

# 论构造地球化学图解的局限性

万渝生

(中国地质科学院地质研究所)

**关键词:** 玄武质岩石; 大地构造; 构造地球化学图解的局限性

**提 要:** 本文从实践和理论两方面讨论了应用构造地球化学图解分辨玄武质岩石产出的大地构造环境这一方法所存在的问题, 认为J. A. Pearce等给出的构造地球化学图解, 在很大程度上, 是一种岩性分辨图解, 图解分辨中存在不确定性的根本原因是控制玄武质岩石形成的条件参数与构造环境并不完全存在一一对应的映射关系, 应用图解应持谨慎态度。

七十年代初, J. A. Pearce 等人开始应用地球化学图解来确定玄武质岩石产出的大地构造环境。近年来, 这种方法变得愈加流行。本文试图对这种方法可能存在的问题作一讨论, 以引起大家的重视。

## 一、图解及其形成过程

把玄武质岩石的成分特征和岩石产出的大地构造位置相联系的尝试早就有了<sup>[1][2]</sup>。不过, 可把 J. A. Pearce 和 J. R. Cann<sup>[3]</sup> 在 1973 年提出的 Ti-Zr, Ti-Zr-Y 及 Ti-Zr-Sr 图解作为应用构造地球化学图解的开始。之后, J. A. Pearce 等<sup>[4][5][6]</sup> (1975, 1979, 1983), T. H. Pearce 等<sup>[7][8]</sup> (1975, 1977), Mullen<sup>[9]</sup> (1983) 等人又提出了一系列图解 (表1), 另外, A. Miyashiro 等人也提出过不同的图解。

这些图解的特点是, 1) 以板块构造为基础划分构造环境或者区分大陆区和大洋区的玄武质岩石, 或者区分大洋区内不同构造环境的岩石, 或者同时区分大陆、大洋区中不同构造区的岩石。2) 根据大地构造环境为已知的和年轻的玄武质岩石成分的投影来圈定不同构造区的成分范围。图解是在大量实际资料基础上作成的, 具有归纳统计性质。3) 不同成分区之间相互过渡, 部分投影点归属有误。4) 不同的图解有不同的应用范围和不同的应用条件, 但几乎所有的图解都特别注意了交代、变质作用引起元素活动产生的影响。

制作图解的基本思路是“从已知推未知”, 至于为什么不同构造环境形成的玄武质岩石存在成分差异, 早期的文献未作解释。1979年, J. A. Pearce 等人<sup>[5]</sup> 从源区不均匀性, 部分熔融程度差异等方面对玄武质岩石中元素 Ti, Zr, Y 等的变化作了解释。1984年, J. A. Pearce 等<sup>[10]</sup> 进一步考虑了上地幔成分随时间演化的影响, 认为, 就实用目的来说, 元古代玄武质岩石的成分模式可与现代玄武质岩石的成分模式进行对比。

利用岩石成分特征了解岩石产出的构造位置还是有一定意义的, 上述图解包含有合理的内容, 例如, 选用在变质交代作用中不活动的元素, 注意到变质交代作用对元素迁移的影

表 1 构造地球化学图解  
Table 1 Tectonogeochemical diagram

编号	图解	分辨内容	条件	文献
1	Ti—Zr—Y	洋底玄武岩, 低钾玄武岩, 钙—碱性玄武岩, 板内玄武岩	可用于蚀变交代岩石, 拉斑玄武岩和碱性玄武岩, $20\% > \text{CaO} + \text{MgO} > 12\%$	[3]
2	Ti—Zr—Sr	洋底玄武岩, 低钾玄武岩, 钙—碱性玄武岩	同上, 但不能用于蚀变交代岩石	[3]
3	Ti—Zr	同 2	同 1	[3]
4	Ti—Cr	洋底玄武岩, 岛弧拉斑玄武岩	玄武岩类	[4]
5	Zr/Y—Zr	洋底玄武岩, 岛弧拉斑玄武岩, 板内玄武岩	非堆积成因玄武岩, 液相线组成	[5]
6	TiO <sub>2</sub> —K <sub>2</sub> O—P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	大洋玄武岩, 大陆玄武岩	“原始”未分异玄武岩, 非碱性玄武岩, $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}) \leq 20\%$	[7]
7	MgO—TFeO—Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	洋岛玄武岩, 洋底玄武岩, 大陆玄武岩, 造山带玄武岩, 扩张中心玄武岩	51—56% SiO <sub>2</sub> (无水), 亚碱性的“玄武岩—安山岩”	[8]
8	TiO <sub>2</sub> —MnO—P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	洋岛拉斑玄武岩, 洋岛碱性玄武岩, 洋底玄武岩, 岛弧拉斑玄武岩, 岛弧钙碱性玄武岩	45—54% SiO <sub>2</sub> , 未青盘岩化, 变质程度低	[9]

