的样品；然后，估算标准化值，将其一一直接投影于图中，并连接各投影点为一条曲线，该曲线除在Eu或Ce位置外一般为平滑状，此曲线即为该样品的稀土分配型式。众所周知，岩石样品的丰度曲线普遍因奇偶效应而呈“锯齿”状，而利用标准化值作图得到的曲线则完全消除这一不足。同时，我们也可根据标准化值曲线是否平滑反推样品测试丰度的精度。

在标准化计算时，人们使用的标准样常是普通石质球粒陨石。这主要是基于球粒陨石是地球的原始物质组成且在成分上类似于原始地幔，而地球上的岩石也均发端于此。需要特别指出的是：标准样的选择还常因研究的样品而异，通常选择与研究样品有成因联系的物质作为标准样为好。如，研究玄武质岩石时，选择球粒陨石或原始地幔作为标准样；研究花岗质岩石时，有人就选择MORB作为标准样；而研究地幔岩石时则常用C_1球粒陨石作为标准样，因为C_1球粒陨石成分更接近于原始太阳星云。为此，本书附表Ⅳ-1中列出了各种标准样的稀土元素丰度值，以供标准化及研究稀土分配型式时选择使用。

2. 稀土分配型式的类型

稀土元素的分配型式主要依据稀土元素总量(ΣREE)，轻、重稀土的相对含量(La_N/Yb_N)和特征元素的异常丰度(δEu、δCe)来划分，现分述如下：

(1) 以稀土元素的总量划分(ΣREE)

稀土元素含量高型

稀土元素含量低型

这种划分比较粗略，而且仅是相对于球粒陨石而言，但非常直观，常用于同类型岩石或矿物的比较。显然，稀土含量高的样品的分配曲线在纵坐标系较高部位，含量低的在坐标系较低的部位。在岩石学研究中，稀土总量不仅用以划分岩类，而且可以反映岩浆演化的特征。造岩矿物的稀土总量则有利于分析岩石的稀土丰度性质。

地信网论坛
BBS.35001.COM

(2) 以Ce_N/Yb_N或La_N/Yb_N比值划分

$Ce_N/Yb_N=1$，平坦型

$Ce_N/Yb_N>1$，轻稀土富集型，分配曲线右倾

$Ce_N/Yb_N<1$，重稀土富集型，分配曲线向左倾

轻、重稀土的富集与否及其程度主要与岩石成因有关。轻稀土元素碱性较强，易在分异作用的晚期富集，局部熔融时轻稀土元素则优先进入熔体中。而重稀土元素碱性较弱，易在分异作用的早期富集，部分熔融时易保留在残余固相中。此外，在含Ca、K、Th和Sr的矿物中相对富集轻稀土元素，而在含Zr、Mn、Sc、Fe和U的矿物中则富集重稀土。配位数高的矿物中相对富集轻稀土，而低配位数的矿物相对富集重稀土，前者如磷灰石，后者如石榴石、锆英石，这些矿物的聚集和迁移也影响岩石的轻、重稀土的分馏。再者，石榴石是含Yb的矿物相，且$K_D^{Cpx/L}$值较大（相对于其他稀土元素），当含石榴石的地幔岩发生部分熔融形成玄武岩浆时，Yb易保留在残余固相中，使得该岩浆轻稀土富集而重稀土亏损；若岩浆分离结晶石榴石，则残余岩浆中亏损重稀土。

(3) 以δEu的异常来划分

$\delta Eu>1$，铕具正异常，为铕富集型，分配曲线在铕处呈峰状（图4-6）。

δEu值越大，峰的凸起越高，铕富集越明显；δEu值越小，则铕的富集越不明显。

$\delta Eu<1(\delta Eu>0)$，铕具负异常，为铕亏损型，分配曲线在铕处呈谷状（图4-7）。

δEu值越小，谷的凹下越明显，铕亏损强烈，δEu值越大，铕亏损越弱。

$\delta Eu=1$，铕平坦型，铕不具异常，又称为陨石型。

岩石中稀土元素铕的富集与亏损主要取决于含钙造岩矿物的聚集和迁移。

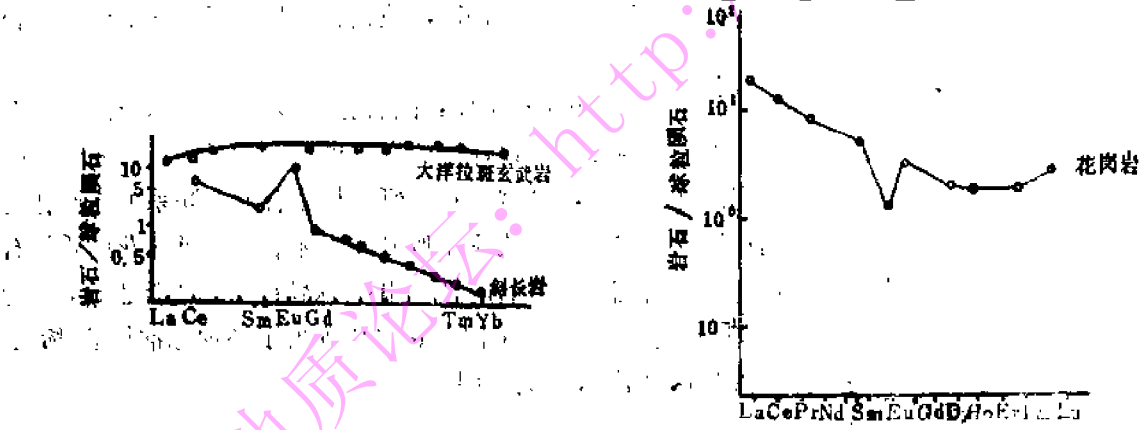


图4-6 铕富集型（斜长岩）和陨石型（大洋拉斑玄武岩）的稀土分配型式

图4-7 铕亏损型（花岗岩）的稀土分配型式

含钙的造岩矿物主要有斜长石、磷灰石和富钙辉石（主要是单斜辉石、透辉石、普通辉石等）。在斜长石中，Ca^{2+}的离子半径与Eu^{2+}相近，为六次配位，且电价相同。故晶体化学性质决定了铕、尤其是二价铕可以伴随钙进入斜长石中，其他稀土元素由于与Ca^{2+}晶体化学性质差异较大，上述特征不明显。稀土元素在斜长石和基质间分配系数图（前章图2-9、2-10）也表现出铕在斜长石中的富集特征。因此，分离结晶堆积的以斜长石为主要组成的岩石（斜长岩）呈铕富集型的稀土分配型式（图4-6），而斜长石分离结晶后剩下的残余熔体则具铕亏损。

在富钙辉石中，Ca^{2+}为六次配位的阳离子，孔隙较小，较大离子半径的Eu^{2+}、Eu^{3+}难

地信网论坛
BBS.35001.COM

以进入辉石晶格中取代Ca^{2+}，对于贫钙辉石来说，Eu^{2+}、Eu^{3+}更难进入，故辉石和熔体间铕的分配系数小于其他稀土元素（图2-9、2-10）。这样，分离结晶造成的以辉石为主的堆积岩呈铕亏损，而残余熔体应表现铕富集。

对于磷灰石，Ca^{2+}的位置不能容纳离子半径较大的Eu^{2+}，而易接纳Eu^{3+}。磷灰石作为副矿物一般在岩浆作用的早期结晶，此时铕常呈二价态(Eu^{2+})存在，磷灰石析出使Eu保留在熔体中，从而使熔体呈铕富集型。

此外 太古代后的页岩均具铕亏损，这反映母体曾经历分异作用。

(4) 以δCe的异常划分

$\delta Ce>1$，铈富集型，具正铈异常；

$\delta Ce<1$，铈亏损型，具负铈异常。

铈异常常用来表示表生条件下地质体的稀土分配特征（图4-8），因为铈在氧化条件下易从Ce^{3+}变为Ce^{4+}，这对研究表生作用、尤其是沉积作用是很有意义的。

(5) 以各稀土元素的分馏程度来划分

分馏程度实际上是元素迁移和被接纳能力的差异性。岩石稀土分配型式所表达的分馏程度则是岩石对各稀土元素选择性容纳的差异性。按分馏程度划分为稀土分馏明显和不明显、轻稀土分馏明显、重稀土分馏不明显和轻稀土分馏不明显、重稀土分馏明显等四种类型（图4-9）。

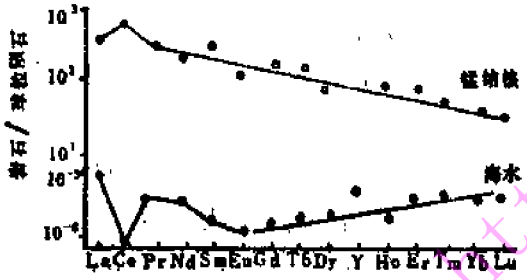


图4-8 铈富集型（锰结核）和铈亏损型（海水）的稀土分配型式

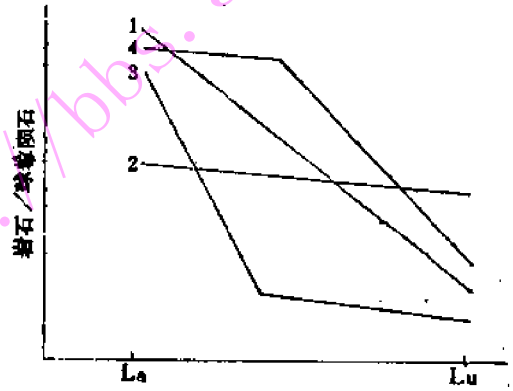


图4-9 岩石稀土分配所表现的不同分馏型式

1. 稀土分馏明显；2. 稀土分馏不明显；3. 轻稀土分馏明显，重稀土分馏不明显；4. 轻稀土分馏不明显，重稀土分馏明显

三、各类岩石的稀土分配型式

1. 超基性岩类

(1) 科马提岩和阿尔卑斯型橄榄岩

各种科马提岩和阿尔卑斯型橄榄岩的稀土分配型式表示在图4-10中。从此图可知，科马提岩的稀土分配曲线较平缓。研究表明，科马提岩为太古代地幔经高度部分熔融形成，故该岩石可代表太古代地幔的成分特征，由此也说明，太古代地幔是未经分异的较原始的地幔。图中阿尔卑斯型橄榄岩呈轻稀土亏损的分配型式，一般认为，这是因部分熔融作用使轻稀土进入熔体中的结果，故该岩石是部分熔融的残余物。图中还表示了Ⅰ型包体的稀土分配型式，在轻稀土方面恰好与亏损的橄榄岩呈互补的关系，呈轻稀土富集的特征。这一方面说明Ⅰ型包体可能是地幔岩部分熔融形成的且滞留在深部的残留熔体经高压结晶作用形成的，另一

顶级地质论坛 http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

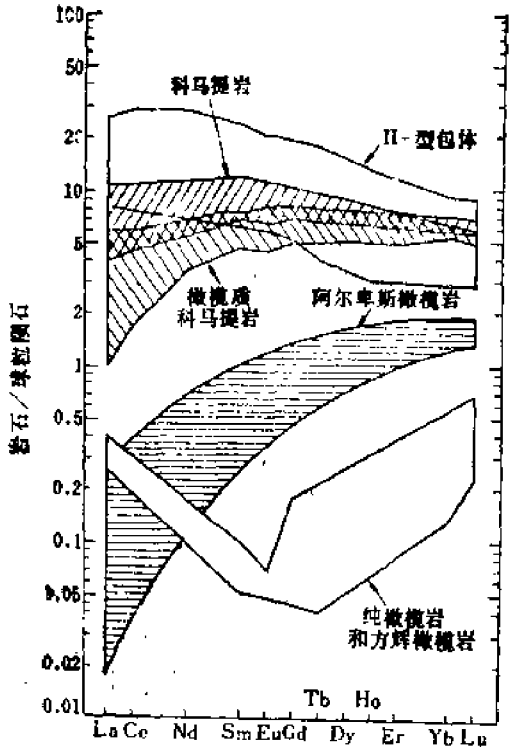


图4-10 科马提岩和阿尔卑斯型橄榄岩的稀土分配型式
(据Dymek, 1983)

方面也证明阿尔卑斯型橄榄岩的成因特点。图中纯橄岩和方辉橄榄岩的稀土分配型式呈特殊的"V"字形，中稀土亏损强烈，且稀土丰度最低。显然，这是因富集稀土元素的主要矿物相(Gr、Cpx)已全部进入熔体，导致亏损稀土元素的结果。所以说，该岩石是部分熔融程度较大时所剩下的残余物。

但是，许多阿尔卑斯型橄榄岩并非表现出上述轻稀土亏损的特征。如我国秦巴造山带中的松树沟岩体就具轻稀土富集的稀土分配型式。究其原因，可能有以下几种：一为松树沟岩体侵位后遭受交代蚀变，但这种以蛇纹石化为主的蚀变是难以较大程度地改变岩石的稀土性质的；二为地幔交代作用的结果；三为低度部分熔融岩浆未抽取部分再结晶的产物，故表现为轻稀土富集的特征。

(2) 超镁铁质岩包体

这类包体可分为橄榄岩包体（Ⅰ型）和辉石岩包体（Ⅱ型）两类。

Frey(1978)在研究了San Carlos橄榄岩包体的稀土分配型式以后，总结认为，该橄榄岩包体有三种类型（图4-11）：一种为平坦型，且略具轻稀土亏损，主要的岩石为富单斜辉石的橄榄岩；二为轻稀土富集型，岩石中橄榄石含量极高；第三种为轻稀土亏损型，主要为富斜方辉石的橄榄岩。巧合的是，橄榄岩的稀土分配型式与岩石中所含主要造岩矿物的稀土分配特征比较一致（图4-12）。如单斜辉石表现出近平坦型的稀土分配型式，橄榄石表现出轻稀土富集型，而斜方辉石则为轻稀土亏损型，因而造成对应富集该矿物的包体岩石具有上述特征。由此可知，橄榄岩包体的稀土分配特征主要取决于岩石中矿物的组成。

需要进一步说明的是，富单斜辉石岩包体在中稀土处略具富集而呈微弱上凸的弧型，这是因为单斜辉石富钙致使中稀土浓集的缘故；对于富橄榄石的橄榄岩包体来说，虽表现轻稀土富集，但重稀土分馏不明显，轻稀土富集的具体数值是，在轻稀土处为1.5倍的球粒陨石丰度，而在重稀土处仅有0.4倍的球粒陨石丰度。这种稀土分配特征除了受橄榄石自身的稀土分配特征影响外，有人还认为受包体中结晶相间的间隙玻璃物质（部分熔融的熔体）的支配。此外，橄榄岩包体有时具有Ce的负异常，研究认为，这是地壳物质循环进入地幔或地幔交代作用的结果。

中国东部新生代玄武岩中的橄榄岩包体的稀土分配型式均为轻稀土富集型，其轻稀土的富集程度由南往北逐渐加强。这除了说明中国东部上地幔的横向不均一性外，还说明在熔融事件发生之前地幔源区曾经历过地幔的交代作用，其交代作用的方式和表现也存在明显的差异。

Frey(1978)总结的辉石岩包体的稀土分配型式均为轻稀土富集型（图4-13）。从此图可知，分配曲线分为两部分：从La到Eu大致是平坦型，轻稀土分馏不明显，而从Eu到Lu

地信网论坛
BBS.3S001.COM

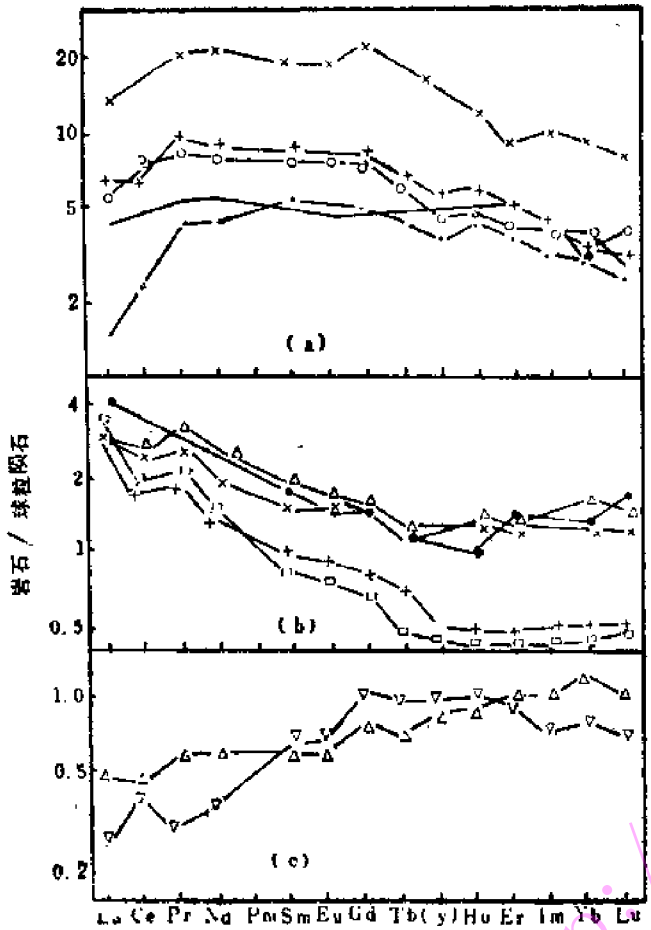


图4-11 San Carlos橄榄岩包体的稀土分配型式

(a) 富单斜辉石；(b) 富橄榄石；(c) 富斜方辉石

(据Frey，1978)

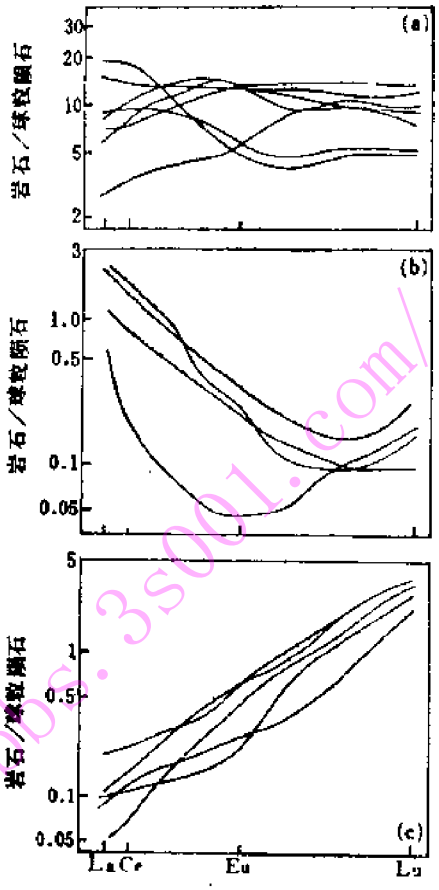


图4-12 橄榄岩包体中各主要矿物相的稀土分配型式

(a) 单斜辉石；(b) 橄榄石；(c) 斜方辉石

(据Stosch等，1980)

则为负斜率。图4-13中辉石岩包体的稀土分配型式与寄主的碧玄岩类似，说明在其成因上两

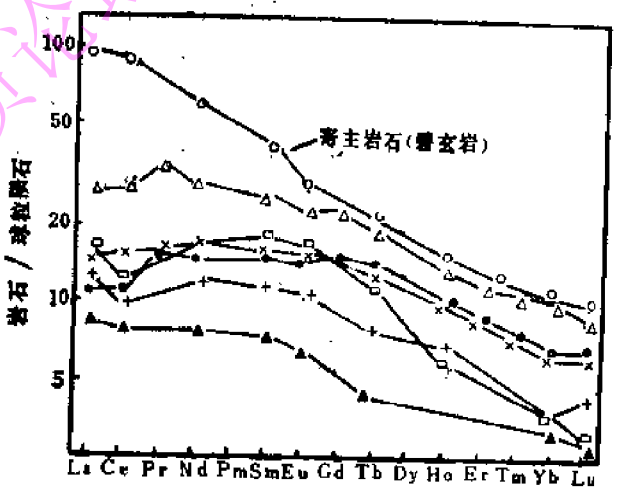


图4-13 San Carlos辉石岩包体的稀土分配型式

(据Frey，1978)

者有一定的联系。一般认为，辉石岩包体可能为玄武质岩浆高压条件下的分离结晶堆积物，

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

也有可能是地幔早期的部分熔融产物。但两者均可使轻稀土富集，故仅用稀土分配型式是不能区分这两种成因的辉石岩包体的。

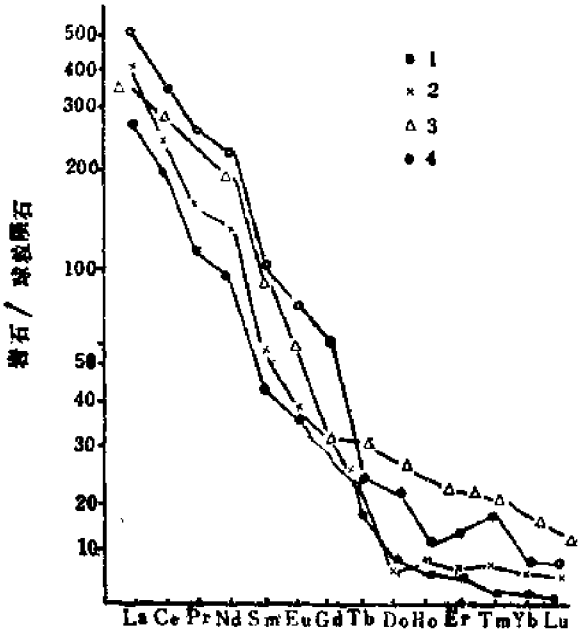


图4-14 世界典型地区金伯利岩的稀土分配型式

1. 西伯利亚；2. 非洲；3. 印度；4. 北美

（据Каин исхин, 1978）

（3） 金伯利岩

金伯利岩的稀土总量和轻稀土富集程度变化范围较大：其ΣREE为115×10^{-6}—4613×10^{-6}，La_N/Lu_N比值为15.8—216，两参数值范围相差均达一个数量级。金伯利岩的稀土分配型式根据其有无Eu负异常分为两大类：一为具Eu负异常类型，其Eu/Sm比值为0.035—0.28，可能是金伯利岩中含有具负Eu异常的云母或钙钛矿的缘故；一为不具Eu异常类型，一般也不含云母或钙钛矿。图4-14表示了世界典型地区金伯利岩的稀土分配型式。从此图可知，上述产地的金伯利岩的稀土分配型式均属无Eu负异常的类型，不仅表现为轻稀土强烈富集，而且具轻稀土分馏明显、重稀土分馏不明显的特征。造成金伯利岩轻稀土富集的原因可能有两点：一为钙钛矿的La_N/Lu_N比值高；二为金伯利岩源区物质在部分熔融前曾发生过地幔交代作用。金伯利岩浆可为含流体相的地幔岩经部分熔融形成。Umres(1978)的估算结果表明，若金伯利岩的La_N/Yb_N比值为100—140，则需0.3%—0.5%的部分熔融。同样地，分离结晶作用形成的残余岩浆也可具金伯利岩浆成分。如O'hara等(1967)经估算认为，玄武质岩浆经96%的榴辉岩分离结晶可以形成残余的金伯利岩岩浆。

（4） 碳酸岩

碳酸岩的稀土总量和轻稀土富集程度的变化范围是极大的，其ΣREE值为72×10^{-6}—15515×10^{-6}，La_N/Yb_N比值为7.1—1240，两参数的最大值和最小值相差达两个数量级以上。碳酸岩的稀土分配型式可分为两种类型（图4-15a）：一种为无Ce异常类，其中大多数无Eu的异常，仅少数具有Eu的正异常；另一种为Ce的负异常类。碳酸岩造岩矿物的种类对岩石中稀土元素丰度的影响不大，即无论是白云石碳酸岩还是方解石碳酸岩，其ΣREE值是没有什么差别的。碳酸岩的Ce负异常说明岩石形成于相对氧化的条件。

我国秦巴地区碱性岩中也有碳酸岩发育，其稀土分配型式见图4-15(b)。从此图中可以看出，该区大多数碳酸岩的稀土分配曲线均在世界碳酸岩区稀土成分范围内，仅湖北庙垭和陕西华阳川碳酸岩在其范围之外。前者稀土总量高于世界碳酸岩4—150倍，平均为82738.5×10^{-6}，后者ΣREE值仅为世界碳酸岩的1/25—1/1000。这两种极端的形式表明，两者具不同的成矿专属性。如庙垭碳酸岩与稀土、铌和钽矿床有关，而华阳川碳酸岩仅与铁矿床有关。

碳酸岩岩浆由富CO_2的地幔橄榄岩低度部分熔融形成，然而分离结晶作用难以形成它。研究认为，高压条件下碱性玄武岩浆50%的分离结晶（分离结晶相为Cpx、Ol和Gr），其残余岩浆也仅为霓霞岩浆，即使该岩浆再经历分离结晶，也只能使残余岩浆转变为霓长岩岩

地信网论坛
BBS.3S001.COM

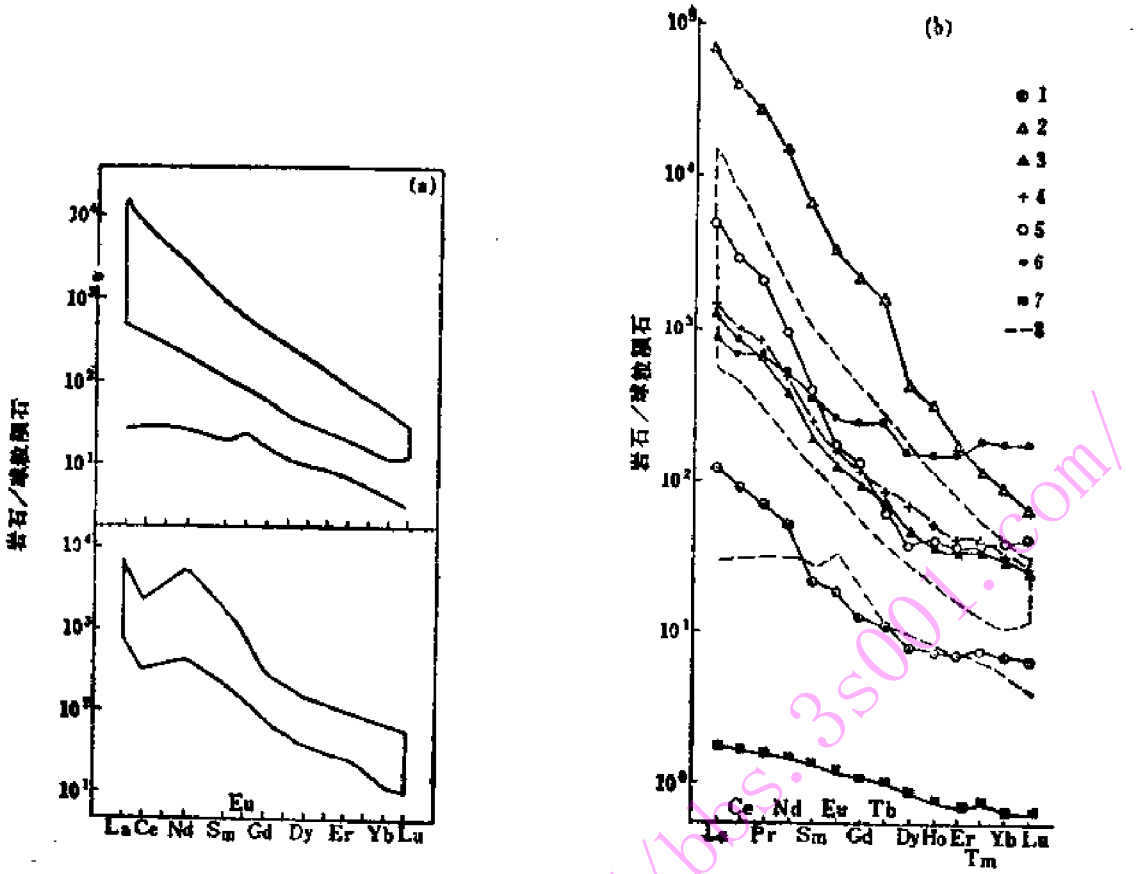


图4-15 世界碳酸岩和中国秦巴地区碳酸岩的稀土分配型式

(a) 世界碳酸岩（据Cullers等，1984）； (b) 秦巴碳酸岩：1. 四川米仓山，方解石碳酸岩；2. 湖北庙垭，铁白云石碳酸岩；3. 庙垭，方解石碳酸岩；4. 湖北杀熊洞，黑云霓石碳酸岩；5. 陕西洛南，石英碳酸岩；6. 陕西华阳川，岩性同5；7. 陕西铁岔沟，白云石碳酸岩；8. 世界碳酸岩

浆。此外，许多碳酸岩岩浆形成于液态不混溶作用，这种碳酸岩常与硅酸岩共生，且浓集稀土元素。

(5) 蛇绿岩

蛇绿岩是指一套密切共生的岩石组合，它的层序代表了洋壳的剖面。蛇绿岩中各岩石的稀土分配型式见图4-16。从此图可以看出，偏上部的基性熔岩有近似于深海拉斑玄武岩的稀土分配型式，与其它类型玄武岩相比，稀土丰度较低，且为近乎坦型的分配型式；偏下部的层状辉长岩的轻稀土明显亏损，稀土元素丰度较之基性熔岩要低。从顶到底，层状辉长岩表现不同的正Eu异常，显然这是因分离结晶作用而使斜长石堆积的缘故。底部层状辉长岩的正Eu异常较顶部明显，说明斜长石的分离结晶程度从下到上逐渐加强。蛇

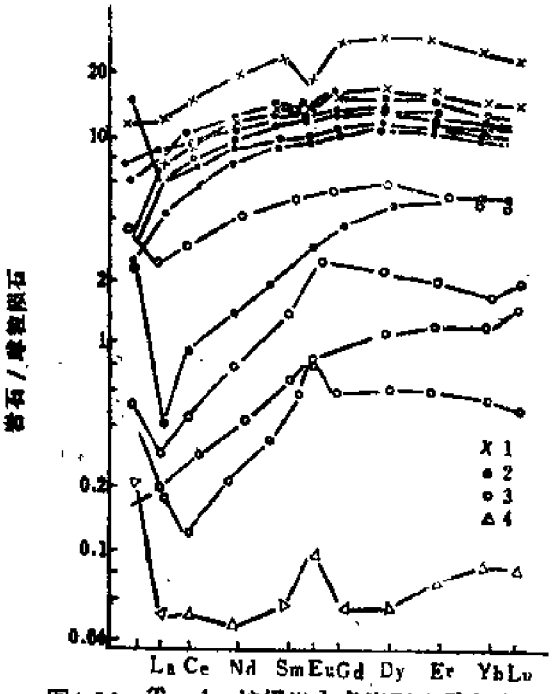


图4-16 Trodos蛇绿岩中各岩石的稀土分配型式

1. 中酸性火成岩；2. 基性熔岩；3. 辉长岩（层状）；4. 橄榄岩

（据Hedge，1978）

地信网论坛
BBS.3S001.COM

绿岩最上部的中酸性火成岩稀土总量最高，且负Eu异常明显，可能为分离结晶的残余熔体，因为它在Eu异常方面恰好与层状辉长岩呈互补的关系。蛇绿岩的稀土分配型式研究使我们认识到，利用玄武质岩浆的分离结晶作用可以把中酸性火成岩、基性熔岩和层状辉长岩有机的联系起来。其中的基性熔岩能代表未发生分离结晶作用的原始岩浆，其它两者则分别是分离结晶的残余熔体和结晶相堆积物。巧合的是，蛇绿岩各岩石的稀土分配曲线在坐标系内的排列次序与蛇绿岩剖面上岩石的层序吻合，这也证明蛇绿岩中各岩石之间有密切关系。

2．基性岩类

（1） 玄武岩

①大洋玄武岩

主要的大洋玄武岩的稀土分配型式见图4-17。图中各玄武岩表现出不同的轻稀土富集程度。其中洋岛碱性玄武岩（仅指板内环境）的轻稀土富集程度最高，Ce_N/Yb_N比值范围为10-14，而洋岛拉斑玄武岩次之。由此可以看出，洋岛玄武岩的轻稀土富集程度是随SiO_2的

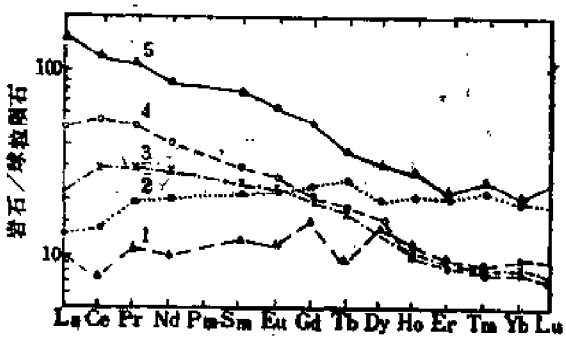


图4-17 大洋玄武岩的稀土分配型式

1．岛弧拉斑玄武岩；2．正常洋中脊拉斑玄武岩；3．洋岛（夏威夷）拉斑玄武岩；4．洋岛（夏威夷）碱性玄武岩；5．洋岛碱性玄武岩

（据Frey等，1968）

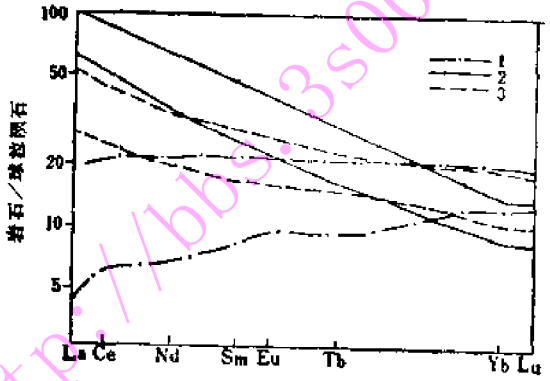


图4-18 不同洋中脊玄武岩的稀土分配型式

1．N-型；2．P-型；3．T-型

（据Leeteк等，1983）

饱和程度增加而逐渐降低的。从图4-17可以看出，不同构造背景的大洋拉斑玄武岩，其稀土分配型式有一定的变化规律：即从岛弧到正常洋中脊再到洋岛，岩石稀土总量逐渐增加，稀土分配型式由亏损型转变为富集型。研究认为，造成拉斑玄武岩轻稀土富集程度较碱性玄武岩低、乃至亏损的原因，主要归结为前者部分熔融程度较高。Gast(1968)经定量模型估算认为：洋中脊拉斑玄武岩为地幔岩经15%—30%的部分熔融形成的；而洋岛碱性玄武岩是经5%左右的低度熔融形成的。除此之外，还应考虑源区地幔的性质，一般来说，正常洋中脊拉斑玄武岩形成于亏损LREE的地幔，而洋岛玄武岩则源于未亏损的地幔。

对于洋中脊玄武岩，也可根据稀土分配型式将其划分为正常的（N-型）或亏损的，异常的或富集的（E-型或P-型）和过渡的（T-型）洋中脊玄武岩三大类（图4-18）。从此图可知，各类洋中脊玄武岩稀土分配型式为一宽的范围。而且正常洋中脊玄武岩亏损轻稀土，异常洋中脊玄武岩富集轻稀土，过渡类型洋中脊玄武岩的轻稀土富集程度则介于上述两类之间。这三类洋中脊玄武岩稀土元素丰度的差异主要取决于源区物质的不同。例如富集型洋中脊玄武岩形成于富集的地幔柱的源区，如冰岛玄武岩。

地信网论坛
BBS.35001.COM

②大陆玄武岩

无论是大陆拉斑质的还是大陆碱性玄武岩均为轻稀土富集的分配型式。其中，大陆碱性玄武岩的稀土分配型式与洋岛碱性玄武岩类似。大陆和大洋具不同的岩石圈结构。Sun(1976)的计算也表明，大陆碱性玄武岩源于石榴石二辉橄榄岩，而洋岛碱性玄武岩源于富集地幔。

中国东部新生代玄武岩为典型的大陆裂谷型玄武岩，其稀土分配型式见图4-19。从此图可知，从中国东部的华南区到华北区再到东北区，玄武岩的稀土总量是逐渐增加的：如华南区的ΣREE值为205×10^{-6}—233×10^{-6}，华北区为218×10^{-6}—279×10^{-6}，东北区为229×10^{-6}—409×10^{-6}；而且轻稀土的富集程度也有由南到北呈增加的趋势：如华南区玄武岩的La_N/Yb_N比值为15.0—24.3，华北区为19.16—31.13，东北区为20.20—53.27。显然，中

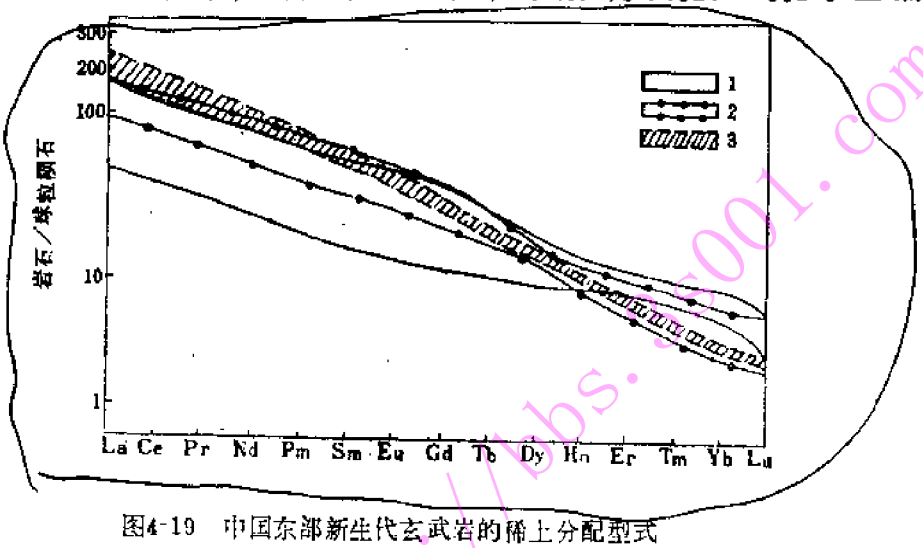


图4-19 中国东部新生代玄武岩的稀土分配型式

1. 华南区；2. 华北区；3. 东北区

国东部新生代玄武岩的轻稀土富集程度与其稀土总丰度呈正相关的关系。

除此以外，中国东部新生代玄武岩的稀土分配型式还受玄武岩喷发时间影响。这不仅在区域上有所表现，即随时代变新玄武岩的稀土曲线在坐标系中上移，稀土总量增加，而且在局部的玄武岩剖面上也具有这种规律性，如汉诺坝的白龙洞剖面（图4-20）。从此图可以看

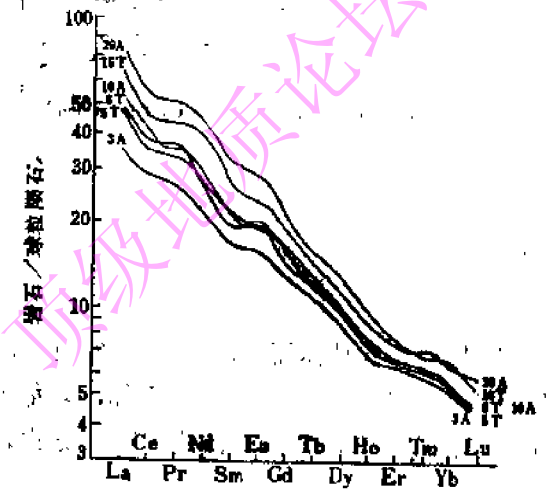


图4-20 汉诺坝白龙洞不同层位玄武岩的稀土分配型式

A：碱性玄武岩；T：拉斑玄武岩；图中数字为玄武岩层号

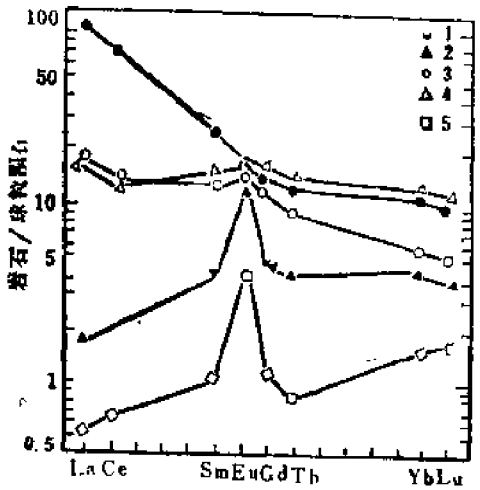


图4-21 层状辉长岩的稀土分配型式

1. 萨德伯里，边缘相；2. 萨德伯里，中央相；3. 斯卡尔加德；4. 斯蒂尔华脱；5. 布什维尔德

(据Crocket, 1979)

顶级地质论坛 http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

到，玄武岩的稀土分配型式不仅与岩性有关，而且还与喷发的先后顺序有关。如晚期喷发的玄武岩在剖面上位于较高的位置，其稀土分配曲线也在坐标系中较高的位置，稀土总量较高。

（2） 层状辉长岩

层状辉长岩是岩浆房堆积作用的产物，也是岩浆房原地分离结晶作用的典型实例。为此，可以用岩体冷凝的边缘相样品的成分代表岩浆房未分异母岩浆的成分。图4-21表示出世界著名的几个层状辉长岩的稀土分配型式。显然其样品采自岩体的不同部位，如未分异无Eu异常的样品取于冷凝边；而正Eu异常的样品取自岩体内部。从图4-21可知，层状辉长岩随分异程度增大和堆积作用加强（Eu正异常明显），其稀土总量逐渐降低，曲线由轻稀土富集型转变为轻稀土亏损型。由此说明，分离结晶作用的堆积相富集Eu，但相对亏损稀土元素，其中轻稀土亏损较重稀土明显。图中萨德伯里边缘相的稀土分配型式为明显的轻稀土富集型，类似于大陆玄武岩，这也说明层状辉长岩的原生岩浆为玄武质成分。研究还表明，在层状辉长岩体内，岩石的稀土总丰度和轻稀土富集程度是随该岩石所处层位高度的增加而增加的，也即早期堆积岩（在辉长岩体下部）的La_N/Yb_N比值较低，而晚期堆积岩较高。

3．中性岩类

中性岩中分布最广泛的为安山岩。安山岩可形成于岛弧和与俯冲作用有关的大陆边缘的构造背景。根据其化学成分，可以划分为高钾、中钾和低钾三种类型。各种类型安山岩的稀土分配型式见图4-22。安山岩的稀土分配型式因岩石类型而异。总的来看，岩石中稀土元素

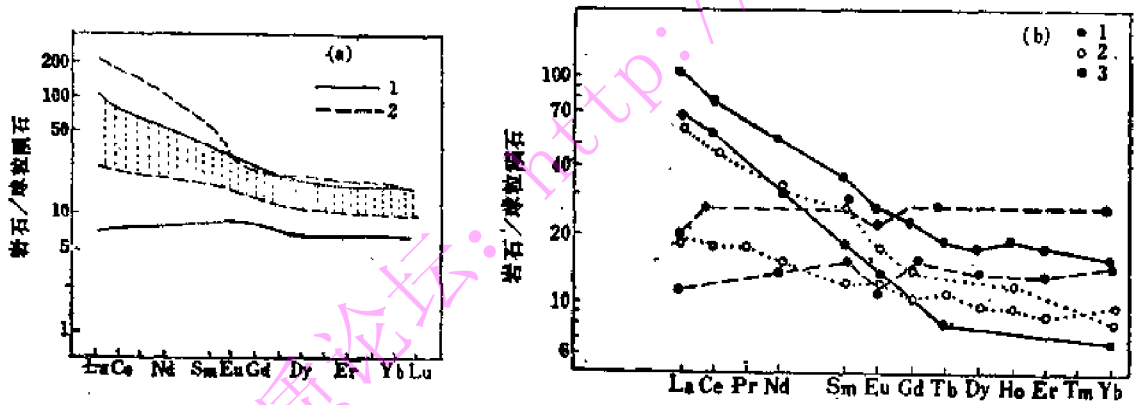


图4-22 各种类型安山岩的稀土分配型式

(a) 图：1．岛弧安山岩；2.大陆边缘安山岩；散点区为重叠部分（Cullers等，1984）。

(b) 图：1．低钾安山岩；2.中钾安山岩；3．高钾安山岩

的总丰度和轻稀土富集程度变化较大。如ΣREE值为25×10^{-6}—341×10^{-6}，La_N/Lu_N比值为1.0—21.5。稀土分配型式从平坦型转变为轻稀土富集型。就具体而言，从图4-22a可知，大陆边缘安山岩的稀土总量和轻稀土富集程度均比岛弧安山岩高；从图4-22b可知，轻稀土富集程度是按高钾安山石—中钾安山岩—低钾安山岩的次序逐渐降低的。由此可知，安山岩的K含量与轻稀土富集呈正相关。

安山岩的稀土特征主要与两种岩浆作用有关：一为部分熔融作用，其源区岩石为榴辉岩，该岩石富集轻稀土，这是俯冲作用致使含水流体相携带LREE等元素进入地幔楔形区的结果；二为分离结晶作用，与部分熔融作用相反，玄武质岩浆经分离结晶作用形成的安山

地信网论坛
BBS.35001.COM

岩具有较低的轻稀土含量，其La_N/Lu_N比值也较低。

4．酸性岩类

（1） 太古代灰色片麻岩

太古代灰色片麻岩偏酸性的组成分为两大类：一类为奥长花岗岩，一类为英云闪长岩。两类岩石的稀土分配型式见图4-23。从此图可知，奥长花岗岩轻稀土富集程 度 中等，$Ce_N/$

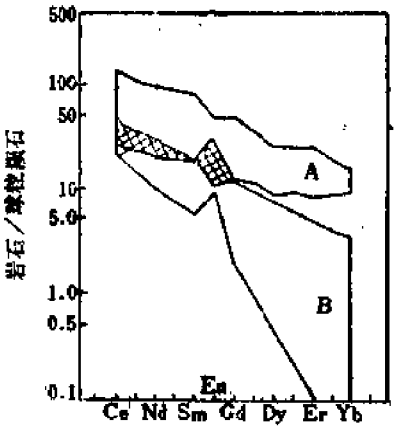


图4-23 阿米佐克灰色片麻岩的稀土分配型式

A：奥长花岗岩；B：英云闪长岩；两者有局部重叠

（据O'Nions等，1978）

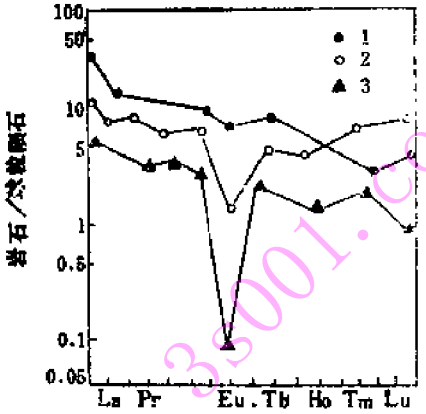


图4-24 不同成因花岗岩的稀土分配型式

1．花岗岩化型；2 地壳重熔型；3．幔源型

（转引自陈德泉，1982）

Yb_N比值为2.5—8.7，轻、重稀土分馏不明显，且具负Eu异常，此为地壳物质熔融 的产物，其熔融形成的奥长花岗岩也继承了地壳物质具有负Eu异常的性质。英云闪长岩 稀土总量较前者低，Ce_N/Yb_N比值较前者高，为10—25，轻、重稀土分馏十分明显，且具有正Eu异常，此为玄武质源区岩石经部分熔融作用形成的，这种源区岩石可能是玄武岩变质而成的角闪岩或榴辉岩；也有可能是玄武质岩浆经分离结晶形成的。

（2）花岗岩

花岗岩的稀土分配特征可以帮助分析花岗岩的成因。图4-24表示了不同成因花岗岩的稀土分配型式。从此图可知，花岗岩化形成的花岗岩无Eu的异常，稀土总量较 高，轻 稀土较富集；地壳重熔型花岗岩的稀土总量较前者略低，具有一定程度的负 Eu 异常，轻、重稀土分馏不明显；幔源型花岗岩最明显的特征是具有最强烈的负Eu异常。上述表明，负Eu异常是判别花岗岩源区的重要标志，这是因为源区愈深，其分离结晶作用愈强时才能使残余岩浆转变为酸性成分，而斜长石又是分离结晶过程中常见的矿物相，故它的分离导致残余岩浆亏损Eu，分离程度愈强则残余岩浆中Eu的亏 损

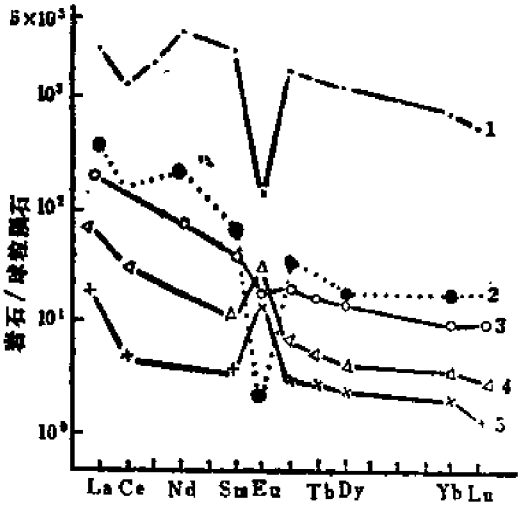


图4-25 阿尔布塔尔花岗岩及各造岩矿物的稀土分配型式

1．磷灰石；2．黑云母；3．花岗岩；

4．斜长石；5．钾长石

（据Emmermann，1976）

地信网论坛
BBS.3S001.COM

愈明显。

Emmermann(1976)应用花岗岩中各主要造岩矿物的稀土分配型式讨论了全岩的稀土分配特征。图4-25表示了阿尔布塔尔花岗岩中各矿物的稀土分配型式。从此图可知，该岩石中的矿物根据Eu的分布特征可划分为两大类：一类为Eu亏损型，具负Eu异常，如磷灰石和黑云母；一类为Eu富集型，具正Eu异常，如斜长石和钾长石。另外，若根据矿物中稀土元素总丰度来看，磷灰石最高，以下依次为黑云母、斜长石和钾长石。现定量地估算各造岩矿物对全岩稀土元素的贡献。先确定岩石中上述矿物的含量，磷灰石为1%，黑云母为13%，斜长石为36%，钾长石为24%，石英为26%；然后测得上述矿物的稀土总丰度，分别为5966$\times10^{-6}$、420$\times10^{-6}$、63$\times10^{-6}$和16$\times10^{-6}$（石英中无稀土元素）；最后将各矿物的含量乘上各自的稀土元素含量，便可得到各矿物对全岩稀土元素的贡献，即磷灰石贡献59.7$\times10^{-6}$，黑云母贡献54.6$\times10^{-6}$，斜长石贡献22.7$\times10^{-6}$，而钾长石仅有3.8$\times10^{-6}$。由此看来，磷灰石含量虽少，但对全岩稀土丰度的贡献约占40%；两种长石含量虽很高，但对全岩稀土丰度的贡献仅占20%；其余40%为黑云母贡献给全岩的。由此得出结论，花岗岩中稀土元素的丰度主要取决于副矿物和暗色矿物。

5. 碱性岩类

这里讨论的碱性岩仅指碱性侵入岩。我国秦巴造山带的米仓山地区发育较为典型的该类型岩石。各岩石和其中主要造岩矿物的稀土分配型式见图4-26。从图4-26a可知，碱性岩稀土总丰度并不太高，其ΣREE值为42.09$\times10^{-6}$—322.84$\times10^{-6}$，且按钛铁霞辉岩—霓霞岩—

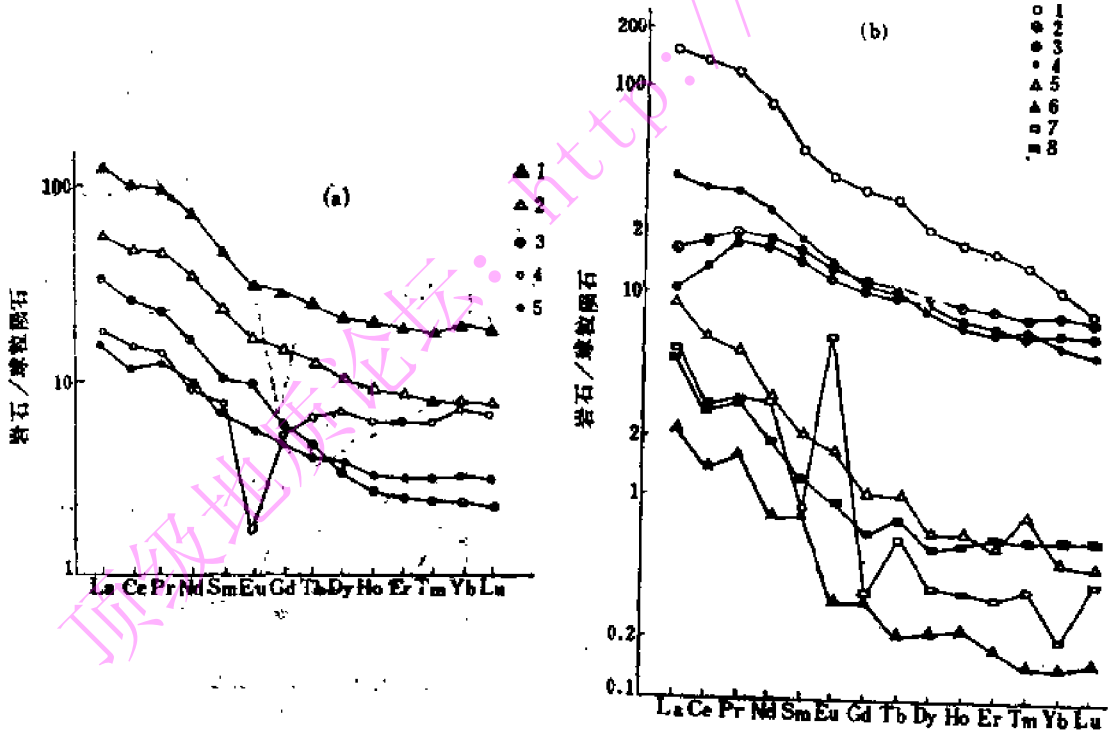


图4-26 米仓山地区各碱性岩(a)和主要造岩矿物(b)的稀土分配型式

(a)图：1. 钛铁霞辉岩；2. 霓霞岩；3. 霞石正长岩；4. 碱性花岗岩；5. 磷霞岩

(b)图：1. 磷灰石；2. 深绿辉石（钛铁霞辉岩中）；3. 深绿辉石（霓霞岩中）；4. 钙质角闪石；5. 霞石（霓霞岩中）；6. 霞石（磷霞岩中）；7. 碱性长石；8. 黑云母

