第30届国际地质大会论文集

第15卷

# 火成岩
# 岩石学

艾永德 主编

地质出版社

ISBN 7-116-02674-6
9 787116 026742 >

ISBN 7-116-02674-6
P·1935 定价：28.00元

第 30 届国际地质大会论文集

第 15 卷

# 火成岩岩石学

艾永德　主编

地质出版社

·北　京·

## 内 容 提 要

本卷的主题为板块内特别是大陆板块内岩浆作用及其形成机制的多样性与复杂性。内容涉及一些值得进一步关注的问题，如相对稳定的克拉通大陆和相对活动的小块体拼合的大陆，两者岩浆作用的相似性和差异性；大陆板块内活化带和裂谷型岩浆作用形成条件的联系和区别；大陆高钾钙碱性火山岩与岛弧钙碱性火山岩、大陆粗安质火山岩与成熟岛弧的橄榄安粗岩特征的相似性和差异性，形成机制是否相同等。

本书可供从事岩石学、地球化学、大地构造学、同位素地质学、实验岩石学、矿物包裹体等学科的研究人员和地质院校的教师以及研究生参考。

**图书在版编目(CIP)数据**

火成岩岩石学/艾永德主编. -北京：地质出版社，1998.11
(第30届国际地质大会论文集；第15卷)
ISBN 7-116-02674-6

Ⅰ.火… Ⅱ.艾… Ⅲ.火成岩石学-国际学术会议-文集 Ⅳ.P588.1-53

中国版本图书馆CIP数据核字(98)第28275号

**地质出版社出版发行**

(100083 北京海淀区学院路29号)
责任编辑：赵俊磊 周继荣
责任校对：关风云

*

北京印刷学院实习工厂印刷 新华书店总店科技发行所经销
开本：787×1092 1/16 印张：11 字数：257000
1998年11月北京第一版·1998年11月北京第一次印刷
印数：1—500册 定价：26.00元
ISBN 7-116-02674-6
P·1935

(凡购买地质出版社的图书，如有缺页、倒页、脱页者，本社发行处负责调换)

第30届国际地质大会论文集英文版共26卷，已由荷兰国际科学出版社(VSP)于1997年全部出版。中文版由第30届国际地质大会组织委员会编辑，地质出版社出版。

## 第30届国际地质大会论文集卷目

第 1 卷：地球的起源和历史
第 2 卷：地学与人类生存、环境、自然灾害
第 3 卷：全球变化
第 4 卷：岩石圈构造和深部作用
第 5 卷：现代岩石圈运动　地震地质
第 6 卷：全球构造带　超大陆的形成与裂解
第 7 卷：造山带　地质填图
第 8 卷：盆地分析　全球沉积地质学　沉积学
第 9 卷：21世纪能源矿产和矿产资源　矿床地质　矿产经济学
第10卷：地学新技术方法
第11卷：地层学
第12卷：古生物学　地史学
第13卷：海洋地质学　古海洋学
第14卷：构造地质学　地质力学
第15卷：火成岩岩石学
第16卷：矿物学
第17卷：前寒武纪地质学和变质岩石学
第18卷：化石燃料地质——石油、天然气和煤
第19卷：地球化学
第20卷：地球物理
第21卷：第四纪地质
第22卷：水文地质
第23卷：工程地质
第24卷：环境地质
第25卷：数学地质和地质信息
第26卷：比较行星学　地质教育　地质学史

# 前　言

1996 年 8 月 6～9 日，在第 30 届国际地质大会期间，举行了火成岩岩石学专题学术讨论会，共分 9 个专题：火山作用与地质构造背景；与碰撞造山作用有关的岩浆活动；大陆板内和被动陆缘岩浆作用；金伯利岩、钾镁煌斑岩、碳酸岩和其他碱性岩的岩石学、矿物学和地球化学；花岗岩的热流系统、包裹体和构造背景；岩浆的生成、分离、上升、储存和喷发；岩浆硅酸盐熔体的结构及物理性质；岩浆作用过程中水和其他挥发分的作用以及实验岩石学的新进展。会议共收到论文摘要 362 篇，在专题学术讨论会中宣读的论文 113 篇，展讲的论文 129 篇。

本卷《火成岩岩石学》论文集的主题为板内特别是大陆板内岩浆作用及其形成机制的多样性和复杂性。内容涉及一些值得进一步关注的问题：相对稳定的克拉通大陆和相对活动的小块体拼合大陆，两者岩浆作用的相似性和差异性；大陆板内活化带和裂谷型岩浆作用形成条件的联系和区别；大陆高钾钙碱性火山岩与岛弧钙碱性火山岩、大陆粗安质火山岩与成熟岛弧的橄榄安粗岩(shoshonite)特征的相似性和差异性，形成机制是否相同等，都有待于进一步探讨和研究。

J. Pearce，S. Kanisawa，S. Haggerty，M. Brown，M. Wilson，L. N. Kogarko，王德滋、张安棣、陈正宏、刘林根、从柏林、洪大卫、林盛中、莫宣学、马昌前和夏林圻等教授审阅了提交给专题讨论会的论文摘要，特在此致以诚挚的谢意。

李兆鼐　戚建中　张招崇

# 目　录

前言
青藏北部新生代火山岩与岩石圈演化的关系…… 邓万明(1)
中国东部上地幔富铝矿物相转变实验研究及其意义 ……
…… 樊祺诚，刘若新，林卓然，谢鸿森，张月明(11)
中国东南部陆缘裂谷带中双峰火山岩的双岩浆源模型——元素及钕、铅、锶同位素
证据 …… 方中，陶仙聪，夏邦栋，张根娣，李惠民(18)
衰减地幔熔融大洋中脊玄武岩玻璃和交代地幔熔融碱性玄武岩中铂族元素和金的
丰度…… G. Hartmann(30)
硫化物-碳酸盐-硅酸盐和碳酸盐-硅酸盐流体不混溶性在钙碳酸岩成因中的作用 ……
…… L. N. Kogarko(37)
中国大陆火山岩组合、时空分布及其与壳幔结构和组成的关系 …… 李兆鼐，王碧香(48)
金刚石碳同位素组成和成因 …… 刘观亮，韩友科，程丽娜，苗青，车锋(62)
大别山造山带中生代上升隆起时侵入岩的垂向化学变化 …… 马昌前，杨坤光，许长海(76)
东太平洋隆起北部地区下面地幔源的极不均匀性——近洋脊海山的痕量元素证据 …
…… Y. L. Niu, R. Batiza(82)
复式岩浆房的补给过程——以内华达州 Aztec Wash 深成侵入体中的岩浆构造为例…
…… D. W. Patrick, C. F. Miller(94)
埃塞俄比亚高原和裂谷岩浆演化过程中的分离结晶作用、岩浆混合作用和地壳同化
作用…… A. Peccerillo, Y. Gezahegh, M. Bekele, T. W. Wu(107)
早前寒武纪阿尔丹地盾在晚新生代的再活化：俄罗斯西伯利亚乌多坎山脉地下岩浆
源微量元素的定位 …… S. Rasskazov, A. Ivanov, A. Boven, L. Andre(121)
中朝克拉通 2300～2400Ma 宽甸杂岩地球化学研究——古元古代大陆裂谷存在吗？
…… 孙敏，张立飞，吴家弘，R. Kerrich(135)
中国金刚石矿床中榴辉岩矿物包裹体的地球化学研究 ……
…… Wang Wuyi, Shigeho Sueno, Hisayoshi Yurimoto, Eiichi Takahashi(146)
冀北水泉沟偏碱性杂岩体的起源与两种岩浆演化趋势 …… 张招崇，李兆鼐(159)

# 青藏北部新生代火山岩与岩石圈演化的关系❶

邓 万 明

（中国科学院地质研究所，北京 100029）

**摘 要** 在青藏高原北部发育了一条巨大的新生代火山岩带。它是世界上有名的陆内火山岩带之一。根据火山岩的形成时代、岩石组合系列、地球化学特征和同位素成分可以将其划分为两个亚带，即位于南侧的羌塘亚带和位于北侧的昆仑亚带。这些岩石以特别富集 $K_2O$ 和 REE 为特征。这两条亚带在成因上分别与渐新世—中新世的初始板内裂谷带和更新世的板内俯冲带有密切的关系。有意义的是，第四纪的富钾熔岩与中国东部的同时代火山岩相比显示了高的（$^{87}Sr/^{86}Sr$）值（0.7089～0.7105）和 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 值（18.711～18.834）、$^{207}Pb/^{204}Pb$ 值（15.087～15.701）、$^{208}Pb/^{204}Pb$ 值（38.900～39.191），低的 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 值（0.5121～0.5123）。这些特征可能说明火山熔岩的初始岩浆是来自 EMII 型的不均一富集地幔源的部分熔融。在它们上升和喷发的过程中曾受到了陆壳的混杂。自新生代以来，青藏高原经历了一系列重要的演化阶段，新生代火山岩的时空分布及岩石-地球化学特征与岩石圈的构造演化有密切的内在联系。

**关键词** 青藏高原 新生代 火山作用 岩石圈 昆仑山 羌塘 隆升

## 1 引言

在青藏高原北部及邻近的昆仑山地区发育了一条相当强烈的新生代火山活动带。这条沿昆仑山造山带近东西向展布的火山岩带是青藏高原上一大地质特色。该地区的火山活动也是自新生代以来发生在亚洲大陆内部的非常重要的事件之一。该区海拔均在 4500m 以上，加之恶劣的气候和交通条件，至今仍是地球上研究很差的地区。然而新生代火山岩分布、产状、岩石学、地球化学和同位素年代学的研究对于认识青藏高原的形成和隆升不仅有重要的科学意义，而且将为探寻与火山活动有关的矿产资源提供新的依据。本文叙述了火山岩的主要岩石-地球化学成分的特点并讨论了火山活动与岩石圈构造演化的关系。

## 2 火山岩的分布和时代

近年来的考察发现，这一条火山岩带沿北羌塘、昆仑山和可可西里山呈近东西向延伸长达1500 km，多数岩区位于昆仑山以南和羌塘地块以北的地区，仅少数在昆仑山中和它的北侧（图 1）。

❶ 国家自然科学基金资助项目（编号 49472102）。

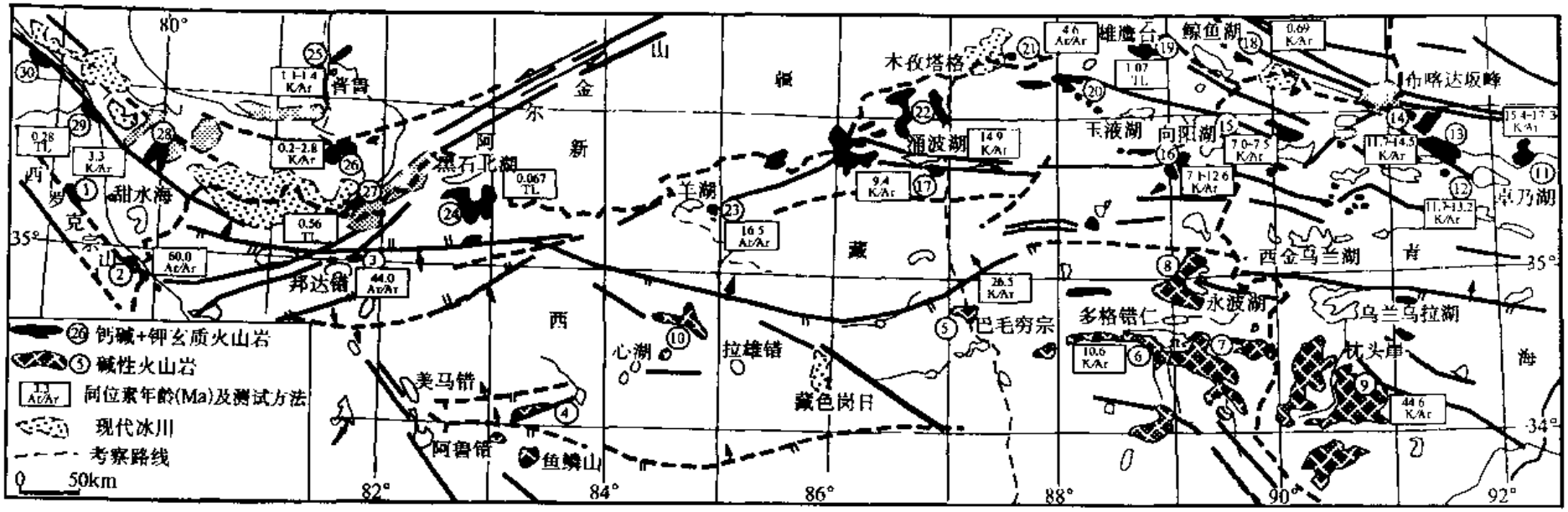



图 1　青藏高原北部新生代火山岩分布略图

（据邓万明，1991、1993、1996；Deng，1991、1992；潘桂堂等，1990；张以弗等，1994；成都地矿所，1988 及新疆、西藏、青海等区测资料编制）

火山区：1—通天桥；2—红山湖；3—邦达错；4—鱼鳞山；5- 巴毛穷宗；6—多格错仁；7—太平湖；8—永波湖；9—枕头崖；10—心湖；11—大帽山；12—科考湖（东）；13--科考湖（北东）；14--五雪峰；15—黑驼峰；16—向阳湖；17—涌波错；18—鲸鱼湖；19—雄鹰台；20 -雪梅湖；21—木孜塔格；22—羌巴欠；23—羊湖；24--黑石北湖；25—普鲁；26—阿什库勒；27—阿塔木帕下；28—泉水沟；29—大红柳滩；30- 康西瓦

前古生代和古生代地层主要分布在昆仑山地区，组成了昆仑和羌塘地体的基底。中生代地层广泛分布于羌塘地体，其中又以三叠系和侏罗系最为发育。白垩纪红层不整合在前述老地层之上。新生代的火山岩就覆盖在这些地层之上。火山喷发活动主要受区域性的一些大断裂带所控制，其中有的断裂目前仍有活动性。

这一条新生代火山岩带由若干个岩省和数十个熔岩区所组成。根据火山岩的形成时代、岩石组合和地球化学特征可以将其划分为两部分，即南侧的羌塘亚带（包括西羌塘和北羌塘两岩省，简称南亚带）和北侧的昆仑亚带（包括可可西里、中昆仑和西昆仑三岩省，简称北亚带）。这两条亚带有许多相同的方面，但彼此之间又有一些重要的差异。

笔者搜集了大量的关于这些火山岩同位素定年的资料（表1）。可以发现，最早的火山

**表1 藏北新生代火山岩的年龄**

| 岩省 | 岩区 | 编号 | 年龄值/Ma | 测试方法 | 资料来源 | 备注 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 西羌塘 | 红山湖 | 1 | 60.0 | Ar/Ar | 张玉泉(1993,未刊) | |
| | 邦达错 | 3 | 44.0 | Ar/Ar | 张玉泉(1993,未刊) | |
| 北羌塘 | 巴毛穷宗 | 5 | 20.0、28.0、27.8 | K/Ar | 邓万明(1989) | 平均 26.5Ma |
| | | | 28.3、28.6 | | | |
| | 多格错仁 | 6 | 10.6 | K/Ar | 李才等(1989) | |
| | 枕头崖 | 9 | 44.66、4.27 | K/Ar | 张以弗等(1984) | |
| 可可西里 | 大帽山 | 11 | 17.3、15.39 | K/Ar | 邓万明等(1996) | 平均 16.35Ma |
| | 可考湖东 | 12 | 13.2、11.7 | K/Ar | 邓万明等(1996) | 平均 12.45Ma |
| | 可考湖北东 | 13 | 17.6、19.6、26.5、17.04 | K/Ar | 张以弗等(1984) | 平均 17.82Ma |
| | | | 11.7、14.47 | | 邓万明等(1996) | |
| | 五雪峰 | 14 | 21.24、32.9、53.3 | K/Ar | 张以弗等(1984) | |
| | | | 24.55、41.9 | | | 平均 34.78Ma |
| | 黑驼峰 | 15 | 12.5、18.3 | K/Ar | 张以弗等(1984) | |
| | | | 7.09、12.6 | K/Ar | 邓万明等(1996) | 平均 12.62Ma |
| | 向阳湖 | 16 | 7.49、6.95 | K/Ar | 邓万明等(1996) | |
| | | | 13.3、13.0、11.8、9.6、9.4 | Ar/Ar | Simon Turner et al. (1993) | |
| | | | 8.5、5.6、3.6、0.5、0.3 | | | 平均 7.50Ma |
| | 浦波湖 | 17 | 9.4 | K/Ar | 李才等(1989) | |
| 中昆仑 | 鲸鱼湖 | 18 | 0.69 | K/Ar | 新疆地矿局(1982,未刊) | |
| | 雄鹰台 | 19 | 1.08 | 热释光 | 邓万明(1991) | |
| | 木孜塔格 | 21 | 4.6 | Ar/Ar | Molnar, P. et al. (1987a) | |
| | 羌巴欠 | 22 | 14.9 | K/Ar | 邓万明(1989) | |
| | 羊湖 | 23 | 16.5 | Ar/Ar | 张玉泉(1993,未刊) | |
| | 黑石北湖 | 24 | 0.067 | 热释光 | 邓万明(1989) | |
| 西昆仑 | 普鲁 | 25 | 3.27、4.64 | K/Ar | 新疆地矿局(1993) | 平均 2.60Ma |
| | | | 1.1、1.4、1.24 | K/Ar | 刘丛强等(1989) | |
| | | | 1.43、1.21 | K/Ar | Liu, et al. (1989) | 平均 1.28Ma |
| | 阿什库勒 | 26 | 0.44、0.28、0.67、0.20 | K/Ar | 刘嘉麒、买买提依明(1989) | |
| | | | 1.65、0.52、0.58、0.31 | | | |
| | | | 0.60、0.50、0.12、2.8 | | | 平均 0.79Ma |
| | | | 1.19、1.23、1.43 | | | |
| | | | 0.074 | 热释光 | 邓万明(1993) | I号火山 |
| | 阿塔木帕下 | 27 | 0.56 | 热释光 | 邓万明(1991) | |
| | 泉水沟 | 28 | 5.6、6.4、3.6、5.1、5.3 | K/Ar | Arnaud, N. O. et al. (1992) | 平均 5.20Ma |
| | | | 5.84 | K/Ar | 新疆地矿局(1993) | |
| | 大红柳滩 | 29 | 0.28 | 热释光 | 邓万明(1989) | |

活动出现在西羌塘岩省，而最年轻的火山喷发是在西昆仑岩省，其它岩省处于上述两岩省之间；此外，在北羌塘、可可西里、中昆仑和西昆仑岩省都有几个喷发期或阶段。一般羌塘亚带的火山岩比昆仑亚带老，前者主要是喷发于始新世到中新世，而后者主要是在上新世至更新世。在昆仑亚带中火山岩的时代由东向西由老变新。

## 3 火山岩的岩石学、岩石化学和地球化学

南北两条亚带除了年龄上的差别外，在岩石学和岩石组合系列上也有明显的不同。巴毛穷宗岩区（图 1，⑤）是南亚带的一个典型代表。在巴毛穷宗主峰的北东方向有一个形态保存完好的火山口。喷发的熔岩是一套超碱性的岩石，包括辉石白榴岩、假白榴石斑岩、白榴石响岩、黝方石响岩、粗面岩以及正长斑岩等[1]。在火山岩分类的 TAS 图解上（图 2a），它们投影在碱性区属于碱性系列岩石。比较而言，北亚带的火山岩 $SiO_2$ 含量高、变化范围大，因此主要是投影在粗面安山岩和玄武粗面安山岩上，也有少量落在粗面岩和流纹岩的区域中。此外，北亚带的所有的分析点均投影在钾玄岩（为主）系列和高钾 CA 系列（图 2b）。

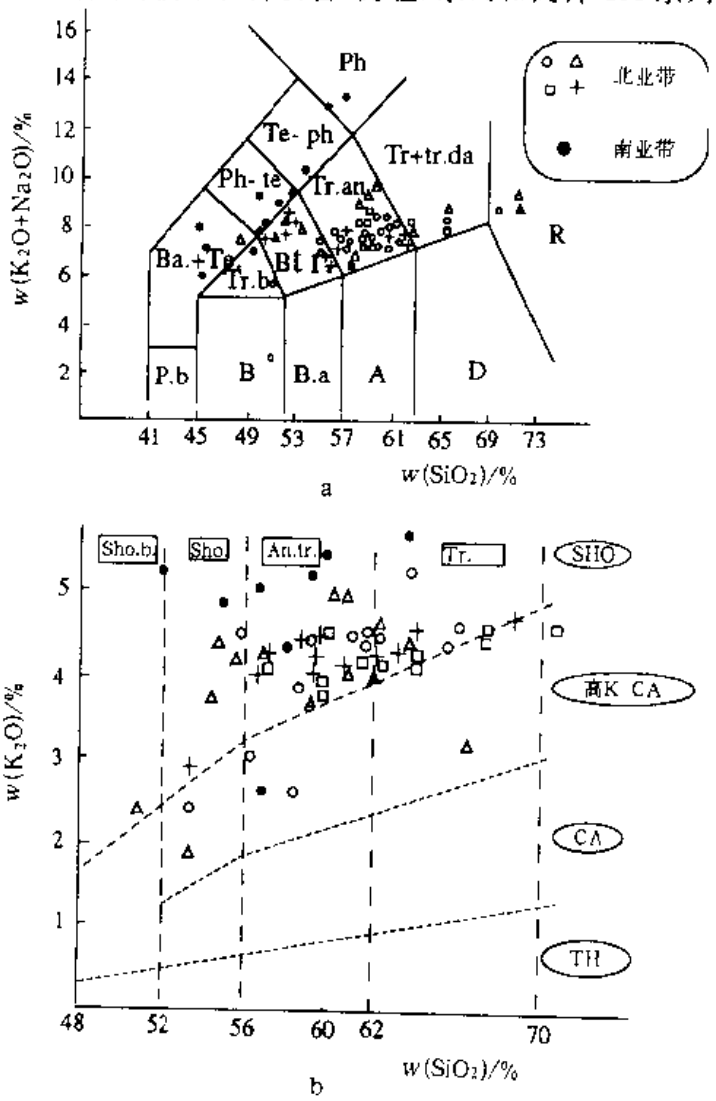



图 2 藏北火山岩化学分类的 TAS 图解（a）和 $w(K_2O)$-$w(SiO_2)$ 投影（b）

（图 a 据 Le Maitre，1989；图 b 据 Peccerillo and Taylor，1976）

在球粒陨石标准化的 REE 分配图解上，两个亚带的岩石都呈现为非常富集 LREE 的分配型式(图 3)。南亚带的富集程度更强。总的看来本区的新生代火山岩以富集总碱、LREE 和 LILE 为显著特征。

在 MORB 标准化的蛛网图(略)上，这两个亚带的岩石都明显地有 Nb、Ta、Ti 等高场强元素和所有过渡金属元素的亏损以及 Rb、Ba、Th 的正异常。因此这些火山岩都是喷发在典型的碰撞后的构造环境。

## 4 造岩矿物

藏北两个亚带的火山岩的一个共同和基本的特征是具斑状结构，有的岩石含少量的火山玻璃。橄榄石、辉石、角闪石和长石是最重要的斑晶矿物。笔者进行了大量的造岩矿物化学成分的电子探针分析。橄榄石作为斑晶广泛出现在西昆仑岩省的岩石中。一般可识别两个世代：第一世代的橄榄石为粗大的自形粒状结构，第二世代呈次级斑晶或产于基质中与其它微晶矿物共生。橄榄石的含量达 2%～5%，Fo 在 71～86，定为贵橄榄石。发现第三纪熔岩的橄榄石 Fo 比第四纪熔岩要高(平均值分别为 85 和 76)，说明前者更加富 MgO。

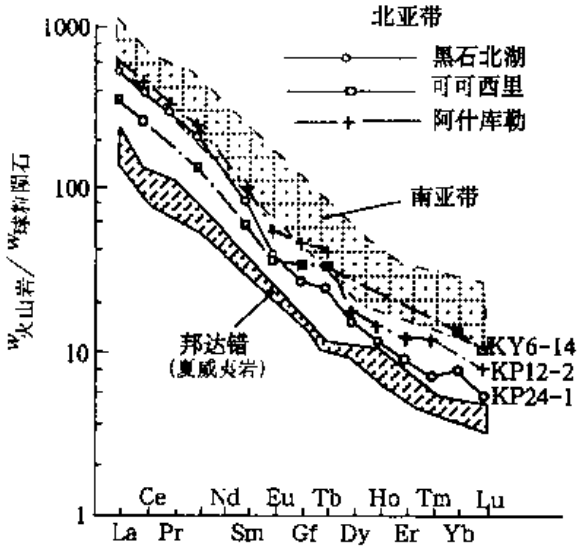



图 3 藏北新生代火山岩球粒陨石标准化的 REE 分配型式

凡是有橄榄石和辉石两种斑晶时辉石总是出现在橄榄石结晶之后。与辉石经常共生的矿物是斜长石。富钙的单斜辉石普遍地出现在第四纪的熔岩中，贫钙的斜方辉石次之。通常可以划分出 2～3 个世代(斑晶和基质)且大多数是自形晶。在中昆仑岩省的许多岩区的安粗岩都有两种辉石与斜长石共生的现象。根据辉石的化学成分分类所有的斜方辉石均为紫苏辉石。单斜辉石是研究区钾质熔岩最重要的造岩矿物之一，往往具有自形柱状晶形。采自邦达错夏威夷岩和巴毛穷宗白榴岩中的单斜辉石的平均成分为 En 38.6 Wo 49.7 Fs 11.7，而其它岩区第四纪熔岩的单斜辉石的平均成分为 En 45.3 Wo 41.2 Fs 13.5。第四纪熔岩中单斜辉石的富钙、贫镁意味着岩浆的演化趋势是 MgO 的增加和 CaO 的降低。富 MgO 的辉石产于中昆仑岩省的东部，富铁的辉石则产于西部。根据实验岩石学的研究，辉石中的 $Al_2O_3$ 有重要的岩石成因意义。研究表明，在邦达错岩区岩浆的结晶分异作用在高的压力条件下(相当于石榴子石地幔岩的深度)已经开始(大约为 82～98km)，而其他岩区的岩浆房可能是处在中压甚至低压地壳中(Deng，1992)。

斜长石是安粗岩和粗面安山岩最常见的斑晶，通常为半自形到自形晶板状结构。带状构造比较少见，但钠长石双晶很普遍。在石英斑岩和流纹斑岩中常有一些 $An=10$～$20$ 的钠长石和更长石的酸性斜长石存在。不过大多数岩区的斜长石除与橄榄石共生(如普鲁岩区)的

以外(落在拉长石的范围)都是中长石,平均成分为 An 45 Ab 45.9 Or 8.5(Deng,W.M.,1992)。钾长石只在第四纪熔岩中才出现。大帽山岩区的安粗岩和粗面岩中碱性长石的平均成分为 Or 52.6 Ab 45.7 An 1.7,为数厘米长的巨斑,其成分为钠透长石。

## 5 火山岩的同位素成分

火山岩的 Sr、Nd、Pb 同位素成分是在中国科学院地质研究所和法国 Clermont-Ferrand 测定的。所有的样品都含有放射性成因的 Sr 和非放射成因的 Nd。研究区新生代火山岩的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值变化在 0.704634～0.710540 的大范围中。可以将这些资料分为三组:第一组以邦达错、通天桥等第三纪火山岩为代表,它们有最低的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值(0.704634～0.706296);第二组包含一部分北亚带的火山区,它们具有中等 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值(0.707537～0.708960);第三组的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值最高(0.709832～0.710540),它们是西昆仑岩省阿什库勒火山群最年轻火山岩的明显的特征。在 Sr-Nd 的蛛网图解上(图 4)第四纪和一些第三纪的火山岩投影在全球总成分的下方,倾向于地壳成分端元。与西班牙 Roman 地区的高钾熔岩一致也和刘从强等(1989)、Arnaud 等(1992)的分析结果相一致。但是第三纪的熔岩(比如邦达错和通天桥)等接近于地球的总成分,这是这两个时代火山岩的又一差别。换言之,前者是以高的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值、低的 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 值为特征,而后者正好相反,它们的 Sr、Nd 同位素成分也和东非裂谷带的碱性岩类似。上述第四纪和少数第三纪熔岩的 Sr、Nd 同位素成分表明,它们的原始熔体不是来源于正常大陆地幔源的部分熔融而可能暗示了一个地球化学不均一的富集地幔源。也许这样的异常地幔源就是近年来地球物理测深发现的所谓"壳-幔混合层"或"壳-幔过渡带"(肖序常等,1988;吴功建等,1989)。在图 5 上第四纪熔岩的 Sr、Nd 成分清楚地限定了一个 EMII 地幔源,这与中国东北五大连池第四纪钾质熔岩所在的 EMI 明显不一样。EMII 异常地幔源的成因可能是一部分大洋沉积物在古缝合带形成时沿着俯冲带被带到了地幔增生楔内,这样地壳物质与地幔岩在 Moho 面附近发生了化学混合作用的结果。

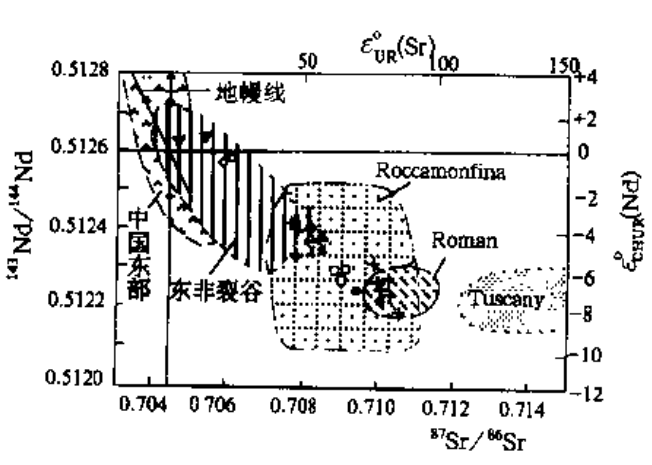



图 4 火山岩的 Sr-Nd 同位素成分
(引自邓万明,1993)

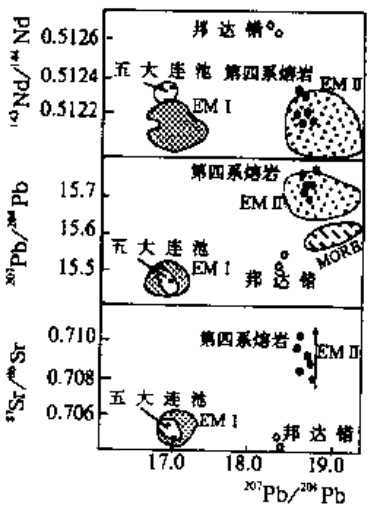



图 5 火山岩的 Sr-Nd-Pb 同位素成分

## 6 火山岩岩石成因探讨及岩石圈构造演化

### 6.1 羌塘亚带火山岩的初始板内裂谷成因

青藏高原的地质演化经历了漫长和复杂的历史过程。老第三纪是从多块体的相继拼接向强烈隆起转变的一个重要阶段。当时本区的海拔并不是很高，高原地壳比相邻的地区要轻和热，因此也非常容易变形。老第三纪的火山活动与印度板块的向北挤压并不存在直接的联系。否则我们应该看到在过去的 40Ma 以来高原的广大范围内都有大面积的火山岩分布。有迹象表明，在第三纪由于沿老缝合带的薄弱地段相邻块体之间在隆起的时间、幅度上的不一致，就会产生断块的差异运动。这些构造的进一步发展，将导致上地幔物质的上拱和初始裂谷带的形成。老第三纪的南亚带的火山活动可能是与这一构造背景有关。这些火山岩独特的岩石学、地球化学和 Sr、Nd、Pb 同位素地质学特征表明，原始岩浆是从位于 Moho 面附近的"壳-幔混合层"的部分熔融而来。但是，这一裂谷带的寿命不长，未能得到充分的发育，原因可能是新第三纪至第四纪以来构造应力场的改变和快速的隆起。目前我们还可以看到沿南亚带一线分布着一些断陷盆地、断陷湖泊的地貌现象，可能是初始裂谷带的遗迹。

### 6.2 板内俯冲和昆仑亚带火山岩的形成环境

自晚上新世以来，整个青藏高原和昆仑山地区都是处于快速的上升状态。昆仑山的一些老的构造又重新复活并有大尺度的走向滑移断层、逆冲断层和推覆构造相继出现。尤其重要的是这些地质事件与青藏高原的形成是紧紧相伴的。因此，北羌塘和昆仑山地区的强烈的新生代火山活动是该区新构造运动的表现形式之一。有证据表明，昆仑亚带的火山岩在成因上与昆仑山和塔里木地块之间的边界构造有密切的联系。这些岩石的时、空分布、岩石学、地球化学和同位素成分的特征都可以用板内俯冲的模式来解释。还有证据表明，昆仑山的新构造抬升与塔里木的下沉是差不多同时发生的。青藏高原受到来自印度板块向北的持续挤压又受到了来自塔里木地块向南的阻挡，导致了高原岩石圈在南-北方向上的缩短和加厚。高原的北部边缘势必会逆冲在塔里木地块南缘之上。换言之，刚性的塔里木地块向南俯冲于青藏高原地壳之下可能是昆仑山上升和强烈的北亚带第四纪火山活动的重要机制。这些火山岩岩石学、地球化学和同位素地质学的特征证明，熔体是来自由于陆内俯冲导致的"壳-幔过渡带"的断裂-挤压重熔。一些酸性的岩浆也可能是陆壳部分熔融的产物。昆仑山的快速隆起是发生在晚上新世至早更新世期间。不过，整体性和大尺度的隆升也许是在早更新世晚期至中更新世早期。在这个时期塔里木地块向南的俯冲及火山喷发也最为强烈。有大量的证据说明塔里木地块向青藏高原北缘的板内俯冲至今仍在进行。野外地质调查发现，昆仑山北缘有向北倒转的一系列逆冲断层。沿这些逆冲断层一些老的地层冲在塔里木地块南缘的第三纪或第四纪的年轻地层之上，就像喜马拉雅岩系沿 MBT 逆冲在西瓦里克和恒河冲积平原之上一样。此外，根据地球物理的研究，塔里木地块南缘的地壳厚度是大约 40 km，向着高原的方向很快增加到 50～70km，即在很短的平面距离内存在一个地壳厚度的陡变带。这就意味着 Moho 面向南倾斜。从西面的兴都库什山经喀喇昆仑山至东面的昆仑山是一条强烈的地震活动带。地震滑动面是以大约 60°的倾角向南倾。由地震的断层面解可得知，主压应力轴的方向是北东-南西或南北向，这正好与昆仑山和火山岩带的走向相垂直(滕吉文等，1984)。新构造运动的研究支持塔里木地块和昆仑山之间目前还在以每年 6mm±4mm 的速度汇聚

着(Molnar,et al.,1987b)。

### 6.3 新生代以来岩石圈构造演化及其与火山活动和高原隆升的关系

新生代以来青藏高原处在被印度板块、扬子板块和塔里木板块的包围之中,来自南、北、东面的构造应力均指向高原方向。这样一种构造框架对高原岩石圈的演化及隆升有非常重要的动力学意义,并导致了一系列地质事件相继发生(图 6)。

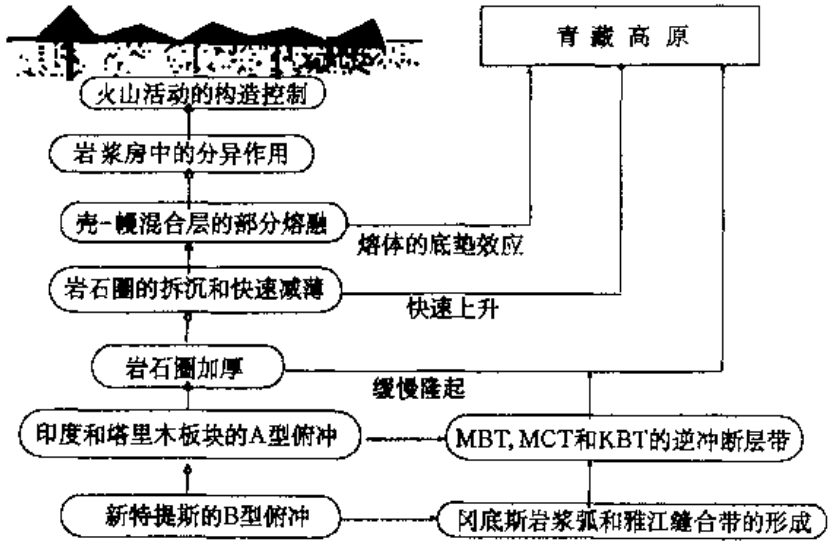



图 6 新生代以来青藏高原岩石圈演化的构造-火山活动链

(据邓万明,1995)

首先,雅鲁藏布缝合带的形成是大约 45～50Ma 以前。它标志着新特提斯洋的封闭和诸微板块向欧亚古陆增生历史的结束。第二,可能羌塘火山岩沿一条初始裂谷带得以形成。从那以后,由于来自印度和塔里木地块的双向挤压沿着 MBT 和 KBT(昆仑边界逆冲断层)的 A 型俯冲带开始活动并使得青藏高原的地壳逐渐缩短、加厚和缓慢地隆升。第三,自晚更新世至第四纪,加厚的岩石圈地幔由于拆沉作用(delamination or decollement)遭受到突发性的减薄,在软流圈物质上涌和拆沉岩石圈底部的热侵蚀作用下诱发了"壳-幔混合带"的部分熔融。在重力均衡和熔体的垫托作用下势必导致了青藏高原的快速抬升。第四,由补偿熔融形成的岩浆必然会向上运移,在岩浆室中的分异作用之后将沿着一些活动断裂很快地喷向地表。昆仑山亚带的火山岩可能是以这种方式形成的。最后的断裂带的活动非常重要,因为它决定了在何时和何地出现火山爆发。假如没有这一条件,这些熔融体将长时间地保存在厚的地壳中并缓慢地冷却结晶。目前大地电磁测深方法揭示出的分散和多层的"低速层"以及高原上强烈的地热活动被普遍解释为与这些潜在的熔融体有关。

## 7 结论

广泛分布于藏北高原的碰撞后钾质火山岩可划分为羌塘和昆仑两条亚带。它们的共同之处是富 $K_2O$、LREE、LILE。但在岩石学、地球化学和同位素地质学及形成时代上两者有明显的差异。羌塘亚带火山岩主要表现为与一条不成熟的板内裂谷有成因联系,而昆仑亚带的火山岩可能与塔里木地块向昆仑山的板内俯冲作用有关,这两条带的火山岩浆都是来自于 EMII 型的"壳-幔混合层"的部分熔融。

本区新生代火山活动是新构造运动的表现形式之一。自新生代以来高原经历了一个复杂的演化历史：包括高原南、北两侧强烈的A型俯冲作用；岩石圈大幅度的缩短和加厚；岩石圈底部的构造拆沉和高原近期的快速隆升；壳-幔边界混合层的部分熔融以及沿一系列活动断裂带出现区域性的强烈的火山爆发等。

青藏高原的形成和隆起不仅是新生代以来发生于亚洲大陆内部的重大和崭新的地质事件，而且在全球构造中也占有独特的地位。对火山岩的研究可以提供关于深部地质和地球动力学的大量信息。

## 参 考 文 献


[1] 邓万明，1978，藏北第四纪火山岩岩石学和岩石化学初步研究，地质学报，第2期，148～162。

[2] 邓万明，1989，西藏阿里北部的新生代火山岩——兼论陆内俯冲作用，岩石学报，No. 3，1～11。

[3] 邓万明，1991，中昆仑造山带钾玄质火山岩的地质、地球化学和时代，地质科学，第3期，201～213。

[4] 邓万明，1993，青藏北部新生代钾质火山岩微量元素和Sr、Nd同位素地球化学研究，岩石学报，第9卷，第4期，379～387。

[5] 邓万明，1995，青藏高原新生代岩浆活动与岩石圈演化，攀登丛书"青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究"，1994年学术论文年刊，科学出版社，288～296。

[6] 邓万明、郑锡澜、松本征夫，1996，青海可可西里地区新生代火山岩的岩石特征和时代，岩石矿物学杂志，第15卷，第4期，289～298。

[7] 李才、范和平、徐锋，1989，青藏高原北努新生代火山岩岩石学化学特征及其构造意义，现代地质，Vol. 3，No. 1：58～69。

[8] 刘丛强、谢广轰、中井俊一等，1989，新疆于田县康苏拉克新生代火山岩Sr、Nd、Ce、O同位素及微量元素地球化学，科学通报，23：1803～1806。

[9] 刘嘉麒，1989，"对新疆普鲁火山岩及其时代的归属"一文的质疑，岩石学报，(2)：95～97。

[10] 吴功建、肖序常、李廷栋，1989，青藏高原亚东-格尔木地学断面，地质学报，Vol. 63，4，285～296，1989。

[11] 肖序常、李廷栋、李光岑等，1988，喜马拉雅岩石圈构造演化总论，地质出版社，1～210，1988。

[12] 张以茹、郑建康，1994，青海可可西里及邻区地质概论，地震出版社，105～137。

[13] 潘桂堂、王培生、徐耀荣等，1990，青藏高原新生代构造演化，地质出版社。

[14] 滕吉文、孙克忠、魏斯禹等，1984，中国青藏高原及其边缘地带的地震活动特征，见：喜马拉雅地质(Ⅰ)中法合作喜马拉雅地质考察，1981年成果之一，地质出版社，311～329。

[15] Arnaud N. O., Ph. Vidal, P. Tapponnier, Ph. Matre and Deng Wanming, 1992, The high-$K_2O$ volcanism of northwestern Tibet: Geochemistry and tectonic implications. Earth. Plane. Sci. lett., 111, 351～367.

[16] Deng Wanming, 1991, Cenozoic volcanism and intraplate subduction in northern margin of the Tibetan plateau. Chinese. J. of Geoch. Vol. 10, No. 2, 140～152.

[17] Deng Wanming. 1992, Petrological and geochemical characteristics of potassic volcanic rocks in north Tibetan plateau. In: Exploration of volcanoes and rocks in Japan, China and Antartica. Commemorative papers for Prof. Yukio Matsumoto. 451～459.

[18] Deng Wanming, 1992, Mineralogical featurtes of rock-forming minerals in Cenozoic volcanic rocks from north Tibet, China. Scientia Geologica Sinica. Vol. 1 No3/4, 135～147.

[19] Liu Jiaqi and Maimaiti Yiming, 1989, Distribution and ages of Ashikule volcanoes on the West kunlun Mountains, west China. Bulletin of Glacier Research, 7. 187～190.

[20] Le Maitre, R. W. (ed), 1989, A classification of igneous rocks and glossary of geological terms. Blackewell, Oxford. 193.

[21] Molnar, P., B. Clark Burchfiel, Zhao Ziyun et al., 1987a. Geologic Evolution of Northern Tibet: Results of an Expedition to Ulugh Muztagh. Science, Vol. 235, 299～3059.

[22] Molnar, P., B. Clark Burchfiel, Liang K'uangyi & Zhao Ziyun, 1987b, Geomorphic Evidence for acitive faulting

in the Altyn Tagh and northewrn Tibet and qualitative estimates of it's contribution to the convergence of Intia and Eurasia. Geology, 15,249～253(a).

[23] Peccerillo, A. & Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey, Contr. Miner. Petr.,58, 63～81.

[24] Simon Turner, Chris Hawkesworth, Jiaqi Liu, Nick Rogers, Simon Kelley and Peter van Calsteren, 1993, Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks. Nature, Vol. 364,50～53.