响; 选用分配系数相近的元素, 减小结晶分异作用的影响; 不是从单个元素, 而是从元素间的联系分析问题; 通过技术性处理把投影点调整到图中的适当位置等等。但是, 岩石成分和构造环境并不存在完全一一对应关系, 并不能由简单的投影来确定岩石产出的大地构造环境。

## 二、图解存在的实际问题

根据已有资料作统计研究是地质学中常用方法之一, 但是, 从逻辑学角度来说, 它仍是一种不完全归纳法, 方法本身不能保证给出肯定的结论。统计结果的可靠程度与统计研究时所选择子样的多少和代表性强弱有关, 由于选择子样的不同, 可得出不同的统计结果, E. D. Mullen<sup>[9]</sup>(1983)用 MnO—TiO<sub>2</sub>—P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>图解把大洋玄武质岩石划分为五类。但是, 在增加了投图样品数之后, 由于成分区的重迭和不可分辨, 被重新划分四个区(图1)<sup>[11]</sup>, 笔者认为, 随着投影样品数的增加, 图解的分辨率有可能还会下降。该结论同样适合于其它图解。还存在这样的现象, 同一套岩石, 投入不同的图解, 得出了不同的结论, 例如, 美国的 Columbia 河地区的玄武质岩石在 TiO<sub>2</sub>—K<sub>2</sub>O—P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>图解上投入大陆玄武岩区。<sup>[7]</sup>在 Ti—Zr—Y 图解上投入了洋底玄武岩区或钙碱性玄武岩区<sup>[12]</sup>。

一定构造环境存在一定成分特征的玄武质岩石, 这是图解的基础。但是, 已经知道, 即使在现代大洋中脊, 也存在几种不同类型的玄武质岩石<sup>[13][14][15]</sup>。冰岛玄武岩作为异常洋脊玄武岩, 投入了板内玄武岩区<sup>[16]</sup>。即是在相同的大地构造位置, 也可具有由不同条件形成的玄武质岩石。