地信网论坛
BBS.3S001.COM

霞石正长岩—磷霞岩的顺序，岩石的ΣREE值逐渐降低；所有碱性岩均表现为轻稀土富集型，但轻、重稀土分馏程度不甚明显，其Ce_N/Yb_N比值范围为5.21—24.02；此外，在Eu异常方面，各岩石具明显的差别：钛铁霞辉岩、霓霞岩和磷霞岩不具Eu的异常；霞石正长岩具Eu的正异常；而碱性花岗岩则具Eu的负异常。图4-26b主要用于说明碱性岩稀土元素的特征。从图4-26b可知，各造岩矿物均为轻稀土富集型，故造成各岩石也具轻稀土富集。图中磷灰石和深绿辉石的稀土总丰度较高，而霞石等浅色矿物稀土总丰度较低，这可以说明为什么以深绿辉石为主要组成的钛铁霞辉岩的稀土总丰度高，而以霞石为主要组成的磷霞岩的却十分低。图4-26b中碱性长石具正Eu异常，因而以碱性长石为主要组成的霞石正长岩也具正Eu异常。此外，碱性花岗岩表现了明显的负Eu异常，这显然是岩浆经分异作用的结果。

6．玻璃陨石

玻璃陨石的成因一直是一个争论激烈的问题。我国海南岛的雷公墨玻璃陨石被认为与世界分布的玻璃陨石相当，它们的稀土分配曲线落在澳大利亚玻璃陨石稀土分配型式的范围内（图4-27）。这不仅说明海南岛玻璃陨石与澳大利亚玻璃陨石同属一个散落区，而且表现两者具相同的成因。长期以来，人们认为，玻璃陨石是陨石成彗星冲击地球而溅射出的物质，但这种冲击事件发生在月球上还是地球上，认识不一致。据研究，月岩稀土含量明显比地球岩石高，铕的亏损也明显，经选择蒸馏作用或熔融是难以形成玻璃陨石的成分的。稀土分配型式及其他微量元素特征也表明，玻璃陨石（包括雷公墨）与月岩和陨石是不同的，而类似于地球上的一些沉积岩（页岩、长石砂岩、杂砂岩等）。此外，象牙海岸玻璃陨石的稀土含量与加纳Bosumtwi陨石坑玻璃显示一致性。由此说明，玻璃陨石的母体应是地球岩石，即是彗星或巨大的陨石冲击地球沉积岩而形成的溅落体。

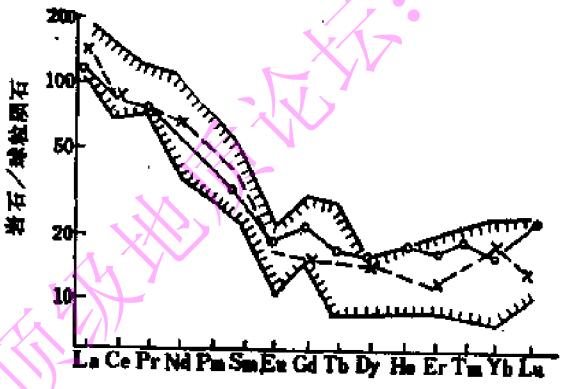


图4-27　海南岛玻璃陨石的稀土分配型式
包络区为澳大利亚玻璃陨石（Frey，1977）
（据李昌年，1984）

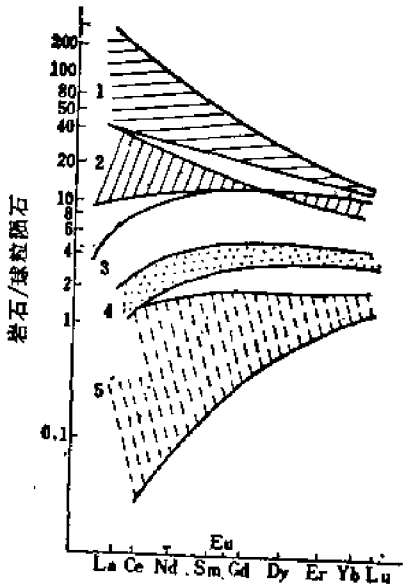


图4-28　各种幔源岩石的稀土分配型式
1．洋岛碱性玄武岩；2．洋岛拉斑玄武岩；3．洋中脊拉斑玄武岩；4．科马提岩；5．二辉橄榄岩包体
（转引自赵振华，1982）

地信网论坛
BBS.35001.COM

7. 地幔不均一性

地幔不均一性是近年来微量元素地球化学研究的一个重要发现。其中，稀土元素和钕同位素的研究格外突出。

洋岛玄武岩与洋中脊玄武岩的研究表明，它们的大离子亲石元素含量差异较大，从各类幔源岩石的稀土分配型式（图4-28）也可以看出，二辉橄榄岩包体从强烈亏损轻稀土型到平坦型，洋中脊拉斑玄武岩略具轻稀土亏损，而洋岛拉斑玄武岩和碱性玄武岩则富集轻稀土。这种差别表明，除了受部分熔融程度影响外，这些幔源岩石可能来自不同组成的地幔源。如洋中脊玄武岩是来自一个大离子亲石元素亏损的软流圈地幔。

前寒武绿岩带研究也表明，太古代上地幔的成分也是很不均一的。Auvray等(1981)研究了芬兰三个绿岩带中科马提岩、拉斑玄武岩的稀土分配型式（图4-29），指出它们分别来自三种不同的上地幔源区：强烈轻稀土亏损的、平坦（球粒陨石型）的和轻微轻稀土亏损的上地幔。加拿大和津巴布韦科马提岩显示的强烈的轻稀土亏损表明，太古代上地幔的不均一性是世界范围的（图4-30）。

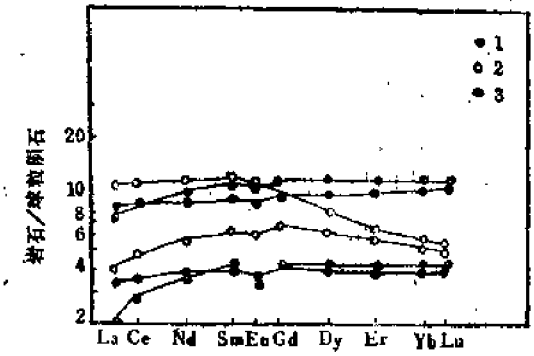


图4-29 芬兰绿岩带中Tiapasjarvi科马提岩的三种稀土分配型式

1. 轻稀土亏损型；2. 平坦型；3. 轻稀土强烈亏损型

（据Auvray等，1981）

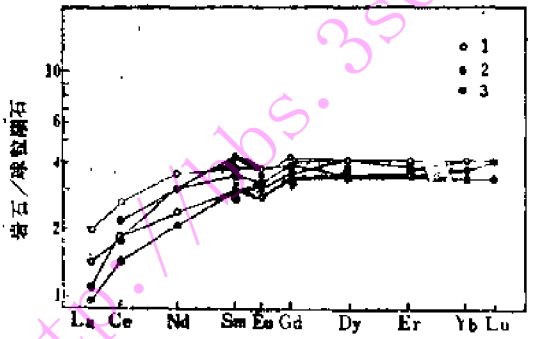


图4-30 芬兰(1)、加拿大(2)和津巴布韦(3)的科马提岩稀土分配型式

（据Jahn，1980）

8. 地壳演化

Taylor等(1965)系统研究了澳大利亚从太古代、元古代到三叠纪的沉积岩（页岩、杂砂岩和灰岩）的稀土组成及演化特征，并与世界其他地区作了对比，根据稀土分配型式的特点，探讨了地壳的成分及演化（从太古代直至现代）。他们认为，太古代与太古代后的沉积岩的稀土分配型式是不同的。太古代后沉积岩的稀土分配曲线相互平行（图4-31），其La_N/Yb_N比值为13.6±2，具铕负异常，δEu值为0.67±0.05，LREE/HREE值较恒定，约为3.7±1.8。图中还表明，随时代越新，沉积岩中的稀土丰度越高，但分配型式不发生改变，而且这种特点还不受岩性影响，也不限于某个大陆。他们认为太古代后沉积岩代表上地壳的成分，应相当于花岗闪长岩。

太古代沉积岩的稀土分配型式表明（图4-32），其稀土总量比太古代后的岩石低，轻稀土富集程度不如太古代后沉积岩，而且没有铕的负异常。下地壳的成分是难以估算的，这是因为它们的出露面积极端有限，而且经历了多次变质作用的缘故。太古代的沉积岩则可作为下地壳的成分。对比地壳各种岩石的稀土分配型式，发现它们与造山安山岩（岛弧火山岩

地信网论坛
BBS.35001.COM

系）（图4-22）的稀土分配型式相似，故下地壳的成分应相当于安山岩。

根据前述可以认为，整个地壳的成分应相当于岛弧环境下火山作用和侵入作用产物的总成分，即安山岩和花岗闪长岩按地壳厚度比例所得的平均成分（图4-33）（整个地壳厚40 km，太古代后的上地壳厚15km）。由此得出结论，地壳内部的部分熔融可形成花岗闪长岩岩浆，该岩浆的侵入、结晶形成了上地壳，而残留下来的部分即为相对贫亲石元素（富Eu^{2+}，贫轻稀土）的下地壳。

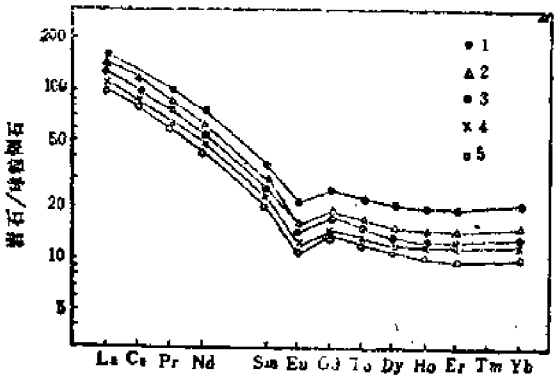


图4-31 太古代后页岩的稀土分配型式

1. 三叠纪；2. 石炭纪；3. 志留纪；
4. 上元古代；5. 中元古代

（据Nance等，1976）

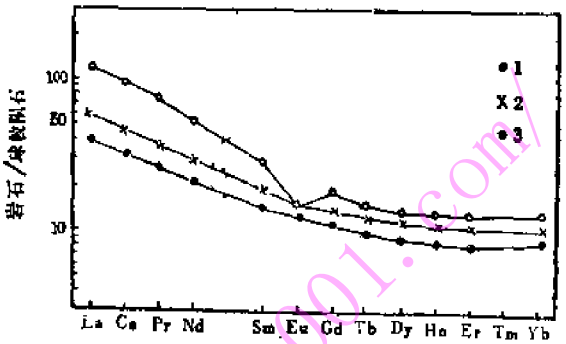


图4-32 地壳岩石及岛弧火山岩的稀土分配型式

1. 太古代后页岩；2. 太古代页岩；3. 现代岛弧火山岩

（据Taylor，1965）

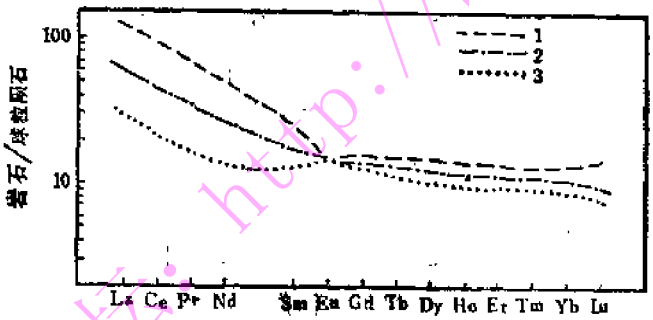


图4-33 上地壳(1)、下地壳(2)和整个大陆(3)地壳的稀土分配型式

（据Taylor，1976）

四、稀土元素的活动性及意义

稀土元素的活动性是指岩石中稀土元素在各种地质作用下的迁移能力，它主要涉及稀土元素自身的地球化学性质，这里仅讨论分配系数和流体相对其迁移性的影响。稀土元素活动性研究是很有意义的：一方面，造成稀土元素发生迁移的岩石的蚀变和交代是岩石广泛发育的次生作用，而且与矿化关系密切；另一方面，有关稀土元素活动性讨论还可以帮助评估岩石学研究中使用稀土元素方法的可靠性。

1. 分配系数的启示

首先，分配系数有助于认识岩浆作用中稀土元素的迁移趋势。如各稀土元素在岩石和熔体间的总分配系数(D^i)均小于1，且$D^{LREE}<D^{HREE}$。所以在部分熔融时，稀土元素尤其是

地信网论坛 http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

轻稀土元素优先进入熔体，也即在熔融程度很低或熔融的早期阶段，稀土元素尤其是轻稀土元素浓集于熔体之中。在分离结晶时，根据同样的道理，稀土元素总是保留在残余熔体之中，且分离结晶程度愈强，残余熔体中稀土元素愈浓集，其中轻稀土较重稀土更富集。又如稀土元素在各矿物相与熔体间的简单分配系数有很大的差异。对于橄榄石来说，各稀土元素的$K_D^{ol/L}$值近于零，若岩石主要为橄榄石组成，不仅表现出全岩ΣREE值极低，而且还可预测：既使该岩石发生较强的蛇纹石化，全岩的稀土总丰度没有很大的改变。对于单斜辉石来说，其$K_{DLREE}^{cpx/L}<K_{DHREE}^{cpx/L}$，若部分熔融时有单斜辉石进入熔体，则熔体中轻稀土较重稀土富集；若分离结晶的矿物相有单斜辉石，则残余熔体中也是轻稀土丰度高于重稀土；若岩石主要由单斜辉石组成，那么岩石的重稀土丰度就较高，当该类岩石发生次生变化时，重稀土的迁移量就会更大一些。对于副矿物来说，其分配系数远大于1，故岩石中的副矿物是浓集稀土元素的。前述花岗岩的计算也表明，虽然副矿物仅占花岗岩的1%左右，但它对全岩稀土丰度的贡献可达40%。此外，副矿物因密度较大而易残存在半风化的残、坡积之中。这时，残、坡积的稀土丰度一般不低于母体岩石，有时甚至富集稀土元素而成为稀土矿床。

其次，根据稀土元素分配系数可以推测蚀变作用对岩石稀土丰度的影响。一般来说，分配系数愈小的矿物在被改造时，全岩稀土元素的丰度变化就愈大，相反则变化小。据此，可以排列出一个导致全岩稀土元素丰度变化程度由小到大的矿物改造系：橄榄石、长石、辉石、角闪石、黑云母、副矿物，显然，副矿物的改造使全岩稀土元素丰度的变化最大。当然，在考虑这一影响时不可忽视各矿物的抗风化能力这一因素。

由稀土元素分配系数还可以获得斑状结构的岩石和堆积岩中稀土元素的迁移性质。根据稀土元素分配系数小于1这一点可知，稀土元素在基质或后堆积矿物中富集。因此，若被改造的是基质或后堆积物，则稀土元素的迁移性较大。同样的道理也可以说明，为什么全玻璃质岩石的蚀变会使全岩稀土元素总丰度发生很大的变化。

2．流体相的影响

流体相是稀土元素迁移的介质，它的性质会直接影响稀土元素的迁移特点。其中，流体相中稀土元素的浓度、稀土元素在流体相中的溶解度、稀土元素在矿物和流体相之间的分配系数($K_D^{s/f}$)以及赋存流体相的岩石的孔隙度等都影响着稀土元素的迁移性。

(1) 海水

海水主要影响海相火成岩，如洋中脊玄武岩、地幔楔形区内衍生的火成岩和蛇绿岩。海水中稀土元素浓度极低，往往处于REE不饱和态，相对来说，大洋岩石的REE是较高的，两者的不平衡可能使稀土元素因迁移而发生交换反应；海水中LREE相对于HREE亏损，因而海水对轻稀土元素的溶解度要大于重稀土；因海底的锰结核浓集了Ce，使海水的Ce亏损（图4-8），此外，海水对三价稀土元素的各种盐的溶解度是不相同的（图4-34）。从此图可以看出，磷酸盐中稀土元素在海水中的溶解度最大，氢氧化物的次之，碳酸盐的最小。其中，氢氧化物中轻稀土元素的溶解度明显大于重稀土。

岩石中稀土元素的迁移性还与海水和岩石接触的程度有关。在洋底以下和岩枕内部的岩石与海水接触面小，即接触程度低，而在洋底表面和岩枕外圈的岩石与海水接触程度高，后者能充分地与海水接触，有利于岩石与海水发生交换反应使稀土元素从岩石中迁移。

蛇绿岩中不同层位熔岩的稀土元素分配型式（图4-16）就很能说明问题。如上部基性熔岩具有Ce的负异常且LREE亏损，较接近海水的稀土分配型式，而下部基性熔岩为平坦型

地信网论坛
BBS.3S001.COM

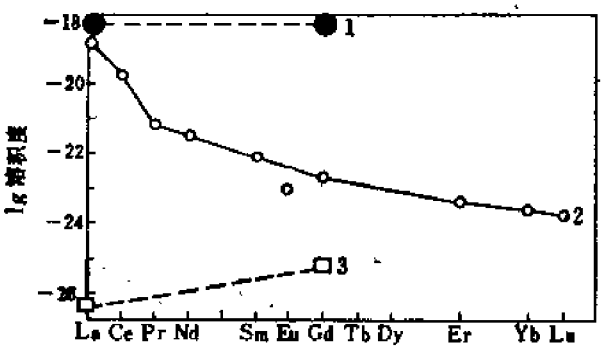


图4-34 不同三价稀土元素的各种盐在海水中的溶解度

1. 磷酸盐; 2. 氢氧化物; 3. 碳酸盐

(据Humphris, 1984)

的稀土分配型式，与大洋拉斑玄武岩类似。由此说明海水自身的性质和岩石与海水接触的程度对海相岩石稀土元素的迁移性是有影响的。

(2) 地下水

地下水影响着陆壳岩石稀土元素的迁移性。研究表明，地下水的稀土分配型式与河水相同，也类似于北美页岩，均为轻稀土富集型。地下水的性质还取决于地下水所处的岩石性质，因为不同岩性地区的地下水可能含有不同的络阴离子而表现不同的化学性质。如碳酸盐岩地区的地下水会含有HCO_3^-，这有利于HREE溶解于水致使岩石中的HREE发生迁移。在花岗岩区，地下水的pH值较高，这会降低稀土元素的溶解度使岩石相对富集稀土元素。利用上述原理还可以解释花岗岩区韧性剪切带中岩石的稀土分配特征（图4-35）。从此图可以看出，韧性剪切带岩石的稀土元素总丰度较之原花岗岩要高，且重稀土比原岩更加富集。这可能是地下水因处于花岗岩区而具高的pH值和含有较低的HCO_3^-络阴离子的缘故，再加上韧性剪切带内岩石因裂隙发育而增加了孔隙度，从而为具有该性质的地下水与岩石之间的充分作用提供了良好的条件，这种作用最终致使稀土元素富集于岩石，尤其是重稀土元素较轻稀土更易浓集于韧性剪切带的岩石之中。

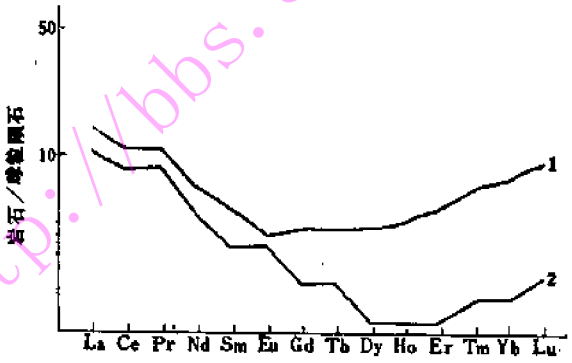


图4-35 安徽荆南山韧性剪切带岩石和混合花岗岩原岩的稀土分配型式

1. 韧性剪切带岩石; 2. 混合花岗岩

(3) 热液和交代流体的影响

热液和交代流体常使岩石的矿物成分和化学成分发生很大的改变，当然对岩石中稀土元素的迁移性也有很大的影响。热液和交代流体中稀土元素的迁移仍取决于其中所含络阴离子的性质。如热液中含卤素元素、CO_3^{2-}和SO_4^{2-}，岩石中稀土元素常与其结合为各种盐而被流体长期搬运，其中卤化物的迁移能力最强。若交代流体富碱，则会使岩石中的Si被带出，稀土元素伴随Na、K、Mg、Fe被带入，形成以碱性暗色矿物和碱性长石为主要组成的霓长岩。其中，碱性暗色矿物富集稀土元素，而碱性长石富集Eu，所以形成霓长岩的霓长岩化过程会使稀土元素在岩石中愈加富集，且正Eu异常会愈加明显。这也表明，随霓长岩化程度加强，其稀土总量逐渐增加，Eu的富集程度也加大。

地信网论坛
BBS.35001.COM

第五章　微量元素

一、引言

本章讨论的微量元素应属于狭义的微量元素范畴，它是指除稀土元素和同位素以外的、在岩石中含量极少的那一部分元素，包括亲石元素、过渡族元素等。在岩石学研究中，上述元素提供的信息量并不少于稀土元素，尤其是亲石元素，已日益引起人们的注意。亲石元素总的来说是富集于岩石圈的，但不同元素的晶体化学性质各有不同（见附表Ⅱ-2），故表现出不同的地球化学性质，因而用其可解决岩石学的一些理论问题。如活动性元素（大离子亲石元素）的迁移性能灵敏地反映岩浆作用的特点；非活动性元素在岩石中的丰度变化可用以推测岩石所处的地球动力学背景；放射性生热元素还可以提供有关地球热状态的信息；若将这些元素联合起来用于岩石学研究，其优势则会更加突出。

在大离子亲石元素中，Rb^+、Cs^+和Ba^{2+}与K^+的晶体化学性质十分相近，因而上述三元素主要进入含K矿物相（Or、Bi和Hb）中。其中，又由于Rb^+和Cs^+的离子半径略大于K^+，K—O键能较Rb—O和Cs—O键能高，所以，在分离结晶时残余熔体中的Rb和Cs比K富集且Cs的富集趋势更明显，导致K/Rb和K/Cs比值随分离结晶程度加强而降低，其中K/Cs比值的降低程度更大；在分离结晶的固相中，K比Rb和Cs要富集，其中K较之Cs的富集更明显，所以分离结晶固相中的K/Rb和K/Cs比值会随分离结晶程度增加而升高，其中K/Cs比值的升高更明显些。此外，Ba^{2+}与K^+的离子半径几乎相等，因而Ba可占据早期晶出矿物中K的位置，又因Ba—O键较之K—O键更具共价键性质，所以在分离结晶时，Ba趋向于在结晶固相中富集而在残余熔体中贫化。在大离子亲石元素中，Sr^{2+}和Ce^{2+}的晶体化学参数比较接近。所以Sr^{2+}主要代换含Ca矿物相（如斜长石）中的Ca^{2+}，因而在分离结晶时，结晶的固相和残余熔体中的Sr和Ca的丰度是同步增加和减少的，所以一般Sr/Ca比值较固定，并不随分离结晶程度发生变化。

在变质作用的条件下，若变质程度加强，K较Rb和Sr更易进入结晶相、Sr较Ba更易进入结晶相。在变质程度加强时，大离子亲石元素在岩石中的丰度均增加，K/Rb、K/Cs和Sr/Ba比值也增加；在变质程度降低时，往往发生水化反应，元素迁移能力按离子电位从小到大的次序排列，即按Cs、Rb、K、Ba、Sr的次序排列。所以，Cs和Rb相对于K、Ba、Sr更易进入含水流体相中，因而使岩石的K/Rb、K/Cs和Sr/Ba比值降低。

非活动性元素，因离子电位较高均具极小的迁移能力，在岩石中它们总是相互伴生，如Nb和Ta、Zr和Hf、Ti和V等。但是这些成对出现的两元素之间又存在晶体化学的微小差异，因而可以利用该类元素的共性和个性来获取有关岩石的成因信息。如在岩浆分离结晶时，残余熔体中Nb比Ta、Hf比Zr、V比Ti更加富集，故随分离结晶加强，Nb/Ta比值增加

地信网论坛
BBS.35001.COM

而Zr/Hf和Ti/V比值减小；又如在部分熔融时，Ta比Nb、Zr比Hf和Ti比V更易进入熔体，故低度熔融形成的岩石中的Nb/Ta比值减小，但Zr/Hf和Ti/V比值增加；若岩浆处于液态不混溶的状态，那么硫化物与硅酸盐熔体的分离常使硅酸盐熔体中富集Ti和V。根据非活动性元素的晶体化学性质还可知，上述元素常与REE、Th等元素发生类质同象。此外，Nb和Ta常富集于含Ti的副矿物角闪石和黑云母中，有时呈独立矿物形式存在；Ti主要呈独立矿物出现，如钛铁矿、金红石和榍石等；V则主要进入含Ti矿物和暗色矿物中。

放射性生热元素中的U具有活泼的化学性质，且为变价元素（U^{4+}、U^{6+}）；而Th相对稳定，多呈四价态出现，其离子半径较U^{4+}大，碱性程度比U^{4+}强，迁移能力也较U^{4+}弱。在较高温或还原条件下，Th和U因价态相等而呈等价类质同象，但在较低温或氧化的条件下，U呈正六价而Th的价态不变，这种晶体化学性差异致使Th和U分离。在部分熔融时，低度熔融Th和U就全部进入熔体；而在分离结晶时，Th和U多保留在残余熔体中，故残余熔体中的Th和U丰度随分离结晶程度的增强而增加；又因Th具较稳定的性质而使残余熔体中的Th富集更强烈，致使其Th/U比值增加。研究表明，残余熔体中的K/Th比值并不随分离结晶程度改变而发生变化。在变质作用下，Th和U的分异较明显。若变质程度降低（处于退变质条件），岩石中U和Th的丰度会升高，但因U处于氧化态而具强的迁移性，所以岩石中U丰度的增加不如Th明显，致使U/Th比值降低；相反，若为进变质的条件，则岩石的U/Th比值会增加。

二、特征参数及岩石学意义

1. 比值

在岩石学研究中，常使用岩石中两微量元素丰度比值来描述岩石的特征和造岩作用的规律性，如Rb/Sr、K/Rb、Sr/Ba、Nb/Ta、Zr/Hf、Ti/V和U/Th等。选择的两比值元素往往具有相似的晶体化学性质，如Zr/Hf；或两元素在同位素上为子体与母体的关系，如Rb/Sr。使用丰度比值来描述岩石特征的优点在于：它可以消除岩石因成因的复杂性而使元素的丰度变化范围大而无规律可循的缺点。如大洋拉斑玄武岩Rb的丰度范围为0.5×10^{-6}—50×10^{-6}，Sr的丰度值为70×10^{-6}—150×10^{-6}，其丰度的最大值和最小值相差1—2个数量级，然而该岩石的Rb/Sr比值范围仅为0.029—0.034。

利用微量元素的丰度比值可以区分不同构造环境形成的玄武岩，其流程如表5-1。

此外，利用微量元素的丰度比值还可以区分不同构造环境形成的安山岩（见附表Ⅳ-4），确定太古代玄武岩、现代N-型洋中脊玄武岩和原始地幔的成分特征（见附表Ⅳ-5，Ⅳ-6）。

元素的丰度比值也常用于讨论同源演化的不同类型岩石的成分变化趋势，一般来说，这些岩石的比值是在一狭窄的范围内。在变质岩研究中，常使用大离子亲石元素和放射性生热元素的丰度比值进行讨论，它不仅用于描述岩石化学成分特征，还可以借以推测变质作用的条件，重要的是，使用比值的优点还在于可以用图解的方法进行直观的研究（将在后面章节中论述）。

2. 异常值

异常值常用于定量地描述微量元素标准化值的差异性，其确定方法类似于求稀土元素的

地信网论坛
BBS.3S001.COM

表5-1 不同构造背景玄武岩的判别流程*

第一级划分	WPB和MORB	ARCB和N-MORB
第一步		
Nb/La	>1	≤1
Hf/Ta	<5	≥5
La/Ta	≤15	>15
Ti/Y	≥350	<350
第二步		
Ti/V	>30	≤30
TiO_2(%)	>1.25	≤1.25
Ta(10^{-6})	>0.7	≤0.7
Nb(10^{-6})	>12	≤12
第二级划分	**WPB和T-MORB,P-MORB**	**N-MORB**
Hf/Th	<8	≥8
Ce/Nb	≤2	>2
第三级划分	**N-MORB**	**ARCB**
Th/Yb	≤0.1	>0.1
Th/Nb	≤0.07	>0.07
Nb/La	>0.8	≤0.8
Hf/Th	≥8	<8
第四级划分	**IAB和CABI**	**CABC**
Zr/Y	<3	>3
Ta/Yb	≤0.1	>0.1
第五级划分	**IAB**	**CABI**
Th/Yb	≤0.3	>0.3
Ti/Zr	≥85	<85
La/Ta	>50	≤50

注：*据Condie(1989)；WPB：板内玄武岩；MORB：洋中脊玄武岩，包括N-MORB、P-MORB和T-型MORB；ARCB：碰撞型的弧区玄武岩，包括钙碱性玄武岩(CAB)、岛弧玄武岩(IAB)和岛弧钙碱性玄武岩(CABI)。

异常值δEu、δCe等。计算时也是将样品中某微量元素的标准化值除以该元素两侧元素标准化值的和的1/2，主要有Nb*、K*和Sr*值等。

(1) Nb*值（Nb异常值）

Nb异常值的表达式为

$$Nb^* = \frac{Nb_N}{(K_N + La_N)/2} \tag{5-1}$$

式中各元素的下角标N意指原始地幔标准化。若Nb*值小于1，表明Nb具负异常，即在一定序次排列的微量元素分配型式中Nb相对于K和La是亏损的；若Nb*值大于1，则说明Nb相对于K和La富集。研究发现，大陆壳物质和花岗质岩石就具有Nb*值小于1的性质，所以当岩浆混染了大陆壳物质或花岗质岩石时，其Nb*值也小于1。例如，被混染了的大陆拉斑玄武岩的Nb*值总是小于1；大洋拉斑玄武岩和大陆碱性玄武岩不具这种被混染的性质，故Nb*

地信网论坛
BBS.3S001.COM

值总是大于1。这可能是由岩浆上升时未通过花岗质壳，或者是岩浆粘度小、上升速度快而来不及混染花岗质岩石的缘故。

(2) K*值（K异常值）

该参数最早是由Nakamura等(1985)在研究日本和中国东北地区各碱性玄武岩的微量元素特征后提出的，其表达式为：

$$K^* = \frac{K_N}{(Ta_N + La_N)/2} \tag{5-2}$$

下角标N为原始地幔标准化。这一研究结果列于表5-2。从此表可知，K*值小于1的玄武岩，其K相对于Ta和La亏损，且分布于距日本海沟较远的位置；K*值大于1的玄武岩离日本海沟很近。根据上述规律性推测，K*值可用于指示大洋消减作用与岩浆成分的关系。例如，K*值小于1的玄武岩产于非岛弧区，且与消减作用无关；而K*值大于1的玄武岩则一定分布于岛弧区，且成分受消减作用的影响，其原因是消减作用能携带活动性元素K进入地幔楔形区并交代这种源区物质。

表5-2 不同地区碱性玄武岩的K*值及成因*

	中国丹东	日本西南	日本东北
K*值	0.84(<1)	0.90—1.22(≈1)	2.8—4.1(>2.8)
距日本海沟距离	远	较远	近
岛弧性	非岛弧性	弱岛弧性	岛弧性
与消减作用有关的地幔交代	无	弱	强

注：*据Nakamura(1985)资料整理。

(3) Sr*值（Sr异常值）

这是Pin等(1988)在研究波兰早元古代洋壳变质玄武岩时使用的参数，其表达式为

$$Sr^* = \frac{Sr_N}{(Ce_N + Nd_N)/2} \tag{5-3}$$

式中下角标N为球粒陨石标准化。这种参数主要反映岩石中Sr元素的丢失程度。若Sr*值小于1，那么在按一定顺序排列的微量元素分配型式图中表现为Sr的负异常，即Sr相对于Ce和Nd亏损。Sr的亏损可能是斜长石分离结晶的缘故，也可能是因交代蚀变作用使Sr迁移的结果。因此，Sr*值一方面可以度量分离结晶程度，另一方面也可以指示岩石抗交代蚀变的能力。

三、微量元素图解及应用

1. 比值图解

这种图解是由两元素丰度所构成的一种直角坐标系，图中的直线代表两元素丰度的比值。该图解有两种作图方式：一为平行线图解（图5-1a），此图的横轴和纵轴取的是对数坐标，其原点不为零，两元素丰度的比值用平行线表示，各条平行线所代表的两元素的丰度比值因斜率相同而呈一固定的比例关系；另一种为放射线图（图5-1b），此图为自然数坐标系，原点为零，图内两元素的丰度比值用从原点发射的放射线，表示其丰度比值因放射线斜率不同而不成比例关系。比值图解元素对多选择地球化学性质相似的两元素，其中应用较多

顶级地质论坛 http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

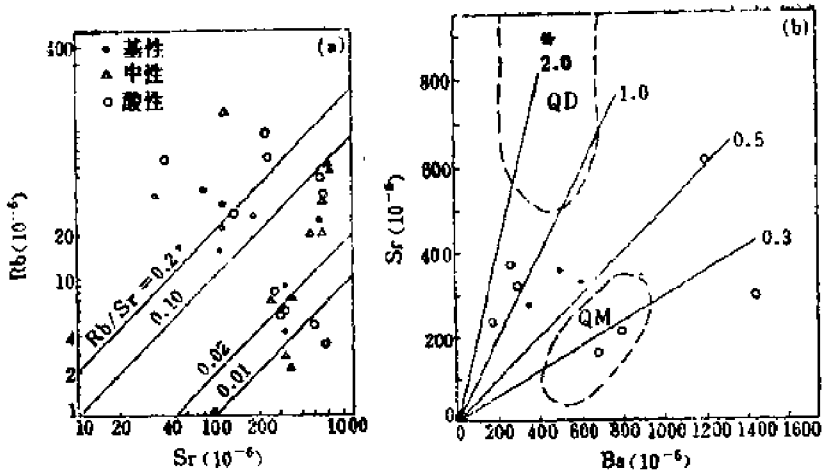


图5-1 元素比值图解

(a) Rb-Sr平行线图，图中点子为迁安麻粒岩；

(b) Sr-Ba放射线图，实心圆为英云闪长岩，空心圆为奥长花岗岩。

QM：为石英二长岩，QD：为石英闪长岩

(据O'Nions, 1978)

的为大离子亲石元素和放射性生热元素，它们尤其较多地用于太古代灰色片麻岩、花岗质岩石的研究。

(1) 表示岩石的成分特征

Jahn(1984)在研究迁安麻粒岩时曾使用K和Rb的平行线比值图讨论了该区麻粒岩的成分特征（图5-2）。从此图可知，迁安麻粒岩的K/Rb比值在200和4700之间，其中60%的样

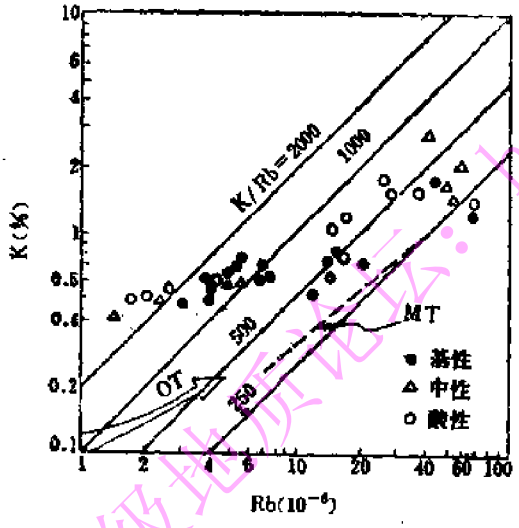


图5-2 迁安麻粒岩的K-Rb平行线图

MT（虚线），大陆火成岩；OT，大洋拉斑玄武岩演化趋势；图中点子为迁安麻粒岩

(据Jahn, 1984)

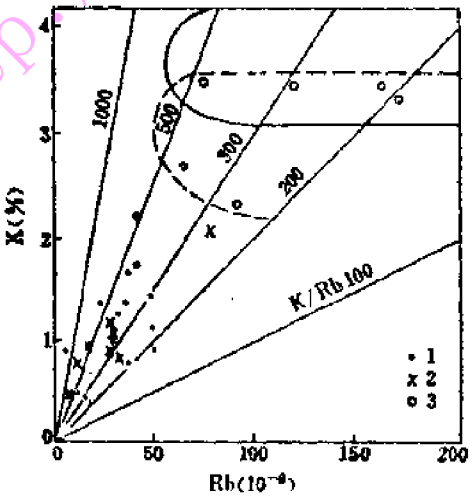


图5-3 酸性岩石的K-Rb放射线图

实线区为石英正长岩区；虚线区为显生宙花岗岩区；1. 灰色片麻岩（印度东部）；2. 英云闪长岩和奥长花岗岩（明尼苏达东北）；3. 年轻的花岗质岩石

(据Sengupta等, 1983)

品成分的K/Rb比值在500以上。该值高于绿岩带内玄武质岩石的平均K/Rb比值(350)，也高于安山岩和长英质岩石的K/Rb比值（300），而且不同于大陆火成岩和大洋拉斑玄武岩K/Rb比值的变化趋势。麻粒岩K/Rb比值的变化主要涉及流体相参加的反应。在脱流体相反应时，K和Rb均随流体相丢失，且Rb比K优先丢失，故岩石中K和Rb丰度降低，但K/Rb比

资源地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

值升高。利用K和Rb的放射线图可以讨论灰色片麻岩的成分特征（图5-3）。从此图可知，印度东部灰色片麻岩的K/Rb比值同于世界典型的太古代英云闪长岩和奥长花岗岩，但K和Rb各自的丰度均高于后者。

关于灰色片麻岩，还可以用前述Sr-Ba放射线图进一步划分。从图5-1(b)可知，英云闪长岩的Sr/Ba比值范围较大，在0.1—2之间，而奥长花岗岩的Sr/Ba比值范围较小，在0.5—1之间。

利用放射性生热元素的比值图解也可以讨论变质作用的特点（图5-4）。从此图可知，巴西Jequié麻粒岩可分为两大类：一类的Th/U比值为1.7—2.6，另一类为7—25。显然，该麻粒岩较世界麻粒岩有高的Th和U丰度。研究认为，岩石中Th和U的丰度高是因为麻粒岩原岩本身Th和U丰度高的缘故，这种原岩被认为是玄武质熔体经分离结晶形成的残余熔体，其中含有较丰富的磷灰石和锆英石，而Th浓集于磷灰石，U浓集在锆英石之中。岩石中的Th/U比值高是因为，退变质作用时处于氧化条件，U因呈U^{6+}的形式而具有较强的迁移性，从而降低了岩石中U的含量。相反，若岩石的U和Th比值是固定的，也即岩石的Th-U

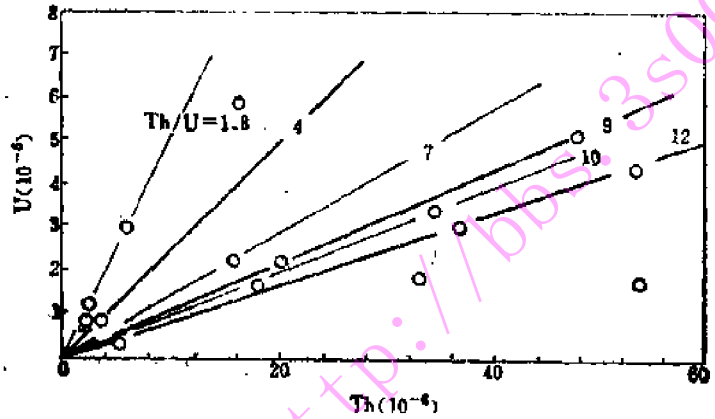


图5-4　巴西Jequié麻粒岩的U-Th放射线图
图中数值为Th/U比值
（据Lyer等，1984）

成分点在一条直线上，说明无交代蚀变和退变质作用发生。

（2）　确定变质相

根据变质程度与温度有密切关系的原则可以推断，变质相与放射性生热元素丰度呈正相关（图5-5）。从此图可知，各变质相的Th/U比值均处在1—10之间，但Th和U的丰度随变质程度加深而增加。

（3）　确定地壳的厚度

利用Rb和Sr比值的平行线图还可以确定地壳的厚度（图5-6）。该图仅适用于有火山岩喷发的岛弧和活动大陆边缘地区，测试的样品仅限于碱性火山岩和岛弧拉斑玄武岩。从此图可以看出，随岛弧和活动大陆边缘地壳厚度增加，其中喷发的火山岩的Rb和Sr的丰度是增加的，但Rb/Sr比值均在一定的范围内。

2. S-B图解

S-B图解实际上是坐标系为Sr/Ca和Ba/Ca比值的图解（图5-7），最初由Ouma(1981)在研究日本岛弧火山岩的成因关系时提出。图内能明显地分辨分离结晶趋势线和部分熔融趋

地信网论坛
BBS.35001.COM

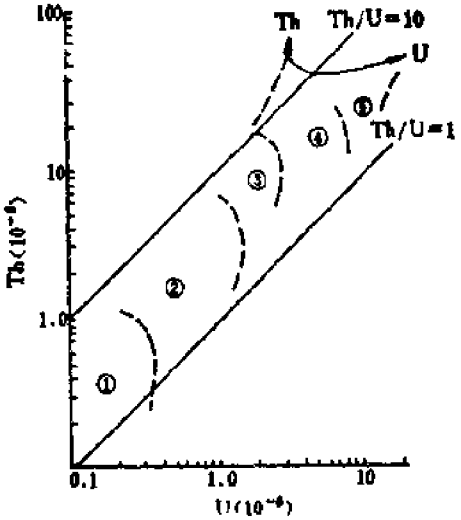


图5-5 变质相与岩石Th、U丰度平行线图的关系

1 榴辉岩相；2．麻粒岩相；3．角闪岩相；4．绿片岩相—绿帘角闪岩相；5．超变质相

（据Смысков，1974）

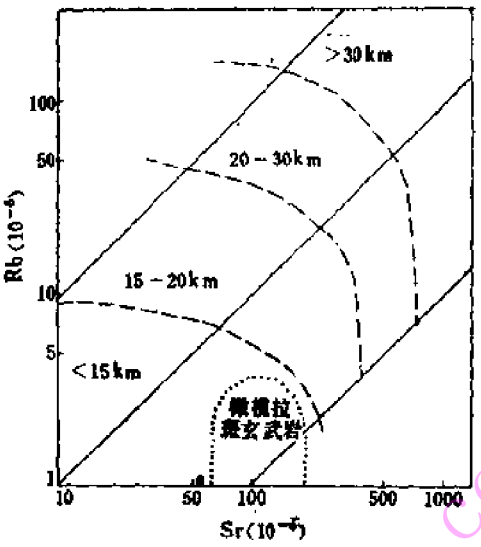


图5-6 Rb和Sr丰度平行线图与地壳厚度关系

（据Condie，1973）

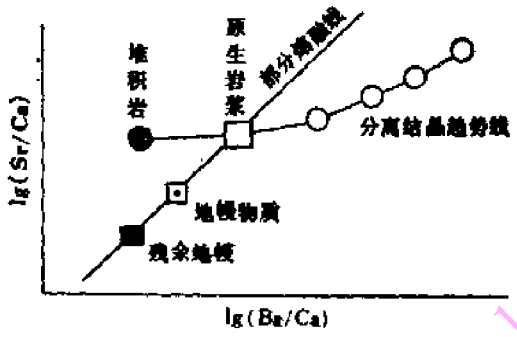


图5-7 火山岩的S-B图解

图中空心圆为不同分离结晶程度的岩石的成分点

势线。图中对角线为部分熔融趋势线，与部分熔融趋势线呈不同角度相交的曲线为分离结晶趋势线。此外，该图还能提供有关源区物质、堆积物质、残余地幔物质的某些成分特征。

（1）原理

在地幔矿物中，Ca赋存于Cpx和Gr等主要矿物相内，Sr和Ba则主要赋存于次要矿物相之中。在低度部分熔融时，次要矿物相（磷灰石、云母或闪石类）优先进入熔体而使Sr和Ba在熔体中富集，故熔体中Sr/Ca和Ba/Ca比值相对增加。随熔融程度增加，主要矿物相Cpx和Gr进入熔体而使熔体中Ca的含量增加，这样，熔体中的Sr/Ca和Ba/Ca比值又逐渐减小，但两种比值一增一减使熔体的Sr/Ba比值近于恒定。对数坐标系中的对角线就表现了Sr/Ba比值不随熔融程度变化的特征，所以该图的对角线为部分熔融趋势线。在该线上远离源区成分的位置为部分熔融程度较低的熔体成分点，其Sr/Ca和Ba/Ca比值较大。当然，若部分熔融程度较大时，其熔体成分点则位于距源区较近的位置，它的Sr/Ca和Ba/Ca比值都是较小的。

在分离结晶作用时，若分离结晶的固相为Ol、Opx、Mt、Ill等，残余熔体的Sr、Ba和Ca的含量随分离结晶程度变化并不发生改变，当然也不改变其Sr/Ca和Ba/Ca比值。但是，若分离结晶固相为Pl，残余熔体的Sr/Ca比值因Sr与Ca相似的晶体化学性质而保持恒定，又因Ca较之Ba优先进入Pl而使残余熔体中Ba/Ca比值随分离结晶程度升高而增加，故在以Sr/Ca为纵轴、Ba/Ca为横轴的对数坐标系中，因Pl分离结晶形成的残余熔体的成分变化应是一近于平行Ba/Ca轴的趋势线。若分离结晶的固相为Cpx（Hb），同样地，Ca较Ba优先进入Cpx(Hb)，使残余熔体的Ba/Ca比值增加；同时，Ca比Sr优先进入Cpx(Hb)，也使残余熔体的Sr/Ca比值增加。因此在图(5-7)中，因Cpx(Hb)分离结晶而形成的残余熔体的成

地信网论坛
BBS.35001.COM

分变化应是一正向斜线。最后得出结论：分离结晶趋势线的斜率受Pl/Cpx(Hb) 量比的制约。若以Pl分离结晶为主〔Pl/Cpx(Hb)比值大〕，分离结晶趋势线相对水平；若以Cpx(Hb)为主〔Pl/Cpx(Hb)比值小〕，则趋势线斜率较大。图5-7中，分离结晶趋势线与部分熔融线的交点为原生岩浆的成分点；而从原生岩浆成分点沿分离结晶趋势线向左外推，则为堆积物的成分点。原生岩浆成分点对应的Sr/Ca和Ba/Ca比值又称为SB 指数，该值的大小主要取决于源区物质成分和部分熔融的程度。

(2) 岩石学应用

S-B图解在岩石学的应用主要表现在以下几方面（图5-8）：

①可以判别火山岩的同源性。从图5-8可知，岩区内的Ōshima 玄武岩、安山岩和英安岩的成分点均在同一分离结晶的成分趋势线上，说明三类岩石具有同源性，且为不同程度分

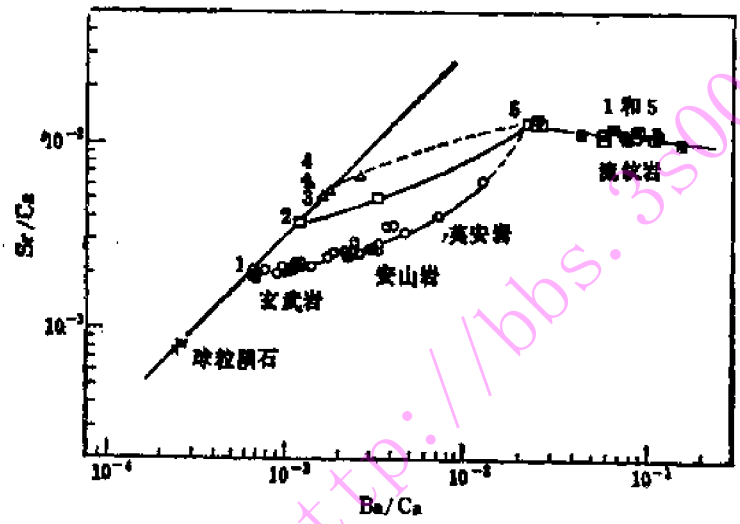


图5-8 日本Izu半岛第四纪火山岩的S-B图解

1. Ōshima火山岩；2. Nijima火山岩；3. Toshima火山岩；4. Udonejima火山岩；5. Kozushima火山岩；均为Izu半岛各区火山岩

(转引自Hirano等，1982)

离结晶的残余熔体。其中玄武岩分离结晶程度最小，而英安岩分离结晶程度较大。

②确定分离结晶矿物相的特征。图5-8中Ōshima 火山岩分离结晶趋势线斜率较小，说明该分离结晶的主要矿物相为斜长石，也有少量的单斜辉石或角闪石。

③用于判别堆积相。图5-8中表明，在Toshima 火山岩中见有其分离结晶堆积相的岩石，该岩石的成分范围位于Toshima火山岩系分离结晶趋势线的部分熔融线左侧。

④定性地确定部分熔融程度。图5-8中表明，从Ōshima火山岩直到Udonejima 火山岩其部分熔融程度是逐渐减小的，其中Ōshima火山岩原生岩浆的成分Sr/Ca比值为2×10^{-3}，Ba/Ca比值为7×10^{-4}，且随熔融程度降低，其原生岩浆的Sr/Ca和Ba/Ca比值增大。图5-8中Kozushima流纹岩的成分变化既不在部分熔融线上，也不在分离结晶线上，说明该流纹岩既不与Ōshima等火山岩同源，也非其分离结晶的产物，可能为较浅处岩浆作用所形成的。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

(3) 讨论

该图解不能定量地讨论岩浆作用的特点，如分离结晶程度、部分熔融程度、分离结晶各矿物相的比例等；而且不能讨论除Pl、Cpx 和 Hb 以外的矿物相分离结晶时对趋势线的影响。

3. Pearce图解

这种图解最初是由Pearce(1968)在讨论岩石的常量化学成分变化趋势与矿物相分离结晶关系时提出的，现已扩展到微量元素范围。该图的基本框架见图5-9。此图中，坐标系的横轴和纵轴分别由某一组成或某一复合式(X、Y)与另外同一组成的公分母Z的比值构成，图中各岩石的X/Z—Y/Z成分点具有较好的线性相关性，且利用最小二乘法可确定其回归方程，在图中空白区还附有矿物分离结晶矢量。

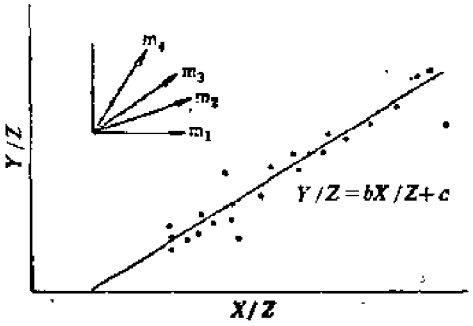


图5-9 Pearce图的基本框架

X、Y为岩石中组分的丰度或复合式；Z为岩石中组分的丰度，且分别作为X和Y的公分母，b和c为拟合直线的斜率和截距；m_1—m_4为分离结晶矿物相矢量

(1) 作图步骤

①选择Z、X和Y

正确选择Z项是十分重要的。Z称为公分母项，多选择单项元素丰度，要求该元素在分离结晶体系的各种岩石中的丰度不发生变化，所以称其为保值(conserved)元素。符合这种条件的元素一般是不相容元素，因为该类元素的分配系数比1小得多，在分离结晶作用中始终保存在残余熔体中，所以该类元素在原始熔体中的浓度等于残余熔体中该类元素的浓度。如分离结晶的矿物相为橄榄石，可选择La或K作为Z项，若讨论蚀变、交代岩石，则选择非活动性元素丰度为Z，如Ti或P，因为这类元素在岩石中的丰度不因交代、蚀变而发生大的变化。

X和Y的选择是有一定限制的：它可以是某单一元素在岩石中的丰度，该元素在岩石中的丰度是变化的，称为非保值元素；也可以是由若干非保值元素丰度表达的算术复合式。不管是哪种选择，均要求这些元素在分离结晶的矿物中具化学计量性，故X和Y项多选择常量元素。只有这样才能保证各岩石的X/Z—Y/Z成分点所排列成的一条直线与分离结晶矿物的矢量联系起来。

②岩石成分投影和估算

将体系内各岩石样品的X/Z和Y/Z比值投影于Pearce图中(用全岩阳离子数求比值再投影)，各成分点拟合在一条直线上。这说明这些样品具同源性，而且是不同分离结晶程度的产物。利用最小二乘法估算该拟合直线的斜率和截距，显然，该直线的斜率与分离结晶矿物的类型和各矿物的比例有关，它等于全部分离结晶矿物分别对X和Y项总贡献的比值。

③确定各分离结晶矿物矢量的斜率和长度并投影

矿物矢量斜率应等于该矿物的Δ^*X_m/Δ^*Y_m比值，且

$$\frac{\Delta^*Y_m}{\Delta^*X_m}=\frac{Y_m}{X_m}\cdot\frac{W_m}{W_m}=\frac{Y_m}{X_m} \qquad (5\text{-}4)$$

式中X_m和Y_m分别为标准矿物(m)中组分X和Y的阳离子数，W_m为矿物(m)在分离结晶矿物相中所占的摩尔数。由(5-4)式可知，Pearce图中矿物矢量的斜率实际上等于矿物的Y和X

地信网论坛
BBS.3S001.COM

项的阳离子数之比值。

矿物矢量的长度(l)可表示分离结晶矿物的量，其估算的关系式为：

$$l = \sqrt{(X_m \cdot W_m)^2 + (Y_m \cdot W_m)^2} \tag{5-5}$$

式中符号同(5-4)式。若各矿物分离结晶的摩尔数为1，也即$W_m = 1$，则(5-5)式简化为：

$$l = \sqrt{X_m + Y_m} \tag{5-6}$$

为了估算的方便，特将各标准矿物的阳离子数和选择不同X和Y项时分离结晶矿物的斜率和截距值于附表Ⅴ。若选择X、Y、Z项分别为Al、Si和Ba，其主要分离结晶矿物相的矢量投影图表示于图5-10中。

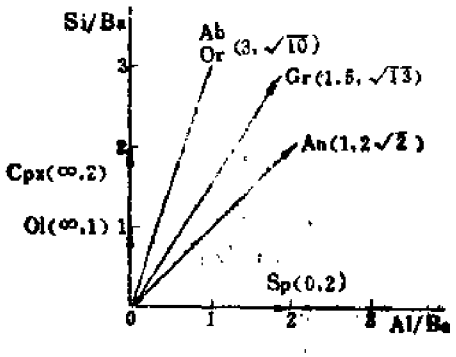


图5-10 Al/Ba-Si/Ba在Pearce图中主要矿物矢量投影

图中矢量顶端括号内数字为斜率和截距值

具体数据见附表Ⅴ-2

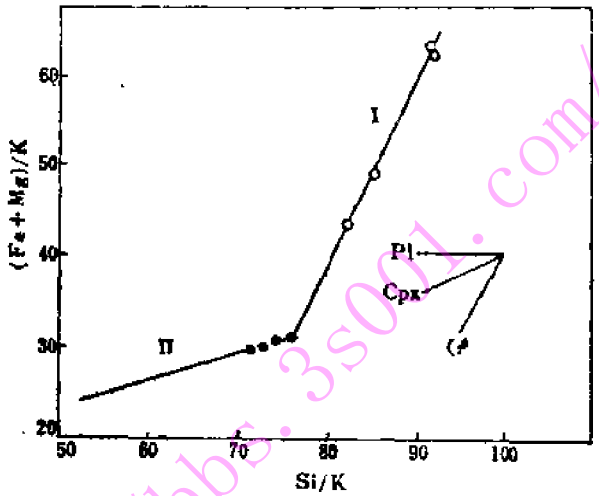


图5-11 Kilauea熔岩的Pearce图解

(据Nicholls等，1988)