# 中国东部上地幔富铝矿物相转变实验研究及其意义[1]

樊祺诚　刘若新　林卓然

（国家地震局地质研究所，北京 100029）

谢鸿森　张月明

（中国科学院地球化学研究所，贵阳 550002）

**摘　要**　中国东部新生代玄武岩中尖晶石/石榴子石二辉橄榄岩捕掳体和大别山—苏北—胶东超高压变质带中贫铝石榴子石二辉橄榄岩，为我们直接提供了发生于大陆上地幔条件下的尖晶石向石榴子石和辉石向石榴子石相转变的天然样品。采用新生代玄武岩中地幔橄榄岩的矿物、全岩样品，进行上述相转变的高温高压实验研究，提供了不同 $p$-$T$ 条件下相转变的岩相学特征和矿物化学成分变化的实验结果，指出中国东部大陆上地幔 55～70km 深处存在几公里至十几公里厚的尖晶石二辉橄榄岩与石榴子石二辉橄榄岩相转变带，随着深度加大，石榴子石橄榄岩将从富铝石榴子石橄榄岩（70～120km）转变为贫铝石榴子石橄榄岩（>120～150km）。

**关键词**　尖晶石-石榴子石相转变　辉石-石榴子石相转变　高温高压实验　上地幔

## 1　实验方案

研究地幔富铝矿物相转变在地幔物质组成、矿物组合与分层结构，以及由相转变引起的岩石与构造变形方面都有重要的动力学意义。尖晶石二辉橄榄岩与石榴子石二辉橄榄岩的相转变是发生于上地幔条件下最重要的富铝矿物相转变之一。超高压条件下（>5.0GPa）则发生铝辉石向石榴子石＋贫铝辉石的相转变[1]。本文关于上地幔富铝矿物相转变实验研究分两部分，第一部分是尖晶石向石榴子石相转变的实验研究，第二部分是辉石向石榴子石相转变的实验研究。

实验用初始样品选择中国东部新生代玄武岩中不含流体包裹体的铬尖晶石二辉橄榄岩和铝尖晶石辉石岩，经破碎挑选出顽火辉石（En）、铬尖晶石（Cr-Sp）和铝尖晶石（Al-Sp）。根据设计的实验方案，不同实验物料按比例称重后粉碎并研磨至约 200 目，采取两种组装方式，目的是保证实验样品与外界隔离，阻止外界组分，特别是阻止 $Al_2O_3$ 与实验样品接触发生交换反应。第一种组装方式（用于不加水样品）：样品装在由钽片作衬里的 $Al_2O_3$ 管内，管的两端再用钽片加封，$Al_2O_3$ 管外套三层不锈钢片导电加热；第二种组装方式（用于加水样

[1] 国家自然科学基金资助课题。

品)：样品装入铜管，上下扣合密封，外套 $Al_2O_3$ 管绝缘，$Al_2O_3$ 管外裹二层不锈钢片导电加热。传压介质为焙烧过的六面体叶蜡石块，组装好的样品放入其中心孔内。实验在中国科学院地球化学研究所 YJ-3000 吨压力机的紧装式六面顶装置上进行。

## 2 尖晶石-石榴子石相转变实验研究

### 2.1 实验产物岩相学特征

尖晶石-石榴子石相转变实验条件及产物成分见表 1。由于实验样品的保压恒温时间短

**表 1 尖晶石-石榴子石相转变实验产物化学成分**

| 初始物料 | 样品 | 压力 GPa | 温度 ℃ | 时间 h | 矿物 | $w(SiO_2)$ % | $w(Cr_2O_3)$ % | $w(Al_2O_3)$ % | $w(FeO)$ % | $w(MgO)$ % |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| En:Al-Sp 4:1 | SG12 | 1.6 | 1000 | 3 | En(c—r)① | 54.80～53.2 | 0.43～0.28 | 5.38～6.87 | 6.73～8.12 | 32.10～30.10 |
| | | | | | Sp(c—r) | 0.10～0.22 | 0.18～0.18 | 62.8～64.80 | 16.61～10.70 | 17.90～21.40 |
| | SG9 | 1.8 | 1100 | 3 | En(c—r) | 53.46～51.38 | 0.41～0.29 | 5.68～7.99 | 6.70～8.20 | 31.52～29.38 |
| | | | | | Sp(c—r) | 0.10～0.11 | 0.17～0.10 | 64～65.30 | 16.33～13.92 | 18.40～19.70 |
| | | | | | Gt(2) | 42.37 | 0.24 | 23.30 | 10.29 | 21.85 |
| | SG6 | 2 | 1100 | 2 | En | 54.00 | 0.41 | 5.71 | 6.44 | 31.50 |
| | | | | | Sp | 0.20 | 0.14 | 62.10 | 18.79 | 16.90 |
| | | | | | Gt(2) | 41.35 | 0.33 | 22.20 | 10.94 | 20.05 |
| En:Cr-Sp 4:1 | SG10 | 1.8 | 1100 | 3 | En(c—r) | 53.83～50.95 | 0.38～0.72 | 5.82～6.86 | 6.51～7.13 | 31.38～30.59 |
| | | | | | Sp | 0.40 | 8.06 | 57.39 | 12.53 | 21.28 |
| | SG8 | 2 | 1100 | 3 | En(c—r) | 53.90～53.50 | 0.59～0.63 | 5.82～6.20 | 6.71～7.37 | 31.70～29.80 |
| | | | | | Sp | 0.16 | 8.62 | 57.80 | 12.16 | 20.87 |
| | | | | | Gt(3) | 41.13 | 0.95 | 22.00 | 9.64 | 17.80 |
| | SG7 | 2.5 | 1150 | 3 | En | 53.30 | 0.56 | 5.65 | 6.12 | 30.90 |
| | | | | | Sp(c—r) | 0.32～1.15 | 10.32～19.45 | 56.34～48.29 | 12.07～10.84 | 20.62～19.91 |
| | | | | | Gt(2) | 41.80 | 2.04 | 21.50 | 7.61 | 20.70 |
| 尖晶石二辉橄榄岩 | SG4 | 2 | 1100 | 4 | Sp(c—r) | 0.20 | 8.76～17.61 | 56.98～50.54 | 12.16～11.17 | 21.62～20.13 |
| | | | | | Gt(2) | 41.25 | 1.35 | 21.80 | 8.05 | 18.85 |
| | SG5② | 2 | 1100 | 2 | Sp | 0.20 | 8.09 | 55.10 | 11.61 | 21.30 |
| | | | | | Am | 40.90 | 0.61 | 20.80 | 8.19 | 15.10 |

分析者：中国科学院地质所徐平；①c—r：中间—边缘；②加 3%$H_2O$。

(1.5～4h)，在普通光学显微镜下(放大<500 倍)没有观察到实验产物中的新生矿物相，但通过电子探针贝散射图像(放大 1000～3000 倍)，观察到大多数样品都出现微米级新生物相，大小一般几微米，大者可达十几微米。从表 1 可以看出实验产物与初始物料、实验条件($p$-$T$)有关。同样温度条件($T$=1100 ℃)，当初始物料为 En+Al-Sp，$p$=1.6GPa，实验产物中未出现新生物相；当初始物料为 En+Cr-Sp，$p$=1.8GPa，实验产物中也未出现新生物相。而对于上述两种物料，在 $T$=1100 ℃，$p$ 分别≥1.8GPa 和 2.0GPa 时，以及对于初始物料为尖晶石二辉橄榄岩全岩，在 $p$=2.0GPa 时，实验产物中普遍出现新生物相石榴子石(Gt)和橄榄石(Ol)，可以观察到非常典型的细小的新生石榴子石(洁净无包裹体)围绕尖晶石分布的现象，提供了尖晶石向石榴子石转变的岩相学证据，这种转变的元素分布贝散射图像更清楚。同时我们还发现，不论初始物料是 En+Al-Sp 还是 En+Cr-Sp，在同样的温度(1100 ℃)下，随压力的升高，其实验产物的反应更加充分(SG9→SG6 和 SG8→SG7)，新生石榴子石含

量明显增加，尖晶石周边的石榴子石形成明显的环状分布，另外从贝散射图像中还观察到尖晶石-石榴子石区间存在尖晶石向石榴子石转变的中间过渡产物。新生橄榄石主要沿顽火辉石粒间或周边产出。在同样 $p$-$T$ 条件下，当实验样品中加入少量 $H_2O$(SG5)则产生角闪石(Am)，以极细小(十几微米)填隙状产出，但没有发现石榴子石。

**2.2 实验产物化学成分**

新生石榴子石均为镁铝榴石(Pyr 为 64.9～76.6)。初始物料含 Al-Sp 的样品，其新生石榴子石相对贫 $Cr_2O_3$(0.24%～0.33%)、CaO(1.79%～3.59%)；相反，初始物料含 Cr-Sp 的实验样品中新生石榴子石富 $Cr_2O_3$(0.95%～22.04%)、CaO(4.17%～7.32%)。所有新生橄榄石为贵橄榄石(Fo 为 85.6～89.6)。在含 $H_2O$(3%)实验样品(SG5)中，新生填隙状角闪石均为钙质角闪石，按 Leake(1978)的分类，角闪石(Si=5.787)属韭闪石，其成分与中国东部和世界范围的上地幔韭闪石成分十分相近[2,3]。

实验产物的化学成分分带现象十分明显，两种实验初始组分的实验产物存在明显不同的成分分带现象。第一种初始组分为铬尖晶石＋顽火辉石(SG10、SG8、SG7)，实验产物中相邻的铬尖晶石和顽火辉石有类似明显的 $Al_2O_3$、$Cr_2O_3$ 成分分带，即两种相邻矿物颗粒的边缘比中心富 $Cr_2O_3$ 贫 $Al_2O_3$。这显然不是两种矿物粒间彼此离子扩散交换所致，而是各自矿物内部的 Al 离子与 Cr 离子交换的结果。而它们的 Mg、Fe 分带不如 Al、Cr 分带明显，且显示不同的变化趋势。从颗粒的中心到边缘，铬尖晶石同时贫 MgO、FeO，而顽火辉石贫 MgO 富 FeO，这说明彼此也没有明显的 Mg、Fe 离子交换。当温度降低导致的亚固相平衡过程中，地幔橄榄岩中与斜方辉石和橄榄石相邻的尖晶石的 Mg、Fe 成分分带主要受温度变化引起的粒间离子交换控制，导致相邻矿物尖晶石的边缘富 Fe 贫 Mg，相反顽火辉石的边缘富 Mg 贫 Fe[4]。我们的实验结果，Mg、Fe 分带不明显或与上述实验不一致的成分分带，可能与本次实验快速降温(淬火)有关。第二种初始组分为铝尖晶石＋顽火辉石(SG12、SG9)的实验产物中矿物成分分带完全不同于第一种。相邻矿物铝尖晶石和顽火辉石，从颗粒中心到边缘，它们均显示富 $Al_2O_3$ 和 $Cr_2O_3$ 略有减少。这种 Al-Cr 成分分带的一致性虽与第一种情况(富 $Cr_2O_3$ 贫 $Al_2O_3$)相反，但都不是粒间离子交换所致，同样是铝尖晶石和顽火辉石自身 Al-Cr 离子交换的结果。而它们的 Mg、Fe 成分分带出现完全相反的情况，即从颗粒中心到边缘，铝尖晶石富 MgO 贫 FeO，顽火辉石富 FeO 贫 MgO，说明彼此有 Mg、Fe 离子的交换扩散，顽火辉石中 Mg 向铝尖晶石扩散、铝尖晶石中 Fe 向顽火辉石扩散。这与温度降低导致的亚固相平衡过程中地幔橄榄岩中斜方辉石和尖晶石的 Mg、Fe 成分分带恰恰相反，可能与橄榄岩中与斜方辉石相邻的尖晶石是铬尖晶石，而我们这里是铝尖晶石有关。

综上，矿物的 Mg-Fe 分带现象是矿物粒间的 Mg、Fe 离子交换，除受温度的控制，其 Mg、Fe 离子交换方式还取决于各自的化学成分。矿物的 Al-Cr 分带现象是矿物中自身 Al、Cr 离子交换导致的成分分带，除明显受自身的 Al/Cr 比和其它组分影响，可能还与矿物粒间离子交换程度有关。需要说明的是，我们的实验产物是从相当于地幔条件的高温高压状态快速卸压冷却(淬火)，这也是本次实验产物出现的矿物成分分带与抬升到地表的地幔岩石(相对缓慢减压降温)和其它实验结果之间差异的一个原因。

**2.3 讨论**

就目前所知，零星出露于中国东部明溪、西堡、女山、鹤壁、汉诺坝等少数几个地方新生代碱性玄武岩捕虏体中五相共存的尖晶石/石榴子石二辉橄榄岩[5-9]，为我们研究发生于中

国东部大陆上地幔尖晶石二辉橄榄岩与石榴子石二辉橄榄岩之间相转变提供了不可多得的岩石学证据，其矿物化学成分与 $p$-$T$ 平衡条件列于表 2，它们由镁橄榄石(Fo89.2～91.5)、顽火辉石(En88.5～89.7)、铬透辉石($Cr^{\#}$5.9～12.8)、铬尖晶石($Cr^{\#}$9.7～22.7)和镁铝榴石(Pyr 72.4～75.3)五相组成，$p$-$T$ 平衡条件为 $T$=1039～1182℃(平均 1099℃)和 $p$=1.89～2.05GPa(平均 1.95GPa)。本次采用天然样品在 1100℃、2.0GPa 获得的尖晶石向石榴子石转变的实验结果与上述五个地方尖晶石/石榴子石二辉橄榄岩 $p$-$T$ 平衡条件十分吻合，根据早先的工作我们曾提出中国东部大陆上地幔的 60～80km 深处确实存在厚约几公里至十几公里的尖晶石二辉橄榄岩与石榴子石二辉橄榄岩的相转变带的设想[5～7]。本文获得的实验结果结合目前最系统的发现于中国东部大陆上地幔尖晶石/石榴子石二辉橄榄岩的 $p$-$T$ 平衡条件，提出中国东部大陆上地幔尖晶石二辉橄榄岩与石榴子石二辉橄榄岩相转变深度可能限于 55～70km。

**表 2　辉石-石榴子石相转变实验产物化学成分**

| 样品 | PG-5 | | PG-1 | | PG-2 | | PG-3 | | PG-4 | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 初始物料 | En | | En+5%$Al_2O_3$ | | En+5%$Al_2O_3$ | | En+5%$Al_2O_3$ | | En+15%$Al_2O_3$ | | |
| 压力/GPa | 5.0 | | 4.5 | | 5.0 | | 5.5 | | 5.0 | | |
| 温度/℃ | 1200 | | 950 | | 1000 | | 1100 | | 1100 | | |
| 时间/h | 2.5 | | 4.0 | | 4.0 | | 4.0 | | 4.0 | | |
| 矿物 | En(c—r) | Gt(2) | En(c—r) | Gt(2) | En(c—r) | Gt(2) | En(c—r) | Gt(2) | En | Gt | Cd(2) |
| $w(SiO_2)$/% | 53.50～56.50 | 42.40 | 54.30～54.83 | 41.49 | 54.64～57.61 | 42.71 | 54.10～56.60 | 42.80 | 54.30 | 43.20 | 0.19 |
| $w(Cr_2O_3)$/% | 0.49～0.22 | 1.16 | 0.38～0.30 | 0.64 | 0.35～0.33 | 0.44 | 0.4～0.26 | 0.85 | 0.40 | 0.45 | 0.06 |
| $w(Al_2O_3)$/% | 5.72～2.13 | 21.82 | 5.79～4.40 | 24.03 | 5.51～1.83 | 22.89 | 5.80～2.49 | 22.95 | 5.55 | 23.20 | 97.14 |
| $w(FeO)$/% | 6.74～6.29 | 7.99 | 6.29～5.59 | 6.99 | 6.47～5.18 | 7.56 | 6.54～5.36 | 6.92 | 6.30 | 6.48 | 0.45 |
| $w(MgO)$/% | 31.5～33.2 | 21.40 | 31.9～32.75 | 20.85 | 32.03～35.06 | 22.26 | 31.60～34.30 | 23.10 | 31.60 | 24.90 | 0.18 |
| $w(CaO)$/% | 1.11～0.90 | 4.18 | 1.09～0.78 | 5.47 | 0.97～0.25 | 3.33 | 0.93～0.55 | 2.90 | 1.11 | 1.28 | 0.00 |
| $w(En)$/% | 89.9～90.4 | | 90.0～91.3 | | 89.8～92.3 | | 89.6～91.9 | | 89.9 | | |
| $w(Pyr)$/% | | 76.4 | | 71.4 | | 78.6 | | 80.6 | | 86.2 | |

注：(　)括号内数字为分析个数，其它同表 1。

## 3　辉石-石榴子石相转变实验研究

### 3.1　实验产物岩相学特征

与尖晶石-石榴子石相转变实验一样，辉石-石榴子石相转变实验样品的保压恒温时间也短(2～4h)，普通光学显微镜下实验产物中没有观察到新生矿物相，但通过电子探针贝散射图像大多数样品都观察到微米级新生物相，大小一般几微米，大者可达十几微米。从表 2 可以看出实验产物与初始组分和 $p$-$T$ 条件有关。包括初始组分为纯天然铝顽火辉石和铝顽火辉石+$Al_2O_3$ 样品的实验产物中普遍出现新生物相石榴子石，在初始组分铝顽火辉石中加入 15%$Al_2O_3$ 时(PG4)，则出现刚玉，随着实验 $p$-$T$ 条件升高和组分中 $Al_2O_3$ 的增加，新生石榴子石含量增加，粒度增大，沿铝顽火辉石粒间呈环状分布。初步估计，相同初始组分

(En+5%$Al_2O_3$)的样品，同样的保压恒温时间(4h)，随 $p$-$T$ 升高(PG-1→PG-2→PG-3)，新生石榴子石百分含量明显增加(10%→25%→35%)，提供了铝顽辉石向石榴子石转变的岩相学证据，含水样品的实验产物出现较多空洞，新生石榴子石极少，这与我们在尖晶石-石榴子石相转变研究中发现的含水样品的情况有相似之处，表明水起了抑制相转变的作用。

### 3.2 实验产物化学成分

从表 2 可以看出，辉石-石榴子石相转变实验产物中新生物相及其化学成分与初始组分和 $p$-$T$ 条件的依赖关系。同样的初始组分(如 En+5%$Al_2O_3$)，随 $p$-$T$ 升高(PG-1→PG-2→PG-3)，新生石榴子石百分含量增加，其镁铝榴石端员分子也增加(Pyr 71.4→78.6→80.6)，相反铁铝榴石端员分子降低(Alm14.5→12.6→11.7)。当在上述同样组分中加入少量水时(PG-6)，新生石榴子石的镁铝榴石端员分子明显降低(Pyr 67.6)，这与样品中极少发现新生石榴子石的现象，可能同样说明水起了抑制辉石—石榴子石之间相转变的作用。最富 $Al_2O_3$ 的样品(PG-4)产生了最富镁铝榴石端员分子的石榴子石(Pyr 86.2～88.7)和刚玉，而富 $Al_2O_3$ 含水样品没有产生刚玉。铝顽火辉石的成分分带现象十分明显，从颗粒中心到边缘，$Al_2O_3$ 的减少最为显著(降低约 1%～4%)，其次 CaO、FeO、$Cr_2O_3$ 等组分也不同程度减少，$SiO_2$、MgO 不同程度增加。这与本文相对低压下(1.8～2.0GPa)尖晶石＋铝顽辉石→石榴子石＋橄榄石相转变实验产物铝顽火辉石的成分分带规律完全相反，这种元素迁移变化规律符合铝顽火辉石→石榴子石＋贫铝顽火辉石相转变的需要。由于本次实验压力仅限于 4.5～5.5GPa，保压恒温时间才 2～4h，所以上述转变不可能十分彻底，但实验产物的岩相学和矿物化学成分变化规律已经指示了铝顽火辉石→石榴子石＋贫铝顽火辉石相转变的最终趋势，它依赖于实验的 $p$-$T$ 条件、组分和持续时间。

### 3.3 讨论

近些年我们在研究大别山—苏北—胶东超高压变质超镁铁岩时普遍发现石榴子石橄榄岩和石榴子石辉石岩中的辉石均为贫铝辉石，特别是斜方辉石为极贫铝($Al_2O_3$<0.2%)或无铝顽火辉石[8～10]，超镁铁岩的镁铝榴石中的辉石包体也是贫铝辉石，这提供了铝辉石向石榴子石＋贫铝辉石相转变的岩相学证据。据矿物 $p$-$T$ 平衡条件，超镁铁岩为高压(3.5～5.0GPa)低温(<1000℃)成因，它们与含柯石英榴辉岩相伴共生，表明二者同时经历过超高压变质作用。新近的工作同时在毛屋、碧溪岭、南山岭等地发现钛斜硅镁石、菱镁矿等高压矿物(形成深度>120～150km)，所以贫铝辉石-钛斜硅镁石-菱镁矿组合成为超镁铁岩超高压变质成因的标志[11]。本次实验采用天然样品在超高压(4.5～5.5GPa)下实现了铝顽火辉石向石榴子石的转变，铝顽火辉石边缘的 $Al_2O_3$ 显著降低表明了向贫铝顽辉石转变的趋势。可以预料，随着压力和保压恒温时间的增加，实验产物中石榴子石的百分含量要增加，铝顽火辉石最终也要转变为贫铝顽火辉石。当初始组分天然铝顽火辉石中加入 15%$Al_2O_3$ 时，实验产物出现石榴子石和刚玉，这一结果同时支持了高压带中与石榴子石橄榄岩共存的红刚玉石榴子石岩的超高压成因[12]。根据大别山—苏北—胶东高压带超镁铁岩岩石学、$p$-$T$ 平衡条件和本文超高压实验结果，推测深度达到约 120～150km 以上时，上地幔石榴子石橄榄岩主要由贫铝辉石＋石榴子石＋橄榄石组成。而根据中国东部新生代玄武岩中石榴子石橄榄岩(富铝辉石＋镁铝榴石＋橄榄石)$p$-$T$ 平衡条件计算，其形成深度大于 80km[5]，于是可以根据辉石的 $Al_2O_3$ 含量把上地幔石榴子石橄榄岩大体分为上下两层，推测由富铝辉石＋镁铝榴石＋橄榄石组成的石榴子石橄榄岩形成深度主要限于 80～120km。深度大于 120～

150km 时石榴子石橄榄岩趋向于由贫铝辉石＋石榴子石＋橄榄石组成。

## 4 结论

采用来自上地幔的天然样品，不同配比的初始组分和温压条件的实验结果，并应用于中国东部上地幔相转变的解释，得到如下初步结论：

(1) 在温度 1100℃，压力 1.8～2.0GPa 实现尖晶石二辉橄榄岩向石榴子石二辉橄榄岩转变，随初始组分尖晶石中 Cr 的增加，相转变要求更高的压力；在 1000℃左右和 4.5～5.5GPa 条件下，实现了铝顽火辉石向石榴子石的相转变，并出现铝顽火辉石向贫铝辉石转变的趋势，当初始组分铝顽火辉石加入 15%$Al_2O_3$ 时，产生石榴子石和刚玉的新相。

(2) 中国东部大陆上地幔 55～70km 深处存在几公里至十几公里厚的尖晶石二辉橄榄岩与石榴子石二辉橄榄岩相转变带，随着深度加大，石榴子石橄榄岩将从富铝石榴子石橄榄岩(70～120km)转变为贫铝石榴子石橄榄岩(>120～150km)。

(3) 含少量(3%)水条件的实验结果产生非闪石，说明水在地幔交代作用中的重要作用，但却抑制了尖晶石向石榴子石的相转变。

(4) 尖晶石(包括铬尖晶石和铝尖晶石)与顽火辉石的 Mg-Fe 成分分带是矿物粒间的 Mg、Fe 离子交换结果，除受温度的控制，其 Mg、Fe 离子交换方式还取决于各自的化学成分。矿物的 Al-Cr 分带是矿物中自身 Al、Cr 离子交换所致，除明显受自身的 Al/Cr 比和其它组分影响，可能还与矿物粒间离子交换程度与方式有关。

一些研究者采用人工合成样品在 CaO-MgO-$Al_2O_3$-$SiO_2$(CMAS)系统，实验测定了尖晶石二辉橄榄岩与石榴子石二辉橄榄岩的相转变的 $p$-$T$ 条件(1.6～1.9GPa)，以及当系统中加入 $Cr_2O_3$ 等其它少量组分对相转变产生的影响[13～16]。Brey 等(1990)采用天然矿物组合成原始二辉橄榄岩的实验研究，在 2.0 GPa，1100 C，加 1%$H_2O$，72 h；2.1 GPa，1000 C，加 5% $H_2O$，168.5 h 和 2.0 GPa，1200 C，13.75h 条件下均未产生石榴子石[17]。而本次实验采用不同组成的天然样品，在相对低的 $p$-$T$ 条件($T$=1100 C，$p$=1.8～2.0GPa)和短的保温恒压时间(1.5～4h)，实现了尖晶石二辉橄榄岩向石榴子石二辉橄榄岩的相转变。同样，超高压下(4.5～5.5GPa)辉石向石榴子石的相转变也在很短时间内实现。所以，考虑到上地幔组成上差异和漫长的地质演化历史，上地幔相转变的真实条件需要进一步研究。

## 参 考 文 献


[1] Ringwood, A. E., 1967, The pyroxene-garnet trasformation in the earth's mantle. Earth Planet Sci. Letters, 2: 255～263.

[2] Willkinson, J. F. G. and Le Maitre, R. W., 1987, Upper mantle amphiboles and micas and $TiO_2$, $K_2O$, and $P_2O_5$ abundances and $100Mg/(Mg+Fe^{2+})$ ratios of common basalts and andesites: Implications for modal mantle metasomatism and undepleted mantle compositions. J. Petrol, 28: 37～73.

[3] 樊祺诚、刘若新、马宝林，1992，中国上地幔角闪石及其成因意义，矿物学报，4：353～358。

[4] Ozawa, K., 1984. Olivine-spinel geospeedometry: Analysis of diffusion-controlled Mg-$Fe^{2+}$ exchange. Geochim Cosmochim Acta, 48: 2597～2611.

[5] Fan, Q. C. and Hooper, P. R., 1989, The mineral Chemistry of ultromafic xenoliths of eastern China: Implications for upper mantle composition and the paleogeotherms. J. Petrol., 30(5): 1117～1158.

[6] 樊祺诚、刘若新，1990，上地幔尖晶石-石榴子石复合橄榄岩与相转变，中国上地幔特征与动力学论文集(中国矿物岩石地球化学学会地幔矿物岩石地球化学专业委员会主编)，地震出版社，72～82

[7] 樊祺诚、刘若新，1994，河南鹤壁晚第三纪玻基辉橄岩筒中尖晶石/石榴子石二辉橄榄岩及成因，中国矿物学岩石学地球化学研究新进展(欧阳自远主编)，兰州大学出版社，141～142。

[8] 樊祺诚、刘若新、马宝林，1992，苏北一胶南高压变质超镁铁质岩的初步研究，岩石学报，1：90～95。

[9] 樊祺诚、刘若新、马宝林等，1996，大别山飞屋超高压变质镁铁-超镁铁岩的原岩与变质作用，岩石学报，12(1)：29～47。

[10] 刘若新、樊祺诚、李惠民等，1995，大别山碧溪岭石榴橄榄岩-榴辉岩体的原岩性质及同位素年代学的启示，岩石学报，11(3)：243～256。

[11] 樊祺诚、刘若新、张旗等，1996，大别山超高压变质带镁铁-超镁铁岩的岩石学与高压矿物组合，中国科学，26(3)：265～270。

[12] 樊祺诚、刘若新、马宝林等，1992，东海芝麻坊的红刚玉石榴子石岩，岩石学报，3：291～295。

[13] MacGregor, I.D., 1970, The effect of CaO, $Cr_2O_3$, $Fe_2O_3$ and $Al_2O_3$ on the stability of spinel and garnet peridotites. Phys Earth Planet Interiors, 3:372～377.

[14] O'Neill, H. St.C., 1981, The transition between spinel lherzolite and garnet lherzolite, and its use as a geobarometer. Contrib Miner Petrol, 77:185～194.

[15] Gasparik, T., 1984, Two-pyroxene thermobarometry with new experimental data in the system CaO-MgO-$Al_2O_3$-$SiO_2$. Contrib Miner Petrol, 87:87～97.

[16] Carroll Webb, S.A. and Wood, B.J., 1986, Spinel-pyroxene-garnet relationship and their dependence on Cr/Al ratio. Contrib Miner Petrol, 92:471～480.

[17] Brey, G.P., Kohler, T. and Nickel, K.G., 1990, Geothermorbarometry in four-phase lherzolites I. Experimental results from 10 to 60kb. J Petrol, 31:1313～1352.

# 中国东南部陆缘裂谷带中双峰火山岩的双岩浆源模型

## ——元素及钕、铅、锶同位素证据[0]

方　中　陶仙聪　夏邦栋　张根娣

（南京大学地球科学系，南京 210093）

李　惠　民

（天津地质矿产研究所，天津 300170）

**摘　要**　作者分别研究了海南岛和下扬子地区裂谷带古生代和早中生代双峰火山岩的元素地球化学，以及 U-Pb、Sm-Nd 和 Rb-Sr 同位素地球化学。海南岛双峰火山岩套中的拉斑玄武岩具有典型亏损地幔特征；而下扬子区双峰火山岩套中的基性端员火山岩由于受到元古宙大陆地壳岩石的混染作用，相对地富集不相容元素，同位素亦具有富集化特征。但是，上述两地双峰火山岩组合中的酸性端员火山岩却都是大陆地壳岩石重熔的产物。从而提出并证明了陆缘裂谷带中双峰火山岩成因的双岩浆源模型。

**关键词**　双峰火山岩　大陆裂谷作用　U-Pb 地质年代学　Nd-Sr 同位素

## 1　引言

大陆裂谷带岩浆作用一直是近期地球科学研究的热点。借此研究和了解大陆的分裂，陆内或陆间盆地的形成机理；探讨陆下地幔演化特征，以及岩浆岩源区的化学和同位素特征等[1~8]。笔者研究了海南岛和下扬子裂谷带中两套双峰火山岩的元素和同位素地球化学特征。在大地构造位置上，海南岛属于华南板块的南缘；下扬子区则属于扬子板块的东缘。在晚古生代和早中生代，上述地区的地壳处于张引力条件之下，裂谷作用引发了双峰火山岩套的形成[9~12]。

## 2　海南岛的双峰火山岩

### 2.1　地质背景

海南岛位于南海的北缘，为一大陆型岛屿。花岗岩类岩石的分布占全岛面积 37% 以上。

[0] 国家自然科学基金和澳大利亚国立大学地球科学研究院资助项目。

岩性主要为似斑状花岗岩，Rb-Sr 全岩等时线年龄为 231.6～320Ma。还有中生代花岗岩，年龄为 235.1～87.5Ma[13~15]。岛北部的新生代玄武岩亦占有较大面积。在岛中部，出露有前中生代沉积变质岩，主要是千枚岩、片岩、片麻岩和少量混合花岗岩。在晚古生代以碎屑岩为主的地层中，广泛发育了多层受裂谷断裂控制的河流相山间型砾岩。碎屑岩的岩石学和岩石化学研究结果表明，它们形成于大陆裂谷构造背景。在裂谷演化到由陆内裂谷向陆间裂谷过渡的阶段，即告终止。裂谷盆地是一个向西开口的海湾[16~18]。

双峰型变质火山岩出露在岛西部，沿昌江—安定大断裂呈东西向断续分布，延长约 80km。火山岩由层状拉斑玄武岩和石英流纹岩组成，与变质砂岩、千枚岩呈韵律互层，构成石碌群岩石的一部分。双峰火山岩带的西部以玄武岩为主，有少量流纹岩。玄武岩最大厚度达 140m。岩带东部则以流纹岩为主，最大厚度有 20m。并有少量玄武岩。在浅变质沉积岩中，含有腕足类、苔藓虫和海百合茎等海相化石[10]。由此表明，这套火山-沉积旋回属石炭纪。与变质沉积岩的 Rb-Sr 全岩等时线年龄 330～311Ma 相符合[16]。

### 2.2 双峰火山岩的元素地球化学

双峰火山岩带西部（军营和石碌地区），基性火山岩以细碧岩为代表，而在中—东部则为阳起石岩。在 $FeO^*$-($K_2O+Na_2O$)-MgO 图中，这些变质基性火山岩均落入拉斑玄武岩区。在 $TiO_2$-$K_2O$-$P_2O_5$ 图中，大部分样品划归海洋拉斑玄武岩。它们的不相容元素丰度型式有两类：①火山岩带西端，军营的细碧岩（图 1 中样号 1）具有 N-MORB 特征。如丰度较低，曲线型式平缓，且具有 Nb 正异常等。②岩带中段和东段的拉斑玄武岩（图 1 中样号 5、6 和 10）则具有 E-MORB 和初始裂谷拉斑玄武岩（IRT）的元素丰度型式。在 Zr-Nb-Y 图和 Zr-Zr/Y 图中，岩带东部的所有拉斑玄武岩样品均位于板内玄武岩区（WPB）[19,20]。

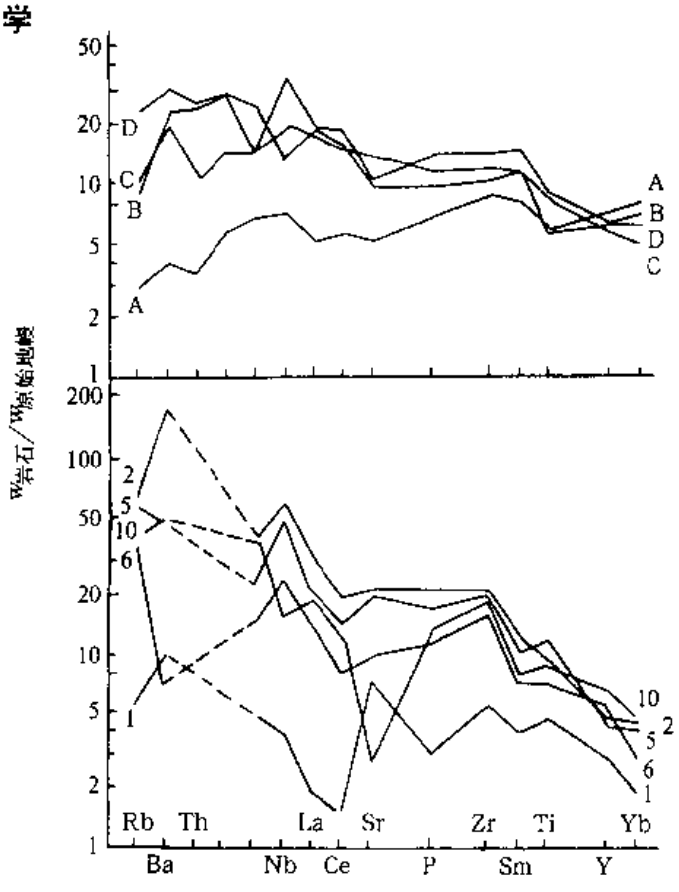



图 1 海南岛石炭纪双峰火山岩中玄武岩的不相容元素丰度型式

上图为不同构造背景中玄武岩的特征型式：A—正常洋中脊玄武岩；B—富集化洋中脊玄武岩；C—初始裂谷拉斑玄武岩；D—大陆拉斑玄武岩

下图为海南岛石炭纪双峰火山岩中玄武岩的型式。对应的样品号为：1—JYVR；2—SL-6-A；5—FR-SK-10；6 FR-SK-12；10—LY-23-8（见表 1）

双峰火山岩中，基性端员岩石有两种稀土配分型式（图 2）：①军营细碧岩（样号 JYVR）具有类似 N-MORB 型式。特点是 LREE 轻微亏损，曲线型式平缓，$\delta Eu$ 正异常，且 $\Sigma REE$ 总量较低。②其他拉斑玄武岩则具有 E-MORB 型式[21]。而 SL-6-A 和 FR SK-17 两个样品因位于后期花岗岩侵入接触带附近，受变质作用影响使其稀土配分型式稍有变化。

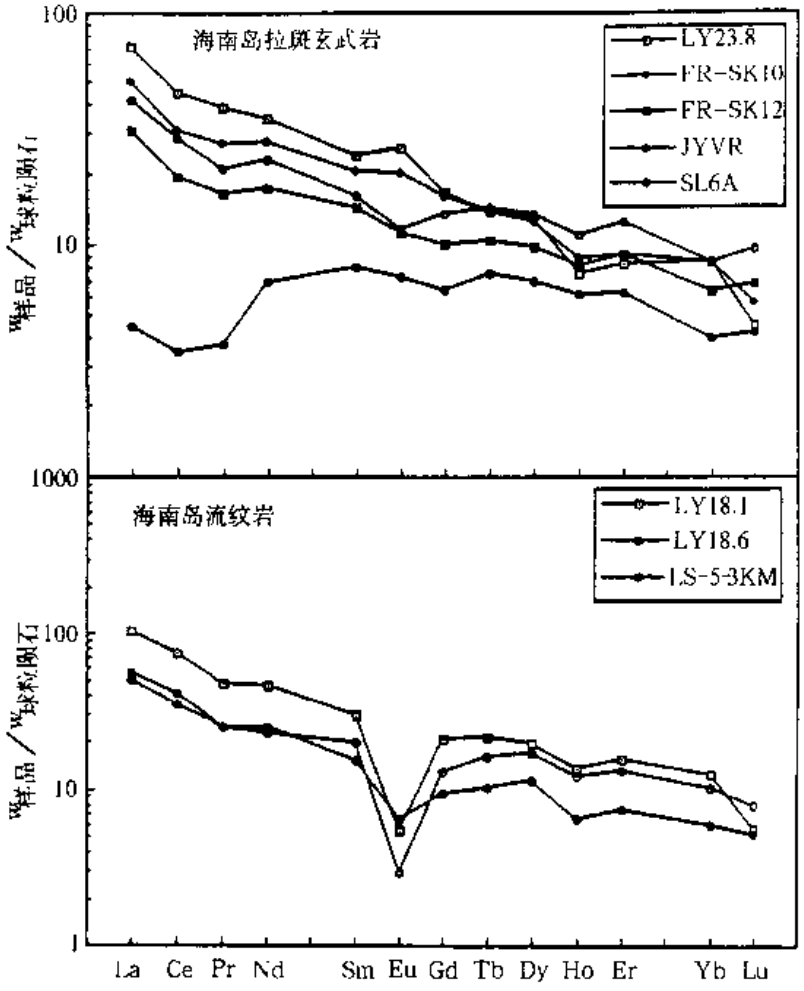



图 2 海南岛石炭纪双峰火山岩中的稀土元素丰度型式

图右上角为样品编号

但是，双峰火山岩中的酸性端员流纹岩富含 $K_2O$ 和 Rb，富含 LREE，并有明显 δEu 负异常(图 2)。这些特征与晚古生代壳源型花岗岩的特征非常相似[14,15,16,22]。

### 2.3 双峰火山岩的钕、锶同位素组成

双峰火山岩的 Sm-Nd 和 Rb-Sr 同位素资料列于表 1 中。在计算岩石 $\varepsilon_{Nd}(t)$值时，年龄取值为 $t=330$Ma，这是按与火山岩互层的石碌群中沉积变质岩 Rb-Sr 全岩等时线年龄确定的[16]。岩带西端的军营细碧岩(样号 JYVR)具有最高的$^{147}Sm/^{144}Nd$ 值和$^{143}Nd/^{144}Nd$ 值，以及相应的高 $\varepsilon_{Nd}(t)$值 6.82。岩带中段的拉斑玄武岩具有中等的$^{147}Sm/^{144}Nd$ 值和$^{143}Nd/^{144}Nd$ 值。而岩带东段的玄武岩(样号 LY-23-8)则具有较低的 $\varepsilon_{Nd}(t)$值 4.23(表 1，图 3)。Sm-Nd 同位素特征表明，这些基性火山岩来源于亏损上地幔。军营细碧岩更是来源于部分熔融程度较高的亏损上地幔源区，而与中、东段地区的拉斑玄武岩有所不同[23]。而由于受到后期花岗岩侵入作用的影响，在侵入接触带附近的两个玄武岩样品(样号 SL-6-A；FR-SK-17)具有最低的 Sm-Nd 同位素比值和 $\varepsilon_{Nd}(t)$值为负值。在图 3 中，这两个样品位于图的左下方，靠近壳源岩石区。

双峰火山岩中的酸性端员，流纹岩和含石英斑晶的流纹岩，它们的$^{147}Sm/^{144}Nd$ 值和$^{143}Nd/^{144}Nd$值几乎一致。且 $\varepsilon_{Nd}(t)$均为负值，−6.72～−6.96(表 1，图 3)。其模式年龄 $t_{DM}$为 1562～1610Ma。这一模式年龄接近于石碌群浅变质碎屑岩中浑圆形碎屑锆石的 U-Pb 年龄

**表 1　海南岛石炭纪双峰火山岩的 Sm-Nd 和 Rb-Sr 同位素测定结果**

| 项目 | (1) JYVR | (2) SL-6-A | (3) FR-SK-6 | (5) FR-SK-10 | (6) FR-SK-12 | (8) FR-SK-14 | (9) FR-SK-17 | (10) LY-23-8 | (11) SL-5-3KM | (12) LY-18-1 | (13) LY-18-6 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 细碧岩 | 细碧岩 | 拉斑玄武岩 | | | | | 拉斑玄武岩 | 流纹岩 | 石英流纹斑岩 | |
| $w(Sm)/10^{-6}$ | 2.29 | 6.09 | | 6.25 | 4.30 | | 8.50 | 7.67 | 4.33 | 8.79 | 4.73 |
| $w(Nd)/10^{-6}$ | 5.85 | 27.89 | | 25.32 | 17.00 | | 42.76 | 35.12 | 20.88 | 41.09 | 22.32 |
| $^{147}Sm/^{144}Nd$ | 0.23648 | 0.13208 | | 0.14927 | 0.15308 | | 0.12017 | 0.13205 | 0.12528 | 0.1297 | 0.1281 |
| $^{143}Nd/^{144}Nd$ | 0.513086±11 | 0.512236±7 | | 0.512935±12 | 0.512906±7 | | 0.512318±6 | 0.512727±6 | 0.512139±14 | 0.512154±7 | 0.512158±7 |
| $\varepsilon_{Nd}(0)$ | 8.50±0.22 | −8.07±0.13 | | 5.56±0.23 | 5.00±0.23 | | −6.47±0.12 | 1.51±0.12 | −9.97±0.27 | −9.68±0.13 | −9.61±0.13 |
| $\varepsilon_{Nd}(330Ma)$ | 6.82 | −5.35 | | 7.56 | 6.84 | | −3.25 | 4.23 | −6.96 | −6.86 | −6.72 |
| $t_{DM}/Ma$ | | 1518 | | 460 | 545 | | 1228 | 716 | 1562 | 1610 | 1578 |
| $w(Rb)/10^{-6}$ | 4.88 | | 34.74 | 47.24 | 29.02 | 14.94 | 113.0 | 35.61 | 536 | 241 | 334 |
| $w(Sr)/10^{-6}$ | 183.20 | | 442.61 | 458.63 | 218.66 | 308.35 | 205.30 | 489.07 | 19 | 12 | 28 |
| $^{87}Rb/^{86}Sr$ | 0.07714 | | 0.22731 | 0.29815 | 0.38439 | 0.14026 | 1.59713 | 0.210663 | 83.80 | 58.41 | 37.06 |
| $^{87}Sr/^{86}Sr$ | 0.70906±12 | | 0.71201±4 | 0.70904±7 | 0.71660±19 | 0.71244±11 | 0.73561±56 | 0.70526±54 | 0.97993±2 | 0.72222±1 | 0.85751±2 |

注：表中拉斑玄武岩经区域变质作用和蚀变作用已变质成为阳起石岩或阳起石斑岩；第 2、11 号样品位于石碌铁矿主矿体附近，蚀变强烈；

表用有关常数和计算公式为：

$^{143}Nd/^{144}Nd$ 标准比值为 0.7219；

$\varepsilon_{Nd}(t)=\{[(^{143}Nd/^{144}Nd)_{样品}/(^{143}Nd/^{144}Nd)_{tCHUR}]-1\}\times10^4$，其中$(^{143}Nd/^{144}Nd)^0_{CHUR}=0.51265$；$(^{147}Sm/^{144}Nd)^0_{CHUR}=0.1967$；

$t_{DM}=\frac{1}{\lambda}\ln\{1+[(^{143}Nd/^{144}Nd)_{样品}-(^{143}Nd/^{144}Nd)_{DM}/(^{147}Sm/^{144}Nd)_{样品}-(^{147}Sm/^{144}Nd)_{DM}]\}$；

其中$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{DM}=0.513163$，$(^{147}Sm/^{144}Nd)_{DM}=0.225$，$\lambda=6.54\times10^{-12}/a$。

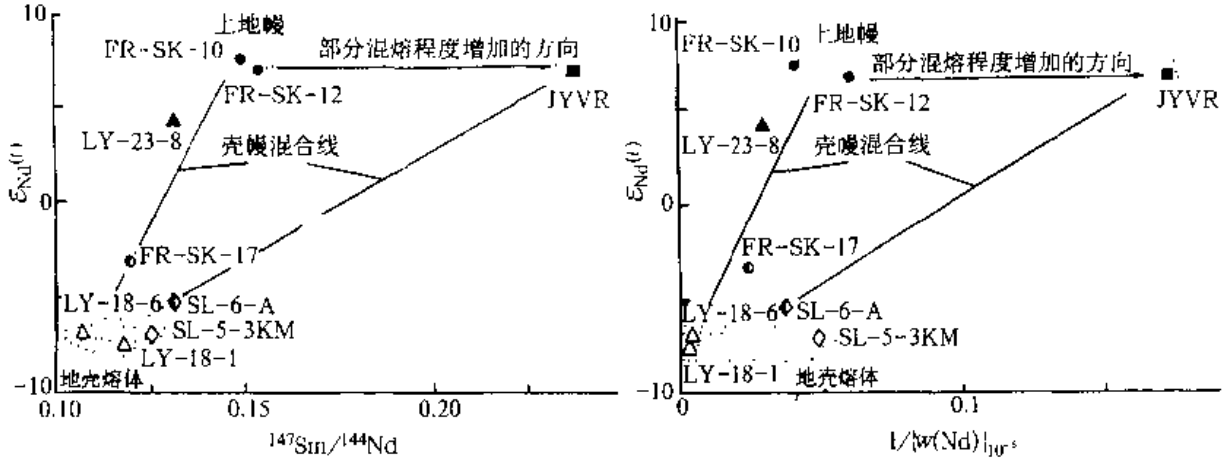



图 3　海南岛石炭纪双峰火山岩 Nd 同位素演化图

图中的样品号同表 1

1.35Ga[16]；且和抱板群混合片麻岩的 Sm-Nd 全岩等时线年龄 1.70Ga 相吻合[24]。流纹岩的 Nd 和 Sr 同位素特征与该岛广泛出露的海西—印支期花岗岩的特征符合[25]。表明它们是在裂谷作用不同阶段，由裂谷带高热流条件下，地壳深部岩石重熔作用岩浆的不同产物。

## 3　下扬子区双峰火山岩

### 3.1　地质背景

笔者等(1994)在江苏省南部的晚二叠世龙潭组含煤岩层上部发现了贯入其中的双峰式次火山岩[26]。事实上，在下扬子断陷带中，在晚古生代各组地层中或多或少均曾有火山岩或火山沉积岩存在[9,11,12,26,27,28]。显示出自泥盆纪以后至早三叠纪该区主要处于地壳拉张构造背景，但以二叠纪为最大扩张期。

双峰式次火山岩中的玄武岩在龙潭组上部含煤层中呈岩床产出，烘烤煤层形成焦炭，或使黑色泥岩部分退色。其厚度由 20～300cm 不等。岩石中的暗色矿物多已蚀变。玄武岩在 AFM 分类图中分属于拉斑质和钙碱质两类。前者位于断陷带中部的宜兴地区，后者位于苏南断陷带南侧的安徽省广德地区和北侧的南京、镇江地区。玄武岩中不相容元素分布型式与国际大陆裂谷玄武岩的型式相似[29]。