P. E. Holm<sup>[12]</sup>(1982)将采自7个大陆拉斑玄武岩产出区的两百多个岩石样品投到Ti—Zr

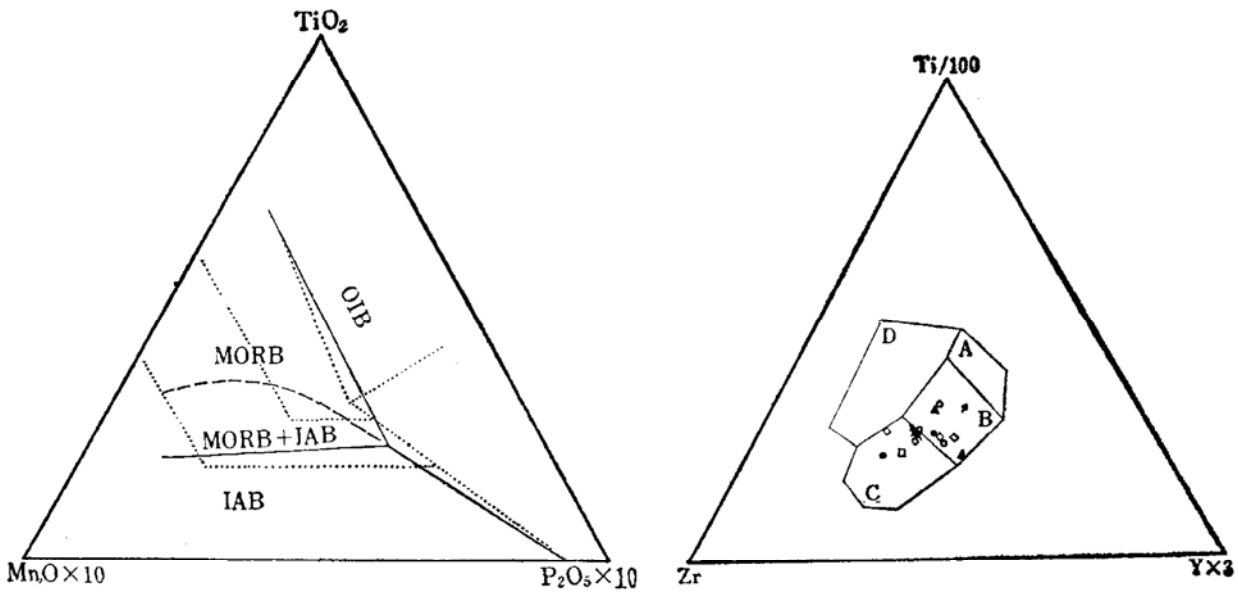


图 1 大洋玄武岩的TiO<sub>2</sub>-MnO-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>图解。点线为E.D. Mullen(1983)的界线(引自郑学正(1986))

图 2 Ti-Zr-Y图解(Pearce和Cann, 1973) 大陆拉斑玄武岩未投入大陆拉斑玄武岩区(引自P.E.Holm, 1982)

Fig.1 TiO<sub>2</sub>-MnO-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> diagram for oceanic basalts  
 MORB—洋中脊拉斑玄武岩 IAB—岛弧碱性玄武岩  
 OIB—洋岛玄武岩

Fig.2 Ti-Zr-Y diagram. Continental tholeiites don't occur in continental tholeiitic fields  
 A—低钾拉斑玄武岩; B—洋底玄武岩;  
 C—钙碱性玄武岩; D—板内玄武岩;

-y图解上,发现没有一个落入板内玄武岩区(图2),因此,使用Ti-Zr-Y图解来确定古构造环境(板块边缘或板块内)存在问题,至少表明由局部归纳总结出的经验,作广泛应用时必须谨慎。地质研究中常有这样的现象,在开始研究时,可把研究对象清楚区分,随着工作的深入,它们之间的界线变得模糊,即存在交叉过渡现象。

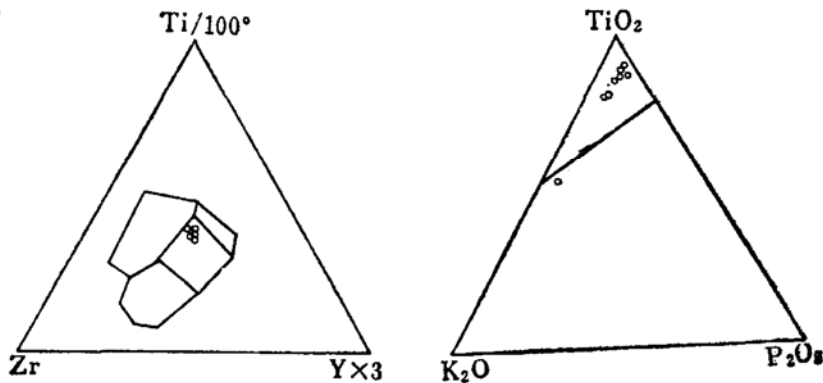


图 3 宽坪群玄武岩的Ti-Zr-Y图(a)和TiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>图(b)  
 Fig.3 Ti-Zr-Y(a) and TiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>(b) diagrams for the basalts from Kuanping Group

根据图解(图3),秦巴地区宽坪群中的变玄武质岩石应为洋中脊拉斑玄武岩,其稀土模式也与N-MORB十分相似,但是,从宽坪群的这些玄武质岩石的野外特征、岩石组合及区域构造来看,它们不是形成于洋中脊构造环境,很可能形成于大陆边缘张裂环境。

