# 矿物学岩石学译丛

## （一）

地质出版社

一九八一年七月五日

# 矿物学岩石学译丛

（一）

地 质 出 版 社

**矿物学岩石学译丛**

**（一）**

*

地质部书刊编辑室编辑

地 质 出 版 社 出 版

（北京西四）

地 质 印 刷 厂 印 刷

（北京安德路 47 号）

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

*

开本：787×1092 1/16·印张：7·字数：194,000

1981 年 4 月北京第一版·1981 年 4 月北京第一次印刷

印数1—2,280册·定价 1.30元

统一书号：15038·新592

统一书号：15038·新592

定　价：　1.30　元

科技新书目：2—223

# 目　次

一、蛇绿岩的分类、特征和成因……（都城秋穗）（1）
二、沉积岩中的韵律和旋回……（绝特文金娜）（25）
三、矿物、岩石以及矿物平衡的碱度……（马腊库舍夫）（51）
四、论矿物碱度指数的实质和岩石碱度指数的计算……（彼尔策夫）（66）
五、据成矿介质的包裹体研究资料确定某些变质体形成的热力学条件……（谢多娃）（72）
六、早前寒武纪高温变质作用温压地球化学条件的特点……（西沃罗诺夫，罗西辛纳）（80）
七、薄片中估计孔隙和胶结物的体积……（哈利）（84）
八、河流、海滩、砂丘中碎屑石英颗粒的球度和圆度资料的判别分析……（帕特诺，萨胡）（92）
九、气液包裹体的爆破温度与某些因子（包裹体的大小、到颗粒边缘的距离、形成矿物的压力）关系的迴归分析……（沙塔金、多罗格文、赫特奇科夫）（98）

此为试读，需要完整PDF请访问：www.ertongbook.com

# 蛇绿岩的分类、特征和成因

都城秋穗

## 序　言

蛇绿岩主要是基性和超基性火山岩和深成岩的杂岩。近几年来蛇绿岩的问题由于它们在推测海底扩张和板块构造上的意义而引起地质工作者和地球物理工作者的极大重视。现代大多数学者支持蛇绿岩是在中洋脊形成的碎屑和在岩石圈板块会聚边缘被转移到消减带的假说。这一假说曾被广泛看作板块构造的组成部分。

绝大多数这类理论是根据同样的岩石类型或如同玄武岩、辉长岩和方辉橄榄岩这样的岩石名称和在某些蛇绿岩与洋壳之间假设的类似构造（Dietz 1963 等），少数作者试图表明不仅在岩石名称方面而且还在化学特征方面也同样存在。

过去在蛇绿岩杂岩方面，基性岩和火山岩比起超基性岩和深成岩来更少引起人们注意。然而，我们知道在现代地球上，火山岩系列和构造背景之间的相互关系。所以基性岩和别的火山岩应当是一个产生蛇绿岩的构造背景的重要线索。

事实上，对蛇绿岩的洋壳假说的全部倡导者都赞成塞浦路斯特鲁多斯蛇绿岩杂岩是一个代表产生于中洋脊洋壳的典型例子。然而，在研究杂岩岩石学资料时，这一杂岩与中洋脊的岩石在岩石学和化学方面有很大的差别，这使我得到深刻的印象。这一杂岩具有岛弧火山岩系列的特征。所以会使人怀疑它的中洋脊的成因（Miyashiro 1973a、1975）一般说来，关于蛇绿岩这一种由岛弧形成的成因是过去分别由 Challis 和 Lauder（1966），Challis（1969），Jakes 和 Gill（1970），White 等（1971）和 Ewart 和 Bryan（1972）所提出的。但现代在板块构造的讨论中完全不顾这一意见。

大多数特鲁多斯岩石组份是在已知的中洋脊岩石组份范围以外。例如同几乎全是基性成分的中洋脊火山岩的组分对比，这一相对新鲜的火山岩是没有基性而是中性和 $SiO_2>52.5\%$ 的酸性的岩石（Miyashiro 1975）。然而这一杂岩几乎被全部工作者毫无保留地认为是一个典型的中洋脊组合。这意味着海底岩石的特征尚未被认识。迫切地需要在各种构造背景中火成岩系列的化学特征有一个确定的意见。如在加利福尼亚的佛蓝西斯科和日本的三马川带那样的高压的（蓝闪石的）变质带中的蛇绿岩杂岩包含的火山岩系列和那些特鲁多斯杂岩以及中洋脊岩石组合。所以在火山岩系列术语方面，蛇绿岩杂岩应当是分为许多不同的类，不同类应当是有不同的成因。

本文在这样的蛇绿岩杂岩分类上是一个尝试。这一方法的价值在于：这一对于火成岩系列的辨别方法比象在古中洋脊等处形成的个别岩石以简单的化学分析比较岩石学的和化学的辨别法更客观。

蛇绿岩的定义不是新提出的，也尚未确定。本文蛇绿岩的术语意指全世界一些地质工作者泛称为蛇绿岩的所有岩石。

根据蛇绿岩的岩石、化学特征对蛇绿岩成因的任何讨论，当然是应当假设过去地质时代的各种构造环境的火成岩与现代地球上相似的构造环境的那些火成岩类似。均变状态似乎是合理的，但要证明是困难的。

然而有证据表明岛弧构造背景中火山岩的化学特征从25亿年前早前寒武纪以来没有变化。加拿大地盾最老的部分发现许多火山岩杂岩。Baragar（1966）等表明这些岩石与现代岛弧的玄武岩、安山岩、英安岩和流纹岩的火山堆类似。就象现代岛弧的火山岩那样，它们包含有拉斑玄武岩和钙碱系列两种岩石。此外，主要和次要组分含量也观测到明显类似的情况。