双峰次火山岩中的酸性端员为流纹英安岩。与玄武岩共存于镇江地区煤矿中。在镇江地区，两种端员岩石之间的 $SiO_2$ 百分含量的缺口达 20%左右，呈明显的双峰型式。流纹英安岩中不相容元素的分布型式与下扬子区古老变质岩的型式相似；其稀土元素含量与陆壳岩石的平均组成相近，这些特征表明，流纹英安岩可能来源于古老地壳岩石的重熔作用[30,31]。

### 3.2　单颗粒锆石 U-Pb 地质年代学

笔者等(1994)在双峰火山岩中发现有 3 种成因类型的单颗粒锆石。①同生锆石，以浅黄色和良好晶形为特征。同生锆石是玄武安山岩中的主要锆石类型。在流纹英安岩中亦有发现。②捕虏晶锆石，以淡紫的颜色，外形为浑圆形或其他晶形为特征。在流纹英安岩中，捕虏晶锆石数量多于同生锆石。在玄武安山岩中捕虏晶锆石数量少于同生锆石。③变生锆石，为无色透明，细长条形锆石，仅有少量见于玄武安山岩中。笔者共分析测定 CB-1 玄武安山岩中 3 类锆石的 7 组 U-Pb 同位素年龄数据；和 XLS-1 流纹英安岩中 2 类锆石的 6 组 U-Pb 同

位素年龄数据。在单颗粒锆石 U-Pb 同位素分析实验流程中，鉴于锆石中$^{238}U$和放射成因$^{206}Pb$的丰度最高，测量的精确度最好，因此在论文中讨论时均采用$^{206}Pb/^{238}U$计算的年龄值（表 2）。

CB-1 玄武安山岩中 3 个同生锆石的$^{206}Pb/^{238}U$年龄平均值为 231.2Ma±2.5Ma；2 个捕虏晶锆石的$^{206}Pb/^{238}U$年龄分别是 2281Ma 和 746Ma；2 个变生锆石的$^{206}Pb/^{238}U$年龄分别为 156.5Ma 和 128.6Ma。

XLS-1 流纹英安岩中仅有两种类型锆石。其中，2 个同生锆石$^{206}Pb/^{238}U$年龄平均值为 234.5Ma±5.7Ma；4 个捕虏晶锆石的$^{206}Pb/^{238}U$年龄分别为 1949Ma，1792Ma，661Ma 和 542Ma（表 2）。

上述玄武安山岩和流纹英安岩中的同生锆石年龄几乎相同，表明双峰火山岩两端员岩石组合的同时性特征。而流纹英安岩中的捕虏晶锆石数量明显多于同生锆石。这一事实揭示这种酸性火山岩有可能是由古老大陆地壳经重熔作用演化而来。

### 3.3 Nd，Sr，Pb 同位素地球化学

下扬子区双峰火山岩的 Nd、Sr 和 Pb 同位素组成列于表 3。在 Nd-Sr 同位素比值图中，玄武岩位于陆下岩石圈地幔区（SCLM）和大陆地壳区（CC）之间。而流纹英安岩则完全落入大陆地壳范围（图 4）。尤其值得一提的是，流纹英安岩的钕同位素模式年龄 $t_{DM}$ 为 1943Ma，与岩石中最古老的捕虏晶锆石 U-Pb 年龄 1949Ma 几乎相等。所有 Sm-Nd 同位素和 U-Pb 年代学结果佐证，玄武质岩浆曾经明显地遭受过前寒武纪地壳岩石的混染作用。流纹英安岩则是由元古宙地壳岩石经过改造重熔作用的岩浆演化的结果。而元古宙岩石显然是下扬子区最主要的，古老的地壳组成岩石。

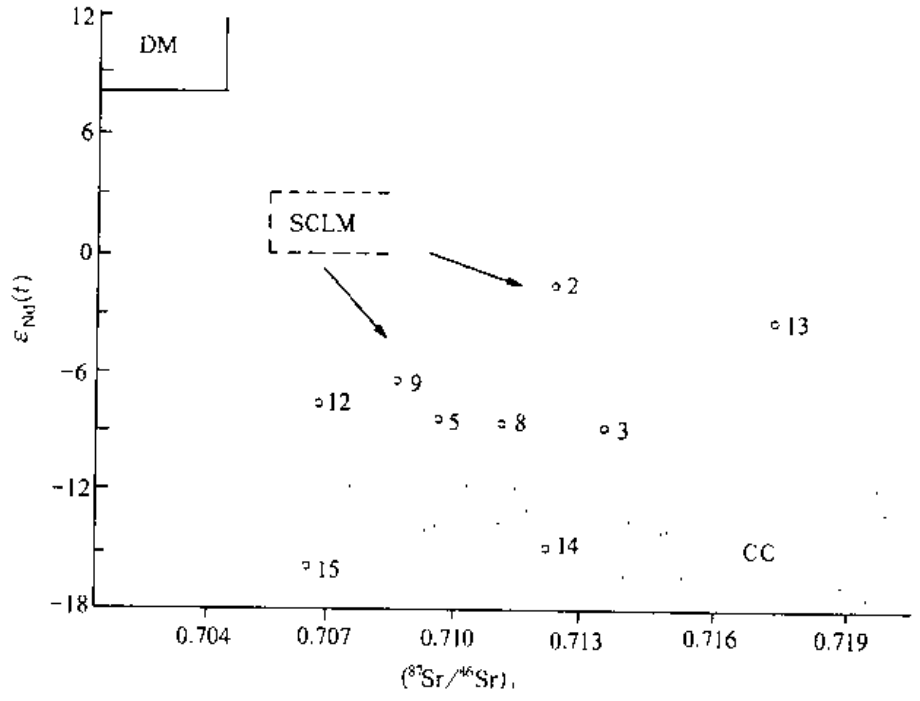



图 4　下扬子区双峰火山岩 $\varepsilon_{Nd}(t)$ - $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 演化图

DM—亏损地幔；SCLM—陆下岩石圈地幔；CC—大陆地壳。箭头表示地壳混染作用增加的方向。图中样品编号同表 3

表 2　下扬子区双峰式火山岩中单颗粒锆石 U-Pb 同位素分析结果

| 样品号 | | 锆石成因矿物学类型 | 样重/μg | 原子数比值 | | | | | 表面年龄值/Ma | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{206}Pb$ | $^{206}Pb/^{238}U$ | $^{207}Pb/^{235}U$ | $^{207}Pb/^{206}Pb$ | $^{206}Pb/^{238}U$ | $^{207}Pb/^{235}U$ | $^{207}Pb/^{206}Pb$ |
| 92CB-1 玄武岩 | 1 | Ⅰ同生锆石 | 5 | 25993 | 0.06570 | 0.03659<br>(87) | 0.2935<br>(1115) | 0.05816<br>(2036) | 231.7 | 261.3 | 536 |
| | 2 | | 5 | 71 | 0.3418 | 0.03686<br>(185) | 0.7633<br>(2536) | 0.1502<br>(386) | 233.4 | 575.9 | 2348 |
| | 3 | | 10 | 141 | 0.1290 | 0.03648<br>(47) | 0.4415<br>(574) | 0.08777<br>(1036) | 231.0 | 371.3 | 1378 |
| | 4 | Ⅰ捕虏晶锆石 | 5 | 240 | 0.09265 | 0.1227<br>(37) | 1.031<br>(553) | 0.06093<br>(3089) | 746 | 719 | 637 |
| | 5 | | 1 | 143 | 0.2176 | 0.4245<br>(310) | 9.530<br>(3469) | 0.1628<br>(563) | 2281 | 2390 | 2485 |
| | 6 | Ⅱ后期变生锆石 | 5 | 836 | 0.1138 | 0.02015<br>(12) | 0.1406<br>(129) | 0.05061<br>(438) | 128.6 | 133.6 | 223.3 |
| | 7 | | 5 | 114 | 0.1367 | 0.02457<br>(47) | 0.2040<br>(579) | 0.06020<br>(1600) | 156.5 | 188.5 | 611 |
| 92XLS-2 流纹英安岩 | 1 | Ⅰ同生锆石 | 5 | 519 | 0.1851 | 0.03752<br>(237) | 0.6224<br>(1643) | 0.1203<br>(272) | 237.4 | 491.4 | 1961 |
| | 2 | | 5 | 53 | 1.113 | 0.03658<br>(399) | 2.057<br>(506) | 0.4078<br>(571) | 231.6 | 1135 | 3938 |
| | 3 | | 5 | 23 | | 0.03781<br>(423) | 0.09797<br>(53844) | 0.01879<br>(10128) | 239 | 94.9 | |
| | 4 | Ⅰ捕虏晶锆石 | 5 | 120 | 0.1556 | 0.08774<br>(408) | 1.111<br>(511) | 0.09187<br>(3813) | 542 | 759 | 1465 |
| | 5 | | 10 | 169 | 0.1829 | 0.1079<br>(23) | 1.710<br>(347) | 0.1149<br>(219) | 661 | 1012 | 1878 |
| | 6 | | 10 | 4825 | 0.08888 | 0.3204<br>(12) | 4.961<br>(42) | 0.1123<br>(8) | 1792 | 1813 | 1837 |
| | 7 | | 5 | 3856 | 0.1123 | 0.3531<br>(15) | 6.121<br>(89) | 0.1257<br>(16) | 1949 | 1993 | 2039 |

注：1. $^{206}Pb/^{204}Pb$ 已对实验空白本底($m(Pb)=0.030ng$，$m(U)$ 0.002ng)及同位素稀释剂进行过校正。2. 原子数比值栏括号内数字为 $2\sigma$ 绝对误差。3. 年龄计算用衰变常数：$\lambda^{238}U=1.55125\times10^{-10}/a$；$\lambda^{235}U=9.84850\times10^{-10}/a$。

表 3　下扬子区双峰式火山岩 Nd、Sr、Pb 同位素组成[1]

| 样品号 | HS-2 | BPQ-5 | GD-1 | XLS-10 | CB-1 | CB-4 | XXZ | XLS-1 | XLS-6 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 采样地点 | 南京湖山 | 广德葆青 | 镇江古洞 | 镇江小力山 | 宜兴川埠 | 宜兴川埠 | 宜兴小张墅 | 镇江小力山 | 镇江小力山 |
| 岩石类型[2] | CAB | CAB | CAB | CAB | BA | TH | BA | RD | RD |
| $\frac{w(Sm)}{10^{-6}}$ | 3.76 | 7.23 | 7.71 | 6.20 | 6.85 | 7.35 | 6.90 | 4.08 | 5.18 |
| $\frac{w(Nd)}{10^{-6}}$ | 19.20 | 40.20 | 39.67 | 32.20 | 28.58 | 36.70 | 30.08 | 23.01 | 30.39 |
| $\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd}$ | 0.1185 | 0.1088 | 0.1176 | 0.1165 | 0.1450 | 0.1211 | 0.1391 | 0.1073 | 0.1031 |
| $\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}$[3] | 0.512452 (11) | 0.512343 (19) | 0.512201 (19) | 0.512138 (10) | 0.512117 (9) | 0.512154 (8) | 0.512178 (18) | 0.511686 (9) | 0.511738 (8) |
| $\varepsilon_{Nd}(t)$[4] | −1.29 | −3.13 | −6.18 | −7.36 | −8.62 | −7.19 | −7.26 | −15.91 | −14.77 |
| $\frac{w(Rb)}{10^{-6}}$ | 20 | 34 | 24.8 | 24 | 27.2 | 24 | 27.3 | 82.8 | 85.8 |
| $\frac{w(Sr)}{10^{-6}}$ | 680 | 1208 | 1224 | 999 | 292.4 | 526 | 414 | 256 | 589 |
| $\frac{^{87}Rb}{^{86}Sr}$ | 0.0851 | 0.0814 | 0.0586 | 0.1307 | 0.2691 | 0.1320 | 0.1908 | 0.4211 | 0.9375 |
| $\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}$ | 0.71275 (4) | 0.71793 (4) | 0.70887 (3) | 0.70744 (2) | 0.71455 (5) | 0.71040 (5) | 0.71175 (2) | 0.70970 (2) | 0.71366 (4) |
| $\varepsilon_{Sr}(t)$[5] | 114.5 | 188.2 | 60.7 | 36.9 | 131.3 | 74.7 | 95.3 | 30.9 | 111.6 |
| $\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$ | 18.323 | 17.786 | 17.833 | | 18.158 | 17.817 | 18.117 | 17.033 | |
| $\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}$ | 15.463 | 15.408 | 15.517 | | 15.520 | 15.378 | 15.549 | 15.388 | |
| $\frac{^{208}Pb}{^{204}Pb}$ | 37.992 | 37.836 | 38.008 | | 38.344 | 37.860 | 38.426 | 37.067 | |

① Nd 和 Sr 同位素分析由笔者在南京大学完成。Pb 同位素分析由天津地质矿产研究所完成。

② CAB—钙碱性玄武岩；BA—玄武安山岩；TH—拉斑玄武岩；RD—流纹英安岩。

③ $^{143}Nd/^{144}Nd$ 值已由 $^{143}Nd/^{144}Nd=0.7219$ 进行校正。分析误差 $2\sigma$ 水平。

④ $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值计算用参数：$(^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR}(0)=0.1967$；$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR}(0)=0.512638$；$t=234Ma$。

⑤ $\varepsilon_{Sr}(t)$ 值计算用参数：$(^{87}Rb/^{86}Sr)_{CHUR}(0)=0.085$；$(^{87}Sr/^{86}Sr)_{CHUR}(0)=0.7047$；$t=234Ma$。

在下扬子区双峰火山岩的Nd-Pb同位素特征图上(图5),玄武岩分布在亏损地幔(DM)区和大陆地壳(CC)区之间。其中钙碱性玄武岩趋近于亏损地幔区,拉斑玄武岩偏向陆壳区。这种分布特征在Nd-Sr同位素特征图上(图4)亦很明显。综合玄武质岩石中的元素和Nd、Pb、Sr同位素特征,可以看出,拉斑玄武岩受地壳岩石混染程度要大于钙碱质玄武岩。而流纹英安岩则是地壳岩石重熔作用的岩浆产物。双峰火山岩两种端员岩石的成因和物质来源全然不同。

## 4 讨论与结论

### 4.1 海南岛和下扬子区双峰火山岩中玄武岩的岩浆源区性质有差异

海南岛双峰火山岩中,正常的玄武岩 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 4.23~7.56,呈MORB或OIB性质。它们来源于没有遭受地壳混染的亏损地幔源区。朱炳泉等(1989)研究过琼北新生代玄武岩Nd、Sr、Pb同位素地球化学[32]。把本文研究的古代裂谷玄武岩与新生代裂谷玄武岩相比,地球化学特征十分相似。这些事实证明了琼-雷裂谷带陆下地幔的化学组成在时间上和空间上的长期稳定性。

而下扬子区双峰火山岩中的玄武岩 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 为负值。在 $^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{207}Pb/^{204}Pb$ 构造演化图上,下扬子区的玄武岩位于地幔与上地壳演化线之间,表明是这两种来源于铅同位素混合的结果。在玄武安山岩中还存在古元古代和震旦纪捕虏晶锆石,表明该区陆下地幔受到了明显地壳混染作用。周新华等(1992)报道,上海和东海地区晚白垩世和老第三纪隐伏玄武岩。其 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 值分别为0.512305~0.512896和0.512486;它们的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值低达-5.2和-5.7。周新华等认为是有大量地壳岩石加入玄武岩浆的结果[33,34],与本文的研究相似。可见,在下扬子区存在着一定规模的富集化玄武岩的岩浆源区。

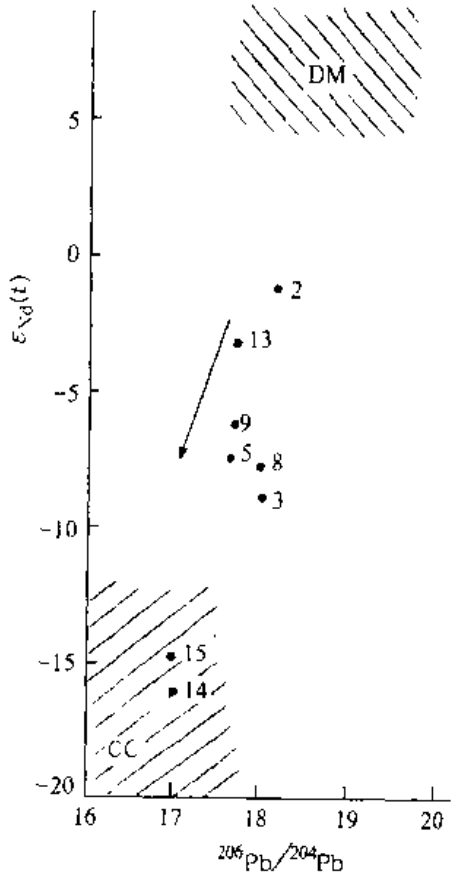



图5 下扬子区双峰火山岩 $\varepsilon_{Nd}(t)$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 演化图

图中符号同图4

### 4.2 下扬子区在古生代和中生代可能存在两个深浅不同的,受地壳岩石混染程度不同的玄武岩岩浆源区

陈道公等(1991)和戈霞臣等(1994)都曾经测定下扬子区新生代玄武岩同位素组成,$\varepsilon_{Nd}(t)$值分别为3.3~6.4和4.2~6.9;$^{87}Sr/^{86}Sr$ 值从0.7034至0.7041不等。由此认为下扬子区陆下地幔性质具有OIB型地幔特征[35,36]。而本文测定的231.2Ma玄武岩中,位于苏南断陷带南北两侧大断裂附近(安徽广德和南京镇江地区)的钙碱性玄武岩 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值-1.29~-7.36。笔者曾在约20kg岩石样品中未找见可靠的单颗粒锆石。而位于中部(宜兴地区)的拉斑质玄武安山岩,其 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值低达-7.19~-8.62;岩石中放射性铅同位素丰度较高;岩

石中存在有元古宙捕虏晶锆石。再结合两种玄武岩之间其他地球化学性质的差异，可以认为，钙碱性玄武岩的源区所处构造部位较深，受地壳岩石混染较少的玄武质岩浆源区。而玄武安山岩则是受到明显地壳混染的玄武岩岩浆源区的产物[37,38]。

**4.3 两地区双峰火山岩组合中的酸性火山岩具有类似的成因，都是壳源岩石重熔作用的产物**

两地区双峰火山岩组合中的两种端员岩石之间，无论是元素地球化学或者是同位素特征均存在极大差异。表明它们的岩石成因和物质来源都是分离的。

然而，把海南岛的流纹岩与海西—印支期壳源改造型似斑状花岗岩的地球化学性质比较，的确存在很大相似性[13,15,25]。流纹岩的钕同位素特征与抱板群混合片麻岩也极为相近[24]。因此，海南岛双峰火山岩中的流纹岩不是玄武岩浆结晶分异作用的产物。而是裂谷带高热流条件下元古宙深层地壳岩石改造重熔岩浆的产物。

在下扬子区双峰火山岩中的流纹英安岩的体积数量很少。但本区玄武质岩石的出露规模亦小。且两者地球化学特征迥异。因此，流纹英安岩仍然不可能是玄武岩浆结晶分异作用的产物。但是流纹英安岩与下扬子区安徽省南部元古宙沉积变质岩和古生代沉积岩的钕同位素组成($^{143}Nd/^{144}Nd=0.511774\sim0.512207$；$t_{DM}=1630\sim2120Ma$)很接近[39]。此外，流纹英安岩中多量元古宙捕虏晶锆石等特性表明，该岩石亦是在裂谷拉张期高热流条件下深部地壳岩石重熔作用造成的酸性火山岩。

综上所述，可见裂谷带双峰火山岩是由地幔和地壳两种岩浆源区岩浆喷发形成的火山岩组合。笔者称之为双峰火山岩的双岩浆源模式。这种双峰火山岩形成机理在其他各种时代的裂谷带亦具有广泛性意义[40~43]。

**致谢** 本项目研究获国家自然科学基金 49173165 项目资助。澳大利亚国立大学地球科学研究院为笔者提供资助，研究海南岛双峰火山岩 Sm-Nd 同位素。M. T. McCulloch 教授和赵建新博士与笔者进行了卓有成效的合作研究。王德滋教授、S. Kanisawa 教授、李兆鼐教授、张招崇研究员以及本论文集中文版主编艾永德研究员对论文的完成都给予很多帮助，谨致诚挚的谢意。

## 参 考 文 献

[1] Bohannon, R. G., Naeser, C. W., Schmidt, D. L. and Zimmermann, R. A., 1989, The timing of uplift, volcanism and rifting peripheral to Red Sea, A case for passive riftina?, J. Geophys. Res. ,94. 1683~1701.

[2] Leeman, W. P. and Fitton, J. G., 1989, Magmatism associated with lithospheric extension, Introduction, J. Geophys. Res., 94,7682~7684.

[3] White, R. and McKenzie, D., 1989, Magmatism at rifting zones, The generation of volcanic continental margins and flood basalts. J. Geophys. Res., 94, 7685~7729.

[4] Asmeron, Y., Patchett, P. J. and Damon, P. E., 1991, Crustal-mantle interaction in continental arcs, Inference from the Mesozcic arc in the southwestern United States, Contrib. Mineral. Petrol., 107, 124~134.

[5] Sharma, M., Basu, A. R., Cole, R. B. and Decelles, P. G., 1991, Basalt-rhyolite volcanism by MORB-continental crust interaction, Nd, Sr isotopic and geochemical evidence from southern San Joaquin basin, California, Contrib. Mineral. Petrol., 109, 159~172.

[6] Altherr, R., Henjes-Kunst, F. and Baumann, A., 1990, Asthenosphere versus lithosphere as possible sources for basaltic magmas erupted during formation of the Res Sea, Constraints from Sr, Pb and Nd isotopes, E. P. S. L., 96, 259

~268.

[7] Barrat, J. A., Jhon, B-M., Joron J. L., Auvray, B. and Hamdi, H., 1990, Mantle heterogenity in northeastern Africa, Evidence from Nd isotopic compositions and hydromagmatiphile element geochemistry of basaltic rocks from the Gulf of Tadjoura and southern Red Sea regions, E. P. S. L., 101, 233~247.

[8] Hart, W. K., Wolde-Gabriel, G., Walter, R. C. and Mertzman, A., 1989, Basaltic volcanism in Ethiopia, Constraints on continetal rifting and mantle interaction, J. Geophys. Res., 94, 7731~7748.

[9] Wang, H-Z., and Mo, X-X., 1995, An outline of the tectonic evolution of China. Episodes, 18(1/2),6~16.

[10] Xia, B-D.,Shi, G-Y.,Fang, Z., Yu, J-H., Wang, C-Y., Tao, X-C. and Li, H-M., 1991,The Late Palaeozoic rifting on Hainan Island, China, Acta Geologica Sinica,4(4),341~355.

[11] 顾连兴、徐克勤,1986,长江下游石炭纪块状硫化矿床,地质学报,60,176~188。

[12] 夏邦栋、刘洪磊、方中、吕洪波,1992,龙潭群沉积和扬子板块东部晚古生代构造格架,沉积学报,10,23~34。

[13] Fang, Zhong, 1988, Geochronology and Sr, O isotope studies of granites in Hianan Island, China, Chem, Geol., 70,20.

[14] 汪啸风、马大铨、蒋大海,1991,海南岛地质(Ⅰ):岩浆岩,地质出版社,6~46。

[15] 方中、夏邦栋、于津海、陶仙聪、杨杰东、李惠民,1992,海南岛古生代岩石铷、锶年代学和氧同位素研究,岩石学报,3,296~302。

[16] 中国科学院富铁科学研究队,1986,海南岛地质和石碌铁矿地球化学,科学出版社,376。

[17] Fang Z., Tao, X-C., Xia, B-D. and Yang, J-D. ,1990,Isotopic record on Palaeozoic crust evolution within Hercynian rift in Hainan Island, China, Geol, Soc, Australia Abstr., 27,33.

[18] Xia,B-D., Yu,J-H., Fang, Z., Wang, C-Y. and Shi, G-Y. ,1992,Carboniferous bimodal volcanic rocks and their plate tectonic setting, Hainan Island, Chinese J. of Geochemistry, 11(1),70~79.

[19] Meschede, M., 1986, A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram, Chem, Geol., 567,207~218.

[20] Pearce, J. A. and Norry, M. J., 1979, Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks, Contrib. Mineral. Petrol., 69, 33~47.

[21] Sounders, A. D., 1984, The rare-earth element characteristics of igneous rocks from the ocean basins, In P. Henderson (ed), Rare-Earth Element Geochemistry, Elsevier Sci. Pub. Co., 205~230.

[22] 夏邦栋、于津海、方中、王赐银、楚雪君,1990,海南岛海西印支期花岗岩地球化学特征和成因,地球化学,4,365~373。

[23] Henger, E. and Pallister, J. S., 1989, Pb, Sr and Nd isotopic characteristics of Tertiary Red Sea Rift volcanics from the Central Saudi Arabian coastal plain, J. Geophys, Res., 94, 7749~7755.

[24] 陈惠芳,1991,海南岛前寒武纪结晶基底和 komatiite 的发现,大地构造与成矿学,15(1),62。

[25] 方中、于津海、夏邦栋、陶仙聪、李惠民、杨杰东,1995,海南岛海西印支期花岗岩和捕虏体的 Sm-Nd 同位素特征,南京大学学报(自然科学版),31(2),338~343。

[26] 夏邦栋、钟立荣、方中、吕洪波,1994,下扬子区早二叠世孤峰组泥化火山岩,地质论评,40(1),64~73。

[27] Xia, B-D., Zhong, L-R., Fang, Z. and Lu, H-B., 1995, The origin of bedded cherts of the Early Permian Gufeng Formation in the Lower Yangtze area, E. China, Acta Geologica Sinica, 8(4), 372~386.

[28] 方中、夏邦栋、楚雪君、刘寿和,1994,江苏南部晚二叠纪双峰式次火山岩的发现和单颗粒锆石 U-Pb 地质年代学,地层学杂志,18(3),168~172。

[29] Wilson, M., 1989, Igneous Petrogenesis, A global tectonic approach. Academic Davison of Unwin Hyman Ltd., London, 460.

[30] Weaver, B. L. and Tarney, J., 1983, Chemistry of the subcontinental mantle: Inference from Arcaean and Proterozoic dykes and continental flood basalts, In, C. J. Hawkesworth and M. J. Norry(ed), Continental Basalts and Mantle Xenoliths, Shiva Publishing Ltd., Cheshire, 209~229.

[31] Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1985, The Continental Crust: Its composition and evolution, Blackwell, Oxford, 312.

[32] 朱炳泉、王慧芬，1989，雷-琼地区具有 MORB-IOB 源特征的火山作用及其 Nd、Sr、Pb 同位素和地球化学证据，地球化学，3，193～201。

[33] 周新华、吴惠兰、郭莫岚、张剑波、程海，1992，上海地区中新生代隐伏玄武岩类过渡系列的发现及地球化学和成因研究，刘若新主编，中国新生代年代学与地球化学，地震出版社，285～297。

[34] 周新华、郭莫岚、张剑波，1994，东海早第三纪玄武岩的发现及其区域地幔地球化学成因意义，岩石学报，4，395～398。

[35] Chen, D-G., Yang, J-D. and Wang, Y-X., 1991, Nd isotopic composition and significance of some Cenozoic volcanic rocks from Jiangsu. Anhui and shandong, China, Chinese Sci. Bull., 36(10), 843～846.

[36] 支霞臣、陈道公、张宗清，1994，江苏六合—仪征新第三纪碱性玄武岩的钕、锶同位素组成，岩石学报，10(4)，382～389。

[37] Heaman, L. M. and Machado, N., 1992, Timing and origin of midcontinent rift alkaline magmatism, North America, Evidence from the Coldwell Comlex, Contrib. Mineral. Petrol., 110, 290～303.

[38] Gezahegn, Y. and Bekele, M., 1996, Magma mixing and crustal assimilation in the evolution of plateau and rift related basaltic magmatism in Ethiopia, 30th IGC Abstracts, 2, 380.

[39] Chen, J-F., Zhou, T-X., Xing, F-M., Xu, X. and Foland, K. A., 1990, Provenances of low grade metamorphic and sedimentary rocks from southern Anhui Prov., Evidence of Nd isotope compositions, Chinese Sci. Bull., 35(9), 747～750.

[40] 于津海、王德滋、王赐银，1997，山西吕梁群早元古代双峰火山岩地球化学特征及成因，岩石学报，13(1)，59～70。

[41] Tao, K-Y., Xing, G., Yang, Z., Chen, Z. and Li, J., 1996, Petrology and origin of Cretaceous bimodal volcanic rocks in the coastal SE China, 30th IGC Abstracts, 2, 362.

[42] Xia, L-Q., Xia, Z. and Xu, X., 1996, The property of Middle-Late Proterozoic volcanic rock series in south Qinling Mts. and the Precambrain continental break-up, 30th IGC Abstracts, 2, 364.

[43] Nguyen, K. Q., 1996. Late Palaeozoic—Early Mesozoic volcanism of Indochina, 30th IGC Abstracts, 2, 366.

# 衰减地幔熔融大洋中脊玄武岩玻璃和交代地幔熔融碱性玄武岩中铂族元素和金的丰度

G. Hartmann

(Geochemisches Institut der Universität, Goldschmidtstr. 1, D-37077 Göttingen, Germany)

**摘　要**　东太平洋海隆和 Lau 盆地的大洋中脊玄武岩玻璃以全部铂族元素含量绝对值低和总体上未分馏到中等分馏的铂族元素分布模式并以$(PPGE/IPGE)_{mn}$比值约为 1(至 10)区别于德国的碱性玄武岩。整个大洋中脊玄武岩数据资料集表明铂族元素含量在一个比较窄的范围内[Ir(0.01～0.09)×$10^{-9}$,Ru(0.02～0.1)×$10^{-9}$,Rh(0.01～0.03)×$10^{-9}$,Pt(0.05～0.4)×$10^{-9}$,Pd(0.03～0.4)×$10^{-9}$]和 Au 含量为(0.08～10)×$10^{-9}$。反之,全部碱性玄武岩则为分馏的铂族元素分布模式,$(PPGE/IPGE)_{mn}>1$。全部铂族元素和 Au 含量的绝对值,从大陆石英拉斑玄武岩、相似于大洋中脊玄武岩的低值、碱性橄榄石玄武岩到橄榄石霞石岩递增。未交代的和交代的以及可能更氧化的地幔岩浆源区域有两个根本上对立的玄武岩铂族元素性状和分馏模式。假定大洋中脊玄武岩玻璃是由未交代的大洋中脊玄武岩源橄榄岩硫饱和熔体的分离形成的。当部分熔融时残余的硫化物相被保留在幔源中并且这些硫化物保留了大部分贵金属。由于硫化物-熔体/硅酸盐-熔体对各个别铂族元素的分离效率不足以将它们分开,铂族元素的未分馏模式和低含量自然地进入大洋中脊玄武岩玻璃中。在一些情况下,熔融作用之后的后续的铬铁矿和橄榄石的分凝作用和同化作用使大洋中脊玄武岩中铂族元素产生进一步的分馏作用。与之对比的洋底拉斑玄武岩,氧化的交代流体则在岩石圈上地幔形成碱性玄武岩浆的条件下,从地幔岩浆源中氧化和溶解有富集铂族元素的硫化物。由交代作用形成的地幔硫化物的氧化作用迫使铂族元素在残留地幔矿物间重新分配并改变它们的地球化学习性。由于 PPGEs 和 Au 在硅酸盐熔体中有较高的溶解度,因此较易与硫一起进入熔体中;而 IPGEs 则保留在残留相中,它们有可能进入尖晶石中,也有可能沉淀为金属互化物并被重结晶的尖晶石包裹。为此地幔交代作用是许多基本作用之一并直接地控制铂族元素在岩浆和橄榄岩质残体之间的分配。地幔交代作用中的硫化物氧化和溶解特性是个刺激因素,基本上决定着元素间的分馏作用和形成$(PPGE/IPGE)_{mn}>1$的情况,例如德国黑森凹陷的陆内板块火山作用。部分熔融对铂族元素的分布影响较小,这为研究的玄武岩组中所有贵金属的绝对含量的减少伴随熔融程度的增加的事实所证实。

**关键词**　铂族元素　金　大洋中脊玄武岩　碱性玄武岩

## 1　引言

为了强调当部分熔融和地幔交代作用时强亲铁的铂族元素(IPGE:Ir、Ru;PPGE:Rh、Pt、Pd)和 Au 的主要习性,研究了大量的各种各样软流层的和岩石圈的超镁铁和镁铁质岩石[1-4]。研究的镁铁质岩石范围从大洋中脊玄武岩玻璃到各种碱性玄武岩的化学成分。软流

层产生的大洋中脊玄武岩的超镁铁质岩石和大洋中脊玄武岩的联合研究提供了机会去研究轻度衰减、未交代上地幔硫化物饱和源区中度熔融的部分熔融时高亲铁元素的性状和它们的分馏作用[3]。

除上述衰减地幔熔融作用外，还研究了交代地幔熔融的镁铁质产物和超镁铁质残体。据Wedepohl等人的资料[4,5]，德国黑森凹陷的大陆板块内部火山活动产生的各种类型碱性玄武岩的部分熔融事件之前有地幔交代作用。

这两组镁铁质岩石被认为接近原始岩浆的标准成分，特别是它们的高 $Mg^{\#}$ 和 Cr、Ni 含量。

## 2 分析技术

在镍硫化物火试金和碲共沉淀的预精选后贵金属由 ICP-mass(电感耦合等离子体质谱仪)测定。为克服由所谓金块效应引起的困难和改进分析的总准确度，NiS 火试金法准备的样品规格一直到 500g 玄武岩。试剂(120g $Na_2CO_3$、440g $Na_2B_4O_7$、9g S、120g $SiO_2$ 和 15g 纯 Ni)和样品(400～500g)直接装入一个 3L 的玻璃瓶中并彻底地混合。然后转移该混合物到一个 3L 的火试金坩埚中，混合物在 1050 C时经过 24h 熔化。试验熔珠溶解于浓 HCl 中，溶液被蒸馏水稀释以及溶解的贵金属组分与凝固的碲共沉淀。沉淀物集中在硝酸纤维膜滤器中，接着在氟化乙丙烯瓶中用王水溶解其溶液由蒸馏水稀释至给定的 5%的酸度。供测试的设备是 Perkin Elmer 的 Elan5000 型仪器。全部技术可与 Robert 等人[6]、Fryer 和 Kerrich[7]及 Jackson 等人的相媲美。该方法的标准误差在玄武岩的铂族元素浓度水平上变化在 20%～50%之间。该方法的准确度由加拿大地质调查所和南非矿产资源局与矿物工艺委员会的分析国际参照岩石控制。

## 3 大洋中脊玄武岩玻璃中高亲铁元素的丰度

采自东太平洋海隆和北 Lau 盆地研究的大洋中脊玄武岩玻璃显示了 N 型大洋中脊玄武岩主要元素和微量元素的特征。同位素成分的变化在典型的 N 型大洋中脊玄武岩范围内[9,10]。东太平洋海隆和 Lau 盆地的大洋中脊玄武岩玻璃是以全铂族元素含量绝对值低著称。再者，全部大洋中脊玄武岩数据资料集表明，铂族元素含量在一个相对窄的范围[Ir (0.01～0.09)×$10^{-9}$，Ru(0.02～0.1)×$10^{-9}$，Rh(0.01～0.03)×$10^{-9}$，Pt(0.05～0.4)×$10^{-9}$，Pd(0.03～0.4)×$10^{-9}$]。个别值不可能偏离平均值 5 倍以上。铂族元素如此紧密的一组值靠近大洋中脊玄武岩中的平均值是这次研究非常有意义的一个方面。现有的少量文献中印度洋和大西洋中脊的铂族元素-大洋中脊玄武岩资料进一步证实了这一点。这些铂族元素的资料能很好地符合一些先前发表的大洋中脊玄武岩的有关值[11,12]，除去由 Hertogen 等人[13]在两个不典型大洋中脊玄武岩样品测定的异常高的 PPGE 含量外。与之对比，金含量的变化靠近低值而且也有超出先前大洋中脊玄武岩资料高值范围的，其值为(0.1～10)×$10^{-9}$。由于从丰富的到中等的地幔地段 Au 是均匀地分布的其平均值为 1×$10^{-9}$，大洋中脊玄武岩玻璃中各种不同的 Au 浓度可能反映熔融作用时 Au 有较大的迁移，正如先前我们从超镁铁质岩研究中所推断的。

总的设想是，鉴于所有来自不同地理位置研究的 MORB 样品，是源自上地幔地段的洋底玄武岩，其贵金属含量是相当均匀的。设想证实了我们先前研究世界范围上地幔岩的成果。

研究的 MORB 玻璃是以不分馏至中等分馏的铂族元素分布模式为特征(图 1)，其 $(PPGE/IPGE)_{mn}$ 比值约为 1。

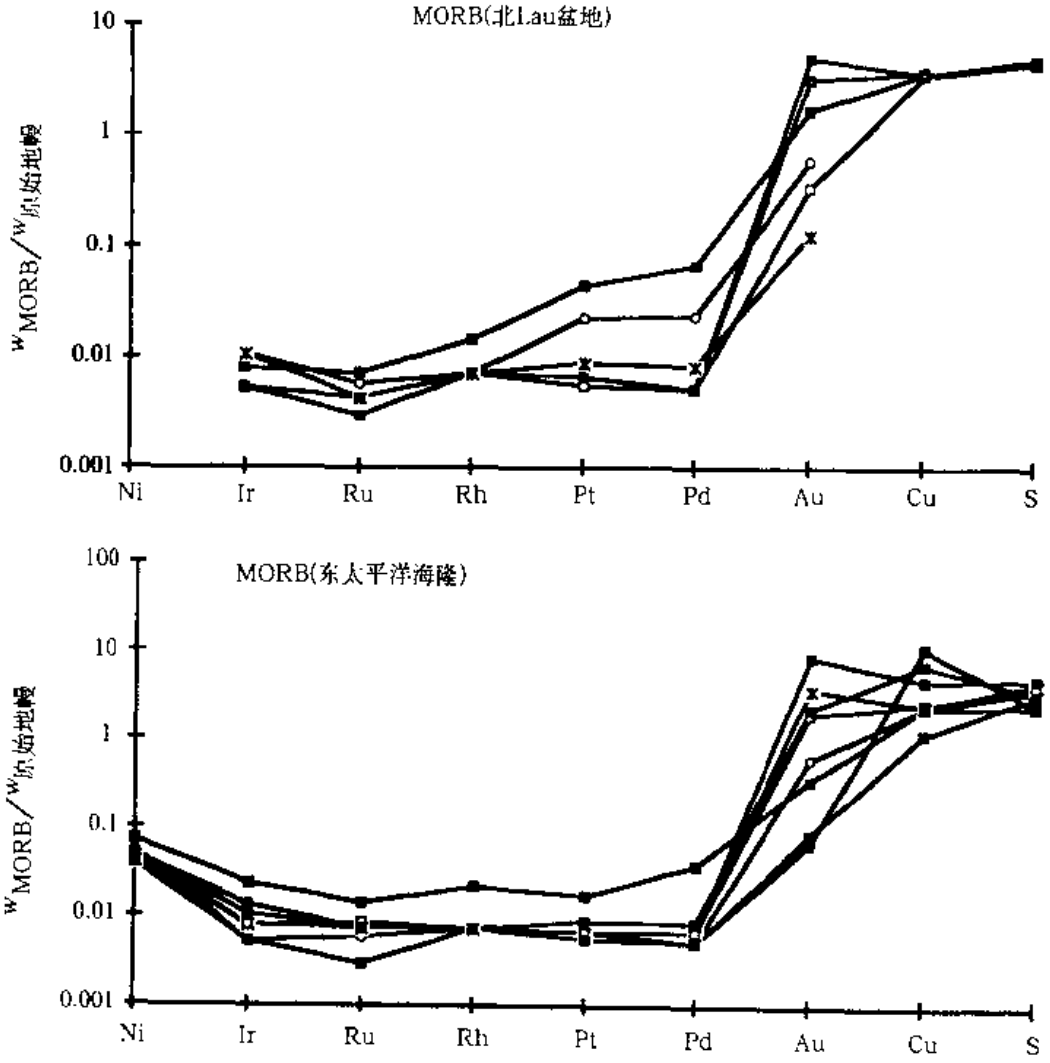



图 1　大洋中脊玄武岩(MORB)玻璃的铂族元素和 Au 分布模式

(据 Hartmann，1996c)

由于高亲铁元素富集在上地幔硫化物中，它们分布在源橄榄岩 MORB 和与 MORB 熔体有关的依靠硫溶解度的分离熔体以及在部分熔融中含有占支配地位硫种类的 MORB 熔体中。

Ivrea 带软流层产出的 MORB 质橄榄岩测定的相对还原的氧化还原态具氧逸度 $\Delta\lg f_{O_2}$ 为 −1 左右，低于 FMQ 缓冲剂[1,2]，恰好证明了熔融过程中当部分熔融时地幔硫化物能持续存在并因此在熔体-蒸气平衡中占优势。贵金属在 MORB 源橄榄岩和 MORB 熔体之间的分布模式是基于硫化物熔体-硅酸盐熔体对这些元素高和相似的分配系数[13,14]。在部分熔融事件早期阶段地幔硫化物在液体域液体中是由于它们相对的低的熔融范围(见 Lorand 等人的实例[15])。在产出 MORB 部位，相对还原的环境地幔硫化物溶解于硅酸盐熔体中和释出形

成硫化物的S、Cu、Fe、Ni并沉淀铂族元素和金。随着熔融的进行，硫化物溶解在与熔融程度成比例的硫饱和的水平上并在这种比例中析出铂族元素和金。产出MORB地幔的残体中假定的$Al_2O_3$、硫和铂族元素含量之间的相关关系的变化与局部熔体萃取物的量有关[3]。所有贵金属的不一致习性取决于在部分熔融过程中地幔硫化物的复杂情况。在源地随着熔体分离程度的增加硫和所有贵金属的量则减少[3]。而在部分熔融时一个残留的硫化物相保留在地幔源地。这些硫化物保持部分有关的贵金属及不分馏的铂族元素模式[3]，由于硫化物熔体/硅酸盐熔体分配系数对不同的铂族元素不足以相互区分。据Hartmann[4]MORB-源橄榄岩的特征为中等衰减、未交代、含硫的二辉橄榄岩和未分馏的铂族元素分布模式，$(PPGE/IPGE)_{mn}=1$，以及球粒陨石浓度约0.8%的铂族元素绝对浓度。初始的MORB熔体应该显示当硅酸盐熔体硫饱和时的硫化物熔体同样的铂族元素分布模式。当岩浆上升时，如果没有发生次生变化如铬铁矿的析离作用或混染作用，应保持一个未分馏的铂族元素模式。在东太平洋海隆MORB挑选的样品中，除分馏的铂族元素模式外，还应有未分馏的模式，其$(PPGE/IPGE)_{mn}$约为1。在一些情况下，熔融期后后续的硫化物铬铁矿和橄榄石的析离作用和同化作用，在MORB中能导致前进的铂族元素分馏作用。

## 4 碱性玄武岩中高亲铁元素丰度

德国黑森凹陷的大陆板内火山活动以各种碱性玄武岩为代表，据Wedepohl等人[5]，在部分熔融事件之前有地幔交代作用。选择的碱性橄榄石玄武岩、霞石碧玄岩和橄榄石霞石岩，其$Mg^{\#}$接近原始玄武岩熔体，同时，石英拉斑玄武岩是派生岩浆的产物。原始熔体的化学成分表明，交代蚀变的软流层地幔的部分熔融是由减压产生的[4]。

大陆拉斑玄武岩的铂族元素的绝对浓度和铂族元素分布模式都基本上与洋底拉斑玄武岩相同。比较起来，全部铂族元素和金含量的增加，从大陆石英拉斑玄武岩铂族元素总量为$0.2\times10^{-9}$、碱性橄榄石玄武岩铂族元素总量为$1.3\times10^{-9}$到橄榄石霞石岩和霞石-碧玄岩铂族元素的总量为$5.4\times10^{-9}$。Pd的平均含量在上述岩石增长顺序为$0.06\times10^{-9}$、$0.4\times10^{-9}$到$1.8\times10^{-9}$。与大陆和洋底拉斑玄武岩成鲜明对照，所有碱性玄武岩显示为分馏的铂族元素模式，比值$(PPGE/IPGE)_{mn}>1$(图2)。这些玄武岩的Pd/Ir比值约3倍于ON/NB(橄榄石霞石岩/霞石碧玄岩)和4倍于AOB(碱性橄榄石玄武岩)。这很可能是因为，各种镁铁质岩石的分组不仅根据其铂族元素总含量而且还据它们的亲石不相容元素的浓度。例如轻稀土元素(LREE)，从拉斑玄武岩、碱性橄榄石玄武岩到橄榄石霞石岩和霞石碧玄岩的同一岩石顺序递增。

为了调查交代作用对铂族元素在超镁铁质岩和镁铁质岩之间分布的影响，除玄武岩超镁铁质构造岩和捕虏体外，研究认为这些岩石遭受了开放系统作用流体的次生蚀变。据Hartmann[1,2]地幔交代作用不直接影响上地幔铂族元素的丰度但能影响Au、Cu和S的丰度。地幔交代作用不是残留橄榄岩中铂族元素富集的一个原因。$^{57}Fe$-穆斯鲍尔测定表明，交代叠加样品尖晶石中的$Fe^{3+}$浓度比富集的软流层岩石的要高。这些橄榄岩以$\Delta\lg f_{O_2}=+1.2$高于FMQ缓冲剂显示出氧化态[1,2]。氧化的交代流体制约着岩石圈地幔岩浆源中已氧化和溶解富集铂族元素的硫化物的碱性玄武质岩浆的形成。源于氧化流体的交代流体-岩石相互反应使地幔硫化物氧化并因此当部分熔融时在硅酸盐熔体中硫主要溶解为硫酸盐。其