### 三、对图解的理论分析

(一) J. A. Pearce等<sup>[3]</sup>(1973)认为, 虽然拉斑玄武岩和碱性玄武岩之间的差异在岩石学上很重要, 但这种差异看来与构造背景无联系。不同类型的玄武质岩石均能用Ti-Zr-Y图解来分辨, 即元素间的相互关系主要与构造环境有关, 这一认识值得商榷。P. A. Floyd<sup>[17]</sup>(1975)的研究表明, 在与P、Ti、Zr、Y、Nb等元素有关的图解中, 洋区拉斑玄武岩和陆区拉斑玄武岩成分区几乎重叠。洋区碱性玄武岩和陆区碱性玄武岩成分区也几乎重叠, 而拉斑玄武岩和碱性玄武岩两者之间的成分有较大差异(图4)。这种差异可能反映了它们源区成分和元素不相容性程度的差异。实际上, 从选择的实际资料来看, J. A. Pearce<sup>[3]</sup>(1973)的Ti-Zr-Y图解基本上也是一岩性分辨图解, 他们所使用的板内玄武岩主要是碱性玄武岩。

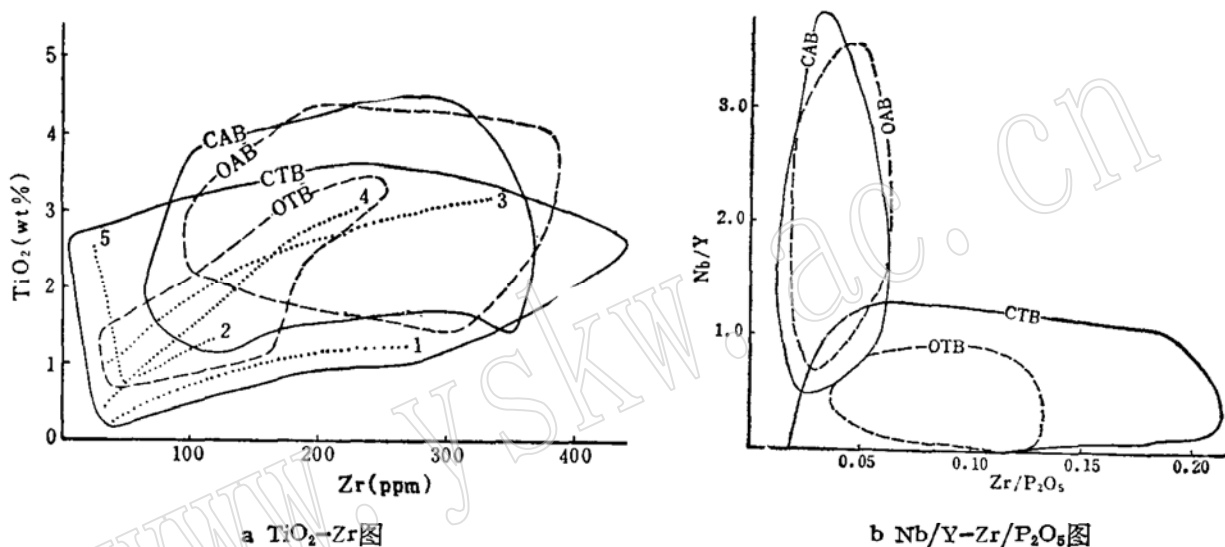


图4 大洋和大陆区的拉斑和碱性玄武岩区(引自P.A.Floyd等(1975))

图a中数字为不同地区的TiO<sub>2</sub>-Zr关系

Fig.4 TiO<sub>2</sub>-Zr(a) and Nd/Y-Zr/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>(b) diagrams

OAB—大洋碱性玄武岩; CAB—大陆碱性玄武岩; OTB—大洋拉斑玄武岩; CTB—大陆拉斑玄武岩

同样, 用于分辨大洋玄武岩和大陆玄武岩的TiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>图解(T. H. Pearce等, 1975)也主要是一岩性分辨图解。由于大陆拉斑玄武岩的起源深度一般比大洋玄武岩的要深, 特别是大陆壳岩石富K<sub>2</sub>O(引起混染), 故与大洋玄武岩相比, 大陆玄武岩一般具有较高的K<sub>2</sub>O含量。岩性上, 这些大陆玄武岩多为钙碱性玄武岩, 而大洋玄武岩多为拉斑玄武岩。拉斑玄武岩和钙碱性玄武岩在其它成分方面也可存在较大的差异<sup>[18]</sup>(A. Miyashiro, 1975)。