## 在岛弧、中洋脊、边缘海、海岛和稳定大陆中现代火山岩特征述评

**火山岩系列的概念** 地球上火山岩系列主要可以分为两组：碱性（缩写为A）和非碱性（次碱性）。后者可细分为拉斑玄武岩（TH）和钙碱（CA）两个系列。一个单一的岩

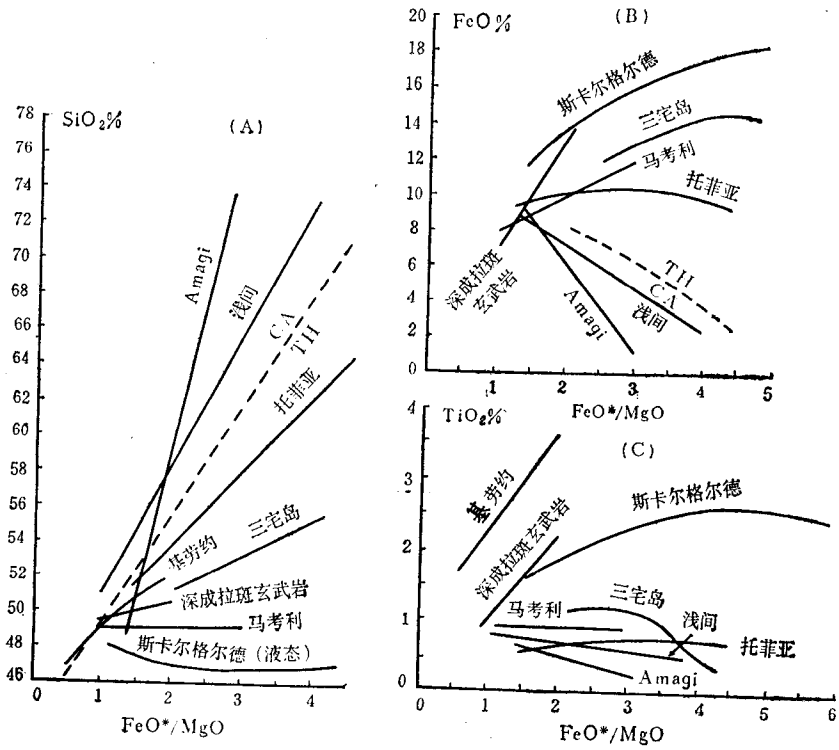


图 1 在 $SiO_2$、FeO* 和 $TiO_2$ 随着 FeO*/MgO 增加而变化时，拉斑玄武岩(TH)与钙碱（CA）系列之间的差异。斯卡尔格尔德侵入体（格陵兰）马考利岛（克马德克斯），深成拉斑玄武岩(中洋脊)，三宅岛（伊豆小笠原），基劳约（夏威夷）和托菲亚岛(汤加)属于TH系列。而浅间和Amagi火山岩（日本）属于CA系列

石系列会是由母岩浆分离结晶作用形成。分离结晶作用的进展程度是由岩浆FeO*/MgO比值增加来决定的。其中FeO*意指为FeO全铁。

格陵蓝的斯卡尔格尔德侵入体和科尔马德克弧的马考利岛火山岩代表典型的TH系列。如图1A所示，在这样的岩浆分离结晶作用早期阶段，$SiO_2$含量接近保持不变（或略减少）。图中还显示世界各地中洋脊深成拉斑玄武岩组份变量的平均值。

在别的拉斑玄武岩岩浆中，$SiO_2$含量随分离结晶作用而慢慢地增加，因此由图1A中象三宅岛和托菲亚那样的那些曲线——缓倾斜的曲线来表示。另一方面，CA系列岩浆随着分离结晶作用的进程$SiO_2$含量急速地增加，如同图1中由浅间（Asama）等曲线表示。图1A分别以比虚线(标志着TH/CA各在相反的一侧)更缓或更陡的倾斜而划分出TH和CA（Miyashiro 1974）。FeO*/MgO>2.0范围内，TH和CA系列岩石分别在更低或更高的一侧。然而在FeO*/MgO<2.0的范围以内则不再保持这一关系，而是曲线趋于相交。蛇绿岩杂岩中许多火山岩石可能FeO*/MgO<2.0，因此CA/TH虚线不是这两个系列的边界。

典型的TH系列在分离结晶作用时富含FeO*和$TiO_2$，并达最大值。而CA系列的FeO*和$TiO_2$减少（图1B和1C）。在图1A中一条岩石系列的更高处的直线，在图1B中则同一系列的就位于更低的位置。

碱性系列岩石则很不相同。大多数碱性岩石$SiO_2$随着FeO*/MgO增加而增加。并且象TH系列那样FeO*和$TiO_2$显出最大值。

CA系列岩石主要在造山带、岛弧和活动大陆边缘出现（表1）。也在稳定大陆的一些岩石共生体中出现。TH系列岩石几乎在所有构造背景中出现：中洋脊、边缘海、某些海岛、岛弧、活动大陆边缘和稳定大陆。所以本文试图在不同的构造背景中发现TH系列岩石之间特殊的特征是重要的。碱性岩石也在通过中洋脊、海山、海岛、大陆边缘的岛弧和稳定大陆的某些构造带中发现。

火山岩系列和构造环境　　表1

| | CA | TH | 碱性的 | 可能相应的蛇绿岩分类 |
|---|---|---|---|---|
| 造山带： | | | | |
| 活动大陆边缘…… | ++ | (+) | (+) | (I) |
| 成熟的岛弧…… | ++ | ++ | (+) | I |
| 不成熟的岛弧…… | (+) | ++ | … | I，II |
| 最初阶段的海底的弧…… | … | ++(?) | … | II |
| 中洋脊体系： | | | | |
| 正常的海底部分…… | | ++ | … | II |
| 海底部分和海山…… | | ++ | + | III |
| 断裂带…… | | ++ | + | III |
| 边缘海底…… | | ++ | + | II，III |
| 海山和海岛： | | | | |
| 冰岛和加拉帕戈斯…… | | ++ | ++ | II，III |
| 夏威夷…… | | ++ | + | II，III |
| 圣·赫勒拿和其它许多岛…… | | …… | ++ | ? |
| 正常的海山…… | | …… | ++ | ? |
| 稳定大陆 | (+) | ++ | + | I，II，III |

注：++=大量的　　+=罕见的　　(+)在一些情况下出现

*岛弧火山岩* 在教科书和文章里曾经声称火山堆主要组份是安山岩。但这常常是不确的。有的岛弧主要由玄武岩组成。如图 2 所示 Miyashiro(1974) 曾经讨论过具有海洋型地壳的幼年岛弧中，主要火山岩石通常是 TH 系列玄武岩（例如科马德克），而具有厚度大的大陆型地壳成熟的岛弧中则是 TH 和 CA 系列的安山岩和英安岩。大陆边缘的火山弧甚至显出更多硅酸组分。在火山堆之下随着大陆型地壳发育进程全部火山岩中 CA 系列岩石比率逐渐增加（Miyashiro 1974 图 13）。