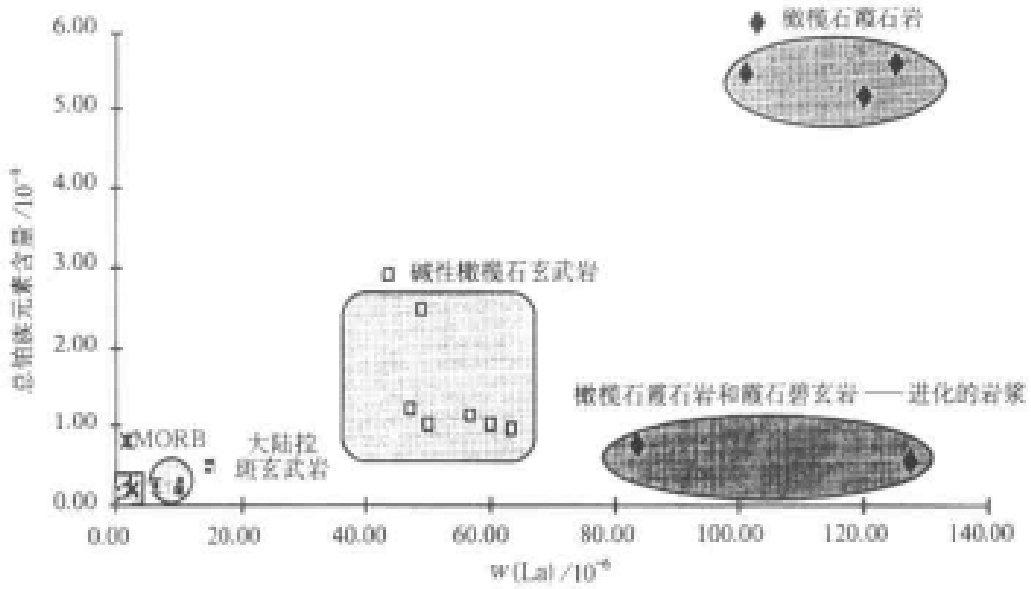



图 2　从大洋中脊玄武岩(MORB)、大陆拉斑玄武岩到碱性玄武岩总铂族元素平均含量的增加到 La 含量关系

氧化证据为在该类型地幔的碱性玄武质岩石中产出硫酸盐[18]。氧化还原态的转换，从一个相对还原产出大洋中脊玄武岩的地幔到一个相对氧化的地幔引起硫的转换为 $S^{2-}$ 到 $SO_4^{2-}$。这种变化对贵金属在残留体和熔体之间的分配有很独特的影响。因为在该处铂族元素失去了原生的赖以生存的矿物。由交代作用引起的地幔硫化物氧化迫使铂族元素在残留的地幔矿物中重新分配并改变其地球化学习性。如交代的超镁铁质岩石铂族元素的分布模式所表明的，当硫化物消耗掉其中原始 IPGE 的 70%和 PPGE 的 20%(与原始地幔相比)时，必然调整为无硫化物相[1,2]。这种铂族元素分布模式几乎都是无硫化物的，黑森凹陷、Eifel(德国)、中央地块(法国)、Kilbourne Hole(美国)、SanCarlos(美国)、中国及南极区大陆之下岩石圈地幔岩以强亏损 PPGEs 为标志，而 IPGEs 仅少量亏损，这是与含硫化物橄榄岩比较而言的[1,2]。具常见的和隐秘的地幔交代作用次生蚀变地球化学性质的交代橄榄岩有比值 $(PPGE/IPGE)_{mn}<1$ 的铂族元素分布模式[1,2]。IPGEs 被保留在残留物中是由于它们在硅酸盐熔体中溶解较少，相对于 PPGEs 来说。在亏损硫的橄榄岩中的一个残留地幔矿物能容纳大量 IPGEs 的当推尖晶石。据 Capobianco 等人[19]，尖晶石/硅酸盐的分配系数表明，IPGE 是与尖晶石和谐共存的而 PPGE 则与尖晶石不相容。很可能是，硫化物的氧化、高熔融 Os-Ir 熔合物的形成是同时的并将保证在残留物中增加 IPGE 的固定。残留橄榄岩中这些 PPGEs 的丰度则严格地受地幔交代后续的部分熔融影响。由于在硅酸盐熔体中它们的溶解度较高[20,21,22]，在相对氧化的还原态(以及缺乏硫化物时)PPGE 每每部分地进入硅酸盐熔体。因此，亏损的和二次蚀变的橄榄岩，受到各种类型和不同程度地幔交代作用的影响，显示出分馏的铂族元素分布模式(图 3)，$(PPGE/IPGE)_{mn}<1$[1,2]。

这种地幔交代作用的硫化物氧化和溶解特征是决定元素间分馏作用以及例如黑森凹陷大陆板块内火山作用产物的 $(PPGE/IPGE)_{mn}>1$。所有的 $^{87}Sr/^{86}Sr$、$(La/Yb)_{mn}$、$(Pd/Ir)_{mn}$ 比值与研究的玄武岩中铂族元素绝对浓度的正相关关系意味着熔体的铂族元素的丰度和分馏在部分熔融中地幔交代作用的增加和增加程度。事实上，随铂族元素溶解度的熔融环境 $f_{O_2}$ 的增加，尤其对 PPGEs，在熔体中增加。部分熔融程度对铂族元素分布的影响的意义不是很

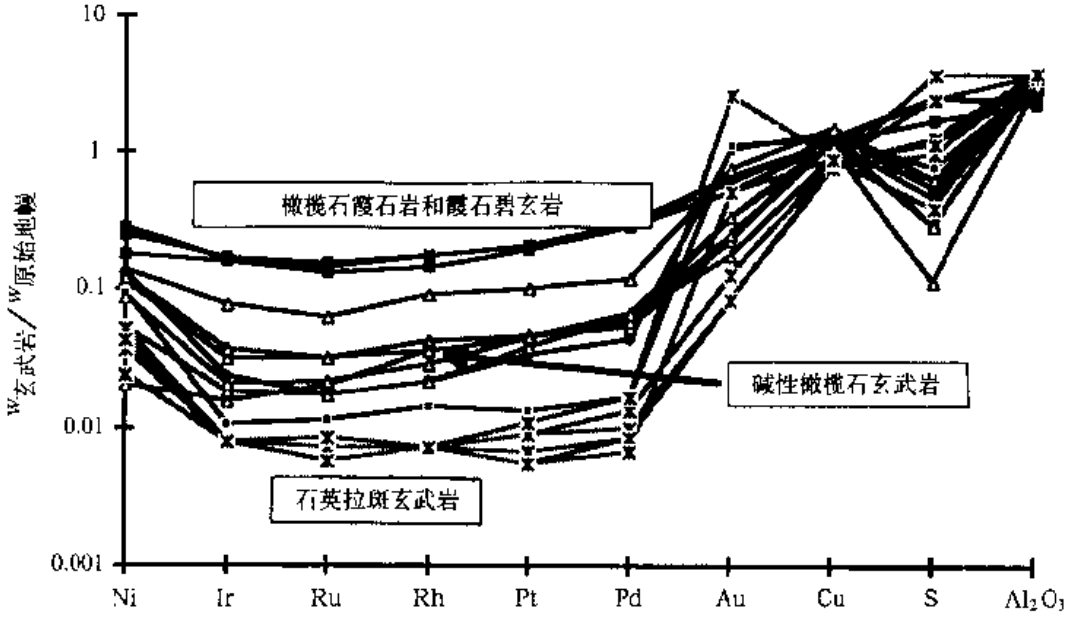



图 3　交代地幔熔融的碱性玄武岩中铂族元素和金的分布模式

大的，实际情况表明，在研究的玄武岩套中，从 MORB 到 ON（橄榄石霞石岩）岩浆，随熔融程度的增加，所有贵金属的绝对浓度减少。

然而，在演化的霞石岩中，伴随变化的$(Cu/Pd)_{mn}$和$(Ni/Ir)_{mn}$比值，所有的铂族元素的含量趋向低于原始岩石中的（见表 1），表明在演化的岩浆中贵金属亏损于硫化物中。这便是次生作用影响玄武岩中铂族元素分布的证据。

**表 1　德国黑森凹陷板内火山活动大洋中脊玄武岩玻璃和镁铁质岩石中铂族元素平均含量和金的丰度**

| | | MORB（东太平洋海隆）$n=4$ | MORB（北 Lau 盆地）$n=5$ | 大陆石英拉斑玄武岩 $n=6$ | 碱性橄榄石玄武岩 $n=6$ | 橄榄石霞石岩、霞石碧玄岩 $n=4$ | 演化的橄榄石霞石岩、霞石碧玄岩 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Ir | $w_B/10^{-9}$ | 0.04 | 0.028 | 0.03 | 0.13 | 0.62 | 0.065 |
| Ru | | 0.05 | 0.033 | 0.045 | 0.22 | 1.0 | 0.1 |
| Rh | | 0.01 | 0.012 | 0.01 | 0.06 | 0.23 | 0.025 |
| Pt | | 0.07 | 0.142 | 0.07 | 0.48 | 1.79 | 0.210 |
| Pd | | 0.06 | 0.113 | 0.063 | 0.42 | 1.74 | 0.180 |
| Au | | 2.5 | 2.13 | 0.675 | 0.41 | 0.7 | 1.26 |

注：MORB=大洋中脊玄武岩。

**致谢**　感谢 K. H. Wedepohl 教授对我的早期手稿有益的评论。汉诺威的 GeoForschungs Zentrum Postdam 的 K. H. Wedepohl 教授、W. Bach 博士和联邦地质调查所（BGR）von Stackelberg 博士和 V. Marchig 博士友好地提供这次研究的碱性玄武岩和 MORB 玻璃。汉诺威联邦地质调查所（BGR）的 U. Siewers 和 H. Lorenz 提供对 ICP-MS 测试的帮助与方便。感谢 A. Reitz 夫人的技术帮助。本研究得到德国研究基金会给予的资助。

（刘浩龙　译，艾永德　校）

## 参 考 文 献


[1] G. Hartmann, 1996a, Häufigkeit und Verteilung der Platin-Gruppenelemente und des Goldes im Erdmantel und der Erdkruste. Thesis of Habilitation, University of Göttingen.

[2] G. Hartmann, 1996b, Platinum-group element and gold abundances in the asthenospheric and lithospheric mantle and their behaviour during partial melting and mantle metasomatism, Naturwissenschaften.

[3] G. Hartmann, 1996c, The abundance and distribution of highly siderophile elements in fertile sulphide-bearing peridotites. Constraints on the primitive mantle, Jour. of Petrology.

[4] K. H. Wedepohl, E. Gohn and G. Hartmann, 1994, Cenozoic alkali basaltic magmas of western Germany and their products of differentiation. Contrib. Min. & Petrol., 115, 253～278.

[5] K. H. Wedepohl, 1985, Origin of the Tertiary basaltic volcanism in the northern Hessian Depression. Contrib. Mineral Petrol., 89, 122～143.

[6] R. V. D. Robert, E. van Wyk and R. Palmer, 1971, Concentration of noble metals by a fireassay technique using nickel sulphide as the collector. Nat. Met. Rep., 1371, Johannesburg.

[7] B. J. Fryer and R. Kerrich, 1978, Determination of precious metals at ppb levels in rocks by a combined wet chemical and flamless atomic absorption method. Atomic Absorption Newsletter, 17, 4～6.

[8] S. E. Jackson, B. J. Fryer, W. Gosse, D. C. Healey, H. P. Longerich and D. F. Strong, 1990, Determination of the precious metals in geological materials by inductively coupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS) with nickel sulphide fire-assay collection and tellurium coprecipitation. Chem. Geology, 83, 119～132.

[9] W. Bach, E. Hegner, J. Erzinger and M. Satir, 1994, Chemical and isotopic variations along the superfast spreading East Pacific Rise from 6° to 30° S. Contrib. Mineral Petrol., 116, 365～380.

[10] G. Loock, W. F. McDonough, S. L. Goldstein and A. W. Hofmann, 1990, Isotopic composition of volcanic glasses from the Lau Basin, Marine Mining, 9, 235～245.

[11] C.-L. Chou, D. M. Shaw and J. H. Crocket, 1983, Siderophile trace elements in the earth's oceanic crust and upper mantle. J. Geophys. Res., 88: A507～A518.

[12] J. Hertogen, M. J. Janssens and H. Palme, 1980, Trace elements in ocean ridge basalt glasses: implications for fractionations during mantle evolution and petrogenesis, Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 44, 2125～2143.

[13] C. L. Peach, E. A. Mathez and R. R. Keays, 1990, Sulfide melt-silicate melt distribution coefficients for noble metals and other chalcophile elements as duduced from MORB: Implications for partial melting, Geochim. Cosmo. Acta, 54, 3379～3389.

[14] C. L. Peach, E. A. Mathez, R. R. Keays and S. J. Reeves, 1994, Experimentally determined sulfide melt-silicate melt partition coefficients for iridium and palladium, Chem. Geol., 117, 361～377.

[15] J. P. Lorand, R. R. Keays and J. L. Bodinier, 1993, Copper and noble metal enrichments across the lithosphere-asthenosphere boundary of mantle diapirs: Evindence from the Lanzo lherzolite massif, Jour. Petrol., 34, 1111～1140.

[16] G. Hartmann and K H. Wedepohl, 1990, Metasomatically altered peridotite xenoliths from the Hessian Depression (Northern Germany), Geochim. Cosmochim. Acta, 54, 71～86.

[17] G. Hartmann and K. H. Wedepohl, 1993, The composition of peridotite tectonites from the Ivrea complex (N-Italy): Residues from melt extraction, Geochim. Cosmochim. Acta, Vol 57, 1761～1782.

[18] Y. Muramatsu and K. H. Wedepohl, 1979, Chlorine in Tertiary basalts from the Hessian Depression in NW Germany, Contrib. Mineral. Petrol., 70, 357～366.

[19] C. J. Capobianco, R. L. Hervig and M. J. Drake, 1994, Experiments on crystal/liquid partitioning of Ru, Rh and Pd for magnetite and hematite solid solutions crystallized from silicate melt, Chem. Geol., 113, 23～43.

[20] A. Borisov and H. Palme, 1995, The solubility of Ir in silicate melts: new data from experiments with $Ir_{10}Pt_{90}$ alloys, Geochim. Cosmochim. Acta, 59, 481～487.

# 硫化物-碳酸盐-硅酸盐和碳酸盐-硅酸盐流体不混溶性在钙碳酸岩成因中的作用

L. N. Kogarko

(Vernadsky Institute of Geochemistry, Moscow)

**摘　要**　当我们研究 Montana Clara(加那利群岛)火山的方辉橄榄岩结核时,就发现了原始碳酸盐熔体的证据。该碳酸盐富钙并与含硫化物珠滴的玻璃质一起产出。除原生的橄榄石和斜方辉石外有属于交代的细粒矿物(较多镁的橄榄石、含钠的单斜辉石、较少铝的尖晶石)囊状体。交代矿物组合为含 Na 的白云质熔体与方辉橄榄岩依下列反应的产物:

$$2MgSiO_3+CaMg(CO_3)_2=Mg_2SiO_4+CaMgSi_2O_6+2CO_2$$

$$3CaMg(CO_3)_2+CaMgSi_2O_6=4CaCO_3+2Mg_2SiO_4+2CO_2$$

钙碳酸岩和硫化物相几乎总是在硅酸盐玻璃中形成小球体,表明在上地幔情况下由于交代的地幔物质上升和绝热减压时的熔融存在三个不混溶流体。我们的实验显示了碳酸盐-硅酸盐-硫化物的不混溶性。因此,研究的矿物组合包括碳酸盐和玻璃质,当碳酸盐化交代的洋幔部分熔融作用时能作为富钙碳酸盐岩浆成因的微型模式。碳酸盐岩浆作用在加那利群岛(兰萨罗特岛)、佛得角群岛的发育很可能与南大西洋碳酸盐化地幔的部分熔融有关,那里在很大范围内发生了这种作用。

另一个在地壳状态下的碳酸盐-硅酸盐不混溶实例是以含碳酸盐球粒的响岩(极地西伯利亚,迈梅查—科堆)为代表。我们研究了 Dolbykha 碳酸岩岩体的一些岩脉,其中含橄榄石和黄长石霞石岩,黝方石、方解石和钙霞石响岩,方解石粗面岩和方解石碳酸岩。一些超碱性响岩脉有含碳酸盐球粒,球粒含多晶方解石集合体并含钠长石、云母、磷灰石、Sr 斜方钠铌矿、锆石、碳锶铈矿、钛铁矿和碳锶矿。响岩中有钠长石、云母和钛铁矿的斑晶,基质中也有钠长石、云母、方解石和霞石。根据在碳酸盐-硅酸盐系统中关于流体不混溶性的实验资料,这些物质的分析结果指示碳酸盐熔体是从流体域中不混溶时产生的响岩质熔体中分离出来的。我们设想,原始碳酸盐熔体含相当高的碱量,当在低温水溶体中钙-钠碳酸盐的不一致溶解时碱能顺序地进入流体相中。在极地西伯利亚的碳酸岩中我们发现了尼碳钠钙石,进一步证实了这个设想的可靠性。

因此,富钙碳酸岩熔体成因的一个很重要的机制是形成于流体的不混溶性,它可发生在地幔或地壳场合中。

**关键词**　流体不混溶性　碳酸岩　地幔　响岩　Montana Clara　极地西伯利亚

## 1　引言

现在有 3 类碳酸岩成因模式被广泛地讨论:①碳酸岩可能在碳酸盐地幔部分熔融时形成;②在碳酸盐-硅酸盐岩浆系统内流体不混溶时产生碳酸岩;③碳酸岩出现在长期结晶分异的末阶段。

近年来对地幔结核和原始地幔碳酸盐详细的地球化学研究可以断定碳酸岩岩浆可能在地幔内形成(Amundsen, 1987;Pyle 和 Haggerty,1994;Kogarko 等,1995a)。实验资料(Wyllie,1989;Wyllie 等,1990;Eggler,1989)支持在碳酸盐的地幔底层的部分熔融作用中碳酸岩形成的可能性。某些碳酸岩杂岩体的矿物学和地球化学研究。(Bailey,1989;Kogarko,1993)也与这些概念一致。

许多作者的实验研究认为在碳酸岩成因中流体不混溶性起主要作用(Freestone 和 Hamilton,1980;Hamilton 等,1989;Kjarsgaard 和 Peterson,1991)。实验资料表明,在 $SiO_2+Al_2O_3+TiO_2$-MgO+FeO-CaO-$Na_2O+K_2O$-$CO_2$ 系统中存在两个广延的不混溶流体域。不混溶区间的扩大随压力和碱含量而增大以及据 Woh-jer 和 Wyllie(1996)随 Mg 浓度的降低而增大。根据这些资料,残余岩浆当分异富集碱质时,在结晶的情况下可能与硅酸盐-碳酸盐流体不混溶区间的界线相交。简言之,近来 Woh-jer 与 Wyllie(1994、1995)在讨论对流体不混溶性的碳酸岩成因假说的一些限制时提出,毫无疑问没有单一作用是形成所有碳酸岩的主要原因。据他们的意见,含碱碳酸盐岩浆的结晶分异作用可能是碳酸岩成因的很重要的作用。Twyman 和 Gittins(1987)也提出过类似的看法。

鉴于碳酸岩成因课题仍有未解决的野外证据,岩浆岩中关于碳酸盐和硅酸盐物质之间相互关系的地质学和矿物学的观察资料就成为十分重要的了。

本文研究了富钠、钙碳酸盐流体与地幔物质间的相互交代反应关系。采自 Montana Clora 岛(加那利群岛)的岩石归因于原始的方辉橄榄岩的异剥橄榄岩化和碳酸盐化。这种物质的部分熔融导致形成硅酸盐-碳酸盐-硫化物流体的不混溶性和产生富钙碳酸岩熔体。我们已经研究了富 Ca 的铁碳酸盐系统和含 F 响岩成分的硫化物-硅酸盐熔体中的不混溶性。在研究的系统中已观察到不混溶性显示在完全分离的碳酸盐和硅酸盐流体中同时硫化物熔体以珠滴状出现在两种流体中。因之,研究的地幔物质可以被认为是当异剥橄榄岩化和碳酸盐化地幔的部分熔融过程中富钙碳酸岩形成的微型模式。

此外,我们研究了迈梅查-科堆(Maimecha-Kotui)省(极地西伯利亚)含碳酸盐球粒响岩脉中碳酸盐-硅酸盐流体不混溶现象。响岩中硅酸盐和碳酸盐物质之间的相互关系和矿物成分证实了这些岩石的不混溶现象。近来,Peterson(1989)、Kjarsgaard 和 Peterson(1991)报道了 Shombole 火山(东非)贫碱碳酸岩的成因归因于硅酸盐-碳酸盐不混溶性的可能性。本次研究是基于含碳酸盐球滴霞石岩的岩石学和实验观察上的。本文摘录了极地西伯利亚含碳酸盐响岩的岩石学和矿物成分资料,并提出该响岩中的碳酸盐球粒代表不混溶碳酸盐熔体,而该熔体是当碱性岩浆分异作用时在中性岩浆房中分离出来的。流体不混溶性受到 $CO_2$ 压力(岩浆房的深度)强烈的控制。

## 2 上地幔中碳酸橄榄岩的部分熔融和碳酸盐-硅酸盐-硫化物的流体不混溶性

我们研究了 Montana Clara 岛(加那利群岛)唯一的方辉橄榄岩结核(Mc-1),在这里我们第一次发现了原始碳酸盐的证据。

研究的捕虏岩具 8cm×6cm 大小,由橄榄石(86%)、斜方辉石(11%)、尖晶石(<1%)、单斜辉石(2.1%)、碳酸盐(<1%)和玻璃质(3%)组成。

橄榄石和斜方辉石形成大的、有时达 7～8mm 的析离体。晶体形态有板状的、多角形的和不规则形的。斜方辉石有时占据橄榄石颗粒间隙。通常能见到橄榄石的应变构造(扭折带状晶体)和波状消光。橄榄石、单斜辉石、尖晶石、碳酸盐的细粒晶体和玻璃质的堆积形成细脉切穿整个岩石或它们形成集合体环绕橄榄石和斜方辉石或有时沿斜方辉石的解理发育。第二世代的橄榄石是很细粒的且其成分比早世代的以较高的 Mg 值为特征(表 1)。尖晶石形成几种析离体类型:①空心叶片蠕状连晶型,形成于斜方辉石固熔体出溶时;②更小的微米级的形状不大规则的晶体,或者是不规则状析离体发育成细粒集合体与第二世代橄榄石、斜方辉石、玻璃质和碳酸盐共生。第二世代尖晶石含较高铬浓度和较低铝浓度,这是很有意义的。研究的方辉橄榄岩中的单斜辉石具有叠加性质并形成较小的(1/10mm～1μm)晶体集合体,较早世代橄榄石和斜方辉石的交代矿物以交切细脉产出。这些集合体总是含有第二世代橄榄石、尖晶石和很常见的碳酸盐和玻璃质。单斜辉石类的成分被认为具有透辉石系列性质,如与一般地幔的单斜辉石成分比较的话则是以非常低的钛含量和低铁含量为特征。单斜辉石类的钠含量自 0.2%～1.1%。玻璃质形成蠕虫状隙间细脉和被嵌入晶体间。玻璃质的颜色为淡褐色调和有时为褐色。玻璃质一般在细脉中与相当小的单斜辉石、第二世代橄榄石、尖晶石和碳酸盐晶体共生。玻璃质成分标绘在粗面岩(正长岩)域内有相当高的碱性指数(0.8～0.9)。很小的原生富硫化物物质(10μm)珠滴出现在硅酸盐玻璃质中,通常紧靠近玻璃质—碳酸盐边界线。电子探针分析表明这些珠滴在成分上和矿物学上是复杂的,具 1μm 厚的氧化边和核部含混合的硫化物和细粒的 Fe、Ni 和 Cu 的氧化物相,包括含铁的绿镍矿(NiO)、镍磁铁矿(理论上为 $NiFe_2O_4$)和磁铁矿。曾发现在辉石具高达 7.6%的 $w$(NiO)。已报道过(Tredoux 等,1989)出于某一蛇绿岩杂岩体中相似的氧化物-硫化物混合物相。该相矿物组合,按其它上地幔结核中硫化物(Lorand 和 Conquere,1983)来推论,应具有原始形式的不混溶的富 Fe、Ni、Cu 的单硫化物熔体珠滴,并将顺序出溶镍黄铁矿、磁黄铁矿和黄铜矿,而且终将被低温氧化流体交代。

研究的结核形成一般小为 10～30μm 椭圆形、圆形、蠕虫状的析离体,这些析离体仅在与玻璃质、第二世代橄榄石和尖晶石以及单斜辉石类共生时见到(图 1B,照片略)。碳酸盐是富钙的并具低浓度的镁和铁(表 1)。碳酸盐矿物中能见到很小的萤石晶体,也可能有磷灰石。由圆形的矿物相合为一个碳酸盐析离体,其规模小于 1μm 即电子束的大小,内含 Cr、Ce、La 而 Ce 比 La 多。根据这些半定量分析资料可以假定该矿物相代表铈、镧和铬的碳酸盐的极细晶体混合物式它代表具 $AM_{12}O_{19}$ 分子式属于尖晶石族的矿物,A 为 Ce-La,M 为 Cr(Krishtonite?)。在一个研究的捕虏体薄片中发现了在与相当于 250μm×150μm 的位于两橄榄石界线上玻璃质共生中的碳酸盐析离体(图 1A,照片略)。碳酸盐沉入玻璃质中并使碳酸盐形成清晰的新月形。更小的碳酸盐析离体形成圆形或椭圆形包裹体且在磨光时留下椭圆形空洞明显地表明挤压出了碳酸盐。这是低镁的高钙碳酸盐,这种成分的碳酸盐类似于方解石碳酸岩-黑云碳酸岩。研究的结核的结构性质及其矿物化学成分表明在 Montana Clara 岛地幔中方辉橄榄岩与原始白云质熔体的交代反应。后者可能是当部分熔融时从碳酸盐地幔下带迁移来的。该反应结果遵循下列反应方程:

$$2MgSiO_3 + CaMg(CO_3)_2 = Mg_2SiO_4 + CaMgSi_2O_6 + 2CO_2$$

$$3CaMg(CO_3)_2 + CaMgSi_2O_6 = 4CaCO_3 + 2Mg_2SiO_4 + 2CO_2$$

橄榄石+辉石的次生矿物组合,加有尖晶石的出现,意味着方辉橄榄岩开始了部分异剥

表 1　结核 MC-1 等的结核、矿物和碳酸盐的化学成分

| 样　品 | $w_B$/% | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | FeO | MnO | $Cr_2O_3$ | NiO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | S | 总计 | $Mg^{\#}$ |
| 结核 MC-1 | 44.50 | 0.03 | 0.88 | 7.70 | 0.13 | 0.30 | NA | 45.60 | 0.75 | 0.11 | 0.04 | 0.05 | NA | 100.1 | 0.91 |
| 结核 MC-12 | 44.10 | 0.05 | 1.40 | 7.90 | 0.15 | 0.57 | NA | 44.40 | 0.73 | 0.10 | 0.09 | 0.05 | NA | 99.5 | 0.91 |
| 结核 MC-1 的矿物 | | | | | | | | | | | | | | | |
| 橄榄石(Ⅰ)[ab] | 41.60 | — | — | 8.60 | — | — | 0.31 | 50.10 | 0.07 | | — | — | — | 100.7 | 0.91 |
| 斜方辉石(Ⅰ)[d] | 57.40 | - - | 1.00 | 5.20 | 0.11 | 0.50 | 0.11 | 34.60 | 0.21 | | — | — | - | 99.1 | 0.92 |
| 橄榄石(Ⅰ)[c] | 39.30 | | | 7.30 | 0.14 | — | 0.37 | 51.10 | 0.20 | — | — | — | — | 98.4 | 0.93 |
| 单斜辉石(Ⅰ)[b] | 54.30 | — | 3.00 | 2.60 | 0.12 | 0.97 | - | 17.90 | 19.80 | 1.10 | -- | — | — | 99.8 | 0.93 |
| 单斜辉石(Ⅰ)[b] | 53.50 | 0.05 | 2.60 | 2.30 | 0.10 | 0.34 | 0.11 | 18.30 | 21.50 | 0.19 | — | — | — | 99.0 | 0.94 |
| 尖晶石(Ⅰ)[d] | — | 0.03 | 30.30 | 15.40 | — | 39.50 | 0.10 | 15.40 | — | — | | — | -- | 100.7 | 0.67 |
| 尖晶石(Ⅰ)[d] | — | — | 25.70 | 13.90 | — | 44.70 | 0.10 | 15.00 | — | — | — | -- | — | 99.4 | 0.66 |
| 尖晶石(Ⅰ)[d] | - | 0.10 | 19.30 | 11.40 | — | 53.80 | — | 15.70 | — | — | — | — | — | 100.3 | 0.71 |
| 玻璃质[c] | 63.80 | 0.70 | 16.00 | 2.00 | — | 0.06 | — | 2.50 | 3.80 | 6.40 | 3.80 | — | — | 99.1 | 0.69 |
| 碳酸盐[c] | 4.10 | — | 1.20 | 0.59 | 0.09 | 0.14 | - - | 6.80 | 54.30 | 0.20 | 0.13 | 1.90 | 0.24 | 69.7 | 0.95 |
| 碳酸盐[c] | 1.10 | — | 0.27 | 0.28 | — | 0.18 | — | 3.10 | 50.80 | 0.31 | — | — | — | 56.0 | 0.93 |
| 碳酸盐[c] | - | — | — | 0.10 | — | — | — | 3.10 | 47.00 | 0.13 | — | 0.15 | 0.14 | 50.6 | 0.98 |
| 单斜辉石(熔岩中的)[b] | 49.50 | 1.60 | 5.70 | 5.80 | — | 0.57 | — | 14.30 | 22.80 | 0.67 | - | | — | 100.9 | 0.82 |

结核由莫斯科地球化学研究所用 XRF(X 射线荧光分析)法分析；矿物由曼彻斯特大学用电子探针分析、和莫斯科地球化学研究所分析，条件为 15nA 电子束电流和 2μm 的光点除玻璃质和碳酸盐外因其束斑 10μm。$Mg^{\#}$ = Mg/(Mg+TFe)。

表中横线代表未检测，NA 代表未分析。

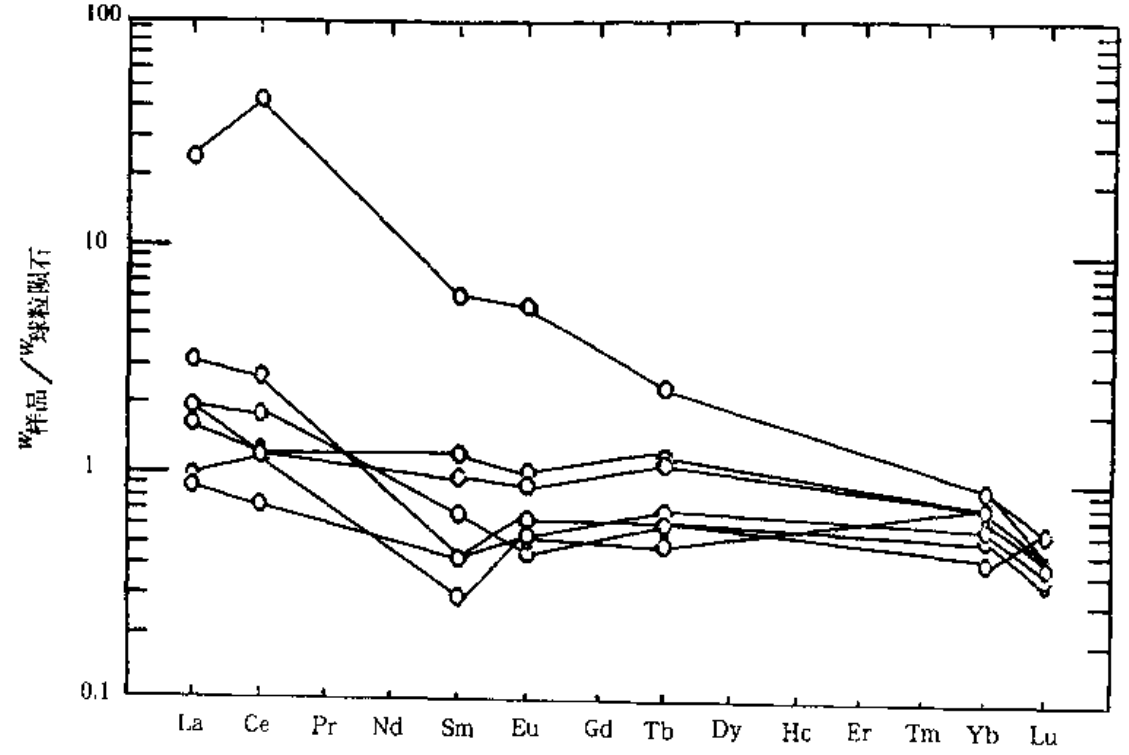



图 1　Montana Clara 岛结核稀土元素球粒陨石标准化模式图

最上部的是含碳酸盐被交代的结核 MC-1；最下部的是不含碳酸盐未被交代的结核

橄榄岩化。在这过程中消耗的方辉橄榄岩有相当大的富集轻稀土(表1)。Montana Clara 岛上地幔物质的原始碳酸盐熔体大范围富钠,研究的结核中单斜辉石类含高达 1.1%的 $Na_2O$。根据我们基于多尔顿和伍德(1993)实验数据计算这个数字相当于 5% $Na_2CO_3$。因此,交代的次生矿物组合与含白云质成分的钠相平衡。然而,研究结核中的碳酸盐低钠含量(0.1%～0.3%),这可能是 Na 被晚期的低温流体分解,其证据是硫化物的氧化和溶解。根据实验数据(Dernov-Pegarev, Malinin, 1976)可以推断尼碳钠钙石(nyererite)在钠碳酸岩中是主要的钠化合物在低温热液作用下不一致溶解。当尼碳钠钙石与热液流体反应时碳酸钠进入溶液,同时碳酸钙的溶解度低一个数量级。当原始碳酸熔体与方辉橄榄岩反应时 Ca/Mg 和 Mg/Fe 的比值在交代流体中变化。根据实验数据(多尔顿和伍德,1993)压力降低时 Ca-Mg 在熔体和单斜辉石间分离移向较富钙的流体方向,Ca/(Ca+Mg+Fe+Na)在碳酸盐熔体中的定量比值,达 0.92,Mg 对 Fe 的比值也增加。富钙碳酸盐限制在研究的结核的异剥橄榄岩细脉中并且以高 Ca/(Ca+Mg+Fe+Na)(为 0.84～0.91)为特征以及 Mg/(Mg+TFe=0.95)比值是在压力低达 $20\times10^8$Pa 发生反应时的。

利用双辉石温度计(Brey, Kohler, 1990)我们估计了碳酸盐熔体与方辉橄榄岩交代反应温度的下限,因这种情况下斜方辉石在作用中是不稳定相。估计的温度降至 1150～1075℃范围。根据橄榄石-尖晶石-斜方辉石地质压力计(伍德等,1990)估计氧逸度为 0.76～0.06lg 单位范围,低于 QFM(石英-铁橄榄石-磁铁矿)缓冲剂。

我们的研究显示了 Montana Clara 岛地幔物质非常复杂的地质历史。研究的捕虏体(表1)指出物质的作用一当原始的基底失去所谓的玄武岩质元素:CaO、$Al_2O_3$、$TiO_2$、$Na_2O$ 等当超过 25%时熔融。由于地幔硫化物的低熔融温度在作用中所有的硫将消失。稍晚,该贫化的地幔物质被交代碳酸盐熔体及其占优势的白云岩组分和含 Na 及可能的 K、S、轻稀土(图1)、锶和磷所渗入。当交代反应时部分异剥橄榄岩化沿原始方辉橄榄岩的细脉和裂隙产生。更晚,当地幔物质非常快上升(否则原始碳酸盐将不能残存)时异剥橄榄岩的矿物组合在减压时含碳酸盐熔体。碳酸盐、硫化物结核和玻璃质相互关系的性质证实碳酸盐、硅酸盐和硫化物熔体间的不混溶作用。

硅酸盐和硫化物熔体间的不混溶作用多年前就被公认了。很多作者也报道了在相当宽的温度和压力范围的硅酸盐和碳酸盐流体间的不混溶作用(Koster van Groos, Wyllie, 1966 和许多其他作者)。然而,碳酸盐-硅酸盐-硫化物系统内的不混溶性至今尚未揭示。我们用活塞筒设备研究了富钙碳酸盐-Fe、Ni 硫化物-含 F 响岩成分的硅酸盐熔体系统中的不混溶性。实验在 1250℃和(4～15)$\times10^8$Pa 条件下进行。双层铂容器法用于控制氧逸度。不混溶性在研究的系统中可观察到完全分离的碳酸盐流体和硅酸盐流体,同时硫化物溶体以小珠滴形式存在于两种流体中。在硅酸盐熔体中硫的溶解度从 0.15%～0.35%而在碳酸盐流体中的范围为 0.02%～3.7%,这取决于碱含量。这些成果可以认为碳酸盐、硫化物和硅酸盐熔体的不混溶性产生于上地幔物质部分熔融时。研究的结核中富含碱和硅可能由于当压力减少时含硬玉单斜辉石类的不一致熔融所致。

简言之,研究的矿物组合碳酸盐+玻璃质+硫化物+单斜辉石+斜方辉石+尖晶石归因于贫化地幔和碳酸盐熔体的交代反应作用及随后的类似于碳酸岩的碳酸盐流体形成中的部分熔融。这可以推断高钙碳酸盐熔体可形成于异剥橄榄岩质地幔部分熔融时。在这方面可以指出较早时(Ryabchikov 等,1989)我们在 San-Vincente(佛得角群岛)已找到含 3.52%

MgO 富钙碳酸盐的碳酸盐异剥橄榄岩捕虏体，那里碳酸岩火山活动分布广泛。

因之，研究的唯一矿物组合包括碳酸盐和玻璃质可视为当异剥橄榄岩化和碳酸盐化地幔部分熔融过程中碳酸岩岩浆形成的微型模式。在加那利群岛、佛得角群岛碳酸岩岩浆活动的发育很可能与南大西洋碳酸盐化地幔的部分熔融有关，而这些发生在一个广大的地区。

## 3 超镁铁碱性系列分异中 $CO_2$ 的作用和含碳酸盐响岩岩脉中的流体不混溶性(极地西伯利亚)

世界上最大的超镁铁碱性岩之一的迈梅查-科堆省位于西伯利亚地台之北的极地西伯利亚面积达 220km×350km 在迈梅查河和科堆河之间的地区(Egorov，1991；Kogarko 等，1995a)。迈梅查-科堆超镁铁-碱性岩省包括阿纳巴尔隆起(地盾)西坡，从北部的中西伯利亚地台边缘到南面的科堆河上游。碱性岩集中在紧靠地台的边缘和太梅尔凹陷。碱性省的构造由 Pyasinsko-Khatangsky 断裂系统控制，有 37 个复杂构造的超镁铁碱性岩和碳酸岩岩体。这个岩石省之所以特别值得注意不仅是有大量碳酸岩而且有很多与之共生的超镁铁岩。代表性的岩石类型包括纯橄岩、辉石岩、霓霞岩、暗霓霞岩、钛铁霞辉岩、磷磁橄榄岩、一套含黄长石的岩石和大批的各种各样的碳酸岩。有数以百计的岩脉(墙)，包括环绕超镁铁岩-碱性岩岩体的放射状岩墙(如 Borjuryakh、Romanicha、Odichincha、Dolbykha、Kugda)和所谓的区域性岩墙，主要的有东西向和南东-北西走向的。

迈梅查-科堆放射状岩墙显示了极端的分异作用并且它们在成分上包括了整套岩石从超镁铁碱性岩墙——苦橄岩和麦美奇岩(玻质纯橄岩)到最末以响岩和碳酸岩为代表的残存物。迈梅查-科堆岩墙的演化与 Nielsen(1993)的资料中的格陵兰岩墙群非常相似。

我们研究的 Dolbykha 岩体的放射状岩墙系列包括黄长煌斑岩、橄榄石霞石岩、霞石岩、黄长石霞石岩、钙霞石黝方石和方解石响岩、方解石粗面岩、方解石碳酸岩等和沸煌岩。Dolbykha 岩体是一个复合侵入体具环带构造。它拥有约 3km² 面积。复合侵入体中心岩株(0.3km×0.5km)由暗霓霞岩组成，单斜辉石作为其主要矿物以及霞石、黑云母、钛磁铁矿、金红石和钙钛矿和次要矿物橄榄石、霓辉石、磷灰石、金云母和钾长石。霓霞岩形成一较大的环围绕着中心岩株并且由霞石、单斜辉石和钛磁铁矿、黑云母、金云母、黑榴石、钙钛矿、金红石和次要组分的磷灰石。较晚的钛铁磷灰岩(纳尔逊岩)和磷磁橄榄岩含磷灰石、磁铁矿、四配铁金云母和绕绿石。较年青的岩石为粗粒黑云母碳酸岩和黑云母-辉石-方解石碳酸岩，形成一个不完整的外环围绕复合岩体。这些碳酸岩皆被四配铁金云母和钠透闪石(碱镁闪石)的细粒方解石碳酸岩脉切穿。

某些响岩岩墙含圆形和椭圆形碳酸盐珠滴，珠滴大小为 1～2mm 至 17～20mm。精选出的一个含珠滴响岩(N873)供详细研究之用。响岩由斑晶(～10%)成分有钠长石、云母和钛铁矿，珠滴(～20%)和基质(～70%)组成。珠滴包括方解石多晶集合体和钠长石、云母、磷灰石、钙霞石、锶斜方钠铌矿、锆石、碳锶铈矿、钛铁矿和碳锶矿组成。云母与钠长石的反应关系也被观察到了。钠长石粒围绕着云母的边缘。含碳酸盐珠滴与基质以截然接触为特征，并且表面看来珠滴周围都是基质的晶体(主要是钠长石)。基质是细粒的包括钠长石和云母及次要的钾长石和霞石。其副矿物为磷灰石、钛铁矿、碳锶铈矿和锶斜方钠铌矿。矿物相有代表性的电子探针分析结果见于表 2。观察到磷灰石和方解石中许多的 Ca 被 Sr 置换。Kjars-

表 2　碳酸盐珠球和基质中响岩和矿物的化学成分

| 组分/% | 响岩 | 钠长石 | | | 云母 | | | 方解石 | | 钛铁矿 | | 锶斜方钠铌矿 | 碳锶铈矿 | 磷灰石 | 碳锶矿 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 873 | 斑晶 | 基质 | 珠球 | 斑晶 | 基质 | 珠球 | 基质 | 珠球 | 斑晶 | 珠球 | 珠球 | 珠球 | 珠球 | 珠球 |
| $SiO_2$ | 49.07 | 67.98 | 68.08 | 68.89 | 37.09 | 37.23 | 36.65 | 0.41 | 0.23 | 0.63 | | | | | |
| $TiO_2$ | 0.60 | | | | 3.12 | 2.36 | 2.26 | 0.13 | | 52.28 | 53.79 | 3.45 | 0.10 | | 0.30 |
| $Al_2O_3$ | 16.31 | 19.65 | 19.33 | 19.52 | 13.27 | 11.77 | 12.85 | 0.23 | 0.10 | 0.35 | | | | 0.23 | |
| FeO | 3.50 | 0.19 | 0.10 | | 20.17 | 21.50 | 22.18 | 3.14 | 2.42 | 45.43 | 45.14 | 1.29 | | | |
| MnO | 0.16 | | 0.09 | | | | | 0.01 | 1.26 | 1.15 | 1.39 | 0.26 | | | |
| MgO | 2.71 | | | | 13.28 | 11.86 | 12.61 | 0.83 | 0.73 | 0.17 | | | | 0.22 | |
| CaO | 6.83 | 0.39 | | 0.18 | 0.09 | 0.26 | 0.02 | 52.87 | 54.96 | 0.19 | | 12.09 | 2.83 | 52.90 | 8.18 |
| $Na_2O$ | 8.03 | 10.52 | 11.22 | 11.73 | 1.17 | 0.60 | 0.63 | 0.17 | 0.22 | 0.28 | 0.28 | 7.85 | | | |
| $K_2O$ | 4.17 | 1.01 | 0.20 | 0.09 | 8.59 | 9.36 | 9.69 | 0.23 | | | | | | | |
| $P_2O_5$ | 1.33 | | | | | | | | | | | | | 40.84 | |
| $CO_2$ | 6.95 | | | | | | | | | | | | | | |
| F | | | | | | | | | | | | | | 3.87 | |
| 总量 | 99.66 | 99.74 | 99.02 | 100.41 | 96.78 | 94.94 | 96.89 | 59.37 | 61.03 | 100.48 | 100.60 | 93.85 | 75.35 | 95.38 | 68.89 |
| SrO | | | | | | | | 1.16 | 0.91 | | | 5.03 | 27.23 | 1.19 | 58.56 |
| BaO | | | | | | | | 0.19 | 0.20 | | | 0.08 | 0.28 | | 1.85 |
| $Nb_2O_5$ | | | | | | | | | | | | 63.39 | | | |
| $La_2O_3$ | | | | | | | | | | | | 0.17 | 17.04 | | |
| $CeO_2$ | | | | | | | | | | | | 0.24 | 22.47 | | |
| $Nd_2O_3$ | | | | | | | | | | | | | 5.40 | | |

gaard 和 Peterson(1991)对取自 Shombole 的球状霞石岩中描述有类似的特点。

该项资料的研究受到碳酸盐-硅酸盐系统中流体不混溶实验资料的启发，其意义为从响岩熔体中分离出碳酸岩熔体，当液态不混溶时逐个地发生时。岩相的资料支持该假说，因为碳酸盐珠滴明显地被基质晶体(钠长石和云母)旋绕。值得指出在矿物成分上基质和珠滴有很大的相似性，这表明在该含碳酸盐响岩系统中的平衡关系(表 1)。如已经指出的增加含碳酸盐岩浆系统的碱度有利于不混溶流体的出现。应该指出$(Na_2O+K_2O)$-$(Al_2O_3+SiO_2)$-CaO-$CO_2$ 系统中流体不混溶界线与碱性指数 $w(Na_2O+K_2O)/w(Al_2O_3)$一致接近于 1(见 Bell，1989 图 15—1)。这就意味着碱性熔体具 $w(Na_2O+K_2O)/w(Al_2O_3)>1$ 的其流体不混溶多半会发生。所研究的响岩属过碱性型(碱性指数=1.1)，并因而形成不混溶流体的原因很可能在此。云母结晶时斑晶富铝也可能是残留熔体增加到过碱性的缘故。