虽然同种类型的岩石也存在成分变化, 但是, 不同类型的岩石主要是根据岩石成分差异来划分的。不同类型的岩石具有不同的成分特征。笔者认为, J. A. Pearce等给出的构造地球化学图解, 在很大程度上, 是一种岩性分辨图解。

(二) 从岩石学角度来说, 要形成成分一定的玄武质岩石, 需要一套特定的条件参数。岩石成分特征是源区成分(Co), 物化条件(Cd)以及岩浆作用过程(E, 包括有无混染作用发生, 结晶分异程度高低等)等参数的函数, 即:

$$C = F(\text{Co}, \text{Cd}, \text{E})$$

如果构造位置和岩石成分之间存在一一对应的映射关系,则意味着,一定的大地构造位置,具有一套特定的条件参数,或者,至少控制岩石形成的主要参数在不同构造位置具有较大的差异。由于不同构造位置(横向上)对岩浆形成的深度(纵向上)及其它条件有一定的控制作用,这也是图解在一定程度上能够得到应用的基础。但是,这点并不总能得到满足,同样的构造位置可具有不同的一套参数,形成不同成分的玄武质岩石。另一方面,不同的参数组合可形成同样成分的玄武质岩石,有可能在不同的构造位置形成同样成分的玄武质岩石。特别是,把从年轻的玄武质岩石中归纳总结出的图解应用于古老变质岩时,由于地幔地壳演化的不可逆性,将今论古的思维方法是否正确?具体讨论如下。

### (1) 源区成分

#### a. 地幔的不均匀性

岩石成分特征主要受源区成分控制。地幔成分不均匀性已得到广泛承认<sup>[19][20]</sup>。这种不均匀性既表现在地幔的纵向上,又表现在地幔的横向上。由亏损地幔区(一般位于地幔较上部)产生的玄武质岩石一般为亏损型玄武质岩石,例如洋中脊的N型拉斑玄武岩;由正常地幔区(一般位于地幔较下部)产生的玄武质岩石一般为富集型玄武质岩石,例如洋岛碱性玄武岩(IAB)和大陆碱性玄武岩(CAB)。有可能拉斑玄武岩和碱性玄武岩的成分差异主要由地幔纵向不均匀性引起。由于在洋中脊异常地段(例如热点构造区),也存在着来自深部的富集型玄武岩<sup>[14][15]</sup>;而洋岛玄武岩中也有来自上地幔及洋壳的玄武质岩石<sup>[21]</sup>,即同一构造位置的玄武质岩浆也可产生于不同的地幔源区,故可具有不同的成分特征,大陆边缘岛弧系统,岩浆源区的物质成分更为复杂,它既可形成N-MORB成分的玄武岩,也可形成富集型玄武岩,还可形成钙碱性玄武岩。

如果说不同构造位置对不同类型的玄武质岩石产出具有一定的控制作用,是由地幔纵向上不均匀性引起的,则地幔横向上的不均匀性会使问题愈加复杂。对于地幔横向上的不均匀性已有多种解释,例如地幔交代,部分熔融引起的亏损,微量元素分馏富集,地壳物质通过地幔对流带入地幔,原始地幔不均匀性,等等。但它们与构造位置似乎并无密切联系。大陆区上地幔存在不均匀性<sup>[19][20]</sup>,大洋区上地幔也存在不均匀性,也许,大洋区上地幔和大陆区上地幔各自内部存在的不均匀性,比它们之间的差异还大。如果大陆玄武岩岩浆未受陆壳物质混染影响的话,这样利用图解分辨大陆玄武岩和大洋玄武岩就失去了基础。