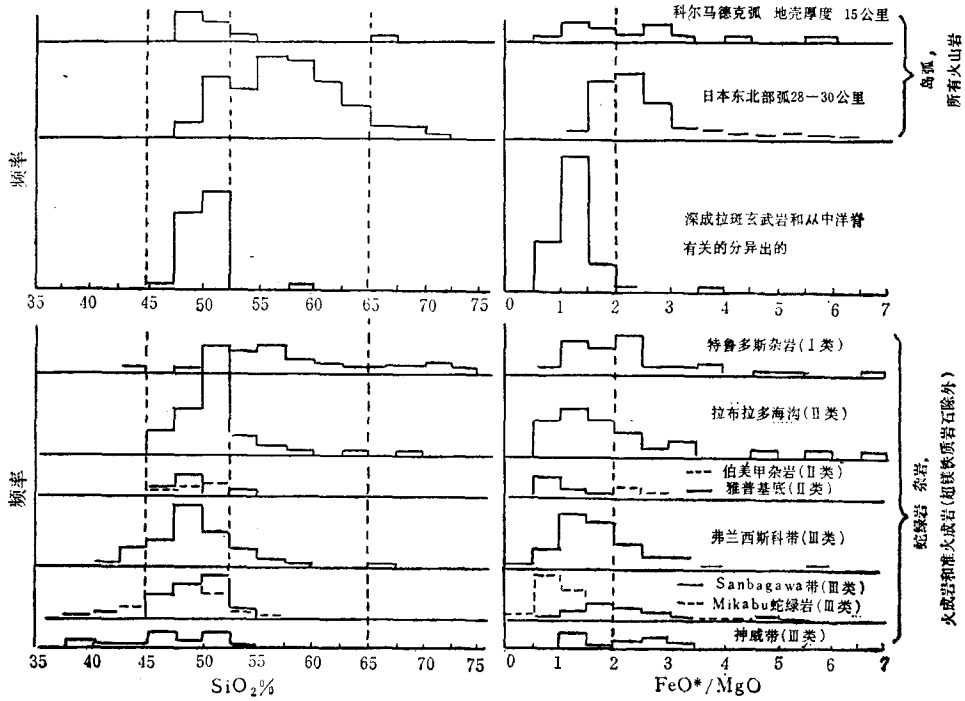


图 2 现代两个岛弧的成熟和未成熟阶段火山岩、中洋脊深成拉斑玄武岩，蛇绿岩杂岩（以无水条件）中准火成岩（超镁铁质的除外）的 $SiO_2$ 含量和 FeO*/MgO 比值的频率分布。频率是根据可得到的化学分析，所以可能与所有杂岩真的频率有显著的偏差

我们现在全部岛弧火山岩资料获自海平面以上岛弧岩石的研究。即使象科马德克这样的所谓发育不完全的岛弧，在海平面以下还有巨大的火山堆。火山岩石在岛弧开始形成的海底阶段可能与海平面以上观察到的岩石不同，在成分方面可能接近类似深成的拉斑玄武岩。现在我们只能用海平面以上发育不成熟的岛弧资料来推断自然开始阶段海底岛弧火山岩。

在围绕太平洋的大多数岛弧中，不存在或很少见到碱性岩石。只有少许以非常缓慢的会聚特征的弧有丰富的高碱岩石，例如意大利南部的卡拉布利安弧（Miyashiro 1972, 1974）。他们发现岛弧的碱性岩石可能单独存在或者和 CA 系列岩石伴生（如 Matsui 等 1967）或者和 CA 与 TH 系列岩石伴生（如 Aoki 1959）。

所以在岛弧共生的岩石系列是：TH，TH+CA，CA，CA+A，CA+TH+A和A。只是前三种共生系列常见。

*中洋脊深成拉斑玄武岩和伴生的辉长岩* 大多数中洋脊坚硬的表层是由含 $K_2O$ 很低

（<0.40%。）为特征的拉斑玄武岩岩石形成（Engel 1964，1965）。于是这样的拉斑玄武岩广泛地称为海洋的拉斑玄武岩或深成的拉斑玄武岩。若“海洋拉斑玄武岩”这一术语被某些作者用于包括海底和海岛的两种拉斑玄武岩（如在夏威夷），则“深成的拉斑玄武岩”更可取。

大多数蛇绿岩受到变质作用和风化作用。碱质在这种过程中通常容易转移。所以在蛇绿岩里某些玄武岩含 $K_2O$ 低来作为它们深成的拉斑玄武岩成因的证据不是令人满意的。

中洋脊深成拉斑玄武岩显出具有不同的组份是由于原生岩浆不同和结晶分异作用而造成的。然而甚至我们考虑了所有这些因素，深成拉斑玄武岩的组份范围仍比岛弧和别的构造背景的那些火山岩组份范围有限得多。这是深成拉斑玄武岩的一个重要特征。如图 3 所示，新鲜的深成拉斑玄武岩（$K_2O$<0.40%）$SiO_2$ 含量范围为47%—52%、FeO*/MgO比值通常为 0.7—2.1，$TiO_2$ 含量通常为 0.5%—2.5%。中洋脊里伴生的辉长岩组份范围显得更宽些，因为它们趋于受到早期结晶分异作用和某些晚期分异作用，但 $SiO_2$ 含量在54%以下，FeO*/MgO=2.8。

Hart（1971）和 Kay 等（1970）叙述过东太平洋隆起TH系列火山岩 $SiO_2$=58%—59%，FeO*/MgO=3.7 和 7.1，可能代表深成拉斑玄武岩岩浆晚期阶段的分异作用。然而这样的中性岩石和晚期分异作用可能非常罕见。

如图 2 所示，岛弧火山堆（piles）显出 $SiO_2$ 和 FeO*/MgO 的范围更宽，趋近于比深成拉斑玄武岩的更高的数值。当我们只是拿岛弧的 TH 系列岩石和深成拉斑玄武岩(表 2)比较时，这也有效，大多数深成拉斑玄武岩的 FeO*/MgO<1.7，