研究的响岩珠滴中锶斜方钠铌矿的存在也支持碳酸盐熔体碱性过饱和特点，因为斜方钠铌矿按我们的实验资料(Kogarko 等，1982)仅在过碱性组分中结晶。我们假定原始碳酸盐熔体含有相当高的碱量。这与$(Na_2O+K_2O)$-$(SiO_2+Al_2O_3)$-CaO-$CO_2$ 系统的实验资料一致，其中结线的方向与平衡碳酸盐不混溶流体的更碱性组分一致。随后在低温时水流体中当碳酸钙-碳酸钠不一致溶解时碱会消失在流体相中(Dernov-Pegarev V. F.，Malinin S. D.，

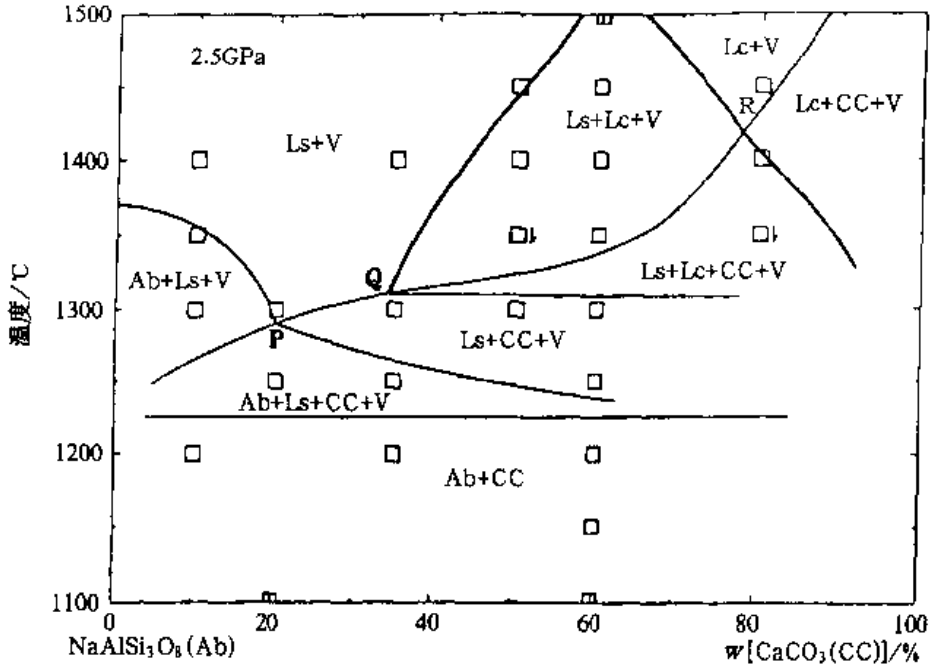



图 2　由 Ab—CC 的连结线相交于 2.5GPa 的等压相域

1976)。我们发现极地西伯利亚 Guli 碳酸岩中的钙钛矿中尼碳钠钙石作为固体显微包裹体(Kogarko 等,1991),确证了这个假定。根据最近 Woh-jer 和 Wyllie(1995)的实验资料可以推断在高压(2.5GPa)下流体不混溶现象会存在甚至在云霞正长岩质熔体中存在(图 2)同时在低压下(1GPa)在同一系统中多半在去气作用时不混溶现象则不存在(图 3)。方解石、黄长石、硅灰石可在液相条件下结晶并且熔体变得非常富 Ca。Dolbykha 复合侵入体的一个响岩岩墙(N2003)中有一个液相线方解石作为斑晶而无任何不混溶现象的标记(照片略)。碱性系统中 $CO_2$ 的状况控制着残留响岩岩浆的分异作用。在高压下不混溶碳酸盐流体释放出

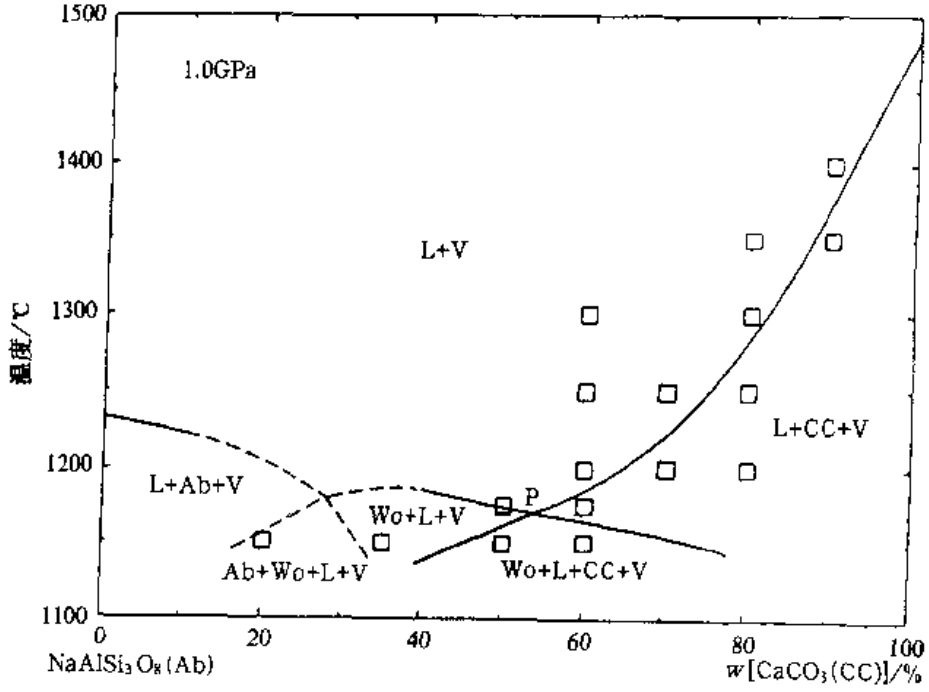



图 3　由 Ab—CC 的连结线相交于 1GPa 的等压相域

$CO_2$。在低的 $p_{CO_2}$ 值时未观察到流体不混溶性并且方解石可结晶成斑晶或在基质中产出。在一直较低的压力下，当 $CO_2$ 消失时碳酸盐不能形成而且在矿物组合中包括黄长石或出现硅灰石。极地西伯利亚的某些含黄长石岩石便是在这种过程中产生的。

因此，极地西伯利亚碳酸岩熔体的成因的重要机制之一是强分异响岩质岩浆中的不混溶现象。碳酸岩的成因有可能由中性岩浆房的深度（及 $p_{CO_2}$）控制，那里产生分异作用以及很可能的熔体之碱度适合和岩浆上升到地表的速度相宜。

## 4 结论

上面的实例显示富钙碳酸岩岩浆的成因中流体不混溶性的重要作用。当上地幔作用进行到产生响岩和碳酸岩流体时，不混溶流体得以形成。

大陆的碳酸岩建造中富钙碳酸岩只与正长岩共同出现[纳米比亚的 Okorusu（Prins，1981），芬兰的 Siilinjarvi（Puustinen，1969），挪威的 Stjernoy（Robins，1971）和俄罗斯的 Vishnevye Gory（科加尔科等，1995）]。在这些实例中有可能提出包含流体不混溶性的成因。应该指出，南非 Phalabora 杂岩体，它含有与钙碳酸岩有联系的碱性正长岩、碱性石英正长岩和碱性花岗岩的附庸岩颈（Eriksson，1989）并以存在 Cu-Fe 硫化物矿床为特征。这使我们推测钙碳酸岩-硅酸盐-硫化物的不混溶性相似于 Montana Clara 结核中所观察到的，即不混溶性在该杂岩体成因上所起的某些作用。

在地壳的条件下，碳酸盐-硅酸盐流体不混溶性发生在超基性-碱性岩浆的长期结晶分异的晚阶段。控制碳酸岩成因的主要因素当不混溶流体形成时为岩浆系统的局部压力和碱度。

**致谢** 该项研究得以完成与 RFBR N96-05-64151 和 INTAS 95-IN-RU-953 的财政支持有关。

（刘浩龙 译，艾永德 校）

## 参 考 文 献

[1] H. E. F. Amundsen, 1987. Evidence for liquid immiscibility in the upper mantle, Nature, 327, 692～696.

[2] M. B. Baker, P. J. Wyllie, 1990, Liquid immiscibility in a nephelinite-carbonate system at 25 kbar and implications for carbonatite origin, Nature, 346, 168～170.

[3] D. K. Bailey, 1989. Carbonate melt from the mantle in thevolcanoes of south-east Zambia, Nature, 338, 415～418.

[4] K. Bell, ed. ,1989, Carbonatites, Genesis and Evolution, Unwin Hyman, London, 618pp.

[5] G. P. Brey, T. Kohler, 1990, Geothermometry in four-phase lherzolities. I . New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometries. Geochim Cosmochim Acta, 31:1353～1378.

[6] J. A. Dalton, B. J. Wood, 1993. The compositions of primary carbonate melts and their evolution through wallrock reactions in the mantle, Earth planet Sci. Lett. , 119:511～525.

[7] V. F. Dernov-Pegarev, D. D. Malinin, 1976, Calcite solubility in high temperature aqueous solutions of alkaline carbonatites and problems of carbonatite formation. Geochem. ,5:643～657.

[8] D. H. Eggler, 1989. Carbonatites, primary melts, and mantle dynamics, in K. Bell ed. , Carbonatites Genesis and

Evolution. Unwin Hyman, London, 561～579.

[9] L. S. Egorov, 1991. Ijolite carbonatite plutonism (case history of the Maimecha-Kotuy complexes northern Siberia) Nedra, Leningrad, 260 pp.

[10] S. C. Eriksson, 1989, Phalaborwa: a saga of magmatism, metasomatism, and miscibility, In: Bell K(ed) Carbonatites genesis and evolution, Unwin Hyman, London, 221～249.

[11] I. C. Freestone, & D. L. Hamilton, 1980, The role of liquid immiscibility in the genesis of carbonatites, Contributions to Mineralogy and Petrology, 73,105～117.

[12] D. L. Hamilton., P. Bedson, J., Esson, 1989, The behaviour of trace elements in the evolution of carbonatites, in Bell ed., Carbonatites: Genesis and Evolution, Unvin Hyman, 405～427.

[13] B. Kjarsgaard and T. D. Peterson, 1991, Nethelnite-carbonatite liquid immiscibility at Shombole Volcano, East Africa Mineralogy and Petrology, 43,293～314.

[14] L. N. Kogarko, A. A. Tugarinov, L. D., Krigman, 1982, Phase equilibria in the system nepheline-lueshite, Doclady Academii Nauk, 263, 985～987.

[15] L. N. Kogarko, D. A. Plant, C. M. B. Henderson, and Kjarsgaard B. A., 1991, Na rich carbonate inclussion in perovskite and calzirtite from the Guli intrusive Cacarbonatite, polar Siberia, Contrib. Mineral Petrol., 109, 124～129.

[16] L. N. Kogarko, 1993, Geochemical characteristics of oceanic carbonatites from the Cape Verde Islands, S. Afr. Geol., 96, 119～125.

[17] L. N. Kogarko, V. A. Kononova, M. P. Orlova, and A. R. Woolley Alkaline Rocks and Carbonatites of the World, Part two:Former Soviet Union.

[18] L. N., Henderson I., Pacheco A. H., 1995b, Contribution to Mineralogy and Petrology, 121,267～275.

[19] A. F. Koster van Groos, and P. J. Wyllie, 1966, Liquid immiscibility in the system $Na_2O$-$Al_2O_3$-$SiO_2$-$CO_2$, Amer. J. Sci., 264, 234～255.

[20] A. F. Koster van Groos and P. J. Wyllie, 1968, Liquid immiscibility in the join $NaAlSi_3O_8$-$Na_2CO_3$-$H_2O$ and its bearing on the genesis of carbonatites, Amer. Joural Sci., 266, 932～967.

[21] J. P. Lorand, F. Conquere, Contribution a l'etude des sulfures dans les enclaves de lherzolite a spinelle des basaltes alcalins (Massive Central et Languedoc, France), Bull Mineral, 106:585～605.

[22] T. F. D Nielsen, 1993, Alkaline dyke swarms of Gardiner complex and the origin of ultramafic alkaline complexes, Geochimia, 8,112～1124.

[23] T. D. Peterson, 1989, Peralkaline nephelinites I. Comparattive petrology of Shombole and Oldoinyo Contrtib Mineral. Petrol.,101, 458～478.

[24] P. Prins, 1981, The geochemical evolution of the alkaline and carbonatite complexes of the Damaraland Igneous Province, S. W. Africa Ann. Univ. Stellenbosch Ser Al Geol., 3:145～278.

[25] K. Puustinen, 1969, The carbonatite of Siilinjarvi in the Precambrian of eastern Finland: a preliminary report, Lithos 3:89～92.

[26] J. M. Pyle & S. E. Haggerty ,1994, Silicate-carbonate liquid immiscibility in uppermantle eclogites: implications for natrosilicic and carbonatitic conjugate melts, Geochimica et Cosmochimica Acta, 58,2997～3011.

[27] B. Robins, 1971, Syenite-carbonatite realationships in the Seiland Gabbro Province, Finnmark, nothern Norway, Nor Geol Unders, 272:43～58.

[28] Ryabchikov ID, Brey G, Kogarko LN, Bulatov VK, 1989, Partial melting of carbonated peridotite at 50 kb, Geokhimia 1:3～9.

[29] M. Tredoux de M. J. Wit, RJ Hart, RA Armstrong, N. N. M. Linsay, J. P. F. Sellschop, 1989, Platinum group elements in a 3.5 Ga nickel-iron occurrence: possible evidence of deep mantle origin, J. Geophys Res., 94B:795～813.

[30] J. D. Twyman and J. Gittins, In: J. G. Fitton and B. G. J. Upton, eds., 1987, Alkaline igneous rocks, Oxford and London, Blackwell Scientific, Geological Society Special Publication No. 30, 85～94.

[31] L. Woh-jer and P. J. Wyllie, 1994, Experimental data bearihg on liquid immiscibility, crystal fractionation, and the origin of calciocarbonatites and natrocarbonatites, International Geological Review, 36, 797～819.

[32] L. Woh-jer and P. J. Wyllie, 1995, Liquid immiscibility and calciocarbonatite magmas, Journal of Petrology.

[33] L. Woh-jer and P. J. Wyllie, 1996, Contributions to Mineralogy and Petrology.

[34] B. J. Wood, L. T. Bryndzya, Johnsen KE. 1990, Mantle oxidation state and its relationship to tectonic enviroment and fluide speciation, Science, 248:337~345.

[35] P. J. Wyllie, 1989, Origin of carbonatites:evidence from phase equibrium studies. In K. Bell Carbonatites:Genesis and Evolution:London, Unwin Hyman, London,500~540.

[36] P. J. Wyllie, M. B. , Baker, and B. S. White, 1990, Lithos, 26,3~19.

# 中国大陆火山岩组合、时空分布及其与壳幔结构和组成的关系

李兆鼐　王碧香

（中国地质科学院地质研究所，北京 100037）

**摘　要**　中国大陆由诸多块体拼合而成，各块体的壳幔结构、组成和演化历史不同，造成了火山岩岩浆源区的三维不均一性；不同块体和相同块体的不同圈层之间的相互作用，使岩浆源区组成进一步复杂化。陆块的变质基底岩系中除了存在亚碱性基性火山岩和钙碱性中、酸性火山岩组合之外，局部也出现碱性的玄武质火山岩组合。古生代造山带以发育钙碱性的安山质-英安质-流纹质火山岩组合为特征，部分伴生有亚碱性玄武岩，部分火山岩已具有细碧岩、角斑岩和石英角斑岩的特征，在造山期后，局部出现橄榄安粗岩组合。中生代大陆活化带，以发育粗安质-粗面质火山岩组合和高钾钙碱性的英安质-流纹质火山岩组合为特征，其成分变化范围较大，存在向钙碱性或更碱性转化的过渡性岩石变种。新生代裂谷带以发育大陆拉斑质和碱性玄武质火山岩组合为特征，局部地段出现碱性玄武质和流纹质双峰式火山岩组合。如果说造山带的火山岩浆与板块俯冲作用有关的话，那末大陆活化带的各种火山岩的原始岩浆应分别来自地壳和上地幔的不同圈层的相互作用带，是高热流区、富水和减压条件下部分熔融的产物。

**关键词**　火山岩组合　中国　壳幔结构

## 1　引言

最新编制的《中国火成岩地质图（1∶500万）》，在表示中国构造-岩浆域、主要断裂系统、火山中心和莫霍面深度等基本要素的基础上，重点突出了火山岩和深成岩岩性的自然共生组合。火成岩组合的划分考虑了它们的产出地质环境、地质学、岩石学、矿物学、主量和微量元素地球化学以及同位素地球化学等特征。划分出27种火山岩和深成岩组合，54种主要岩性；时限从元古宙到第四纪，以显生宙为主，地质时代一般表示到世。该图从岩浆作用的角度，反映了中国大陆由多块体拼合而成，不同块体的壳-幔结构和组成具有三维不均一性。不同的岩石组合分别产于造山带、稳定陆块和大陆活化带三种不同的次一级构造地质环境。主量和微量元素、同位素地球化学特征表明，不同类型岩浆岩是不同块体和不同圈层之间物质-能量相互作用的产物。周边板块对中国大陆的影响是通过改变大陆内部的应力场、热流场和物质场而发挥作用的。现侧重对火山岩岩石组合的主要类型、特征、时空分布及其与壳幔结构和组成的关系阐述如下。

## 2　火成岩产出的地质背景

现今中国大陆是由诸多块体拼合而成的，各块体均有各自的发展过程。对演化历史比较

完全的块体来说，大体经历了以下几个阶段：新元古代早期以前的陆核和陆块发展阶段；新元古代后期到中生代初期的陆缘发展阶段；中生代中期到新生代的陆内发展阶段。对中国大陆的整体而言发展是不平衡的，不同块体的演化阶段同步而不完全同时。

### 2.1 地质背景分区

根据壳幔结构、组成和板块构造分区，中国火成岩产出的地质背景大体上可以分为6个大的构造-岩浆区域，自北而南、从西到东依次为：准噶尔-兴安域(Ⅰ)、塔里木-华北域(Ⅱ)、可可西里-华南域(Ⅲ)、藏滇域(Ⅳ)、喜马拉雅域(Ⅴ)和台东域(Ⅵ)。准噶尔-兴安域相当于西伯利亚板块南缘的古生代复合造山带，由阿尔泰-额尔齐斯和准噶尔-兴安陆缘增生褶皱带(包括准噶尔、锡林浩特、嫩江、佳木斯等地块)和完达山板片所组成。塔里木-华北域基本上相当于塔里木-华北板块，由天山-赤峰褶皱系、西昆仑-阿尔金和北祁连-北秦岭裂陷褶皱带(含柴达木微陆块)组成。可可西里-华南域基本上与华南板块范围一致，包括鄂北-南秦岭和张八岭-海州古生代—中生代初碰撞褶皱带、扬子陆块、南华早古生代褶皱带、可可西里-松潘-甘孜早古生代褶皱带、羌北-昌都-思茅微陆块和琼南微陆块。藏滇域相当于藏滇板块，由冈底斯-腾冲中新生代褶皱带和羌中南-唐古拉-保山陆块所组成。喜马拉雅域属于印度板块的北部边缘，由喜马拉雅新生代褶皱带和印度陆块北缘所组成。台东域属于菲律宾海板块西缘的台湾东部新生代俯冲-碰撞褶皱带。

### 2.2 断裂体系

中国大陆的断裂和大断裂，按其形成时代和与大地构造发展阶段的关系，可划分出4个基本体系，即古亚洲体系、特提斯体系、古华夏-滨太平洋体系和贺兰-康滇体系。

(1) 古亚洲体系的断裂，主要分布在准噶尔-兴安域、塔里木-华北域和华南域的北缘褶皱带，是西伯利亚板块、塔里木-华北板块和华南板块自古生代以来反复聚合和离散过程中相互作用的产物。主体呈东西向展布，可分为北、南两大断裂系，北部包括克拉麦里-二连、额尔齐斯-德尔布干和华北北缘等断裂带，断裂带中段为东西向，西段走向北西西，东段转向北东和北北东。南部为昆仑-秦岭断裂系，总体作北西西向展布，以昆秦结合带为主干，包括昆仑-秦岭复合褶皱系和扬子陆块北缘逆冲推覆断裂带等。与主干断裂相伴生的派生断裂有近SN向的张性断裂，ENE-NNE和WNW-NNW的"X"型剪切断裂，在塔里木陆块东南部有阿尔金大型走滑断裂系，明显地具左旋走滑性质。

(2) 特提斯体系的断裂，主要分布在藏滇板块，部分在华南板块西缘和西南缘。包括古特提斯、新特提斯和右江断裂系，是晚古生代以后至中、新生代藏滇板块与扬子板块和印度板块之间反复发生整体或局部的碰撞和拉张的结果。其中古特提斯断裂系，由澜沧江结合带、金沙江和怒江地壳拼接带等组成，断裂系北段呈北西走向，中段近南北延伸，南段呈南东走向，并具右旋走滑性质。新特提斯断裂系，以雅鲁藏布结合带为主干，近东西向，其东段近南北向，喜马拉雅地区为一强烈的逆冲带。右江断裂系以紫云-南丹和右江断裂为主干，呈北西走向，具左旋走滑性质。

(3) 华夏-滨太平洋体系的断裂，除卷入的四堡期歙梁-德兴、绍兴-萍乡-北海拼接带等古老断裂之外，大体可分为北东向和北北东向两大断裂系，其中北东向断裂系主要分布在东南沿海地区，以逆冲断裂为主，包括南澳-香港、丽水-莲花山、崇安-河源、抚州-遂川、长寿街-双牌等断裂。北北东向断裂系兼有左旋走滑性质主要分布在濒太平洋地区，其中包括大兴安岭-武陵、郯庐和台湾断裂。

(4) 贺兰-康滇型断裂系，主体近南北向，分布在攀西地区有绿汁江、安宁河和小江断裂，形成于元古宙，中、新生代以来受特提斯和滨太平洋构造作用复合，发展成为纵贯中国大陆南北的断裂系。

## 3 火山岩的自然共生组合

火山岩自然共生组合划分的基本原则是：①一组特定的火山岩的岩石变种，有密切的共生关系；②同一组合不同类型岩石之间，在岩石学、矿物学、元素和同位素地球化学特征呈递变关系(不包括双峰式)，或具一定的相似性和相关性；③相同的岩石组合产出在相近的地质环境；④同一岩石组合内不同岩石类型，形成在同一个时间区间，是同一个或同一组岩浆作用过程的产物；⑤岩石组合的成因比较复杂，主要可以分为“同源岩浆分异型”、“混合源岩浆分异型”、“异源岩浆混合型”和“异源岩浆同侵位型”等不同成因组合。但对岩石组合成因的确定常有许多困难。

### 3.1 以中酸性和酸性火山岩为主的岩石组合

#### 3.1.1 产出的地质背景

在俯冲和碰撞造山带内，中酸性和酸性火山岩主要产出在陆壳较厚的岛弧和活动陆缘环境中，以钙碱性英安质和流纹质火山岩为主，并伴有一定的安山质火山岩；在大陆活化带的叠式断陷盆地中，以高钾英安质(粗面英安质)和流纹质火山岩为主，多数呈火山碎屑流产出。

#### 3.1.2 火山岩的组合类型

中酸性和酸性火山岩组合可分出5种基本类型：①英安质-流纹质火山岩和大量正常沉积相岩石相伴生的组合；②英安质-流纹质为主，伴生数量不等的安山质和少量玄武质的火山岩组合；③高钾英安质(粗面英安质)-流纹质，伴有部分粗安质和少量粗面玄武质的火山岩组合；④碱流质-碱性流纹质为主，并与碱性石英粗面质相伴生的火山岩组合；⑤钙碱性、碱钙性或碱性的英安质、流纹质火山岩与玄武质或玄武安山质火山岩共生的双峰式火山岩组合。

#### 3.1.3 岩石结构构造和物质组成

钙碱性、碱钙性和碱性的英安质和流纹质火山岩共同的特征是主要由火山灰流凝灰岩所组成。每个流动单元——岩席，发育完全时具三元结构，即底部为涌流堆积的不熔结或弱熔结凝灰岩，含外来刚性碎屑，具斜层理；主体为焊结程度强弱不等的熔结凝灰岩，含数量不等的塑性变形的透镜状浮岩角砾和棱角状刚性岩屑；顶部为降落堆积的玻屑凝灰岩。晶屑以棱角状石英和碱性长石为主，英安质火山岩有数量不等的酸性斜长石，黑云母或角闪石常具暗化边，数量很少或缺失。与造山带钙碱性英安质和流纹质火山岩相比，大陆粗面英安质火山岩的晶屑以碱性长石特别是钾长石为主(透长石和正长石)，石英较少或缺失，大陆流纹质火山岩特别是$w(SiO_2)>75\%$的变种，富含石英晶屑。

#### 3.1.4 岩石地球化学特征

造山带钙碱性英安质和流纹质火山岩的化学成分(%)，$SiO_2$含量相对集中在65～75，相应的全碱含量小于7～8，$K_2O$含量<2.75～3.75，$SiO_2$含量和$ALK$呈正相关。微量元素Rb、Sr、Ba等大离子亲石元素含量较高，Cr、Ni、Co等过渡族金属元素含量较低。经球粒陨石

标准化后的岩石稀土元素总量为 $70\times10^{-6}$～$150\times10^{-6}$；La/Yb 为 6～16，$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 为 0.7032～0.7043。大陆活化带以英安质火山岩高钾和流纹质火山岩富硅为特征，其 $SiO_2$ 含量(%)区间主要为 68～78，部分流纹质火山岩可大于 80；Rb、Sr、Ba 含量更高，Cr、Ni、Co 含量更低。球粒陨石标准化后的 ΣREE 为 140～250，La/Yb=11～23，$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 为 0.7053～0.7078，其中过铝的岩石变种可达 0.7095～0.715。

3.1.5 其他伴生岩石

造山带和大陆活化带英安质和流纹质火山岩的伴生岩石有一定区别：前者常与大量海相正常沉积的碎屑岩和碎屑状碳酸盐岩相伴生；后者常与组成相近的陆相层凝灰岩和凝灰质砂岩伴生。

**3.2 以中性火山岩为主的岩石组合**

3.2.1 产出的地质背景

钙碱性的安山质火山岩组合主要产出在岛弧和活动陆缘环境，构成造山带火山岩的主体；钙碱性或碱钙性的粗安质火山岩组合，则主要产在大陆活化带继承性断陷盆地中，部分见于成熟岛弧的晚期或期后阶段，常分布在大型走滑断裂带附近的拉张盆地中。

3.2.2 火山岩的组合类型

以中性为主的火山岩组合包括 5 类：①安山质熔岩-火山碎屑岩和大量正常沉积岩相伴生的组合；②以玄武安山质-安山质火山岩为主，有数量不等的英安质和流纹质火山岩以及少量玄武质火山岩相伴生；③以钠质玄武粗安质-粗安质火山岩为主，有少量中长玄武质、石英粗安质和粗面英安质火山岩相伴生；④以钾质玄武粗安质-粗安质火山岩为主，有少量粗面玄武质、粗面质和响岩质火山岩相伴生；⑤以粗面岩和响岩质火山岩为主，常与数量不等的粗安质火山岩相伴生。

3.2.3 岩石的结构构造和矿物成分

玄武安山质和安山质火山岩主要呈熔岩流产出，大约有 1/3 为火山碎屑岩。熔岩流顶、底板的低铝安山岩具杏仁状构造，高铝变种具有砾熔岩构造，中央相为块状构造，间粒结构或交织结构。造山带钙碱性安山岩主要矿物为斜长石(平均成分为中长石)和单斜辉石，少量的黑云母、角闪石或斜方辉石。大陆活化带碱钙性的粗安岩钠质变种主要矿物为斜长石(平均成分为中长石或更中长石)和单斜辉石，次要矿物除角闪石和黑云母之外，常见数量不等的紫苏辉石；钾质粗安岩的区别是出现钾长石，并呈独立巨斑、斑晶斜长石的边环和基质斜长石微晶的填隙物产出，铁镁矿除单斜辉石外，常见黑云母和少量紫苏辉石(容易发生次生蚀变)。

3.2.4 岩石地球化学特征

钙碱性玄武安山质和安山质火山岩的主量元素含量(%)$SiO_2$ 变化区间为 52～65，玄武安山岩的平均成分为 54.27，安山岩平均为 59.96；*ALK* 变化区间小于 4.72～6.21，$K_2O$ 含量小于 0.92～2.16，玄武安山岩平均 *ALK* 为 3.93，$K_2O$ 为 1.16，安山岩平均 *ALK* 为 2.57。微量元素含量($10^{-6}$)Rb 为 17.6～43.5，Sr 为 154～186.2，Ba 为 19.3～258；Cr 为 44.8～258.6，Ni 为 23.5～97.6。ΣREE 为 93.5～133.8，La/Y 为 13～16；$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 为 0.7024～0.7043。大陆玄武粗安质和粗安质火山岩 $SiO_2$ 为 50.56～58.14，玄武粗安岩平均为 52.57，粗安岩平均为 54.57；*ALK* 含量变化区间玄武粗安岩为 4.81～6.47，钠质粗安岩为 6.55～7.60，钾质粗安岩为 7.15～9.58；$K_2O$ 含量钠质变种平均为 2.25±1.15，钾质变

种平均为 3.68±1.15。Rb 为 95～251，Sr 为 211～720，Ba 为 358～493，Cr 为 4～180，Ni 为 4～23。ΣREE 为 152～230，La/Yb 为 9～17。$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 为 0.70524～0.70643。

3.2.5 其他伴生岩石

造山带的钙碱性安山质火山岩可以与海相或海陆交互相的次生火山碎屑岩和正常沉积岩共生；大陆活化带和部分成熟岛弧期后的粗安质火山岩，常与陆相层凝灰岩、凝灰质砂岩和陆源火山次生碎屑沉积岩相伴生。

### 3.3 以基性火山岩为主的岩石组合

3.3.1 产出的地质背景

基性火山岩主要产出在三种地质背景中，①不同板块或块体的拼合带，作为蛇绿岩组合的一部分出现；②陆壳较薄的岛弧和活动陆缘的早期阶段；③大陆裂谷或弧后拉张盆地内。

3.3.2 火山岩的组合类型

主要有五种类型：①玄武质火山岩和大量正常沉积岩的共生组合；②与拼合带超镁铁质岩共生的大洋拉斑玄武质火山岩组合；③以亚碱性玄武质火山岩为主的火山岩组合，包括拉斑玄武质和钙碱性玄武质(低铝或高铝)火山岩；④以玄武质和玄武安山质为主，并有流纹英安质和流纹质火山岩的双峰式组合；⑤由碱性和拉斑玄武质火山岩以不同比例共生的大陆裂谷火山岩组合。

3.3.3 岩石结构构造和矿物组成

玄武质火山岩大多数都以熔岩流形式产出，顶、底板具杏仁状构造。海底喷发的玄武质火山岩可具有枕状构造和淬碎角砾状构造。熔岩的边缘相或淬碎的碎屑常为玻璃质或半晶质结构，中央相为全晶质或显微显晶质结构，常见有间粒结构、辉绿结构和含长嵌晶结构。亚碱性玄武质火山岩包括橄榄拉斑玄武岩、拉斑玄武岩、石英拉斑玄武岩、高铝玄武岩和低铝钙碱性玄武岩，主要矿物为拉长石和单斜辉石，基性程度较高的变种，可出现少量橄榄石，拉斑玄武岩基质中可出现少量易变辉石，钙碱性变种内可含少量紫苏辉石或其标准分子，硅过饱和的拉斑玄武岩中可出现少量石英。碱性玄武质火山岩包括碱性橄榄玄武岩、碧玄岩/碱玄岩、响岩质碧玄质/碱玄质碧玄质/碱玄质响岩，基性响岩和副长石岩，其主要矿物除基性斜长石、富钛和富碱的单斜辉石以外，常有数量不等的碱性长石和副长石。

3.3.4 岩石地球化学特征

亚碱性玄武质火山岩中苦橄玄武岩化学成分平均含量(%)，$SiO_2$ 为 43.57±1.14，*ALK* 为 1.95±0.47，$K_2O$ 为 0.51±0.37，$Na_2O$ 为 1.44±0.57，富镁变种 MgO 达 13.28～19.05；玄武岩平均 $SiO_2$ 为 49.45±1.61，*ALK* 为 3.09±0.49，$K_2O$ 为 0.52±0.45，$Na_2O$ 为 2.57±0.53。碱性玄武质火山岩中，碧玄岩/碱玄岩平均成分 $SiO_2$ 为 44.34±1.67，*ALK* 为 5.40±0.97，$Na_2O$ 为 3.47±0.93，$K_2O$ 为 1.93±1.02；响岩质碱玄岩/碧玄岩平均成分 $SiO_2$ 为 49.03±1.50，*ALK* 为 8.83±1.7，$Na_2O$ 为 4.62±1.58，$K_2O$ 为 4.21±1.93；碱玄质响岩平均 $SiO_2$ 为 53.64±2.00，*ALK* 为 11.27±2.38，$Na_2O$ 为 5.88±2.38，$K_2O$ 为 5.69±2.29；副长石岩平均 $SiO_2$ 为 40.05±2.98。亚碱性玄武岩 Rb 为 3.6～17.0，Sr 为 520～750，Ba 为 70～235；Cr 为 9.4～47，Ni 为 8.2～36，Co 为 6～14；拉斑玄武岩 ΣREE 为 35.56～94.57，La/Yb 为 0.82～2.59；钙碱性玄武岩 ΣREE 为 31～70，La/Yb 为 3～8；亚碱性玄武岩 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 为 0.7028～0.7034。碱性玄武岩 Cr 为 297～359，Ni 为 142～263；钠质变种 ΣREE 为 185～322，La/Yb 为 9.8～34.9；钾质变种 ΣREE 为 280～643，La/Yb 为 47～74，$(^{87}Sr/$

$^{86}Sr)_i$ 为 0.7033～0.7045。

## 4 中国火成岩组合的时空展布规律

中国东部不同时代的火成岩分布很广，共约 182 万 $km^2$，占中国陆地面积的 19%，其中火山岩占 9.3%，深成岩占 9.7%。火山岩中的基性岩占 51%，中性和酸性火山岩占 49%。深成岩中酸性占 97.8%，基性、超基性占 2.1%，碱性占 0.1%。火成岩产出的大地构造背景大体可分为三类：前寒武纪活动带，古生代到中生代复合造山带和中、新生代的大陆活化带。

### 4.1 前寒武纪火成岩组合的时空分布

中国前寒武纪火成岩主要集中出露在华北、塔里木和扬子陆块的基底隆起区。岩浆作用主要阶段可分为：太古宙、古元古代、中元古代、新元古代青白口纪和长城纪。除了古陆核内的混合花岗岩之外，火成岩主要分布在古陆块裂解带、古陆块增生边缘和不同陆块相对运动相互作用区。在古陆块拉张、裂解带，主要出现与变质沉积岩(片岩、大理岩)和拉斑系列的玄武质熔岩和火山碎屑岩(斜长角闪岩和变粒岩)；在古陆块增生边缘和不同陆块的相互作用挤压带，主要形成钙碱性系列的玄武质-安山质-流纹质火山岩组合(斜长角闪岩、角闪斜长片麻岩和变粒岩)，以及英云闪长质、花岗闪长质和斜长花岗质深成岩组合(灰色片麻岩)。

太古宙的火山岩相对集中在华北陆块北部和东部，以及塔里木陆块北部的高级变质岩系中，变质火成岩组合反映了拉张、挤压、再拉张的特征。古元古代火山岩主要分布在塔里木陆块西北缘，华北陆块北缘，柴达木和华北陆块南缘，以及扬子陆块西缘，以变质的亚碱性玄武岩、安山质、英安质和流纹质钙碱性火山岩为主，反映了陆缘增生特征，陆块的局部边缘出现与拉张有关的碱性系列火山岩，并伴生相应的英云闪长岩、花岗闪长岩和斜长花岗岩组合和花岗闪长岩、石英二长岩和花岗岩组合。中元古代在塔里木和华北陆块北缘以陆缘增生钙碱性火山岩为主，华北陆块南缘出现与拉张有关的双峰式火山岩组合；中祁连和北秦岭陆缘增生钙碱性火山岩组合为主，南秦岭出现双峰式火山岩的拉张环境。除贵州梵净山和四川旺苍等局部地区分别出现过铝花岗岩和碱性正长岩外，多数地区的深成岩为英云闪长岩、花岗闪长岩和斜长花岗岩组合和花岗闪长岩-二长花岗岩-花岗岩组合，塔里木和华北陆块的北缘局部出现基性和超基性深成岩组合。新元古代在大部分地区为钙碱性火山岩，仅武夷-云开等局部地区为双峰式火山岩；大部分地区的深成岩为花岗闪长岩-二长花岗岩-花岗岩组合，仅雪峰-九岭等局部地区为过铝花岗岩组合，川西和滇东局部地区出现碱长花岗岩和碱花岗岩组合。

### 4.2 古生代火成岩组合的时、空分布

中国古生代火成岩相对集中分布在天山-兴安和祁连-秦岭等复合造山带，深成岩分布更为广泛，可见于南华构造带。早古生代岩浆活动始于早寒武世，终于晚志留世，但以奥陶纪的火山活动最强烈；晚古生代岩浆活动范围更广。

古生代火成岩组合产出的地质环境有以下几类：①不同块体拼合带的洋脊或洋壳残片；②俯冲火山弧或岩浆弧；③碰撞火山弧或岩浆弧；④弧内或弧间地堑；⑤弧后拉张盆地；⑥大型走滑或转换断裂带；⑦中间地块边缘活动带；⑧陆块边缘裂谷或裂陷槽；⑨陆块内部裂谷或热点区。

代表不同构造背景火成岩组合的时空分布有一定规律，常常互相配套出现。产在不同陆

块拼合带，作为构造侵位蛇绿岩一部分的基性火山岩和侵入岩带有早古生代的富蕴-北塔山带、唐巴勒-温都尔庙-西拉木伦河带、北祁连带和南祁连带，以及晚古生代的克拉麦里-莫钦乌拉带、达拉布特-贺根山带、巴音沟-索伦山带、西昆仑北带和东昆仑南带，以及古生代的秦岭带。

以俯冲弧产出的火山岩和侵入岩组合，主要发育在过渡性地壳之上，在较薄的陆壳背景上发育的未成熟岛弧以亚碱性玄武岩和玄武安山岩组合为主；在陆较厚的背景上形成的陆缘弧，除以钙碱性安山质火山岩为主以外，常发育有数量较多的英安质和流纹质火山岩；在岛弧发展过程中局部发生暂时的拉张，形成代表弧内地堑的双峰式火山岩组合；在弧后盆地可以出现与正常沉积岩相伴生的橄榄拉斑玄武岩组合；在成熟岛弧后期或期后，特别与大型走滑或大型转换断裂相伴生的可以出玄武粗安岩-粗安岩组合和粗面英安岩（或高钾英安岩）和高硅流纹岩组合。代表性的火山弧岩浆带有：早古生代的中天山北缘-多宝山带（O—S）、白乃庙-石缝带（$O_2$）和祁连山-北秦岭带（S）。晚古生代的中天山南缘带（D—C）、中天山北缘带（$C_1$—$C_2$）、澜沧江带（$P_1$—$P_2$）。

以碰撞弧产出的火山岩和侵入岩组合，除了俯冲弧所具有基本属性之外，其构造关系更为复杂，火成岩组合也有不同的特色，可能与碰撞造山引起的陆壳增厚有关。碰撞期形成的火山岩和侵入岩基本以钙碱性系列的中酸性岩为主，包括英云闪长岩、二长花岗岩和斜长花岗岩组合，以及黑云母花岗岩、二云母花岗岩和白云母花岗岩组合，后者以铝过饱和为特征。晚古生代的主要分布在西伯利亚板块之间，从中天山南缘汗腾里峰、木扎尔特达板以北，星星峡、二连浩特到锡林浩特一带，时代以中、晚泥盆世为主；早古生代的过铝花岗岩主要分布在华南云开大山、武功山、武夷山等地。碰撞晚期和期后，可以出现一套包括辉长岩、闪长岩、石英角闪岩、花岗闪长岩、碱长花岗和碱性花岗岩等侵入岩和相应的火山岩组合，以及与大型走滑断裂或转换断裂带有关的玄武粗安岩、粗安岩和相应的侵入岩，产在西准噶尔和什托洛盖地区（$C_3$）、内蒙古二连浩特—锡林浩特一带。与大陆边缘拉张有关的裂谷玄武岩，以晚古生代峨眉大陆泛流玄武岩（$P_2$）以及贵州和湖南的钾镁煌斑岩等为代表，以大陆内部拉张或热点（地幔热流柱）有关的碱性岩、碱性超基性岩和碳酸岩，主要有分布在四川南江坪河的碱性正长岩和碳酸岩，山东蒙阴、辽宁复县和贵州镇远的金伯利岩（∈—O）等。复合造山带内中间地块的活动边缘，常形成一些侵入岩带，以花岗闪长质、石英二长质和花岗质的浅成侵入岩为主，如柴达木地块周缘和佳木斯地块西缘等。

### 4.3 中、新生代火成岩组合的时、空分布

中国中、新生代火成岩主要分布在中国东部濒太平洋地区，其次为西南地区特别是新特提斯构造域。

中、新生代火成岩产出的地质环境，在台湾、藏滇地区为俯冲和碰撞造山带，特别是三江地区，其次一级的构造单元发育完全，火成岩组合的类型也比较齐全。中国东部濒太平洋地区则为大陆活化带，其中、新生代火成岩产出的地质环境主要有：①基底隆起区的活动边缘；②基底隆起区的上叠式断陷盆地；③大型走滑断裂隆起侧的活动边缘；④大型走滑断裂坳陷侧的继承性断陷盆地；⑤陆缘拉张地堑；⑥陆内裂谷和裂陷槽。

代表不同地质环境的火山岩和侵入岩组合的时、空分布有一定规律，并可以互相匹配产出。在时间上，三江地区岩浆活动相对集中在晚二叠世到三叠纪，西藏为中、新生代，台东则以新生代为主。中国东部濒太平洋地区，岩浆活动分三个阶段，为碰撞期后阶段（$P_2$—T），形

成滞后型岩浆活动带，近东西向分布；区域应力场转换阶段(J—K)、构造-岩浆活动带呈北东和北北东向展布，发育与大型走滑断裂有关的火山岩和侵入岩；地壳伸展和拉张阶段(E—Q)，发育裂谷和裂陷槽型火山岩带，呈北北东向分布。

根据火成岩产出的地质背景、岩石组合可以把中国东部濒太平洋地区分为3个岩省、10个岩带和21个岩区。

4.3.1 东北地区中生代火成岩

火山岩、侵入岩主要分布在东西伯利亚地台的南缘古生代褶皱带，部分产在褶皱带之间的中间地块的活动边缘，可以分为4个岩带和5个岩区，以发育高钾英安质-流纹质火山岩和相应的侵入岩组合为特征，并有数量不等的玄武质、安山质、粗安质火山岩和相应的侵入岩相伴生(表1)。

**表1 东北地区中生代火成岩组合**

| 岩带 | 岩区 | 火山岩组合 | 侵入岩组合 | 地质背景 |
|---|---|---|---|---|
| 大兴安岭 | 北段 | $J_3$—$K_1$，高钾英安质和流纹质为主，少量玄武质火山岩 | $J_3$—$K_2$，花岗闪长岩和花岗岩组合为主 | 古生代褶皱带 |
| | 南段 | $J_2$—$K_1$，高钾英安质和流纹质为主，部分玄武安山质、粗安质火山岩 | $J_2$—K，石英闪长岩和花岗闪长岩，二长花岗岩组合 | 晚古生代褶皱带和蛇绿岩 |
| 锡霍特 | 完达山 | $T_2$—$J_1$，玄武质、玄武安山质火山岩 | $T_2$，花岗闪长岩、英云闪长岩组合，与超镁铁质地幔岩、辉绿岩伴生 | 外来推覆洋壳残片 |
| 吉黑东部 | 吉黑东部 | $T_3$—$K_1$，安山质、粗安质、粗面英安质和流纹质火山岩(晚期出现双峰式) | $T_3$—K，石英闪长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩、花岗岩 | 早古生代褶皱带 |
| 松辽南部 | 松辽南部 | $J_3$—$K_1$，粗面玄武质、粗安质、粗面英安质和流纹质火山岩 | $T_3$—$J_1$，二长岩、石英二长岩和二长花岗岩 | 晚古生代褶皱带 |

东北地区中生代岩省的火山岩和侵入岩分布是不均一的，西部大兴安岭地区以发育火山岩为主，剥蚀程度较低，侵入岩出露有限；东部以发育侵入岩为主，其次是火山岩。大兴安岭的火山岩的分布主要受北北东向和北东向两断裂带控制，北段和南段都以粗面英安岩(或高钾英安岩)和流纹岩为主，但南段有更多的玄武质、安山质和粗安质火山岩的出现，北段中、基性火山岩相对较南段少一些。东部侵入岩主要受次一级不同块体的相互作用的边界分布，呈北西向分布，其次侵入岩和火山岩受近东西向华北陆台北部边界断裂控制，此外沿北北东向的断裂也有侵入岩和火山岩分布。