(2) 岩石学应用

Pearce图解在岩石学中的应用是多方面的，其主要表现为：

①可以判别岩浆的同源性。夏威夷Kilauea 1968年喷发熔岩的Pearce图表明(图5-11)，各成分排列为一条折线，它由两次喷发熔岩的成分点排列的两条不同斜率的直线组成。由此说明，两次喷发的熔岩是由不同的原始岩浆经分离结晶作用形成；②可以分析分离结晶作用的特征。图5-11表明，第一次喷发熔岩的成分趋势线与Ol的分离结晶矢量线近平行，说明第一次喷发的岩浆为Ol分离结晶形成的；第二次喷发熔岩的成分趋势线与Pl和Cpx矢量线的合向量平行，故第二次为Pl和Cpx分离结晶的产物；此外，还可根据矢量的长度定量确定分离结晶矿物的量比。

(3) 讨论

X和Y项的选择与分离结晶矿物矢量的关系是一个较为复杂的问题，在作Pearce图解时需要有一定的筛选，若选择不当，很可能忽略了应该起作用的分离结晶矿物相，故选择时注意以下几点：①要重视岩石中已知的结晶矿物相，然后选择最能恰当表示矿物矢量的X和Y；②X和Y最好用复合式表示，这样可以较全面的表现岩石和分离结晶矿物相的成分变化；③X多选择Si、Al元素或复合表达式，Y多选择其它阳离子元素或复合表达式。

Z项的选择也是有一定限制的，除了前述要选择保值的不相容元素外，还要注意：①若为同源岩浆分异而成的岩石，其中选择的两个保值元素丰度(在Pearce图中仅使用一个元素)的比值不变；②以此构成的Pearce图的成分点排列的直线的截距一般不为零。除此以

地信网论坛
BBS.35001.COM

外，Z的选择还受分离结晶程度和分配系数大小的制约，不然要影响Pearce图解作图的误差。研究表明，选用元素的D'值若小于或等于0.01，即使分离结晶相占90%（$f=0.1$），其误差也是极小的；若D'值增大，误差也增大；若D'值为0.1，分离结晶相占50%时($f=0.5$)其误差就达10%了。

以上仅对Pearce图解作了简单的介绍，其中有关岩石成分点排列直线的斜率、截距和相关系数的数学讨论以及Pearce图解的轴的选择和Chayes封闭(closure)等问题尚须参阅有关文献。

四、微量元素比值蛛网图

1. 比值蛛网图的类型和判读

微量元素比值蛛网图(ratio spidergram)与稀土元素分配型式一样，都是用一定次序排列的元素丰度的标准化值作图得到的。它使用的元素多为亲石元素或不相容元素，所以有时称为亲石元素或不相容元素的分配型式。在图中元素排列次序方面目前还无统一的形式，但习惯上主要有三种（表5-3）；其中孙氏图多用于太古代岩石的研究，皮氏图主要用于玄

表5-3 微量元素比值蛛网图中元素排列的不同次序

名 称	元素排列次序	资料来源
孙氏图	Rb K Th Nb (Ta) Ba La Ce Sr Zr P Ti Sm Y	Sun(1980)
汤氏图	Rb Ba Th (U) K Nb La Ce Sr Nd P Zr(Hf)Sm Ti Y Yb (Ba Rb) (Ta K)	Thompson(1982)
皮氏图	Sr K Rb Ba Th Ta Nb Ce P Zr Hf Sm Ti Y Yb	Pearce(1982)

注：同排括号内元素表示能代替前一元素；下排括号内元素表示有时顺序可颠倒。

武质岩石研究，而使用较广泛的要数汤氏图。各种比值蛛网图虽使用了不同的元素排列次序，但元素排列的原则不外乎两种：①按元素在地幔—岩浆间的总分配系数(D')增大的次序排列，有的图中注明按不相容性减小或按亲岩浆性减小的次序，其意思是相同的；②按元素六次配位阳离子半径减小的次序排列。在研究中，使用何种元素的排列次序还与标准化的标样物质性质有一定关系。如按D'值增大排列次序，一般使用地幔标准化；如按离子半径减小的次序，则多用球粒陨石和MORB来标准化。因此，汤氏图按D'值排列，常用地幔作标准样；皮氏图按离子半径排列，使用MORB和球粒陨石作标准样。各种标准样的微量元素丰度值列于附表Ⅳ中。

需要说明的是，有人只选用几个微量元素来作比值蛛网图，如Rb、K、Nb、Sr、P、Zr、Ti (Zhou，1982) 或Nb、La、Ce、P、Zr、Ti、Y(Myers,1989)等，但它们的次序对照Thompson排列并没有出现很大的变化，所以仍属汤氏排列的次序。

(1) 直接标准化

这种比值蛛网图是用样品对标准样直接标准化得到的。前述孙氏图、汤氏图和皮氏图均属于此种类型，而且使用最为广泛。描述这种分配型式形态特征的参数主要是Rb_N/Yb_N比值和各元素的异常值，它们虽表现的只是这些元素的富集和亏损性质，但反映了许多的岩石成因信息（表5-4）。

地信网论坛
BBS.35001.COM

表5-4 微量元素比值蛛网图中各元素异常值的判读

（元素按汤氏图排列，用原始地幔或球粒陨石标准化）

异常值	表达式	划分标准	术语	可能的成因信息
Rb_N/Yb_N		>1	强不相容元素富集型	富集地幔源，交代地幔源，熔融程度低，分离结晶程度强的残余熔体
		=1	平坦型	过渡型地幔源，混合地幔源，熔融程度较高，分离结晶程度降低
		<1	强不相容元素亏损型	亏损地幔源，部分熔融程度较高，分离结晶程度最低的残余熔体
Th*	$\frac{2Th_N}{Rb_N+K_N}$ (Ba_N)	>1	钍富集	新期中酸性火成岩，还原条件，蚀变交代作用弱
		=1	钍未分馏	过渡条件
		<1	钍亏损	太古代地壳岩石，地盾，太古代灰色片麻岩，氧化条件，强蚀变交代作用
K*	$\frac{2K_N}{Ta_N+La_N}$	>1	钾富集	花岗质岩石，具岛弧性的火山岩，与消减作用有联系
		=1	钾未分馏	与消减作用弱相关的火山岩，略具岛弧性的火山岩
		<1	钾亏损	与消减作用无关的火山岩
Nb*	$\frac{2Nb_N}{K_N+La_N}$	≥1	铌富集或未分馏	偏基性的岩石，非地壳物质，不具同化混染的玄武质岩石
		<1	铌亏损	花岗质岩石，地壳物质，地盾，具同化混染的玄武质岩石
Sr*	$\frac{2Sr_N}{Ce_N+Nd_N}$	>1	锶富集	与消减作用有关的岩石，有斜长石参加的堆积岩，新鲜的玄武质岩石，抗风化和蚀变能力强的岩石
		=1	锶未分馏	弱蚀变的岩石，抗蚀变能力较弱，无斜长石分异作用的残余熔体
		<1	锶亏损	强蚀变，抗交代蚀变能力弱的岩石，与消减作用无关的岩石，斜长石分离后的残余熔体
P*	$\frac{2P_N}{Nd_N+Hf_N}$	≥1	磷富集或未分馏	富集型地幔，不具同化混染的玄武质岩石，有磷灰石参加的分离结晶的堆积岩
		<1	磷亏损	亏损型地幔，地壳岩石，花岗质岩石，具同化混染的玄武质岩石，磷灰石分离的残余熔体
Zr*	$\frac{(Hf_N)}{P_N+Sm_N}$ $\frac{2Zr_N}{}$	>1	锆(铪)富集或未分馏	地壳岩石，花岗质岩石，具同化混染的玄武质岩石
		<1	锆(铪)亏损	不具同化混染的玄武质岩石，有锆英石参加的分离结晶的残余熔体
Ti*	$\frac{2Ti_N}{Sm_N+Tb_N}$	≥1	钛富集或未分馏	地幔的富钛性质，不具同化混染的玄武质岩石，富钛矿物的堆积岩
		<1	钛亏损	地幔的贫钛性质，地壳岩石，花岗质岩石，具同化混染的玄武质岩石；具富钛矿物分离结晶的残余熔体

(2) Yb标准化

这种比值蛛网图最初是Dupuy(1984)在研究大陆玄武岩时使用的。它是先将样品中各微量元素丰度用样品中Yb的丰度标准化，然后标准化于标准样(球粒陨石等)的Yb标准化值求得的。样品和标准样事先均用Yb标准化，是从以下两方面考虑的：一是Yb为亲石元素中不相容性较小的元素（排列次序较后），它在部分熔融形成的熔体和分离结晶形成的残余熔体中的浓度不因岩浆作用程度的变化发生很大的改变；二是样品中Yb丰度的测定值一般精度较高，Yb的标准化在一定程度上可以减小其它元素丰度测定的误差。我国峨眉玄武岩Yb标准化比值蛛网图中Nb的负异常十分明显（图5-12），由此说明，峨眉玄武岩与其他大陆拉斑玄武岩一样，经历过大陆壳物质的混染。

(3) Nb标准化

这种比值蛛网图是Myers(1989)在讨论不同时代玄武质岩石与地球动力学的关系时使用的。与前述Yb标准化比值蛛网图一样，也是先将样品和标准样各自用Nb标准化，然后求两

地信网论坛
BBS.35001.COM

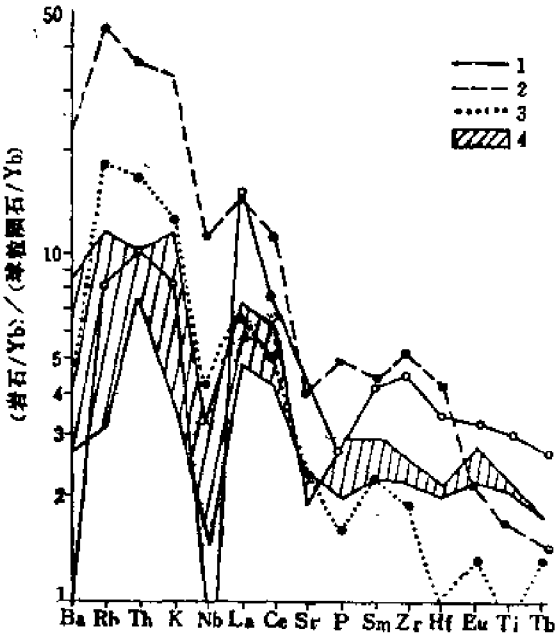


图5-12 峨眉玄武岩及其他大陆岩石的Yb标准化比值蛛网图

1. 峨眉玄武岩；2. 加拿大地盾；3. 大陆壳；4. 大陆拉斑玄武岩；2—4. 转引自Dupuy (1984)

(据李昌年，1986)

者比值得到的。比值蛛网图使用的元素从Nb开始，后面依次为La、Ce、P、Zr、Ti和Y。先用Nb标准化，是因为：①Nb是上述六元素中最不相容的元素，在地幔—岩浆间的总分配系数最小，故低度部分熔融易进入熔体，而分离结晶时会一直保存在残余熔体中；②研究表明，P-MORB的地幔源中的Nb丰度高于N-MORB的地幔源，所以Nb又是地幔不均一性的指示剂；③Nb的亏损又可提供有关地壳性质和玄武质岩石受其混染的信息。该种图与一般的汤氏图有明显的不同，它是由从Nb等于1处发射的较有规律的折线群组成的（图5-13）。Nb标准化的比值蛛网图的判读和提供的岩石信息列于表5-5。

(4) Zr标准化

该比值蛛网图是Saunders 等 (1986) 在研究弧后盆地玄武岩的微量元素特征时提出的。它也是先将样品和标准样各自用Zr标准化，然后求两者的比值得到的。先用Zr标准化的意义在于：Zr是非活动性元素，而

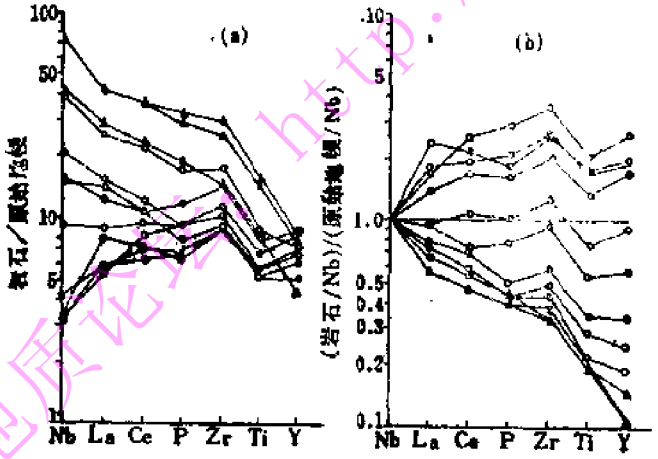


图5-13 两种不同的比值蛛网图

(a) 比值蛛网图；(b) Nb标准化的比值蛛网图

(据Myers，1989)

表5-5 Nb标准化的比值蛛网图的判读

各曲线的排列方式		各曲线的倾斜方向	
近平行 曲线分布范围小	呈放射状 曲线分布范围大	正斜率倾斜	负斜率倾斜
地幔均一	地幔不均一	亏损地幔	富集地幔

顶级地质论坛 http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

弧后盆地玄武岩浆的源可能有活动性元素的富集，它们随含水流体相进入其中，故Zr的标准化则可以充分表现从Zr发端的活动性元素富集的程度。

2. 各类岩石的微量元素比值蛛网图

1) 玄武质岩石

(1) 大洋玄武岩

图5-14为典型的洋岛、火山弧和洋中脊玄武岩标准化原始地幔的微量元素比值蛛网图。从此图可以看出，洋岛和火山弧玄武岩为强不相容元素（大离子亲石元素）富集型的分配型式，其中，火山弧玄武岩具非活动性元素Nb、Ta的亏损，而洋岛玄武岩不具这一特征。这是因为，火山弧玄武岩与消减作用关系密切，下插的板片会携带溶于含水流体相的K、Sr等活动性元素进入火山弧玄武岩的地幔楔形源区，洋岛玄武岩是富集地幔源衍生的，所以也富集活动性元素。此外，MORB为大离子亲石元素（活动性元素）亏损型的分配型式，很容易与上述两岩石的分配型式区分。

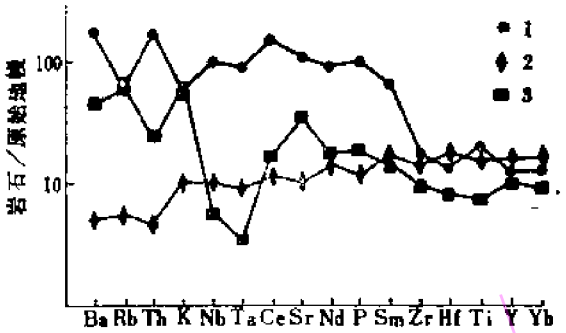


图5-14 不同构造环境形成的大洋玄武岩的微量元素比值蛛网图

1. OIB（洋岛，Hawaiil）；2. MORB（平均）；3. 火山弧（Marianas）

（转引自Ellam等，1988）

图5-15是弧后盆地、洋中脊和火山弧环境下形成的玄武岩的比值蛛网图。前两者均属拉张的构造背景，但表现了明显不同的分配型式。从此图可知，弧后盆地玄武岩中高场强元素(HFS)丰度较低，低场强元素(LFS)丰度较高，故Rb_N/Yb_N比值大于1；另一方面，HFS元素自身的分馏不明显，从Nb到Yb近平行的排列。图5-15中还表明，各种弧后盆地玄武岩的Rb_N/Yb_N比值有所不同（均大于1），其影响因素为：①与俯冲带的成熟度有关，成熟度高的弧后盆地玄武岩的Rb_N/Yb_N比值较高（俯冲带的成熟度意指沟-弧-弧后盆地的完整性）；②弧后盆地的宽度，一般来说，宽度较大时Rb_N/Yb_N的比值较大，盆地的宽度标志着拉张状态持续的时间和拉张强度的大小；③消减板片的影响与否：若有消减板片进入地幔楔型区，形成的弧后玄武岩的Rb_N/Yb_N比值较大，不相容元素的富集程度更为明显；有时洋壳低角度俯冲而使大洋板片无法进入地幔楔形区，则Rb_N/Yb_N比值较小。据上分析得出结论：弧后盆地玄武岩富集不相容元素，主要是因为消减作用使该类元素随含水

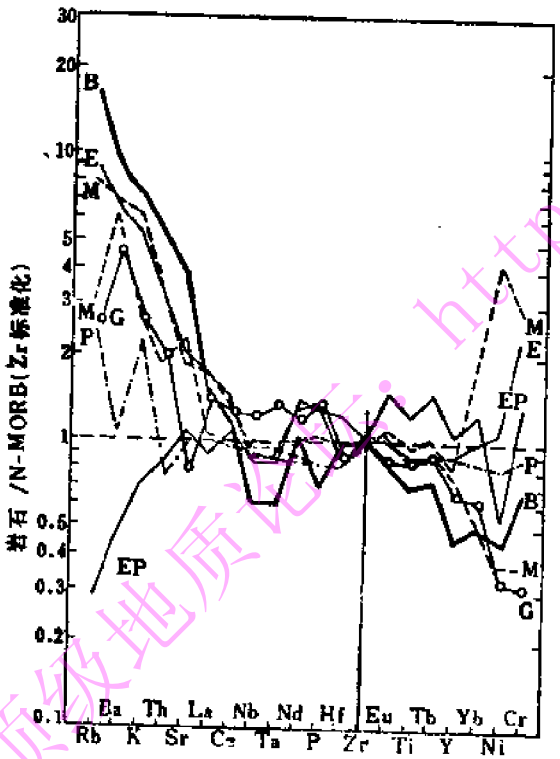


图5-15 弧后盆地及其他大洋玄武岩的Zr标准化比值蛛网图

B：Bransfield海峡；E：东Scotia海；M：Mariana海槽；G：Guaymas盆地；P：Parece Vela盆地；EP：东太平洋中脊

（据Sunders等，1986）

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

流体相进入弧后盆地玄武岩的源区造成的。弧后盆地玄武岩也不同于拉张条件下形成的洋中脊玄武岩，后者具强不相容元素亏损的分配型式。

(2) 大陆玄武岩

图5-16为主要的大陆玄武岩的微量元素比值蛛网图。从此图可以看出，除太古代拉斑玄

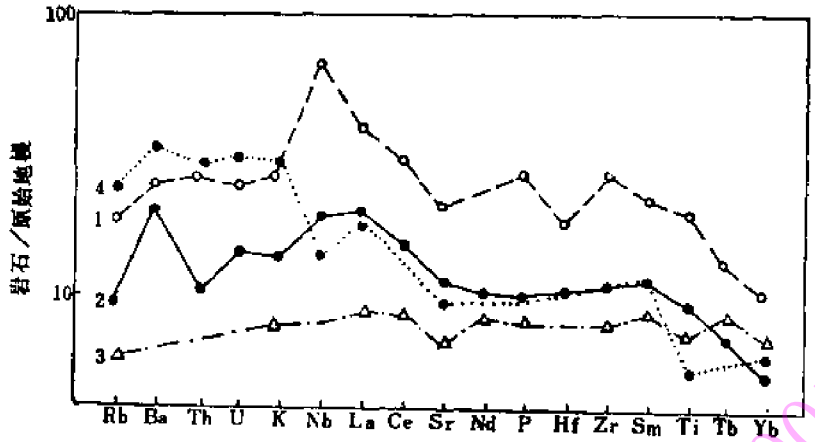


图5-16 各种大陆玄武岩微量元素的比值蛛网图

1. 大陆碱性玄武岩 (Weaver等, 1982)；2. 裂谷初期玄武岩 (Holm, 1985)；3. 太古代拉斑玄武岩 (Weaver等, 1982)；4. 大陆拉斑玄武岩 (Holm, 1985)

武岩外，各大陆玄武岩均为强不相容元素富集型的分配型式，但富集程度明显不同。除此之外，大陆拉斑玄武岩的Nb、Ti的亏损较特征；大陆碱性玄武岩具Nb、Ti较富集而Sr、Hf弱亏损的特点；裂谷初期玄武岩是以Th的亏损为典型。对于例外的太古代拉斑玄武岩来说，其分配型式基本上为平坦型，仅在强不相容元素处略具亏损。

2) 花岗质岩石

(1) 火山弧的英安岩、流纹岩

火山弧为大洋板块与大洋板块作用的结果，图5-17是新西兰火山弧英安岩和流纹岩的微量元素比值蛛网图。从此图可以看出，岩石Nb、P、Ti的亏损是十分明显的。这是因为该岩浆为来自地幔楔形区形成的玄武质岩浆，上述元素中的Ti和P本在钙钛矿、榍石和磷灰石中富集，这些矿物的分离结晶造成酸性残余熔体亏损Ti和P；Nb的亏损可能是酸性残余熔体的母体岩浆——玄武质岩浆自身就亏损Nb的缘故。

(2) 造山花岗岩和非造山花岗岩

图5-18为造山花岗岩和非造山花岗岩的微量元素比值蛛网图。造山花岗岩又划分为正常(normal)大陆弧花岗岩和成熟(mature)大陆弧花岗岩。从图5-18可以看出，非造山花岗岩主要表现为Sr和Ba的强烈亏损，这反映了有强烈分异的分离结晶作用存在，说明岩石形成于长期较稳定的环境，即非造山的条件。大陆弧背景下的两种造山花岗岩均具Sr、P、Ti等元素的亏损，但成熟弧花岗岩不具Nb的亏损，而正常弧花岗岩不仅微量元素丰度变化大，构成一分配曲线的包络区，而且显示Nb的负异常，反映该花岗岩更具大陆壳的特征，显然这种花岗岩是增生在大陆边缘的新的地壳。图5-18中科西嘉岩基显然为正常弧花岗岩。

(3) 太古代英云闪长岩和安第斯英云闪长岩

这两种类似的英云闪长岩形成于不同的时代和构造背景，图5-19为它们的微量元素比值蛛网图。从此图可以看出，两者均具Ti和Nb的负异常，反映新、老地壳具有这一共同的特

地信网论坛
BBS.35001.COM

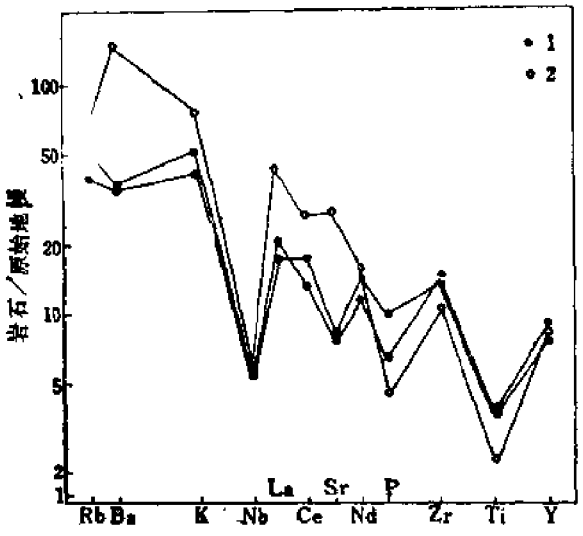


图5-17 新西兰火山弧英安岩和流纹岩微量元素比值蛛网图
1. 英安岩; 2. 流纹岩
(据Sivell等, 1988)

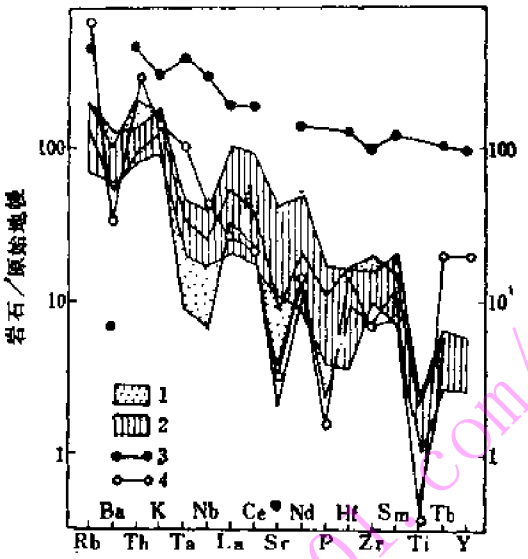


图5-18 造山和非造山花岗岩的微量元素比值蛛网图
1. 海西期科西嘉岩基; 2. 正常弧花岗质岩石; 3. 非造山花岗岩; 4. 成熟弧花岗岩; 原始地幔据Wood (1979)
(转引自Poli等, 1984)

征；但太古代英云闪长岩Th和U具明显亏损，而安第斯英云闪长岩的Th和U却为正的异常，这也说明Th和U的丢失与岩石形成的时代具有一定的关系。

研究表明，太古代众多的变质岩，无论是副片麻岩、灰色片麻岩还是下地壳的麻粒岩(如我国迁安地区的紫苏麻粒岩)，尽管其微量元素的丰度差异很大，但它们的分配型式均表现为与图5-19中太古代英云闪长岩相类似，都是强不相容元素弱富集，且Th和Nb为亏损的分配型式。

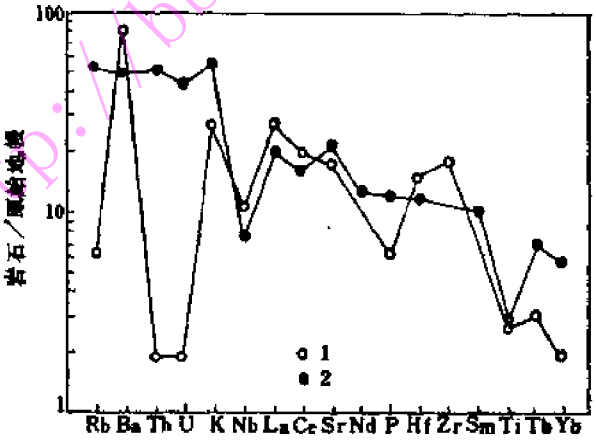


图5-19 不同成因英云闪长岩的微量元素比值蛛网图
1. 太古代英云闪长岩 (Lewisian);
2. 显生宙英云闪长岩 (Andes)
(据Weaver, 1982)

3. 微量元素比值蛛网图的应用

(1) 区分类似的岩石

造山花岗岩中S-型和I-型花岗岩有一系列的划分标志，微量元素比值蛛网图即为其中之一(图5-20)。从此图可知，两类花岗岩具类似的分配型式，均为Nb、P、Ti亏损和La、Zr富集。但I-型花岗岩的微量元素丰度高于S-型花岗岩，而且I-型以Ba富集为特征，S-型却以富集Th为特征。

(2) 对比岩区特征

中国东部新生代玄武岩划分为东北、华北和华南三大岩区，各岩区玄武岩微量元素分配型式见图5-21。从此图可以看出，三岩区玄武岩微量元素特征明显不同：东北区玄武岩微量元素丰度最高，且Rb_N/Yb_N比值最大，为强不相容元素强烈富集型；华南区玄武岩微量元素

地信网论坛
BBS.3S001.COM

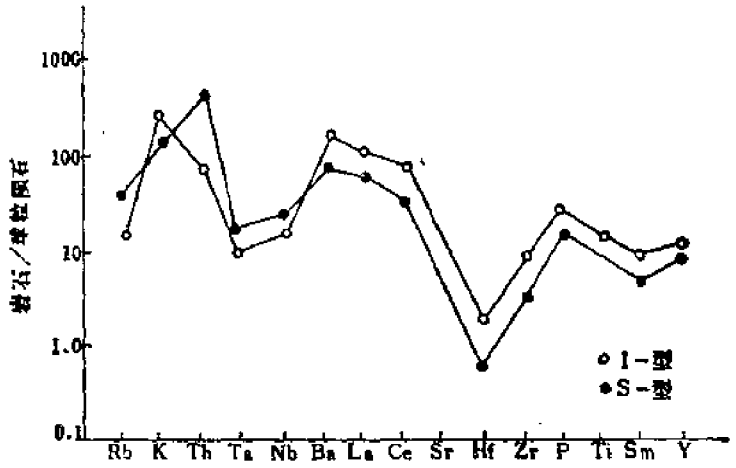


图5-20 S-型①和I-型②花岗岩的微量元素比值蛛网图
(据Sheralong等，1988)

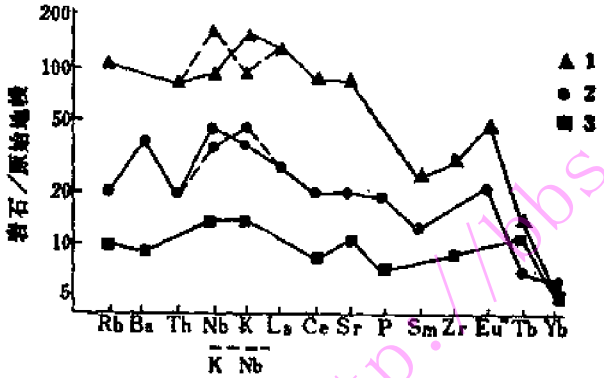


图5-21 中国东部新生代玄武岩微量元素比值蛛网图
1. 东北区；2. 华北区；3. 华南区；
原始地幔据Wood (1979)

丰度最小，Rb_N/Yb_N比值近等于1，为平坦型的分配型式；华北区玄武岩的微量元素丰度和Rb_N/Yb_N比值界于东北和华南区之间，为强不相容元素弱富集型的分配型式。它们的共同之处是Nb均不具负异常，说明中国东部碱性玄武岩大多没有显示遭受混染的特征。

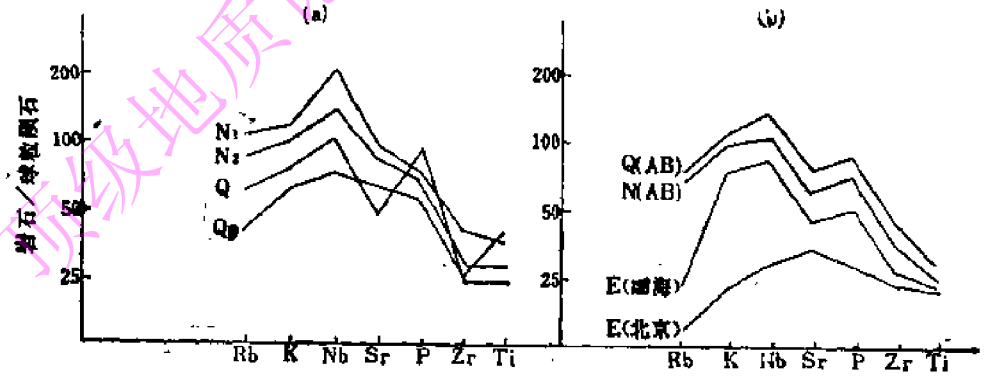


图5-22 新生代玄武岩随时间变化的微量元素比值蛛网图
(a) 东非裂谷（肯尼亚）；(b) 中国东部（华北）；
Q：第四纪；N：晚第三纪；E：早第三纪；
N_1：中新世；N_2：上新世；Qp：更新世
(据Zhou，1982)

质级地质论坛 http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

(3) 提供有关岩浆喷发的地球动力学信息

Zhou(1982)利用若干个微量元素的分配型式的研究，对比了中国东部新生代玄武岩和东非裂谷的玄武质岩石（图5-22）。从此图可以看出，东非裂谷火山岩从早到晚表现为微量元素丰度降低的变化，分配曲线在坐标系中逐渐下降，且强不相容元素K和Rb下降的幅度

表5-6 Holm法判别不同构造背景下拉斑玄武岩的流程*

一级构造背景的划分	CT 大陆	OIT 洋岛	LKT 消减作用下的低钾	OFT(MORB) 洋底(洋中脊)
Rb_N/Yb_N	>1	≒1	≒1	<1
富集元素	La	Nb、Ba	K、Sr、Ba	Nb、Zr
亏损元素	Nb、Ti	Yb、Y	Th、Nb、Zr	Th、Rb
二级构造背景的划分	**IRT 初始裂谷**	**BAO 大洋弧后盆地**	**BAC 大陆弧后盆地**	**P-MORB 富集型洋中脊**
Rb_N/Yb_N	>1	≒1	≒1	>1
富集元素	Ba、Nb	U、Zr	U、Sr、Sm	U、Nb
亏损元素	Rb、Th、Yb	Rb	Rb、Nb、Ti	Rb、K、Yb

注：*元素的排列按Thompson(1982)。

最大。这反映随时代变新部分熔融程度在增加，岩浆源越来越浅，这是一种地幔逐渐上隆致使裂谷进化发展的机制控制着该区岩浆的喷发；中国东部新生代玄武岩的微量元素成分变化与东非相反，随时代变新，其微量元素的丰度是增加的，且强不相容元素的增加最为明显。由此说明，中国东部玄武岩浆的熔融程度随喷发时间变晚而逐渐降低，这反映岩浆的地幔源的深度在逐渐加大，最终使裂谷夭折。此外，这种微量元素丰度随时间变新而呈增加（中国东部）和减少（东非）的变化趋势被认为是岩浆具逆向和正向演化的结果。

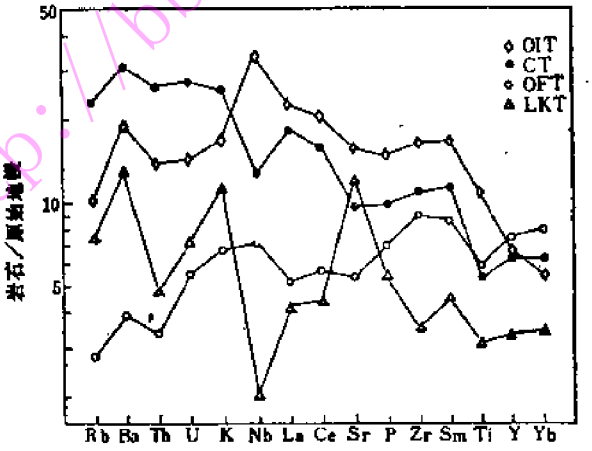


图5-23 一级构造背景下形成的拉斑玄武岩的微量元素比值蛛网图

图例说明见表5-6；标准样为原始地幔（Wood，1979）（据Holm，1985）

(4) 判别构造背景

①Holm法

这种方法是利用拉斑玄武岩的微量元素比值蛛网图来判别其形成的构造背景。这是考虑到拉斑玄武岩是唯一在大洋和大陆的各种环境中都有分布的一种岩石，使用的标准样为原始地幔。该方法判别的流程见表5-6。各种一级构造背景形成的玄武岩的微量元素分配型式见图5-23。从此图可以看出，根据强不相容元素的富集程度可将其拉斑玄武岩划分为三大类：一类为强不相容元素富集型，Rb_N/Yb_N大于1，如大陆拉斑玄武岩；一类为强不相容元素亏损型，Rb_N/Yb_N小于1，如洋底和洋中脊拉斑玄武岩；另一类为平坦型的分配型式，意指不出现强不相容元素的富集，如与消减作用有关的低钾拉斑玄武岩和洋岛拉斑玄武岩。上述两种岩石，再利用元素在分配型式上的亏损和富集（负异常和正异常）很容易将其划分。其中，

地信网论坛
BBS.35001.COM

CT以亏损Nb为特征，反映它普遍经历了大陆壳物质的同化混染；OFT(MORB)亏损了Th和Rb，这可能是亏损地幔源的特征；LKT具有Sr、Ba和K的正异常，说明消减作用使上述元素进入了楔形的地幔源区。

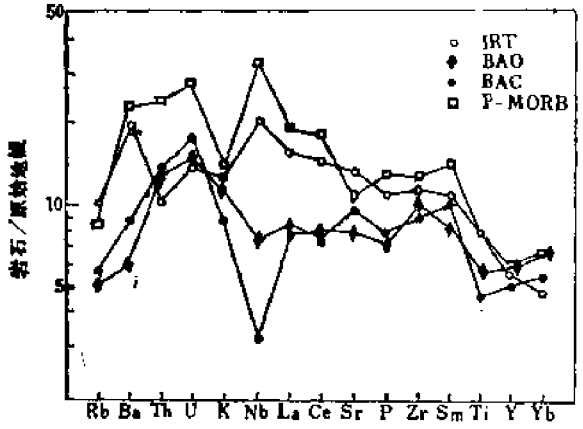


图5-24 二级构造背景下形成的拉斑玄武岩的微量元素比值蛛网图

标准样为原始地幔（Wood，1979）；符号同表5-6（据Holm，1985）

各种二级构造背景下形成的拉斑玄武岩的微量元素比值蛛网图见图5-24。图中表明，虽初始裂谷也属大陆背景，但形成的玄武岩的分配型式有不同之处，其主要的差别是Nb的异常：CT为Nb负异常，而IRT为Nb的正异常。P-MORB与OFT(MORB)的区别就更加明显了，P-MORB为强不相容元素富集型，而OFT(MORB)则相反。为了便于对比，特将各种构造背景下拉斑玄武岩的微量元素丰度值及标准化于原始地幔的标准化值列于附表Ⅳ-7中。

②Pearce法

这种方法是以相似构造背景下能形成不同成分玄武质岩石为基础确立的，所以在比值蛛网图中，常表示同一构造背景下不同成分玄武质岩石微量元素分配型式。该方法以划分大洋条件下的构造背景为主，图中元素种类和排列次序不同于Thompson(1982)，且标准样为MORB。

该方法首先将大洋划分为板内、洋中脊和岛弧三大构造背景，然后分别作出不同构造背景下形成的各种玄武质岩石的微量元素比值蛛网图（图5-25）。各玄武质岩石的微量元素特征列于表5-7。从此图和表5-7可知，板内玄武岩均为不相容元素富集的分配型式，具Ba的正异常和Yb的负异常，其中碱性玄武岩不相容元素富集，而相容元素亏损；过渡型玄武岩以Sc富集和Hf亏损为特征；而拉斑玄武岩明显地为Cr富集和K亏损。图5-25中洋中脊玄武岩以从Zr到Cr基本上未发生分馏为共同的特征，但碱性玄武岩Ba、Th、Ta、Nb的富集程度最高，过渡型玄武岩次之，而拉斑玄武岩的上述四元素不显示任何异常。岛弧的各种玄武岩

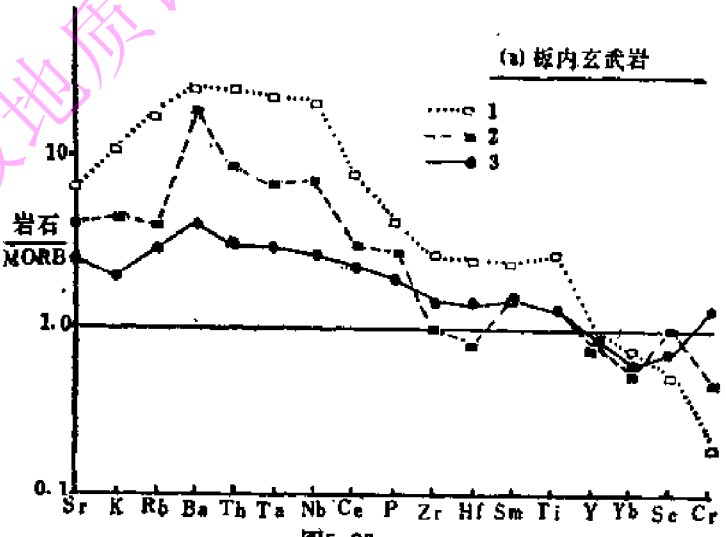


图5-25

地信网论坛
BBS.3S001.COM

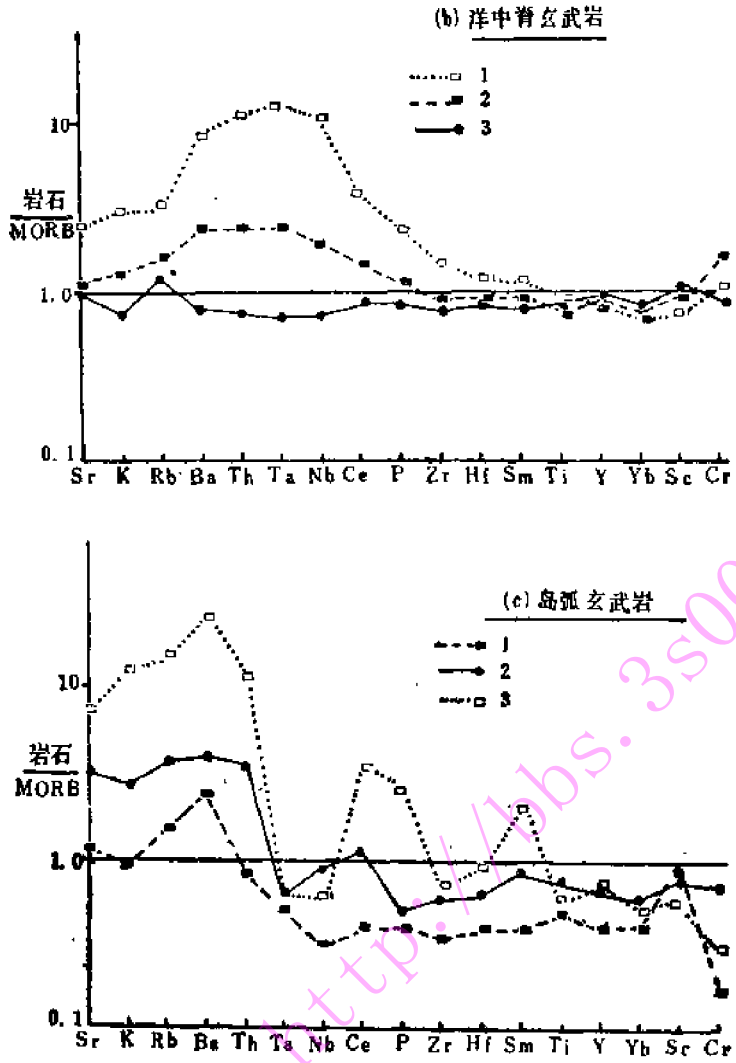


图5-25 不同构造背景下形成的各种玄武岩的微量元素比值蛛网图

(a) 板内和 (b) 洋中脊：1. 碱性玄武岩；2. 过渡类型玄武岩；3. 拉斑玄武岩；
(c) 岛弧：1. 富钾玄武岩；2. 拉斑玄武岩；3 钙碱性玄武岩—过渡类型玄武岩
(据Pearce, 1982)

表5-7 不同构造背景下形成的各种玄武岩分配型式的特征*

	板内			洋中脊			岛弧		
	碱性	过渡	拉斑	碱性	过渡	拉斑	富钾	钙碱	拉斑
强不相容元素富集程度	强烈富集	中等富集	微弱富集	强烈富集	平坦型	平坦型	强烈富集	微弱富集	微弱富集
富集元素	Ba、Th、K Ta、Nb	Ba、Sc	Ba、Cr	Ba、Th、Ta、Nb、Cr	Ba、Th、Ta、Cr	Sr、Rb、Sc	Sr、K、Rb、Ba、Th、Ce、P、Sm	Sr、K、Rb、Ba、Th、Ce	Ba、Sc
亏损元素	Yb、Sc、Sr、Cr、Y	Hf、Yb	Yb、K	Sr、K、Yb、Rb	K、Yb、Sr、Rb	K、Yb、Cr	Ta、Nb、Zr、Hf、Ti、Yb、Cr	Ta、Nb、P	K、Nb、Cr

注：*元素排列次序据Pearce(1982)，标样为洋中脊玄武岩。

的分配型式均不规则，其中富钾玄武岩以锯齿状的分配型式为特征，这是众多富集和亏损的元素相间排列的缘故，尤以Ba、Ce、Sm的富集和Nb、Ta、Zr、Cr的亏损最明显；钙碱性玄

http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

武岩是以Th、Ce和不相容元素的富集及Ta、P的亏损为特征；而拉斑玄武岩微量元素丰度最低，大多数丰度比MORB的低，并且还具有明显的Ba、Sc正异常和Nb、Cr的亏损。

为了对比，特将不同构造背景下形成的各种玄武岩的微量元素丰度值列于附表Ⅳ-8。

五、构造岩浆的判别问题

1. 原　理

这里所说的构造岩浆(tectonomagmatic)判别是指利用火成岩中微量元素特征来判别岩浆形成的构造背景。它是将岩浆中微量元素的地球化学性质置于地球动力学系统中研究的一种成功尝试，其具体表现就是岩浆岩的构造背景判别图解。本文收集的一部分图解列于附图中。尽管这些图解有不同的形式，使用的元素也多种多样，但在元素的选择方面还是有目的性的，这表现为：

(1) 选择非活动性元素作图

这类元素（如Zr、Ti等）属高场强元素，具低的离子位能。在岩石发生风化、蚀变和变质过程中，它们一般不发生迁移，而且它们对分离结晶和同化混染作用的反映不灵敏，故能代表源区的成分。因此，选择这些元素不仅可以排除岩浆固结后各种地质作用的干扰，而且可以抵消岩浆演化时对微量元素丰度的影响，使满足条件的样品范围增大，有利于正确判别。

(2) 选择活动性不同的元素作图

这种类型的图解有Zr-Ti-Sr图、Hf-Ta-Th图等。图中的Sr和Th为活动性较强的元素，其他元素均为非活动性元素。活动性元素因易溶于含水流体相常被携带和迁移，所以这类元素在因消减作用形成的火山岩中较富集。如岛弧玄武岩中的大离子亲石元素的丰度较高，从而区别于其它构造背景的火山岩，故在三元图解中表现为岛弧火山岩总是接近于活动性元素端员。

(3) 选择相容性不同的元素作图

这种类型的图解有Cr-Y图、Cr-Ce/Sr图等。上述元素的相容性差异较大，其中Cr为相容元素，而Y、Ce和Sr为不相容元素。该图解中各构造背景火山岩的差异主要表现为不相容元素的丰度不同，仅用岩石中的相容元素是难以将其构造背景区分开的。这是因为，岩浆中相容元素的丰度与部分熔融程度无关，它基本上反映源区的性质，但火山岩中不相容元素的丰度与形成岩浆的部分熔融程度密切相关。板内玄武岩和洋中脊玄武岩是经历了较高程度部分熔融形成的，故Y和Ce等不相容元素的丰度较高，其成分范围偏离Cr轴较大。

2. 讨　论

这里特别需要强调的是，使用判别图解一定要慎重，若不加分析地将成分进行投影，往往会得到相互矛盾或错误的结论，在此有必要对构造岩浆判别条件进行讨论。

1) 关于元素的测试精度

具有一组高精度的微量元素测试值是进行正确的构造岩浆判别的首要条件。根据图解中元素的组合不同可将岩石中微量元素的测试精度分为三个级别，每个级别又是与测试方法密切相关的。第一级为湿法化学分析的精度，这种图解中的元素多为次要（minor）元素*，如

* 通常指含量介于常量元素和微量元素之间的元素，一般用质量百分数表示。

地信网论坛
BBS.35001.COM

TiO_2-MnO-P_2O_5和TiO_2-K_2O-P_2O_5图解；第二级为X-光萤光光谱分析的精度，该图解中的元素一般既有次要元素，也包括非活动性元素，如Ti-Zr-Y图解；第三级为中子活化分析的精度，图解中的元素为非活动性元素和放射性生热元素，如Hf-Ta-Th图解。显然，同一图解中的各种元素最好用同一方法测试，而具体按何种测试方法需遵循上述原则。

2） 关于样品的选取

须知，不是所有样品的数据都可以用于构造岩浆判别，事先需对样品进行筛选。这包括两个方面：其一，使用较新鲜样品而排除蚀变、风化强烈的样品。其二，也是最重要的，使用能代表原生岩浆的样品而排除属演化岩浆的样品，因演化机制常改变原来岩浆的微量元素成分，易影响构造岩浆判别的准确性。演化机制究竟多大程度地改造了原来岩浆的成分呢？英国Skye Main第三纪未混染岩石和被混染岩石的成分对比就是很好的说明（图5-26）。从此图可知，因混染作用使岩石中Ba的丰度升高，而Nb、Sm、Zr、Ti和Y的丰度降低。显然，被混染岩石的微量元素丰度是不易用于构造岩浆判别的。同样地，矿物分离结晶作用也会改变岩浆的成分，如橄榄石对相容元素、辉石对Zr、Ti、V，角闪石、黑云母和长石对大离子亲石元素，副矿物对Nb、Zr、P在岩浆中的浓度都产生很大的影响，当然，这些也不利于构造岩浆判别。

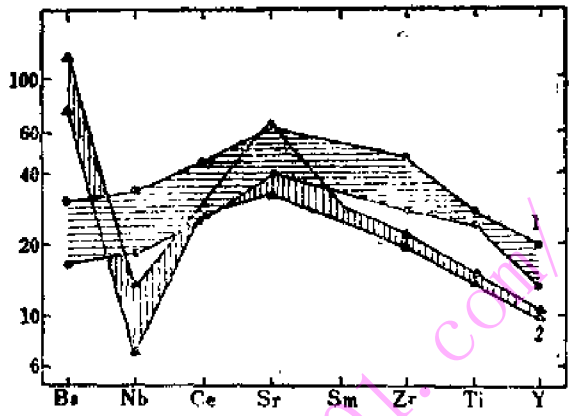


图5-26 英国Skye Main第三纪熔岩的微量元素分配型式

1. 未混染的熔岩； 2. 混染的熔岩

（转引自Arculus，1987）

3） 关于古火山岩系

构造岩浆判别的图解大多是以现代大洋板块火山岩成分来确定的。这里存在一个图解适用时间范围的问题。事实表明，从古到今岩浆的源区不是均变的，岩浆的形成和演化也不是固定的。例如，对于元古代或太古代的火山岩系，一般源于未经抽取和未亏损的原始地幔，而许多现代大洋玄武岩则是源于亏损的软流圈，再加之老的火山岩系往往经历了多次造山事件，使其成分发生较大的变化。由此可知，时代较晚的岩石较时代较早的岩石作构造岩浆判别有利，非大陆火山岩系较大陆火山岩系判别准确一些。

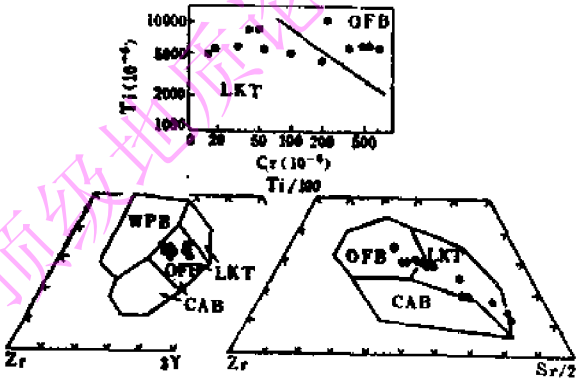


图5-27 巴布亚新几内亚Witu岛玄武岩的微量元素成分投影

WPB：板内玄武岩；CAB：钙碱性玄武岩；LKT：低钾拉斑玄武岩；OFB：洋底玄武岩

4） 关于判别的双重性

这里所说的双重性（Straddling）是指在排除上述干扰因素的条件下出现同一岩系的成分点落到不同构造环境区的现象，也即出现不确定性。造成这种不确定性的原因是，这种简化的构造岩浆判别图解还不能完全表达地球动力学条件对元素迁移性的制约，还有待于今后去不断完善和丰富。判别的双重性表现为以下几方面：

地信网论坛
BBS.3S001.COM

(1) 空间上位于不同构造单元的过渡带

最著名的例子是巴布亚新几内亚的Witu岛火山岩系。已知该岛是新不列颠岛弧的一部分，但用Pearce和Cann (1973) 及Pearce (1975) 的Ti/100-Zr-Y×3图解、Ti-Cr图解、Ti/100-Zr-Sr/2图解作构造岩浆判别时，其成分点均落于LKT和OFB两区内 (图5-27)。实际考查表明，Witu岛位于岛弧和弧后盆地的过渡带，所以在地球化学上表现出分离和汇聚板块岩浆活动的特征。这种双重性在太平洋板块的西南活动边缘是十分普遍的。

(2) 时间上处于构造旋回的不同阶段

如中国东南沿海广泛分布的中生代火山岩，经研究并非只有钙碱性岩，而且也有碱性岩。利用Pearce (1984) 的图解可知，其成分点落于板内、火山弧和同造山的构造背景区 (图5-28)。从地理位置看，它们远离中生代的俯冲带，故可以排除仅火山弧的成因。可以

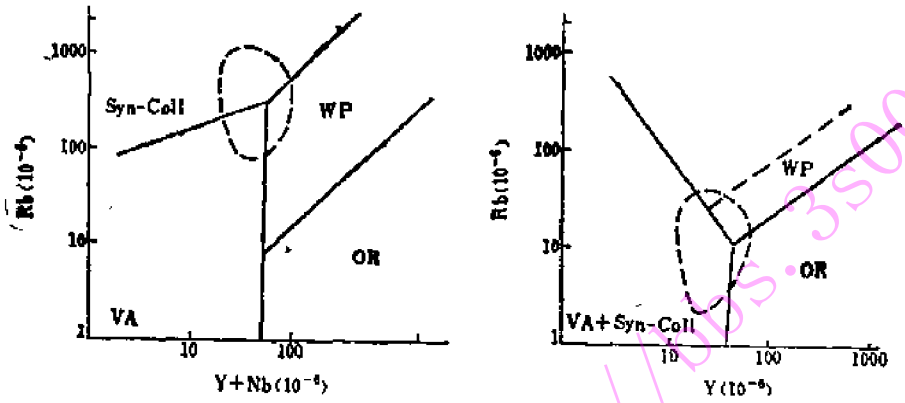


图5-28 江西信江中生代火山岩的构造环境判别

Syn-Coll.同碰撞；WP.板内；OR.洋中脊；VA.火山弧；

图中虚线区为江西信江中生代中酸性火山岩；原图据Pearce (1984)

推测，这些火山盆地形成的驱动力可能是大陆和大洋板块相互作用的结果，但岩浆的发生和喷发处于从挤压到拉张的状态，从而导致形成喷发于断陷盆地内的火山岩。也有人认为，这些断陷盆地位于大陆边缘，但在构造背景上属板内稳定或拉张的环境，所以将这些火山岩称为“陆边板内”的类型。无论是何种原因，都会使火山岩的投影区具双重性。