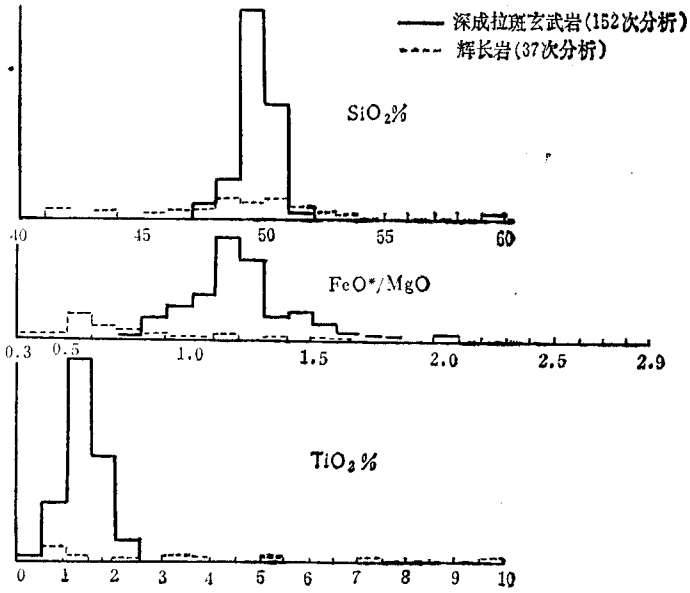


图 3 中洋脊新鲜的深成拉斑玄武岩和新鲜的拉斑质辉长岩 $SiO_2$ 和 $TiO_2$ 含量及 FeO*/MgO 比值的频率分布
（纵座标为频率）

不同的构造背景中TH系列火山岩成分的一般范围 表 2

| | 岛弧 TH 系列 | 中洋脊深成拉斑玄武岩 | 海岛 TH 系列 |
|---|---|---|---|
| FeO*/MgO | 1—7 | 0.8—2.1 | 0.5—2.5 |
| $SiO_2$(%) | 46—76 | 47—51 | 45—65 |
| FeO*(%) | 6—16 | 6—14 | 8—16 |
| $Na_2O$(%) | 1.1—3.6 | 1.7—3.3 | 0.7—4.5 |
| $K_2O$(%) | 0.1—2.0 | 0.07—0.40 | 0.06—2.0 |
| $TiO_2$(%) | 0.3—2.0 | 0.7—2.3 | 0.2—5.0 |

而大部分岛弧拉斑玄武岩 FeO*/MgO>1.7（Miyashiro 1974，图 7）。

岛弧拉斑玄武岩 $TiO_2$ 含量通常比具有同样的 FeO*/MgO 比值的深成拉斑玄武岩的更低。但 $TiO_2$ 含量和 FeO*/MgO 比值类似深成拉斑玄武岩的科马德克弧的一些拉斑玄武岩除外。如果我们对发育不成熟的和海底阶段的岛弧岩石研究得更多，那末象这种含 $TiO_2$ 高的应当相对说来是常见到的（表 3）。

在中洋脊上形成的许多海山是由碱性火山岩造成的。据报道，一些碱性岩石还产在横过大西洋中洋脊的构造带中（如 Bonatti 等，1971）。因此在中洋脊，岩石共生系列是：TH，TH+A 和 A。

*边缘海火成岩* 横过岛弧到大陆附近，虽然火山岩趋于变得更碱性些，而看来这一趋势不超出岛弧范围连续到边缘海底。例如在日本海里的岛内强碱性火山岩并不是上述的从岛弧延伸的一种表现，而是单独局部过热（hot spot）的结果。

从边缘海可获得一些资料，例如马里阿纳湖西侧的马里阿纳海沟（Hart 等 1972）和顿加弧西侧劳盆地（Sclater 等 1972）。在执行深海钻探规划第 15 节的过程中，在加勒比海海底五个钻孔中取到玄武岩（Donnelly 等，1973）。边缘海的所有这些岩石都是玄武质成分。中洋脊一些是接近类似深海拉斑玄武岩的拉斑玄武岩，其它是碱性玄武岩或是拉斑玄武岩与碱性玄武岩之间的过渡岩石。其中一些岩石 $K_2O$ 含量高（高达约 2%），即使这种组份含量可能是由于风化的缘故。碱性的类似岩石可能与初期的海山有关。而不与边缘海正常的海底相关联。

边缘海海底拉斑玄武岩的所有岩石分析含量是：$SiO_2$=47%—51%、FeO*/MgO=0.8—1.7。这些数值范围与中洋脊深成拉斑玄武岩相似，在这方面边缘海拉斑玄武岩与深成拉斑玄武岩是难以区别的，但比岛弧拉斑玄武岩则明显地显示出 $SiO_2$ 与 FeO*/MgO 范围更窄。

*海岛火山岩石* 有人曾断言许多海岛是代表因上升的地幔流引起局部过热（Morgan 1972，Wilson 1973）。火山岩的岩石学特征在这样的岛中，一个岛的不同于一个岛的。至少就地表观察到的许多这样的岛只是由碱性系列火山岩构成：如特里斯坦·达·昆哈、圣·赫勒拿和加拿利岛（Padang 等 1967）。其它这样的岛是由 TH 和碱性系列两种岩石构成；如：加拉帕戈斯（Mc Birney 和 Williams 1969），夏威夷（Macdonald 1949；Macdonald 和Katsura 1964）和冰岛（Jakobsson 1972）。这些岛的 TH 系列岩一般是 FeO* 和 $TiO_2$ 含量高及 FeO*/MgO 比值范围比深成拉斑玄武岩的更宽（表 3）。

在海域内有许多火山成因的小岛和海山全部或其中大部分也应当是代表活动的或已不再活动的局部过热（hot spots）。这种海内的岛和海山是由碱性火山岩构成。不同的岛，碱性和未饱和的程度不同。象塔赫提和特林达德这样一些岛几乎全部由含似长石的岩石构成。然而这样的一些岛和海山在其深部存在 TH 系列岩石不是不可能的，因为对它们的岩石学的研究仅限于表层。夏威夷岛碱性火山岩是在 TH 系列岩石下面，在别的一些局部过热的火山柱中可能或多或少有类似的结构。