4.3.2 华北地区中生代火成岩

华北陆台中生代火山岩和侵入岩主要分布在其北缘、郯庐断裂带附近以及与之相平行的太行和吕梁断裂带，可分出3个岩带，8个岩区(表2)。

从表2可知，华北陆台由于基底下特殊的壳幔物质组成，其代表性火山岩和侵入岩组合有较大的相似性，即以中性火山岩和中性侵入岩为主，不同程度的富碱、高钾，形成了以粗面玄武质、玄武粗安质、粗安质、粗面质甚至响岩质为主或其中的一部分岩性为主的火山岩组合，这种组合形成时代从T—K在不同阶段和不同地区反复出现，反映了华北陆块下地壳和上地幔物质组成的相似性，部分熔融产生岩浆的地球化学继承性。这类中基性-中性、富碱、高钾的岩浆作用与T—$J_2$和$J_3$—$K_1/K_2$的大型走滑断裂活动有关，其中华北陆块北缘T—$J_2$由近东西走向的断裂系制约其分布，基性和中性的火山岩系主要产出在断陷区，侵入岩产出

表 2　华北地区中生代火成岩组合

| 岩带 | 岩区 | 火山岩组合 | 侵入岩组合 | 地质背景 |
|---|---|---|---|---|
| 华北北缘 | 西段 | $J_3$ 粗安质-粗面英安质-流纹质火山岩 | $P_2$—T，二长闪长质-二长质正长质、少量碱性正长质侵入岩 | 前寒武变质基底隆起区（具太古宙变质基底） |
| | 中段（燕辽） | $J_1$，玄武质、安山质，$J_2$ 安山质、粗安质，$J_3$—$K_1$，粗安质-粗面英安质-英安质火山岩 | $J_3$—$K_1$，闪长质-花岗闪长质-二长花岗质-花岗质侵入岩 | 有元古宙变质基底与大型走滑断裂有关 |
| | 东段 | T 粗面质、响岩质火山岩 | T—$J_2$，正长质-碱性正长质-闪长质-二长质侵入岩 | 中新元古代变质基底，与断裂活动有关 |
| 山东 | 鲁西 | $J_3$—$K_1$，玄武粗安质、粗安质和粗面质；安山质和粗安质火山岩 | $J_3$—$K_1$，辉长质-辉长闪长质-二长质，二长质-正长质，二长花岗质-花岗质侵入岩 | 有太古宙、元古宙变质基底，与断裂系有关 |
| | 郯庐 | $J_3$—$K_1$，玄武粗安质-粗安质-粗面质，粗安质-粗面质-响岩质火山岩 | $J_3$—$K_1$，辉长二长质-二长质，石英二长质-二长花岗质正长质-石英正长质侵入岩 | 有前寒武系基底和大型走滑断裂活动 |
| | 胶东 | $J_3$—$K_1$，安山质-英安质-流纹质，粗安质-粗面英安质-流纹质火山岩 | $J_3$—$K_1$，闪长质-花岗闪长质，石英二长质-二长花岗质-花岗质侵入岩 | 有前寒武系基底，大断裂系东侧 |
| 山西 | 五台—太行 | J—K，安山质-粗安质火山岩和次火山岩（五台区） | $J_1$—$K_1$，闪长质-二长质，二长质-正长质-碱性正长质侵入岩 | 大型走滑断裂隆起侧，有前寒武变质基底 |
| | 吕梁 | 碱性火山岩（粗面岩和响岩） | $J_2$—$K_1$，闪长质二长质，正长质-碱性正长质侵入岩 | 有前寒武系基底，与断裂带有关 |

在前寒武系变质基底的隆起区；$J_3$—$K_1$ 的火山岩和侵入岩主要与北北东向的大型走滑断裂及其派生断裂系有关，主要分布在郯庐断裂带及与之相平行的鲁西、太行南部和吕梁地区，火山岩和侵入岩群体均呈北北东或近南北方向分布，而且岩浆活动开始的时间由东向西逐渐推迟，结束活动的时间相近。在这种类型中基性-中性的侵入岩中发现了数量较多的代表上地幔和下地壳岩石的包体，岩石学微量元素和同位素地球化学资料都证明了，这一类火成岩的岩浆来自上地幔的上部和下地壳的下部，壳幔的物质组成部分熔融的比例不同，分异程度不同，使火成岩组合和地球化学特征进一步复杂化。由于基性和中性岩浆上升和伴随深部热流峰区的上移，也引起了中地壳变质岩系的重熔，形成一定数量粗面英安质-流纹质火山岩和花岗闪长质-石英二长质-二长质花岗质-花岗质的侵入岩，特别是在靠近海域的地区，区域热流的背景场较高，热流峰区上升的部分较浅，所以华北陆台的花岗质岩体东部比西部发育。

4.3.3　华南地区中生代火成岩

与华北不同，华南中生代火山岩以粗面英安质-流纹质或高钾英安质-流纹质火山岩组合为代表，有时有少量的粗安质或石英粗安质火山岩与之共生。侵入岩以 I 型花岗质-石英二长质-花岗质组合为代表，有时有少量辉长闪长质、二长闪长质侵入岩与之相伴生，在南岭为代表的地区则以 S 型黑云母花岗质-二云母花岗质-白云母花岗质侵入岩组合为代表的侵

入岩组合，并有少量与之相对应的过铝型英安质和流纹质火山岩，以含富铝和富挥发分矿物（石榴子石、堇青石和黄玉等）为特征。华南岩省可以分三个岩带，9 个岩区（如表 3）。

**表 3　华南地区中生代火成岩组合**

| 岩带 | 岩区 | 火山岩组合 | 侵入岩组合 | 地质背景 |
|---|---|---|---|---|
| 桐柏·大别 | 桐柏 | $J_3$—$K_1$，粗安质-粗面质，安山质-英安质-流纹质火山岩 | $J_2$—$J_3$，二长质-石英二长质-花岗质侵入岩 | 前震旦纪变质基底，武当隆起的东北段（郯庐断裂以西） |
| | 大别 | $J_3$—$K_1$，粗安质-粗面质，安山质-英安质-流纹质火山岩 | $K_1$，花岗闪长质-石英二长质-二长花岗质侵入岩 | |
| | 胶南 | $J_3$—$K_1$，粗面玄武质-玄武粗安质-粗安质（晚期出现双峰式）火山岩 | $K_1$，花岗闪长质-二长花岗质-钾长花岗质侵入岩 | 基底同上（郯庐断裂以东） |
| 扬子 | 下扬子 | $J_3$—$K_1$，粗面玄武质-玄武粗安质-粗安质-粗面质-响岩质，中长玄武质-玄武粗安质-粗安质-粗面英安质火山岩 | $J_3$—$K_1$，石英闪长质-花岗闪长质，石英二长质、二长花岗质，正长质-石英正长质-花岗质侵入岩 | 有前寒武基底的古生代断层型断陷盆地和局部隆起区 |
| | 江南地块 | $J_3$—$K_1$，粗面英安质-流纹质，英安质-流纹质，少量粗安质或安山质火山岩 | $J_2$—$K_1$，石英闪长质-花岗闪长质，石英二长质-二长花岗质侵入岩 | 有元古宙变质基底 |
| 南华 | 赣南闽西 | $J_1$—$J_2$，过铝安山质-粗安质-粗面英安质-流纹质火山岩 | T—$J_1$，石英闪长质-花岗闪长质-石英二长质-二长花岗质，过铝二云母花岗岩-白云母花岗岩侵入岩 | 早古生代褶皱带 |
| | 浙东闽东 | $J_3$—$K_1$，高钾英安质-流纹质，少量粗安质火山岩 | $J_3$—$K_1$，花岗闪长质-石英二长质-二长花岗质-花岗质-碱长花岗质侵入岩 | 元古宙和早古生代褶皱带基底 |
| | 粤西海南 | $T_1$—$J_1$，玄武质和流纹质双峰式，$J_3$—$K_1$，高钾英安质-流纹质火山岩 | $T_1$—$J_1$，辉长质-花岗质；$J_3$—$K_1$ 花岗闪长质-石英二长质-花岗质侵入岩 | 晚古生代褶皱带基底 |

华南地区内部块体较多，各块体的壳、幔结构和组成有一定的差异性，其地球化学特征也各不相同，所以形成的火山岩和侵入岩的类型和特点很不相同，其中浙东、闽东沿海地区以 I 型和 A 型火成岩组合为主，长江中下游和赣东北—浙西北带以 I 型火成岩组合为主，湘、桂、粤（西）则以过铝的 S 型为主，皖南和苏北则为 I 和 S 型兼有或过渡型。

4.3.4　中国东部新生代火山岩

新生代火山岩系，多半继承了中生代北北东向大型断裂，进一步拉张、延伸发展而成为裂陷槽或裂谷带，这些火山带多半都是跨越东北、华北和华南中生代火成岩岩省的。其火山岩组合可以分为三类，即以拉斑玄武岩为主的火山岩组合，包括橄榄拉斑玄武岩、拉斑玄武岩和石英拉斑玄武岩，有时有少量或缺乏碱性玄武岩；以碱性玄武岩为主的火山岩组合，其中有钾质和钠质之分，钾质为碱性苦橄玄武岩、碱玄岩（或碧玄岩）、碱玄质（或碧玄质）响岩和白榴石响岩，钠质也有碱性苦橄玄武岩、碱玄岩（或碧玄岩）、响岩碧玄岩和副长石岩（霞石质或白榴霞石质）；多数情况下是碱性玄武质特别是钠质碱性玄武质火山岩与拉斑玄武质火山岩共生。有时在钠质碱性玄武质及少量碱性粗面质、碱流质和碱性流纹质熔结凝灰岩共生。我国新生代火山岩可以分为三个岩带，东北—华北为统一的岩带，东南沿海和台湾分别为不同的岩带。

新生代玄武岩中特别是钠质苦橄苦玄武岩和碧玄岩有大量地幔橄榄岩，其中包括Ⅰ型的二辉橄榄岩包体(也称绿色型)，主要是尖晶石二辉橄榄岩，少量石榴子石二辉橄榄岩，云母二辉橄榄岩、角闪石二辉橄榄岩和斜长石二辉橄榄岩；另一种是Ⅱ型包体，即异剥橄榄岩。

以拉斑玄武岩为主的火山岩组合，老第三纪的分布在冀中和汉江地区；新第三纪产出在依兰—伊通、集宁—丰镇、武安、赤峰—围场和南海。以碱性玄武岩为主的火山岩组合，老第三纪的分布在下辽河和黄海；新第三纪产出在山东和江苏郯庐断裂带、抚州、窑山、鹤壁和西沙；第四纪的分布在宽甸、哈拉哈、嘉山和蓬莱。钠质碱性玄武岩和拉斑玄武岩共生，老第三纪的分布在松辽、繁寺和东南沿海部分地区；新第三纪产出在安徽郯庐断裂带、万全—张北、内蒙古、左王—右王、平泉、昔阳、浙江和闽北；第四纪的见于大同。以钾质碱性玄武岩为主，并与拉斑玄武岩共生的火山岩组合，以五大连池、科洛和二克地区第四纪玄武岩为代表。粗面岩和碱性流纹岩组合以长白山地区第四纪火山岩为代表。此外，台湾的新生代火山岩组合类型较多，澎湖地区为碱性和拉斑玄武岩共生，基隆地区还出现钙碱性火山岩，东海岸还有安山质火山岩分布。

## 5 岩浆类型与壳幔结构、组成的联系

中国东部中生代火成岩组合所代表的不同初始岩浆类型，与壳幔源区的深度和组成有密切的联系。

### 5.1 源自上地壳和中地壳边界的酸性火成岩组合

磁力、重力和地震联合反演地球物理剖面表明，过铝的酸性火成岩分布区，其深部对应相互作用带或构造拆离带。火成岩以过铝的流纹英安质和富碱流纹质火山岩组合，以及黑云母花岗质、二云母花岗质和白云母花岗质组合为代表。侵入岩的含水铁镁矿物以铁云母、铁叶云母和白云母为特征，含钛铁矿、富铝和富挥发分的副矿物，一般不发育岩石包体，$SiO_2$含量70%～76%，$K_2O/(Na_2O+K_2O)$为0.48～0.60，$Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$为1.03～1.26，$Mg/(Mg+Fe+Al+Ti+M)$为0.10～0.25，$Rb/Sr>20$，$\delta Eu<0.20$。其岩浆源区的浅变质岩多半为中元古宙泥砂质细碎屑-变质沉积岩；其同位素地球化学特征是在$^{208}Pb/^{204}Pb$-$^{207}Pb/^{204}Pb$坐标图上远离地幔线，具高$\mu$值；在$^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{208}Pb/^{204}Pb$坐标图上位于地幔线的左边，紧靠地幔线；$^{204}Pb$含量$<1.36\%$，$^{207}Pb/^{206}Pb$和$^{208}Pb/^{206}Pb$分别低于0.85和2.10；$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i>0.712$，$\varepsilon_{Nd}(t)<10$，$\delta^{18}O>+10‰$。此类岩浆是在富含水和挥发分的条件下，由上地壳底部和中地壳上部的物质重熔或选择熔融产生。

### 5.2 源自中地壳中部的中酸性、酸性火成岩组合

联合反演地球物理剖面表明，铝含量较高的中酸性和酸性火成岩分布区，其深部对应的低速体位于中地壳上、下速度层之间的相互作用带或构造拆离带，火成岩以高碱英安质和流纹质火山岩组合，以及花岗闪长质和黑云母花岗质侵入岩组合为主，其侵入岩铁镁矿物以角闪石、黑云母为特征，副矿物属磁铁矿-榍石型，含大量闪长质包体，$SiO_2$含量主要在61%～73%之间，$K/(K+Na)<0.42$，$A/CNK<0.98$，$M/MF>0.30$，Rb/Sr中酸性$<0.8$，酸性$<1.2$，$\delta Eu=0.8\sim1.1$。其源岩多为新太古或古元古代火山变质岩，属中到中高级变质区，在$^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{207}Pb/^{204}Pb$图上紧靠地幔线之上，而在$^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{208}Pb/^{204}Pb$图上位于LUC(低级上地壳)之左；$^{204}Pb$含量在1.36%～1.42%之间，$^{207}Pb/^{206}Pb$多在0.86～0.92之间，

$^{208}Pb/^{206}Pb$ 值为 2.12～2.20；$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i<0.712$；$\varepsilon_{Nd}(t)<$ 8，$\delta^{18}O=+8‰～+11‰$。

### 5.3 源自中、下地壳边界的中酸性和酸性火成岩组合

地球物理剖面表明，与此类高钾的火成岩分布区相对应的深部低速层位于中地壳的下部和下地壳的上部，相当于两个速度层之间的相互作用带或构造拆离带，火成岩组合以高钾中酸性和酸性火成岩为主，常伴有少量中性甚至基性火成岩，常见为花岗闪长质、石英二长质、二长花岗质和碱长花岗质（±碱性花岗质）为主的侵入岩组合及相应的石英粗安质、粗面英安质、高钾高硅流纹质为主的火山岩组合，常还可以伴生较少量的辉长质、辉长二长质和二长质侵入岩，或者玄武质、玄武粗安质火山岩，其分布面积一般小于侵入杂岩体或火山杂岩体总面积的 10%。其中酸性侵入岩以出现镁黑云母为特征，中性岩可以出现两种辉石。副矿物以磁铁矿、榍石为特点。在中、基性端员岩石中有数量不等的暗色包体，在酸性岩石中一般不发育包体，在碱长花岗岩中常出现晶洞，有时还出现含碱性铁镁矿物的碱性花岗岩分异物。$SiO_2$ 相对集中在 64～77，但中基性可达 50～56，$K/(K+Na)<0.48$，$A/CNK<1$，$M/MF$0.2～0.25，Rb/Sr0.5～2，$\delta$Eu0.2～0.9。在 $^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{207}Pb/^{204}Pb$ 图中紧靠地幔线，在 $^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{208}Pb/^{204}Pb$ 图中，远离地幔线；$^{204}Pb>1.4‰$，$^{207}Pb/^{206}Pb>0.90$，$^{208}Pb/^{206}Pb>2.18$，$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 酸性岩$<0.710$，其基性端员$<0.706$，$\varepsilon_{Nd}(t)<-10$，$\delta^{18}O<+10‰$。

### 5.4 源自壳、幔边界的中基性和中性火成岩组合

与此类高钾中基性和中性火成岩分布区相对应的深部低速带位于下地壳的下部和上地幔的顶部，为壳、幔相互作用的构造拆离带，与周围的下地壳和上地幔地震波速背景场相比，出现明显的局部异常。侵入岩组合以辉长二长质、二长质为主，其基性端员为辉长质或角闪辉长质，其碱性分异端员为正长质和碱性正长质，其酸性分异端员为石英正长质和二长花岗质，火山岩组合以玄武粗安质、粗安质为主，其基性端员为粗面玄武质或中长玄武质，其碱性端员为粗面质和响岩质，其酸性端员为石英粗安质和粗面英安质。铁镁矿物以富水和挥发分为特征，常出现角闪石或黑云母和两种辉石。普遍存在两种长石，其含量比随岩性而变化。副矿物以磁铁矿、磷灰石为特征，磷灰石以富含挥发氟为特征。在基性端员的火成岩发育数量不等的上地幔上部和下地壳的包体和来自不同深度的捕虏体。$K_2O$ 和 $Na_2O$ 含量较高，按 $K_2O$ 和 $Na_2O$ 的相对含量比，可分出钾质的 $K_2O>(Na_2O-1.5)$，钠质的 $K_2O<(Na_2O-1.5)$，但按 $K_2O$ 与 $SiO_2$ 的比例关系大多数属于高钾。$M/MF>0.35$，$Rb/Sr<1.0$。在 $^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{207}Pb/^{204}Pb$ 图上紧靠地幔线之下，在 $^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{208}Pb/^{204}Pb$ 图上偏离地幔线；$^{204}Pb>1.40‰$，$^{207}Pb/^{206}Pb<0.90$，$^{208}Pb/^{206}Pb>2.18$，$^{87}Sr/^{86}Sr<0.708$，其基性端员$<0.706$，$\varepsilon_{Nd}(t)<-10$，$\delta^{18}O<+10‰$。

中国东部新生代裂谷型玄武岩，按其岩石组合、深源包体和 Sr-Nd-Pb 同位素地球化学特征可分为五种地幔类型，分述如下：

(1) 亏损地幔型玄武岩组合的同位素地球化学特征

我国新生代源自亏损地幔端员的玄武岩主要为钠质的碱性玄武质和拉斑玄武质火山岩组合，在碱性玄武质火山岩中以碱性橄榄玄武岩和碧玄岩为主，有时出现少量橄榄霞石岩，拉斑玄武岩中包括橄榄拉斑玄武岩、拉斑玄武岩和石英拉斑玄武岩。在碱性玄武质火山岩中常含数量不等的超镁铁质包体，以尖晶石二辉橄榄岩为主，有时有少量尖晶石橄榄二辉岩。代表由不同亏损程度上地幔和软流圈地幔形成的玄武岩组合，主要分布在我国华南，如南海盆地、雷琼地区、广东省、浙江省和闽中等部分地区，以及渤海周边的部分地区。一般来说，代

表我国亏损地幔端员的玄武岩组合其$^{87}Sr/^{86}Sr$为0.7029～0.7032，$^{143}Nd/^{144}Nd$为0.51310～0.51385，$^{206}Pb/^{204}Pb$为18.11～18.60，$^{207}Pb/^{204}Pb$为15.47～15.65，$^{208}Pb/^{204}Pb$为38.15～38.78。

由于岩石圈地幔Sr-Nd-Pb同位素体系在同一个地区是不均一的，随时间演化的阶段在性质上可以发生变化，即使在总体具有以亏损为主的特点，但在局部地区，某个暂时的阶段具有富集的特征，并不是绝对的，永远不变的，重要的是区分亏损和富集这对矛盾中起主导作用的是哪一个方面。

(2) 富集地幔型玄武岩组合的同位素地球化学特征

我国新生代源自富集地幔端员的玄武岩以五大连池、科洛和二克山等富钾的碱性玄武岩为代表，其次可以北京坳陷拉斑玄武岩为代表。五大连池的玄武岩组合，由含有数量不等白榴石为特征的碱性苦橄岩、响岩质碧玄岩、碧玄质响岩、响岩和白榴岩所组成，尤其以科洛白榴玄武岩为代表，其明显的特征为Sr、Nd、Pb三体系均富集，尤其表现为放射性Sr和不相容元素含量很高。老第三纪的拉斑玄武岩组合，包括橄榄拉斑玄武岩、拉斑玄武岩和石英拉斑玄武岩，属于中等富集地幔源的代表，其不相容元素含量较低，放射性Sr同位素中等富集，Nd同位素略富集。

以五大连池碱性玄武岩组合为代表的富集地幔端员的$^{87}Sr/^{86}Sr$为0.70512～0.70602，平均为0.70539，$^{143}Nd/^{144}Nd$为0.512381、0.52433，$^{206}Pb/^{204}Pb$为16.712～17.310，$^{207}Pb/^{204}Pb$为15.333～15.490，$^{208}Pb/^{204}Pb$为36.259～37.338。以老第三纪拉斑玄武岩为代表的中等富集的地幔源区的$^{87}Sr/^{86}Sr$为0.70423～0.70528，$^{143}Nd/^{144}Nd$为0.51267～0.51296，北京坳陷最亏损的石英拉斑玄武岩$^{206}Pb/^{204}Pb$为16.858，$^{207}Pb/^{204}Pb$为15.294，$^{208}Pb/^{204}Pb$为36.829。由于玄武岩同位素组成的制约因素很多，除了基本上反映了源区地幔同位素组成特点之外，还受其他多种因素的影响，所以Sr-Nd-Pb同位素体系要从整体上分析，而且所反映的地幔富集程度是代表了一个基本趋势，实际上地幔的组成三维不均一的微观变化相当复杂。地幔交代作用对富集起重要作用。

(3) 似原始地幔型玄武岩组合的同位素地球化学特征

我国东部似原始地幔型同位素组成的玄武岩主要分布在华北大部和东部一部分地区，但不包括某些局部富集区和局部亏损区。其火山岩组合往往都是碱性玄武质和拉斑玄武质共生，碱性玄武质组合主要由碱性橄榄玄武岩、碧玄岩和响岩碧玄岩所组成，有时出现少量副长石岩，拉斑玄武质组合包括橄榄拉斑玄武质、拉斑玄武质和石英拉斑玄武质。

此类玄武岩的$^{87}Sr/^{86}Sr$为0.70380～0.70497，$^{143}Nd/^{144}Nd$为0.512627～0.5128，$^{206}Pb/^{204}Pb$为17.175～17.951，$^{207}Pb/^{204}Pb$为15.322～15.596，$^{208}Pb/^{204}Pb$为37.112～38.286。需要指出的是，在岩性上拉斑玄武质和碱性玄武质的富集程度不同，前者稍高；在时间上，老第三纪稍富集，中新世较亏损，第四纪又接近未分异地幔值；在空间上由西向东亏损程度递减，东部沿海地区富集程度较高，所以说似原始地幔型，是从Sr-Nd-Pb综合指标、从时间和空间总体上评价的划分，所在理解上应该注意到同位素组成在空间和时间上的四维不均一性，其组成是不断处于变化的过程中。

(4) 再循环富集地幔型火山岩组合的同位素地球化学特征

我国属于这类地幔型火山岩代表性分布区是广东三水、吉林长白山和云南腾冲等地区，主要与古板块俯冲、碰撞作用有关，导致地壳特别是洋壳物质的再循环，加入到俯冲带之上

的大陆岩石圈的楔形地幔中，使原来的大陆岩石圈地幔组分发生改造，而具有不同程度的放射性同位素富集现象。此类玄武岩的组合比较复杂，有粗面玄武质、玄武粗安质、粗安质和粗面质组合，有玄武安山质、安山质、粗安质和粗面英安质组合，还有碱性玄武质、拉斑玄武质、粗面质、碱流质和碱性流纹质组合等。其 $SiO_2$ 为 45.30%～72.87%。

此类火山岩组合的共同特点是其岩浆源区为由于地壳物质再循环而引起的富集地幔，其 Sr-Nd-Pb 同位素体系的特征为变化范围很宽：$^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.704950～0.710980，$^{143}Nd/^{144}Nd$ 0.512503～0.512863，$^{206}Pb/^{204}Pb$ 17.422～18.685，$^{207}Pb/^{204}Pb$ 15.438～15.601，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 37.578～38.753。从一定意义上来说这是一种二元混合的地幔，或者说是经过代表地壳物质同位素组成的加入后的改造地幔。

(5) 混合地幔型火山岩组合的同位素地球化学特征

此类地幔区主要分布在苏、鲁、皖三省的部分地区和浙江北部，相对集中在中、下扬子地区，即华北地块东南部和扬子地块东北端，在地质历史中发生过多次离、合和相互作用的地段，以及郯庐断裂系反复走滑挤压和走滑拉分过程导致下地壳和上地幔物质之间的相互作用区。在这些地区的新生代玄武岩组合，也比较复杂，主要表现为岩石和地球化学特征变化范围比较大，老第三纪以亚碱性系列的玄武岩为主，新第三纪为碱性系列为主，第四纪为碱性和过碱性系列，而且为超基性的。拉斑系列的为橄榄拉斑玄武质、拉斑玄武质和石英拉斑玄武质组合，碱性系列为碱性橄榄玄武质、碧玄质、响岩碧玄质和橄榄霞石岩组合。其 $SiO_2$ 变化在 42.68%～53.66%之间。

此类玄武岩组合 Sr-Nd-Pb 同位素体系比值变化的范围也很大，$^{87}Sr/^{87}Sr$ 为 0.703240～0.704793，$^{143}Nd/^{144}Nd$ 为 0.512409～0.512989。$^{206}Pb/^{204}Pb$ 为 16.594～18.394，$^{207}Pb/^{204}Pb$ 为 15.317～15.565，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 为 37.352～38.538。其同位素的比值的变化，受多种因素影响，基本上由源区上地幔物质同位素组成的复杂性所决定，但也表现出地区、岩性和时代上的差异和变化。这类火山岩组合与再循环地幔型火山岩组合的共同点是同位素比值的变化范围大，但区别是明显的：①再循环地幔部分融熔产生火山岩组合中出现粗安质、粗面质、甚至碱性流纹质火山岩，其 $SiO_2$ 从 45.30%～72.87%；其古大地构造位置接近活动大陆边缘的位置。②混合地幔部分融熔产生的组合偏基性，即出现碱性苦橄玄武质和副长石岩(霞石岩)质火山岩；其 $SiO_2$ 从 42.68%～53.66%；其古大地构造位置接近不同地块拼合带反复离、合区和大型走滑断裂带(超岩石圈型断裂)。

综上所述可见中国东部地幔的组成是比较复杂的，特别是从火山岩组合和深源包体的 Sr-Nd-Pb 同位素体系角度看，中国东部濒太平洋地区是由似原始型、亏损型、富集型、再循环型和混合型五种基本的上地幔源区所组成。这些地幔源区 Sr-Nd-Pb 同位素组成类型的三维空间和时间过程都表现出动态的不均一性，但从总体上分析还可以看出不同地幔类型火山岩组合同位素比值的一般规律，这与中国东部是一个多块体拼合的年轻大陆的动力学过程有密切的关系，而这种上地幔和软流圈地幔的"四维"(三维空间和时间)变化，还有更深层次原因，那就是深地幔的结构、热状态和物质运动的问题。

(参考文献主要为地质出版社出版的中国各省、区、自治区区域地质志，故此略)

# 金刚石碳同位素组成和成因[0]

刘观亮　韩友科　翟丽娜

（宜昌地质矿产研究所，湖北宜昌 443003）

苗　青　车　锋

（辽宁省第六地质大队，辽宁普兰店市 116200）

**摘　要**　本文研究了我国3个主要金伯利岩、钾镁火山岩金刚石矿区和1个金刚石砂矿区中的230多颗金刚石的碳同位素组成，获得金刚石的 $\delta^{13}C$ 值为 $-26.06‰\sim+1.5‰$，其差值达28.00‰。已获资料表明，金刚石的结晶习性与其碳同位素组成没有固定关系，但金刚石的颜色和类型与碳同位素组成有一定关系，不同矿区或不同地区的金刚石碳同位素组成有自身的特点。研究结果还表明：造成金刚石 $\delta^{13}C$ 值的巨大差别的原因主要是地幔不均一性，特别是在太古宙—元古宙的俯冲作用过程中，地壳有机碳参与上地幔再循环作用起着决定性的影响。本文将金刚石碳同位素组成的差异，置于上地幔横向、垂向整个剖面的C—O—H系统中来考察其原因，认为碳同位素的巨大差别在金刚石结晶生长之前早已形成；并提出了太古宙—元古宙的岩石圈古龙骨通过俯冲作用、超变质-交代作用、均衡化作用三阶段演化模式的形成机理，从而对金刚石碳同位素组成的差异作出合理的解释。在金伯利岩或钾镁火山岩岩浆形成之后C-O-H封闭系统中，不会导致巨大的碳同位素分馏作用，岩石圈古龙骨两大套三阶段演化模式的新思路，不仅对金刚石的成矿理论、原生金刚石矿床普查找矿有重要意义，对扬子克拉通东南缘，以及其它地区岩石圈增厚机理可能具有普遍意义。

**关键词**　金刚石　碳同位素组成

## 1　引言

据有关文献，Nier 和 Gulbransen(1939)最先测定了金刚石的碳同位素，50～60年代 Craig[16](1953)，Wickmam[36](1956)，Vinogradov 和 Kropotova[33](1965)等也测定了金刚石的碳同位素，所得到的 $\delta^{13}C$ 值为 $-3.2‰\sim-6.9‰$，仅相差3.7‰，平均为 $-5.8‰$，并据此认为金刚石形成于地球深部，推测原始碳同位素组成为 $-5‰\sim-6‰$，似乎再研究金刚石的碳同位素组成不会有本质上的新信息。后来，在北雅库特艾加里亚赫砂矿中测得4颗黑色金刚石的碳同位素组成为 $-21.4‰\sim-22.2‰$，“和平”岩管中1颗金刚石为 $-32.3‰$。显然，金刚石碳同位素组成比过去设想的要复杂得多。

到目前为止，测试过碳同位素的金刚石已超过2000多颗，主要由 Galimov[19~21](1978、

[0] 国家自然科学基金资助项目，编号为4888147号。

1984、1989)，Sobolev et al.[33](1979)等所测定，其 $\delta^{13}C$ 值为 $-34.5‰\sim+2.8‰$，差值达 37.3‰。以金刚石的各种形成模式考虑，千分之几的变化，难以解释金刚石的碳同位素组成如此大的差别。Deines[17](1980)认为金刚石碳同位素组成上的这种巨大差异，反映了不同源区碳同位素组成的差异，即地幔碳同位素组成的不均一性，但没有对造成不均一性的原因作出解释。Galimov[21](1984)也得出相似的结论，认为是金刚石碳同位素特征的区域专属性，不过 Galimov[21](1990)更强调碳同位素分馏作用。同时，Galimov[20](1984)和 Deines，Gurney，Harris[16](1984)分别从西伯利亚、南非等地的金刚石结晶习性、颜色与其碳同位素组成关系进行了研究，却得出完全不同的结论。前者认为轻碳同位素与带色金刚石有关，而后者则认为无关。

我国对金刚石碳同位素组成的研究开展得比较晚。最早的成果是刘观亮等[14](1990)测定的山东、辽宁的数十颗金刚石碳同位素组成。本文对选自华北克拉通的复县、蒙阴金伯利岩区和扬子克拉通的镇远钾镁火山岩区以及丁桃金刚石砂矿区的金刚石进行了较详细的研究。首先，对从各矿区挑选的金刚石做了晶体形态、颜色、形变、色斑、红外光谱、紫外可见吸收光谱和顺磁共振谱测定，以确定其类型和混入氮的存在形式，然后测定其碳同位素组成。对含包裹体矿物的金刚石，则在提取包裹体矿物后再测定其碳同位素组成。

所有样品都是在宜昌地质矿产研究所同位素实验室测定的。其方法是采用真空氧化方法，获得二氧化碳气体，在 MAT-251 质谱计上测定碳同位素比值，标准偏差在 $\pm0.1‰\sim0.2‰$ 之间，结果用 $\delta^{13}C_{PDB}$ 表示。

## 2 金刚石碳同位素的基本特征

对选自复县、蒙阴金伯利岩、镇远钾镁火山岩 3 个金刚石矿区和丁桃金刚石砂矿区的 230 多颗金刚石进行了碳同位素组成测定，结果如图 1 所示。由该图可知，我国金刚石的 $\delta^{13}C$ 的分布范围为 $-26.06‰\sim+1.52‰$，差值为 27.54‰。绝大部分 $\delta^{13}$ 值集中分布于 $-9‰\sim-2‰$ 之间，其主峰值位置在 $-5‰\sim-4‰$，形成重碳同位素一侧较陡直，过主峰后，向轻碳同位素一侧逐渐降低的分布格局。

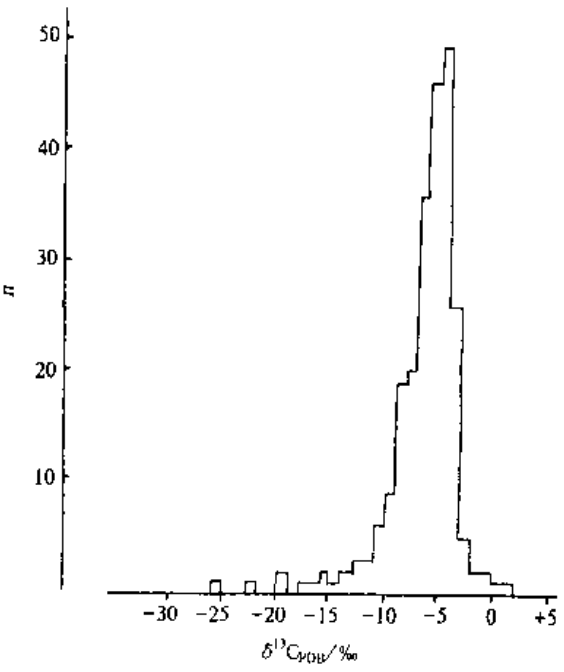



图 1 我国金刚石碳同位素组成频率分布图

n 为样品数

图 1 中所展示的我国金刚石 $\delta^{13}C$ 值分布范围与世界范围(Galimov[22]，1991)的金刚石碳同位素组成相比较，其总体分布形式十分相似，只是分布范围稍窄。其 $\delta^{13}C$ 值的主峰值位于 $-5‰\sim-4‰$(大约为 $-4.6‰$)，与许多学者(Meyer[27]，1987；Galimov[22]，1991)承认的地幔原始碳同位素组成范围($-9‰\sim-2‰$，平均为 $-5‰$ 或 $-4.6‰$)相一致。这可能反映了地球上地幔

原始碳同位素的共同特点。

## 3 各矿区金刚石碳同位素组成特点

上述 4 个矿区中的金刚石碳同位素组成各有自身特点，现分述如下：

### 3.1 辽宁复县金伯利岩区

所测试的金刚石样品主要来自 50 号、40 号、30 号岩管和 9 号岩脉，其它岩体中测定了少量样品。其金刚石的 $\delta^{13}C$ 值为－14.71‰～－0.27‰，多数集中在－9‰～－2‰，主峰值位于－5‰～－4‰(图 2a)。

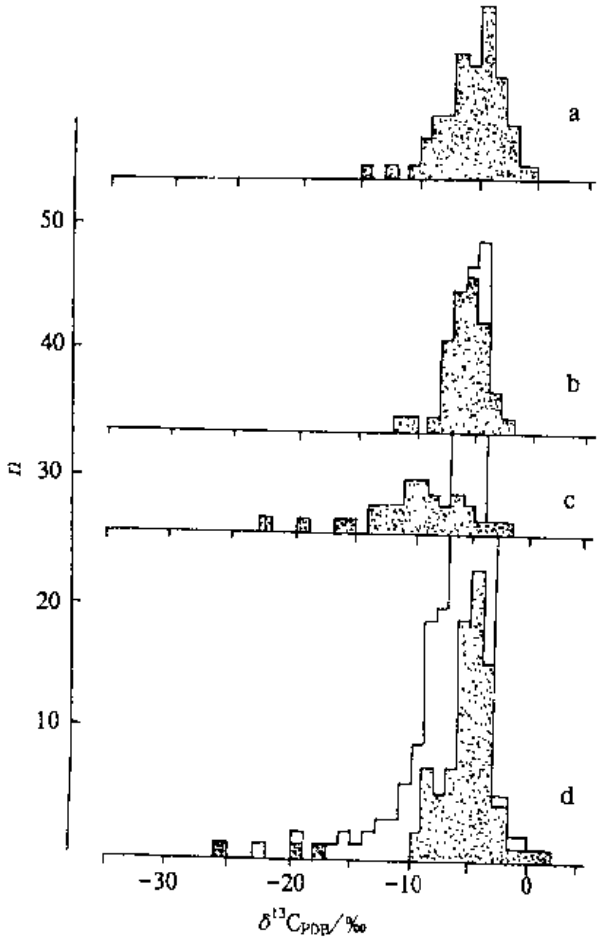



图 2 各矿区金刚石碳同位素组成频率分布图

a—辽宁复县金伯利岩中金刚石；b—山东蒙阴金伯利岩中金刚石；c 贵州镇远钾镁煌斑岩中金刚石；d—湖南沅水砂矿中金刚石。n 为样品数

### 3.2 蒙阴金刚石矿区

金刚石样品分别选自胜利 1 号、红旗 2 号、5 号、6 号、9 号、14 号和 27 号等岩管和岩脉中，以胜利 1 号居多。其 $\delta^{13}C$ 值为－11.75‰～－2.81‰，主要集中在－8‰～－3‰之间，主峰值位于－5‰～－6‰(图 2b)。与复县金刚石碳同位素组成相比，向轻碳同位素一侧漂移了约 1‰。

### 3.3 镇远金刚石矿区

金刚石来自 $D_1$、$D_{1+3}$、$D_3$、$D_{11}$、$D_{15}$和 $D_{37}$等岩体。该区金刚石碳同位素组成的分布频带相对要宽(图 2c)，$\delta^{13}C$ 值从－22.15‰～－2.53‰，在－11‰～－5‰之间稍有集中趋势，主峰值大约为－10‰，向轻碳同位素一侧漂移了很多。显示其碳同位素组成与复县、蒙阴金伯利岩中的金刚石有明显不同。

### 3.4 丁桃金刚石砂矿区

金刚石主要产自丁家港、桃源矿区，部分来自窑头砂矿区。其碳同位素组成呈现出很宽的分布频带，$\delta^{13}C$ 值为－26.06‰～＋1.52‰(图 2d)，其中 $\delta^{13}C$ 值－26.06‰是我国目前最富轻碳同位素的金刚石，而＋1.52‰又是含重碳同位素最高的金刚石。不过大约 90%以上的金刚石碳同位素组成仍然集中在－9‰～－2‰之间，主峰值约位于－5‰。应当指出，沅水流域的金刚石砂矿床应是同地区、不同时代的原生金刚石矿床和中间储积层经风化、剥蚀、搬运作用后的集散地。因此，研究其金刚石碳同位素组成对进一步开展普查找矿工作有特殊的意义。

由上述 4 个金刚石矿区的金刚石碳同位素组成资料，可以得出以下认识。

(1) 不同矿区的金刚石碳同位素组成是不相同的。

(2) 华北克拉通与扬子克拉通金刚石碳同位素组成有着明显的差异，前者 $\delta^{13}C$ 值分布

范围较窄，而后者 $\delta^{13}C$ 值范围很大。这可能反映了扬子克拉通下的上地幔岩石圈在金刚石形成过程中经历过较为复杂的演化阶段，而华北克拉通在金刚石生成时比扬子克拉通经历了更为高级的演化阶段。

(3) 可能存在着金伯利岩型和钾镁火山岩型金刚石碳同位素组成上的巨大差别。西澳大利亚 Arggle 钾镁火山岩中的金刚石碳同位素组成(Jaguses,[25]1987)与镇远钾镁火山岩的金刚石 $\delta^{13}C$ 值相似，向轻碳同位素一侧有较大漂移，主峰值在 $-11‰$～$-10‰$。

(4) 扬子克拉通的金刚石(砂矿中)碳同位素组成的主峰值范围与华北克拉通的相似，说明扬子克拉通不仅是我国钾镁火山岩型金刚石矿床成矿的地区，也具备金伯利岩型金刚石矿床的成矿条件。

## 4 金刚石的颜色、晶形与碳同位素组成之间关系

金刚石的颜色、晶形与碳同位素组成之间早就引起许多学者的兴趣，并且得出两种不同的结论。

本次研究中，对已测定碳同位素组成的金刚石，按自然色、结晶习性以及其它能观察到的如塑性形变、色斑等特征作详细研究，归纳出无色、黄色、棕色、绿色和黑色 5 种，晶体形态按单(八面体、菱形十二面体、六八面体、立方体等)、聚形晶(八—十二面体、六—八面体等)、双晶、集合体、不规则状等分别统计了其碳同位素组成。结果表明：金刚石的晶体形态与碳同位素组成无特定关系，而带色的金刚石大多数与轻碳同位素关系密切。前者与 Deines，Gurney，Harris[18](1984)所统计的南非 Premier 和 Finsch 矿山金刚石的晶体形态与碳同位素没有关系的结论相一致，而后者则与 Galimov[21](1972、1984)所指出的有色金刚石比无色金刚石的同位素组成更加多样性，有色金刚石中轻碳同位素金刚石($\delta^{13}C$ 小于 $-10‰$)所占比例较高的结论相似。显然，Galomov 的研究代表着北部劳亚古陆金刚石的特点，而 Deines 等人研究的主要是南方冈瓦纳古陆的样品，两者结论的不同，可能与区域性地幔特征有关。而中国金刚石碳同位素组成与结晶习性、颜色的关系都处于两者之间。造成这种“中间型”的原因，可能也与中国大陆独特的区域性地幔特征有关。耿树芳、严克明[12](1991)提出的“由于扬子地台和华北地台始终于同一个岩石圈板块，因此它们既不属于世界南方的冈瓦纳古陆，也不属于世界北方的劳亚古陆，而是属于可能在世界南、北方之间的第三个古大陆(可能是“古太平洋古陆”)的一部分”的观点，是否与此有关，有待进一步研究。也是本文对金刚石碳同位素组成与其颜色、晶形之间的关系，从地幔岩石圈不同地球化学域来考虑是解决问题的途径之一，另一方面还要考虑到引起金刚石颜色的因素较复杂，如氮在金刚石中的聚集形成、其它杂质元素、辐射损伤以及塑性形变等，仍需进一步研究。

## 5 单颗粒金刚石碳同位素组成的变化

金刚石生长过程中其内部结构是很复杂的，金刚石生长过程中的碳同位素组成的复杂变化引起了许多学者的兴趣，早在 1979 年 Field 曾作过详细描述。Swart 等[34](1983)用激光切割方法得到不同部位的金刚石样品后，分别进行 $\delta^{13}C$ 测定，发现金刚石核心的碳同位素相对较轻，而外壳碳同位素较重。Galimov[21](1984)也发表了单颗粒金刚石碳同位素变化的

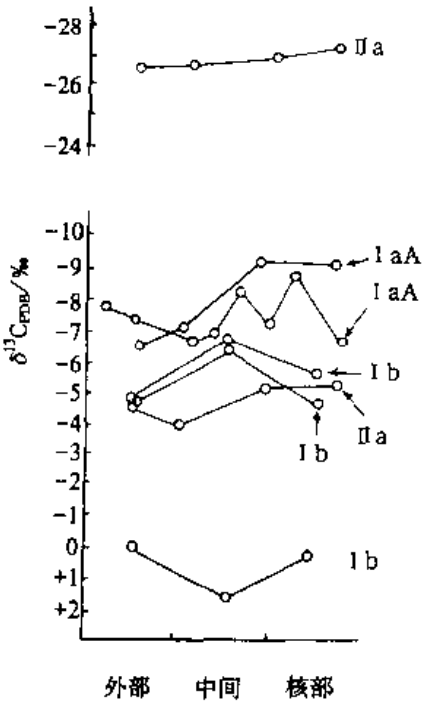



图 3　单颗粒金刚石碳同位素组成变化

研究成果，带皮壳的环带金刚石的外壳碳同位素变化不大，$\delta^{13}C$ 值为 −5.9‰～−8.1‰，而核心部位波动较大，为 −4.5‰～−16.9‰；均质金刚石的内、外带碳同位素稍有波动，差别不大，不能确定同位素效应是否稳定。Galomov[22]（1991）又用激光切割方法，对“成功”岩管的两颗八面体金刚石不同部位分别进行碳同位素测定，发现金刚石的各部位碳同位素组成是不均一的，故他认为这是碳储库具有变化的多阶段的历史所致。

作者（韩友科[15]，1986；刘观亮等[4]，1989）采用分层氧化法对单颗粒金刚石碳同位素组成进行了研究，得出与上述 Swart[34]等人相似的结果。在本次研究中作者对单颗粒金刚石碳同位素组成进行了深入研究，结果发现了更为复杂的情况，其变化大致可分为下列 4 种情况（图 3）。

（1）内轻外重

先结晶的金刚石核部轻碳同位素逐渐增加，同位素差值（$\delta^{13}C$）为 0.5‰～1.7‰；

（2）轻重轻

金刚石核部相对以轻碳同位素为主，中部重碳同位素增加，而外部又以轻碳同位素为主；$\delta^{13}C$ 差值为 1.5‰；

（3）重轻重

与（2）恰好相反，核心部分以重碳同位素为主，中间部分以轻碳同位素为主，外部又以重碳同位素为主，$\delta^{13}C$ 差值达 2.75‰；

（4）跳跃式

对一颗环带状金刚石碳同位素研究表明（苗青、刘观亮、陆琦等[13]，1991），呈现跳跃式变化，即轻重碳同位素频繁交替进行生长，并且这种跳跃式变化与金刚石的环带构造相一致。