(3) 大陆溢流玄武岩的特殊性

世界上广泛分布的大陆溢流玄武岩的构造岩浆判别是一个棘手的问题。其成分点常落于

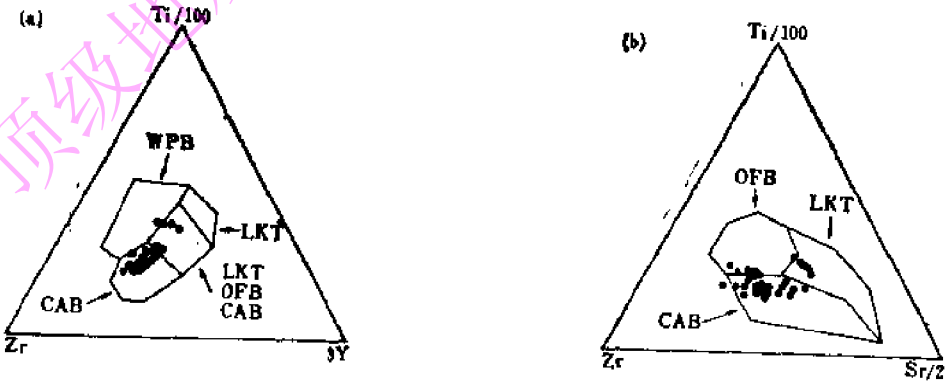


图5-29 非洲纳米比亚南Karoo玄武质岩石的构造岩浆判别

CAB:钙碱性玄武岩；LKT:低钾拉斑玄武岩；WPB:板内玄武岩；OFB:洋底玄武岩

(据Duncan, 1987)

地信网论坛
BBS.3S001.COM

判别图解的钙碱性玄武岩（CAB）和低钾拉斑玄武岩（LKT）区而不在板内玄武岩区（WPB）。例如非洲南部的南Karoo玄武岩就是如此(图5-29)。已经证明，同化混染作用对于岩石中Ti、Zr、Y和Sr的丰度影响不大，因而推测，南Karoo玄武岩的源与钙碱性玄武岩的源相似。对这种相似性的解释有三种意见：第一种认为，南Karoo玄武岩地处非洲大陆的西缘，可能就是消减带向大陆延伸的结果。这种认识被以下证据所否定：①南Karoo玄武岩距消减带达2000—4000km；②玄武岩的Sr-Nd同位素成分不同于钙碱性玄武岩；③不具有钙碱性玄武岩的演化趋势。第二种认为，该玄武岩的软流圈源区存在有古消减带的大洋壳，大洋壳与软流圈物质的混合构成与钙碱性玄武岩相同的源。最后一种认为，南Karoo玄武岩是交代地幔部分熔融的产物。虽然地幔交代作用与消减作用是两种彼此无任何联系的地球动力学状态，但两者构成的源区的部分熔融均使形成的岩浆富集不相容元素，所以在判别图解中部分玄武岩的成分点落入CAB区。

3. 对　策

（1） 基本要求

根据上面的讨论，为了使构造岩浆判别获得较正确的结果，应在元素的测试精度、样品的代表性和元素的选择方面有一个基本要求。当然，这些基本要求还需灵活掌握。如在元素的选择方面，若岩石普遍遭受过同化混染，则需选择那些对同化混染作用反应不灵敏的元素；若岩石为分离结晶产物，则应选择在岩浆-固相体系中总分配系数近等于1的元素，因这类元素不会随分离结晶程度的变化而改变在残余岩浆中的浓度。

（2） 比值蛛网图的使用

比值蛛网图涉及多个元素的地球化学性，利用该种图进行构造岩浆判别提供的信息量大，它是二元或三元判别图解方法的一种发展。值得注意的是，此法需使用与被研究岩石成分接近的样品作为标准样。Marsh（1987）认为，若标准样和被标准化岩石的成分差异太大也会得到模棱两可的结果。

（3） 多重因素制约的考虑

利用微量元素来进行构造岩浆判别仅是构造背景分析中的手段之一。近来，人们越来越注意构造背景的多种制约因素，从而提出构造岩浆判别的综合方法。在这方面，尤以Pearce (1987) 提出的岩石类型的专家系统（An Expert for Characterization of Rock Types）为代表。该专家系统又简称为ESCORT，它是在计算机中装封有关域的专家知识，并可对被研究对象作出人工智能判别。这种方法将构造背景划分为12类，将岩石类型划分为3类，两者组合构成32种构造岩浆类型。专家系统中的知识库由五个方面的知识组成，它们分别是：地质学(火山岩夹层沉积物的相、岩浆流动方式和火山岩地层基底岩石)、岩石学、矿物学（矿物共生组合）、地球化学和经验（a Priori）。若将被研究火山岩按上述五方面的知识输入，计算机就结合数据库中存放的火山岩的事实数据进行推理，完成对火山岩形成构造背景的判别，从而获得较理想的结果。这方面的具体论述请参阅有关文献。

六、深部地质信息

1. 地幔类型的划分

有关地幔类型的名词术语比较混乱，这主要是因为划分依据不同的缘故。这里讨论的地

地信网论坛
BBS.35001.COM

幔划分是根据微量元素中的非活动性元素Nb、Zr和Y在玄武质岩石中的含量反推得到的。使用上述元素是因为：①这些元素在地幔—玄武质熔浆间的总分配系数(D^t)近等于1，因而玄武质岩石中Nb、Zr和Y的含量基本上能代表源区地幔的成分，当然，该含量不因地幔岩的部分熔融程度和玄武质熔浆的分离结晶程度的改变而发生变化；②这些元素具特有的非活动性，在岩石中的含量不因风化、蚀变和一定的交代作用而改变。

地幔的划分最初是用大洋玄武岩研究的，其类型有P-MORB、N-MORB和T-MORB的地幔源三大类，分别简称为P-型地幔（又称为富集型地幔）、N-型地幔(也叫亏损型地幔）、T-型地幔（即P-型和N-型之间过渡型的地幔）。上述地幔均为原始地幔演变而成，故其类型还应加上原始地幔。可用Nb、Zr、Y的丰度值对地幔进行直接划分（图5-30）。从此图

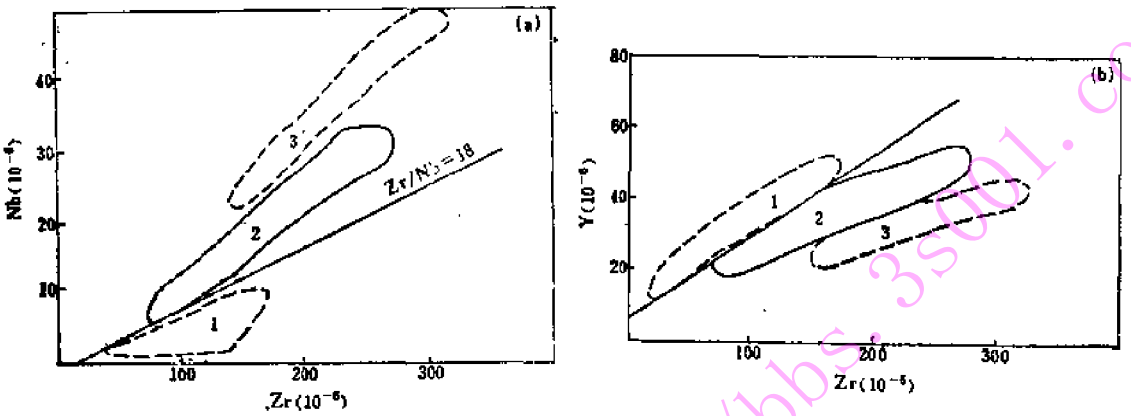


图5-30 依据玄武质岩石中Nb、Zr和Y丰度推测的地幔类型

(a)Nb-Zr图；(b)Y-Zr图

1、亏损型地幔；2、过渡型地幔；3、富集型地幔；直线为原始地幔

(据Le Roex等，1983)

可以看出，原始地幔位于N-型和T-型地幔区的分界线上，且有固定的比值，其Zr/Nb比值为18。还可用Zr、Nb、Y丰度比值划分地幔（图5-31）。该图较明显地表现出富集地幔具

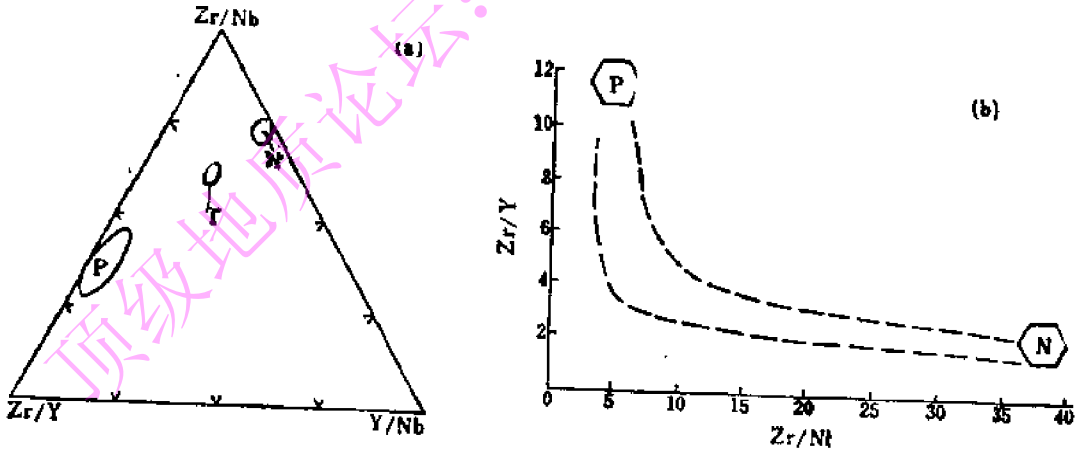


图5-31 依据玄武岩中Nb、Y和Zr丰度比值推测的地幔类型

(a)Zr/Nb-Zr/Y-Y/Nb图；(b)Zr/Y-Zr/Nb图

N_1亏损地幔；T：过渡型地幔；P：富集地幔

(据Fodor，1984)

低于18的Zr/Y比值而亏损地幔具大于18的Zr/Nb比值的特征。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

2．交代型地幔的特征

交代型地幔是通过地幔交代作用形成的，该作用是指原来的地幔通过交代作用使亲石元素相对富集的一种后生作用。地幔交代作用的驱动力应是地幔对流，这种对流产生的原因可能是板块动力，也可能是地幔内部横向和纵向的不均一性。如有人研究认为，地幔内部K的不均一性会导致地幔交代作用。地幔交代作用的方式有三种：一为隐蔽交代，它以不形成新的含流体相矿物为特征；二为渗滤交代，这种交代作用的结果是明显的，如形成韭闪石、金云母、磷灰石等含流体相矿物；三为岩浆交代，该作用是发生在部分熔融作用之后，使熔浆交代源区或残余地幔物质的一种作用，它常使地幔岩包体在矿物成分上具明显的分带性而呈圈层构造。

在研究中，常根据玄武质岩石富集强不相容元素、轻稀土元素的特征来推测地幔被交代的性质。近来，人们开始较多地注意用煌斑岩的微量元素特征来研究地幔的交代作用，以讨论交代型地幔的特点。Stille等(1989)在研究了分布于中欧的碱性煌斑岩的微量元素分配型式（图5-32）后认为，它形成于交代型的地幔源。从图5-32可知，这种超镁铁质碱性煌斑岩，

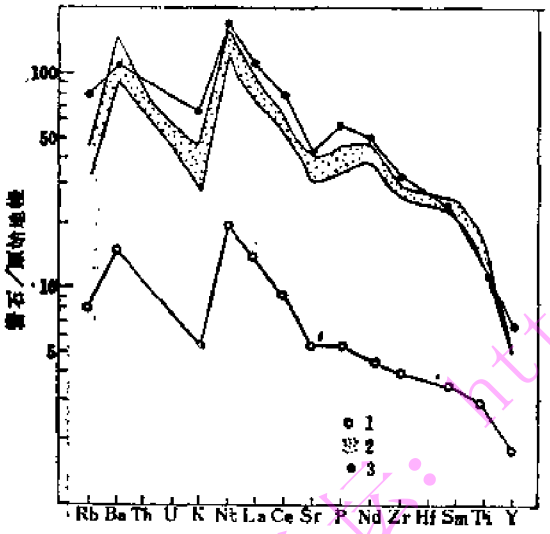


图5-32　碱性煌斑岩与交代型地幔的微量元素比值蛛网图

1．交代型地幔（Chauvel，1984）；
2．碱性煌斑岩；3．霞石岩；
标准样为原始地幔（Sun等，1985）
（据Stille，1989）

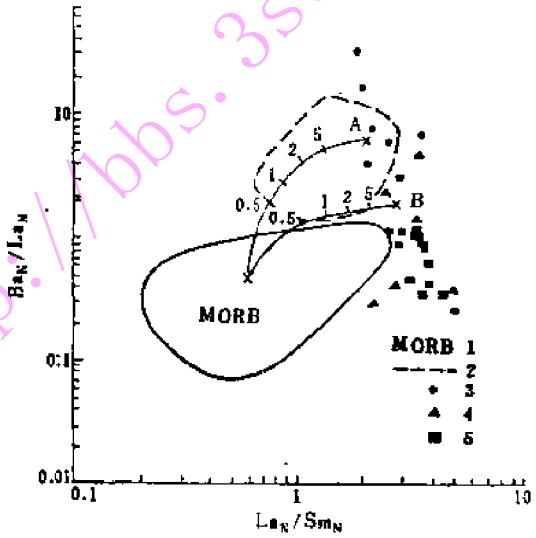


图5-33　各种大洋玄武岩和沉积物的$Ba_N/La_N - La_N/Sm_N$范围

1．洋中脊玄武岩；2．岛弧玄武岩；3．生物沉积物；
4．泥质沉积物；5．近海沉积物；
图中曲线上的数字表示混合地幔中沉积物的百分数；
A．Ba/La比值高的生物沉积物混合曲线；
B．平均Ba/La比值的沉积物的混合曲线
（据Othman，1989）

虽是交代型地幔经10%的部分熔融形成的，但其分配型式与交代型地幔完全吻合，仅微量元素丰度高于后者。图5-32表明，交代型地幔具大离子亲石元素K、Rb、Sr的亏损和Ba、Nb的富集，而且强不相容元素也适度富集，说明在交代过程中使Ba和Nb等元素进入地幔。

3．地幔混合作用

地幔混合作用主要指地幔在衍生岩浆之前所发生的混合大陆壳物质或不同性质的地幔相

地信网论坛
BBS.3S001.COM

互混合的作用。不同性质地幔的混合同样受地幔对流的控制，而大陆壳物质的混合却取决于消减作用，因而常发生在地幔楔型区。地幔混合作用也是利用大洋玄武岩的微量元素特征来提供证据的（图5-33）。图中表示了洋中脊玄武岩(MORB)、岛弧玄武岩（IAB）和大洋中各种沉积物的Ba_N/La_N和La_N/Sm_N比值范围及估算的混合程度值，从图5-33可知，MORB与IAB有类似的Na_N/Sm_N比值，但IAB的Ba_N/La_N比值要高得多。此外，沉积物的La_N/Sm_N比值比大洋玄武质岩石要高，但Ba_N/La_N比值却有很宽的变化范围，其中生物沉积物的Ba_N/La_N比值最高，近海沉积物的该比值较低，这是因为近海的迅速堆积妨碍了重晶石生长而使Ba丢失的缘故。由此可见，岛弧玄武岩主要为经生物沉积物混合的地幔衍生的，而且混合程度愈强，岛弧玄武岩的微量元素比值愈高。

4．地幔柱的活动性

地幔柱活动的实质是地幔柱上部岩石圈的移动，地幔柱的活动性实际上也是时间的函数，所以大尺度地研究地幔衍生岩石的纵向剖面和横向分布均可得到这方面的信息。

Breitkopf（1989）在研究纳米比亚Damara Oregen南部变质玄武岩时就利用Nb值标准化的蛛网图分析了该区裂谷发展过程中地幔柱的活动性（图5-34）。从此图可以看出，在该区裂谷初期喷发的Swakop组下段的大陆拉斑玄武岩来自均一的富集型地幔源，其蛛网图

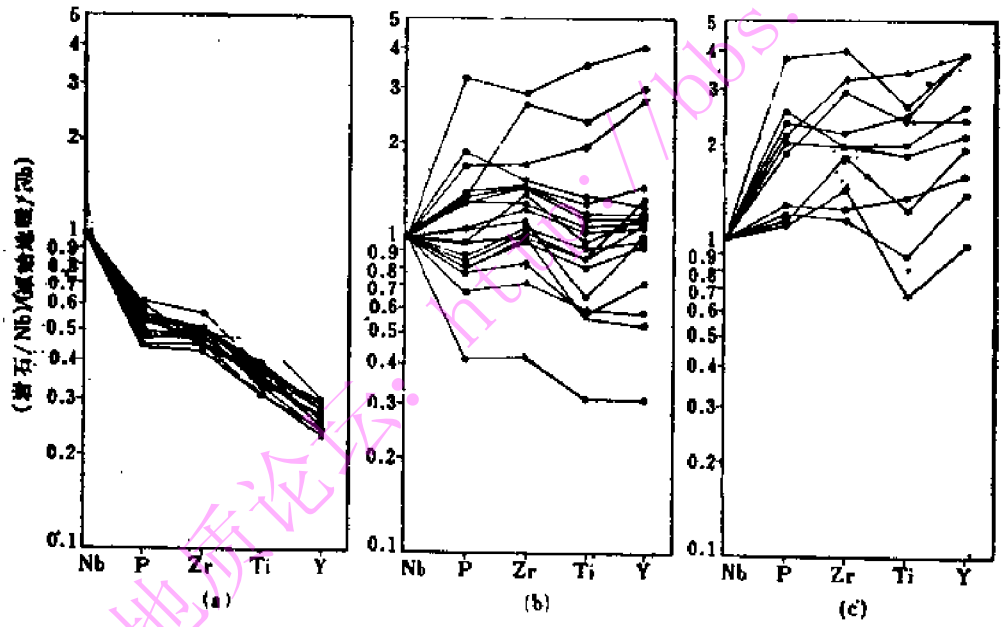


图5-34　纳米比亚Swakop组裂谷玄武岩的Nb标准化蛛网图
(a)Swakop组下段；(b)Swakop组上段（西部）；(c)Swakop组上段（东部）
（据Breitkopf，1989）

5-34a呈放射线密集地近平行排列，玄武岩的成分变化主要为分离结晶程度不同所致；当裂谷作用继续发展，大陆壳伸展并减薄，致使部分熔融产生的玄武质岩浆构成洋壳，这些岩浆来自不均一的地幔源，包括富集型、过渡型和亏损型的地幔，因此西部Swakop组上段岩石的蛛网图表现为发散状的放射线（图5-34b）；东部Swakop组上段玄武岩的蛛网图具有正向斜率的略呈发散状的放射线，说明该岩石形成于亏损的地幔。根据上述事实推测，随时代变新，地幔柱相对移动而离开该地区，地幔柱的作用在逐渐消失；从平面上看，地幔柱的影响由西向东而逐渐减弱、直至消失，说明地幔柱相对向东部移动，当然，这也是南部非洲板

地信网论坛
BBS.35001.COM

块相对向西漂移的结果。

Bradon等（1988）在研究北美不同地区分布的玄武质岩石时利用该岩石的微量元素分配型式特点讨论了北美地幔柱的活动性，进而推测北美板块运动的方向。图5-35表示了美国第四纪以来各地区玄武质岩石的微量元素分配型式。图中各地区玄武岩均为K、Rb、Ba、

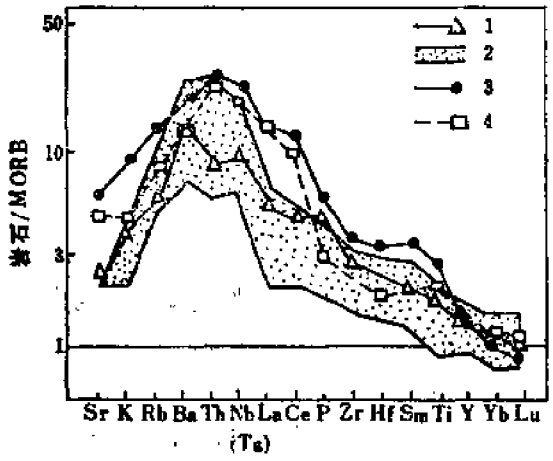


图5-35 美国不同地区地幔柱成因玄武质岩石的微量元素分配型式

1. 黄石公园火山岩（现代）；2. Bar火山岩，哥伦比亚河玄武岩（中新世）；3. 俄勒冈Coscade Head玄武岩（晚始新世）；俄勒冈Rosebury火山岩（晚古新世—早始新世）

（据Brandon，1988）

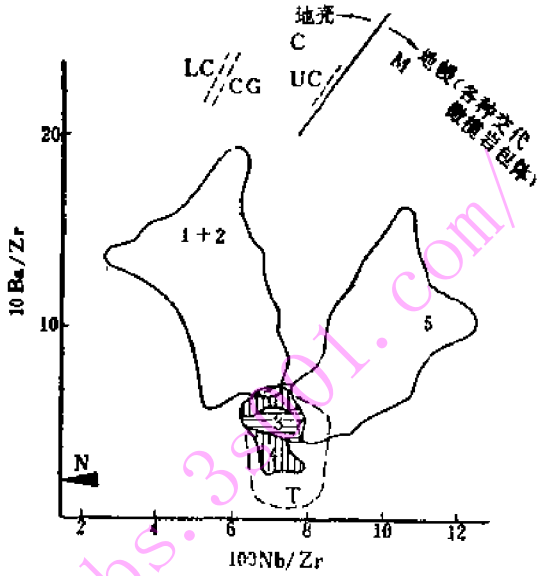


图5-36 德干南部各地区玄武岩的Ba/Zr-Nb/Zr成分

1. Bushe；2. Poladar；3. Panhal；4. Ambenal；5. Mahabaleswar

LC. 下地壳；UC. 上地壳；C. 地壳；CG. 上地壳熔体，碰撞花岗岩；M. 交代地幔；N. N-MORB源；T. T-MORB源

（据Lightfoot等，1988）

Th和Nb的富集，在从K到Nb这一区段显示一宽的峰，而从La到Yb呈不明显的分馏，分配曲线略呈强不相容元素的富集，与冰岛和夏威夷玄武岩的微量元素分配型式类似，属典型的地幔柱成因的玄武岩。据此可以确定不同时代地幔柱活动的位置。若将这些地幔柱的活动位置连接起来便可得到一近东西向的地幔柱活动的径迹路线。随时代变新，地幔柱是由西偏北相对向东偏南方向移动，由此推测，北美板块相对由南东向北西方向漂移。

5. 软流圈与岩石圈相互作用的讨论

这是一种非常复杂的过程，它常辅以同位素的研究来说明，在此仅提供微量元素方面的证据。

Lightfoot等（1988）在研究印度德干最南部濒临印度洋的玄武岩时就是利用其微量元素来讨论该地区玄武岩成因的。首先，他们根据各玄武岩的微量元素分配型式（标准化于MORB）确定，除Bushe玄武岩外，其他玄武岩均无地壳混染作用的影响。这是因为仅Bushe玄武岩具明显的Sr、Nb和P的负异常，而其他玄武岩不具这种遭受混染岩石的分配型式。其次，利用玄武质岩石的Th/Yb－Ta/Yb构造环境判别图判定，该地区玄武岩既不属于板内玄武岩，也不属于洋中脊玄武岩，这是因为其玄武岩有极高的Th/Ta比值的缘故。最后，将各玄武岩的成分投影于10Ba/Zr-100Nb/Zr变异图中（图5-36），从此图可知，Bushe玄

地信网论坛
BBS.35001.COM

武岩的成分点落在地壳的范围，证实该玄武岩曾经受过地壳物质的混染。而其他主要玄武岩则位于T-MORB源的成分范围及其附近，并扩展到大陆交代型地幔区。由此推测，该区主要的玄武岩为类似于T-MORB源的软流圈物质与印度大陆板块岩石圈地幔相互反应并使之熔融的结果。

七、地球热状态研究

微量元素中的U、Th和^{40}K因衰变发射出α粒子和电子而转变为另一种元素，这些释放出的粒子被周围物质吸收就能由动能转变为热能，利用这些元素在岩石中的丰度可借以研究地球的热状态。

1. 几个基本概念

(1) 生成热 (A) (heat production)

这是热物理的重要参数。它表征单位体积岩石在单位时间内产生放射性衰变热的能力，单位为μW/m³。生成热可用样品中放射性元素的丰度计算求得，其表达式为：

$$A = \rho \times 10^2(3.48K + 2.56Th + 9.52U) \quad (5\text{-}7)$$

式中ρ为岩石的密度，单位为g/cm³，U和Th单位为10^{-6}，K用百分数表示。若计算花岗岩($\rho = 2.67$g/cm³)的A值，其表达式为

$$A = (0.26U + 0.071Th + 0.096K) \quad (5\text{-}8)$$

地壳中不同岩石放射性生热元素的含量及生成热值列于表5-8。从此表可知，岩石愈酸性，

表5-8 不同地壳岩石的U、Th和K含量及计算的生成热值*

	K(%)	Th(10^{-6})	U(10^{-6})	Th/U	ρ(g/cm³)	A(μW/m³)
花岗岩	3.73	24.6	5.4	4.6	2.67	3.40
花岗闪长岩	2.34	12.4	3.1	4.0	2.70	1.89
闪长岩和石英闪长岩	1.83	9.2	2.6	3.5	2.80	1.53
辉长岩	0.60	3.1	0.59	5.3	2.98	0.468
上地壳侵入岩	2.74	16.0	3.8	4.2	2.73	2.33
酸性麻粒岩	2.73	5.5	0.68	8.3	2.73	0.815
基性麻粒岩	0.86	2.3	0.27	8.5	2.93	0.336
麻粒岩(下地壳)	2.34	4.9	0.56	8.8	2.77	0.721
岛弧安山岩	1.23	4.1	0.98	4.2	2.70	0.651

注：*据Haack(1983)；上地壳侵入岩按花岗岩44%、花岗闪长岩34%、闪长岩9%、石英闪长岩13%体积百分比加权平均；麻粒岩(下地壳)按酸性麻粒岩79%、基性麻粒岩21%体积百分比加权平均。

其U、Th和K的含量愈高，生成热值也愈大。

(2) 热流 (Q) (heat flow)

热流为单位时间里单位面积的热通量，其单位为μW/m²。在地球内部存在着巨大的温度差异，热量则是传送的能量，也就必然有从高温区向低温区，从地球内部向地球表面传送热量，传送的方式主要为热对流和热传导。热流可以通过以下方法求得

$$Q = (dT/dh) \cdot C \quad (5\text{-}9)$$

式中dT/dh为地热梯度，C为岩石的热导率。

地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

（3） 地表热流与生成热的关系

① 关系

地表热流与生成热一般遵循Brich（1968）的经验关系式：

$$Q_s = Q_m + Q_c \tag{5-10}$$

该式表明，地表热流是由来自地幔的热流分量(Q_m)和来自地壳的热流分量（Q_c）两部分组成的。式中Q_c与地表生成热(A_s)之间为一正比例关系，其比例系数为D，故有

$$Q_s = Q_m + DA_s \tag{5-11}$$

(5-11）式的图解形式如图5-37。从此图可知，地表热流与地表生成热之间呈正相关的线性关系，其截距为Q_m，它实际上是A衰减至零时所处深度的热流值，在该深度以下无放射性生热元素分布，其斜率为D。研究表明，在不同地质背景区或不同地区，其Q_m和D值是不同的，而在相同的地质-地球化学演化背景的热流区，Q_m是固定的，它代表了相同热流区深部热活动的强度。须知，图中直线是由许多数据点用最小二乘法确定的，这些数据点的离散度表现了该热流区地球化学环境演化的均一程度，故Q与A值偏差的讨论也是很有意义的，它可以用来研究制约该区热状态的其他因素和地壳的结构。

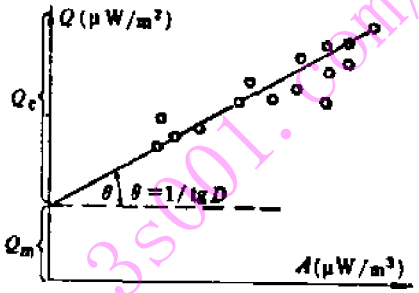


图5-37 地表热流与生成热的线性关系示意图

② D值意义

D在数值上等于描述热流和生成热的函数关系的回归直线的斜率值，实质上，它是放射性生热元素垂向分布的一个总的线性尺度，也即该类元素在纵向上富集的厚度，其单位为km。要知道，各放射性生热元素的垂向分布并非是均一的，因为影响各元素垂向分布的因素有所不同。如D_K取决于地壳的初始分异，所以地壳一旦形成，D_K值就没有很大改变；D_{Th}主要受岩浆冷凝和变质作用的影响，故在岩石固结时D_{Th}值也保持稳定；D_U更多地受后期降水淋滤和交代蚀变作用的控制，变化较大。由此看来，D值只是D_U、D_{Th}和D_K值的加权平均值，也就是各放射性生热元素富集层厚度的加权平均厚度值。因地壳中有$D_K > D_{Th} > D_U$的规律，因而(5-11)式可变为：

$$Q_s = Q_m + (D_U A_U + D_{Th} A_{Th} + D_K A_K) \tag{5-12}$$

所以说，地表热流还受地形（厚度）、剥蚀、蚀变和风化淋滤作用的影响。

③ 纵向生成热(A_h)

前述用样品的放射性元素丰度估算的生成热均属地表生成热(A_s)，因为即使取自岩壳的样品相对于地壳尺度来说仍为地表范围。纵向生成热不同于地表生成热，它是指在某一个深度的生成热，其估算的表达式为：

$$A_h = A_s \cdot e^{-h/D} \tag{5-13}$$

对于各放射性生热元素来说，则有

$$A_h^K = A_s^K \cdot e^{-h/D}$$
$$A_h^{Th} = A_s^{Th} \cdot e^{-h/D}$$
$$A_h^U = A_s^U \cdot e^{-h/D}$$

2. 地球热状态研究

（1） 划分不同的地质构造单元

地信网论坛
BBS.35001.COM

不同的地质构造单元有其独立的热演化历史和热状态。沈显杰等（1989）测定了西藏雅鲁藏布江南部和北部两地区花岗质岩石的A值（估算的）和Th/U比值，发现其Th/U比值相近，南部花岗岩为4.4 ± 2.7，北部花岗岩为4.5 ± 1.4，说明雅鲁藏布江南、北两地区岩浆演化分异的条件和特征在宏观上有相似之处。但是，两地区的A值相差很大，南部众多花岗岩体的A值为$3.2+1.5\mu W/m^3$，北部却为$2.6\pm1.1\mu W/m^3$，由此说明南部花岗岩成分更酸性，且形成的时代较晚，故近地表的放射性生热元素储集层受夷平剥蚀的程度较低。

(2) 分析高热流值的原因

这可以利用热流和生成热的关系来分析。据研究，雅鲁藏布江南北两地区花岗岩的平均生成热(A)为$2.9\mu W/m^3$（沈显杰，1989）。若假定青藏高原地壳内生热元素富集层厚度(D)为20km（该值相当于全球平均值的一倍），根据$Q_s=DA$可知，青藏高原地壳的热流分量(Q_s)为$58\mu W/m^2$，再测得地表热流值(Q_s)为91—$105\mu W/m^2$，利用(5-12)式可以计算该区地幔的热流分量(Q_m)为33—$47\mu W/m^2$。由上可知，地幔提供给地表的热流分量是较小的，不足以引起地表具有如此高的热流值，且岩石的A值也是较小的。由此说明，只有板块碰撞使地壳厚度加大，使放射性生热元素的储集层厚度加大，才导致壳内岩石自热增强而产生部分熔融，最终使雅鲁藏布江南北地区出现偏高的区域性热流值。

(3) 确定大地构造背景

一般来说，洋中脊、裂谷或地幔楔形区有较高的Q_m值，而Q_s值较低，描述热流和生成热关系的回归直线较平缓；但在相对稳定的地区或造山带，却有较低的Q_m值和较高的Q_s值，其回归直线较陡。

(4) 研究地壳结构

具相同地壳结构的热状态模型应构成一条描述热流和生成热关系的回归直线；当然，具不同地壳结构的地区，其回归直线的斜率和截距可能是不同的。Vigneresse (1988)在研究大西洋周围各地区热流、生成热和地壳结构关系（图5-38）后认为，法国西部与英格兰中部

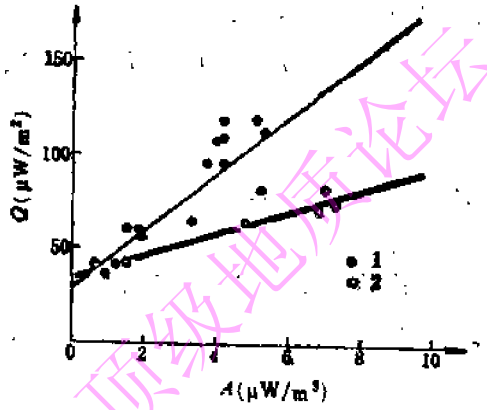


图5-38 大西洋周围各地区热结构模型

1. 法国和英格兰南部；2. 苏格兰

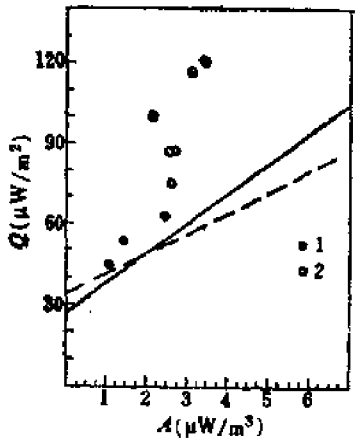


图5-39 澳大利亚东南花岗岩生成热与热流关系

1. I-型和S-型花岗岩分界线以东地区的热流；2. 分界线以西的热流；实线为澳大利亚中央地盾的关系线；虚线为东部联邦各州的关系线（据Sawka等，1986）

和南部的地表热流和生成热的点子在一条回归直线上，而苏格兰与挪威、美洲大陆的点子构成另一条斜率较小的回归直线，说明这南北两带具有不同的地壳结构。经地震研究证实，前者下地壳麻粒岩所处深度在17—18km以下，而后者麻粒岩均在较浅的位置，其深度约为8—10km。

地信网论坛
BBS.35001.COM

(5) 岩石的热状态研究

Sawka (1986) 在研究了澳大利亚东部造山花岗岩中S-型和I-型花岗岩中放射性生热元素分布的特征（图5-39）后认为，在亚铝质的I-型花岗岩中，放射性生热元素的丰度随深度降低，且该花岗岩源区残余物质中上述元素的丰度与最富镁铁质的I-型花岗岩类似，显然该花岗岩区尚无异常的热流值。然而，过铝的S-型花岗岩生热元素的分布是均一的，各元素在岩石中的丰度不随深度发生变化，且该花岗岩源区残余物含有较高的生热元素，故该花岗岩区有较高的热流异常值。由此说明，S-型花岗岩区具异常高的热流异常并非是岩浆活动的结果，而是因深部源区残余物富集放射性生热元素的缘故。

(6) 讨论造山后伸展、减薄的特点

在碰撞作用的造山后阶段，地壳有可能发生伸展和减薄。大陆范围的伸展运动有两种型式：一为裂谷型伸展，又称不连续伸展，在地表出露宽度较小；二为盆地-山脉型伸展，即连续伸展，地表分布范围较宽，有的可达1000km以上。Gaudemer(1988)在研究世界典型的造山碰撞带后发现，在碰撞带宽度大时，放射性生热元素丰度高，无横向的热迁移，常伴随形成深熔作用成因的花岗岩，使地壳伸展，且常发育晚期的一系列正断层；在碰撞带宽度较窄时，因热的横向传递使深熔作用不能发生，因而地壳也没有伸展。根据上述特征可以定量地表示造山带宽度、造山阶段的压缩速率和地壳生成热的关系（图5-40）。图中表示，地壳的最高温度是造山带压缩速率和造山带宽度的函数。若带宽为零（$L=0$），因地壳底部无聚集热而使地壳最高温度线为垂直线，压缩速率对最高温度线没有影响；若压缩速率为零，地壳的最高温度用稳定状态来估算，压缩速率与带宽之间没有直接的联系，但与造山的时间有关；在碰撞带宽时，等温线与等时线近平行，这时最高温度只是造山时间的函数，但在造山带宽度小于350km时，压缩的速率和带的宽度对最高温度没有影响。

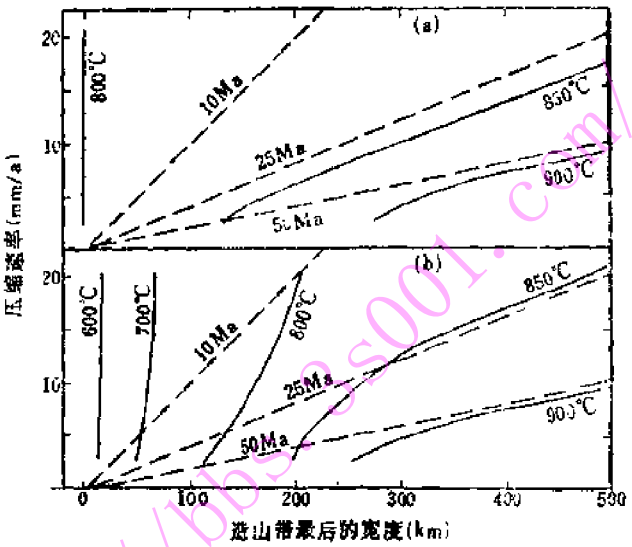


图5-40 不同地壳生成热时造山带达到相同的地壳最高温度值时与造山带宽度(L)和造山带压缩速率(R)的关系
(a) $A=0.7\mu W/m^3$；(b) $A=1.14\mu W/m^3$；实线为等温线，是造山带历史中达到的最高地壳温度；虚线为等时线，是自碰撞开始以来的相同时间
(据Gaudermer, 1988)

图5-40中表现了两种极端生成热条件下热结构对造山带宽度的影响。从此图可知，若生成热值低时（$A=0.7\mu W/m^3$），地壳最高温度值的变化范围较小，仅为800—900℃，这种热结构对带的宽度变化反映不灵敏；若生成热值高时（$A=1.14\mu W/m^3$），地壳最高温度值的变化范围较大，为600—900℃，这种热结构对带宽的变化较灵敏，尤其是在带宽为300km以下时。

地信网论坛
BBS.35001.COM

第六章　同位素

同位素是原子核内具相同质子数和不同中子数的同一元素的总称。如氧有^{16}O、^{17}O和^{18}O三种同位素，氧原子核的质子数均为8（也即原子序数），而中子数分别为8、9和10。

同位素分为稳定同位素和放射性同位素两大类。稳定同位素的原子序数小，原子量也很小，同一元素不同同位素具有不同的质量数，在同位素分馏过程中，质量数重的和轻的同位素之间的质量差很大。如^{18}O与^{16}O相差12.5%；^{13}C与^{12}C相差8.3%。但放射性同位素^{87}Sr与^{86}Sr相差仅1.2%。稳定同位素的中子数与质子数的比值略大于1，且地球上分布最广的同位素是中子数为偶数的同位素。

同位素在两种同位素比值不同的物质之间的分配称为同位素的分馏。同位素分馏的方式主要有同位素交换反应、蒸发-凝聚作用、化学反应和扩散作用等。如在化学反应时，含轻同位素的分子一般比含重同位素的分子更易参加反应而导致分馏，这是因为较轻的同位素所形成的键要比重的同位素所形成的键更易破裂的缘故。

在变质作用过程中，同位素的分馏是较明显的。在岩浆体系中，仅岩浆结晶或分离是难以实现同位素的分馏的，但一旦涉及到岩浆与流体相、岩浆岩与水和岩浆与围岩等作用时，同位素的分馏就表现得十分明显。

一、氧同位素

1. 氧同位素的特征参数

自然界^{16}O、^{17}O和^{18}O三种氧同位素的丰度分别为99.76%、0.0375%和0.1995%，其中^{16}O丰度最高，^{18}O次之，故常使用$^{18}O/^{16}O$这一参数来描述物质的氧同位素特征。如河水中$^{18}O/^{16}O$比值最小，为1.98×10^{-3}；有机物质和CO_2中$^{18}O/^{16}O$最高，为2.1×10^{-3}；岩石中沉积岩的$^{18}O/^{16}O$比值较大；而变质岩和岩浆岩的$^{18}O/^{16}O$比值较低，为2.01×10^{-3}—2.03×10^{-3}。

从上述各物质的$^{18}O/^{16}O$比值可知，仅用$^{18}O/^{16}O$这种参数来表现其氧同位素的差别是较困难的，所以常用$\delta^{18}O$这一参数来表示物质的氧同位素特征，其表达式为：

$$\delta^{18}O=\frac{(^{18}O/^{16}O)_{样品}-(^{18}O/^{16}O)_{标样}}{(^{18}O/^{16}O)_{标样}}\times1000 \qquad (6\text{-}1)$$

由上式可知，$\delta^{18}O$值实际上是样品相对于标准样的$^{18}O/^{16}O$比值的偏差，标准样的$^{18}O/^{16}O$比值常用海水平均值，记为SMOW。上式表明，样品的$^{18}O/^{16}O$比值愈大，其$\delta^{18}O$值也愈大，也即对海水标准样的$^{18}O/^{16}O$比值的偏差愈大。

此外，还常用Δ值来描述封闭体系下氧同位素在两平衡相之间的分馏特征，其表达式为

地信网论坛
BBS.35001.COM

$$\Delta_Y^X = \delta^{18}O_X - \delta^{18}O_Y \qquad (6\text{-}2)$$

X和Y分别表示平衡的两相，显然Δ_Y^X值愈大，其氧同位素的分馏愈明显，该参数常与温度有一定关系，故多用此作地质温度计。

2．氧同位素分馏的地质温度计

这种温度计是利用封闭体系下两平衡相之间氧同位素的分馏与温度的关系来确定的，其关系的表达式为：

$$1000\ln\alpha_Y^X = A(10^6T^{-2}) + B \qquad (6\text{-}3)$$

式中，T为绝对温度；A和B分别为直线方程的斜率和截距值。α_Y^X为X和Y两平衡相间同位素的分馏系数，它通常以两平衡相的氧同位素比值来表示，若$\alpha_Y^X \approx 1$，则两种平衡相不发生同位素的分馏；若α_Y^X偏离1愈大，则同位素的分馏程度愈强。研究表明，若两平衡相的$\delta^{18}O$值之差小于10‰时，分馏系数的自然对数可以近似地表示为

$$1000\ln\alpha_Y^X \approx \delta^{18}O_X - \delta^{18}O_Y \qquad (6\text{-}4)$$

由上述三式可以推导出：

$$\Delta = A(10^6T^{-2}) + B \qquad (6\text{-}5)$$

根据（6-5）式，在已知A和B等常数的前提下只需确定两平衡矿物的$\delta^{18}O$值便可利用温度计估算两矿物平衡时的温度，它仅代表矿物间同位素平衡终止时的温度。现将各种氧同位素地质温度计列于表6-1，另一些矿物对氧同位素分馏与温度关系用图6-1表示。

表6-1　平衡矿物对氧同位素分馏的地质温度计*

	矿物对	A	B		矿物对	A	B
(1)	石英-磁铁矿	+5.57	0	(12)	斜长石-白云母	$+1.23-1.04\beta$	−0.60
(2)	石英-斜长石	$+0.97-1.4\beta$	0	(13)	斜长石-辉石	$+1.7-1.04\beta$	0
(3)	石英-白云母	+2.20	−0.60	(14)	斜长石-橄榄石	$+2.94-1.04\beta$	0
(4)	石英-黑云母	+3.696	−0.60	(15)	斜长石-石榴石	$+1.91-1.04\beta$	0
(5)	石英-石榴石	+2.88	0	(16)	斜长石-角闪石	$+2.178-1.04\beta$	−0.30
(6)	石英-辉石	+2.75	0	(17)	斜长石-黑云母	$+2.72-1.04\beta$	−0.60
(7)	石英-碱性长石	+0.47	0	(18)	斜长石-磁铁矿	$+4.60-1.04\beta$	0
(8)	石英-绿泥石	+5.44	−1.63	(19)	斜长石-钛铁矿	$+4.32-1.04\beta$	0
(9)	石英-方解石	+0.60	0	(20)	辉　石-橄榄石	+1.24	0
(10)	石英-角闪石	+3.15	−0.30	(21)	辉　石-石榴石	+0.21	0
(11)	石英-橄榄石	+3.91	0	(22)	钠长石-钙长石	+1.08	0

(23) 辉石-橄榄石：$t(℃) = 1.151 - 173\Delta - 68\Delta^2$

注：*主要据Faure(1977)等资料整理；仅(23)据Kyser 等(1981)；除注明者外，估算的温度均为绝对温度；β为斜长石中钙长石的mol.分数。

使用上述温度计时，判别体系中两矿物相的氧同位素是否达到平衡是至关重要的。由表6-1可知，描述氧同位素分馏与温度关系直线的斜率（A值）均为正值，在图6-1中表现为正向倾斜的直线，如实验室条件下确定的Di-Ol温度计。反推之，若矿物对氧同位素分馏与温度之间不呈上述关系，则说明两矿物处于非平衡状态，图6-1中Kyser等（1981）确定的天然条件下的橄榄石-辉石曲线就是如此。同样地，若两矿物的$\delta^{18}O$值的点子沿正向斜率线分布，说明两矿物达到平衡，否则就是非平衡态。

与其它温度估算一样，深成岩中矿物对的氧同位素温度计估算的温度较之火山岩要低，

地信网论坛
BBS.35001.COM

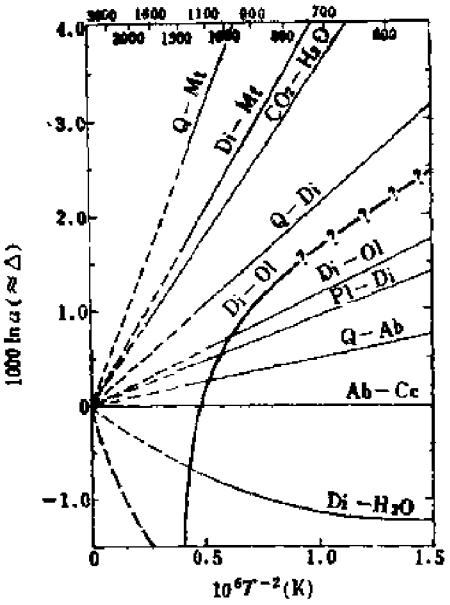


图6-1　两平衡相氧同位素分馏与温度关系
粗实线为表6-1中的第（23）矿物对
（转引自Gregory等，1986）

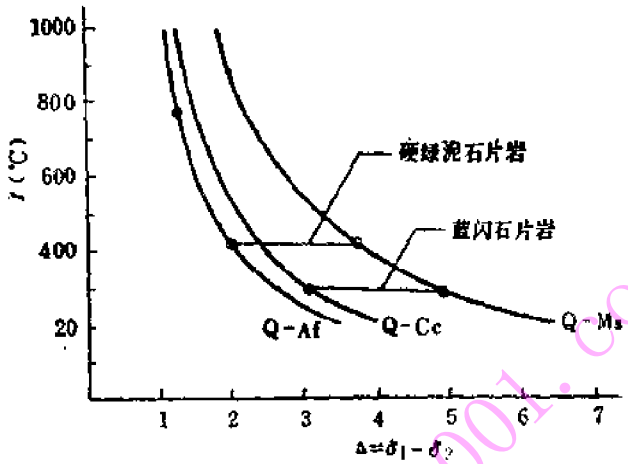


图6-2　氧同位素分馏与温度关系确定的岩石形成温度
左侧曲线为花岗岩
（转引自Brownlow，1982）

这是因为深成岩冷凝速度缓慢，岩浆结晶后的温度仍很高，矿物间的同位素交换还要持续一段时间的缘故。此外，在利用温度计确定两相平衡的温度时，需尽可能地选取同一岩石中若干个矿物对来估算和作图。如Epstein等（1967）就是利用这种方法确定不同变质岩的结晶温度的（图6-2）。计算温度时，还应注意以下几点：①选取的矿物对应是岩石的主要组成；②矿物对的$\delta^{18}O$值差异较大；③矿物不应有被交代和蚀变的影响；④多选择斜率值(A)较大的温度计估算，这样精度较高。

一般认为，若体系所处的温度超过1200℃，则不同相之间氧同位素分馏与温度的线性关系消失，图6-1中直线的外推部分也证明了这一点。Taylor（1978）指出，岩浆的分异作用对氧同位素的分馏的影响是很小的。如有人研究了从玄武岩到粗面质火山岩的演化过程中斑晶和基质间$\delta^{18}O$值的改变仅有2‰。但是，较新的研究表明，在地幔温度条件下，

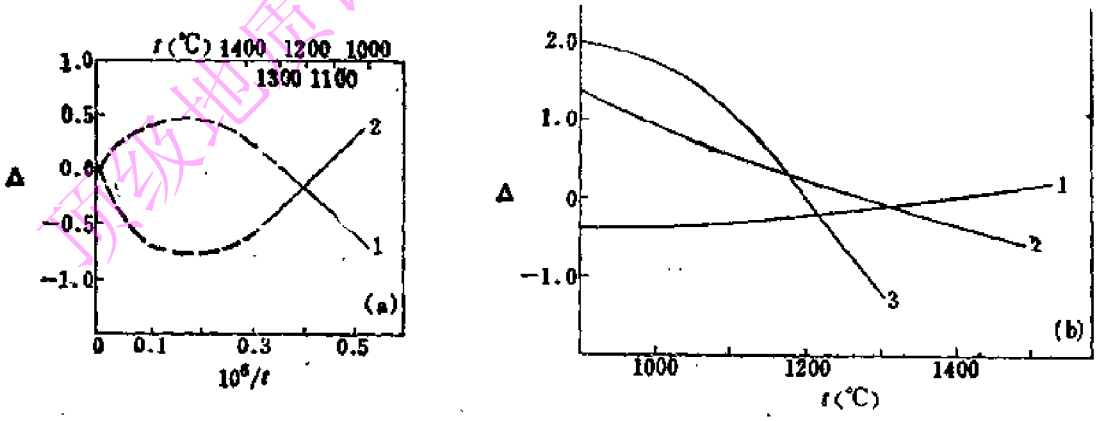


图6-3　玄武质熔体与斑晶矿物间氧同位素分馏与温度关系
(a)图：1，熔体-斜长石；2，熔体-斜方辉石（据Muehlenbachs等，1974）。
(b)图：1，熔体-橄榄石；2，熔体-辉石；3，熔体-斜长石（据Kyser等，1982）

地信网论坛
BBS.35001.COM

不同相之间也存在着氧同位素的分馏，因而可以利用这一特征来确定玄武质熔体与矿物相间平衡的温度（图6-3）。在利用该图确定温度时，只需测定出玄武岩全岩或基质与斑晶的氧同位素$^{18}O/^{16}O$比值即可。

3．开放体系下氧同位素的分馏

严格地说，在氧同位素的研究中，天然的岩浆体系均属开放体系，而封闭体系仅是一种较理想的状态。如前述氧同位素分馏的地质温度计就是以这样假定的前提为依据而提出的。属开放性质的岩浆体系的表现贯穿着岩浆作用的始终：如岩浆岩形成后与其它流体相的相互作用；岩浆上升过程中与围岩的相互反应（同化混染作用）；岩浆固结后在浅部与天然降水的相互作用等。

（1） 岩石与热液流体的反应

在各种地质环境下，岩石与热液流体的反应都会发生，均会使氧同位素发生异常明显的分馏，要证明这一点可利用岩石的氧同位素特征来分析。岩石的氧同位素成分可用组成岩石的主要矿物对的氧同位素成分表示。如花岗岩的氧同位素成分可用碱性长石和石英的氧同位素成分表示；辉长岩的则用辉石和斜长石表示（图6-4）。从此图可知，无论是花岗岩还是

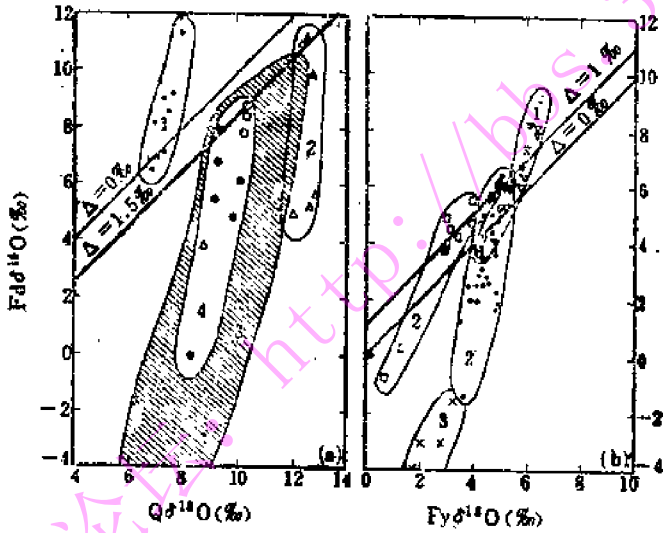


图6-4 花岗岩和辉长岩利用矿物对表示的氧同位素特征

图中直线表示封闭体系下平衡态矿物对氧同位素点子的排列趋势。

(a)图：花岗岩（长石-石英矿物对）：1．Oman斜长花岗岩；2．Elba花岗岩；3．爱达荷岩基；4．Eocen深成岩

(b)图：辉长岩（长石-辉石矿物对）：1．Oman辉长岩；2．Skaergaard层状辉长岩；3．Skye辉长岩

（据Gregory等，1986）

辉长岩，其中主要矿物对的$\delta^{18}O$值成分点均不按平衡矿物对的$\delta^{18}O$成分点的正向趋势线排列。由此说明，图中涉及的岩石均是在开放体系下发生氧同位素分馏的，这被解释为含氧的热液流体作用于侵入体的结果。

（2） 岩石与降水的作用

酸性的岩浆岩常与雨水发生不同程度的氧同位素交换，尤其是侵位于地壳浅部的高透水性围岩中的火成岩或直接暴露于地表的岩浆岩更易发生这种交换反应。研究表明，降水的δ

地信网论坛
BBS.35001.COM

^{18}O值或δD值〔$\delta D = 8\delta^{18}O + 10‰$〕与纬度或海拔有一定的关系：高纬度与高海拔的降水具低的$\delta^{18}O$或δD值，相反则有高的$\delta^{18}O$或δD值。有人就是利用高纬度的降水与Skaergaard辉长岩体的相互作用来解释该岩体的氧同位素范围为什么如此之宽的。因该区的降水具低的$\delta^{18}O$和δD值，与岩体的同位素的交换反应使其$\delta^{18}O$和δD值降低。该岩体边缘相的$\delta^{18}O$和δD值较低，分别为$<-20‰$和$<-85‰$——$-150‰$；而向岩体中心，其$\delta^{18}O$和δD值升高，测定中央相岩石的$\delta^{18}O$和δD值分别为5.5‰—7.5‰和$-10‰$——$-85‰$。这就证明了上述观点。这种与降水氧同位素的交换反应主要表现为岩体的氧同位素值呈带状分布，而且这种岩石还发育晶洞构造和显微文象结构，且有一定的风化或蚀变等。