*稳定大陆火山岩* 在稳定大陆上形成某些蛇绿岩的可能，不能完全排除。在稳定大陆上发现大量的 TH 和碱性系列岩石。甚至发现一些 CA 系列岩石，例如在卡尔路的粗玄岩里（Miyashiro 和 Shido，在印刷中）。

大多数高原玄武岩属于 TH 系列，而有一些显出类似碱性。一些拉斑玄武岩的高原玄



此为试读，需要完整PDF请访问：www.ertongbook.com

**一些火山岩组合和蛇绿岩中的火山岩和准火山岩成分(%)** 表 3

| FeO*/MgO | FeO* | | | | | $TiO_2$ | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1.0 | 1.5 | 2.0 | 3.0 | 4.0 | 1.0 | 1.5 | 2.0 | 3.0 | 4.0 |
| 岛弧火山岩: | | | | | | | | | | |
| 马考利 (TH) | 8 | 8.3—10.2 | 9—11 | (12) | — | 0.6—1.2 | 0.6—1.2 | 0.6—1 | (0.6) | — |
| 三宅岛 (TH) | — | — | — | 11—15 | 12.5—15 | — | — | — | 1.1—1.5 | 0.5—0.7 |
| 托菲亚 (TH) | — | 9—11 | 9.5—11 | 10—11.5 | (8—11) | — | 0.5—0.6 | 0.6—0.7 | 0.7—0.8 | 0.7 |
| 拉欧(TH和CA) | 8.5—11.1 | 9—12 | 10—13 | 11—15 | 12—15 | 0.4—1.2 | 0.4—1.6 | 0.8—1.7 | 1—1.8 | 1—1.6 |
| 浅间(CA) …… | — | 6—10 | 5—9 | 1.8—6.5 | 0—5 | — | 0.4—1 | 0.4—1 | 0.3—1 | (0.3—0.8) |
| 甘木(CA) …… | — | 7.5—9.5 | 5—7 | — | — | — | 0.4—0.9 | 0.2—0.8 | — | — |
| 深成拉斑玄武岩(大西洋): | | | | | | | | | | |
| 南区 | 6—9.5 | 9.5—12.4 | — | — | — | 1.1—1.6 | 1.1—1.9 | — | — | — |
| 北区 | 6—9.5 | 9.5—12.4 | — | — | — | 0.7—1.3 | 1—1.4 | — | — | — |
| 海岛火山岩: | | | | | | | | | | |
| 加拉帕戈斯TH | — | 10.5—12 | ? | ? | 7—12 | — | 1.8—3.2 | ? | ? | 1.5—2.5 |
| 加拉帕戈斯碱性岩 | 9.6—12 | 10.5—12.2 | 11.4—12.6 | 13—13.6 | (13—14.5) | 1.6—2.4 | 2.4—3 | 3—4 | 4 | 3.4 |
| 夏威夷TH | 10.2—13 | 10.2—13 | — | — | — | 1.4—4 | 2—5 | — | — | — |
| 夏威夷碱性岩… | 9—13 | 10—13.5 | 11—14 | 9—13 | (6—11) | 1.8—3 | 2—3.3 | 2—4 | 2—4.5 | (1.8—4) |
| 冰岛TH …… | 9—10.7 | 10.5—13.6 | 13—14 | — | — | 0.9—1.6 | 1.2—2.1 | 1.8—2.4 | — | — |
| 冰岛碱性岩…… | — | — | (12.5—14.4) | 14.5—16.5 | — | — | — | (2—3.7) | 2.8—5.2 | — |
| 蛇绿岩准火山岩: | | | | | | | | | | |
| 特鲁多斯杂岩(Ⅰ) | 5—9 | 3—12 | 2.5—13.5 | 0.2—14 | 0—14 | 0.2—0.6 | 0.2—0.7 | 0.2—0.8 | 0—0.8 | 0—0.8 |
| 雅普基底(Ⅱ) | 7.8—12.4 | 10.4—13 | — | — | — | 1.2—2.1 | 1.7—2.3 | — | — | — |
| 伯美甲杂岩(Ⅱ) | (9—10.2) | 10—12.6 | 12.8—15 | — | — | (0.7—1.4) | 1.1—2 | 1.5—2.3 | — | — |
| 弗兰西斯科(Ⅲ) | 5—12 | 6.5—13.5 | 7—15.5 | 9—17 | — | 0.5—2 | 0.6—2.5 | 0.7—3 | 1.4—3.5 | — |
| 三马川正常部分(Ⅲ) | (7—10) | 7.7—13.6 | 8—15 | 9—16 | 10.5—16.2 | 0.4—1.5 | 0.5—2.5 | 0.8—3 | 1—3 | (1.3—3) |

武岩伴生少量碱性岩石，例如德康玄武岩。拉斑玄武岩的高原玄武岩主要含量为：$SiO_2$=45%—55%；$FeO^*/MgO$=1—5；一般 $FeO^*$ 和 $TiO_2$ 含量高，而且随着 $FeO^*/MgO$ 的减小而迅速减少。例如哥伦比亚河玄武岩，在$FeO^*/MgO$=2.0的时候，$TiO_2$ 含量为 1.5%—2.7%，在德康玄武岩为 1%—3%，在这些方面，高原玄武岩类似海岛拉斑玄武岩。高原玄武岩 $K_2O$ 含量趋于比海岛拉斑玄武岩的更高，但这在蛇绿岩问题中几乎不能作为一个特征。

*在区域变质作用中化学（成分）的转移* 区域的（造山带的）变质作用发生在板块的会聚边界上。在低温区域变质作用中（例如葡萄石-绿纤石，蓝闪石片岩和绿片岩相）$Na_2O$、$K_2O$ 和 CaO 的转移尤其普遍。蓝闪石片岩和伴生岩石中这样的转移在有关 $Na_2O/K_2O$ 对 $Na_2O+K_2O$ 的相关关系图中讨论（图 4、5、6）。在上部绿帘石-闪岩和下部的闪岩相变质作用中化学（成分）的转移倾向于不太强烈。