作者认为上述金刚石生长过程碳同位素组成的变化，可能反映了两种情况：一是反映在金刚石结晶时地幔碳储库中发生了激烈的碳同位素交换反应；二是反映了地幔碳同位素的不均一性。值得注意的是，不论金刚石之间的 $\delta^{13}C$ 值差别有多大，但对于同一颗金刚石来说，其不同部位 $\delta^{13}C$ 的差值均在 0.5‰～2.75‰之间。这说明金刚石结晶时碳同位素的分馏作用是不大的，而是被限制在某一限定的范围内，不可能造成金刚石巨大的碳同位素差异，因为，不同金刚石碳同位素的巨大差异早在金刚石结晶前地幔 C—O—H 复杂系统中已经形成。

## 6　金刚石类型与碳同位素组成关系

天然金刚石形成于独特的地质环境中，常有杂质元素混入，如 H、B、Ni、N 等，其中主要

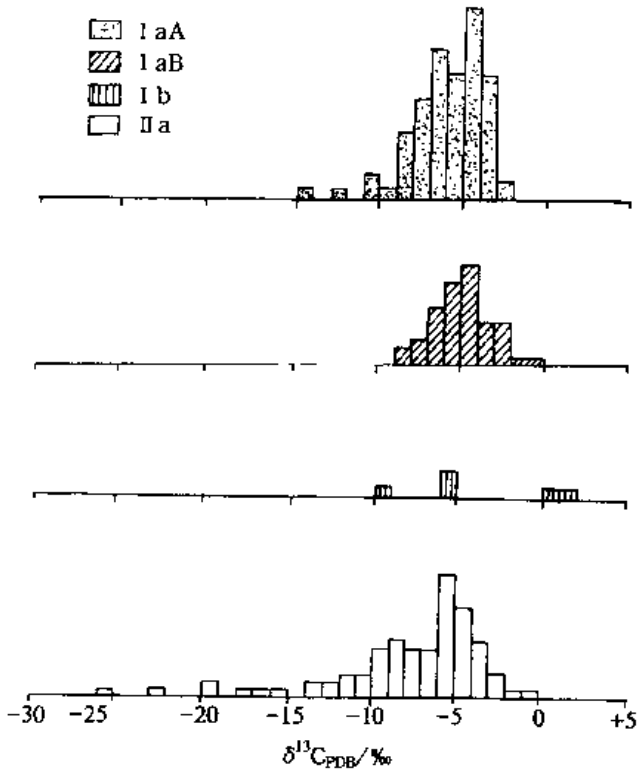



图 4　各类型的金刚石与碳同位素组成关系对比

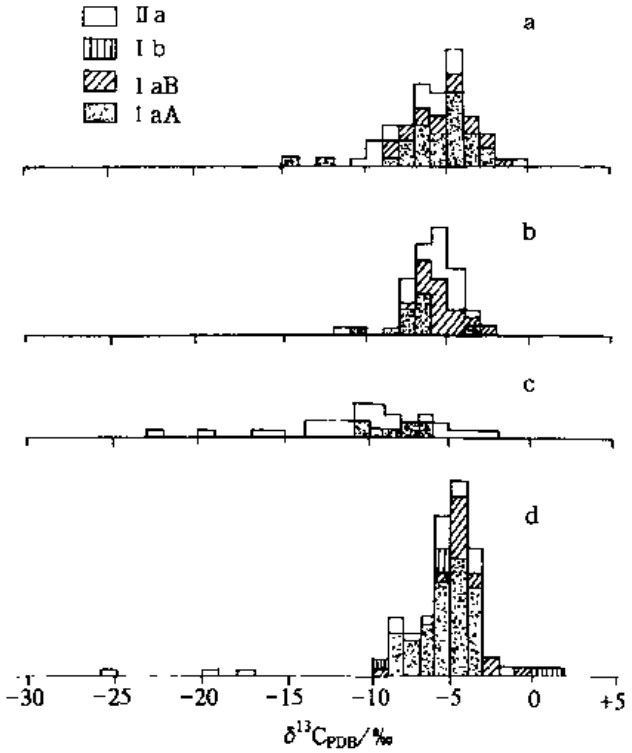



图 5　各矿区金刚石类型与碳同位素组成关系

a—复县矿区；b—蒙阴矿区；c—镇远矿区；d—丁桃矿区

（注：该图不反映金刚石类型的含量关系）

是氮。氮在金刚石中的含量和存在形式可作为金刚石类型的划分依据。本文按闻骆等(1985)、朱和宝等[7]、郭九皋、谈逸梅等[11](1985)的研究为基础，将金刚石划分为 IaA 型、IaB 型、Ib 型、Ⅱa 型、Ⅱb 型和混合型。实际工作中所遇到的情况比上述划分方案要复杂得多，暂以氮的主要存在形式来处理，不再细分。但这次进行碳同位素分析的金刚石样品中没有Ⅱb 型金刚石。

图 4 表示金刚石的类型与碳同位素组成之间的关系。从总体上可看出各类型金刚石的碳同位素分布频率有相类似的特征，其主峰的 $\delta^{13}C$ 值位于 $-4‰\sim-6‰$。然而，不同类型的金刚石仍具有自身的特点。其中 IaA 型金刚石，除两颗碳同位素较轻外，其 $\delta^{13}C$ 值绝大部分集中在 $-2‰\sim-11‰$之间，主峰值范围在 $-3‰\sim-7‰$，其中 $-4‰$和 $-7‰$两个峰值可能是样品数量较少造成的。IaB 型金刚石的 $\delta^{13}C$ 值在 $0\sim-9‰$之间，主峰值为 $-5‰$，与 IaA 型金刚石相似。Ib 型金刚石碳同位素测试数量较少，其 $\delta^{13}C$ 值的范围为 $-9.00‰\sim+1.50‰$，出现了重碳同位素的最大值。Ⅱa 型金刚石的碳同位素分布范围最宽，具有多样、复杂的碳同位素组成，其 $\delta^{13}C$ 值为 $0\sim-26.06‰$，并出现两个较明显的集中峰：一是 $\delta^{13}C$ 值为 $-4‰\sim-5‰$，另一个为 $-8‰\sim-10‰$。

不同矿区中金刚石碳同位素组成与金刚石类型的关系见图 5(该图不反映各类型金刚石的比例关系)。4 个矿区中的Ⅱ型金刚石碳同位素组成分布范围一般比 I 型金刚石要宽，说明Ⅱ型金刚石形成时的温度、压力和氧逸度等物理化学条件比 I 型金刚石要宽松得多。各矿区的不同点有：①蒙阴金刚石除含 I 型金刚石较高外，含 IaB 型的也较高(与复县、丁桃矿区相比)，其 $\delta^{13}C$ 的主峰值稍向轻碳同位素一侧漂移；复县的 IaB 型金刚石碳同位素无明显集中趋势；丁桃矿区的 IaB 型金刚石的 $\delta^{13}C$ 主峰值与 IaA 型相同；②镇远的 I 型(没细分)金刚石的 $\delta^{13}C$ 值在 $-6‰\sim-11‰$之间，与复县、丁桃矿区的 IaA 型、IaB 型金刚石相比明显向轻碳同位素一侧漂移，而与蒙阴的 IaA 型金刚石有相类似的分布特点；③镇远、丁桃矿区的Ⅱ型金刚石碳同位素组成的分布频带远远超越复县和蒙阴矿区的Ⅱ型金刚石碳同位素组成的范围；④丁桃矿区金刚石中含 Ib 型金刚石较高(郭九皋、蔡秀成、谈逸梅、邓尔森等[14],1985)，其它 3 个矿区中至今没有发现 Ib 型金刚石，并且具有异常富集重碳同位素的特点。

## 7 讨论

通过对我国 230 多颗金刚石碳同位素组成的测定，获得其 $\delta^{13}C$ 值范围为 $-26.06‰\sim+1.50‰$，和世界范围的 2000 多颗金刚石的 $\delta^{13}C$ 值为 $-34.5‰\sim+2.8‰$一样，都展现出金刚石的 $\delta^{13}C$ 值有巨大变化。造成金刚石碳同位素组成巨大差异的原因不仅与岩石圈 C—O—H 系统的发生、发展与演化有关，而且与金刚石的成因，甚至与地球早期动力学有密切关系，从而引起许多学者的兴趣。国外学者认为金刚石碳同位素的巨大差异可能与地幔不均一性有关，反映出不同源区碳同位素组成上的差异(Deines[17],1980；Deines, Gurney, Harris[18],1984)；形成金刚石所需碳的源区的同位素组成是不均一的，或是反映有再循环存在，或是两种情况都有(Meyer[27,28],1985、1987)。人们还试图推测，部分金刚石形成于地幔原始物质，而另一些则是俯冲作用的产物(Ringwood, Kesson[26,32],1977)。而 Galimov[21,22](1984、1991)则认为与分馏作用有关，不像与俯冲作用有关。

目前，解释所获得的金刚石碳同位素频带的巨大变化有下列3种可供选择的途径。

### 7.1 碳同位素在地幔C—O—H系统中的分馏作用

碳同位素分馏作用应取决于地幔C—O—H系统中地幔总碳量和金刚石碳同位素之间的同位素分馏作用。地幔碳可以存在于结晶相(如金刚石、石墨、碳酸盐等)中；也可以溶解碳的形式存在于固溶体相或蒸气相中。如果地幔碳转变成金刚石，体系保持平衡的话，那么金刚石 $\delta^{13}C$ 与地幔碳之间不会发生同位素变化，而只有当 $p$、$t$、$f_{O_2}$ 发生变化时，同位素效应才产生变化(储库效应)，即所给定的总碳量决定所有各相之间的同位素交换程度，同时也决定于体系中其它组分的变化。所以，在所给定值的总碳体系中发生同位素分馏作用而被转换到金刚石中，那么 $\delta^{13}C$ 含量决定于所有相之间的交换程度，甚至它的初始变化都应考虑在内(Deines[18]，1984)。显然，金刚石的形成应是金刚石碳与该体系中其它部分的碳之间的同位素分馏作用的结果，即 $C_D$—$C_M$(D为金刚石碳，M为地幔总碳，包括 $CH_4$、CO、C、$CO_2$ 等)，只要 $p$、$t$、$f_{O_2}$ 条件合适，金刚石碳可稳定地从熔体中结晶出来。然而，已有许多实验资料表明，这种分馏作用是很小的。如人工合成金刚石的实验，金刚石和石墨之间(石墨、从石墨熔体中结晶出来的金刚石及残留石墨三者之间)的碳同位素变化，$\delta^{13}C$ 值分别为 −25.80‰、−25.82‰和−25.84‰，基本上没有显示出碳同位素分馏作用。Galimov(1978)的实验也只向轻碳同位素一侧漂移了0.2‰～0.4‰。理论计算，在1000℃时，金刚石和石墨之间的碳同位素分馏为0.4‰。金刚石与 $CO_2$ 之间的 $\Delta_{(金刚石\ CO_2)}=-4.4‰$，$CH_4$ 与 $CO_2$ 之间的 $\Delta_{(CH_4-CO_2)}=-5.8‰$(Galimov，1984；Deines，1980)，因此，不论在固相与熔体相之间，固相与蒸气相之间或蒸气相与蒸气相之间，碳同位素的分馏作用都是很小的，不会超过5‰～6‰，并且在高温条件下，同位素分馏效应将应小，可忽略不计。

讨论地幔总碳与金刚石碳之间的分馏作用时，注意单个金刚石在该体系中结晶、生长过程 $C_{金刚石}-C_{M(CH_4-CO-CO_2)}$ 的碳同位素变化也是很有意义的。Swart[34](1973)，Galimov[21,22](1984、1991)、韩友科[15](1986)、刘观亮等[4](1989)对研究单颗粒金刚石结晶过程中碳同位素组成的变化(从核心到外缘)表明，在地幔C—O—H系统中，碳同位素的分馏作用是很小的，$\delta^{13}C$ 值的变化仅0.5‰～2.75‰。并且表现出碳同位素的变化是多种多样、极为复杂的，说明金刚石生长时地幔碳储库中进行着激烈的碳同位素交换，如 $^{12}CO_2+{}^{13}CO \rightleftharpoons {}^{13}CO_2+{}^{12}CO$ 和 $^{12}CO_2+{}^{13}CH_4 \rightleftharpoons {}^{13}CO_2+{}^{12}CH_4$ 的交换等。每颗金刚石的结晶作用被限制在某一特定的同位素环境之中，显而易见，在封闭的地幔C—O—H系统中，碳同位素分馏作用不能解释金刚石的 $\delta^{13}C$ 值如此巨大的分布范围。

Haggerty[24](1986)还指出以单质形式碳形成金刚石的问题。也认为在软流圈与岩石圈这个强烈变化的界面上，使碳质气体裂解沉淀出类似于等离子状态的单质碳，是微粒金刚石的理想点源。这种单质碳不知是否类似于Frennd等(1980)提出的原子碳(以零价原子分散形式存在)，如是原子碳，经分馏作用，可扩大碳同位素的范围，但仍不能导致金刚石的 $\delta^{13}C$ 值的全部频带。

### 7.2 地幔碳源区的不均一性

地幔不均一性是人们所公认的。这从世界各克拉通、每个克拉通中的金伯利岩、钾镁火山岩群乃至每个岩管、岩脉中的金刚石都有特定的碳同位素组成可以得到证实。另外金伯利岩、钾镁火山岩从地幔所捕获的多种多样的捕虏体、捕虏晶等地幔样品也证明这一点。可以说每个大陆下岩石圈都是不均一的。现在的问题是形成地幔不均一性的原因是什么？地幔

不均一性又如何与金刚石碳同位素组成变化相联系，因为所观察到的是结果，并不是其过程，也不是原因。

### 7.3 地壳碳参与上地幔再循环作用

大家知道，地壳碳的碳同位素的平均 $\delta^{13}C$ 值为 $-3‰$～$-8‰$，而地壳流体的碳同位素组成与金刚石的 $\delta^{13}C$ 值的分布范围是一致的。如内生甲烷的 $\delta^{13}C$ 值为 $-2‰$～$-35‰$。从蒙阴矿区金伯利岩中石榴方辉橄榄岩捕虏的碳酸盐薄膜中甲烷的 $\delta^{13}C$ 值为 $-21.62‰$，$CO_2$ 的 $\delta^{13}C$ 值为 $-6.37‰$，说明甲烷等有机碳的参与对金刚石碳同位素组成的巨大差异有着决定性的影响。

地壳碳再循环作用的机理一般归因于俯冲作用，如与金刚石生成相联系，俯冲作用发生的时间肯定是相当古老。Richardson[30]（1984）对南非 Finsch 和 Kimberley 金刚石中次钙石榴子石包裹体所测定的年龄为 3300Ma，而相应的金伯利岩侵入时代为 150～90Ma，两者相差甚远。而 Premier、Argyle 矿属元古宙（Richardson[29]，1986）。那么讨论金刚石碳同位素组成必定要追索到太古宙—元古宙这段时期的岩石圈的碳同位素的变化。

金刚石中包裹体矿物具有富 Cr、Mg、LREE（Richardson，1984），并含 $OH^-$（王阿莲、王五一、张安棣[5]，1991）。近年来研究，发现金刚石中含有 KCl 和 NaCl 包裹体（陈丰[8]，1991），橄榄石＋绿辉石，作者在金刚石中发现 NaCl＋自然铬＋柯石英、霞石、铬铁矿（$Cr_2O_3$ 大于 63%）＋碳硅石＋柯石英等罕见包裹体和包裹体组合。似乎金刚石中不仅有橄榄岩组合、榴辉岩组合的包裹体，还可能有一种在"混沌"环境下形成的复合型包裹体。这些都充分说明金刚石形成于既亏损又富集的地幔环境中。Haggerty 等❶（1990）在南非 Jagrersfontein 金伯利岩的捕虏体中发现具有出熔结构的石榴子石；Gurney●（1985）在南非、巴西的金刚石中发现含有高硅石榴子石包裹体，提出这些捕虏体和金刚石来自 400～650km 的超深过渡带。金刚石的成矿作用比人们以往所想像的要复杂得多。所以在考察金刚石碳同位素组成时应将金刚石形成过程置于整个上地幔的横向、垂向剖面中全面加以分析。

这些年研究者从不同角度建立了数种金刚石成矿模式，如 Haggerty[23] 的金刚石多控成因模式；Boyd，Gurney（1986）；Boyd，Mertzman[31]（1987）；Helmstaedt，Gurney[24] 的南非 Kaapvaal 岩石圈的组成和结构模式；Kesson，Ringwood[32]（1990）；Ringwood[26]（1989）的板片-地幔互相作用模式等，Wyllie[37,38]（1987、1989）等也对大陆下岩石圈龙骨的结构、俯冲作用及金刚石成矿作用理论进行了研究。然而，各种模式或研究都没有或很少涉及金刚石碳同位素组成问题。

现有资料表明，华北、扬子克拉通在太古宙—元古宙时期的俯冲作用或大陆盆地的扩张、增生，玄武岩、科马提岩的萃取作用等事件都发生过，与世界其它克拉通相比，只是涉及的范围、亏损程度不同。华北克拉通与扬子克拉通相比，则演化程度更高级，均一化程度更强，亏损程度也大些；这从没有出现轻碳同位素的金刚石、金伯利岩的 Nd、Sr 同位素的初始比值均可得到证实。由于中、新生代以来，华北克拉通遭受强烈支解，可能还有元古宙裂陷槽的分割，岩石圈古龙骨的恢复难度较大，而解释我国金刚石碳同位素巨大差异的问题主要从研究扬子克拉通来解决，所以下面着重讨论扬子克拉通岩石圈演化与金刚石碳同位素组成的关系。

---

❶ 张安棣，1991，第五届国际金伯利岩大会学术内容简介。

扬子克拉通长期以来仅获得元古宙的同位素年龄信息，认为比华北克拉通要年轻。刘观亮[5]（1987）对崆岭群时代研究中获得 2855Ma＋15Ma 年龄数据，从而确立了扬子克拉通存在于太古宙。并建立了新太古界三阳群（2432～2855Ma）和中太古界龙头坪组（>2855Ma）（郑维钊、刘观亮等[10]，1991）。与此同时，马大铨（1991）❶的研究取得了 2800～2900Ma 之间的同位素年龄资料，这都充分说明扬子克拉通与华北克拉通完全可以对比。

目前对扬子克拉通太古宇古陆壳的发展、演化的了解还不尽人意，但中元古代—新元古代的裂解和古消减带的存在是无疑的。在江南岛弧四堡群中超基性岩（郭令智等人，1987，认为是蛇绿岩）带、科马提岩（毛景文[2]，1988）、益阳马蹄铎组中的玄武质科马提岩（肖禧砥[9]，1983）以及皖南—赣东北的蛇绿岩（白文吉[3]，1986；周新民[11]，1991）、湘西板溪群中的基性、超基性岩带等，均揭示在元古宙地质历史时期发生过多期俯冲作用、碰撞造山和拉张作用，Sm-Nd，Rb-Sr 同位素年龄资料表明，上述基性、超基性岩体形成的时代为 1800～800Ma。由于俯冲作用对地幔岩石圈的产生、发展，对金刚石的成矿作用具有重要意义，同时，地壳物质也必然参与上地幔的再循环作用，并增强岩石圈的富集、交代作用的活力。扬子克拉通北部在中、新元古代同样存在东秦岭古消减带的俯冲作用，形成蛇绿岩、基性火山岩、安山岩和酸性火山岩的岩浆组合。扬子克拉通北缘出露有 100 多公里长的大洪山钾镁火山岩带（刘观亮等[6]，1991），南缘出露有从长沙至贵阳的钾镁火山岩带，由宁乡、镇远、麻江等整个岩体群组成，构成一南北似对称的分布格局（图 6）。推测在克拉通内部将是金刚石成矿作用很有潜力的理想场所。

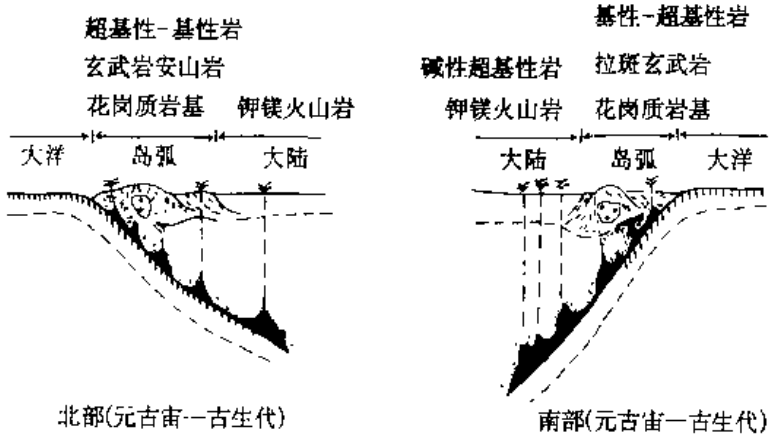



图 6　扬子克拉通中段岩浆岩组合与消减作用关系

（据刘观亮、徐涛，1982 年资料修改）

由地球物理断面资料可知，扬子克拉通下现今的岩石圈与软流圈的界面大约在 150km，而深达 300km 的岩石圈龙骨却在江南岛弧的南东。根据金刚石中包裹体矿物共生组合研究，金刚石形成的深度达 250km 以上，表明在金刚石形成时，扬子克拉通大陆下也存在着 1 个巨大的岩石圈古龙骨。

扬子克拉通下岩石圈古龙骨的形成与演化可能经历过如图 7 所示的 3 个主要阶段：

（1）俯冲作用

❶ 黄陵花岗岩基侵入期次、时代及成因研究报告，1991，未刊。

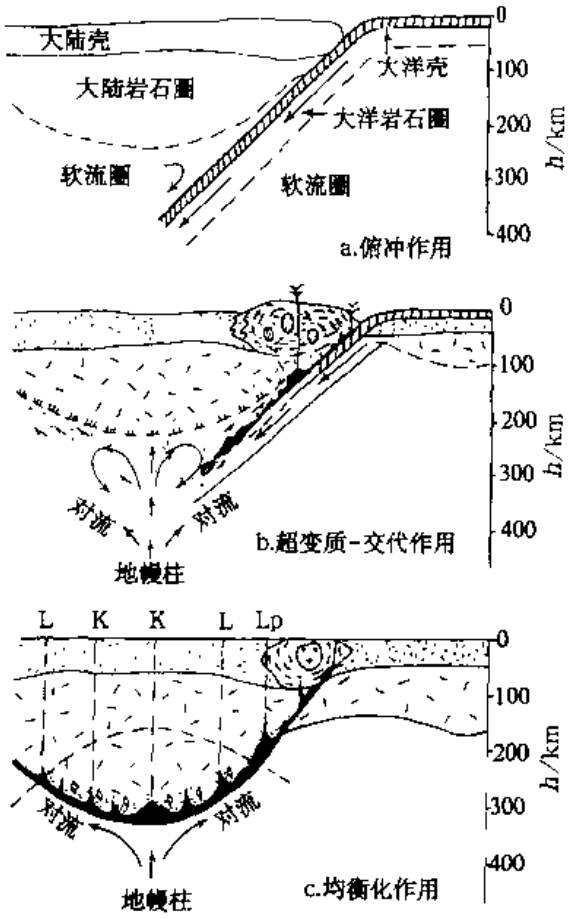



图 7 扬子克拉通岩石圈龙骨演化模式

K—金伯利岩；L—钾镁火山岩；Lp—煌斑岩

从扬子克拉通边缘岛弧的钙碱性火山岩系列，消减带的超镁铁质岩石等研究，其南、北两侧均受到大洋古板块的俯冲作用。大洋板块深深插入大陆下地幔，深达 300km 以下，形成两大套大陆地壳、岩石圈、软流圈和大洋壳、岩石圈、软流圈组合的复合结构（图 7a）。

（2）超变质、交代作用

由于各层的物质成分的差别，温度、压力和氧逸度等物理化学剧烈的反应，加上来自软流圈挥发组分（地幔柱）的加入，产生巨大范围的超变质、交代作用（图 7b）。地壳 C—O—H 和软流圈 C—O—H 的混合，更加强了活动组分的化学过程，不断向亏损的岩石圈渗透、交代，地壳碳也参加与地上幔再循环作用。金刚石应该在这时出现。从大洋壳带到深部的玄武岩转变成榴辉岩（含金刚石的榴辉岩），蛇纹岩转变成亏损的方辉橄榄岩、纯橄岩。在地幔对流的条件下，形成具塑性变形方辉橄榄岩，金刚石也可以生塑性变形。大家知道，金刚石的结晶要求 $CH_4$ 的氧化，$CO_2$ 的还原，在这种地壳、地幔物质混合情况下，氧逸度变化又很大，是最容易实现的。这一点可从金刚石中含 KCl、NaCl、霞石以及铬铁矿＋柯石英＋碳硅石、橄榄石＋绿辉石等混合型包裹体矿物得到证实；也可从单颗粒金刚石生长过程出现碳同位素极不均一，无规可循的变化得到证实，从而能较好的理解、解释金刚石碳同位素组成为什么会有如此巨大的差异。

（3）“均衡化”

超变质、交代作用过程中，使得地幔中蒸气相不断聚集并向上运移，即地幔去气作用中不断均衡化，形成一个新的、增厚的岩石圈龙骨，以达到新的平衡（图 7c）。在这个新的岩石圈中，碳同位素组成同样力求达到新的平衡，$\delta^{13}C$ 值 $-5‰$ 左右是最合适的，大量的金刚石可能也在这段时期结晶、生长。大陆岩石圈对新增厚部分岩石圈来说仍然是一个化学屏障，如条件适合，与 Haggerty（1986）模式相似，同样会有金刚石生成。交代作用和地幔蒸气作用过程中使岩石圈发生局部熔融，在不同部位产生初始金伯利岩、钾镁火山岩和霞石岩岩浆。不相容元素，高强场元素分别迁移到不同熔体中，经数亿年，甚至 10 亿年以上的孕期，有的夭折在地幔中，有的不断增长，最后在上地幔上隆、抬升过程中底辟上升，携带着采自不同源区中形成的金刚石，最后，形成金伯利岩、钾镁火山岩的火山喷发。

在金伯利岩或钾镁火山岩岩浆的封闭系统中，碳同位素可继续进行分馏作用，但变化不会太大，不致于造成金刚石碳同位素组成上的巨大差异。这可从上面提到的含壳源物质，火

山物质(玻璃球)包裹体的立方体金刚石的碳同位素组成得到佐证。

作者将上述归纳为两大套三阶段岩石圈古龙骨演化模式。该演化模式中由于板块俯冲作用,从地壳带入到地幔的有机碳参与再循环作用,其中甲烷等的进入,对产生金刚石碳同位素组成的巨大差异起着重要作用,同时也可解释榴辉岩组合金刚石为什么碳同位素分布值较宽的原因,以及金刚石结晶时各部分碳同位素组成呈无规可循的、不均一的状态作出合理解释。该演化模式对扬子克拉通东南缘上地幔岩石圈增厚(龙骨)和华夏克拉通下正在形成的岩石圈龙骨增厚机理提供可能的探索途径。对扬子克拉通原生金刚石矿床普查找矿工作有着理论上的意义。

## 8 结论

对我国华北、扬子两个克拉通上 4 个金刚石矿区的金刚石碳同位素组成的研究,可得出如下结论:

(1) 目前测得我国金刚石碳同位素组成的 $\delta^{13}C$ 值范围为 $-26.06‰\sim+1.50‰$,预计其范围还会进一步扩大,但其总体分布特征不会有很大变化。其主峰范围为 $-9‰\sim-2‰$,主峰值大约为 $-5‰$。

(2) 金刚石碳同位素组成,一般来说与金刚石的晶形没有明显的内在联系,与颜色有一定关系,但不同矿区可各有特色。

(3) 金刚石碳同位素组成与金刚石类型有一定关系,Ⅰ型金刚石 $\delta^{13}C$ 值分布范围较窄,主要集中在 $-9‰\sim-2‰$ 之间;Ⅱ型金刚石 $\delta^{13}C$ 值分布范围很宽,从 $-26.06‰\sim0‰$,主峰值向轻碳同位素一侧有很大的漂移。

(4) 华北克拉通和扬子克拉通的金刚石碳同位素组成有明显的差异,前者分布范围狭窄,而后者分布范围很宽。反映了两者源区形成机理、演化程度不同。扬子克拉通受板块俯冲作用的烙印更明显。

(5) 单颗粒金刚石晶体中碳同位素组成的变化,不论其 $\delta^{13}C$ 值范围大小,都不是随着晶体的生长而出现 $\delta^{13}C$ 值有规律变化,即不符合瑞利分馏作用,而呈现出不均一、无规律的变化。反映了金刚石结晶时周围环境(源区)的碳同位素进行着急剧交换和混合特征。

(6) 金刚石碳同位素组成的巨大差异,应追索到太古宙、元古宙的古老地幔源区来考察。在金伯利岩或钾镁火山岩岩浆的 C—H—O 封闭体系中,金刚石碳同位素组成按瑞利分馏原理进行,但不可能形成巨大的差别。

(7) 文中提出的太古宙、元古宙岩石圈古龙骨的两大套三阶段演化模式对解释金刚石碳同位素组成的巨大差异是适用的,其中地壳碳参与上地幔的再循环作用,尤其甲烷等有机碳的作用特别有意义。

(8) 岩石圈龙骨形成的两大套三阶段演化模式可提供其它岩石圈(如扬子克拉通东南缘)增厚机理的解释途径。

**致 谢** 本项目研究过程中得到地矿部张培元高级工程师,辽宁省地矿局第六地质大队韩社国高级工程师,山东第七地质大队胡世颐、胡世杰、朱源高级工程师、刘灿篇工程师,湖南省 413 地质大队马文远、谈逸梅、邓尔森高级工程师和贵州省 101 地质大队罗会文、于有洋、

任怀翔总工程师的大力支持，张安棣、马大铨、张自超研究员对本文提出了宝贵意见。对此，表示深切感谢。

## 参 考 文 献

[1] 王五一、郭立鹤、王阿莲、张安棣，1992，镁铝榴石中结构水的研究，岩石矿物学杂志，第11卷，第1期，61～68。

[2] 毛景文、张宗清、董宝林，1990，江南古陆南缘四堡群钐钕同位素年龄研究，地质论评，第36卷，第三期，264～268。

[3] 白文吉、甘启高、杨经绥、邢凤鸣、余祥，1986，江南古陆东南缘蛇绿岩完整层序剖面的发现和基本特征，岩石矿物学杂志，第5卷，第4期，289～298。

[4] 刘观亮等，1989，I型金刚石形成的地质条件，中国地质科学院宜昌地质矿产研究所所刊，第14号，41～81。

[5] 刘观亮，1987，崆岭群时代研究取得新进展，中国区域地质，第1期，93。

[6] 刘观亮等，1991，大洪山钾镁煌斑岩，地质出版社。

[7] 朱和宝等，1982，我国某地金伯利岩中高比率I型金刚石的发现及其地质意义，矿物学报，第4期，283～289。

[8] 陈丰、郭九皋等，1992，金刚石中高钾氯包裹体和地幔交代作用，矿物学报，第12卷，第3期，921～923。

[9] 肖德祇，1983，湖南益阳玄武岩质科马提岩及其形成环境，中南矿冶学院学报，总第38期，第4期，286～288。

[10] 郑维钊、刘观亮等，1991，黄陵背斜北部崆岭群的太古宙信息，中国地质科学院宜昌地质矿产研究所所刊，第16号，97～104。

[11] 周新民、邹海波、杨杰东、王银喜，1989，安徽歙县伏川蛇绿岩套的Sm-Nd等时线年龄及其地质意义，科学通报，16，1234～1245。

[12] 耿树芳、严克明，1991，论扬子地台与华北地台属同一个岩石圈板块，中国区域地质，第2期。

[13] 苗青、刘观亮、陆琦等，1991，金刚石中复杂成分包裹体的新发现及成因探讨，地质科技情报，第10卷增刊。

[14] 郭九皋、谈逸梅等，1985，湖南金刚石砂矿中的Ib型金刚石。科学通报，第18期，1403～1405。

[15] 韩友科、安娜，1986，金刚石氧层燃烧法分析其碳同位素组成，岩矿测试，第5卷，296～303。

[16] Craig, H., 1953, The geochemistry of stable carbon isotopes. Geochim. Cosmochim. Acta, 3, 53～92.

[17] Deines, P., 1980, The Carbon isotopic composition of diamonds: relationship to diamond shape, color, occurrence and vapor composition. Geochimice et cosmochimica Acta, Vol. 44, 943～961.

[18] Deines, P., Gurney, J. J. and Harris, J. W., 1984, Associated chemical and carbon isotopic composition variation in diamond from Finsch and Premier Kimberlite, South Africa. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 48, 325～342.

[19] Galimov, E. M., 1978, Problem of the origin of diamonds in the light of new duta in the carbon isotopic composition of diamonds. Abstr. VII Nat. Symp. Isot. Geochem. Moscow, 13.

[20] Galimov, E. M., Sobolev, N. V., Yefimova, E. S., Shemapima, E. I. and Maltsev, K. A., 1989, Carbon isotopic composition of diamonds, containing mineral inclusions, from placers of northern Ural. Geokhimya, 9, 1363～1370.

[21] Galimov, E. M., 1984, The relation between formation conditions and variations in isotope composition of diamonds. Geokhimiya, 8, 1091～1117.

[22] Galimov, E. M., 1991, Isotope fractionation reated to kimberlite magmatism and diamond formation. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 55, 1687～1708.

[23] Haggerty, S. E., 1986, *Diamond genesis in multiply constrained model*. Nature, 320, 34～38.

[24] Helmstaedt, H. and Curney, J. J., 1984, Kimberlite of Southern African, Are they related to subduction processes? 3th IKC. Vol. 1, 425～434.

[25] Jaques, A. L., Hall, A. E., Sheraton, J. W. Smith, C. B. Sun, S. S., Drew, R. M., Foudoulis, C. and Ellingsen, K., 1988, Composition of crystalline inclusions and C-isotopic composition of Argyle and Ellendale diamonds. 4th IKC. In Kimberlites and related rocks, Vol. 2, 966～989.

[26] Kesson, S. E. and Ringwood, A. E., 1989, Slab mantle interactions 1. Sheared and *refertilised garnet peridotite* xenoliths-samples Wadati-Benioff zones? 2. The formation of diamonds. Chemical Geology, 78, 83～118.

[27] Meyer, H. O. A., 1987, Inclusions in diamond, in mantle xenoliths (Ed. by P. H. Nixon), John wiley and Sons In-

terscience Publication, New York, 501～522.

[28] Meyer, H. O. A., 1985, Genesis of diamond a mantle saga. American Mineralogist, Vol. 70, No. 3～4, 344～350.

[29] Richardson, S. H., 1986, Latter-day orogin of diamond of eclogite paragensis. Nature, 322, 623～626.

[30] Richardson, S. H., Gurney, J. J., Erlank, A. J. and Harris, J. W., 1984, Origin of diamonds in old enriched mantle. Nature, 301, 198～202.

[31] Royd, F. R. and Mertzman, S. A., 1987, Composition and structure of the Kaapvaal lithosphere, Southern Africa, The Geochemical Socitey, Special Pulication, No. 1, 13～24, Editor, B. O. Myson.

[32] Ringwood, A. E., 1990, Slab mantle interactions 3. Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle. Chemical Geology, 82, 187～207.

[33] Sobolev, N. V., Galimov, E. M., Ivnovshaya, I. N. and Yefimova, E. S., 1979, Carbon isotope composition of diamonds containing crystalline inclusions. Doklady Academii Nauk SSSR, 249(5). 1217～1120.

[34] Swart, P. K., Pillnger, C. T., Milliedge, H. J., Seal, S. M., 1983, Carbon isotopic variation within individual diamonds. Nature, Vol. 303, No. 30, 793～794.

[35] Vinogradov, A. P., Kropotova, O. I., Orlov. Yu. L. and Grinenko. V. A., 1996. Isotopic composition of diamond and carbonado crystals. Geokhimiya, 12, 1395～1397.

[36] Wickman, F. E., 1956. The cycle of carbon and stable carbon isotopes. Geochim. Cosmochim. Acta, 9. 136～152.

[37] Wyllie, P. J., 1989. The genesis of kimberlites and some low-$SiO_2$, Highalkali magmas. 4th IKC. kimberlires and related rocks, Vol. 1. 603～615.

[38] Wyllie, P. J., 1987. Metasomatism and fluid generation. in mantle xenoliths. Ed., by P. H. Nixon., John Wiley and Sons Interscience Publication, New York. 609～621.

# 大别山造山带中生代上升隆起时侵入岩的垂向化学变化

马昌前　杨坤光　许长海

（中国地质大学（武汉）地球科学系，武汉 430074）

**摘　要**　大别山造山带在中生代经历了差异强烈的上升-剥蚀。北淮阳地块位于桐柏-铜城断裂带北部，自 170Ma 以来，北淮阳地块剥蚀强度小于 5km。在桐柏-铜城断裂带南部，227Ma 时，现在处在地表的东大别岩石的埋藏深度大约为 18km，220～120Ma 火成岩侵入作用伴随有 8～10km 的上升-剥蚀。一系列中生代侵入岩展布于东大别地块内，它们侵入时，大别山正经历着上升与剥蚀。本文论述了大别山造山带中生代上升隆起时侵入岩的垂向化学变化。$Fe_2O_3$、$TiO_2$、$P_2O_5$、MgO、CaO、$Al_2O_3$ 和 CIPW-标准 An 与侵入岩侵位压力成正相关关系，而 $SiO_2$、$K_2O$、Rb、Ba、Zr、Hf 和 CIPW-标准 Or 与侵入岩侵位压力成负相关关系。侵入岩垂向化学变化主要受孔隙流体浮力和向上迁移控制。

**关键词**　花岗质岩石　垂向岩浆系统　岩石上升-剥蚀　中生代　大别山造山带

## 1　引言

在大陆壳增生和分异过程中，花岗质岩浆起着重要作用。由花岗质岩浆上升而引起的地壳内质量的重新分配是火成作用的一个明显例子[2]。虽然花岗质岩浆在大陆壳内上升时，它们的垂直演化不明显，但并不是不重要。与造山隆起同时侵位的侵入岩给我们提供了了解垂向岩浆系统的机会。大别山造山带内中生代火成岩带是上升隆起时垂向岩浆系统的典型例子。本文的目的就是要在研究侵入压力-年代关系和垂向化学演化基础上，重建大别山造山带中生代垂向岩浆系统。

## 2　区域地质背景

大别山造山带构造上位于中朝克拉通和扬子克拉通之间，为秦岭造山带根带。由于超高压变质带中柯石英和金刚石-榴辉岩的发现，大别山造山带在几十年内一直是研究的焦点地区[1,7,13]。根据地层、变形、变质和火成活动不同，大别山造山带可划分为 5 个地块，即北淮阳地块、桐柏地块、大悟地块、大别地块和随应地块（图 1）。每个地块以断裂带为边界。本文仅讨论北淮阳、大悟和大别地块。

北淮阳地块由中新元古界—石炭系变质沉积岩组成，石炭系海陆交互相岩石在地块内零星展布。已经查明有加里东期、海西期和白垩纪花岗质侵入岩和镁铁质-长英质火山岩[5]。白垩纪碱性侵入岩展布于地块东部。地块经历了绿片岩相变质作用。早在 80 年代，证实有

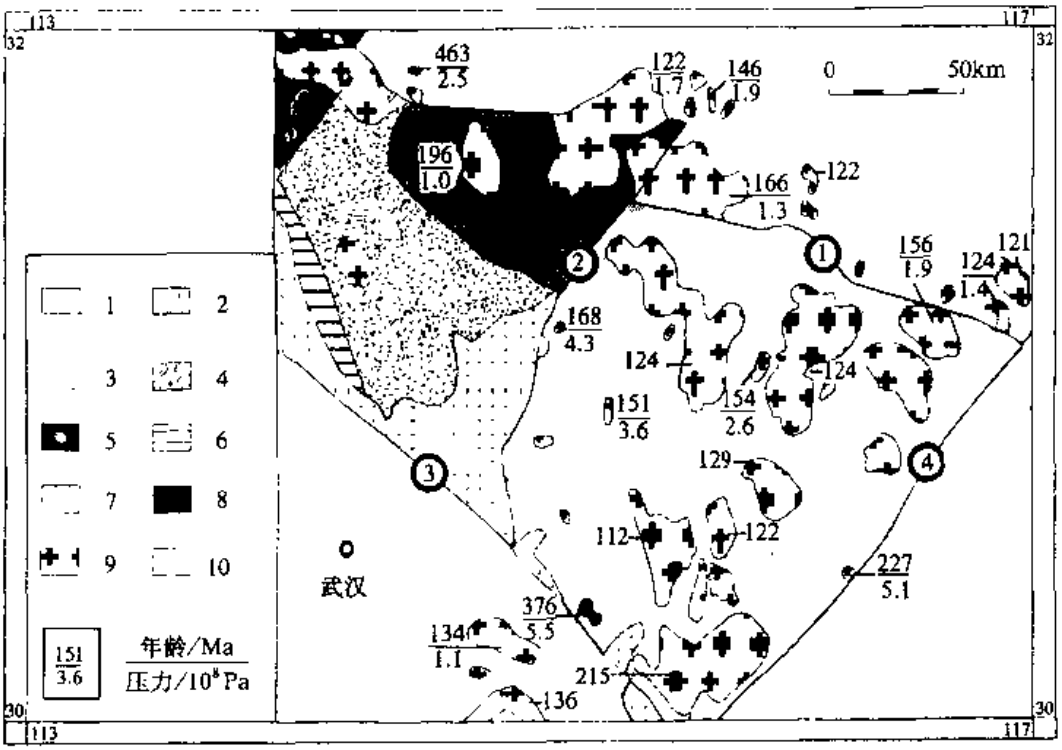



图1 大别山地区地质简图

图中显示了本区花岗岩类角闪石$^{40}Ar$-$^{39}Ar$的稳定年龄(Ma)和全铝地质压力资料

1 北淮阳地块；2—西大别地块；3—东大别地块；4—大悟地块；5—桐柏地块；6—随应地块；7—白垩纪—新生代盆地；8—古生代花岗岩类；9—中生代花岗岩类；①桐柏—桐城断裂；②麻城—随应—商城断裂；③襄樊—广济断裂；④郯庐断裂

高压变质带存在，高压变质带含 3T-多硅白云母[14]。测定镁铁质变质岩中角闪石$^{40}Ar/^{39}Ar$，得出稳定年龄为 401Ma±4Ma[4]。

大悟地块由中新元古界变质沉积火山岩系组成，含磷。变质作用达到绿片岩相。最老锆石 U-Pb 年龄为 2343Ma[9]。地块内发育北西走向蓝闪石榴辉岩带，地块南东边缘出露蓝片岩，可见白垩纪花岗质岩石。

大别地块有太古宙大别群(锆石 U-Pb 年龄为 2820～2413Ma[9])、中-古元古界红安群和大量花岗质侵入岩。大别群由外壳岩层序、花岗片麻岩和变基性岩组成，它们在整个地区含量分别为 38%、60%和 2%。外壳岩层序主要由角闪斜长片麻岩、角闪岩和浅色变粒岩组成，少量为大理岩和磁铁石英岩。红安群下部为变质沉积岩，有磷矿床，上部为变质火山岩。有花岗质和闪长质侵入岩展布，时代为新元古代—白垩纪。大别地块以商城—麻城断裂为界分为东西两部分，东部(东大别地块)为著名的超高压地体，含柯石英和金刚石，经历了角闪岩相[15]局部达麻粒岩相[9]退变质作用。西部(西大别地块)见柯石英榴辉岩，仅仅经历了绿帘石-角闪岩相退变质作用。

大别造山带中变质黑云母 K-Ar 年龄变化范围宽[6]。北淮阳地块内 19 个年龄数据平均值为 256Ma±85Ma，大悟和西大别地块内 12 个年龄数据平均值为 200Ma±44Ma，东大别地块内 23 个年龄数据平均值为 145Ma±55Ma。由于黑云母中 Ar 的圈闭温度为 300℃±50℃[8]，黑云母 K-Ar 年龄代表岩石冷凝时间。因而，黑云母 K Ar 年龄的区域变化应该能反

映出地块之间岩石上升-剥蚀的年代关系。

## 3 同上升侵入岩的确定

据 Streickeisen 的分类[10]，大别山侵入岩主要由角闪石-黑云母二长闪长岩、石英二长闪长岩和石英二长岩组成(图 2)，少量为正长岩和花岗闪长岩。在 AFM 图解上岩石位于钙碱性区域，碱性指数为 59，岩石具中等到高含量 $w(K_2O)=0.8\%\sim5.0\%$ 和 $w(Al_2O_3)=12.8\%\sim19.5\%$，岩石具偏铝质特征[$n(Al_2O_3)/n(CaO+Na_2O+K_2O)=0.55\sim1.08$]。使用侵入岩侵入压力，结合地质年代数据，可提供关于岩石上升-剥蚀数量的信息。根据钙质角闪石的全铝地压计，可得出大别山造山带侵入岩侵入(或结晶)压力[1]。

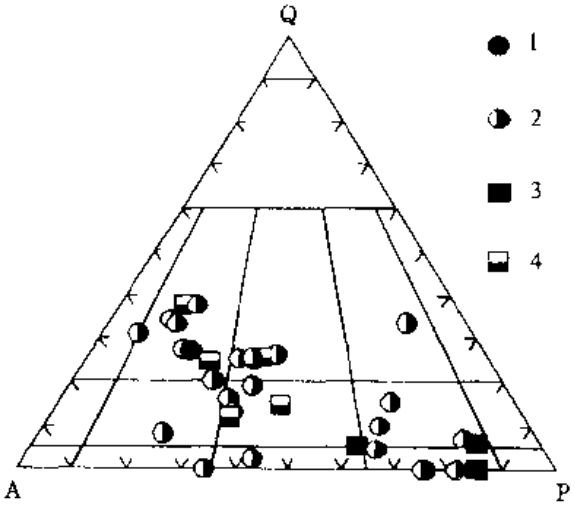



图 2 基于 Streickeisen 分类[10]基础之上的大别山侵入岩实际矿物成分

1—东大别(U-Pb 376 Ma)；2—东大别(Ar-Ar(Hb)227～140Ma)；3—北淮阳(Ar-Ar(Hb)463 Ma)；4—北淮阳和西大别(Ar-Ar(Hb)196～146 Ma)