(3) 岩浆与围岩的反应

这种反应使岩浆遭受同化混染，表现出开放体系下氧同位素分馏的典型特点。描述这种反应的模型称为AFC模型，它定量地表现了同化混染和分离结晶同时发生时氧同位素的分馏特征。Taylor (1980) 提出的AFC模型为

$$\delta_L \approx (\delta_s - \Delta R)\left(1 - f^{\left(\frac{1}{R-1}\right)}\right) \qquad (6\text{-}6)$$

式中δ_L和δ_s分别为经同化混染和分离结晶的残余熔体和被同化围岩的$\delta^{18}O$值，Δ为熔体和堆积物的$\delta^{18}O$值之差，f为分离结晶程度，也即分离结晶后残余熔体的份数，R为堆积物份数与被同化围岩份数的比值。在自然界R值恰巧等于1的情况一般是不可能的；若R值大于1，分离结晶作用较同化作用强；若R值小于1，则同化作用较分离结晶作用强。由于分离结晶过程中氧同位素的分馏是很小的，也即Δ值极小，故可以假设$\Delta = 0$，则(6-6)式可简化为：

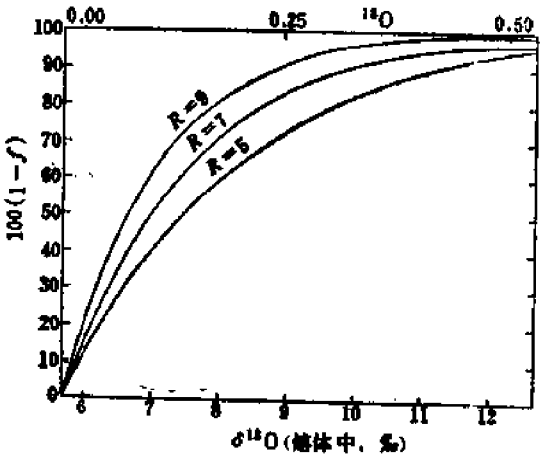


图6-5 AFC模型中熔体内氧同位素的分馏
100(1−f)为堆积相份数，R为堆积物/被同化围岩之比值，估算时使用的δ_s值为+19‰
(据Taylor等, 1986)

$$\delta_L \approx \delta_s\left(1 - f^{\left(\frac{1}{R-1}\right)}\right) \qquad (6\text{-}7)$$

(6-7)式的图解形式为图6-5。从此图可知，同化作用愈强(R值较小)残余熔体中的$\delta^{18}O$值愈大，熔体也愈富集^{18}O；若分离结晶程度愈高 (1−f值大)，其熔体的$\delta^{18}O$值愈小，熔体愈亏损^{18}O。

4. 各类岩石的氧同位素特征

岩石的氧同位素特征从表面上看取决于组成岩石的矿物的氧同位素成分。这些矿物通过同位素交换后富集或亏损^{18}O的程度是不同的：通常较重的氧同位素在原子结合较紧密的固相矿物中聚集；Si—O—Si键占优势的矿物较之Si—O—Fe键占优势的矿物更加富集^{18}O。Taylor (1967) 将造岩矿物按^{18}O浓度递减的次序排列如下：石英、白云母、碱性长石、方解石、中性斜长石、白云母、钙长石、辉石、普通角闪石、橄榄石、石榴石、黑云母、绿泥石、钛铁矿、磁铁矿。若岩石属正常分异作用的产物，不仅其造岩矿物富集^{18}O是按上述次序递减，而且可以用于推测正常分异岩石的$\delta^{18}O$值。如酸性岩石可能具较高的$\delta^{18}O$值；超镁

顶级地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

铁质岩石却具较低的$\delta^{18}O$值。

(1) 花岗质岩石

花岗质岩石的氧同位素成分变化很大，全岩的$\delta^{18}O$值范围可从低于6‰直到大于15‰。显然，这样大的变化范围并非仅岩浆结晶作用造成的，而表明了其成因的复杂性。Taylor根据花岗质岩石的$\delta^{18}O$值将其划分为三种类型：

高$\delta^{18}O$花岗岩：$\delta^{18}O>10‰$，其成因可能是源岩为富集^{18}O的沉积岩或沉积变质岩，如S-型花岗岩；也有可能是正常的花岗岩与富^{18}O的围岩发生氧同位素的交换反应，或者与围岩发生化学反应而被同化混染。这种花岗岩的高$\delta^{18}O$值是不均一的，从岩体中心到边缘，其$\delta^{18}O$值应表现为逐渐升高。此外，高$\delta^{18}O$花岗岩可以是低温蚀变作用形成的。

低$\delta^{18}O$花岗岩：$\delta^{18}O<6‰$。这种性质的花岗岩多为小规模的侵入体，可能形成于低$\delta^{18}O$的母体岩浆的分离结晶，属M-型（幔源）或T-型(拉斑玄武岩演化)的花岗岩；也有可能是花岗岩与具低^{18}O的天然降水或热液发生同位素交换反应的结果。

正常$\delta^{18}O$花岗岩：$\delta^{18}O=6.0‰—10‰$。这是主要的花岗岩类型。这种花岗岩形成于岩浆正常的分离结晶，且不受后期地质事件的影响，故根据造岩矿物富集^{18}O次序可以推测岩石的$\delta^{18}O$值。正常花岗质岩石的$\delta^{18}O$值还与该岩石形成的时代有关，表现为年轻的较晚期花岗岩具较高的$\delta^{18}O$值，而较老期花岗岩的$\delta^{18}O$值较低。研究表明，S型花岗岩的$\delta^{18}O$值高于I-型花岗岩。一般$\delta^{18}O$值>10‰的花岗岩为S-型花岗岩，而$\delta^{18}O<10‰$的多为I-型花岗岩。

(2) 安山岩类

大多数安山岩的$\delta^{18}O$值与基性岩十分相似，一般为5.4‰—7.5‰，高者可为6.5‰—8‰，说明它们形成于玄武岩浆的分离结晶。有少部分安山岩具较高的$\delta^{18}O$值，高达16.7‰，这可能是其地幔楔形源区有富^{18}O的沉积物随消减作用进入的缘故。

(3) 玄武岩类

图6-6表示了不同构造环境下形成的各类玄武岩的氧同位素成分。玄武质岩石总的平均

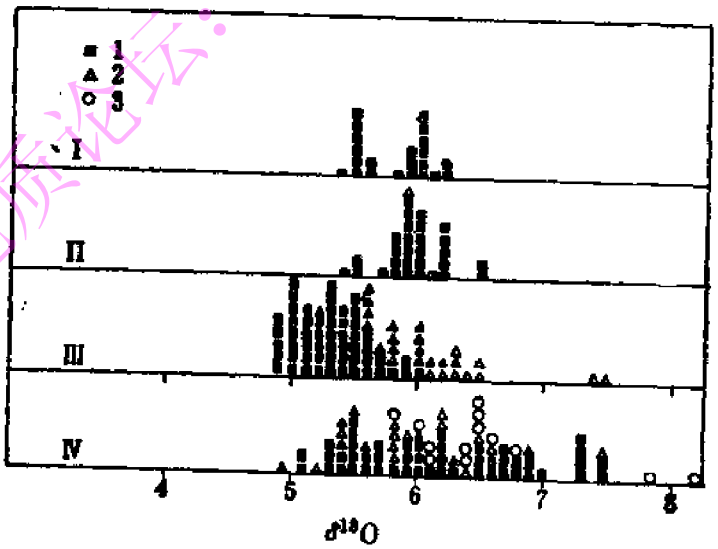


图6-6 各类玄武岩的$\delta^{18}O$值范围

Ⅰ.大西洋洋中脊；Ⅱ.东太平洋洋隆；Ⅲ.洋岛；Ⅳ.大陆；
1.拉斑玄武岩；2.碱性玄武岩；3.高钾熔岩
(据Kyser, 1986)

顶级地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

$\delta^{18}O$值为5.7‰，低于月球玄武岩（9.6%）。从图6-6可知，洋岛和洋中脊玄武岩的$\delta^{18}O$值范围有一部分重叠，但洋岛玄武岩的$\delta^{18}O$值范围较大，平均值为5.4‰，其中的洋岛碱性玄武岩具较高的$\delta^{18}O$值，平均为6.1‰。这明显地与其他大洋玄武岩的氧同位素成分不同。前面章节中已经论述，岩浆分异对$\delta^{18}O$值的影响并不大。因此，各类玄武岩的氧同位素特征值不同可能是地幔不均一性的缘故。图中大陆玄武岩具更宽的$\delta^{18}O$值，为4.9‰—8.0‰，这除了地幔不均一性外，还可能有同化混染作用的影响。大陆富钾熔岩也有较高的$\delta^{18}O$值，为6‰—8‰，这是因地幔源具高的$\delta^{18}O$值，消减作用则会使高$\delta^{18}O$值的沉积物进入该源区。

(4) 碳酸岩

岩浆成因的碳酸岩因含有价值的稀有矿产和具有一定的构造环境意义而逐渐引起人们的关注。因此，区分岩浆碳酸岩和其他类似矿物组成、但成因不同的碳酸盐岩石是十分重要的。在这方面，需结合碳同位素成分的变异进行判别（图6-7）。该图中表现了其他岩石的

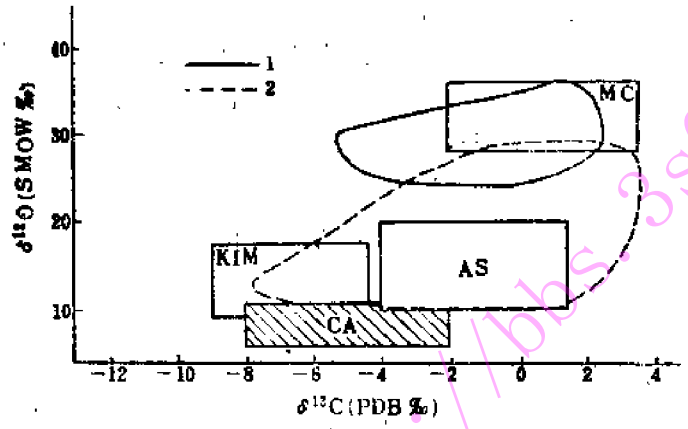


图6-7 碳酸岩及其他各类岩石或矿物的C-O同位素

MC：海相碳酸盐岩；AS：太古代细碧岩；KIM：金伯利岩；CA：岩浆碳酸岩；1．现代洋底绿岩带方解石；2．麻粒岩相碳酸盐岩

〔据Kerrich等（1987）资料整理〕

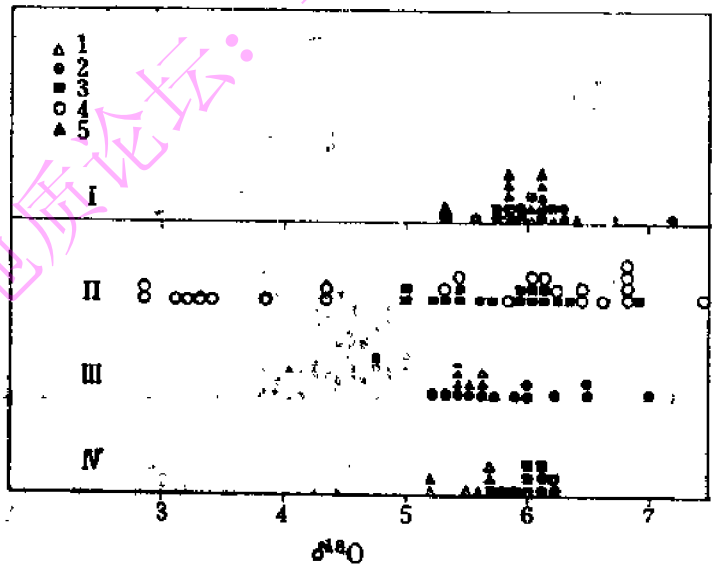


图6-8 大陆和大洋区镁铁质和超镁铁质包体全岩的$\delta^{18}O$值

I．大洋（夏威夷）；II．非洲；III．北美和欧洲；IV．南美洲；

1．Al质辉石；2．铬透辉石；3．石榴石橄榄岩；4．橄辉岩；5．辉石岩

（据Kyser，1986）

地信网论坛
BBS.35001.COM

碳和氧同位素的成分。由此图可知，岩浆碳酸岩具较其他岩石低的$\delta^{18}O$和$\delta^{13}C$值。

(5) 地幔岩

图6-8表示了大洋和大陆地幔镁铁质和超镁铁质包体的氧同位素成分。由此图可知，包体的$\delta^{18}O$值范围与玄武质熔岩（图6-6）相似，仅有部分非洲榴辉岩包体具十分低的$\delta^{18}O$值。各类型包体的$\delta^{18}O$值范围为：大洋地幔为5.2‰—7.2‰（图中Ⅰ区）；榴辉岩为2.8‰—8.2‰（Ⅱ区）；大陆石榴石橄榄岩为5‰—7‰。

影响地幔岩石氧同位素成分的因素有：①具不同$\delta^{18}O$值的物质进入地幔；②有富集^{18}O的H_2O、CO_2交代流体对地幔岩的作用；③地幔内各相间氧同位素的高温分馏。

二、锶同位素

1. 锶同位素的特征参数

锶有四种稳定同位素^{88}Sr、^{87}Sr、^{86}Sr和^{84}Sr。在自然界中，^{88}Sr、^{86}Sr和^{84}Sr的丰度是不变的，且^{88}Sr的丰度最大。而^{87}Sr是^{87}Rb放射性衰变生成的子体同位素，因此它的丰度是不固定的，所以常用$^{87}Sr/^{86}Sr$比值表示物质的锶同位素组成。

在岩石学研究中，为了示踪岩浆源区的特征，常使用锶同位素初始比值这一参数，记以ISr或$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$。该参数是在测定岩浆岩Rb-Sr等时线年龄时获得的，它实际上是岩石Rb-Sr等时线在$^{87}Rb/^{86}Sr$比值为零时在$^{87}Sr/^{86}Sr$轴上的截距值（图6-9）。

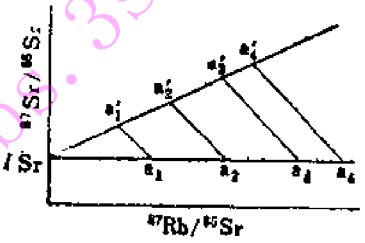


图6-9 Rb-Sr等时线图中的ISr值

此外，在岩石学研究中还经常使用ε_{Sr}这一重要的参数，该参数的表达式为：

$$\varepsilon Sr=\left[\frac{(^{87}Sr/^{86}Sr)_{0,样品}-(^{87}Sr/^{86}Sr)_{0,标准样}}{(^{87}Sr/^{86}Sr)_{0,标准样}}\right]\times 10^4 \qquad (6\text{-}8)$$

由上式可以看出，εSr实际上是样品的锶同位素初始比值相对于标准样该比值的偏差。显然，若εSr值大于零，其样品的锶同位素初始比值大于标准样的该比值，且εSr值愈大，样品初始值愈大，偏离标准样初始比值愈明显；若εSr值小于零，则说明样品的锶同位素初始比值小于标准样的该比值。通常，选择玄武质无球粒陨石（BABI）（七个平均）或朱维纳斯无球粒陨石（JUSI）的锶同位素初始比值作为标准样的锶初始比值，其比值分别为0.698990±0.000047和0.698976±0.000055。BABI的比值被认为是形成玄武质无球粒陨石的某类陨石母体的最后冷却和结晶时的$^{87}Sr/^{86}Sr$比值，该类陨石母体的Rb/Sr比值低，且在其内部的分异阶段同位素的演化程度很低。因此，BABI的比值可作为行星体形成的早期太阳星云的锶同位素比值的代表值。故以此比值为标准，将研究的岩石样品与之比较是合适的。

2. 锶同位素的演化

(1) 随时间演化-演化线（图）

锶同位素比值随时间演化的关系式为：

$$^{87}Sr/^{86}Sr=(e^{\lambda t}-1)(^{87}Rb/^{86}Sr)+(^{87}Sr/^{86}Sr) \qquad (6\text{-}9)$$

显然，随时间变新，其$^{87}Sr/^{86}Sr$比值是增加的。图6-10表示了安第斯各种侵入岩、火山

地信网论坛
BBS.35001.COM

岩的$^{87}Sr/^{86}Sr$比值与形成时间的许多投影点，图中岩石形成时间与锶同位素比值的关系也证实了上述结论。

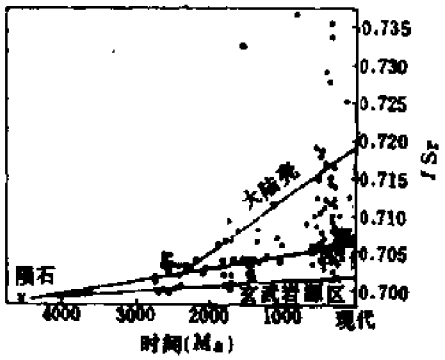


图6-10 安第斯各岩浆岩的形成时代与锶同位素比值
（转引自Faure，1977）

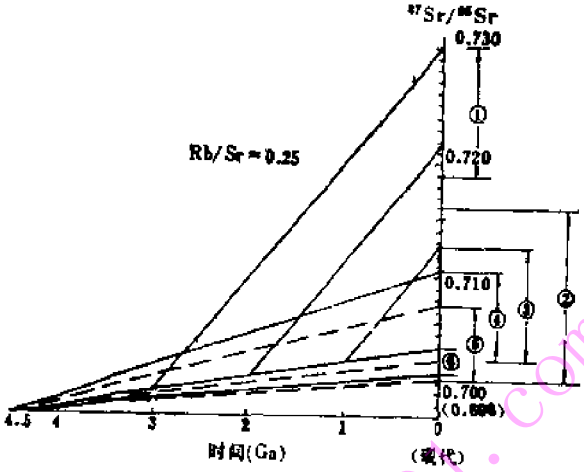


图6-11 各种火成岩的$^{87}Sr/^{86}Sr$比值随时间的变化
图中平行线为Rb/Sr比值：1．少数花岗质深成岩；2．多数花岗质深成岩；3．大陆拉斑玄武岩；4．辉绿岩、层状辉长岩；5．大洋拉斑玄武岩；6．碱性橄榄玄武岩
（据Hyudmadu，1972）

锶同位素比值随时间的演化是一个自发的不可逆过程，它常用锶同位素演化线（图）表示。这种图是以岩石形成年龄为横坐标，以其锶同位素比值为纵坐标构成的。图6-11中不同斜率的正向斜线即为演化线，它表示了岩石中锶同位素比值随时间的演化程度。显然，斜线倾斜愈大，锶同位素随时间的演变程度愈大。这主要取决于岩石的Rb/Sr丰度比，若Rb/Sr比值大，则演化线斜率大。锶同位素演化线（图）的典型图解见图6-12。图中阴影区

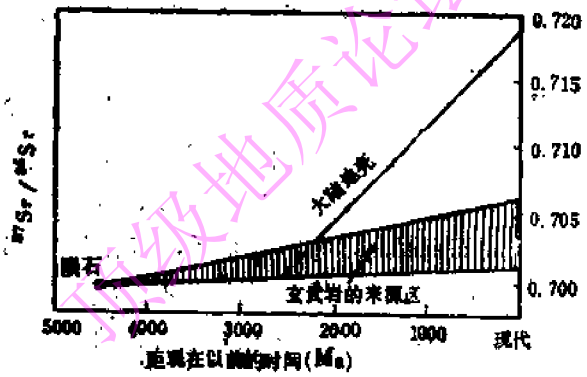


图6-12 大洋玄武岩和大陆壳的锶同位素随时间的演化线
（据Faure等，1972）

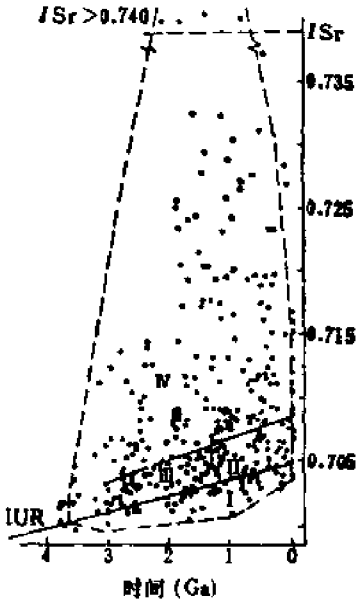


图6-13 不同地幔源区的锶同位素比值范围
Ⅰ：Rb亏损的地幔源区；Ⅱ：未分异的地幔源区；Ⅲ：Rb富集的地幔源区；Ⅳ：壳源区；IUR为上地幔的锶同位素演化线
（据Bonanon，1982）

地信网论坛
BBS.3S001.COM

为玄武岩浆源区的成分范围，这里的源区当然是指地幔。该图较广泛地用于判别岩浆岩的起源。对于现代基性的岩石，可直接用$^{87}Sr/^{86}Sr$比值与形成的年龄投影；对于酸性的岩石，则需用$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$值和年龄值投影。若点子在阴影区，说明岩石起源于地幔；若点子在阴影区以外的范围，则可知岩石起源于地壳。Faure(1972) 曾将收集到的近500个花岗岩体的数据投影于该图，得知约50%的花岗岩体源于地幔；20%的花岗岩的点子落在大陆壳的演化线上，证明是源于地壳的；还有剩下的30%的点子处在大陆壳和大洋玄武岩演化线之间，说明形成这些花岗岩的母岩浆曾经历过地壳物质的混染。

此外，Болашов(1982) 还对经典的锶同位素演化线图（图6-12）中的幔源区进行了进一步的划分（图6-13），并将各花岗岩的I_{Sr}-年龄值投影于该图中，更细致地证明花岗岩源区地幔的性质。从此图可知，Rb亏损的地幔源区的锶同位素比值范围在地幔的锶同位素演化线以下的区域；Rb富集的地幔源区的范围则在地幔锶同位素演化线以上。

(2) 封闭体系下锶同位素的演化

在研究岩石形成的Rb-Sr等时线年龄时，需以全岩样品作为一个整体而保持Rb-Sr的封闭为前提。这里所说的封闭体系在本质上与前述类似，但主要指部分熔融和没有外来物质加入时的分离结晶等岩浆作用下的固体-熔体体系。根据Rb和Sr在地幔岩—熔体间的总分配系数(D')小于1可知，在分离结晶时Rb和Sr将在残余熔体中富集，其中Rb比Sr的富集趋势更明显，使残余熔体的Rb/Sr比值不断变化，且其残余熔体的Rb/Sr比值随演化程度（分离结晶程度）增加而增加。而Rb/Sr比值增加会导致$^{87}Sr/^{86}Sr$比值增加，故得出结论：随分离结晶作用加强（演化程度加强），残余熔体的$^{87}Sr/^{86}Sr$比值增加。

地幔岩的部分熔融作用也会使锶同位素演化。在低度部分熔融时，Rb和Sr进入熔体，但Rb比Sr在熔体中的富集趋势更明显。随熔融程度增加，Sr元素也逐渐在熔体中富集，相对来说，Rb/Sr比值降低。因此可以推测，随熔融程度加大，$^{87}Sr/^{86}Sr$比值将逐渐降低，图6-14清楚地表现了这一规律。

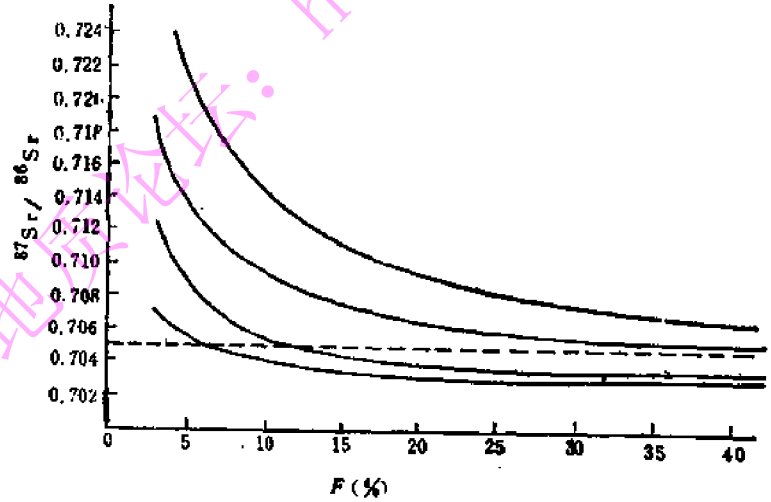


图6-14 含金云母相的石榴石二辉橄榄岩部分熔融程度不同时熔体中锶同位素的演化

图中不同实线为不同矿物相比例的二辉橄榄岩；虚线为原始二辉橄榄岩

（原据周幕贤治，1975，转引自牛来正夫，1975）

(3) 开放体系下锶同位素的演化

这里讨论的开放体系主要指岩浆演化时遭受围岩的同化混染作用。相对来说，锶同位素比值较氧同位素值对同化混染作用的反映更灵敏些。尤其有意义的是，各岩石和矿物相中氧

地信网论坛
BBS.35001.COM

的丰度变化范围较小，而锶等微量元素在其中的丰度值变化大，相差达几个数量级，所以进一步结合各有关相中子体元素Sr的丰度分析同化混染过程中锶同位素的演化是有利的。在这方面，Taylor（1980）提出了结合微量元素浓度的、用锶同位素比值描述的AFC模型，其表达式为：

$$\frac{\varepsilon_L - \varepsilon_{0,L}}{\varepsilon_a - \varepsilon_{0,L}} = 1 - \frac{C^i_{0,L}}{C^i_L} f^{-z} \tag{6-10}$$

$$\frac{C^i_L}{C^i_{0,L}} = f^{-z} + \frac{C^i_a}{C^i_{0,L}} \frac{(1 - f^{-z})}{[1 - R(1 - D^i)]} \tag{6-11}$$

式中$\varepsilon_{0,L}$、ε_L和ε_a分别为原始熔体、经同化混染和分离结晶后残余熔体和围岩的$^{87}Sr/^{86}Sr$比值，$C^i_{0,L}$和C^i_L分别为原始熔体和残余熔体中Sr的丰度值，f为分离结晶程度（即残余熔体所占的份数），Z的表达式为

$$Z = 1 - \frac{RD^i}{R - 1} \tag{6-12}$$

式中R为堆积岩份数与同化围岩份数的比率，这里$R \neq 1$，即分离结晶形成的堆积岩的份数不能恰好等于被同化围岩的份数。（6-10）式和（6-11）式结合起来则转变为下列形式：

$$\frac{1}{C^i_L} = \varepsilon\left(\frac{\sigma - C^i_a/C^i_{0,L}}{C^i_a}\right) + \frac{1}{C^i_{0,L}} \tag{6-13}$$

式中$\sigma = 1 - [R(1 - D^i)]$，$\varepsilon = (\varepsilon_L - \varepsilon_{0,L})/(\varepsilon_a - \varepsilon_{0,L})$。显然，式中的$[\sigma - (C^i_a/C^i_{0,L})]/C^i_a$为$1/C^i_L$与$\varepsilon$函数关系的斜率，而$1/C^i_{0,L}$为$1/C^i_L$轴上的截距值。（6-13）式的图解形式见图6-15。从此图可知，在同化混染和分离结晶作用下，经两种作用演化的熔体中锶同位素特征比值（ε）与1/Sr值均呈正向倾斜直线的变异关系。若总分配系数（D^i）值增大，经演化的熔体中1/Sr值增大，即Sr的丰度减小。此时ε值却减少，也即经演化的熔体中的$^{87}Sr/^{86}Sr$比值减小；若R值降低（同化混染作用加强），演化熔体的1/Sr值减小，即Sr的丰度增大，此时ε值却增大，表明$^{87}Sr/^{86}Sr$比值在增大。有人在研究北京—张家口新生代玄武岩锶同位素特征时发现，从东到西，地壳厚度相应加大，其岩石的$^{87}Sr/^{86}Sr$比值逐渐增加。这可能是岩浆被混染的程度因穿过陆壳厚度加大而增加的缘故。这一推断与图6-15中的分析是完全一致的；图中垂线可以是封闭体系下熔体演化时锶同位素的演化趋势，也可以是总分配系数（D^{Sr}）值处在两种极端情况时所表现的锶同位素演化。若$D^{Sr}<1$，熔体中锶同位素比值沿垂线向下演化；若$D^{Sr}>1$，则沿垂线向上演化；图中曲线为

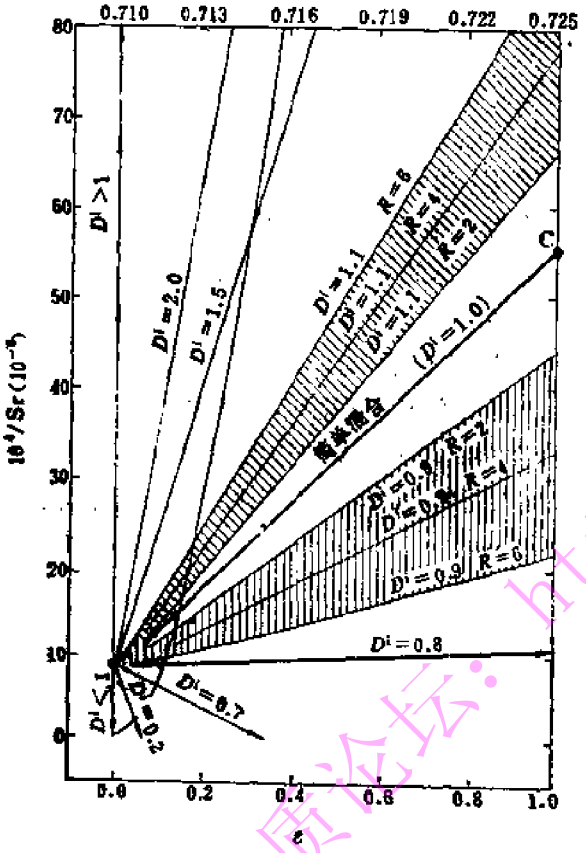


图6-15 AFC模型中不同R和D^i值时熔体中的1/Sr和ε值的变化

这里$\varepsilon=(\varepsilon_L-\varepsilon_{0,L})/(\varepsilon_a-\varepsilon_{0,L})$，其中的每一项均为$^{87}Sr/^{86}Sr$比值；$D^i$：Sr的总分配系数；$R$：堆积岩份数与同化围岩份数的比值；计算时取$C^{Sr}_{0,L}=1200\times10^{-6}$，$C^{Sr}_a=180\times10^{-6}$；C：围岩

（据Taylor等，1986）

质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

分离结晶程度(f)为0.1时锶同位素的演化。

3．锶和氧同位素结合的岩石学应用

岩石的锶-氧同位素特征可以提供许多重要的岩石成因信息。研究表明，单一元素的同位素用于讨论岩石学问题尚有某些不确定性，而利用岩石中两种元素同位素的变异关系、尤其是利用轻元素的稳定同位素和重元素的放射性同位素的变异关系来进行研究则可克服上述局限。

（1） 主要岩石的锶-氧同位素特征

图6-16表示了花岗质岩石、安山岩类和玄武质岩石的锶-氧同位素成分。从图6-16a可知，花岗质岩石的$\delta^{18}O$值随ISr值增大而增加，其中偏基性的花岗闪长岩、石英闪长岩和英云闪长岩具较低的$\delta^{18}O$和ISr值，而偏酸性的花岗岩具较高的$\delta^{18}O$和ISr值。

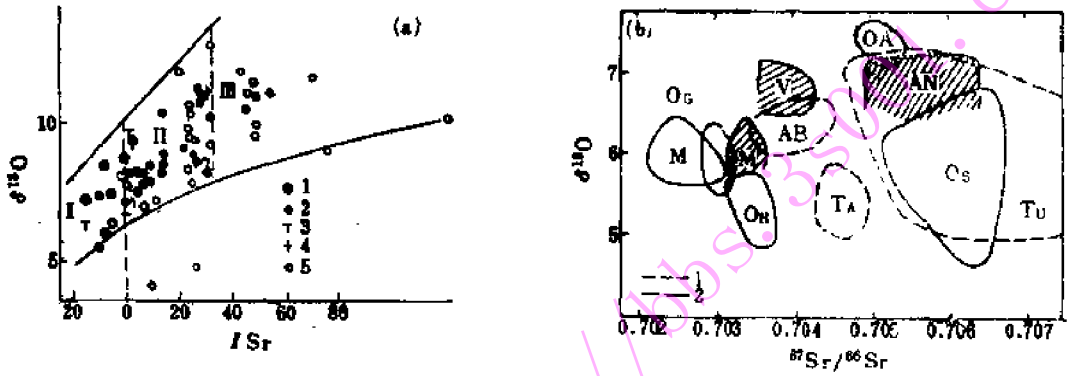


图6-16 各主要岩石的锶-氧同位素成分

(a)图：花岗质岩石：1.石英闪长岩；2.花岗闪长岩；3.英云闪长岩；4.斜长花岗岩；5.花岗岩（据Taylor，1980）

I：地幔源；Ⅱ：下地壳源；Ⅲ：上地壳源。

(b)图：玄武质岩石和弧火山岩：1.大陆玄武岩，其中T为拉斑玄武岩，下角标表示样品取自澳大利亚（A）和美国（U）AB为碱性玄武岩（美国）；2.大洋玄武岩，其中M为洋中脊，O为洋岛，均为拉斑玄武岩，O的下角标表示样品取自Galapagos(G)，Hawaii(H)和Samoa(S)，OA为洋岛碱性玄武岩；斜线区为弧火山岩，其中AN为安第斯弧，V为火山弧，M为Mariana弧（据Kyser，1986）

各类玄武质岩石的锶-氧同位素成分也有一定的规律性（图6-16b）：拉斑玄武岩无论是形成于大洋环境还是大陆条件均具较低的$\delta^{18}O$值，但$^{86}Sr/^{87}Sr$比值的范围却很大，其中大洋拉斑玄武岩（洋中脊和洋岛）的锶同位素比值较之大陆的要低（除Samoa外），这除了表明大洋下和大陆下地幔源区在同位素成分上有显著的差别外，还有可能与岩浆的同化混染作用有关，大陆拉斑玄武岩浆上升通过大陆花岗质壳时曾遭受同化混染，故具较高的锶同位素比值。此外，碱性玄武岩的$\delta^{18}O$值比拉斑玄武岩高，这主要与源区地幔氧同位素成分有关。

弧火山岩主要为安山岩和拉斑玄武岩(图6-16b)，它们均具有较高的$\delta^{18}O$值，且按Mariana弧—火山弧—安第斯弧的次序，其$^{87}Sr/^{86}Sr$比值增加。众所周知，上述弧表示了从大洋弧到大陆弧的背景，故同位素成分有一定的变化规律。究其原因，火山岩氧同位素值高是因为消减作用将高$\delta^{18}O$值的沉积物带入楔形地幔源区的结果；其次，当楔形区岩浆上升通过大洋壳时，因无花岗质岩石的混染而形成较低$^{87}Sr/^{86}Sr$比值的弧火山岩，如Mariana弧火山岩；而楔形区岩浆通过大陆壳时，因同化混染而使弧火山岩具较高的$^{87}Sr/^{86}Sr$比值，

地信网论坛
BBS.3S001.COM

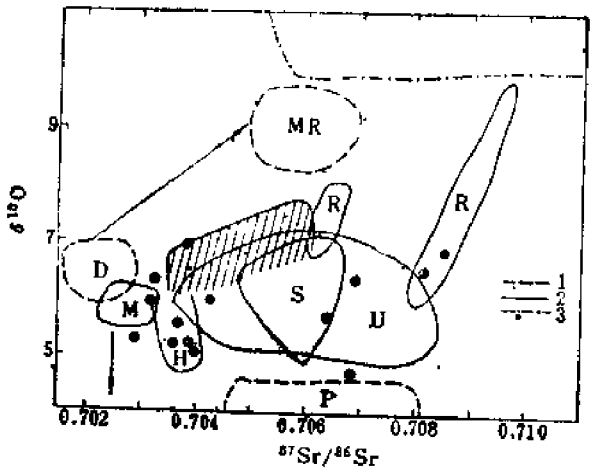


图6-17　各类型地幔及主要有关熔岩的锶-氧同位素成分

1.地幔：其中P为原始地幔；D为较亏损的地幔；MR为被交代的地幔或再循环的地壳。2.镁铁质熔岩：其中M为MORB，H取自Hawaii，S取自Samoa，U取自美国，R取自Roccam。斜线区为安山岩。3.沉积物和变沉积物。图中点子为地幔包体。箭头分别表示洋中脊玄武岩和亏损地幔被交代的成分趋势

（据Kyser，1986）

如安第斯弧的火山岩。

（2）　深部地幔的锶-氧同位素特征

图6-17表示了各类地幔及其主要有关镁铁质熔岩的锶-氧同位素特征。从此图可知，至少存在有三种锶-氧同位素的地幔储集层：①低$\delta^{18}O$值和高$^{87}Sr/^{86}Sr$比值的地幔为较原始的地幔，该地幔还具有高的$^{3}He/^{4}He$和低的$^{40}Ar/^{36}Ar$比值；②较亏损的地幔还得到其他放射性同位素的证实。该地幔源区形成的熔岩以MORB为代表。较亏损的地幔具有较高的$\delta^{18}O$值和最低的$^{87}Sr/^{86}Sr$比值；③再循环的地壳或被交代的地幔：该地幔曾经历了部分熔融事件而仅作为难熔的残余物存在，但在此之后又有流体的交代作用发生，这种交代流体可能是因消减作用而释放出来的。该地幔具有最高的$\delta^{18}O$值和$^{87}Sr/^{86}Sr$比值。安山岩或一些镁铁质包体就是由此派生的。

（3）　开放体系下岩浆演化的锶-氧同位素特征

若有同位素比值的两个元素i和j，根据(6-10)和(6-11)式可以得出下列表达式

$$\left[\left(\frac{1}{\gamma_i}-1\right)\frac{\sigma C^i_{0,L}}{C^i_a}+1\right]^{1/\sigma}=\left[\left(\frac{1}{\gamma_j}-1\right)\frac{\sigma C^j_{0,L}}{C^j_a}+1\right]^{1/\sigma} \tag{6-14}$$

式中γ_i和γ_j分别为i、j元素的$(\varepsilon_L-\varepsilon_a)/(\varepsilon_{0,L}-\varepsilon_a)$比值，其它符号同前。若将元素i和j用Sr和O表示，可以确定γ_O和γ_{Sr}的关系，其表达式为：

$$\gamma_O=\left[\left(\frac{1}{\gamma_{Sr}}-1\right)\frac{\sigma_{Sr}C^{Sr}_{0,L}}{C^{Sr}_a}+1\right]^{-1/\sigma_{Sr}} \tag{6-15}$$

该式的图解形式为图6-18。图中表现了$C^{Sr}_{0,L}/C^{Sr}_a$为不同值时，且D^{Sr}值不同条件下，锶-氧同位素的变化趋势。在$C^{Sr}_{0,L}/C^{Sr}_a$比值固定时图中表现了如下特点：①各AFC曲线（图a中的实线和图b中的实线和虚线）起初很陡，均具类似的固定的斜率，趋近于简单混合双曲线（$D^{Sr}=1$，$C^{Sr}_{0,L}/C^{Sr}_a=1$），它们在一个区段内所具有的曲率也比任何简单混合双曲线的斜率要大得多。②在此之后，各AFC曲线组成一个宽的区段，虽各曲线的斜率有变化，但要比早先AFC曲线缓得多，而且具有较高D^{Sr}值的曲线的曲率更大，以至穿过45°的对角线。③所有的AFC曲线均在岩浆已有99%的结晶时（$f=0.01$）终止，但终止的位置随R值而发生变化。如$R=5$的曲线要比$R=9$的延伸长得多。④在D^{Sr}值固定时（如$D^{Sr}=2$），$R=9$的AFC曲线的曲率比$R=5$的要大，且偏离简单混合双曲线的程度也大。因此可以推测，同化混染程度低时（$R=9$），AFC曲线偏离简单混合曲线的程度大。此时岩浆中的$\delta^{18}O$值和$^{87}Sr/^{86}Sr$比值比任何情况的都低。所以说，降低R值与降低D^{Sr}值具有同样的效应。⑤在岩浆中的$^{87}Sr/^{86}Sr$比值固定时，较高的D^{Sr}值会使岩浆有低的$\delta^{18}O$和Sr的丰度值。⑥图b中，几乎所有的AFC曲线都有明显的曲率，甚至在初始岩浆的Sr丰度与围岩混染物中的相等时

地信网论坛
BBS.35001.COM

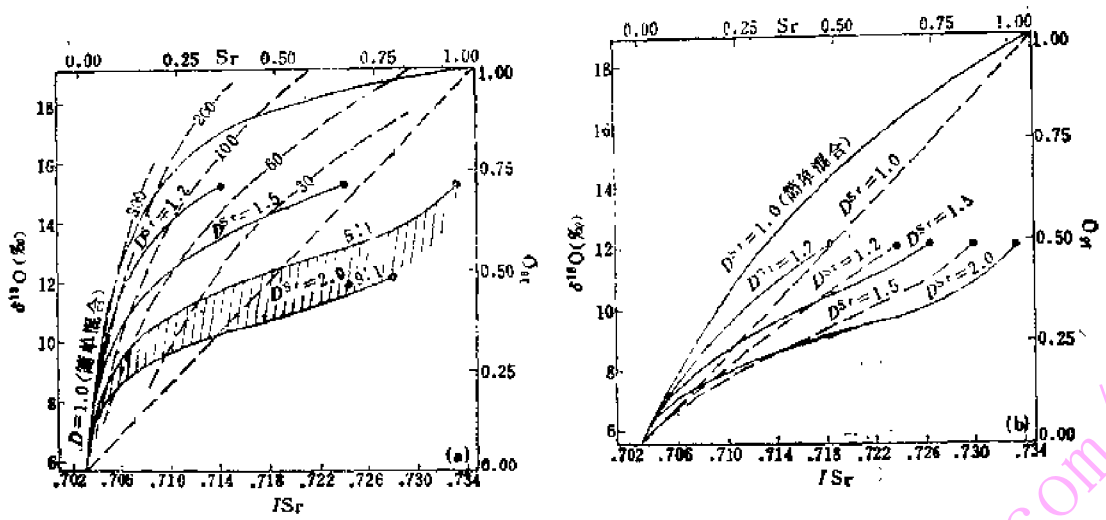


图6-18 演化岩浆房内用AFC模型计算的锶-氧同位素成分的变化轨迹

计算是用(6-15)式；使用的参数$D^{Sr}=1.0$，1.2，1.5和2（表明都有斜长石分离结晶）；两端员的同位素成分：原始岩浆$\delta^{18}O=5.7$，$^{87}Sr/^{86}Sr=0.7030$，围岩混染物$\delta^{18}O=19$，$^{87}Sr/^{86}Sr=0.735$；对角线（45°线）为$D^{Sr}=1$、$C^{Sr}_{0,L}/C^{Sr}_{A}=1$时计算的轨迹；终点（图中实心点）为分离结晶程度($f$)为0.01处。(a)图：$D$为锶的总分配系数$D^{Sr}$，$C^{Sr}_{0,L}/C^{Sr}_{A}=10$，$R=5$或$R=9$，弯曲的虚线为熔体中Sr的丰度等值线；(b)图：$C^{Sr}_{0,L}/C^{Sr}_{A}=1$（虚线）或$C^{Sr}_{0,L}/C^{Sr}_{A}=2$（实线）

（据Taylor等，1986）

($C^{Sr}_{0,L}/C^{Sr}_{A}$) 也是如此（只要$D^{Sr}\neq1$）。这里需要说明的是，若是岩浆与围岩仅发生同位素交换(并非是岩浆与围岩反应而被混染)，该图也是适用的，但要考虑到$\delta^{18}O$和$^{87}Sr/^{86}Sr$在两者之间的交换程度和Sr进入岩浆的程度。

南阿尔卑斯的Adamello杂岩体的锶-氧同位素成分表明，从岩体南部（早期）到西北有系统的变化，南部早期岩石有低的^{87}Sr和^{18}O值；岩石中Sr的丰度随($^{87}Sr/^{86}Sr$)，值增加而减小。经投影，其点子分布在$D^{Sr}\approx1.2$的AFC曲线两侧附近。此时$R=9$，$C^{Sr}_{0,L}/C^{Sr}_{A}=5$，假定该杂岩体的一个端员（原始岩浆）是幔源衍生的碱性玄武岩浆，且用南部早期岩石来代表，测得其Sr的丰度为750×10^{-6}，$^{87}Sr/^{86}Sr=0.704$、$\delta^{18}O=5.6$，便可估算出另一端员（围岩混染物）的有关参数值，其$^{87}Sr/^{86}Sr=0.736$，$\delta^{18}O=13.6‰$，Sr的丰度为150×10^{-6}。若已知围岩混染物的有关参数，则可利用模型估算出在一定R值和D值条件下经演化岩浆的$\delta^{18}O$和$^{87}Sr/^{86}Sr$值，该值与实际测定的锶-氧同位素值是吻合的，由此证明Adamello杂岩体为幔源碱性玄武岩浆经分离结晶和同化混染围岩（变质泥岩—变质砂岩）作用形成的。

(4) 源岩的混合和岩浆的混染

这实际上是同位素尺度上的端员组成各有不同的两种简单的混合作用。从形式上看，源岩的混合是发生在岩浆产生之前的固-固混合，如消减作用下洋壳板片下插而进入地幔区的结果，这是地幔与洋壳的混合；岩浆的混染是发生在岩浆产生之后的固-液混合，主要表现为岩浆与围岩的混合。需要指出的是，简单的混合作用也即为AFC模型中$R=0$的一种极端形式。根据$\sigma=1-(R(1-D))$可知，$\sigma=1$，故(6-15)式应为：

$$\gamma_0=\left[\left(\frac{1}{\gamma_{Sr}}-1\right)\frac{C^{Sr}_{0,L}}{C^{Sr}_{A}}+1\right]^{\frac{1}{1-D}} \tag{6-16}$$

式中，若是岩浆混染，$C^{Sr}_{0,L}/C^{Sr}_{A}$应为岩浆与混染物（围岩）间Sr元素的丰度比值；若是源岩的混合，则$C^{Sr}_{0,L}/C^{Sr}_{A}$应为$C^{Sr}_{0,S}/C^{Sr}_{C}$的形式，即是地幔岩与洋壳中Sr的丰度比值。(6-16)

地信网论坛
BBS.35001.COM

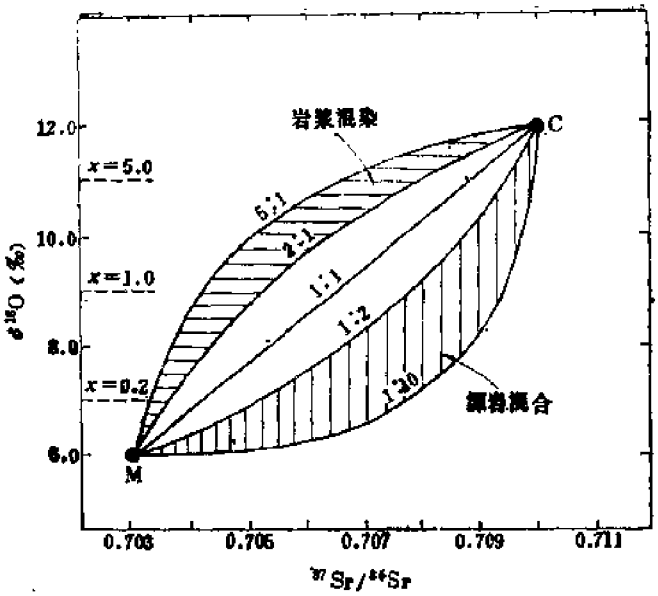


图6-19 岩浆混染和源岩混合时锶-氧同位素变化的轨迹

C：地壳围岩或洋壳板片的同位素成分点；M：岩浆或地幔的成分点；

x=围岩质量/岩浆质量（洋壳板片质量/地幔质量）；

曲线上的数值为$C^{Sr}_{0,L}/C^{Sr}_{A}$或$C^{Sr}_{0,S}/C^{Sr}_{C}$之比

（转引自Taylor等，1986）

式的图解形式为图6-19。从此图可知，岩浆混染的锶-氧同位素成分的变化趋势为向上凸的曲线，而源岩混合的变化趋势为向下凹的曲线，这主要与$C^{Sr}_{0,L}/C^{Sr}_{A}$或$C^{Sr}_{0,S}/C^{Sr}_{C}$比值大小有关。对于岩浆混染来说，一般岩浆中Sr的丰度大于围岩，故$C^{Sr}_{0,L}/C^{Sr}_{A}$比值大于1，所以曲线上凸；但在地幔中Sr的丰度总是小于洋壳板片的，故$C^{Sr}_{0,S}/C^{Sr}_{C}$比值总小于1，所以曲线下凹。该图还表示，无论岩浆混染还是源岩混合，其被混染（合）物中锶和氧同位素均是增加的，但岩浆混染时$\delta^{18}O$值比$^{87}Sr/^{86}Sr$比值增加得更为明显；而源岩混合时$^{87}Sr/^{86}Sr$较$\delta^{18}O$值增加要明显些。

图6-19可用于判别被研究的岩石是形成于混染作用还是源于混合的源区。同时，该图还可用于确定混染的程度(x)。如测得地幔岩和洋壳板片中Sr的丰度分别为25×10^{-6}和500×10^{-6}，$^{87}Sr/^{86}Sr$分别为0.703和0.710，据图可知，其x为0.25，表示洋壳板片与地幔岩是按1:4的比例混合的。

三、钕同位素

1. 钕同位素的特征参数

(1) $^{143}Nd/^{144}Nd$和$^{147}Sm/^{143}Nd$比值

自然界有七种钕同位素形式，它们各自的丰度列于表6-2。其中，^{144}Nd和^{146}Nd为放

表6-2 自然界钕同位素形式及其丰度

形式	^{142}Nd	^{143}Nd	^{144}Nd	^{145}Nd	^{146}Nd	^{148}Nd	^{150}Nd
丰度(%)	27.18	12.18	23.87	8.29	17.19	5.75	5.63

顶级地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

射性同位素，^{143}Nd是经^{147}Sm的衰变所产生的放射性成因的子体同位素，其衰变系数(λ)值为$6.54\times10^{-12}/a$；^{144}Nd是非放射性成因的同位素，而且它在岩石中的丰度值几乎没有什么变化。因此，在确定岩石的钐-钕年龄及讨论岩石成因时常使用$^{143}Nd/^{144}Nd$和$^{147}Sm/^{143}Nd$这两种同位素的比值形式。研究表明，Nd和Sm为稀土元素中原子序数相邻的两个元素，其晶体化学性和地球化学性十分相近。故两元素总是密切相伴，在各种地质作用下共同迁移，彼此很难分离。如在岩浆作用阶段，两元素均浓集于熔体相，而在固相中亏损，但两元素在各相中的丰度比值是较稳定的；又如在变质作用时，两元素有可能发生迁移，但两者的分馏却很小；再如岩石若被风化和蚀变，也不会使岩石的Sm/Nd比值有很大的改变。上述特征表明，该母体与子体同位素的分馏是较困难的，也即在岩石形成以后既使经历了后期的各种地质作用也难以改变Sm-Nd体系的封闭状态。鉴于Sm-Nd同位素的这种特征，所以常将其用子年龄的测定。它的优点在于：对被测定样的要求不十分苛求，因而对变质程度很深的岩石和古老的岩石十分适用；另一方面，又不因为经历了熔融事件而使其同位素发生分馏，故火成岩提供的同位素的初始值还能示踪源区的性质。

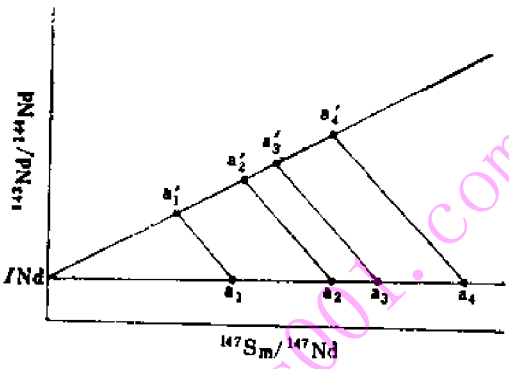


图6-20　利用全岩Sm-Nd等时线确定岩石年龄和INd值

图中a_1—a_4均为有成因联系的一组岩石样品

(2) INd值

此为岩石中$^{143}Nd/^{144}Nd$比值的初始值，也可表示为($^{143}Nd/^{144}Nd$)。获得岩石INd值的方法与ISr值相同，也需在Sm-Nd等时线图中求得（图6-20）。该图表示了一组有成因联系的样品（如同源）的$^{143}Nd/^{144}Nd$和$^{147}Sm/^{144}Nd$比值，其成分点排列在具一定斜率的一条直线上，该直线与$^{143}Nd/^{144}Nd$轴的截距即为INd值。INd值取决于形成该组样品的源区岩石的性质，而与样品的化学成分和形成的先后次序无关。此外，由于^{147}Sm的半衰期很长，故对于较年轻的岩石来说其样品的现代测定值可直接作为钕同位素初始值。

(3) εNd值

在岩石学研究中εNd值是一个十分重要的参数，其计算的表达式为：

$$\varepsilon Nd=\left[\frac{(^{143}Nd/^{144}Nd)_{0,样品}-(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR}}{(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR}}\right]\times10^4 \qquad (6\text{-}17)$$

由(6-17)式可知，εNd值实际上是样品中钕同位素初始比值对球粒陨石均一同位素储集层(chondrite uniform reservoir)的偏差。地球的钕同位素均一储集层是用Juvinas无球粒陨石来代表的，其$^{143}Nd/^{144}Nd$比值为0.512638或0.511836。由此值计算的地球总的εNd值当然等于零了。值得指出的是，在岩石学研究中使用参数εNd比INd更具优越性。这主要是因为εNd值有标准化的意义，便于不同物质用同一标准对比；其次，地球上与CHUR化学性质相同的钕同位素储集层是地幔，而地球上的一切岩石也发端于此，而且用岩石的εNd值与零值（地幔的）对比就更为直观；此外，εNd值较INd值更能区分地质体之间钕同位素的微小差别。

εNd值可以提供许多岩石学的信息：若εNd>0，表示岩石源于地幔物质，此时，εNd值愈大，$^{143}Nd/^{144}Nd$比值愈大，也即Sm/Nd比值愈大，说明源区物质轻稀土亏损程度愈

地信网论坛
BBS.35001.COM

强，推测岩石源于亏损较强的地幔。显然，εNd值接近于零时，岩石源于未亏损的地幔；若εNd<0，表示岩石一般源于地壳，此时源区物质Sm/Nd比值小于1，推测岩石源于轻稀土富集的物质。