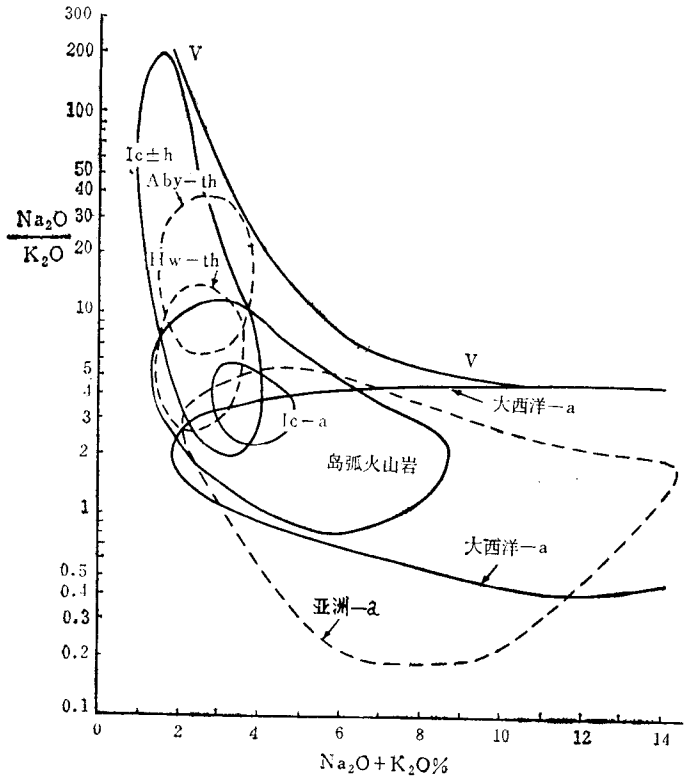


图 4 新生代晚期新鲜的火山岩 $Na_2O/K_2O$ 对 $Na_2O+K_2O$ 相关图。V—V 曲线代表全部新鲜的火山岩 $Na_2O/K_2O$ 上限。Ic－th＝冰岛拉斑玄武岩、Ic－a＝冰岛碱性岩石、Aby－th＝深成拉斑玄武岩、Hw－th＝夏威夷岛拉斑玄武岩、岛弧火山岩＝岛弧一般火山岩范围、大西洋－a＝大西洋岛（冰岛除外）的碱性岩、亚洲－a＝亚洲东部大陆碱性岩

（晚第三纪至现代）

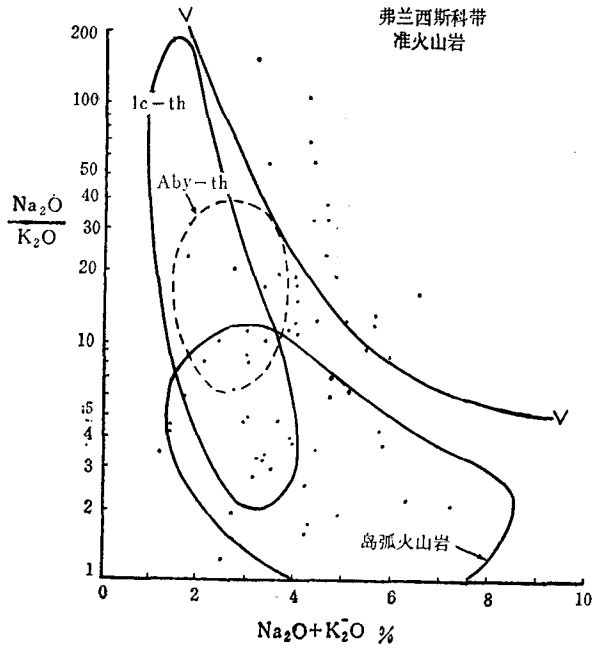


图 5　弗兰西斯科带准火山岩 $Na_2O/K_2O$ 对 $Na_2O+K_2O$ 相关图。V—V 曲线同图 4

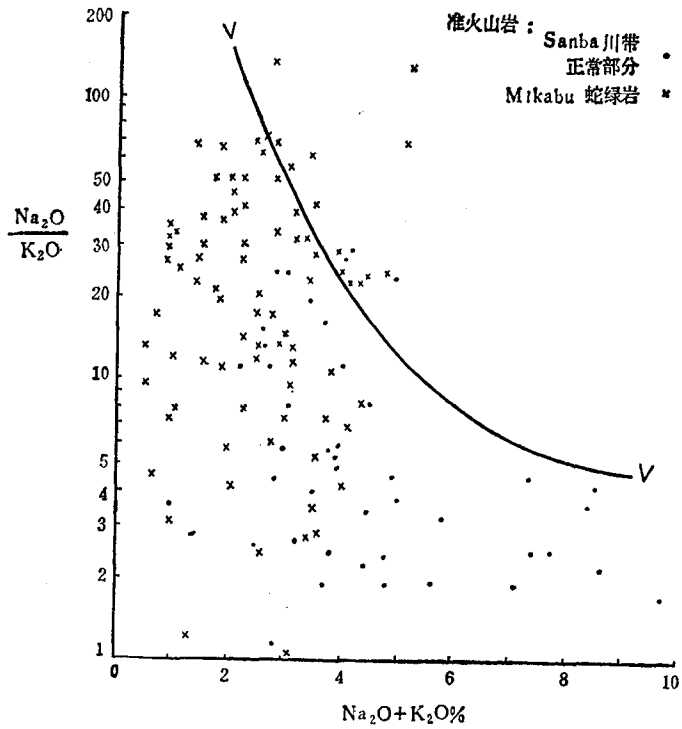


图 6　Sanba 川带（正常部分和 Mikabu 带）蛇绿岩的准火山岩 $Na_2O/K_2O$ 对 $Na_2O+K_2O$图

（V—V曲线同图 4）

*海底风化时化学（成分）的转移* 虽在深海里因为低温的缘故，风化程度一般不很大，但海底近表层的深成拉斑玄武岩仍连续不断地受到风化作用，在表面，岩石是与循环的海水接触，而在岩层内部起反应的水不能自动地移动。这可能导致风化的不同过程。海底风化时通常观察到 $K_2O$、FeO*和 $TiO_2$ 含量及 $Fe_2O_3$/FeO 比值趋向于增加，而 CaO 含含量和 Na/K、K/Rb 比值减少（Hart 1970；1971、Shido 等 1974 a），在强烈风化时，FeO*和 FeO*/MgO 会显著增加（Shido 等 1974 a）。