#### b. 地幔的演化

所有图解都是基于年轻玄武质岩石制作的,把它们应用于古老岩石时,须考虑如下问题:

a) 元古代,特别是太古代时期是否存在板块构造,若存在板块构造,其形式和规模是否与现代的相同。这实际上涉及到地幔地壳的演化问题。至少在早太古代,似乎不可能存在可与现代相对比的板块构造;b) 地幔的亏损很大程度上是由陆壳增生引起的,那么,地幔亏损程度与时间的关系,就和陆壳增生与时间的关系相联系。有三种陆壳增生—时间关系模式(陆壳增生速度随时间增快,陆壳增生速度随时间减弱,陆壳增生主要发生在几个不同的地质时间),不同的模式对图解应用有不同的限制作用;c) 大陆壳的增生,不是地幔在空间上均匀地发生亏损的结果,地幔亏损作用是局部发生的,由于大陆壳和大洋壳本身也在运动,如果现代地幔的不均匀性主要是由古地幔亏损引起,则难以把图解应用于古老岩石;d) 由

于元素间的性质差异,同样的地幔亏损作用对它们的影响也不相同,相对不相容的元素易于亏损,相对相容的元素不易于亏损,只有分配系数近于1的元素才少受该作用的影响。随着地幔的亏损,元素间的比值也在不断变化;e)古老地质时期的海水成分与现代海水成分有很大差异,海水对岩石的蚀变交代作用不同。多期变质变形作用的影响,都可引起岩石中某些成分发生较大的变化。

## (2) 物化条件和岩浆作用过程

物化条件对于岩浆的形成和演化具有控制作用,部分熔融程度的高低和后期结晶分异作用的强弱对岩浆的成分可有很大的影响。低程度的部分熔融,其作用与高程度部分熔融后再经过结晶分异的效果相似。物化条件及作用过程的变化对元素含量的影响,很大程度上取决于元素的性质(可用总分配系数表征)。用元素间的比值,而不用单个元素的含量,在一定程度上能消除外界条件的影响。但是,由于元素性质的差异,影响它们分配系数变化的因素不尽相同,从而不同物化条件引起元素分离程度不同。Prestvik<sup>[19]</sup>(1982)给出的例子表明,由于结晶分异作用,在Ti-Zr-Y图解中,一套岩石从板内玄武岩区演化到了岛弧玄武岩区。

如果岩浆呈过热状态,则可熔融吞食上覆岩石,在大洋板块内,“热点”处上升的过热岩浆,使上覆岩石熔融,可形成拉斑玄武岩岩浆,两者的混合,则可形成一系列过渡性质的岩浆(部分夏威夷洋岛玄武岩可能就是这样形成的);在大陆板块内,上升的过热岩浆,如果熔融上覆地壳岩石,则可改变岩浆成分,这种作用可使原来的拉斑玄武岩显示出一种明显的钙碱性元素分布模式<sup>[22]</sup>。在大洋内部,很少见到钙碱性玄武岩,似乎表明它们与陆壳物质关系密切。

## 四、结论和认识

1. J. A. Pearce 等给出的构造地球化学图解,在很大程度上,是一种岩性分辨图解。

2. 对于太古代,特别是早太古代的玄武质岩石,图解不能判断其形成的大地构造环境。对于元古代以来的玄武质岩石,图解判断可能具有双重含义,即图解难以应用于某一具体地区的玄武质岩石,但对全球范围内的整个玄武质岩石的判别则是可能的,就象在量子力学中,可以预测群体粒子的分布状态,但难以(甚至不能)预测个体粒子的轨道行为一样,即它们只具有统计学上的意义。

3. 地球化学的研究,可以确定玄武质岩石的形成条件,但是,控制岩石形成的条件参数与构造环境并不存在一一对应的映射关系,这就是图解分辨不确定性的根本原因。把图解作为岩石形成条件的判断图解比把它作为大地构造环境的判断图解更为恰当。由于元素间地球化学性质的差异,也许不同图解对不同对象有不同的分辨能力。

4. 完全否定图解的意义,与完全肯定图解的意义,实际上是犯了同样的错误。问题在于决不能简单、机械地套用这些图解,把它作为一个肯定的证据。我们还必须对所利用的元素在地幔中的分布规律,它们随地质时间的演化规律及它们在不同条件下的岩浆作用过程中的地球化学行为作进一步的了解。正确的方法是:通过对一整套元素(包括同位素)——而不是几个元素——相关关系的研究,了解岩石形成的条件,并与地质方法(有可能的话,包括地球物理方法)相结合,来推断岩石可能形成的构造环境。从某种意义上讲,地质方法比地