2．钕同位素的演化及岩石的钕同位素成分

钕同位素的成分主要是随时间演化，同时它还受源区物质的性质所影响。地幔和地壳是最重要的岩石源区，研究与其源区物质有直接成因联系的岩石的钕同位素成分便可分析钕同位素的演化特征。如研究地幔中钕同位素的演化可用玄武质岩石；而研究地壳中钕同位素演化则多用花岗质岩石。图6-21十分明确地表示了上述两源区钕同位素的演化。从此图可知，地幔的演化线斜率较大，表示$^{143}Nd/^{144}Nd$比值随时间增加较明显，Sm/Nd比值增加较快，说明地幔亏损程度较高，而且时代越新，Sm/Nd比值增加愈明显，推测亏损程度加强。该图中地壳的钕同位素演化线较缓，且从3.6Ga和1.4Ga分别开始偏离地幔的演化线。由于地壳

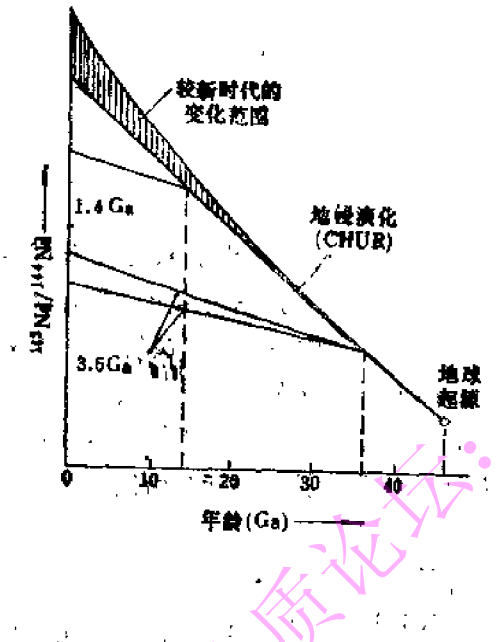


图6-21　地幔和地壳钕同位素的演化线
图中数值为地壳年龄
(据DePaolo, 1981)

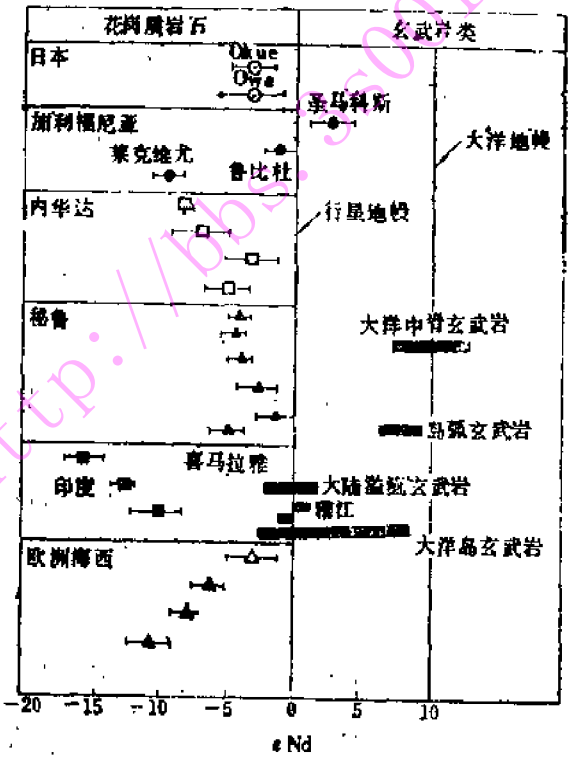


图6-22　玄武质岩石和聚合板块边界花岗岩的εNd值
(据Allègre, 1980)

岩石具较低的Sm/Nd比值，故地壳岩石中$^{143}Nd/^{144}Nd$比值随时间增长速度比地幔要小得多。图中不同年龄地壳的钕演化线近平行，说明地壳岩石的Sm/Nd比值是较稳定的。

此外，源区物质的性质、源区物质的混合事件和岩浆的混染均影响钕同位素的演化。

主要火成岩的钕同位素成分用图6-22表示。从此图可知，玄武质岩石的εNd值大于零或接近于零，其中大洋中脊玄武岩、岛弧玄武岩的εNd值较大，其范围在大洋地幔平均值(εNd=10)附近，说明该类岩石形成于亏损的地幔源区；而大陆溢流玄武岩和洋岛玄武岩的εNd值却分布于地球总值附近(εNd=0)，它不仅说明上述岩石均形成于未亏损或弱亏损的地幔，而且证实洋岛玄武岩和大陆玄武岩在钕同位素尺度均来自相同的源。图6-22中，左侧为聚合

地信网论坛
BBS.3S001.COM

板块边界花岗岩的钕同位素成分。聚合边界包括消减带和大陆碰撞带。如图所示，分布于消减带的日本Okue和Owe花岗岩为两种不同的类型，其εNd值分别为－3.3和－3.1，较接近地幔的εNd值($\varepsilon Nd=0$)，说明源区可能为地幔楔形区，且Okue花岗岩的源区因消减作用而混入的地壳物质较Owe的多。加利福尼亚的鲁比杜花岗岩的εNd值为－1.4，最接近于地幔，可能该花岗岩源于地幔，且混入的地壳沉积物最少。该地区的莱克维尤花岗岩与此相反，其εNd值为－9.9，显然这是地壳重熔形成的。内华达山脉四种花岗岩的εNd值范围为－7—－3.3，表明源区物质的复杂性：有一部分可能源于地壳，为古老大陆地壳重熔的产物，而接近地幔εNd值的花岗岩则与消减作用有关。秘鲁花岗岩的εNd值范围为－1.4—－5.1，这表明该岩石可能为洋壳夹带大陆沉积物俯冲到深部经部分熔融形成的。图中还表现了两个地区的大陆碰撞带花岗岩。一为喜马拉雅地区，其中的花岗岩分为两类：一类分布于印度地盾，其εNd值为－10.3—－15.8，显然为古老的大陆地壳经重熔作用形成的；另一类沿雅鲁藏布江缝合线分布，其εNd值为－1.8—＋1.4，可能为印度大陆下插到地幔经部分熔融形成的。二为欧洲海西期花岗岩，其εNd值范围为－0.7—－8.9，说明有一部分花岗岩源于地幔，还有一部分则源于地壳。

3. 钕-锶同位素关系及岩石学应用

在岩石学研究中，常将钕同位素和锶同位素结合起来使用，这是因为岩石钕同位素的任何形式的特征参数值与锶同位素特征数值的任何形式之间均呈负相关性。这一重大发现成为研究岩石成因的有效手段。如随玄武质岩石的$^{143}Nd/^{144}Nd$比值升高，其$^{87}Sr/^{86}Sr$比值相应降低，岩石的数据点也排列成为一负斜率的相关直线（区），该相关线称为“主趋势线”(main tred line)，对于玄武质岩石的主趋势线来说，又叫做地幔系列(mantle array)。它反应了地幔源区物质的钕-锶同位素成分的关系。描述“主趋势线”的回归方程为：

$$INd=-0.2450ISr+0.9845 \tag{6-18}$$

$$\varepsilon Nd=-0.3374\varepsilon Sr \tag{6-19}$$

造成岩石的钕-锶同位素成分呈负相关的原因主要为岩浆作用中钕和锶同位素的差异性。这时，无论部分熔融还是岩浆分异均使熔体相中Rb和Nd元素较Sr和Sm元素富集的趋势更加明显，其丰度增加的速度更快。因而使熔体的Rb/Sr比值增加而Sm/Nd比值减少。当然，这两对子体-母体同位素的形式$^{87}Sr/^{86}Sr$和$^{143}Nd/^{144}Nd$比值也必然会呈负的相关性。此外，混染（合）作用也会使岩石中上述两同位素比值呈负相关性。DePaolo (1979) 的同位素混染（合）作用定量模型估算也证实了这一点（图6-23）。这里所说的混染（合）作用包括源区同位素组成不同的两固相物质的混合和上升岩浆与围岩的混染。钕-锶同位素的相关性较广泛地用于岩石学研究。

表6-3 不同花岗岩源区的εNd和εSr值

εNd	εSr	花岗岩源区
0	0	总地球和大陆地幔
>0	<0	大洋地幔(亏损地幔)
<0	<0	下地壳
<0	>0	中、上地壳

(1) 花岗质岩石

地信网论坛
BBS.3S001.COM

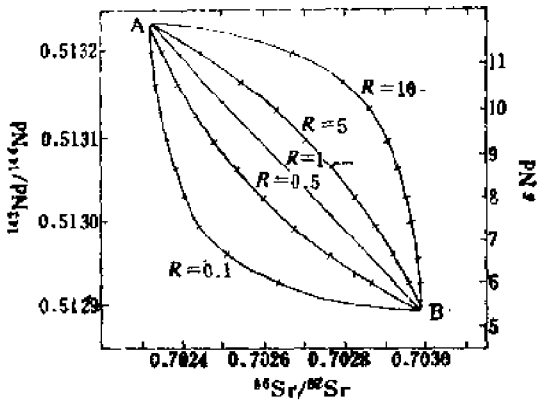


图6-23 混染(合)作用的钕-锶同位素比值的变化

曲线上的数字为两端员的Sr和Nd丰度比值之比，即$(Sr/Nd)_A/(Sr/Nd)_B$；端员组成的同位素成分：A：$^{87}Sr/^{86}Sr=0.70230$，$^{143}Nd/^{144}Nd=0.51323$；B：$^{87}Sr/^{86}Sr=0.70299$，$^{143}Nd/^{144}Nd=0.51289$；曲线上的断线为以10为间隔的混合端员份数

（据Grabam等，1988）

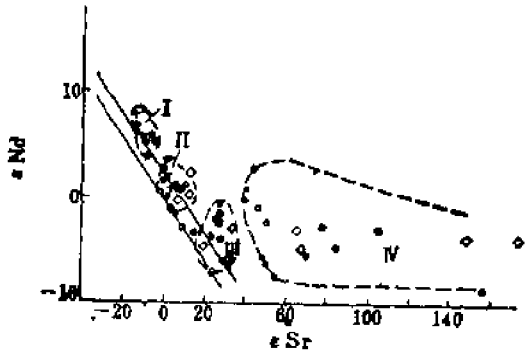


图6-24 花岗质岩石的I_{Nd}和I_{Sr}成分及来源

Ⅰ：Rb亏损地幔区；Ⅱ：Rb未亏损地幔区；Ⅲ：Rb富集地幔区；Ⅳ：壳源区

（据Болгаров，1982）

利用花岗岩的ε_{Nd}与ε_{Sr}值可判断花岗岩的源区性质（表6-3）。

Болгаров (1982) 对地幔源区进行了进一步的划分，认为沿主趋势线可将地幔源区划分为三种类型（图6-24），即Rb亏损的地幔区（Sm富集）、Rb富集的地幔区（Sm亏损）和未分异的地幔区。收集许多花岗质岩石的钕和锶同位素初始比值投影于该图中发现，花岗质岩石的成分点多数分布于I_{Nd}值为－20—＋10、I_{Sr}值为－8—＋8范围的主趋势线附近。根据岩相分析可知，这类岩石属偏基性的石英闪长岩、英云闪长岩和花岗闪长岩，它们均来自性质不同的幔源区。此外，尚有一部分偏酸性的花岗质岩石源于地壳内。

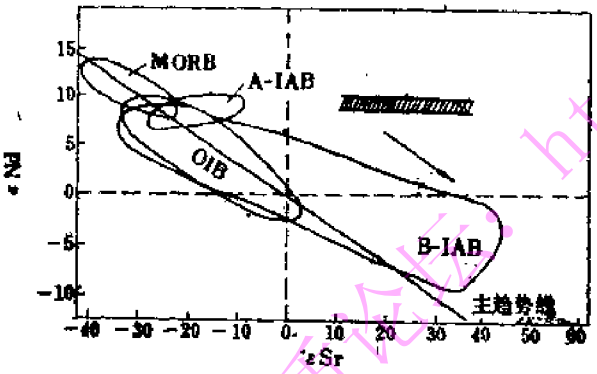


图6-25 主要大洋玄武岩的ε_{Nd}-ε_{Sr}成分范围

MORB：洋中脊玄武岩；IAB：岛弧玄武岩；OIB：洋岛玄武岩；两平行线区为蚀变玄武岩范围；箭头所指为大洋沉积物趋势

（据Allègre（1976）等资料整理）

(2) 玄武质及超镁铁质岩石

① 大洋玄武岩

大洋玄武岩的钕-锶同位素成分见图6-25。从此图可知，洋中脊玄武岩、岛弧玄武岩和洋岛玄武岩的ε_{Nd}和ε_{Sr}成分范围大体上沿主趋势线分布。其中，洋中脊玄武岩的$\varepsilon_{Nd}>0$，且具最高的ε_{Nd}值范围，平均为＋10，而$\varepsilon_{Sr}<0$，且具最低的ε_{Sr}值范围；洋岛玄武岩的ε_{Nd}值范围一般低于洋中脊玄武岩，但$\varepsilon_{Nd}>0$，平均为＋6，而ε_{Sr}值却大于洋中脊玄武岩，但$\varepsilon_{Sr}<0$。根据上述特征参数的数值可推测：洋中脊玄武岩源于亏损的地幔，而洋岛玄武岩的成因较复杂，其源区有可能是再循环的海洋壳，也有可能是地幔热柱作用于大洋岩石圈的结果。图6-25中，岛弧玄武岩的钕-锶同位素成分范围分为两种类型，其中A类型虽沿主趋势线分布，但有一部分偏离了主趋势线，ε_{Nd}-ε_{Sr}的成分范围较集中，且$\varepsilon_{Nd}>0$，平均为8.1，但$\varepsilon_{Sr}<0$。说明该类型岛弧火山岩源于亏损的地幔源区，图中有一部分向

地信网论坛
BBS.35001.COM

右偏离主趋势线可能是因海水加入的影响使两者发生同位素交换的结果。B类型岛弧玄武岩的钕-锶同位素特征表现为：总的来说，εNd-εSr的成分范围沿主趋势线分布，具有非常宽的εNd值和εSr值范围，如εNd值为－9.1—＋9.1，εSr值为－35—＋35。研究认为，这种类型的火山岩源于两个Sr和Nd同位素组成不同的端员按不同比例混合而成的混合物。这两个端员是亏损的地幔和大陆壳物质。

图6-25中还表示出蚀变玄武岩和海水的钕和锶同位素成分范围。两者的εNd和εSr值均大于零，大大地向主趋势线的右上方向偏离。由此推测，大洋玄武岩的εNd-εSr成分点若向右上偏离主趋势线，则说明是与海水发生同位素交换的缘故。

② 大陆溢流玄武岩和超镁铁质岩

图6-26表现了大陆溢流玄武岩、钾镁煌斑岩和金伯利岩的钕和锶同位素成分的分布范

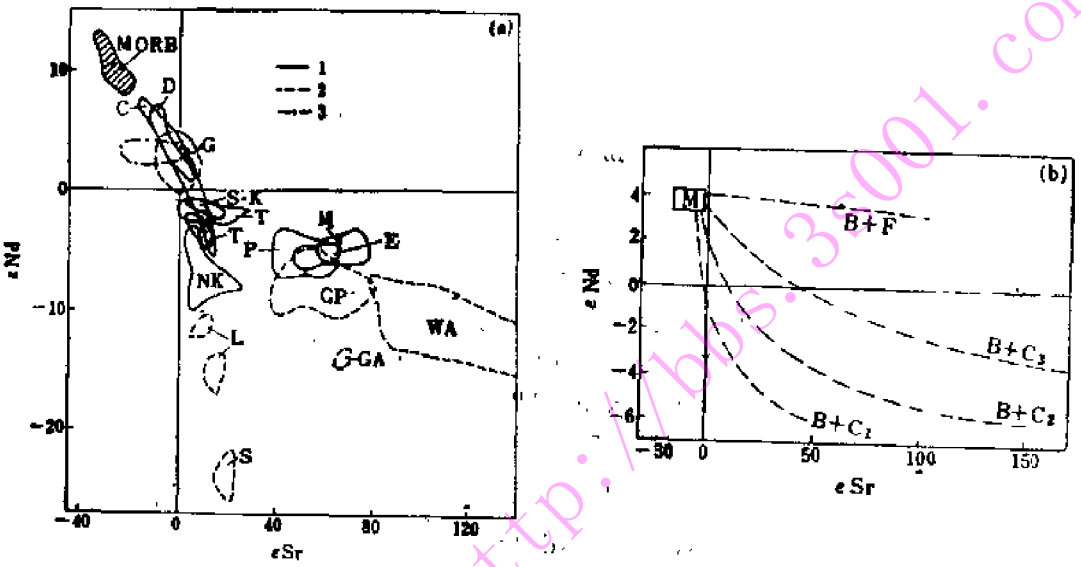


图6-26 大陆溢流玄武岩及其他超镁铁质岩石的εNd-εSr值范围(a)和混染作用的影响(b)

(a)：MORB：洋中脊玄武岩；1.大陆溢流玄武岩：D为德干，C为哥伦比亚河，SK为南Karoo，NK为北Karoo，T为Theron Mtns.，E为Etendeka，P为Parana；2.钾镁煌斑岩和金伯利岩：GP为GpII，GA为Gaussberg，WA为西澳，L为Leucite山，S为Smoky Butte；3.黄长岩（据Hawkes worth等，1990）

(b)：M：亏损的地幔源；B：玄武质岩浆；C_1：亏损的下地壳；C_2：亏损的中地壳；C_3：上地壳；F：上地壳中的流体

（据Neumann等，1988）

围，从该图可知，大陆溢流玄武岩的钕和锶同位素成分变化范围是相当大的，大多沿主趋势线分布，也有少部分向右上偏离了该趋势线。它们的εNd值和εSr值范围可以分布于亏损的源区，也可以分布于富集的源区。造成该玄武岩成分点偏离主趋势线的原因主要是同化混染地壳岩石，由于地壳混染对εSr值的影响要比对εNd值的影响明显得多，故混染作用会造成成分点向右上偏离主趋势线，如图中的Etendeka溢流玄武岩。有人认为，玄武岩钕-锶同位素成分偏离主趋势线还受同化混染物性质的影响：若混染物为下地壳岩石，则εNd-εSr值范围向左下侧偏离主趋势线；若混染物为上地壳岩石，则向右上侧偏离主趋势线；若为流体的交代作用，则成分变化近乎行于εSr轴。图中金伯利岩和钾镁煌斑岩的钕-锶同位素成分不仅变化范围大，而且偏离主趋势线的程度也大。除黄长岩和GpI金伯利岩在总地球的$\varepsilon Nd=0$，$\varepsilon Sr=0$交点附近外，其它多在$\varepsilon Nd<0$，$\varepsilon Sr>0$的范围。总体看，$\varepsilon Nd=+1$—-26，$\varepsilon Sr=-19$—

地信网论坛
BBS.3S001.COM

+226。上述超镁铁质岩石体积小，为低度部分熔融的产物，因岩浆上升速度快而排除岩石受同化混染作用的影响。研究认为，钾镁煌斑岩和金伯利岩源于太古代亏损的岩石圈地幔，这种亏损事件主要表现为科马提岩浆的抽取。

③ 弧后盆地玄武岩

弧后盆地玄武岩的钕-锶同位素成分见图6-27。图中表明，弧后盆地玄武岩分为Ⅰ-型、

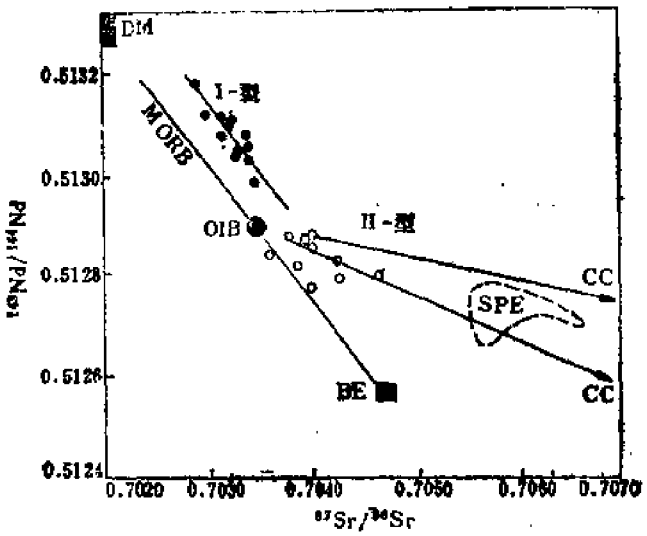


图6-27 弧后盆地玄武岩的钕-锶同位素成分

样品为Lau海盆；DM：亏损地幔；OIB：富集地幔；BE：总地球；MORB：洋中脊玄武岩；CC：大陆壳；SPE：Samoan剥蚀后玄武岩

（据Volpe等，1988）

Ⅱ-型两种类型。Ⅰ-型分布于盆地中心，其钕-锶同位素成分平行于主趋势线排列，具较高的钕同位素比值和较低的锶同位素比值，其$^{143}Nd/^{144}Nd \geqslant 0.51297$，$^{87}Sr/^{86}Sr \leqslant 0.70366$，而且介于亏损地幔和富集地幔的钕-锶同位素成分区之间，表明该玄武岩源于亏损和富集地幔以不同比例混合的混合源区。Ⅱ-型分布于盆地边缘，其钕-锶同位素成分向右上偏离主趋势线，具较低的钕同位素比值和较高的锶同位素比值，其$^{143}Nd/^{144}Nd \leqslant 0.51288$，$^{87}Sr/^{86}Sr \geqslant 0.738$，且同位素成分点沿富集地幔与大陆壳源之间的连线分布，但较靠近富集地幔源（OIB），反映该类型弧后盆地玄武岩形成于类似于OIB的富集地幔源与SPE地幔源的混合源中，而SPE地幔是被消减的太平洋岩石圈之上由于地幔对流衍生的。

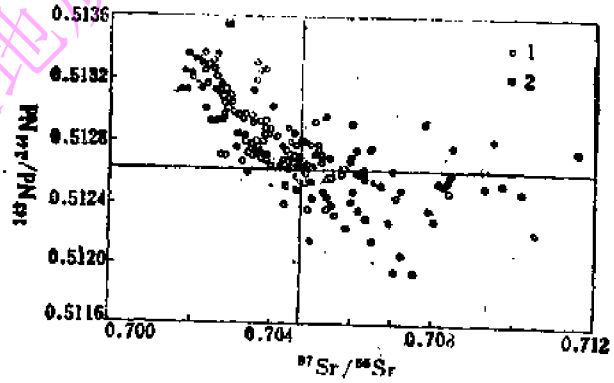


图6-28 地幔岩包体的钕和锶同位素成分

1. 尖晶石橄榄岩；2. 石榴石橄榄岩

（据Hawkesworth等，1990）

顶级地质论坛 http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

(3) 地幔岩

一般来说，多用玄武质岩石来示踪地幔源区的钕和锶同位素成分特征。这里涉及的地幔岩是取自各种镁铁质熔岩中的地幔岩石包体。它们的钕和锶同位素成分表示在图6-28中。从此图可知，各种地幔岩石的钕和锶同位素比值大体上也呈反相长的关系，其成分点近似平行于主趋势线分布。其中，尖晶石橄榄岩有高$^{143}Nd/^{144}Nd$和低$^{87}Sr/^{86}Sr$比值，而石榴石橄榄岩有低$^{143}Nd/^{144}Nd$和高$^{87}Sr/^{86}Sr$比值。这种特征主要与地幔岩形成的时代有关：尖晶石橄榄岩多寄主于较年轻的火山岩中，为元古代至今的地幔组成；石榴石橄榄岩多产于古老地壳的金伯利岩中，可能是太古代形成的地幔。

(4) 综合分析火山作用的演化

Morris(1989)在研究了日本西南部中新世—全新世火山岩的钕和锶同位素的特征后提出自日本海张开以来火山作用的源区变化规律。图6-29表示了他的设想。从图6-29a可知，最早的玄武质岩石为岛弧拉斑玄武岩，岩性属粗玄岩，形成于15Ma的岛弧拉斑玄武岩来源于

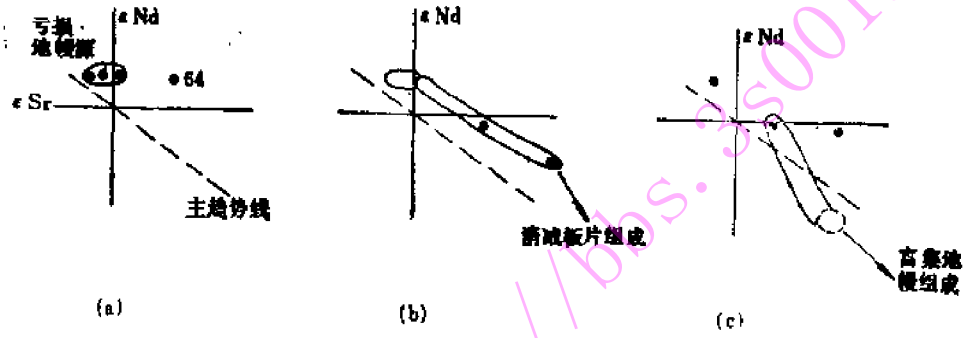


图6-29 日本西南三个喷发阶段火山岩的εNd-εSr成分演化

(a)15Ma的岛弧拉斑玄武岩（粗玄岩）；(b)11Ma的岛弧-板内过渡型玄武岩；(c)<11Ma的安山岩、碱性玄武岩

(据Morris等，1989)

亏损的地幔源，其中有一件样品（64号样）受海水的交代而偏离主趋势线。此时日本海开始张开，日本与亚洲大陆分离。到了11Ma左右（图6-29b），火山岩形成于岛弧和板内的过渡环境，其岩石的εNd和εSr值偏离主趋势线并平行于该线分布，说明该火山岩源于亏损的地幔源，但该亏损源已被因板片消减而释放出的流体所改造。图6-29c表现了最后阶段火山作用的特征，其火山岩为安山岩和碱性玄武岩，表明各火山岩来自不同的地幔源，有亏损地幔源，也有富集的地幔源。

四、铅同位素

1. 基本概念

自然界的铅共有八种同位素形式，除四种具放射性的铅同位素外，剩下的^{204}Pb、^{206}Pb、^{207}Pb和^{208}Pb均属稳定同位素。其中，^{204}Pb自地球形成以来几乎没有发生什么变化，被认为是一种原生铅；而^{206}Pb、^{207}Pb和^{208}Pb一部分分别为由^{238}U、^{235}U和^{232}Th的放射性衰变形成的子体同位素，因而它们的含量与U和Th元素的衰变有关，另一部分可能是原生铅。在铅同位素研究中，常用$^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$和$^{208}Pb/^{207}Pb$的比值形式表示，在讨论铅同位素演化和模式年龄时还常用母体同位素与^{204}Pb的比值形式表示，如^{238}U

地信网论坛
BBS.35001.COM

$/^{204}Pb$、$^{235}U/^{204}Pb$和$^{232}Th/^{204}Pb$等。

铅的类型很复杂，其中根据铅同位素的演化分为以下几种类型

（1） 原生铅

此为地球形成以前宇宙原子核合成时形成的各种同位素铅，其中^{204}Pb为主要的形式。

（2） 原始铅

这是地球形成最初时刻的铅，此时地球并未凝固，所有的铅均是均匀混合的，具有相同的同位素组成。与原生铅相比，原始铅中相对富集放射成因的铅。原始铅的同位素组成应等于原生铅的同位素组成加上原子核合成至地球刚形成期间因U和Th放射性衰变而形成的放射成因铅。一般以U和Th含量最低的Canyon Diablo铁陨石的铅同位素组成代表原始铅的同位素组成。

（3） 正常铅（普通铅）

正常铅是指原生铅与不同比例放射成因铅相混合的铅。它主要发生在岩石或矿物形成之前，在岩石或矿物形成之后再无子体同位素加入。正常铅的同位素组成等于原始铅同位素组成加上地球形成到岩石或矿物形成时所产生的放射成因的铅，它随形成时代不同而发生有规律的变化。

（4） 异常铅

这是一种放射成因铅含量升高的铅，多见于含U和Th较高的岩石或矿物中。它经历了两个或两个以上的演化阶段，故常把多阶段演化的铅称做异常铅。

2. 铅同位素的原始增长线

铅同位素的原始增长线实际上是正常铅单阶演化曲线。在绘制原始增长线时需假定：①地球的原始状态为均一的流体，其中的U、Th和Pb分布均一，原始铅同位素组成处处相同；②在地球凝固时U/Pb出现局部不均一，其变化仅是由放射性元素的衰变引起的；③铅同位素演化的始终体系一直处于封闭状态；④岩石的铅同位素比值取决于该岩石形成以来所经历的时间和岩石中放射性元素的初始浓度。

下面结合实例来说明铅同位素原始增长线的绘制。首先，确定绘制原始增长线的关系式。对于一个最初不含子体同位素D的封闭体系和母体同位素P来说，有下面关系式：

$$\lg\left(1+\frac{D}{P}\right)=\frac{t\lambda}{2.3026} \tag{6-20}$$

式中t为时间；λ为衰变系数，其中$\lambda_{^{238}U}=0.155125\times10^{-9}/a$，$\lambda_{^{235}}=0.98485\times10^{-9}/a$，$\lambda_{^{232}Th}=0.49475\times10^{-9}/a$；$D$值定义为样品铅同位素比值与地球原始铅同位素比值之差，地球原始铅同位素比值用不含铀的陨硫铁铅同位素比值表示：$(^{206}Pb/^{204}Pb)_0$为9.56，$(^{207}Pb/^{204}Pb)_0$为10.42；P为铅同位素的原始母体同位素与^{204}Pb的比值。如$^{238}U_0/^{204}Pb$比值，记以μ_0值。其次，计算μ_0值。该值可用(6-20)式计算求得，注意：此时使用的t值指地球形成的年龄，为4550Ma。然后，再次利用(6-20)式，并代于μ_0值、样品的铅同位素测定值（现代值）求出$t_1\cdots t_n$时间一系列的$^{206}Pb/^{204}Pb$和$^{207}Pb/^{204}Pb$比值。最后，将上述一系列铅同位素比值对投影并连结起来便得到岩石的铅同位素原始增长线。

如冰岛橄榄玄武岩的铅同位素测定值为：

$$^{206}Pb/^{204}Pb=18.33,\quad ^{207}Pb/^{204}Pb=15.60$$

求D值：

地信网论坛
BBS.35001.COM

$$D_{206} = 18.33 - 9.56 = 8.77$$

$$D_{207} = 15.60 - 10.42 = 5.18$$

求μ_0值和$^{238}U_0/^{204}Pb$：

$$\lg\left(1 + \frac{8.77}{\mu_0}\right) = \frac{0.1537 \times 10^{-10} \times 0.455 \times 10^{10}}{2.3026}$$

$$\mu_0 = {}^{238}U_0/{}^{204}Pb = 8.66$$

$${}^{235}U_0/{}^{204}Pb = \mu_0/137.88 = 8.66/137.88 = 0.063$$

也可用(6-20)式计算$^{235}U_0/^{204}Pb$值：

$$\lg\left(1 + \frac{5.18}{{}^{235}U_0/{}^{204}Pb}\right) = \frac{0.98485 \times 10^{-4} \times 0.455 \times 10^{10}}{2.3026}$$

$${}^{235}U_0/{}^{204}Pb = 0.063$$

求$^{238}U_0/^{235}U_0$值：

$${}^{238}U_0/{}^{235}U_0 = \mu_0/{}^{207}Pb/{}^{204}Pb = 8.66/0.063 = 137.5$$

求4000Ma、3000Ma、2500Ma…0Ma的$^{206}Pb/^{204}Pb$和$^{207}Pb/^{204}Pb$比值，

……

图6-30就是利用上述计算得到的两个现代火山岩的铅同位素的原始增长线，它表现了岩

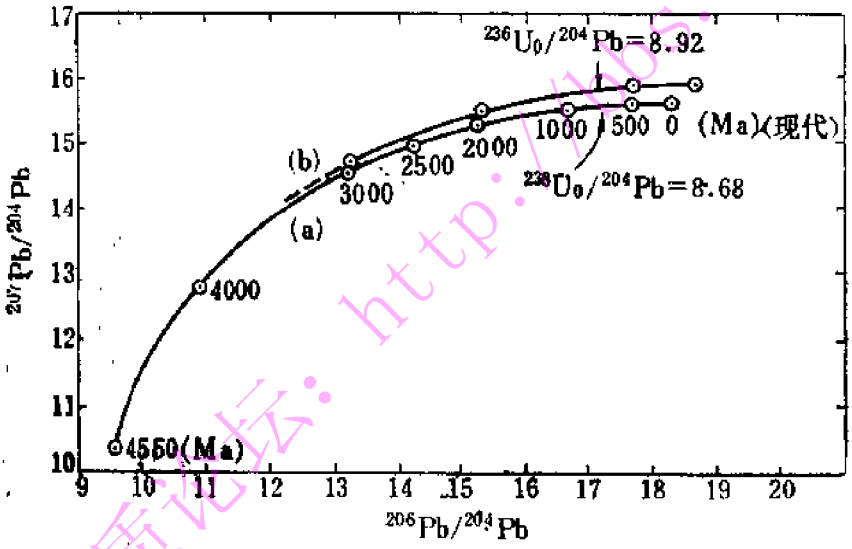


图6-30　两个现代火山岩的铅同位素原始增长曲线

(a) $^{206}Pb/^{204}Pb=18.35$，$^{207}Pb/^{204}Pb=15.51$，$\mu_0=8.68$；

(b) $^{206}Pb/^{204}Pb=18.50$，$^{207}Pb/^{204}Pb=15.85$，$\mu_0=8.92$；曲线上的数值为距现在的时间(Ma)

(据Carmichael,1974)

石两种铅同位素比值随时间变化的轨迹。从此图可知，增长线是以4550Ma以前地球形成时的$^{206}Pb/^{207}Pb$和$^{207}Pb/^{204}Pb$比值为起始点的正态发散曲线，其发散度一般用μ_0值表示。所以具不同μ_0值的岩石有不同的增长线，但不同的增长线又均交于原始地球的成分点。显然，这样的成分点表示了地幔的成分。但是，仅用原始增长线这种单阶演化趋势来讨论复杂的岩石成因是很不够的。事实表明，岩石中铅的同位素组成常偏离原始的单阶增长线，这需用两阶演化的模式来说明。引起两阶演化的原因是复杂的，但不外乎使铅同位素在单阶增长后有放射性元素U和Th的亏损和富集，从而产生第二级演化。

顶级地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

3. 铅同位素的岩石学应用

铅同位素不仅自身用于岩石学的讨论，而且常与其它的锶、钕和氧的同位素结合起来以解决岩石成因问题。

（1） 地幔的不均一性和地幔交代作用

地幔的不均一性主要是用大洋玄武岩的铅同位素特征来示踪的(图6-31)。此图中表现如

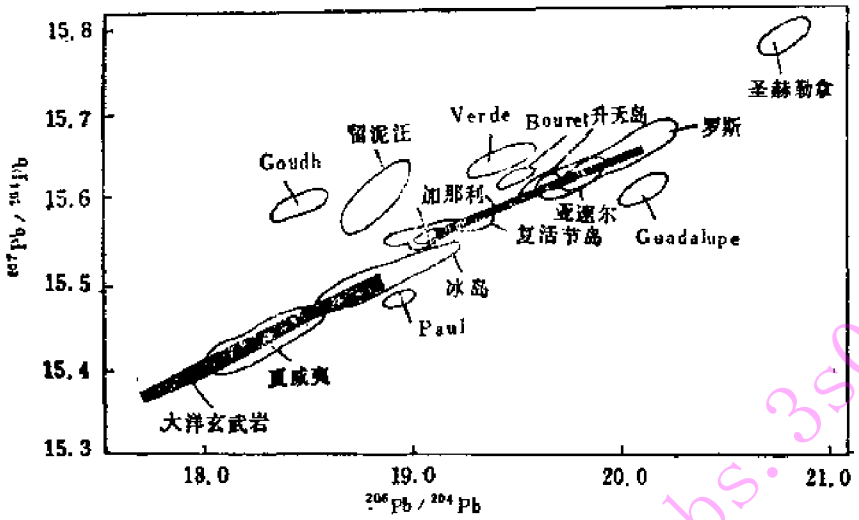


图6-31 洋中脊和洋岛玄武岩的铅同位素成分

(据Tatsumoto,1978)

下重要的特征：①大洋玄武岩的$^{204}Pb/^{204}Pb$和$^{207}Pb/^{204}Pb$成分区大多围绕着μ_0值为7.9的地幔铅同位素原始增长曲线分布，表明这些玄武岩来自地幔源区；②经铅同位素模式年龄计算得出源区形成于1500—1700Ma，表明大洋地幔可能产生于元古代；③洋中脊玄武岩具最低的铅同位素比值范围，而洋岛玄武岩具较高的铅同位素成分，由此反映两者源区的不均一性；④洋岛玄武岩的铅同位素成分有较大的变化范围，显然会落在μ_0值不同的铅同位素原始增长线上，说明它们来自放射性元素初始丰度值不同的地幔。从大洋玄武岩的上述铅同位素成分的特征可推测地幔的演化历史：地球最早是均一的流体，约4550Ma地球冷凝分异出现最原始的太古代地幔，并开始有岩浆作用发生，如科马提岩浆的抽取；直至1500—1700Ma，因地幔发生大的亏损事件导致形成大洋地幔；在以后的漫长地质历史中，又因地幔对流、岩石圈板块的相互作用和更深部物质的上涌而使地幔具不均一性。

大陆玄武岩、超镁铁质熔岩和地幔岩包体的铅-锶同位素关系能较好地说明地幔交代作用（图6-32）。图6-32a表现了不同地幔源区的ISr-$^{206}Pb/^{204}Pb$成分的变异关系，按太古代和元古代地幔—大洋地幔—大陆地幔的次序，ISr值逐渐增加。已经证明，CFB、MORB和OIB并无同化混染作用的影响，故这主要为地幔交代作用所致。图6-32b表现了各种地幔岩包体的锶-铅同位素成分特征。包体中的金云母和钾-钠透闪石为地幔流体交代作用的产物，该矿物的富集程度反映了地幔交代作用的强度。从该图可知，随交代作用加强，其包体岩石的$^{87}Sr/^{86}Sr$初始比值逐渐增加，而$^{206}Pb/^{204}Pb$是减小的，表现出两同位素特征参数呈近似的负相关性。显然，这是金云母等含流体相矿物在影响着微量元素Rb/Sr-U/Pb丰度比值的分异。因此，可将包体岩石的锶同位素初始比值和铅同位素比值之间的负相关性作为地幔交代作用的标志。研究还表明，含流体相矿物仅在小于250km的深度才稳定，因而，这样的

地信网论坛
BBS.3S001.COM

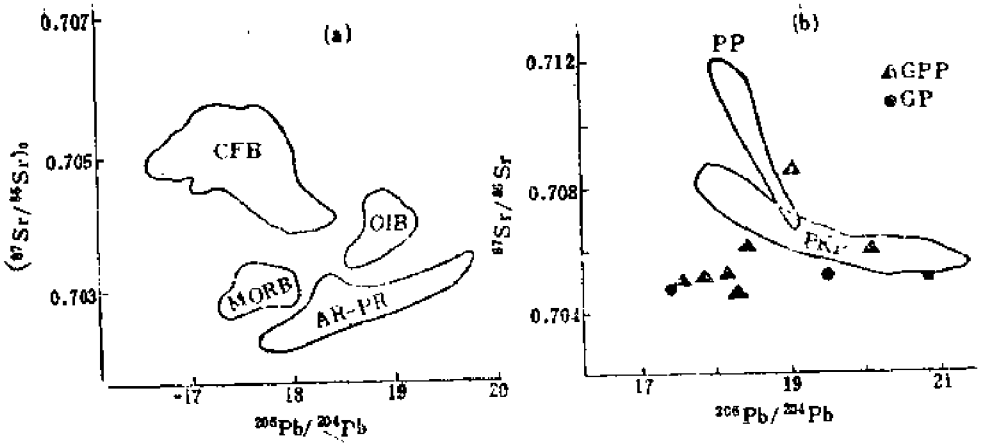


图6-32 不同玄武质岩石(a)和地幔岩包体(b)锶同位初始比值和铅同位素成分

(a): CFB:大陆溢流玄武岩(Deccan、Karoo、parana和Kerguelen等地区);
MORB: 洋中脊玄武岩; OIB:洋岛玄武岩; AR-PR:太古-元古代地幔; (b): PP:金云母橄榄岩;
PKP: 金云母钾-钠透闪石 橄榄岩; GPP: 石榴石金云母橄榄岩; GP: 石榴石橄榄岩
(据Hawkesworth等, 1990)

地幔交代方式仅发生在250km以上的地幔浅部。

(2) 地壳类型的划分

地壳的铅同位素成分是研究地壳中各类岩石后经综合总结得到的(图6-33)。地壳可划分为克拉通、非克拉通、岛弧和大洋等几种类型。从图6-33可知，非克拉通型地壳具最高的$^{206}Pb/^{204}Pb$和$^{207}Pb/^{204}Pb$比值范围，而克拉通地壳的铅同位素比值范围是较低的，其它类型的地壳则介于这两者之间。造成这种差异的原因可能是：源区物质具不同的U/Pb初始比值，故各地壳的铅同位素成分点将沿着μ_0值不同的原始增长线分布；地壳形成的时代不同，这就使即使具有相同μ_0值原始增长线的地壳也会有不同的铅同位素比值范围；非克拉通地壳具如此高的铅同位素比值应考虑用两阶演化模式来解释。此外，还应考虑地壳岩石后期被改造、蚀变在一定程度上也影响其铅同位素的组成。

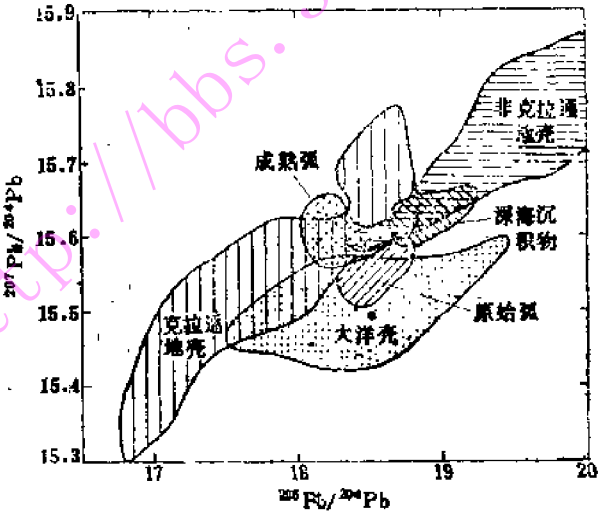


图6-33 各类地壳的铅同位素组成
(据Doe等, 1979)

(3) 判别板块构造环境

铅同位素可用来判别岩石所处的板块构造环境，且尤其适用于大洋环境(图6-34)。从此图可知，MORB具较低的铅同位素组成，OIB具较高的铅同位素组成，而安第斯弧火山岩却在上述两大洋玄武岩的铅同位素组成范围之外，与大洋沉积物的范围有所重叠，表明该火山岩来自亏损洋壳和大洋沉积物混合的源区，这显然是消减作用的结果。

(4) 岩浆来源的分析

铅同位素在分析岩浆起源方面是非常行之有效的手段，就图(6-34)来说，还可以帮助探讨火山弧岩浆的起源。图6-34中不仅表示因消减作用使沉积物与大洋板块混合而成为火山弧

地信网论坛
BBS.35001.COM

的岩浆源，而且证明该岩浆在上升时受到上地壳物质的混染，但因混染的程度不同而使弧火山岩偏离上地壳成分点的程度不同而表现为散布状分布。由上分析可知，安第斯弧火山岩是曾经历了两次铅的混合事件后形成的。

图6-35也可以用来确定岩浆的来源。该图中的曲线是根据特定的铅演化模式计算得到的

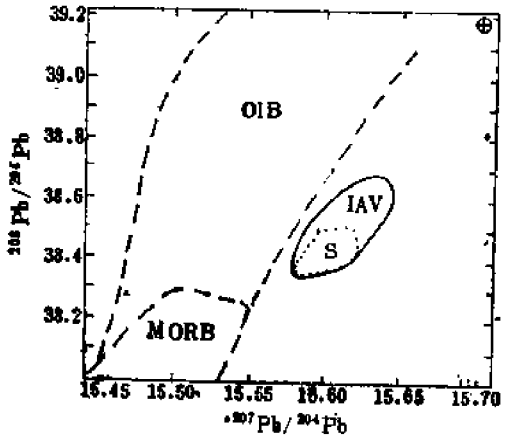


图6-34　各构造背景玄武岩的铅同位素组成

OIB：洋岛玄武岩；MORB：洋中脊玄武岩；IAV：弧火山岩；S：沉积物；⊕：平均上地壳；IAV和S均取自安底斯火山弧

（据Zartman等，1981）

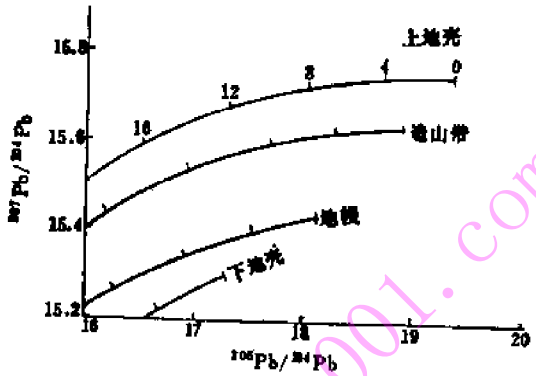


图6-35　地球不同区域铅的结构模式

图中曲线上的数值为距今的时间(100Ma)

（据Zartman等，1981）

铅增长线。该图仅适用于花岗质和碱性岩石起源的确定，而且要用岩石的初始铅值（钾长石的铅同位素比值可代表）来投影。在使用时常出现成分点不在曲线上，这可能是两种源区混合或同化混染的缘故。另外，有时成分点会落在图中所有曲线的右侧，这除了需检查样品中铅同位素数值的精度外，还需考虑用两阶演化模式来讨论。

图6-36主要表现了玄武质岩石的起源。该图将源区划分为三大类型：大洋下亏损的软流圈地幔(NHRL线)、亏损的软流圈地幔＋消减组分（弧火山岩的源）和大陆下岩石圈地幔。

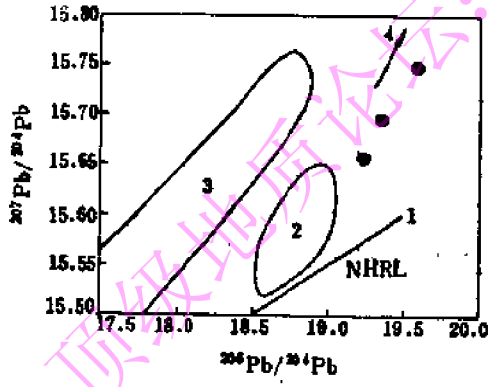


图6-36　不同源区地幔的铅同位素组成

1．NHRL：北半球大洋玄武岩铅同位素组成的回归线；2．软流圈地幔＋消减组分；3．大陆下岩石圈地幔；4．富集U、Th的地壳的铅同位素组成趋势；图中点子为爱达荷花岗岩

（据Norman等，1989）

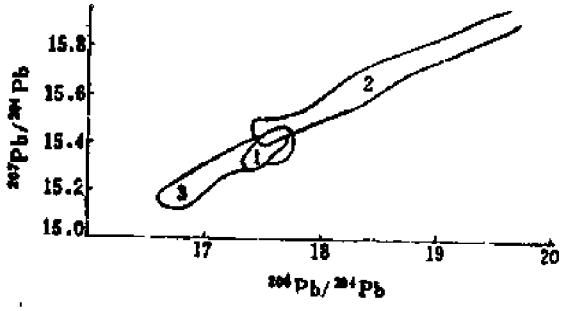


图6-37　印度德干中—酸性岩系混染上、下地壳而表现的铅同位素组成

1．未混染的岩系；2．混染上地壳的中-酸性岩系；3．混染下地壳的中-酸性岩系

（据Lightfood等，1987）

从此图可知，按上述三种源区排列的次序，其$^{207}Pb/^{206}Pb$比值范围依次增加，而$^{206}Pb/$

地信网论坛
BBS.3S001.COM

^{204}Pb值是减小的。但仅就各源区自身而言，$^{206}Pb/^{204}Pb$与$^{207}Pb/^{204}Pb$是具正相关的关系。图中还表示了爱达荷花岗岩岩基的铅同位素组成。显然，其岩浆起源于弧火山的源，但在岩浆上升时经历了地壳物质的混染。

(5) 确定源区混染(合)和岩浆混染

对于铅同位素来说，这两种作用都属于开放体系下两种端员物质混合的结果。铅同位素用于确定混合和混染作用十分成功，而且表现的形式是很多的，前述有很多图解和分析已涉及到这方面的内容了，这里再作些补充。

铅同位素组成的增长线和等时线图可表示两端员的混合作用。若岩石的$^{206}Pb/^{204}Pb$和$^{207}Pb/^{204}Pb$比值的成分点不在一条铅同位素增长曲线上而呈散布状分布，则表明有两种物质的混合。

铅同位素比值变异图还可以判别地幔或岩浆混染(合)的地壳物质的性质(图6-37)。一般来说，混染上地壳岩石时无论$^{207}Pb/^{204}Pb$还是$^{206}Pb/^{204}Pb$比值均明显升高，但混染下地壳岩石时岩浆的两种铅同位素比值均降低。

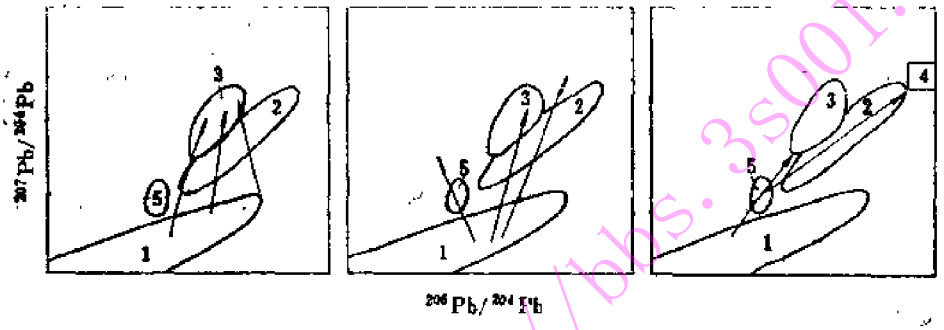


图6-38 弧火山岩形成的三种混合模式

1. 亏损的地幔源；2. 沉积物＋亏损地幔来源的岩浆；3. 弧火山岩；4. 沉积物；5. 弧区地壳

(据Davidson等，1989)

从前述许多讨论可知，铅同位素对于示踪岛弧的岩浆起源和演化是十分有益的。图6-38提出了因铅混合作用而形成的岛弧火山岩的三种模式：①均匀沉积物与不均一大洋地幔的混合；②均匀的亏损大洋地幔与不均一沉积物混合；③沉积物与来自亏损地幔的岩浆在地幔楔形区混合，后来在岩浆上升过程中又与岛弧地区的地壳混合。显然，第一种模式不能解释弧火山岩具高铅同位素比值的特征；第二种模式是不存在的，因地幔的不均一性是普遍存在的；第三种模式与实际情况较符。Davidson等(1989)用此很好地解释了Martinique岛弧火山岩的成因。他们还将铅、锶、氧同位素结合起来定量地讨论了该岛弧火山岩（图6-39）。从此图可知随混合程度加大，铅、锶和氧同位素特征

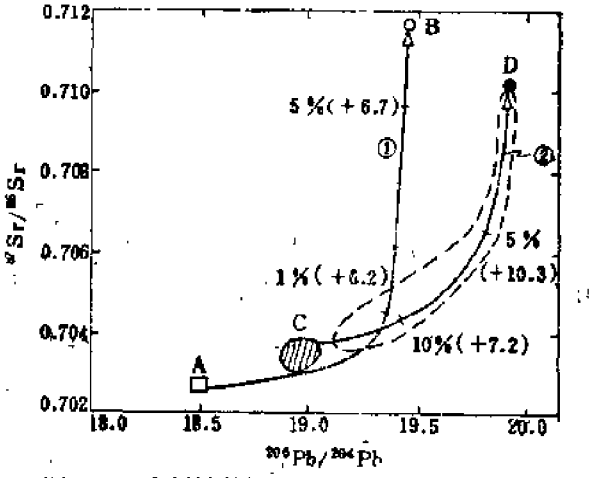


图6-39 定量计算混合作用时铅、锶、氧同位素组成的变化

曲线①：A＋B；A为MORB的源，Sr=15，Pb=0.25，$\delta^{18}O$=+6；B为沉积物，Sr=120，Pb=20，$\delta^{18}O$=+20；曲线②：C＋D；C为IAT的源，Sr=300 p，Pb=22，$\delta^{18}O$=+6.5；D为地壳，Sr=40，Pb=17，$\delta^{18}O$=+14(丰度单位为10^{-6})；曲线上的数值为混合程度，其括号内数值为$\delta^{18}O$值(‰)；虚线区为Martinique岛弧火山岩成分范围

(据Davidson等，1989)

地信网论坛
BBS.35001.COM

参数值有所增加，但各同位素增加的趋势有所不同。较低程度混合时，随混合程度增加，其铅同位素比值增加明显，而锶同位素增加不明显；较高程度混合时，表现为锶同位素比值比铅同位素比值增加明显。图6-39表明，Martinique岛弧火山岩形成于两次混合事件：第一次为亏损大洋地幔衍生的岩浆与不足1%的大洋沉积物混合；第二次为低度混合了沉积物的岩浆再次不同程度地混合了地壳物质。

五、同位素年龄测定简述

同位素年代学是同位素地质学重要组成部分。在岩浆岩研究中，一般用天然的放射性同位素作为地质计时器，由于放射性同位素(称为母体)经衰变可变为稳定同位素（称为子体），因此岩石或矿物内子体的数量又作为时间的函数而连续地增加。我们就是利用这一原理来测定岩石或矿物形成的年龄的。在测定时尚须满足以下条件：①必须知道母体同位素准确的衰变系数(λ)；②需知道母体放射性元素的同位素种类以及它们的相对丰度；③当经过某次地质作用形成岩石和矿物后，必须一直保持封闭状态，没有因后来的热液交代、变质、次生变化、表生作用的影响而使母体或子体同位素丢失或加入；④若混入少量子体同位素则应有扣除的方法；⑤要能准确测定母体和子体同位素的丰度。

目前，常用的方法有K-Ar法、U-Pb法和Rb-Sr法，近年来又推出Sm-Nd和Ar-Ar法。现将其分别简单介绍如下：

1. K-Ar法

自然界中钾有三种同位素，其中^{40}K为放射性同位素，它具有两种衰变形式：

$$K \xrightarrow{\beta\text{粒子}} {}^{40}Ca;\quad {}^{40}K \xrightarrow{K\text{层捕获}e} {}^{40}Ar$$