在弗兰西斯科和三马川（日本）高压变质带许多枕状熔岩，一度呈玻璃状的、原生的表层 $K_2O$ 含量比同一枕状熔岩中心部高得多。应归因于变质以前的风化作用。

*海底拉斑玄武岩的变质作用化学（成分）的转移* 中洋脊洋壳主要部分在拉斑玄武岩新产生之后马上就受到海底变质作用。如果是这样的话，某些蛇绿岩海底变质作用会一直继续，更晚期的区域变质作用叠加在它上面。

海底变质作用是在沸石相、绿色片岩相或者阳起石-钙质斜长石相和闪岩相里。许多准玄武岩和准辉长岩是由深成拉斑玄武岩浆派生而来和那些沿着断裂带出现的属于上面命名的头三个相派生而来。海底岩石明确可靠地属于闪岩相的只是通常保持它们原始的深成结构的准辉长岩（Miyashiro 等，1971）。

沸石相变质岩石受到从外部明显地输入 $Na_2O$，并因此在许多情形下可能含正常霞石。一些绿色片岩和阳起石-钙质斜长石相变质岩大多数化学成分变化小，而其余的则显示 CaO 明显的减少和 $SiO_2$ 的增加或减少（Miyashiro 等 1971）。

*$Na_2O/K_2O$ 对 $Na_2O+K_2O$ 相关图和碱的转移* 图 4 示 $Na_2O/K_2O$ 对 $Na_2O+K_2O$ 的相关关系，有助于弄明白基性变质岩中有碱的转移和其特征。图中标绘出许多各种产出方式和范围的基性和中性组份新鲜的四元的（quaternary）火山岩组份范围。结果在图中发现全部新鲜的四元火山岩标绘在 V—V 曲线以下。很少见到 $Na_2O/K_2O$ 比值高于 20。

如果我们持均变的观点，标绘在 V—V 曲线以上的岩石应当被认为是因为某些熔融期后的变化而具有这样的组份。例如在加利福尼亚的弗蓝西斯科高压变质带蛇绿岩中的准基性岩被标绘在类似的图 5 内，分析的许多比值绘在 V—V 曲线以上。这么高的 $Na_2O/K_2O$ 比值应当是由于风化和变质作用而来的。

$Na_2O/K_2O$ 比值的这种增加可能由于 $Na_2O$ 和 $K_2O$ 含量以各种方式变化而引起。最简单的方式是 $Na_2O$ 增加和 $K_2O$ 减少。由于这些准基性岩通常是 $Na_2O \gg K_2O$，$Na_2O$ 增加应当是 $Na_2O/K_2O$ 和 $Na_2O+K_2O$ 几乎以同样的比例同时增加。如果一组准基性岩以这种方式随着变量 $Na_2O$ 增加而改变其含量，那末在这一图内，点子会以通过原点的正的斜率密集成一条带。然而在图 5 中没有见到这样的趋势。$Na_2O/K_2O$ 比值与 $Na_2O+K_2O$ 含量无关。另一方面，就 $Na_2O \gg K_2O$ 说，如果 $Na_2O/K_2O$ 增加是 $K_2O$ 含量减少而引起的、$Na_2O+K_2O$ 几乎保持不变，这样我们就可以假定弗蓝西斯科 $Na_2O/K_2O$ 增加主要是 $K_2O$ 减少而引起的。

另一方面，在瓮牛（日本）蛇绿岩中（图 6）随着 $Na_2O/K_2O$ 比值的增加，准基性岩的 $Na_2O+K_2O$ 含量会略微增加。如果这种 $Na_2O+K_2O$ 增加是真实的，那末不仅 $K_2O$ 增加而且为了要使碱的总数增加，$Na_2O$ 也必须增加。

由于在这种情况下，发现 $K_2O$ 减少是平常的，所以准基性岩 $K_2O$ 含量低不用来作为它们的深成拉斑玄武岩成因的证据。

新鲜的深成拉斑玄武岩趋于显出K/Rb比值比其它大多数火成岩的更高（Gast，1965），虽然一些岛弧和稳定大陆区域的拉斑玄武岩也显出相当高的K/Rb比值（如Jakeš和White 1970；Erlank等，1968）。然而如果在变质作用时$Na_2O$和$K_2O$是易变的，那末别的如Rb和Cs等碱元素也会是易变的。K/Rb比值高就不具特征的意义。

$Na_2O+K_2O$对$SiO_2$曲线图与碱性和非碱性系列的差别 在判定火成岩系列时，很多作者利用有TH和碱性系列的界限的Kuno（1959）或Macdonald和Katsura的界限是对夏威夷火山岩提出的，而且它对于别地区的适用性和构造背景没有很好研究。然而，它与主要用于岛弧岩石的Kuno的界限（TH和碱性系列岩石之间的界限）大致符合。

在这样的图中，CA系列岩石象那些TH系列一样标绘在同样的位置。所以通常是有保留地应用Macdonald和Katsura的界限作为碱性与非碱性系列岩石之间近似的界限（图7）。