球化学方法判别岩石产出的大地构造环境更为可靠。

致谢：有关宽坪群玄武质岩石的图解，引自地质矿产部地质研究所宽坪群专题组未发表资料。耿元生同志，刘国惠老师，沈其韩先生先后审阅了原稿，提出许多宝贵意见，特表谢意。

### 参 考 文 献

- [1] Pearce, J. A. and Cann J. R., 1971, Ophiolite origin investigated by discriminant analysis usingg Ti, Zr and Y, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 12, p339.
- [2] Bloxam, T. W. and Lewis A. D., 1972, Ti, Zr, Cr in some British pillow lavas and their petrogenetic affinities, *Nature Phys. Sci.*, 237, p134.
- [3] Pearce, J. A. and Cann J. R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, p290.
- [4] Pearce, J. A., 1975, Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus, *Tectonophysics*, 25, p41.
- [5] Pearce, J. A. and Norry M. J., 1979, Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, p33.
- [6] Pearce, J. A., 1983, Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth and Norry M. J. (Editors), *Continental basalts and mantle xenoliths*, p230.
- [7] Pearce, T. H. et al., 1975, The  $TiO_2$ - $K_2O$ - $P_2O_5$  diagram: a method of discriminating between ocean and non-oceanic basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 24, p419.
- [8] Pearce, T. H. et al., 1979, The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, p121.
- [9] Mullen, E. D., 1983,  $MnO/TiO_2/P_2O_5$ : a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62, p53.
- [10] Pharaoh, T. C. and Pearce J. A., 1984, Geochemical evidence for the geotectonic setting of early proterozoic metavolcanic sequences in Lapland, *Precambrian Res.*, 25, p283.
- [11] 郑学正, 1986, 玄武岩的  $MnO$ - $TiO_2$ - $P_2O_5$  判别图的修改与补充, *地质科学*, 第2期。
- [12] Holm, P. E., 1982, Non-recognition of continental tholeiites using the Ti-Y-Zr diagram, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, p308.
- [13] Schilling, J. G., 1975, Rare earth variations across "normal sections" of the Reykjanes Ridge, 60°-53°N, mid-Atlantic Ridge, 29°S, and East Pacific Rise, 2°-19°S and evidence on the composition of the underlying low velocity layer, *J. Geophys. Res.*, 80, P1459.
- [14] Sun, S. S. et al., 1979, Geochemical characteristics of midocean ridge basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 44, P119.
- [15] Flower, M. F. J., 1986, 大洋中脊扩张速度的成岩意义, *地质地球化学*, 第10期。
- [16] Prestvik, T., 1982, Basic volcanic rocks and tectonic setting, a discussion of the Zr-Ti-Y discrimination diagram and its suitability for classification purposes, *Lithos.*, 15, P241.
- [17] Floyd, P. A. and Winchester J. A., 1975, Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 27, P211.
- [18] Miyashiro, A. and Shido F., 1975, Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviors of titanium, vanadium, chromium and nickel.
- [19] 哈尔克夫, A. H., 1986, 元古代到白垩纪金伯利岩中上地幔捕虏体的成分, *地质地球化学*, 第5期。
- [20] 郑学正, 赵大升, 1984, 中朝断块区新生代玄武岩与该区上地幔成分特征, *地质科学*, 第4期。
- [21] Hodder, A. P. W., 1986, 由Ti/V比值推断玄武岩的起源深度及其与岛弧火山岩  $K_2O$  推断的深度的对比, *地质地球化学*, 第6期。

〔22〕 科朗纳.A.,1986,前寒武纪的构造演化及大陆壳的生长。国际前寒武纪地壳演化讨论会论文集(第三集)。

## On the Limitation of Tectonogeochemical Diagrams

Wan Yusheng

(Institute of Geology, CAGS)

**Key words:** basaltoids; geotectology; limitation of  
tectonogeochemical diagrams

### Abstract

Discussing practically and theoretically the tectonogeochemical diagrams given by J. A. Pearce and others to identify basaltoids forming tectonic setting, the paper suggests, the diagrams are mainly the distinction diagrams of rock types, and the principle reason why the diagrams can't certainly identify the tectonic setting is that there isn't complete mirror relationship between the tectonic setting and basalt-forming conditions. The diagrams should be used with caution.