所以^{40}K的总衰变系数为$\lambda_K = \lambda_\beta + \lambda_e$。

自然界的氩是三种稳定同位素的混合物（大气氩），只有^{40}Ar为放射性成因的，丰度也最大，为99.6%。

其计算年龄的公式为：

$$t = \frac{1}{\lambda_e + \lambda_\beta} \ln\left[\frac{\lambda_e + \lambda_\beta}{\lambda_e} \cdot \frac{{}^{40}Ar}{{}^{40}K} + 1\right] = \frac{1}{0.43429\lambda_K} \lg\left[\frac{\lambda_K}{\lambda^{40}K} \frac{{}^{40}Ar}{{}^{40}K} + 1\right] \qquad (6\text{-}21)$$

式中^{40}K和^{40}Ar均以g为单位，$\lambda_\beta = 4.72 \times 10^{-10}/a$，$\lambda_e = 5.85 \times 10^{-11}/a$。

由于含钾矿物分布广泛，故此法适用范围较广，测定的样品可以是云母、钾长石、角闪石、霞石等单矿物，也可以是含钾的岩石，如从基性到中酸性的侵入岩和火山岩。

本法的不足之处是，在高热影响下矿物的氩常常有所逃逸，导致所测定的年龄值偏低，所以采样时注意避免晚期岩体对其有热变质作用的影响。一般来说，此法仅适用于中—新生代形成的岩浆岩，且时代越新，其精度越高，这是因为后期改造岩体的程度较小的缘故。此外，使用单矿物K-Ar法来确定岩石年龄时需作适当的分析，因为矿物中的Ar在一定的冷却温度下才能完全保存下来而不再丢失（Ar封闭），从某种意义上讲，此时测定的年龄则是矿物结晶冷凝（保持Ar封闭）之后到现在所经历的时间。须知，不同矿物保持Ar封闭的时间又是不同的，因此仅用矿物的K-Ar年龄来确定岩体的年龄有时是不确定的，因为各矿物的K-Ar年龄值有一定的波动范围。

此外，有些地区的矿物中含有过剩Ar，这样测出的年龄值会异常的高。如绿柱石、蓝青

地信网论坛
BBS.3S001.COM

石、电气石等六方晶系的矿物内就是如此。有人认为过剩Ar是结晶时混入的，另一些人则认为是矿物结晶之后扩散进去的。又如石英、辉石、斜长石和钠长石内也常含有过剩Ar，这些过剩Ar大多吸附在流体包裹体或晶体结构的缺陷里。因此，上述矿物是不适于作K-Ar年龄的测定的。

过剩Ar的来源有不同的认识，有人认为是岩浆熔融时残存下来的原始Ar，有人则认为在岩浆同化混染时从围岩中也会释放出Ar，甚至还有人认为^{40}Ar来自地幔的原始Ar。因此，为了消除过剩Ar对年龄值的影响，还必须进行等时线研究，这需要有一组矿物或全岩的分析数据才能做到（见Rb-Sr法）。

2. U-Pb法

(1) U-Th-Pb法

此法适用于岩石中放射性元素的矿物，如沥青铀矿、独居石、褐帘石、锆石和榍石等，其计算年龄公式如下：

$$t=\frac{1}{0.43429\lambda_{^{238}U}}\lg\left[1+1.155\frac{^{206}Pb}{^{238}U}\right] \tag{6-22}$$

$$t=\frac{1}{0.43429\lambda_{^{235}U}}\lg\left[1+1.135\frac{^{207}Pb}{^{235}U}\right] \tag{6-23}$$

$$t=\frac{1}{0.43429\lambda_{^{232}Th}}\lg\left[1+1.115\frac{^{208}Pb}{^{232}Th}\right] \tag{6-24}$$

上述三式中，$\lambda_{^{238}U}=1.54\times10^{-10}/a$，$\lambda_{^{235}U}=9.72\times10^{-10}/a$，$\lambda_{^{232}Th}=4.99\times10^{-11}/a$。

此法的优点是：用同一样品可以得出三组同位素比值，经估算可以获得三个年龄值，这三个值可以进行内部自检，以判断其年龄值的可靠性，在实际运用时，还须扣除被测试样品中初始混入的铅同位素含量，并对某些数据进行必要的解释和处理。此外，在采集和挑选单矿物样时，还需注意样品新鲜，没有蚀变和被改造，以避免普通铅的混入。值得指出的是，近十年来，微量和超微量分析技术有了很大的发展，使样品（如锆石）量降低了2—3个数量级（称量在mg以下），这为广泛应用此法提供了方便。

(2) 普通铅法

此法适用于不含放射性的全岩、方铅矿和长石等样品，特别是花岗岩常用此法。它主要是利用样品中普通铅的同位素比值（$^{206}Pb/^{204}Pb$，$^{207}Pb/^{204}Pb$，$^{208}Pb/^{204}Pb$）来确定年龄，其计算公式如下：

$$\frac{y-b_0}{x-a_0}=\frac{1}{137.8}\cdot\frac{(e^{\lambda' t_0}-e^{\lambda' t})}{(e^{\lambda t_0}-e^{\lambda t})}=\phi \tag{6-25}$$

式中x和y分别代表年龄为t时样品的$^{206}Pb/^{204}Pb$和$^{207}Pb/^{204}Pb$比值，a_0和b_0分别为原始铅的$^{206}Pb/^{204}Pb$和$^{207}Pb/^{204}Pb$比值，其中$a_0=9.307$，$b_0=10.294$（据Doe，1974），t_0为地球的年龄，取4570Ma，$\lambda=\lambda_{^{238}U}=1.54\times10^{-10}/a$，$\lambda'=\lambda_{^{235}U}=9.72\times10^{-10}/a$，$e$为自然数。

该法估算出的年龄为ϕ值年龄。不同学者对a_0、b_0、λ、λ'、t_0等常数的选取不一样，故计算的年龄值有所不同。此外，这种方法是建立在这两种假设之上的：其一，在地球凝固的早期阶段所有地球物质中的铅都具有相同的同位素组成；其二，以后同位素比值发生的任何变化都是放射成因铅混入原始铅的结果。因而它所测定的是普通铅的正常的增长，必须避免放射性矿物的影响，这对于利用全岩普通铅法来测定岩石年龄是有利的。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

3. Rb-Sr法

Rb-Sr法是根据自然界^{87}Rb经过β衰变生成稳定同位素^{87}Sr的原理推导的，其年龄计算公式为：

$$t=\frac{1}{\lambda}\ln\left(1+\frac{^{87}Sr}{^{87}Rb}\right) \tag{6-26}$$

式中λ为$1.39\times10^{-11}/a$。

由于Rb没有独立的矿物形式，主要呈类质同象混入含钾矿物中，因此仅用单矿物Rb-Sr法来测定年龄是有所局限的。此外，^{87}Rb衰变非常缓慢，岩石中积累的Sr含量极少，故此法适用于较老岩石的年龄测定，然而^{87}Rb和^{87}Sr在岩石和矿物中具有很好的保存性，不象K-Ar法易受温度条件影响，所以应用更为广泛。

近年来，随着对岩浆起源的深入研究，迫切需要了解Sr同位素的初始比值[$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$，ISr]，为此，根据衰变原理可推导与Sr同位素初始比值有关的方程式：

$$\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}=\left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_0+\frac{^{87}Rb}{^{86}Sr}(e^{\lambda t}-1) \tag{6-27}$$

式中，$^{87}Sr/^{86}Sr$、$^{87}Rb/^{86}Sr$为样品的现代测定值，其他符号同前。

该方程用于全岩等时线法确定岩浆岩的形成年龄。研究时，首先取样，取样位置一般在同一岩体的不同部位，或选取分异较好的同源但不同岩性的岩石，样品件数3—10个不等。显然，这些岩石样品应具有相近的年龄值。其次测试Rb、Sr同位素值，由于各样品的矿物成分、含量有差异，所以各样品的Rb、Sr同位素丰度是不同的，且得到一组样品的$^{87}Rb/^{86}Sr$和$^{87}Sr/^{86}Sr$比值。然后将该组数据投影于$^{87}Rb/^{86}Sr$-$^{87}Sr/^{86}Sr$坐标系内，得到不同的投影点（图6-9）。由于样品中^{87}Sr的增长与^{87}Rb的含量呈线性关系，故这些点子在正常情况下应构成一条直线。此直线即为等时线，等时线的斜率为$b(b=e^{\lambda t}-1)$，截距为a（$a=^{87}Sr/^{86}Sr$）。利用斜率可求出岩浆岩形成的年龄，其计算公式如下：

$$t=\frac{1}{\lambda}\ln(b+1) \tag{6-28}$$

直线的截距即为岩浆岩的Sr同位素初始比值(ISr)。

此法既可得到年龄值，又可以获得Sr同位素的初始比值。无疑，这对于岩浆岩成因研究是有很大帮助的。

4. Sm-Nd法

Sm的同位素之一^{147}Sm具放射性，经过一次α衰变后形成放射成因的^{143}Nd。Sm的半衰期特别长，因此Sm-Nd同位素计时计特别适用于较古老岩浆岩形成年龄的测定。由于Sm、Nd同属镧系元素，化学性质较稳定，两者又是相邻的偶数序数元素，地球化学行为极相似，因而区域变质、交代蚀变以及淋滤风化过程中不会发生Sm和Nd的分离，易于长期保持封闭体系。因此，该方法对于样品的选取没有严格的要求，这为广泛使用Sm-Nd法提供了方便。

Sm-Nd同位素计时与Rb-Sr法相似，一般可采用全岩等时线法。即在同源、同时形成的岩浆岩体中采集一组样品，经高灵敏度质谱分析后作$^{147}Sm/^{144}Nd$对$^{143}Nd/^{144}Nd$图解，用最小二乘法将其点子拟合成一条直线。利用直线的斜率(b)可计算样品形成的年龄，其计算公式为

地信网论坛
BBS.35001.COM

$$t = \frac{1}{\lambda}\ln(b+1) \qquad (6\text{-}29)$$

其中λ为衰变系数，其值为6.54×10^{-12}/a，直线的截距(a)为$^{143}Nd/^{144}Nd$的初始比值(INd)，该值对于岩浆岩起源物质的研究同样有着重要的意义。

稀土同位素在变质过程中稳定性较强，分异作用极小，这是其他年龄测定方法不能比拟的优点，因此Sm-Nd法对于解决前寒武古老变质岩时代较之U-Pb法和Rb-Sr法更为有利。

5. ^{40}Ar-^{39}Ar法

^{40}Ar-^{39}Ar快中子活化年龄测定法是目前较为先进的地质年龄测定方法之一。实际上，它是近20年发展起来的K-Ar法的一个分支。如前所述，K-Ar法有一定局限性。有时，测定的年龄值偏低，这是因后期热事件使样品中的Ar丢失所致；有时测定的年龄值可能偏高，这是由于样品中有过剩Ar的缘故。然而^{40}Ar-^{39}Ar法则可避免这些缺陷，对于一些经历过后期热事件的样品能较准地同时给出后期热事件的年代和岩石结晶的年龄值。

利用^{40}Ar-^{39}Ar法测定年龄时，首先需将岩石或矿物样品在原子反应堆中用快中子照射，从而发生^{40}K转变为^{39}Ar的核反应。然后，用质谱计测定样品释放气体的$^{40}Ar/^{39}Ar$比值便可求得样品的年龄值。在测定中采用的是“阶段加热”步骤，即被照射的样品在不同温度条件下使Ar分别释放出来，直至样品全部熔化。因此，每个阶段的温度都能获得一个相对应的年龄值。最后，以^{39}Ar释出的累积百分数为横坐标，各阶段温度的年龄值为纵坐标进行投影便得到该样品的近于直线状的$^{40}Ar/^{39}Ar$年龄谱。需指出的是，在分阶段加热过程中，最低温度阶段样品释放的Ar来自矿物颗粒的表面，因其表面较易丢失Ar，此时具低的$^{40}Ar/^{39}Ar$比值，对应的表面年龄为热事件发生的年代；在矿物颗粒内部，Ar的释放需较高温阶段的加热，获得的$^{40}Ar/^{39}Ar$比值高，其年龄值也高。当到达某一阶段的高温时，便会获得年龄值的平衡，形成“高温坪”，此时矿物内部保存的原始Ar释放出来了，所以，“高温坪”年龄应是样品早期结晶的年龄。因此可知，后期热事件对于结晶年龄的测定是影响不大的。

^{40}Ar-^{39}Ar法不仅用于地质年代学，还可帮助研究地质样品的受热历史，探讨过剩Ar的成因机制和地球中Ar同位素的演化等。此外，该方法因不需在样品中直接测定K和Ar的绝对丰度，故不受样品不均匀性的影响。相反，这种不均一性会提供更多的信息。送样样品应为含钾单矿物，其中以黑云母、白云母、角闪石和海绿石效果较好。样品量为300—1000 mg不等，样品所处地质时代愈早，其样品量愈小。

6. 年龄数据的讨论

随着研究的深入，发表的有关年龄数据越来越多，因此对年龄数据的解释也越来越突出。在这方面，存在两种认识。一种认为，岩石矿物结晶后在短时间内就能保存放射成因子体同位素，所确定的年龄能代表结晶作用的时间；另一种则认为，深部形成的岩石需很长一段时间（数百万年）才能冷却到保留子体同位素的温度，该年龄数据则需谨慎对待。

如在地盾区或造山带，深成岩和变质岩的结晶过程是一个十分漫长的时期。在长期的高温环境中，虽地体已经固结，但许多矿物并不保存放射成因子体，尤其是Ar，只有冷却到某一温度时，放射性计时器才开始启动，由于Ar是气体，对热作用特别敏感，容易扩散丢失，因此K-Ar计时器较其他计时器启动较晚，其中，角闪石的K-Ar计时器较之黑云母的

地信网论坛
BBS.3S001.COM

启动更晚一些。由此可知，用不同方法测定矿物所确定的不同年龄仅是矿物成为封闭体系时距现在的时间。

矿物从开放体系转变为封闭体系时的温度称为“临界阻隔温度”，子体同位素保存性好的矿物具高的阻隔温度，所确定的年龄值较高，反之，则给出较小的年龄值。保存性较好的矿物年龄有锆石的U-Pb年龄，角闪石的K-Ar年龄和白云母的Rb-Sr年龄，即使如此，它们所给出的年龄仍然是地质事件的最小年龄。在许多情况下，取K-Ar年龄数据的最大值比取平均值更为合理些。

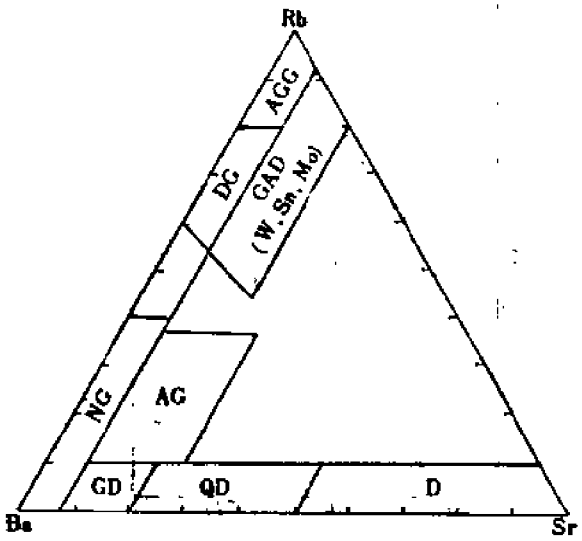
此外，后期的热事件对K-Ar和Rb-Sr体系也有一定的影响。其中，对黑云母的影响较大，所测的K-Ar年龄十分偏低，而角闪石受的影响较小。同是黑云母，加热作用对K-Ar计时器的影响又比Rb-Sr计时器大。同时，循环地下水的碱交换作用也会造成黑云母的Rb-Sr年龄值小于K-Ar年龄。又因为Rb趋向于保留在黑云母矿物中，而^{87}Sr又易离开黑云母，这样也会使Rb-Sr年龄偏低。

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

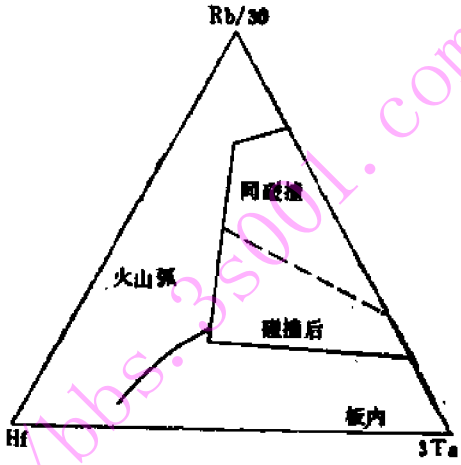
附图　岩石类型划分和构造环境判别

Ⅰ．酸性岩类

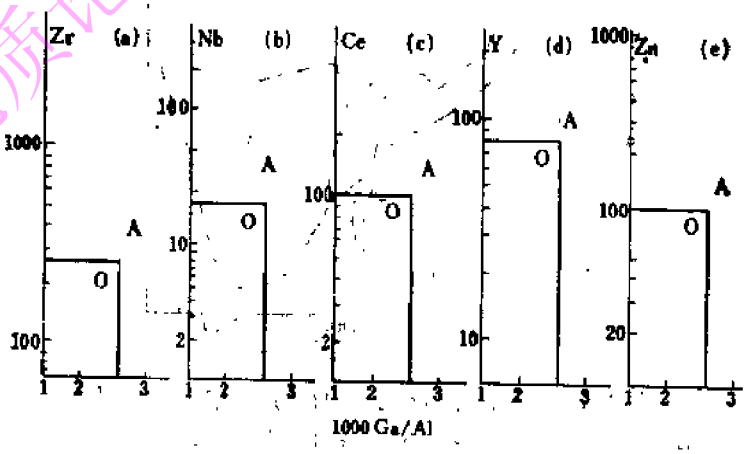


图Ⅰ-1　花岗质岩石类型的Rb-Ba-Sr划分

AGG：钠长石化和云英岩化的花岗岩；
DG：分异花岗岩；NG：正常花岗岩；
AG：异常花岗岩；GD：花岗闪长岩；
QG：石英闪长岩；D：闪长岩；
GAD：与W、Sn、Mo有关的矿化花岗岩
（据El Bouseily等，1975）



图Ⅰ-2　不同构造环境花岗岩的Rb-Hf-Ta判别
（据Harris等，1986）



图Ⅰ-3　造山花岗岩与非造山花岗岩的微量元素划分

A：非造山花岗岩；O：造山花岗岩（包括I-型、S-型和与消减作用有关的M-型花岗岩）
（据Whalen等，1987）

顶级地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

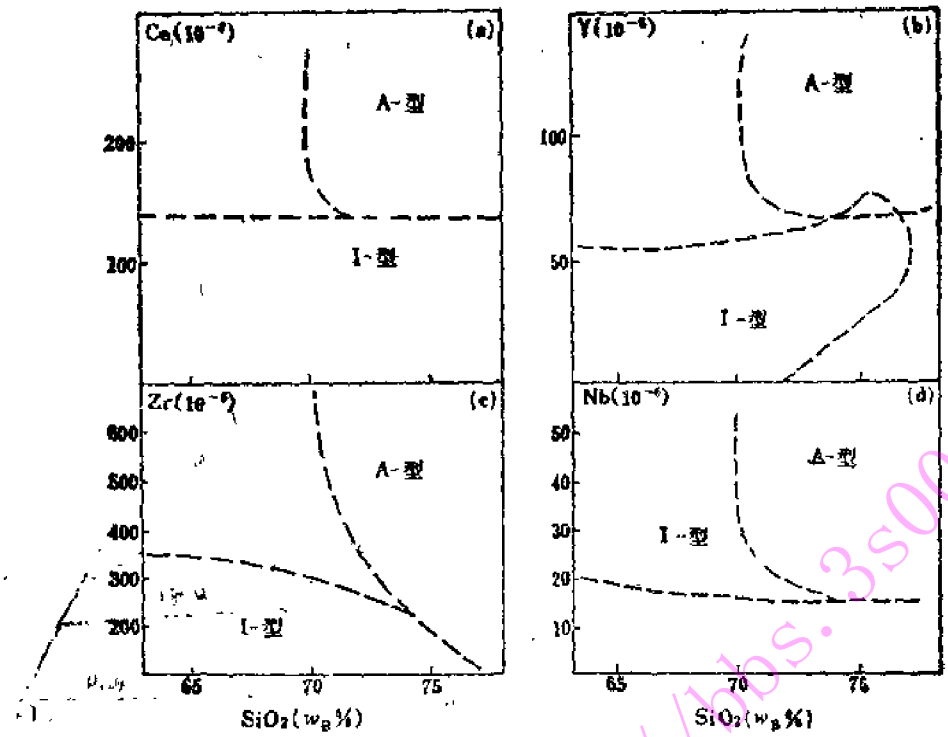


图 I-4 A-型与I-型花岗岩的微量元素划分
(据Collis等,1982)

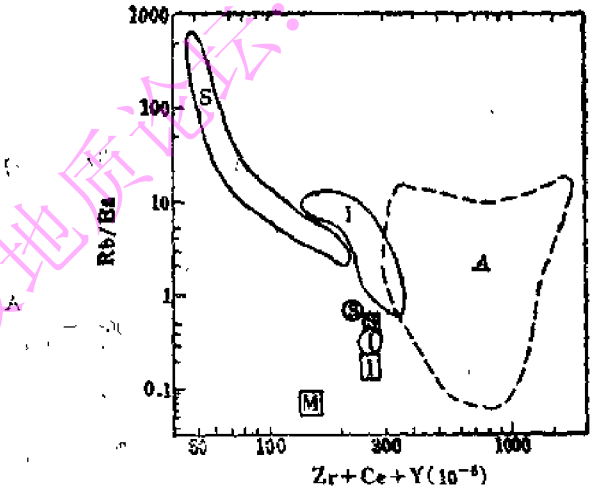


图 I-5 非造山花岗岩与其他花岗岩的微量元素划分

S，分异的S-型花岗岩；I，分异的I-型花岗岩；A，非造山花岗岩；Ⓢ，S-型花岗岩平均；Ⓘ，I-型花岗岩平均；Ⓢ，分异的S-型花岗岩平均；Ⓘ，分异的I-型花岗岩平均；Ⓜ，M-型花岗岩平均，M-型花岗岩为消减洋壳或下伏地幔部分熔融形成的花岗岩
(据Whalen等,1987)

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

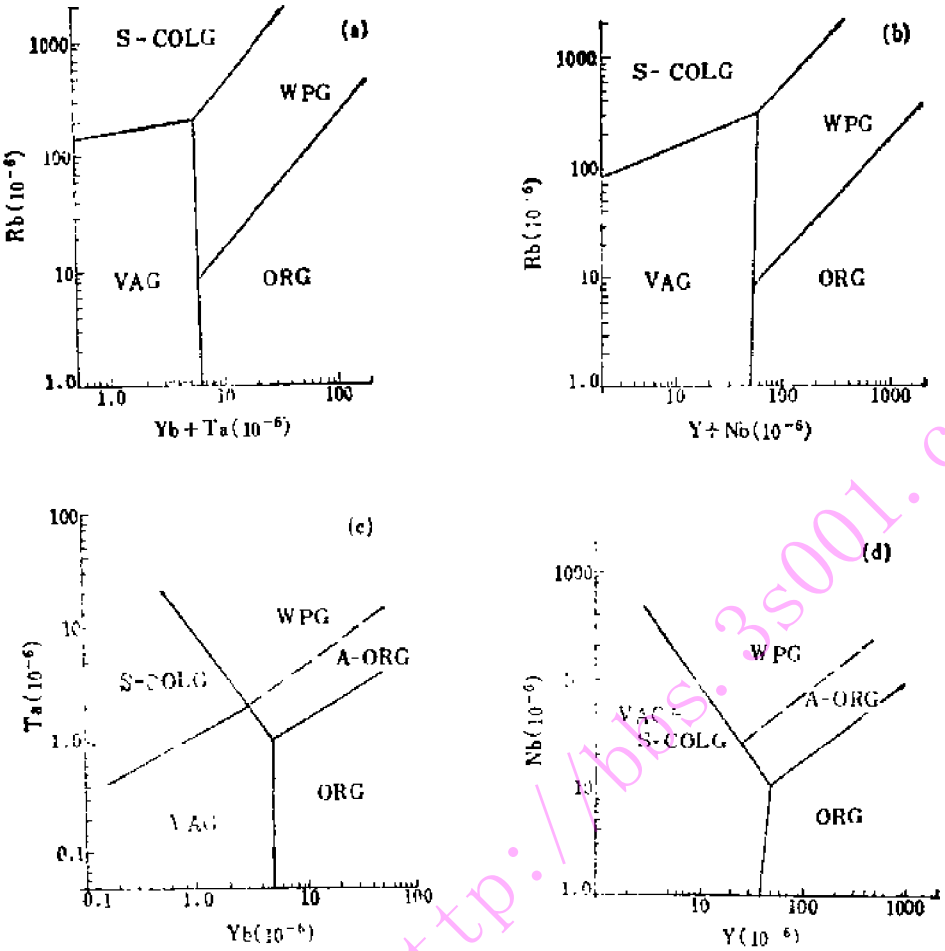


图 I-6　不同构造环境花岗岩的非活动性元素的判别

VAG：火山弧花岗岩；WPG：板内花岗岩；S-COLG：同碰撞花岗岩；
ORG：洋中脊花岗岩；A-ORG：异常洋中脊花岗岩

(据Pearce等，1984)

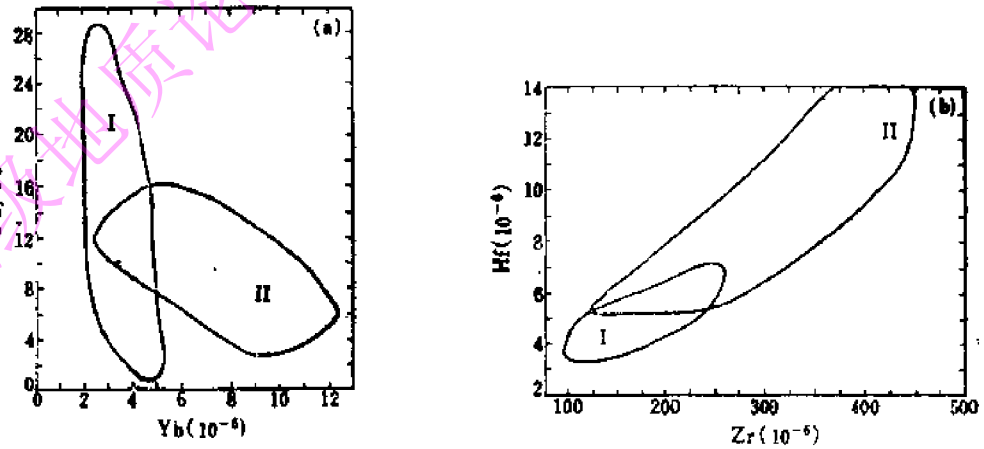


图 I-7　长英质火山岩的构造环境判别

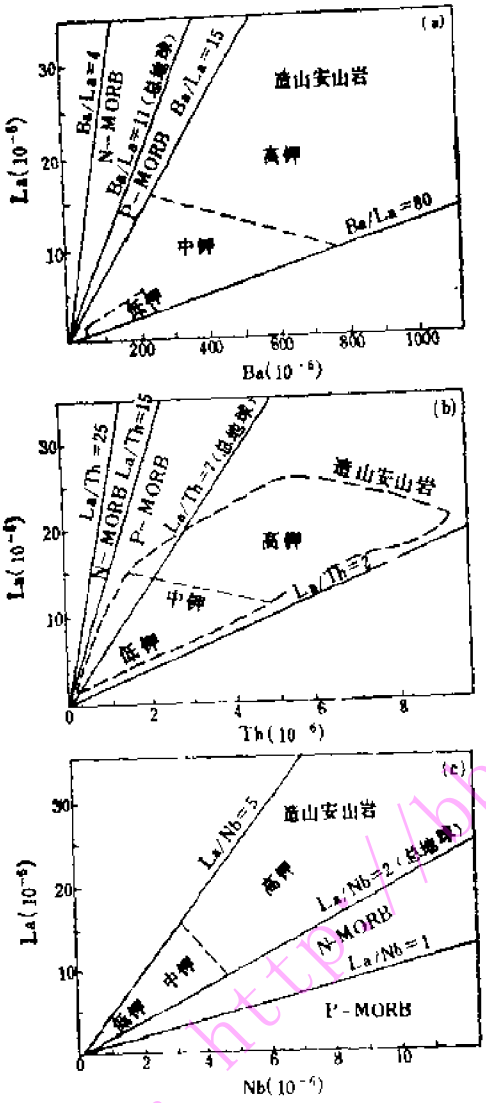
I：弧火山岩；II：伸展盆地(包括大陆壳内或在大陆壳附近的大陆裂谷和弧后盆地)火山岩

(据Condie，1986)

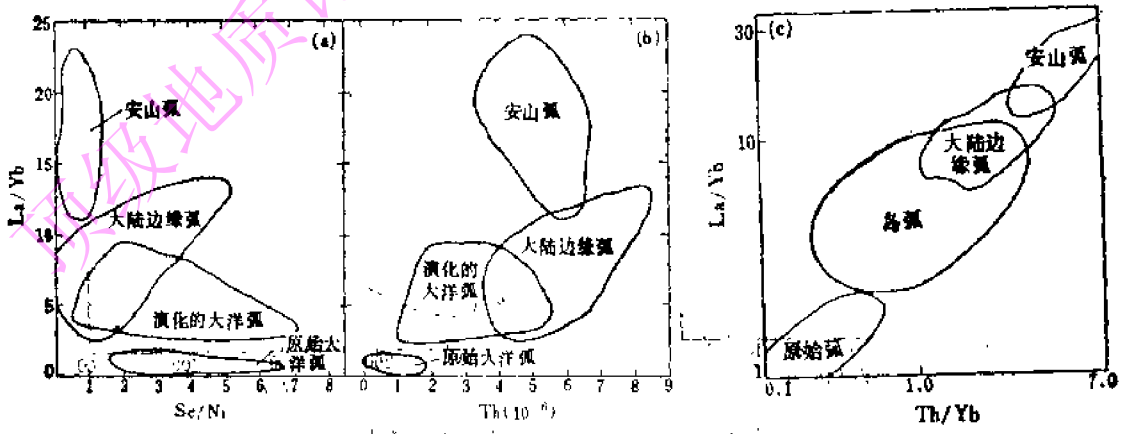
顶级地质论坛 http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

Ⅰ．中性岩类



图Ⅰ-1 不同类型造山安山岩的微量元素划分
(a) La-Ba图；(b) La-Th图；(c) La-Nb图
(据Gill，1981)

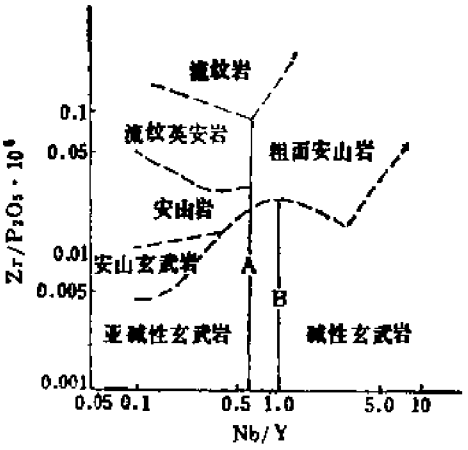


图Ⅰ-2 各种安山岩的微量元素划分
(a) Sc/Ni-La/Yb图；(b) Th-La/Yb图；(c) Th/Yb-La/Yb
(据Condie，1986)

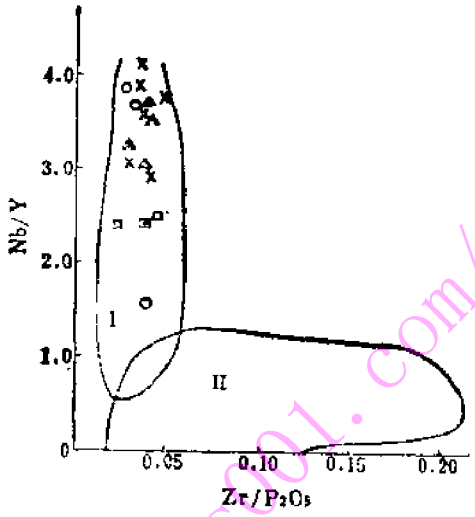
原创地质论坛 http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

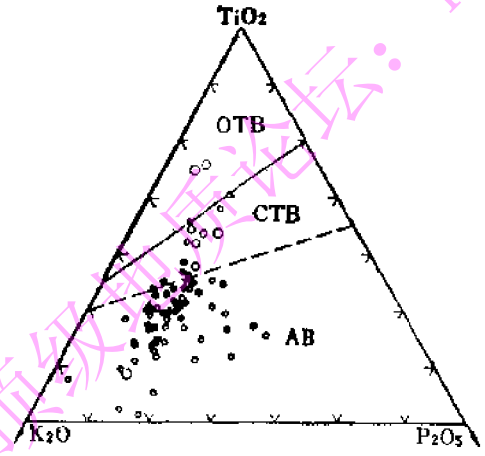
Ⅰ、玄武质岩石



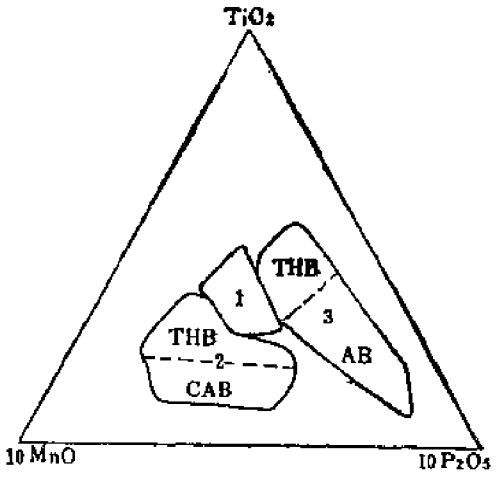
图Ⅰ-1　玄武质岩石及其他岩石的微量元素划分
A、B为亚碱性和碱性玄武岩划分的不同标准
(据Winchester，1976)



图Ⅰ-2　碱性和拉斑玄武岩的划分
Ⅰ:碱性玄武岩；Ⅱ:拉斑玄武岩；
图中点子为中国东部新生代玄武岩
(据Floyd，1975)



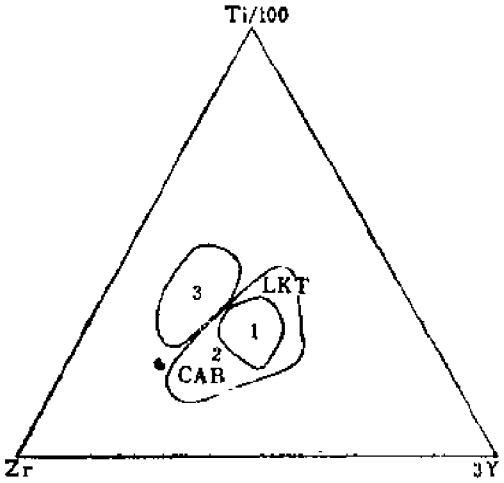
图Ⅰ-3　各种玄武质岩石的次要元素划分
OTB:大洋拉斑玄武岩；CTB:大陆拉斑玄武岩；
AB，碱性玄武岩；图中点子为华北新生代玄武岩
(转引自从柏林等，1983)



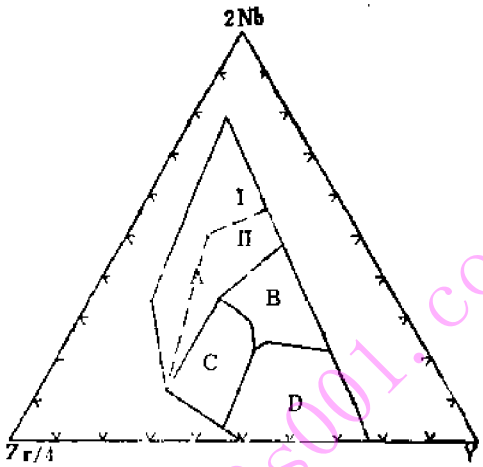
图Ⅰ-4　各种构造玄武岩的次要元素判别
1.洋中脊玄武岩；2.火山弧玄武岩(THB:拉斑玄武岩；
CAB,钙碱性玄武岩)；3.洋岛、板内玄武岩(AB，碱性
玄武岩)
(据Mullen，1983)

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

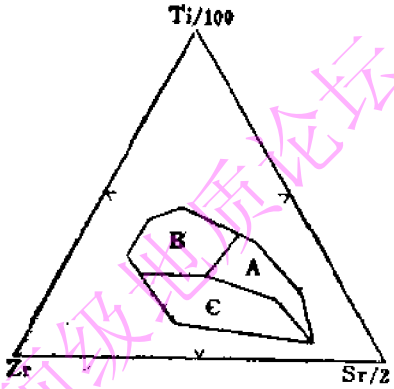
地信网论坛
BBS.3S001.COM



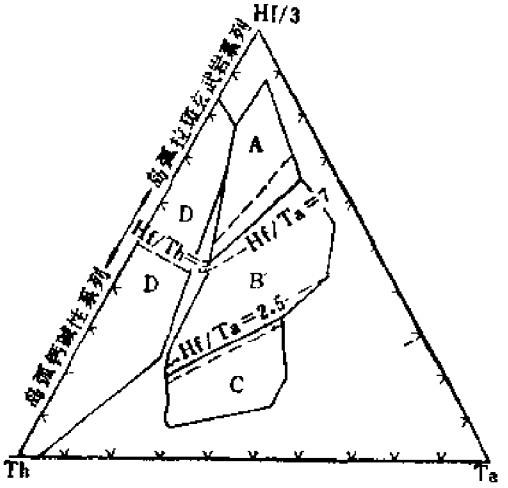
图Ⅱ-5 不同构造环境玄武岩的Ti-Zr-Y判别
1.洋底玄武岩、洋中脊玄武岩；2.火山弧玄武岩，包括钙碱性玄武岩(CAB)和低钾拉斑玄武岩(LKT)；3.洋岛和板内玄武岩
(据Pearce，1979)



图Ⅱ-6 不同构造玄武岩的Nb-Zr-Y判别
A，I和Ⅱ，板内碱性玄武岩；Ⅱ和C，板内拉斑玄武岩；B，P-MORB；D，N-MORB；C和D，火山弧玄武岩
(据Meschede，1986)



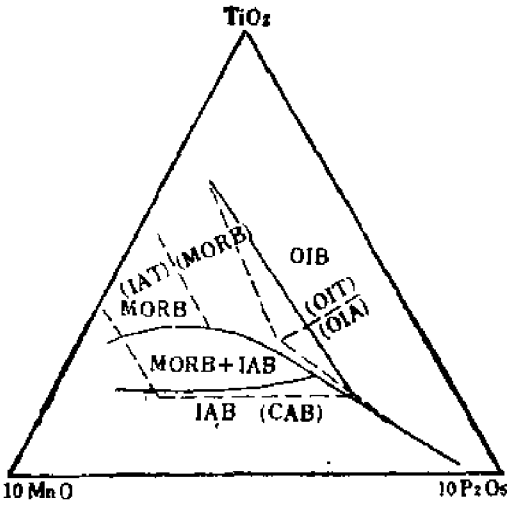
图Ⅱ-7 不同构造玄武岩的Ti-Zr-Sr判别
A，岛弧拉斑玄武岩；B，洋脊拉斑玄武岩；C，钙碱性玄武岩
(据Pearce，1973)



图Ⅱ-8 不同构造环境玄武岩的Hf-Th-Ta判别
A，M-MORB；B，P-MORB；C，板内碱性玄武岩及分异产物；D，岛弧拉斑玄武岩及分异产物
(据Wood，1979)

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM



图Ⅱ-9 不同构造环境玄武岩的TiO_2-MnO-P_2O_5判别

实线划分据郑学正(1986)：IAB,岛弧玄武岩；

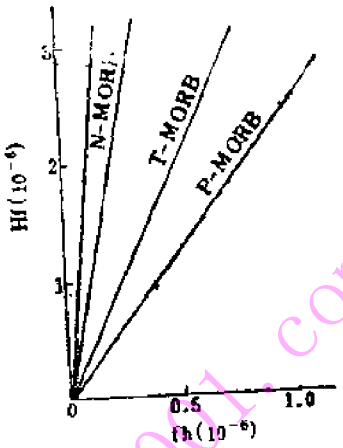
MORB,洋中脊玄武岩；

OIB，洋岛玄武岩；

虚线据 Mullen (1983)，用括号内符号表示：

CAB,钙碱性玄武岩；IAT,岛弧拉斑玄武岩；

OIT,洋岛拉斑玄武岩；OIA,洋岛碱性玄武岩



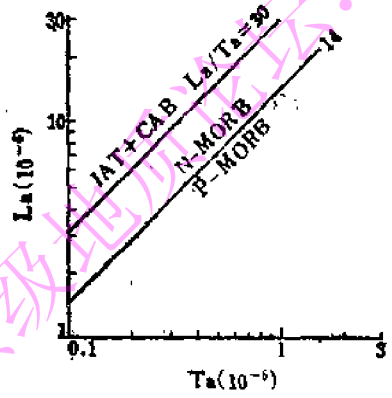
图Ⅱ-10 各种洋中脊玄武岩的Hf-Th判别

N-MORB,标准洋中脊玄武岩；

P-MORB,富集型洋中脊玄武岩；

T-MORB,过渡型洋中脊玄武岩

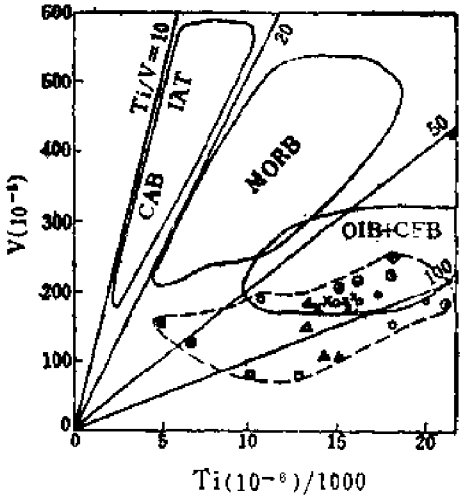
(据Miyake, 1985)



图Ⅱ-11 各种构造环境玄武岩的Ta-La判别

符号同图Ⅱ-9和Ⅱ-10

(据Wood等，1979)



图Ⅱ-12 各种构造环境玄武岩的Ti-V判别

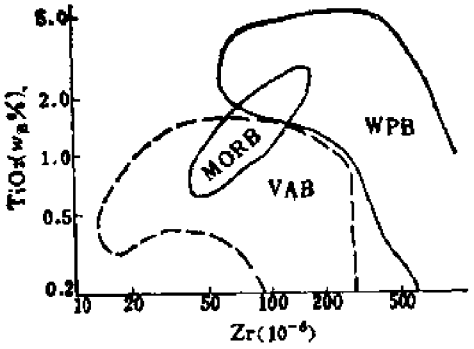
CAB,钙碱性玄武岩；IAT,岛弧拉斑玄武岩；CFB,大陆溢流玄武岩；OIB,洋岛玄武岩；MORB,洋中脊玄武岩；

图中点子为中国东部新生代玄武岩

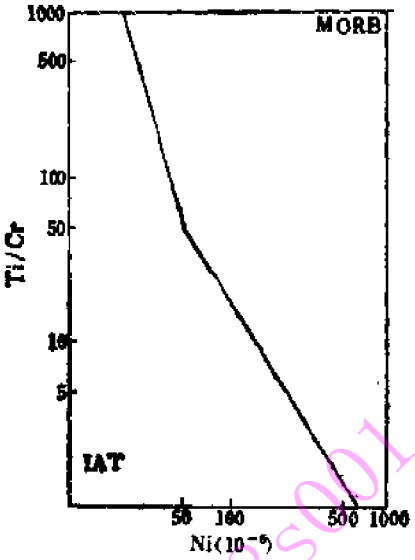
(据Shervais, 1982)

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

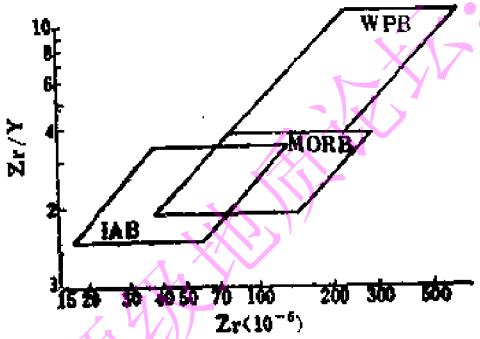
地信网论坛
BBS.3S001.COM



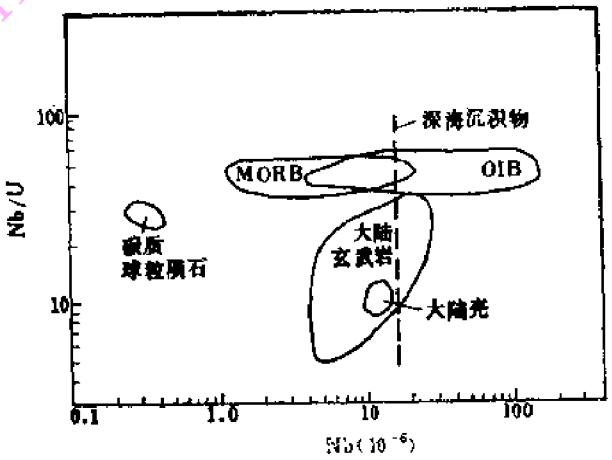
图Ⅲ-13 不同构造环境玄武岩的TiO_2-Zr判别
MORB,洋中脊玄武岩; WPB,板内玄武岩; VAB,火山弧玄武岩
(据Pearce,1973)



图Ⅲ-14 两种构造环境拉斑玄武岩的Ti/Cr-Ni划分
IAT,岛弧拉斑玄武岩; MORB,洋中脊玄武岩
(据Beccaluva,1980)



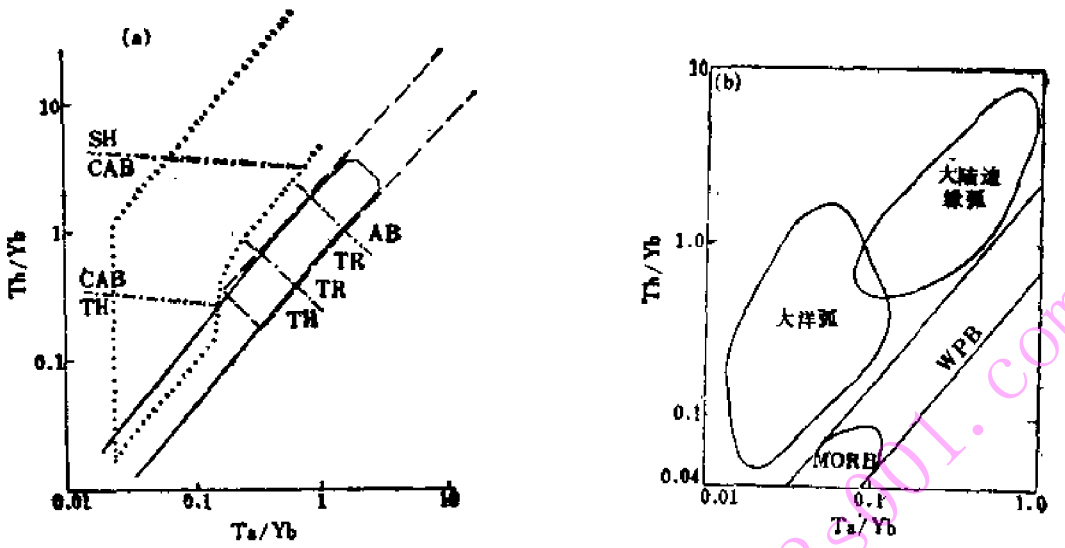
图Ⅲ-15 不同构造环境玄武岩的Zr/Y-Zr判别
符号同前
(据Pearce, 1982)



图Ⅲ-16 不同构造环境玄武岩的Nb/U-Nb判别
除注明外,符号同前
(据Le Roex,1988)

顶级地质论坛: http://bbs.3s001.com/

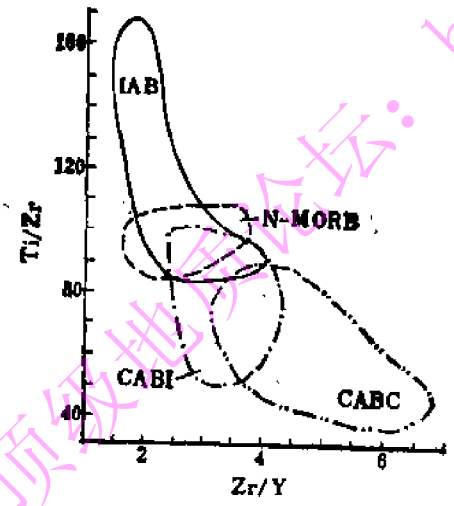
地信网论坛
BBS.3S001.COM



图Ⅲ-17　不同构造环境玄武岩的Th/Yb-Ta/Yb判别

图a,实线为洋脊玄武岩;虚线为板内玄武岩;点线为岛弧玄武岩;TH,拉斑玄武岩;AB,碱性玄武岩;TR,过渡类型玄武岩;SH,钾玄岩;CAB,钙碱性玄武岩;MORB,洋中脊玄武岩;WPB,板内玄武岩

(据Pearce,1982)

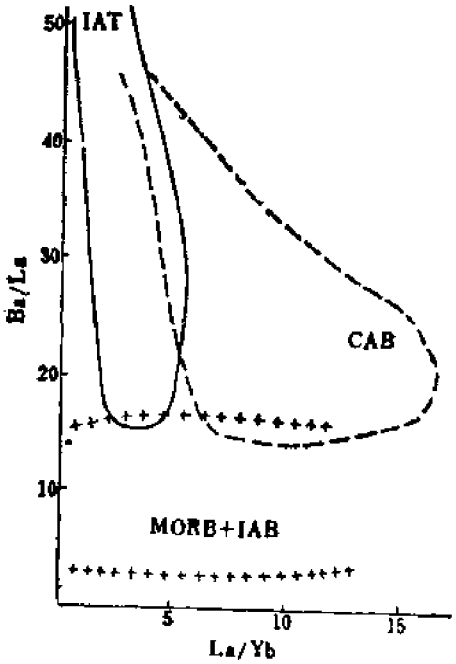


图Ⅲ-18　不同构造环境玄武岩的Ti/Zr-Zr/Y判别

CABI,岛弧钙碱性玄武岩;CABC,大陆边缘钙碱性玄武岩

IAB,岛弧玄武岩;N-MORB,标准洋中脊玄武岩

(据Coulon,1986)



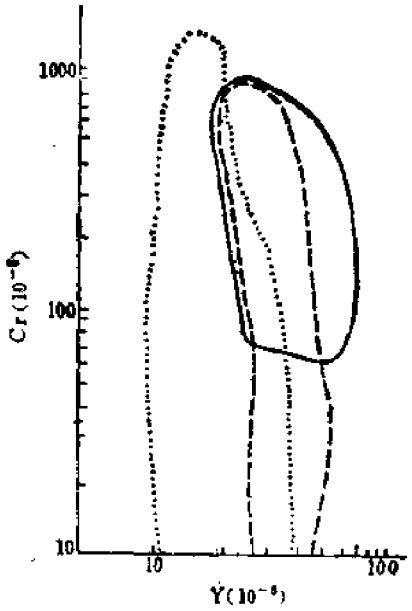
图Ⅲ-19　不同构造环境玄武岩的Ba/La-La/Yb判别

符号同前

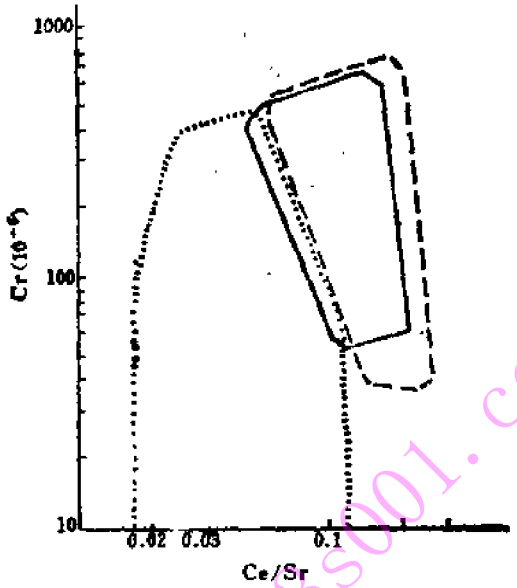
(据Dupuy等,1982)

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

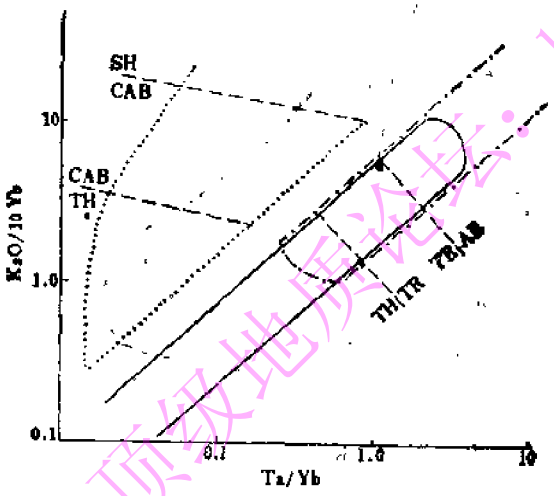
地信网论坛
BBS.35001.COM



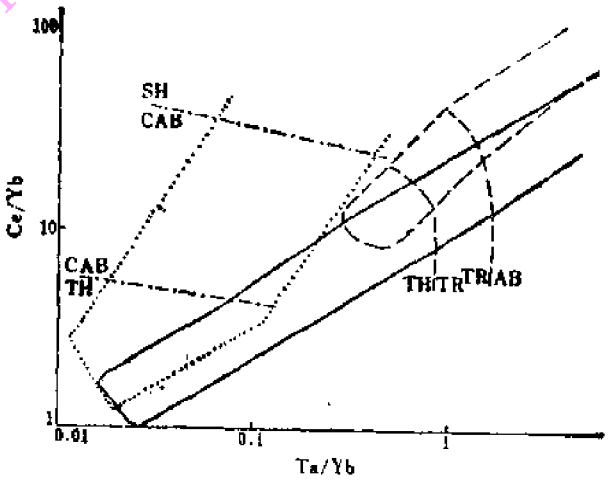
图Ⅲ-20 不同构造环境玄武岩的Cr-Y判别
符号同图Ⅲ-17a
(据Pearce,1982)



图Ⅲ-21 不同构造玄武岩的Cr-Ce/Sr判别
符号同图Ⅲ-17a
(据Pearce, 1982)