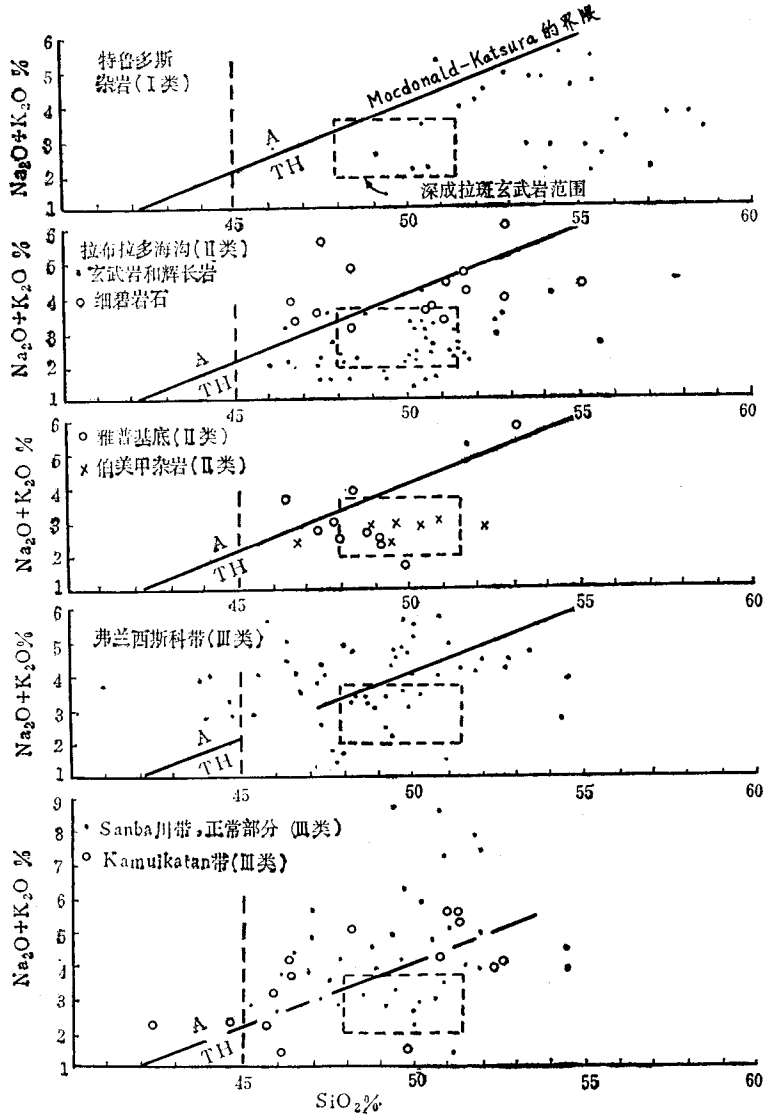


图7 蛇绿杂岩的准火成岩（超镁铁质者除外）$Na_2O+K_2O$对$SiO_2$图

*火山岩石中微量元素资料的特征数值* 许多作者曾经试图在判定蛇绿岩成因方面应用微量元素资料。然而如下资料的价值是很有限的。

Jakev和Gill（1970）以及Jakev和White（1972）收集了微量元素资料说明了深成拉斑玄武岩和岛弧拉斑玄武岩质的、钙碱质的岩石和橄榄安粗岩。然而他们指定的岛弧火山岩的丰度范围可能仅仅显出通常观察到的范围，这一范围比变化的整个范围窄得多。在正常的岛弧中由于蛇绿岩不是通常见到的岩石组合，一些岛弧成因的蛇绿岩微量元素含量的范围在这些作者所指定的范围之外是可能的。

我在表4里汇集了微量元素的资料以便全面地显示变化的范围，即使有一些数值差数较大。这个表不能反映出全部的变化范围，因为不成熟的岛弧现有资料很少。

本表显示Cr、Ni、V含量很低，可以认为是可以衬托出深成拉斑玄武岩成因的证据。就现有资料，深成拉斑玄武岩含Ba、Sr的下限比岛弧拉斑玄武岩的还低。

Pearce和Cann（1973）试图通过显示Ti、Sr、Zr、Y的含量的图来确定蛇绿岩的成因。在图中，海底玄武岩的点子与岛弧玄武岩的那些点子混淆在一起。但他们标明的海底玄武岩的点子范围是相对集中的。发现特鲁多斯蛇绿杂岩的火山岩主要（虽不是唯一的）落在这个范围以内，并据此他们声称他们得出的结果支持特鲁多斯杂岩是洋底（中洋脊）的成因的论断。然而由于他们认为的海底玄武岩范围实际上包含许多岛弧玄武岩的点子，在确定蛇绿岩成因方面没有特征数值。

**活动大陆边缘、岛弧和中洋脊火山岩中一些微量元素含量对比表** **表 4**

| | 大陆边缘CA系列 | 岛弧CA系列 | 岛弧TH系列 | 中洋脊深成拉斑玄武岩 |
|---|---|---|---|---|
| $TiO_2$(%) | 0.4—1.5 | 0.1—1.3 | 0.1—2.0 | 0.7—2.3 |
| $Na_2O$(%) | 2.5—5.5 | 2.5—5.5 | 1.1—4.5 | 1.7—3.3 |
| $K_2O$(%) | 0.2—3.5 | 0.1—2.5 | 0.1—2.5 | 0.07—0.40 |
| $P_2O_5$(%) | 0.1—0.9 | 0.02—0.5 | 0.02—0.5 | 0.05—0.25 |
| Cr(ppm) | 0—500 | 0—900 | 0—200 | 40—500 |
| Ni(ppm) | 0—250 | 0—300 | 0—100 | 20—350 |
| V(ppm) | 40—300 | 20—300 | 10—800 | 100—500 |
| Ba(ppm) | 50—1500 | 10—500 | 20—500 | 0—120 |
| Sr(ppm) | 350—1500 | 100—700 | 100—1000 | 50—250 |
| Zr(ppm) | 60—300 | 40—150 | 40—130 | 40—200 |
| Rb(ppm) | 20—200 | 0—50 | 0—20 | 0—20 |
| K/Ba | 15—300 | 15—200 | 15—150 | 20—400 |
| Sr/Ba | 0.5—15.0 | 0.2—5.0 | 0.3—8.0 | 1.0—40.0 |

译自《The Journal of Geology》Vol.83 No.2 吕宝善译校

稀土元素丰度模式象球粒陨石或具更低丰度的轻稀土元素那样，一度被认为是深成拉斑玄武岩的特征。但是，后来的研究曾表明类似的模式也在岛弧拉斑玄武岩中发现(Jakeš和Gill，1970，Schilling 1971)。因此这种模式不能用来作为深成拉斑玄武岩的证据。

岩石微量元素含量变化的原因看起来似乎是与分异结晶作用的进程有关（或与FeO*/MgO比值的增加有关）。而不是单纯的因微量元素含量的范围。这导致可以更好的理解变化特征，并更有效地应用微量元素资料。

例如岛弧火山岩Cr、Ni含量随着FeO*/MgO增加而减少（如图8所示）。深成拉斑



此为试读，需要完整PDF请访问：www.ertongbook.com