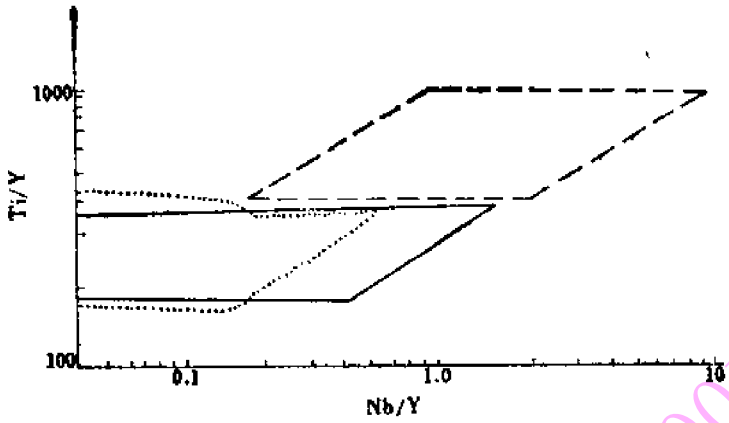
图Ⅲ-22 不同构造环境玄武岩的
K_2O/Yb-Ta/Yb判别
符号同图Ⅲ-17a
(据Pearce,1982)



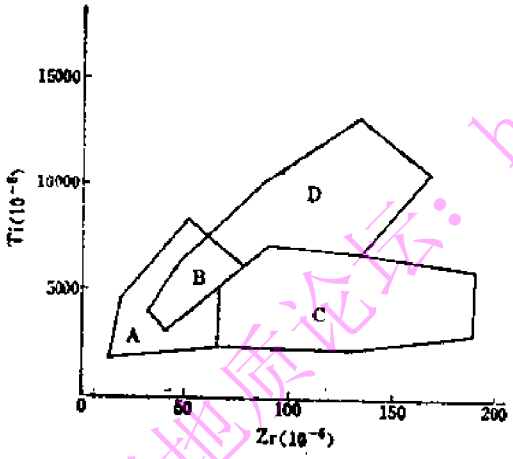
图Ⅲ-23 不同构造环境玄武岩的
Ce/Yb-Ta/Yb判别
符号同图Ⅲ-17a
(据Pearce,1982)

顶级地质论坛：http://bbs.35001.com/

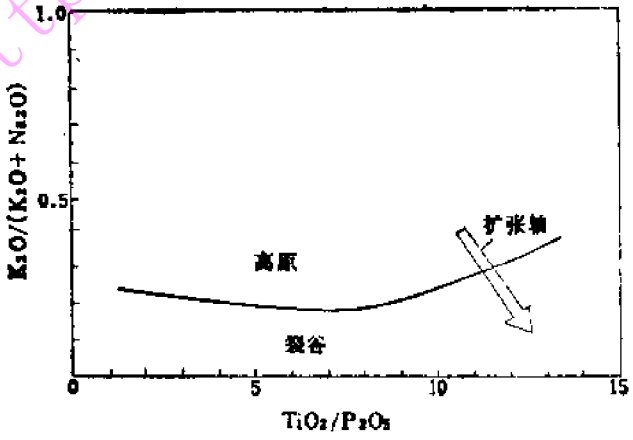
地信网论坛
BBS.3S001.COM



图Ⅲ-24　不同构造玄武岩的Ti/Y-Nb/Y判别
符号同图Ⅲ-17a
(据Pearce, 1982)



图Ⅲ-25　不同构造玄武岩的Ti-Zr判别
A和B,岛弧拉斑玄武岩;
B和C,钙碱性玄武岩(岛弧);
B和D,洋中脊拉斑玄武岩
(据Pearce,1982)

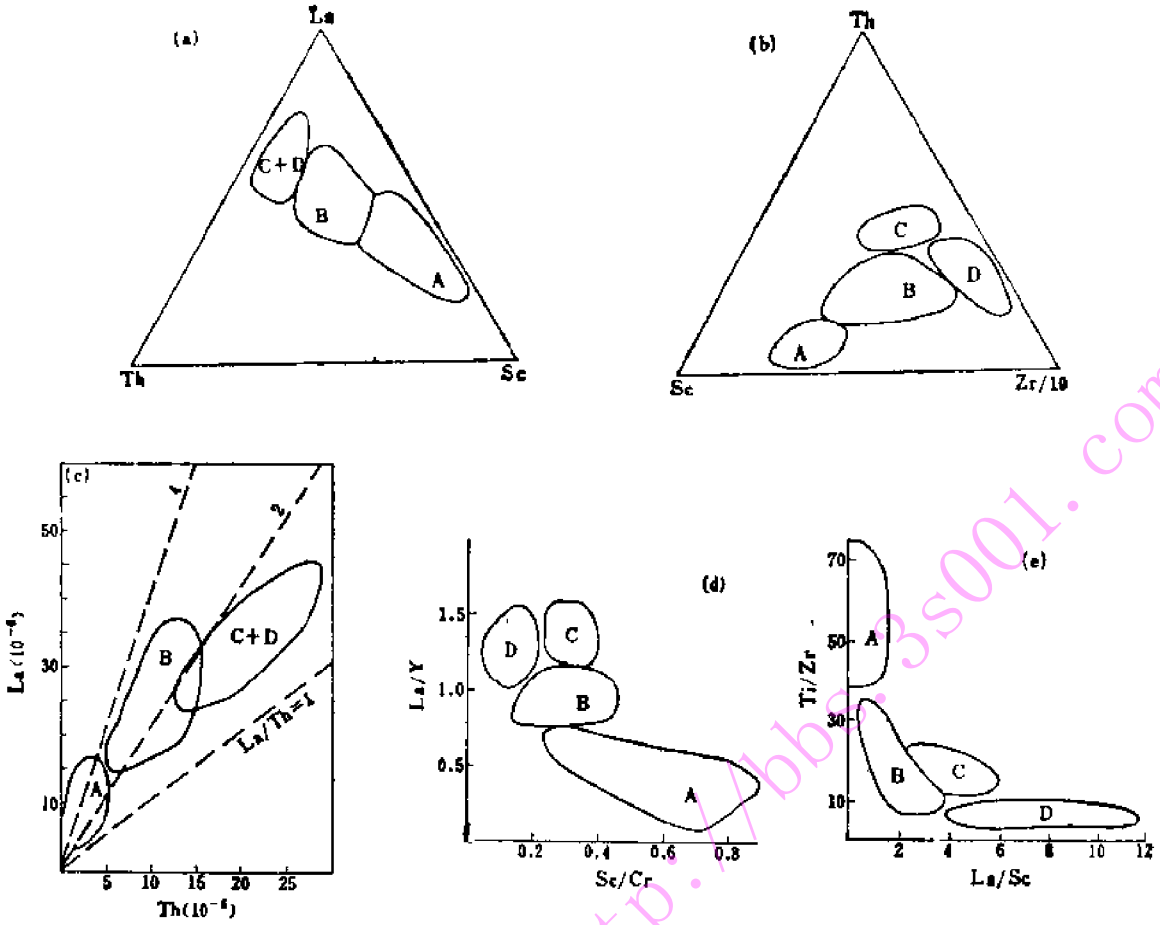


图Ⅲ-26　不同构造环境大陆火山岩的次要元素判别
用质量数计算
(据Rickwood,1989)

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

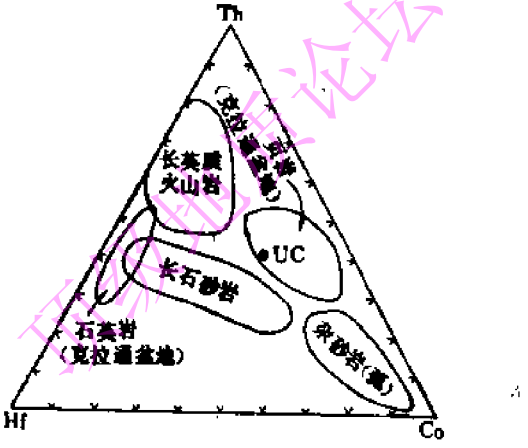
Ⅳ. 碎屑岩类



图Ⅳ-1 不同构造环境沉积盆地杂砂岩的微量元素判别

A：大洋岛弧；B：大陆岛弧；C：活动大陆边缘；D：被动大陆边缘

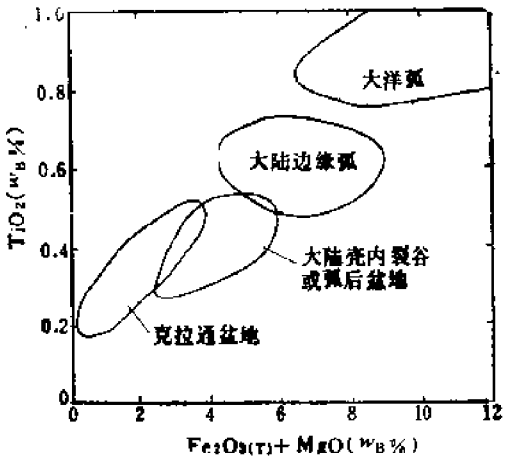
（据Bhatia,1981）



图Ⅳ-2 不同构造环境沉积盆地碎屑岩的Th-Hf-Co判别

碎屑岩为来自火山岩区的细粒碎屑岩UC为平均上地壳成分

（转引自Condie,1989）



图Ⅳ-3 不同构造环境沉积盆地砂岩的成分判别

（转引自Condie,1989）

地信网论坛
BBS.35001.COM

附表参数

Ⅰ．分配系数

Ⅰ-1 流纹岩中微量元素在固相矿物和熔体间的分配系数

元素＼矿物	紫苏辉石	单斜辉石	角闪石	钾长石	黑云母	金云母	磷灰石	锆石	斜长石
La			0.74	0.080	0.32		20.0		0.38
Ce	0.15	0.60	1.52	0.044	0.32	0.23	34.7	2.64	0.27
Nd	0.22	1.11	4.26	0.025	0.29	0.34	57.1	2.20	0.21
Sm	0.27	1.67	7.77	0.018	0.26	0.39	62.8	3.14	0.13
Eu	0.17	1.56	5.14	1.13	0.24	0.50	30.4	3.14	2.15
Gd	0.34	1.85	10.0	0.011	0.28	0.35	56.3	12.0	0.097
Dy	0.46	1.93	13.0	0.006	0.29	0.20	50.7	45.7	0.064
Er	0.65	1.66	12.0	0.006	0.35	0.17	37.2	135	0.055
Yb	0.86	1.58	8.38	0.012	0.44	0.17	23.9	270	0.049
Lu	0.90	1.54	5.5	0.006	0.33	0.21	20.2	323	0.046
K	0.0023	0.037	0.081						0.1
Rb	0.0027	0.032	0.014	0.366	2.24	0.91			0.041
Sr	0.085	0.516	0.022	3.87		0.672			4.4
Ba	0.0029	0.131	0.044	6.12	9.7	15.3			1

注：据Hanson和Arth，1975。

Ⅰ-2 英安岩中微量元素在固相矿物和熔体间的分配系数

元素＼矿物	石榴石	黑云母	斜长石	角闪石
Ce	0.35	0.037	0.24	0.899
Nd	0.53	0.044	0.17	2.80
Sm	2.66	0.056	0.13	3.99
Eu	1.50	0.145	2.11	3.44
Gd	10.5	0.082	0.090	5.48
Dy	28.6	0.097	0.086	6.20
Er	42.8	0.162	0.084	5.94
Yb	39.9	0.179	0.077	4.89
Lu	29.6	0.185	0.062	4.53
K	0.020	—	0.263	
Rb	0.0085	3.26	0.048	
Sr	0.015	0.12	2.84	
Ba	0.017	8.36	0.36	

注：据Hanson和Arth，1975。

顶级地质论坛 http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

Ⅰ-3 花岗质岩石中稀土元素在副矿物相和熔体之间的分配系数

矿物 / 元素	石榴石(a)	榍石(b)	锆英石(a)	褐帘石(c)
La	0.39	5	4.8	960
Ce	0.62	10	4.2	940
Nd	0.63	25	3.6	750
Sm	2.2	40	4.3	620
Eu	0.7	20	3.4	56
Gd	7.7	39	12	440
Dy	30	38	48	250
Yb	43	25	280	54

注：(a)据Henderson，1982；(b)据Green和Pearson，1986；(c)据Martin，1987；表中数值常用于混合岩的计算。

Ⅰ-4 花岗质岩石中主要矿物相与流体相、花岗质熔浆与流体相间微量元素的分配系数

两平衡相 / 元素	$Or_{75}Ab_{25}$/f	Ab100/f	Bi/f	M/f
Rb	1.7	0.06	68	1.4
Sr	370	35	—	2.9
Ba	270	7	270	4.5
Ce				5.3
Eu				8.3
Gd				5.6
Yb				12.5

注：f为花岗质岩石中的流体相；M为花岗质熔浆；据Nabelek，1988。

Ⅰ-5 与花岗闪长岩有关的X、$K_D^{S/L}$、$K_D^{S/f}$、D^1和P^1值

	Q	Or	Pl	Bi	Hb
X_0	0.2	0.15	0.5	0.075	0.075
$K_{DRb}^{S/L}$	0	0.5	0.03	1.5	0.03
$K_{DCe}^{S/L}$	0	0.044	0.27	0.32	1.52
$K_{DRb}^{S/f}$	0	0.5	0.03	1.5	0.03
$K_{DCe}^{S/f}$	0	0.44	2.7	3.2	15.2

	$D_{S/L}^1$	$D_{S/f}^1$	$P_{S/L}^1$	$P_{S/f}^1$
Rb	0.205	0.205	0.115	0.115
Ce	0.280	2.80	0.142	1.42

顶级地质论坛 http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

Ⅰ-6 造山安山岩斑晶与基质间微量元素的分配系数

元素 \ 矿物	斜长石	普通辉石	斜方辉石	橄榄石	角闪石	磁铁矿	石榴石
K	0.01	0.02	0.01	0.01	0.33	0.01	0.01
Rb	0.07	0.02	0.02	0.01	0.05	0.01	0.01
Sr	1.8	0.08	0.03	0.01	0.23	0.01	0.02
Ba	0.16	0.02	0.02	0.01	0.09	0.01	0.02
Ce	0.20	0.25	0.05	0.01	0.25	0.20	—
Sm	0.11	0.75	0.10	0.01	1.0	0.30	1.3
Eu	0.31	0.80	0.12	0.01	1.1	0.25	1.6
Yb	0.05	0.90	0.46	0.01	1.0	0.25	56
Zr,Hf	0.01	0.25	0.10	0.01	0.40	0.40	0.5
Nb,Ta	0.025	0.30	0.35	0.01	1.3	1.0	—
Th	0.01	0.01	0.05	0.01	0.15	0.10	—
Sc	0.01	3	3	0.30	10	2	4
V	0.01	1.1	1.1	0.08	32	30	8
Cr	0.01	30	13	34	30	32	22
Ni	0.01	6	8	58	10	10	0.6
Co	0.01	3	6	—	13	8	2

注：转引自Gill，1981。

Ⅰ-7 中性岩中副矿物与熔体间微量元素的分配系数

元素 \ 矿物	磷灰石(a)	磷灰石(b)	锆石(a)	锆石(b)
La	14.5	28.2	3.11	1.14
Ce	21.1	37.4	3.49	1.17
Nd	32.8	61.2	3.80	1.38
Sm	46.0	298.5	4.72	2.03
Eu	25.5	17.1	4.23	0.85
Gd	43.9	95.6	6.77	6.01
Dy	34.8	61.0	63.4	44.9
Er	22.7	41.6	135	107
Yb	15.4	27.6	254	516
Lu	13.8	21.5	333	689
Hf	0.730	0.878	958	971
Zr	0.636	0.906		

注：(a)安山岩；(b)闪长岩；均据Fujimak，1986。

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

Ⅰ-8 玄武岩和安山岩中微量元素在固相矿物和熔体间的分配系数

矿物 / 元素	橄榄石	斜方辉石	透辉石	普通辉石	易变辉石	角闪石	金云母	斜长石	石榴石
Ce	0.0069	0.024	0.070	0.15	0.02	0.20	0.034	0.12	0.028
Nd	0.0066	0.033	0.12	0.31	0.05	0.33	0.032	0.081	0.038
Sm	0.0066	0.054	0.18	0.50	0.10	0.52	0.031	0.067	0.29
Eu	0.0068	0.054	0.18	0.51	0.063	0.59	0.030	0.34	0.49
Gd	0.0077	0.091	0.19	0.61	0.16	0.63	0.030	0.063	0.97
Dy	0.0096	0.15	0.21	0.68	0.23	0.64	0.030	0.055	3.17
Er	0.011	0.23	0.17	0.65	0.32	0.55	0.034	0.063	6.56
Yb	0.014	0.34	0.16	0.62	0.40	0.49	0.042	0.067	11.5
Lu	0.016	0.42	0.13	0.56	0.45	0.43	0.046	0.060	11.9
K	0.0068	0.014	0.011	0.38	0.0034	0.96	2.65	0.17	0.015
Rb	0.0098	0.022	0.015	0.031	0.0003	0.29	3.06	0.071	0.042
Sr	0.014	0.017	0.12	0.12	0.0019	0.46	0.021	1.83	0.012
Ba	0.0099	0.013	0.013	0.026	0.0004	0.42	1.09	0.23	0.023
Ni	12	1	1			0.83			0.067

注：据Hanson和Arth，1975。

Ⅰ-9 各地幔矿物相—熔体间微量元素的分配系数

	橄榄石	斜方辉石	单斜辉石	石榴石	斜长石	角闪石
La			0.03	0.0007		
Ce	0.009	0.031	0.077	0.002	0.037	
Nd			0.17	0.018		
Sm	0.011	0.048	0.26	0.1	0.024	
Eu	0.009	0.02	0.27	0.18	0.022	
Gd			0.32	0.35		
Dy			0.35	1.2		
Er			0.33	3.0		
Yb	0.023	0.009	0.29	4.5	0.016	
Rb	0.01	0.02	0.003	0.02	0.05	0.2
Sr	0.016	0.016	0.165	0.001	1.66	0.3
Ba	0.01	0	0.002	0	0.3	0.5
Sc	0.35	1.2	3.1	6.5	0.03	2.1
Ti	0.3	0.7	1.3	0	0.03	
Cr	1.8	2.8	15	13	0.04	6
Co	3.8	3.2	1.5	1.9	0.1	3.8
Ni	13	6.6	4	0.8	0.26	1.2
V	0.09	0.3	1.5	0.27		
Y	0.002	0.009	0.20	1.4		

注：据Wood(1978)和Frey等(1978)等资料整理。

顶级地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

Ⅰ-10 高压条件下名矿物相与熔体间微量元素的分配系数

元素 \ 矿物	橄榄石	单斜辉石	斜长石	角闪石	磁铁矿	钛铁矿	石榴石	金红石
Rb	0.02	0.03	0.07	0.15	0.18			
Sr	0.01	0.1	1.8	0.25	0.15			
Ba	0.01	0.02	0.5		0.29			
Zr	0	0.27	0.015	1.00	0.20		(0.46)	
Hf	0.04	0.48	0.06		0.38		(0.8)	
Nb		0.40	0.05	0.3	0.70	2.3	0.3	26.5
Ta	0.03	0.40	0.05	0.3	0.56	2.7	0.3	44
Th	0.03	0.01	0.05		0.55			
U	0.04	0.01	0.06		0.44			
La	0.02	0.02	0.15		0.29		(0.09)	
Ce	0.02	0.02	0.17		0.34		0.08	
Sm	0.015	0.35	0.09		0.30		0.16	
Eu	0.015	0.35	1.00		0.40			
Gd	0.018	0.40	0.06		0.40		(0.26)	
Tb	0.02	0.40	0.05		0.40			
Yb	0.03	0.45	0.04		0.40		(1.05)	
Lu	0.04	0.50	0.04		0.40		(0.69)	

注：据Bellieni等(1984)、Villemant等(1981)和Watson等(1986)资料整理；适用于玄武质岩石、科马提岩；括号中数据为16GPa和1950℃条件；Gr为铁镁铝榴石(Ohtain,1989)；其余为1—3GPa的实验条件。

Ⅰ-11 玄武质岩石中不同状态单斜辉石与基质间微量元素分配系数

元素 \ 各种辉石	巨晶辉石(a)	巨晶辉石(b)	斑晶辉石(b)
La	0.06		
Ce	0.098	0.098	0.30
Nd	0.182	0.21	0.65
Sm	0.281	0.26	0.95
Eu	0.326	0.31	0.68
Tb	0.451		
Yb	0.30	0.28	1.30
Lu	0.35		

注：(a)河北汉诺坝；(b)据Hanson(1983)。

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

Ⅰ-12 富钾火山岩中矿物与全岩之间微量元素的分配系数

元素 \ 矿物	单斜辉石			黑云母	磁铁矿	透长石	白榴石			蓝方石
Rb	0.018	0.016	0.013	1.3	0.029	0.8	2.4	3.0	1.8	0.15
Cs	—	—	—	1.0	—	0.11	1.8	2.9	—	0.005
Ba	—	0.26	—	4.4	0.05	3.5	1.3	0.9	0.045	0.33
Sr	0.23	0.24	0.26	0.38	0.19	5.3	0.13	0.028	—	1.4
Ni	7.4	4.4	4.4	19	—	—	—	—	—	—
Co	0.44	1.2	4.1	19	17	0.48	0.063	0.040	0.23	—
Sc	2.8	4.9	14	10	1.5	0.077	0.042	0.041	0.40	0.028
Cr	8.4	2.7	1.9	4.2	11	0.60	—	—	—	0.059
Th	0.011	0.072	0.096	0.13	0.22	0.015	0.041	0.022	0.017	0.059
Hf	0.98	2.3	1.5	0.37	0.45	0.025	0.055	0.056	0.022	0.043
Ta	—	0.13	0.10	0.63	0.70	0.027	0.12	0.057	—	0.066
La	0.15	0.34	0.36	0.37	0.45	0.064	0.066	0.023	0.020	0.059
Ce	0.19	0.54	0.84	0.55	0.66	0.039	0.078	0.028	0.024	0.052
Nd	0.34	0.90	1.6	0.80	0.80	0.034	0.045	0.030	—	0.043
Sm	0.55	1.2	—	0.95	—	0.015	0.061	0.017	0.018	0.032
Eu	0.54	1.2	2.0	0.91	0.74	1.0	0.082	0.032	0.059	0.053
Tb	0.41	1.1	2.1	0.93	0.64	0.026	0.12	0.075	0.053	0.040
Yb	0.15	0.73	1.6	0.64	0.41	0.018	0.16	—	0.018	0.039
Lu	0.16	0.79	1.6	0.62	0.37	0.02	—	—	—	—

注：据Francalanci等，1987。

Ⅰ-13 碱性岩中矿物与基质之间微量元素的分配系数

元素 \ 矿物	霞石	黄长石	单斜辉石	钙钛矿
Na	3.61	1.01	0.381	0.169
K	1.5	0.138	0.06	—
Rb	1.5	(0.22)	(0.11)	—
Cs	0.8	(0.41)	(0.31)	—
Mg	0.083	1.85	—	—
Co	0.066	0.89	0.7	0.018
Fe	0.152	0.37	0.47	0.076
Mn	0.044	0.46	0.854	0.031
Ca	0.13	2.26	1.6	2.03
Ba	0.42	0.43	0.30	
Al	2.53	0.576	0.128	0.022
V	—	0.152	0.70	0.89
Sc	0.056	0.38	2.38	0.032
Lu	0.066	0.30	0.81	5.9
Yb	0.086	0.30	0.72	—
Dy	—	0.52	—	14
Eu	0.061	0.64	0.70	23
Sm	0.059	0.77	0.73	26.8
Nd	—	0.7	0.7	25
Ce	0.047	0.61	0.53	22 2
La	0.041	0.54	0.49	20.3
Ti	0.08	0.26	0.76	15.9
Hf	0.11	0.39	1.9	1.3
U	0.043	0.25	0.57	12
Th	0.040	0.25	0 55	40

注：据Onuma等，1981；碱性岩为黄长霞石玄武岩。

顶级地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

Ⅰ．动力学有关参数

Ⅰ-1 扩散系数

元　素	lg$D$	元　素	lg$D$
Na^{+}	6.70	La	8.97
K^{+}	6.12	Mo	9.10
Mg^{2+}	7.27	Zr	9.31
Fe^{2+}	7.32	Nb	9.74
Ca^{2+}	7.71	Th	9.75
Si^{4+}	8.06	Ta	9.80
Al^{3+}	8.55	W	10.12
Lu^{3+}	8.70	U	10.50

注：硅酸盐熔体，1300℃，据Hofmann(1980)经验方程估算。

Ⅰ-2 地幔柱和岩石圈反应的动力学参数

参数符号	意　义	数　值
g	重力加速度	9.8m/s^2
a	地幔柱内固相物质颗粒粒径	10^{-3}m
α	常数	10^{-3}
$\triangle\rho$	地幔柱内固相物质与熔体的密度差	500kg/m^3
η_f	熔体粘度	1.0Pa
ρ_L	岩石圈密度	3300kg/m^3
κ	岩石圈的渗透性	1.0×10^{-6}m^2/s
C_p	热容	1000J/kg℃
L_H	$T\triangle S$	3.3×10^5J/kg
A	熔融程度随温度线性增加的比例数	2.5×10^{3}/℃
B	熔融程度随压力(深度)线性增加的比例数	9.7×10^{-6}/m
T_L	岩石圈被熔化前的温度	1200℃
T_s	岩石圈表面的温度	1250℃
N_B	热导参数	1.0
W_0	地幔柱固相物质的上升速度	3×10^{-14}m/s
T_S	固相线温度	1150℃
h	岩石圈厚度	6×10^4m

注：转引自Ribe(1986)。

顶级地质论坛 http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

Ⅱ. 微量元素的晶体化学参数

Ⅱ-1 稀土元素的晶体化学参数

原子序数	元素	名称	离子半径(10^{-5}m)	离子电位	电负性
57	La^{3+}	镧	1.302	2.54	5.43
58	Ce^{3+}	铈	1.01	2.80	—
58	Ce^{4+}	铈	0.87	4.5	6.91
59	Pr^{3+}	镨	0.99	2.53	5.76
60	Nd^{3+}	钕	0.983	2.89	6.31
61	Pm	钷	—	—	—
62	Sm^{3+}	钐	0.958	3.00	6.55
63	Eu^{2+}	铕	1.17	3.06	—
63	Eu^{3+}	铕	0.947	1.5	—
64	Gd^{3+}	钆	0.938	3.10	6.65
65	Tb^{3+}	铽	0.923	3.23	6.74
66	Dy^{3+}	镝	0.912	3.26	7.05
67	Ho^{3+}	钬	0.901	3.30	—
68	Er^{3+}	铒	0.890	3.37	—
69	Tm^{3+}	铥	0.880	3.45	—
70	Yb^{3+}	镱	0.868	3.49	7.06
71	Lu^{3+}	镥	0.861	3.53	—
39	Y^{3+}	钇	0.900	3.23	—
20	Ca^{2+}	钙	1.00	1.9	1.0
38	Sr^{2+}	锶	1.18		1.0
82	Pb^{2+}	铅	0.98		1.4(1.6)
90	Th^{4+}	钍	0.94		1.0(+2),1.4(+4)
92	U^{4+}	铀	0.89		1.4(+4),1.9(+6)

注：据Henderson(1984)和阿列克谢耶夫(1974)资料综合整理；离子半径为六次配位离子半径。

Ⅱ-2 微量元素的晶体化学参数

元素	电价	离子半径(10^{-6}m)	离子电位	电负性
K	+1	1.33	0.75	0.80
Rb	+1	1.47	0.68	0.80
Cs	+1	1.67	0.60	0.75
Sr	+2	1.17	1.79	1.00
Ba	+2	1.34	1.49	0.96
Nb	+5	0.69	7.25	1.7
Ta	+5	0.68	7.35	1.7
Zr	+4	0.79	5.06	1.5
Hf	+4	0.78	5.13	1.4
Ti	+2	0.94	—	1.1
	+4	0.68	5.88	1.6
V	+3	0.74	4.05	1.4
	+5	0.59	8.47	1.9
U	+4	0.97	5.0	1.4
	+6	0.80	8.19	1.9
Th	+3	1.14	—	—
	+4	1.02	3.92	1.4

注：转引自刘英俊等(1985)，离子半径为六次配位的离子半径。

顶级地质论坛 http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

Ⅳ．各种标准样的微量元素丰度及其比值

Ⅳ-1　用于标准化的各种标准样的稀土元素丰度(10^{-6})

	洋中脊(a)玄武岩	12个球粒陨石	Leedy球粒陨石(b)	Boynton(c)球粒陨石	C1球粒陨石平均	北美页岩(d)	加拿大(e)地盾
La	6.5	0.34	0.378	0.310	0.2446	32	32
Ce	35	0.91	0.976	0.808	0.6379	73	66
Pr		0.121	(0.136)	0.122	0.09637	7.9	—
Nd	7.33	0.64	0.716	0.600	0.4738	33	26
Sm	9.0	0.195	0.230	0.195	0.1540	5.7	4.5
Eu	0.748	0.073	0.0866	0.0735	0.05802	1.24	0.94
Gd	—	0.26	0.311	0.259	0.2043	5.2	2.8
Tb	—	0.047	(0.0589)	0.0474	0.03745	0.85	0.48
Dy	—	0.30	0.390	0.322	0.2541	—	—
Ho	—	0.078	(0.0888)	0.0718	0.05670	1.04	0.62
Er	—	0.20	0.255	0.210	0.1660	3.4	—
Tm	—	0.032	(0.0385)	0.0324	0.02561	0.50	—
Yb	8.0	0.22	0.249	0.209	0.1651	3.1	1.5
Lu	—	0.034	0.0387	0.0332	0.02539	0.48	0.23
Y	70	—	—	—	—	27	21

注：(a)据Pearce等有关资料整理；(b)Masuda等，1973；(c)Boynton等，1984；(d)Haskin等，1968；(e) Shaw等，1976；其余转引自Henderson，1984；Leedy球粒陨石中括号内数据为推算值。

Ⅳ-2　亲石元素在各种标准样中的丰度(10^{-6})

	1 原始地幔	2 原始地幔	3 N-MORB的地幔源	4 P-MORB的地幔源	5 太古代地幔	6 球粒陨石	7 球粒陨石	8 MORB
Cs	0.023	0.019	0.0013	0.007		0.012		
Rb	0.69	0.86	0.1	0.38	0.68	0.35	1.88	4
Ba	6.81	7.56	1.2	4.77	7.1	6.8	3.6	50
Th	0.083	0.096	0.02	0.06		0.042	0.04	0.8
U		0.027	0.01	0.015		0.013		
K	240	252	106	218	241	120	850	
Ta	0.043	0.043	0.022	0.062		0.020	0.027	0.7
Nb	0.75	0.62	0.31	0.72	0.66	0.35	0.58	10
La	0.71	0.71	0.95	0.66	0.64	0.328	0.328	
Ce	1.85	1.90	13.2	1.68		0.865	0.865	35
Sr	23.7	23	0.86	17.9	22.5	11.8	10.5	100
Nd	1.37	1.29	73.3	1.11				
P	92	90.4	0.34	61.6	91.6	46	500	
Hf	0.306	0.35	11.4	0.26		0.2	0.19	9
Zr	11.1	11	0.32	11.3	11.4	8.84	9	340
Sm	0.45	0.385	0.08	0.42		0.203	0.203	9
Ti	1300	1526	1177	1044	1259	620	610	
Tb	0.107	0.099	4.1	0.08		0.052		
Y	4.69	4.87		2.7	5.0	2.0	2.0	70
Eu						0.073		
Yb	0.477					0.22		8
数据来源	McDonough等(1985)	Wood (1979)	Wood (1979)	Wood (1979)	Sun等(1979)	Thompson (1982)	Tarney (1984)	Pearce (1982)

顶级地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

Ⅳ-3 过渡族元素在各种标准样中的丰度(10^{-6})

	1 球粒陨石	2 球粒陨石	3 C_1球粒陨石	4 太古代地幔	5 原始地幔	6 加拿大地盾	7 地 球
Sc		5.21		17		7.0	
Ti	720	610	9100	1259	1230	520	1030
V	94	49	620	96.5	59		103
Cr	3460	2300	380	3000	1020	35	4780
Mn	2590	1720	76		1000		590
Fe	219000	265000	8400	71123	67000		358780
Co	550	470	44	100	105	12	940
Ni	12100	9500	900	2000	2400	19	20400
Cu	140		7.9		26	14	57
Zn	460		82		53	52	93
资料来源	Mason (1971)		Tarney (1984)	Wancke等 (1974)	Sun等 (1979)	Bougault (1974)	Shaw (1976)	Canapathy (1974)

Ⅳ-4 不同构造环境安山岩的微量元素特征

	原始弧安山岩	岛弧安山岩	大陆边缘安山岩	安第斯安山岩
Th	≤1	1—3	2—5	4—8
La	2—5	5—15	10—25	20—40
La/Yb	≤0.8	0.5—3	1—4	3—7
Zr/Y	≤3	3—7	4—12	12—50
Ti/V	≤30	24—40	20—50	20—70
Hf/Yb	≤1	1—3	1—3	≥3
Ti/Zr	>50	40—50	40—50	≤40

注：据Condie,1989。

Ⅳ-5 太古代拉斑玄武岩与N-洋中脊玄武岩的微量元素丰度比值

	太古代拉斑玄武岩	N-型洋中脊拉斑玄武岩
Nb/La	1.0	1.0
Ti/Zr	100	100
Ti/Y	250	290
TiO_2/P_2O_5	10	11
Sr/Ba	2	10
Rb/Sr	0.035	0.008
K/Rb	350	1046
K/Cs	5900	8100
K/Ba	30	110
P_2O_5/Ce	100	100

注：据Sun,1977。

Ⅳ-6 原始地幔和N-MORB的微量元素丰度比值

	原始地幔	N-MORB
Zr/Y	2.3	3.0
Ti/Zr	139	100
Ti/Y	313	300
Ti/V	17	39
La/Ta	16.5	17.5
Hf/Ta	3.4	13
Th/Ta	2.2	1.0
Th/Yb	0.25	0.06
Zr/Nb	18	26
Hf/Th	3.8	12
K/Rb	293	625
Rb/Sr	0.037	0.006

注：据Condie, 1989。

顶级地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

Ⅳ-7 不同构造背景下形成的拉斑玄武岩的微量元素丰度和标准化值

	OIT		CT		OFT		LKT	
	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\bar{x}_N$	$\bar{x}$	$\bar{x}_N$	$\bar{x}$	$\bar{x}_N$
Rb	8.77	10.2	20	23	2.42	2.8	6.26	7.3
Ba	143	19	234	31	29.2	3.9	99	13
Th	1.31	13.6	2.5	26	0.315	3.3	0.447	4.7
U	0.38	14.1	0.73	27	0.145	5.4	0.189	7.0
K	4,158	16.5	6,309	25	1,663	6.6	2,797	11.1
Nb	20	33	7.7	12.4	4.35	7.0	1.26	2.0
La	15.8	22	12.8	18	3.6	5.1	2.9	4.1
Ce	38	20	29	15.3	10.5	5.5	8.22	4.3
Sr	350	15.2	216	9.4	119	5.2	267	11.6
P	1,284	14.2	868	9.6	615	6.8	470	5.2
Zr	174	15.8	114	10.4	96	8.7	37	3.4
Sm	6.24	16.2	4.24	11.0	3.19	8.3	1.85	4.3
Ti	15,728	10.3	7,940	5.2	8,704	5.7	4,781	3.0
Y	30.7	6.3	29.7	6.1	35	7.2	15.6	3.2
Yb	2.27	5.3	2.58	6.0	3.28	7.6	1.58	3.7

	E-MORB		BAT_m		BAC	BAO	IRT	
	$\bar{x}$	$\bar{x}_N$	$\bar{x}$	$\bar{x}_N$	$\bar{x}_N$	$\bar{x}_N$	$\bar{x}$	$\bar{x}_N$
Rb	7.3	8.5	4.9	5.7	6.5	5.0	8.07	10.0
Ba	174	23	55	7.3	8.6	6.0	163	2.6
Th	2.3	24	1.23	12.8	13.1	12.6	0.99	10.3
U	0.76	28	0.435	16.1	17.3	14.9	0.39	14.3
K	3,478	13.8	2,495	9.9	8.7	11.1	3,553	14.1
Nb	20.5	33	3.22	5.2	3.1	7.3	12.6	20
La	13.5	19	5.68	8.0	7.9	8.2	11.5	16.2
Ce	34	18	15	7.9	8.0	7.9	27	14.2
Sr	244	10.6	200	8.7	9.5	7.9	310	13.5
P	1,175	13	669	7.4	7.8	7.2	1,022	11.3
Zr	141	12.8	105	9.5	9.2	9.9	131	11.9
Sm	5.4	14.0	3.5	9.1	10.0	8.3	4.24	11.0
Ti	12,063	7.9	7,635	5.0	4.5	5.6	12,063	7.9
Y	28.7	5.9	26.8	5.5	5.0	6.0	26.8	5.5
Yb	2.8	6.5	2.58	6.0	5.4	6.7	2.1	4.8

注：据Holm(1985)；$\bar{x}$为平均值；$\bar{x}_N$为标准化值的平均值，标准样为原始地幔(Wood, 1979)；BAT_m为弧后拉斑玄武岩平均，其他符号见“主要缩写符号意义”或正文。

顶级地质论坛 http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

Ⅳ-8 形成于不同构造环境玄武岩的微量元素丰度

	洋中脊		板内		火山弧			
	拉斑玄武岩	过渡型玄武岩	拉斑玄武岩	碱性玄武岩	拉斑玄武岩	钙碱性玄武岩	钾玄岩	标准洋中脊玄武岩
K_2O	0.20	0.51)	(0.5)	(1.5)	0.43	0.94	2.51	0.15
Rb	(2)	(6)	(7.5)	(40)	4.7	23	51	2
Ba	(20)	(60)	(100)	(600)	60	260	609	20
TiO_2	1.44	1.39	2.23	2.90	0.84	0.98	0.94	1.5
Zr	90	96	149	213	40	71	87	90
Hf	2.44	2.93	3.44	6.36	1.17	2.23	2.24	2.4
Sm	3.26	3.83	5.35	8.87	1.89	3.78	4.88	3.3
P_2O_5	0.12	0.18	0.25	0.64	0.08	0.19	0.44	0.12
Ce	11.0	23.3	31.3	96.8	6.94	29.3	50.2	10
Ta	0.29	0.85	0.73	5.9	0.10	0.18	0.33	0.18
Nb	4.6	16	13	84	1.7	2.7	8.4	3.5
Th	0.26	0.80	0.77	4.5	0.37	1.26	3.6	0.2
Sr	121	196	290	842	231	428	934	120
Ni	(90)	(130)	(70)	(80)	18	50	14	
Y	33	25	26	25	17	22	22	30
Yb	3.22	2.63	2.12	0.89	1.95	2.31	2.55	3.4
Sc	40.6	36.6	32.6	26.2	40.0	32.0	28.3	40
Cr	251	411	352	536	111	160	100	250

注：据Pearce，1982；氧化物为质量百分数；其他单位均为10^{-6}；表中括号数据为估算值；标准洋中脊玄武岩用于标准化。

Ⅴ．Pearce图的有关参数，

Ⅴ-1 各标准矿物不同阳离子的阳离子数

	Si	Ti	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	P
Ab	3	0	1	0	0	0	1	0	0
An	2	0	2	0	0	1	0	0	0
Fo	1	0	0	0	2	0	0	0	0
Fa	1	0	0	2	0	0	0	0	0
Di	2	0	0	0	1	1	0	0	0
Hd	2	0	0	0	0	1	0	0	0
En	2	0	0	0	2	0	0	0	0
Fs	2	0	0	0	0	0	0	0	0
Or	3	0	1	0	0	0	0	1	0
Ap	0	0	0	0	0	5	0	0	3
Mt	0	0	0	3	0	0	0	0	0
Sp	0	0	2	0	1	0	0	0	0
Il	0	1	0	1	0	0	0	0	0
Mg-Al Gr	3	0	2	0	3	0	0	0	0
Fe-Al Gr	3	0	2	3	0	0	0	0	0
Ca-Al Gr	3	0	2	0	0	3	0	0	0

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

Y-2 Pearce图解中选择不同X、Y项时各矿物矢量的斜率和长度

X/Z	Y/Z	矿物	X阳离子数	Y阳离子数	矢量斜率	矢量长度
Si/Δ	$\frac{1}{2}(Fe+Mg)/\Delta$	Ol	1	1	1.0	$\sqrt{2}$
		Opx	1	1/2	0.5	$\sqrt{5}/2$
		Cpx	2	1/2	0.25	$\sqrt{17}/2$
		An	2	0	0	2
		Ab	3	0	0	3
Si/Δ	$[2Ca+3Na+\frac{1}{2}(Fe+Mg)]/\Delta$	Ol	1	1	1.0	$\sqrt{2}$
		Opx	2	1	0.5	$\sqrt{5}$
		Cpx	2	5/2	1.25	$\sqrt{41}/2$
		Sp	0	1/2	∞	0.5
		Mt	0	2/3	∞	1.5
		An	2	2	1.0	$2\sqrt{2}$
		Ab	3	3	1.0	$3\sqrt{2}$
$(Si+Al)/\Delta$	$[4Ca+4Na+\frac{1}{2}(Fe+Mg)]/\Delta$	Ol	1	1	1.0	$\sqrt{2}$
		Opx	2	1	0.5	$\sqrt{5}$
		Cpx	2	9/2	2.25	$\sqrt{97}/2$
		Sp	2	1/2	0.25	$\sqrt{17}/2$
		Mt	0	2/3	∞	2/3
		An	4	4	1.0	$4\sqrt{2}$
		Ab	4	4	1.0	$4\sqrt{2}$
Si/Δ	$[-\frac{5}{2}Ca+\frac{3}{4}Na+\frac{1}{2}(Fe+Mg)+\frac{9}{4}Al]/\Delta$	Ol	1	1	1.0	$\sqrt{2}$
		Opx	2	1	0.50	$\sqrt{5}$
		Cpx	2	−2	−1.0	$2\sqrt{2}$
		Sp	0	5	∞	5
		Mt	0	3/2	∞	3/2
		An	2	2	1.0	$2\sqrt{2}$
		Ab	3	3	1.0	$3\sqrt{2}$
Al/Ba	Si/Ba	Ab	1	3	3	$\sqrt{10}$
		An	2	2	1	$2\sqrt{2}$
		Ol	0	1	∞	1
		Cpx	0	2	∞	2
		Opx	0	2	∞	2
		Or	1	3	3	$\sqrt{10}$
		Mt	0	0	∞	0
		Ap	0	0	∞	0
		Sp	2	0	0	2
		Gr	2	3	1.5	$\sqrt{13}$

注：Δ为选择的公分母。

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

主要缩写符号意义

A	生成热μW/m³
AB	碱性玄武岩
AFC	同化混染和分离结晶同时进行的综合模型
A-ORG	异常洋中脊花岗岩
ARCB	碰撞型弧区玄武岩
a	活度
BAC	大陆弧后盆地
BAO	大洋弧后盆地
C_i^1	混染（合）作用下混染物中元素i的浓度
C_L^i	分离结晶时残余熔体中元素i的浓度，部分熔融时形成熔体中i的浓度
C_s^i	分离结晶的固相中元素i的浓度
$C_{0,L}^i$	分离结晶时原始熔体中元素i的浓度
$C_{0,S}^i$	部分熔融时原始固相中元素i的浓度
CAB	钙碱性玄武岩
CABC	大陆边缘钙碱性玄武岩
CABI	岛弧钙碱性玄武岩
CFB	大陆溢流玄武岩
CHUR	钕同位素的球粒陨石型均一储集库
CTB(CT)	大陆拉斑玄武岩
D	扩散系数
$D^i(D_{S/L}^i)$	微量元素(i)在固相和熔体间的总分配系数
D_0^i	微量元素(i)在原始固相和熔体间的总分配系数
D^{i*}	渗漏体系岩浆房中经修正的D^i值
$\{D^i\}$	有流体相存在的岩浆房中经修正的D^i值
$D_{s/l}^i$	微量元素(i)在残余固相和熔体相间的总分配系数
$D_{S/f}^i$	微量元素(i)在固相岩石和流体相间的总分配系数
F	部分熔融程度(聚集熔体份数)
FC	分离结晶作用
FPMC	分离部分熔融和分离结晶作用的综合模型
f	分离结晶程度　残余熔体占原始熔体的份数
f_{O_2}	氧逸度
G_f^i	微量元素i在流体相中的溶解度
HREE	重稀土元素
IAB	岛弧玄武岩
IAT	岛弧拉斑玄武岩
IAV	岛弧火山岩
ICE	不相容元素
IME	非活动性元素
INd	钕同位素初始比值
IRT	初始裂谷拉斑玄武岩
ISr$(({}^{87}Sr/{}^{86}Sr)_0)$	锶同位素初始比值
$K(K_{i,j}^{\alpha,\beta})$	复合分配系数
K*	相对于Ta和La的钾异常值
$K_D(K_{Di}^{S/l})$	简单分配系数
$\{K_D\}$	校正的简单分配系数
$K_{Di}^{f/l}$	微量元素(i)在流体相和熔体间的简单分配系数
LE	亲石元素
LKT	低钾拉斑玄武岩
LIL	大离子亲石元素
LREE	轻稀土元素
M	$x^l+\sum_{\alpha=1}^{i}K_{i,l}^{\alpha,\beta}\cdot x^{\alpha}$

顶级地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

Ma	AFC模型中同化混染的速率(Ma)
Mc	AFC模型中分离结晶的速率
ME	活动性元素
MORB	洋中脊玄武岩
Nb^*	铌异常值（相对于K和La）
NHRL	北半球大洋玄武岩铅同位素组成回归直线
N-MORB	正常（标准）洋中脊玄武岩
OFT	洋底玄武岩
OIA	洋岛碱性玄武岩
OIB	洋岛玄武岩
OIT	洋岛拉斑玄武岩
ORG	洋中脊花岗岩
OT	大洋拉斑玄武岩
P	压力
P^i ($P^i_{S/L}$)	微量元素i在进入熔体的那部分固相和熔体间的总分配系数
$P^i_{S/f}$	微量元素(i)在进入熔体相的固相岩石与流体相间的分配系数
P-MORB	富集型洋中脊玄武岩
PM	部分熔融作用
Q	热流，单位为μW/m²
Q_A或Q_B	混染（合）作用中两端员物质的量比，且满足$Q_A+Q_B=1$
Q^i	不一致熔融时进入熔体中的那部分固相与熔体间微量元素(i)的总分配系数
q	堆积岩分数/渗漏熔体份数
q	岩石固被熔化的速度
R	晶体的线性生长速度（堆积物份数/被同化围岩的分数）
REE	稀土元素
RHE	放射性生热元素
RTF	岩浆周期性补充，排出和分异作用的综合模型
r	AFC模型中同化作用速率与分离结晶速率之比值，Ma/Mc
Sr^*	锶异常值，相对于Ce和Nd
S-COLG	同碰撞花岗岩
SH	钾玄岩
SID	依次累积的非平衡熔融的定量模型
SS	RTF模型中微量元素达到稳状态的浓度
TE	过渡族元素
THB(TH)	拉斑玄武岩
T-MORB	过渡型洋中脊玄武岩
TRB	过渡型玄武岩
v	熔体的上升速度，v^i/v^s
v_e	熔体上升的有效速度
v^m	部分熔融的速度
v^r	分离结晶速度
VAB	火山弧玄武岩
VAG	火山弧花岗岩
W	W^i/W^s
W^s	部分熔融形成熔体上升的量
W^i	分离结晶后所剩残余熔体的量
WPB	板内玄武岩
WPG	板内花岗岩
X	摩尔分数，固相岩石中各矿物相的重量份数，此时具上角标
x	晶体的线性大小（具上角标时表示进入熔体中的各固相矿物的重量份数）
X^i_L	部分熔融形成的熔体中元素i的摩尔分数
$X^i_{R,S}$	残余固相中元素i的摩尔分数
X^α_L	进入熔体的α相矿物所占比例
$X^\alpha_{S,S}$	原始固相中α相矿物所占比例
$X^\alpha_{R,S}$	残余固相中α相矿物所占比例
Y^i_L	部分熔融形成熔体中元素i的摩尔数
Y^i	某结晶固相在分离结晶时占原始熔体的比例数
α	混染（合）作用中原始熔体占混染（合）熔体的比例，作角

顶级地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

	标时表示某固相
α_Y^X	X和Y两相间氧同位素的分馏系数
γ	活度系数
Δ	$\delta^{18}O_1-\delta^{18}O_2$，两平衡相间$\delta^{18}O$值之差或其它形式的差值
Δ	$\exp\left(\frac{-\delta_0 R}{D}\right)$，扰动因子
ΔC_T°	标准态反应的Gibbs函数
δ_a	混染（合）作用时围岩（另一端员物质）的$\delta^{18}O$值
δ_0	对流岩浆房边缘层厚度
$\delta^{13}C$	样品$^{13}C/^{12}C$比值相对于PDB标准样的偏差值
δ_D	$8\delta^{18}O+10\%$
δ_L	已混染（合）岩浆的$\delta^{18}O$值
$\delta^{18}O$	样品的$^{18}O/^{16}O$比值相对于SMOW标准样的偏差值
$\delta_{0,L}$	未混染（合）岩浆的$\delta^{18}O$值
δCe	稀土元素Ce相对于La和Pr的异常系数
δEu	稀土元素Eu相对于Sm和Gd的异常系数
σ	岩石的热导率
κ	渗透性
λ	表变系数（对数分配系数）
μ	化学位
ρ	密度
ΣREE	稀土元素总量
ε	$(\varepsilon_L-\varepsilon_{0,L})/(\varepsilon_a-\varepsilon_{0,L})$
ε_a	混染（合）作用中混染物（另一端员物质）的锶或钕同位素比值
ε_L	已混染（合）岩浆的锶或钕同位素比值
$\varepsilon_{0,L}$	未被混染（合）岩浆的锶或钕同位素比值
eNd	样品的钕同位素初始比值相对于CHUR的偏差值
eSr	样品的锶同位素初始比值相对于玄武质无球粒陨石的偏差值
ω	无量纲浮力
ϕ	孔隙度

*　　*

Ab	钠长石
Af	碱性长石
An	钙长石
Ap	磷灰石
Au	普通辉石
Bi	黑云母
Cpx	单斜辉石
Di	透辉石
En	顽火辉石
Fa	铁橄榄石
Fd	长石
Fo	镁橄榄石
Gr	石榴石
gl	火山玻璃（基质）
Hb	普通角闪石
Hy	紫苏辉石
Ill	钛铁矿
Lc	白榴石
Mt	磁铁矿
Ol	橄榄石
Opx	斜方辉石
Or	钾长石
Phl	金云母
Pl	斜长石
Py	辉石
Qz	石英
Sand	透长石
Sp	尖晶石
Wo	硅灰石
Zir	锆英石

地质地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

主 要 参 考 文 献

陈德潜.，1982，稀有元素地质概论，地质出版社.

福 尔.G.，1983. 同位素地质学原理，潘曙兰等译，科学出版社.

贵阳地球化学研究所，1981，南岭花岗岩类的地球化学，科学出版社.

李昌年，1984，微量元素在斜长石—基质间的分配及其温度计和氧逸度计，地质科技情报，1，46—54.

李昌年，1984，海南岛雷公墨及成因探讨，岩石矿物及测试，3，207—215.

李昌年，1986，四川攀西裂谷带峨眉玄武岩的岩石学及其成因研究，地球科学，11，577—584.

李昌年等，1988，汉诺坝玄武岩形成和演化的定量模型及其估算，岩石学矿物学论丛，4，91—100.

李昌年，1988，中国东部新生代玄武岩的微量元素特征，池际尚主编，中国东部新生代玄武岩及上地幔研究（附金伯利岩），中国地质大学出版社，49—63.

李昌年，1991，岩浆岩研究中的微量元素和同位素，邱家骧主编，岩浆岩研究指南，地质出版社.

李昌年，1991，黑龙江五大连池钾质玄武岩的地球化学性，邱家骧主编，黑龙江富钾火山岩岩石学及实验岩石学研究，中国地质大学出版社.

莫宣学，1985，岩浆熔体结构，地质科技情报，2，21—31.

邱家骧、李昌年、马昌前，1986，汉诺坝玄武岩的板块构造环境及岩浆成因机理分析，岩石学报，12，1—12.

邱家骧、李昌年，1986，汉诺坝玄武岩中深源包体的类型和成因分析，岩石学矿物学论丛，2，25—42.

沈渭洲，1987，稳定同位素，原子能出版社.

松井义人等，1983，岩石及矿物的地球化学，严秀鹤等译，地质出版社.

涂光炽，1984，地球化学，上海科学技术出版社.

宜昌地质矿产研究所同位素地质研究室，1979，铅同位素地质研究的基本问题，地质出版社.

袁忠信，1981，稀土元素及其在岩石成因研究上的应用简介，国外地质参考资料，20，1—13.

赵振华，1981，稀土元素地球化学研究方法，地质地球化学，1，26—33.

周蒜贤治，1982，从火山岩的Nd同位素比值推断岩浆的物质来源，国外地质，2，17—26.

Allè gre,C.J.,Dupre,B.,Lambret, B. and Richard,P., 1981,The subcontinental versus the suboceanic debate I, lead-neodymium-strontium isotopes in primary alkali basalts from a shiels area:the Ahaggar volcanic suite,Earth Planet.Sci.Lett.,52,85—92.

Allè gre,C.J.and Michard,G.,1974,Introduction to Geochemistry,D.Reidel Pul. Co Dordrecht,Holland.

Allè gre,C.J.and Minster,J.F.,1978,Quantitative models of trace element in igneous petrology,Earth Planet.Sci.Lett.,38,1—25.

Allè gre,C.J.and Othman, D.B.,1980, Nd-Sr isotopic relationship in granitoid rocks and continental crust development:a chemical approach to orogenesis,Nature,286,335—341.

Allè gre,C.J.,Trevor,M.,Minster,J.F.,Minster,D.and Albarets,F.,1977,Systematic use of trace elements in igneous process,II,inveres problem of the fractional crystallization process in volcanic suites,Contrib.Mineral.Petrol.,60,55—75.

Arth,J.G.,1976,Behavior of trace element during magmatic processes—a summary of thoretical models and their applications,J.Res.U.S.Geol.Surv.,4,41—47

Arth,J.G.and Hanson,G.M.,1975,Geochemistry and origin of the early precambrian crust of northeastern Minnesoda,Geochim.Cosmochim.Acta,29,325—362.

Balashov,Y.A.and Tugarinov,A.I.,1976,Rare earth element abundance in crust, Geochemical J.,10,103—106.

Barbey,P.,Bertrand,J-M.,Angoua,S.and Dautel,D.,1989,Petrology and U/Pb geochronology of the Telohat migmatites,Aleksod Central Hoggar, Algeria, Contrib.Mineral. Petrol.,101,207—219.

Barca,D., Crisci,D.M.and Ranieri,G.A.,1988,Further developments of the Rayleigh equia-