### 3.1 北淮阳和西大别地块

北淮阳地块中 Mafan 侵入岩 9 个样品(462.7Ma±1.4Ma，角闪石$^{40}Ar/^{39}Ar$ 稳定年龄)给出平均压力为$(2.92\pm0.18)\times10^8$Pa。中生代石英二长岩和花岗岩给出平均压力为$(1.71\pm0.05)\times10^8$Pa(商城侵入岩，距 Mafan 侵入岩不远，166.4Ma±0.3Ma，角闪石$^{40}Ar/^{39}Ar$ 稳定年龄)。另外，西大别地块内 Youzhahe 石英二长岩中(196.2Ma±2.1Ma，$^{40}Ar/^{39}Ar$ 角闪石稳定年龄)角闪石压力为$(0.78\pm0.14)\times10^8$Pa(图 3)。上述数据表明北淮阳和西大别地块上升-剥蚀主要发生在古生代和侏罗纪，中生代强烈下降导致北淮阳地区火山-沉积盆地形成。

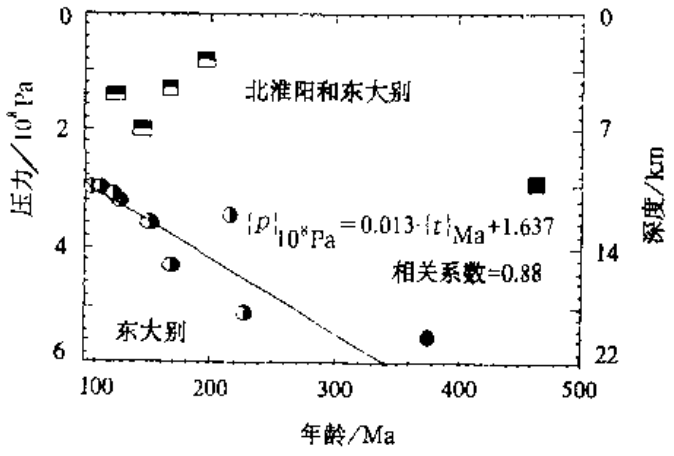



图 3 大别山侵入岩侵入年龄(Ma)对压力($10^8$Pa)图解

北淮阳地区，在西大别和大悟地块内，一系列放射状和环状花岗斑岩脉展布于商城、新县-Youzhahe 和 Linshan 侵入体周围，这些花岗斑岩脉穿切侵入岩，宽几米至大于 20m，延伸十几公里，含钾长石粗晶，岩石基质具中-粗粒结构。从东到西，这些斑岩脉的矿物学和地球化学几乎相同，一些化学特征与新县和 Laoshanzhai 花岗岩侵入体相似。脉中两个钾长石巨斑晶 K-Ar 年龄为 95Ma 和 92Ma。东大别地块内不见上述花岗斑岩脉。上述

事实表明北淮阳、西大别和大悟地块在中生代具有相同的岩浆活动，上升-剥蚀历史也一样。

### 3.2 东大别地块

东大别地块内岩石强烈上升-剥蚀发生于中生代。海西期五岳山同造山花岗岩(376Ma±26Ma，锆石 U-Pb 法[4])角闪石结晶压力是(5.47±0.18)×10⁸Pa，远远高于北淮阳地块内 Mafan 侵入岩中角闪石结晶压力。三叠纪 Liujiawa 二长闪长岩侵入体(227.3Ma±7.6Ma，角闪石$^{40}Ar$-$^{39}Ar$ 稳定年龄)有较高角闪石压力，达到(5.10±0.56)×10⁸Pa。侏罗纪Xixiongwen(168Ma±17Ma，锆石 U-Pb 法[3])和 Xiaozhai(151.2Ma±1.5Ma，角闪石$^{40}Ar$-$^{39}Ar$ 稳定年龄)侵入体角闪石结晶压力各自为(4.33±0.44)×10⁸Pa 和 3.57×10⁸Pa。因而，从三叠纪到侏罗纪，岩石上升-剥蚀达到 5～6km(图 3)。

## 4 侵入岩的垂向化学变化

大别山造山带中生代侵入岩化学成分随着侵位压力的变化而发生明显的变化，特别在东大别地块中更是如此。例如，随着侵位压力的升高，$Fe_2O_3$、$TiO_2$、$P_2O_5$、MgO、CaO、$Al_2O_3$ 和 CIPW-标准 An 升高，而 $SiO_2$、$K_2O$、Rb、Ba、Zr、Hf 和 CIPW-标准 Or 与侵位压力呈负相关关系(图 4、5)。上述事实表明，在垂直岩浆系统下部富集高温、较重的组分，而在岩浆系统上部富集低温、较轻组分和孔隙流体。

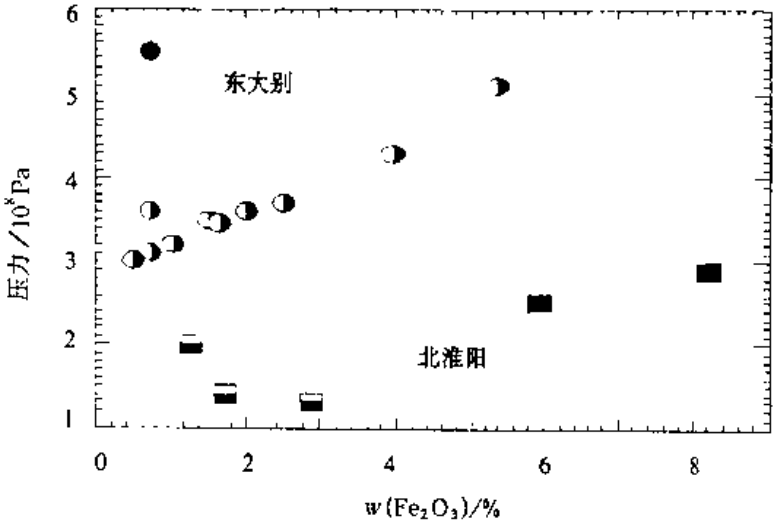



图 4 $w(Fe_2O_3)$对侵入压力图解

值得注意的是北淮阳和东大别地块显示不同成分-压力关系，东大别古生代花岗质岩石偏离中生代侵入岩岩石成分和侵位压力的相关关系。另外，某些有共同特征的元素的比率关系图表明它们为与岩浆混合作用有关的直线关系(图 6)。

影响岩石成分和侵位压力相关关系因素有侵入体体积、侵位机理以及侵入体与围岩温度关系。一个球形岩浆体上升高度由 $h=\sqrt{8Lr/3c\beta}$给出，式中，$L$ 为岩浆结晶潜热；$r$ 是岩浆体半径；$c$ 是岩浆比热；$\beta$ 是地温梯度。很明显，当其它参数相等时，在较高地温梯度下侵入的岩石具有较小上升高度。东大别古生代和中生代花岗侵入岩以及北淮阳和东大别中生代侵入岩具有不同的侵位深度，这可能为不同地温梯度下岩浆侵位的结果。

上面公式显示出岩浆比热越大，岩浆上侵距离越小。角闪石、黑云母和富钙斜长石比热

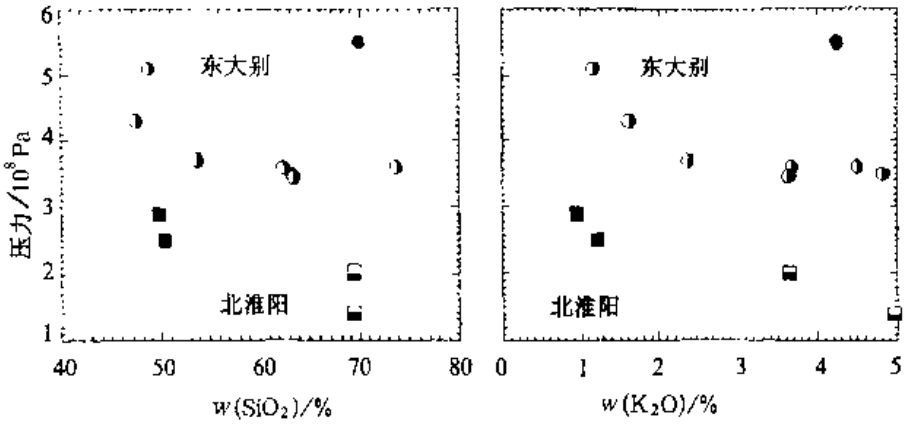



图 5　随着侵位压力的变化 $w(SiO_2)$和 $w(K_2O)$的变化

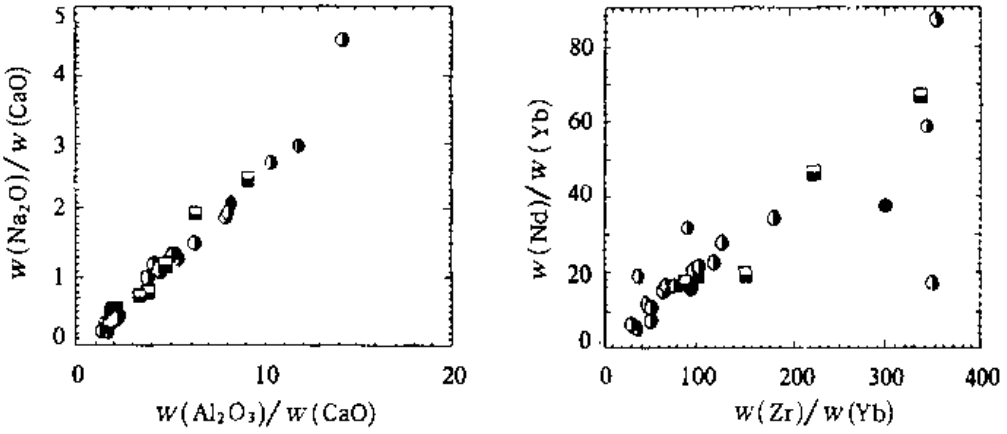



图 6　$w(Al_2O_3)/w(CaO)$-$w(Na_2O)/w(CaO)$和 $w(Zr)/w(Yb)$-$w(Nb)/w(Yb)$关系图

大于钾长石和石英，这样，如果岩浆富含暗色矿物和富钙斜长石，就侵位于较深地壳部位。东大别地块中生代侵入岩垂向化学变化主要受浮力和向上迁移富钾孔隙流体控制。自交代作用对岩浆成分垂向变化也起着重要作用。

## 5　结论

东大别造山带经历了差异强烈的上升-剥蚀作用。侵入岩侵位压力的计算表明，自加里东期以来，北淮阳地块的岩石上升-剥蚀幅度只有 10km，自海西期以来，东大别地块的岩石上升-剥蚀幅度达到 20km。

东大别地块在中生代钙碱性侵入岩侵位时岩体遭受强烈的上升-剥蚀作用。在 227Ma 时东大别地块岩石埋藏深度为 18km，在 220～150Ma 时侵入岩侵位伴随有 5～6km 的上升-剥蚀作用。

中生代侵入岩垂向化学变化可能是由浮力和富钾孔隙流体物质的向上迁移所引起的。

（余金杰　译，艾永德　校）

# 参 考 文 献


[1] M. C. Johnson and M. J. Rutherford, 1989, Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rock, Geology, 17, 837~841.

[2] R. W. Kay, S. Mahlburg Kay and R. J. Arculus, 1992, Magma genesis and crustal processing. In: Continental Lower Crust. D. M. Fountain, R. Arculus and R. W. Kay (Eds.), pp. 423~445. Elsevit, Amsterdam.

[3] S. Li and T. Wang, 1989, Geochemistry of Granitoids in Tongbaishan-Dabieshan, Cantral China. Press of China University of Geosciences, Wuhan (in Chinese with English abstract).

[4] Z. Liu, B. Niu and J. Ren, 1992, Disintegration of the Xinyang group and its tectonic implication, Geological Review. 38, 293~301 (in Chinese with English abstract).

[5] C. Ma, K. Yang, Z. Tang and Z. Li, 1994, Magma-dynamics of Granitoids: Theory, Method and a Case Study of the Eastern Hubei Granitoids. Press of China University of Geosciences, Wuhan (in Chinese with English abstract).

[6] C. Ma, K. Yang, Z. Tang, Y. Long, C. Ehlers and Alf Lindroos, 1995, Formation and differential rock uplift-exhumation of high-pressure metamorphic terrane in Dabie Mountains, Central China: Evidence from igneous rocks, Earth Science-J. China Univ. Geosci., 20, 516~520 (in Chinese with English abstract).

[7] A. I. Okay, S. Xu and A. M. C. Sengor, 1989, Coesite from the Dabieshan eclogites, central China, European J. Mineral., 1, 595~598.

[8] P. R. Renne, O. T. Tobisch and J. B. Saleeby, 1993, Thermochronological record of pluton emplacement, deformation, and exhumation at Courtright shear zone, central Sierra Nevada, California, Geology, 21, 331~334.

[9] S. Scu, L. Sang, Y. Han and Z. You, 1993, The Petrology and Tectonics in Dabie Precambrian Metamorphic Terranes, Central China. Press of China University of Geosciences, Wuhan (in Chinese with English abstract).

[10] A. L. Streckeisen, 1973, Plutonic rocks: classification and nomenclature recommended by the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks, Geotimes, 18: 10, 26~30.

[11] X. Wang, J. G. Liou and H. K. Mao, 1989, Coesite-bearing eclogites from the Dabie Mountains in Central China, Geology, 17, 1085~1088.

[12] S. M. Wickham, 1987, Crustal anatexis and granite petrogenesis during low-pressure regional metamorphism: the Trois Seigneurs massif, Pyrenees, France, J. Petrol., 28, 127~169.

[13] S. T. Xu, A. I. Okay, S. Y. Ji, A. M. C. Sengor, W. Su, Y. C. Liou and L. L. Jiang, 1992, Diamond from Dabieshan eclogite and its implication for tectonic setting, Science, 256, 80~82.

[14] D. Ye, D. Li, G. Tong and X. Qiou, 1980, On the 3T-phengite and C-type eclogite in the Xinyang metamorphic belt and their tectonic significance. In: Formation and Development of the North China Fault Block Region. Science Press, 122~132 (in Chinese). Beijing.

[15] R. Zhang, J. G. Liou and X. Wang, 1993, Discovery of coesite eclogites in Henan Province, Central China and its tectonic implication, Acta Petrologica Sinica, 9, 186~191 (in Chinese with English abstract).

[16] X. Zhou and F. Wang, 1987, Thermodynamics in Petrology, Henan Sci. Techno. Press, Zhengzhou (in Chinese).

# 东太平洋隆起北部地区下面地幔源的极不均匀性

## ——近洋脊海山的痕量元素证据

Y. L. Niu

(Department of Earth Sciences, The University of Queensland, Brisbane, Qld 4072, Australia)

R. Batiza

(Department of Geology and Geopnysics, University of Hawaii, Honolulu, HI 96822, U.S.A.)

**摘　要**　本文总结了位于北纬 5°～15°东太平洋隆起(EPR)侧翼的 50 个近洋脊海山熔岩的痕量元素研究成果。这些海山熔岩主要由亏损的 N 型大洋中脊玄武岩(MORB)组成，不同程度地伴有富集的 E 型大洋中脊玄武岩，并且某些熔岩为极度富集的与洋岛玄武岩(OIB)平均成分相似的大洋中脊玄武岩。这种大的成分变化极逼真地反映了隐藏于沿东太平洋隆起轴喷发的熔岩中的地幔来源的不均匀性的信息。通过不相容的痕量元素的丰度研究，这个来源的不均匀性很容易被想象为这是由于各种规模的富集区段的存在和在周围亏损地幔中的不均匀分布。如此不均匀来源的岩石熔融的地球化学结果反映了熔岩中发生过明显的混合关系。富集的区段可能是由低度熔融交代作用而产生的岩脉或脉体。这种低度熔融在成因上可能与邻近东太平洋隆起的夏威夷幔柱物质向东的软流圈流动有关，如同地幔层面透视研究(mantle tomographic studies)所揭示的那样。痕量元素资料表明，富集的物质(此处为夏威夷幔柱物质)最初来源于再循环的洋壳。

**关键词**　海山　东太平洋隆起　玄武岩　痕量元素　来源的不均匀性

## 1　引言

板块构造理论确立由于板块分离而引起的洋脊之下的地幔上涌使绝大多数洋中脊呈被动的特征[1~3]。因此，代表地幔上涌压力释放熔融最终产物的大洋中脊玄武岩(MORB)就记录下来了地幔最上部的地球化学信息。对比海洋的或大陆的火山岩区的玄武岩，大洋中脊玄武岩从整体上显示了很小的地球化学变化，其特征为不相容元素的低丰度、低放射成因 Sr 和 Pb、高放射成因 Nd[1~3]。这些观察导致人们注意到海洋中的上地幔相对普遍地表现为不相容元素的亏损，这已为亏损的大洋中脊玄武岩地幔(DMM)所证实[5]。然而，亏损的大洋中

脊玄武岩地幔在成分上绝不是均匀的[9]，即使就在洋脊上也有地方不受已知的热点的影响(如东太平洋隆起)[10~19]。实际上，尽管东太平洋隆起只展现了小的范围，但却揭示了在东太平洋隆起之下的地幔有较大的成分变化[20~24]。本文旨在在北纬 5°～15°之间在太平洋板块上和 Cocos 板块上近东太平洋隆起的 50 个海山熔岩新近得到的痕量元素资料的基础上扩大该项研究的成果(图 1)。首先将揭示这些海山熔岩成分上的变化无论在亏损还是富集的

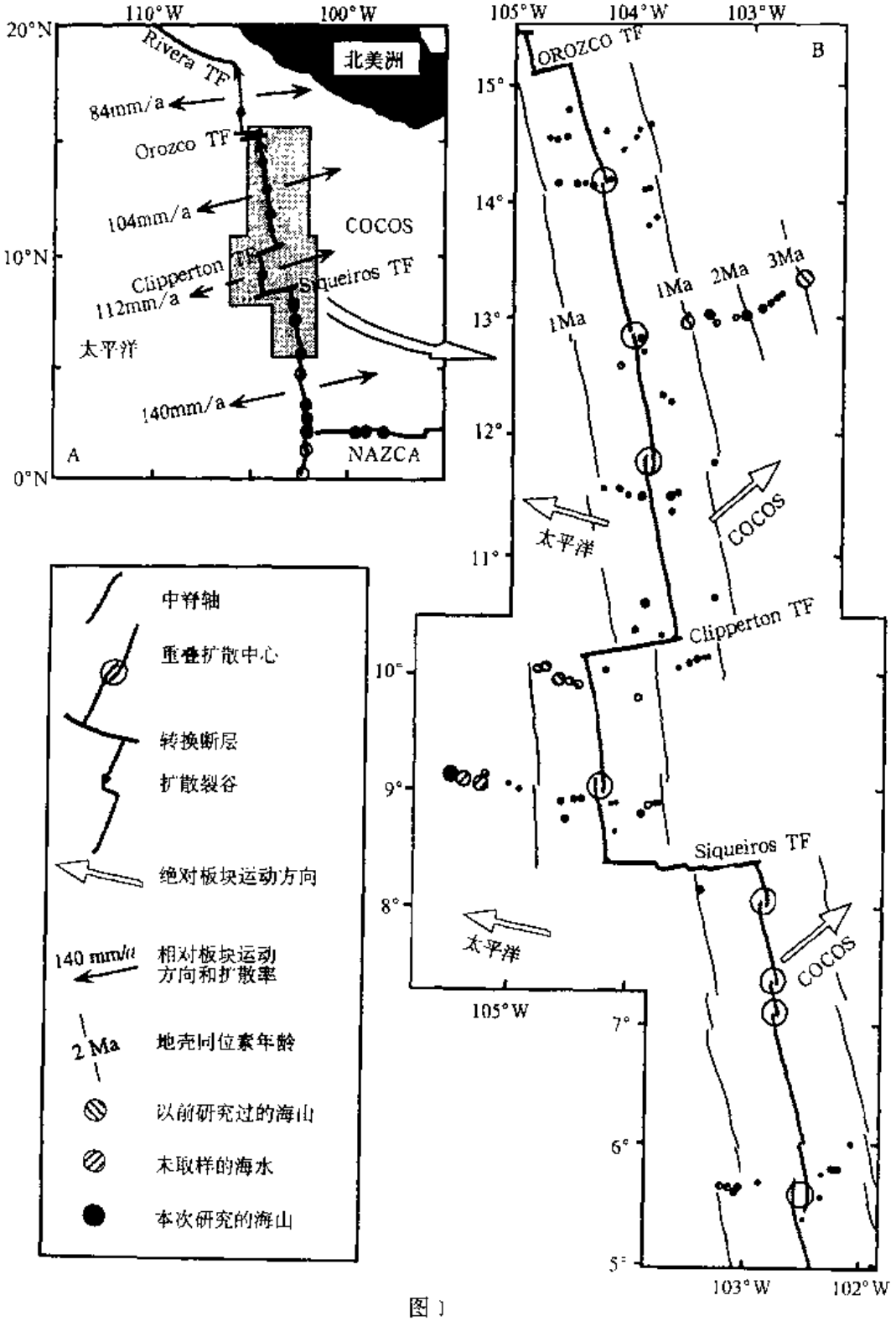



图 1

A—东太平洋隆起北部及邻区大地构造格架；B—研究区近洋脊海山的位置简图

程度上均已超过已知的海底熔岩的范围。然后将讨论这些资料对于地幔对流和洋脊动力学方面的意义。

## 2 结果

海山熔岩球粒陨石标准化的稀土元素丰度见图 2，大陆地壳(CC)、洋岛玄武岩(OIB)、富集的 E 型和亏损的 N 型大洋中脊玄武岩的稀土元素丰度平均值均标示在图 2 上，以示对

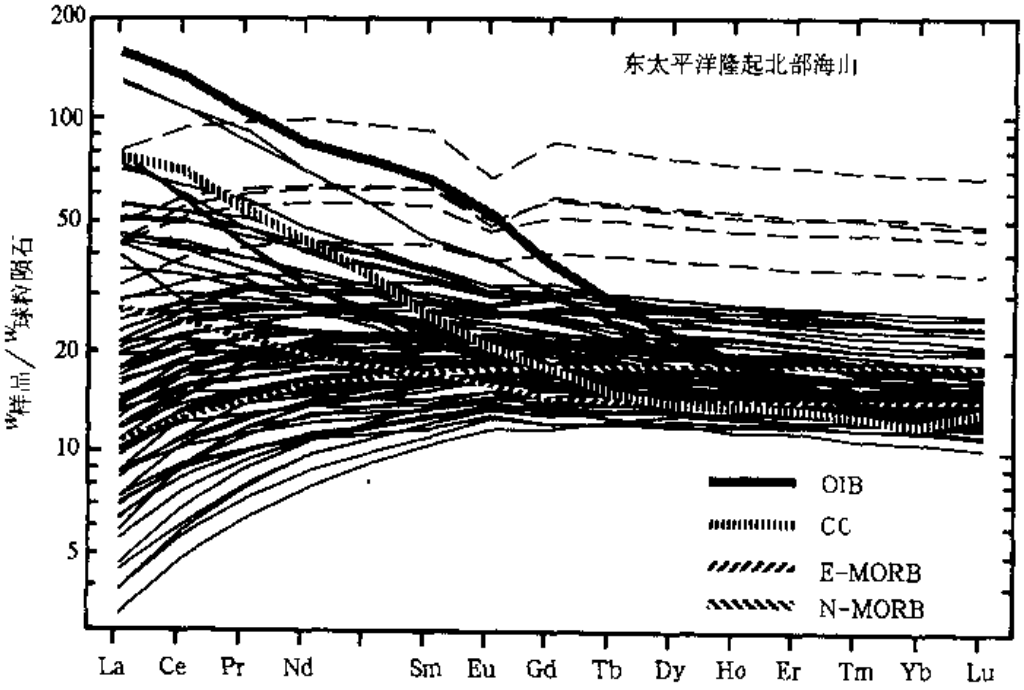



图 2 海山样品球粒陨石标准化的稀土元素丰度

同时显示洋岛玄武岩(OIB)、富集的 E 型大洋中脊玄武岩、亏损的 N 型大洋中脊玄武岩[8]和大陆地壳(CC)[53]成分的平均值，以示对比

比。很清楚，这些海山熔岩显示了相当大的成分变化范围，从极度亏损的轻稀土元素(LREE)样品到类似于洋岛玄武岩平均值的高度富集的轻稀土元素玄武岩。除了为数不多的几个高度演化了的样品(MgO<6%，以虚线表示)之外，大多数样品显示了很简单的扇形。不相容元素亏损越多的样品，轻稀土元素的亏损也越多，不相容元素丰度值越高的样品，轻稀土元素也越富集。其中亏损的样品比近北纬 10°的 Lamont 海山山脉(图 1)[24]的样品还要亏损。毫无疑问，如此大的变化范围只能以极不均匀地幔熔融来解释。图 3 是$[La/Sm]_{CN}$图，这是一个源岩亏损或富集程度的有用的尺度，从样品位置(图 1)的经度(下图)和纬度(上图)所起的作用看，幔源的富集或亏损没有显示地理上的系统变化。实际上，在同一海山都可以见到富集或亏损的样品，表明不均匀性的尺度可能是很小的，大概为几百米或更小范围。

图 4 是海山熔岩各种元素的相对变化率图[56]。该递减的变化率实际上是与图中小图所示的简单关系[35]所确定的这些元素递减的相对不相容性(或递增的总分配系数 $K_D$)相一致的。这表明这些熔岩较大的成分上的变化和由此推论的源岩的变化是岩浆作用的结果。岩浆作用在很小的范围内导致地幔源区如此大的变化可以从图 5 中各种不相容元素比率关系

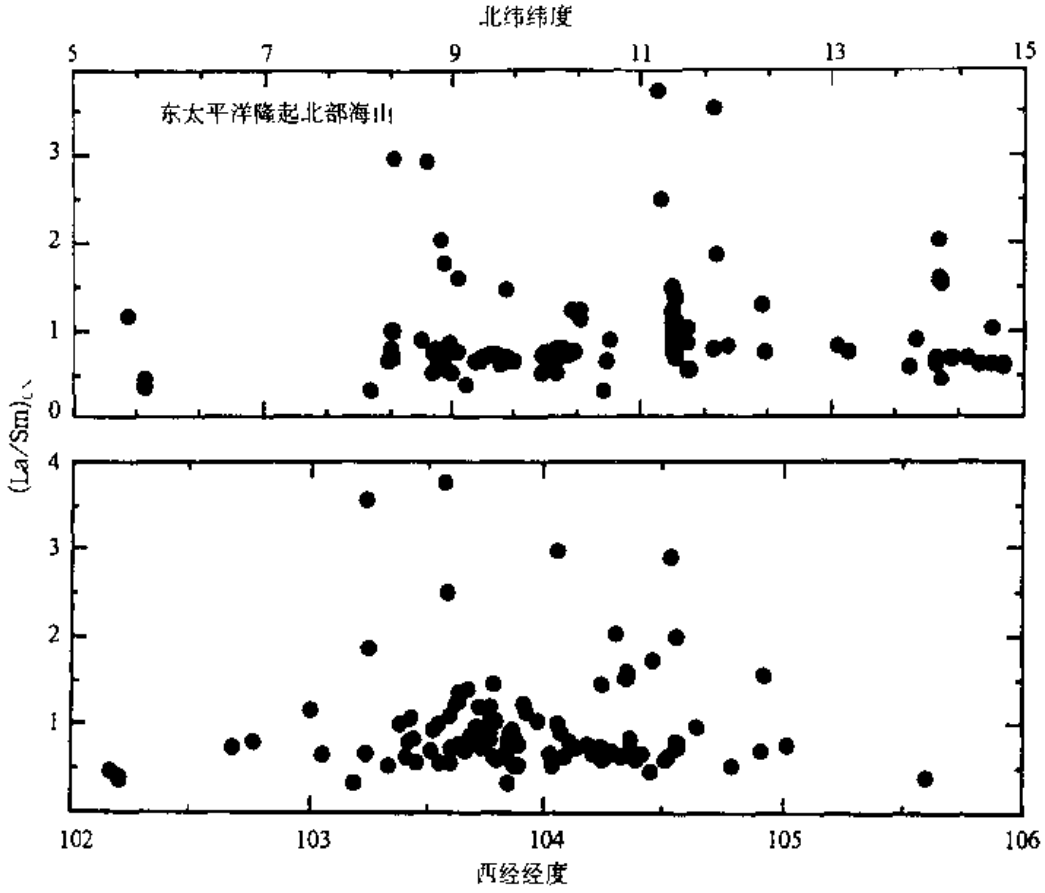



图 3　从研究的海山的纬度(上图)和经度(下图)来看海山样品的球粒陨石标准化的 $[La/Sm]_{CN}$ 比率图

很明显,没有地理系统上的变化。事实上,在很小的范围,甚至在同一个海山上都可见到高度亏损和高度富集的熔岩,表明在很小范围内地幔来源就有不均匀性,而且它们的分布是分散的而不是单一的

看得很清楚。这些双曲线是与二元混合相一致的[26,27],而且也与图 4 所示成对元素的相对不相容性所表示的不同程度的熔融在性质上相一致。亦即定性地说,左上角的样品代表熔融程度最低,而右下角的样品代表熔融程度最高。然而,应该注意,只是用一个成分上均匀的源岩的熔融是不能解释如此大的变化的,而且这种熔融也不是熔融体简单的二元熔融,因为这些熔岩是取自不同年龄的 50 个不同的海山。因此很难想象在如此大的时间和空间上的间隔内两个单个的熔融体有物质上的混合。

图 5 中的曲线趋势可以很容易地用地幔的熔融来解释,即由于熔融引起的混合作用[28]而造成的成分上的不均匀。富集的物质具有较低的熔融温度,因此在熔融过程中首先进入熔融体[21,29]。随着熔融过程的进行,熔融体中富集的物质的量由于稀释的结果而逐渐降低,因此,不均匀的地幔源熔融的地球化学上的重要性就是产生图 5 所示的明显的混合关系。在这里重要的信息是由海山熔岩所反映出来的明显的复杂源的不均匀性,实际上是相当简单的,而且可以用在周围为亏损的大洋中脊玄武岩地幔中以各种不同规模广泛但不均匀分布的不相容元素富集地块的存在来解释。

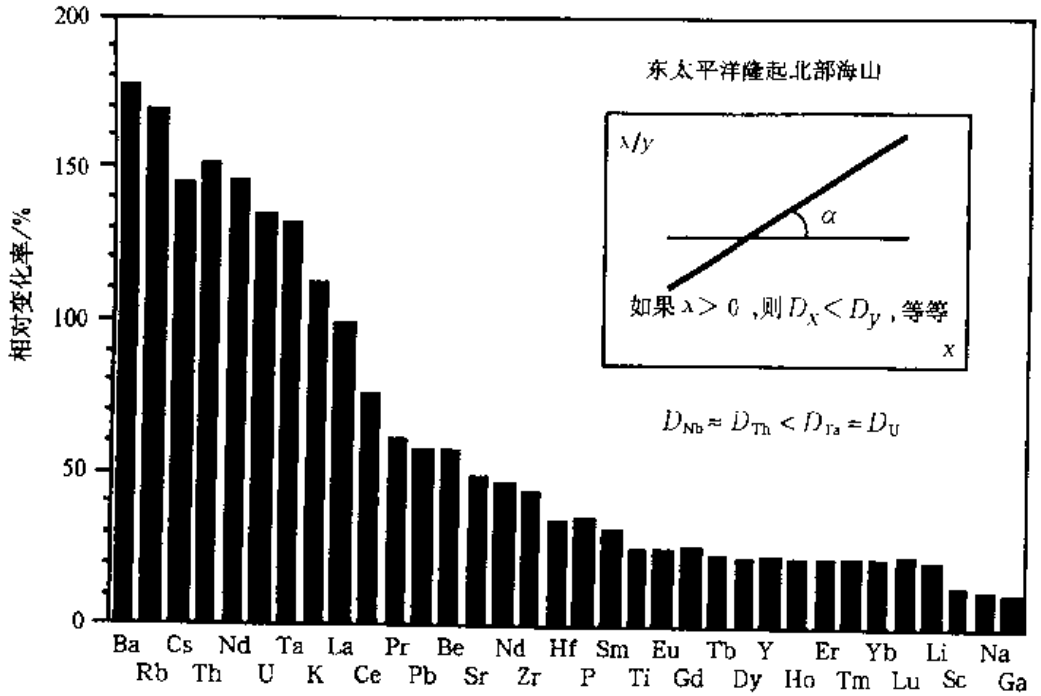



图 4 海山熔岩中痕量元素丰度的相对变化率对应于图中小插图所示的简单关系[25]所确定的这些元素的不相容性的顺序图

图中显示了元素变化率和元素不相容性的极好的对应关系，表明了导致所研究的痕量元素变化的作用是部分熔融作用

## 3 讨论

### 3.1 为什么近洋脊海山熔岩比中脊轴的大洋中脊玄武岩显示了更大的地球化学变化

过去发表了不少东太平洋隆起北部的中脊轴熔岩的地球化学变化的资料[10~19,28,30~32]，这些变化在量上明显地小于在其附近海山熔岩中的变化(图 2)。这个不同可用发生在中脊轴之下而不是在海山之下的两个有详尽报道的混合作用过程的活动来解释。首先，中脊轴的大洋中脊玄武岩反映了地幔中的大规模的熔融。熔融向很窄的(1～2km)轴增生带的迁移和集中[33]是一个重要的混合过程，它造成熔融体的均匀化并向上和向侧面趋向于中脊轴。第二，附加的混合作用发生在沿着东太平洋轴的大部分地区存在的轴的岩浆房内[33~35]，又在喷发之前进一步均匀化[20,21,23,28,30,32]。作为对比，离开轴区的海山反映了小得多的熔融体局部的分支[20,21,23,28,30,32,36,37]并缺少稳定态的岩浆房。由于它们非常缺少有效的混合，海山熔岩比中轴熔岩更真实地反映了东太平洋隆起之下实际上的地幔源的不均匀性。

### 3.2 富集的不均匀体的特征

上述观察为富集的不均匀体规定了三条限制条件：①已观察的混合作用是一种熔融引起的混合作用，亦即富集的不均匀体作为实际上特殊的区段在主要熔融事件发生之前存在于周围的亏损地幔之中(图 5)；②富集的不均匀体的规模必须是较小的、有变化的，而它们的分布是不均匀的(图 3)；③由于富集的样品具有较高的不相容元素丰度(图 2)，因此，富集的不均匀体必定是低度熔融成因的，而且痕量元素的相对丰度变化是与它们的相对不相容性成比例的(图 4)。总的来看，这些观察说明富集的不均匀体是以小岩脉或脉体的形式存在

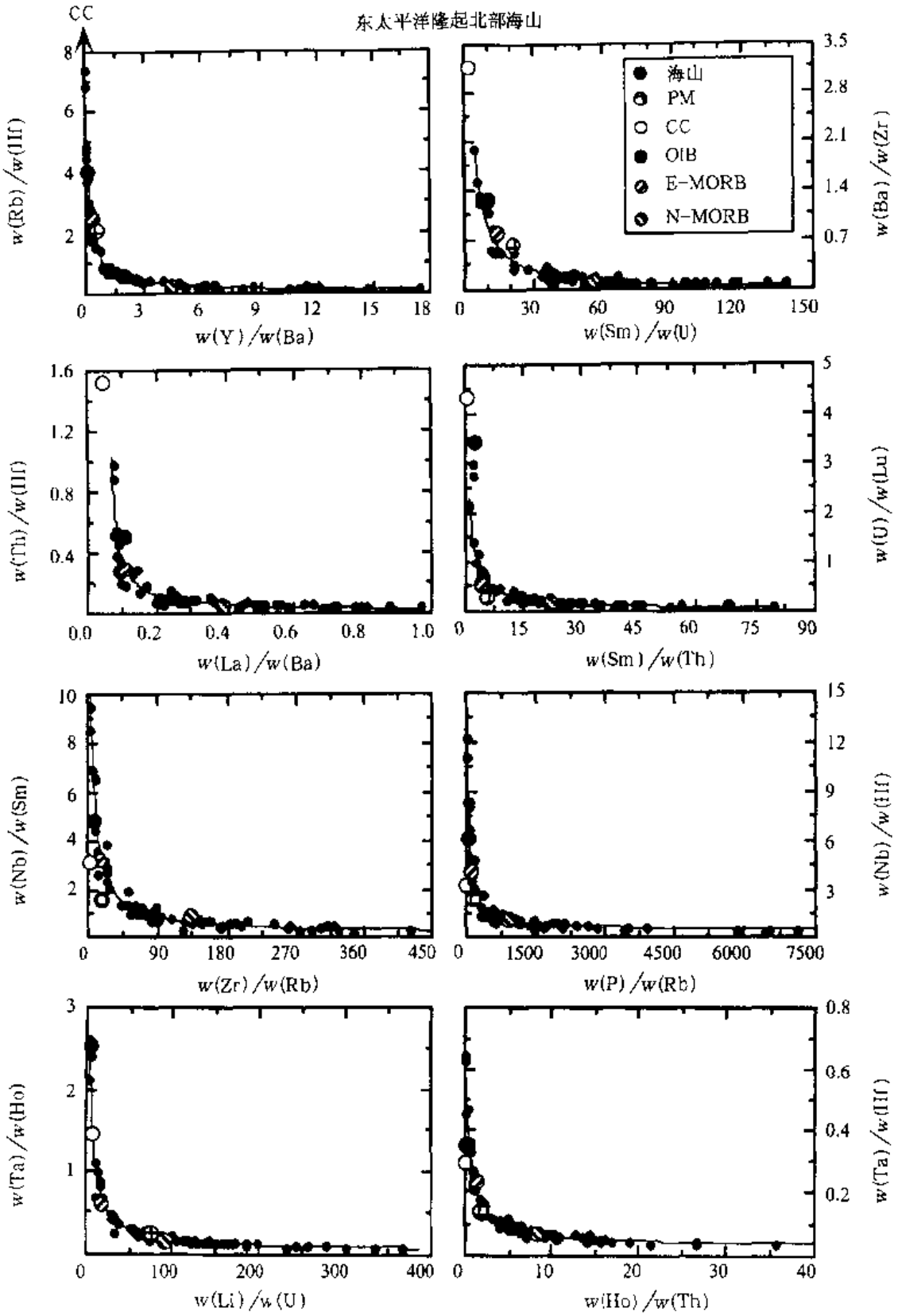



图 5　各种高度和中度富集的不相容元素对的投点图

图中显示海山数据可由源岩的熔融来解释。这种源岩具有两个合理的均匀的组分，一是富集的组分，二是亏损的端员。双曲线是由于熔融导致的混合作用而不是两个熔融体的混合造成的。图中也表示了陆壳(CC)、原始地幔(PM)、洋岛玄武岩(OIB)和 E 型和 N 型大洋中脊玄武岩(MORB)的平均成分

于最接近的源区之内[28,38,39]。在较小的地理范围内，如单个海山[20~24,28,36,37]，亏损熔岩和富集熔岩共存要求富集的不均匀体规模必须较小(图 3)。还要回答的问题是以岩脉或脉体的形式出现的低度熔融体的来源。单从痕量元素来看(图 2 和图 5)，很明显富集的组分与洋岛玄武岩的来源在很大范围内均相一致。但是，在东太平洋隆起北部地区明显缺少任何已知的热点，则要求除了简单的被动上涌之外，还要有另一个地幔作用过程有效地把幔柱物质迁移到东太平洋隆起北部地区之下的次洋脊(Sub-ridge)地幔中。

### 3.3 幔柱物质是从哪里来的?为什么在东太平洋隆起之下有富集的不均匀体的广泛而又呈斑点状分布

在东太平洋隆起区之下存在着富集的幔柱物质但在这个广阔地区并不存在已知的热点的问题一直是个谜。然而，最近的地幔层面透视(tomography)研究[40,41]显示了幔柱物质向洋脊的软流圈横向流动看起来是一个普遍的现象。图 6 显示了在夏威夷之下深 100～250km 处确实存在一个明显的低速层在横向上向东太平洋隆起的北部延展。初看起来，夏威夷至东太平洋隆起北部地区的巨大距离(约 5500km)使人对把这两个地区联系起来产生怀疑，但是大规模的软流圈的横向流动(甚至反向流动)明显地可以解释某些地球体的异常[41,42]。事

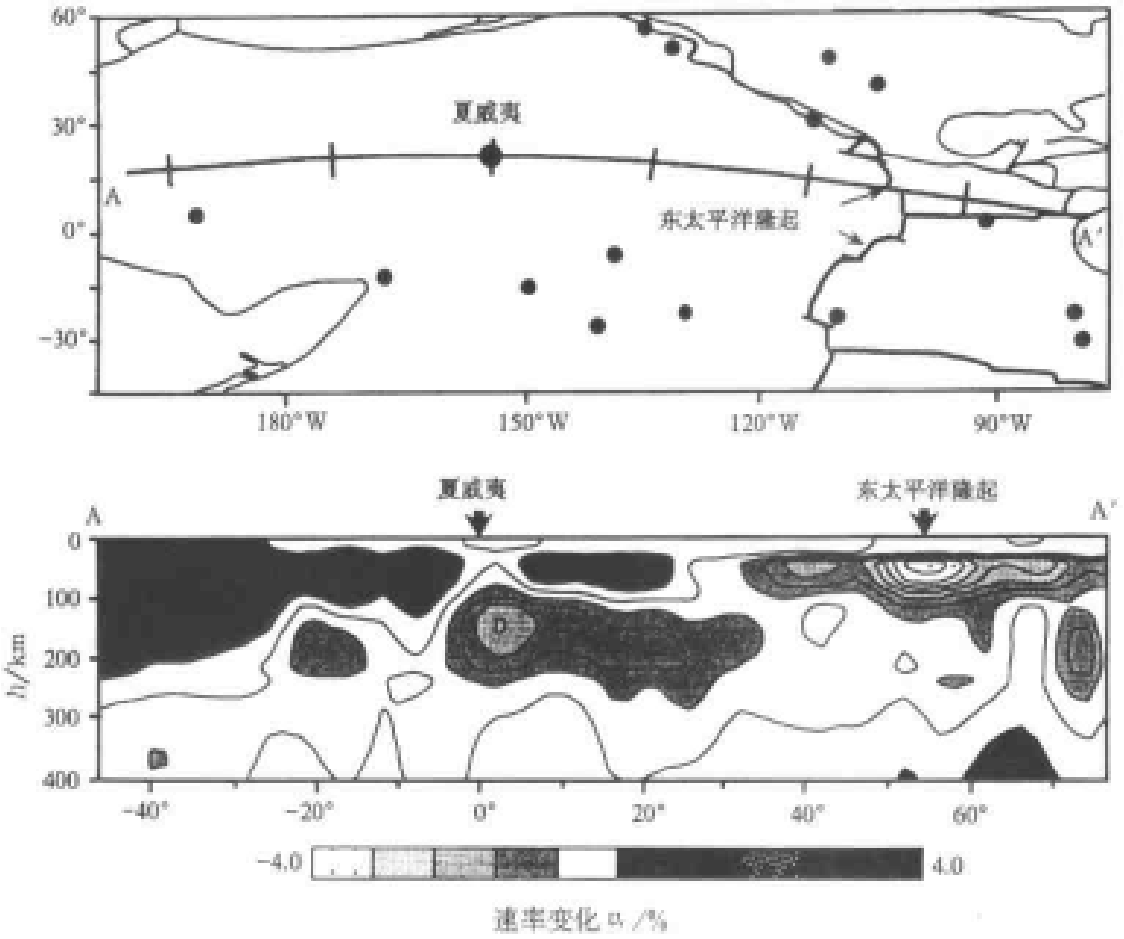



图 6

(据 Phipps Morgan 等，1995 简化)

上图为部分地球热点分布图(以圆点表示)，下图为沿着巨大的环状途径(A—A'剖面)连接夏威夷热点和东太平洋隆起热点的地震剪切速率异常的垂直剖面图。注意从夏威夷向东延展到东太平洋隆起之下在约 100～250km 深度存在一个清楚的低速率层。总的速率变化为±4%，等值线取自阴影之间的间隔的一半。资料来源参考文献[41]

实上，如果在东太平洋隆起的北部地区夏威夷地幔柱是富集组分的来源，那么，迁移的巨大距离有助于解释富集不均匀体的斑点状分布和地幔柱热效应的缺失，如同在洋脊所见的局部的近距离的活动地幔柱一样[43~47]。幔柱物质的大规模熔融可能并不发生在横向软流圈的流动过程中，这是因为只有很小的或很有限的减压会不可避免地造成低熔点组分的极低度熔融并交代周围亏损的地幔。因此，我们提出，也许这一过程可以解释海山熔岩的富集组分。

### 3.4 富集组分或夏威夷幔柱物质的最初来源

通常对下面一点没有争议，即地幔对流和地壳再循环是造成深部地幔中富集的不均匀体的最初机制[48~52]，这些富集的不均匀体作为幔柱源去补给洋岛玄武岩。然而，对这些洋岛玄武岩贮藏库的确切位置还存在着许多争议[5,25,53~57]。一个饶有兴趣的问题是，是否我们的资料对东太平洋隆起北部地区之下的富集组分的最初来源有一个足够的确切解释？事实提供了一个潜在的线索，对于海山来说，我们发现 $D_{Nb}\approx D_{Th}<D_{Ta}\approx D_U$（图 4）。亦即海山之下的（也包括东太平洋隆起之下的）地幔熔融并不从 Th 中分离出 Nb，也不从 U 中分离出 Ta，因此，熔岩中任何的 Ta 和 Nb 的异常必定由从先前地质事件中继承下来的来源信号。图 7 显示了含有过量的 Ta 和 Nb 的海山熔岩的地幔来源。尽管投点比较分散，但这些数据确切地表明了富集的熔岩比起亏损的熔岩来说通常含有较高的过量 Ta 和 Nb 这一明显的趋势。图 7 中表明了以下几点重要的信息：①陆壳中丢失的 Nb 和 Ta 必定明显地残留在作为大洋

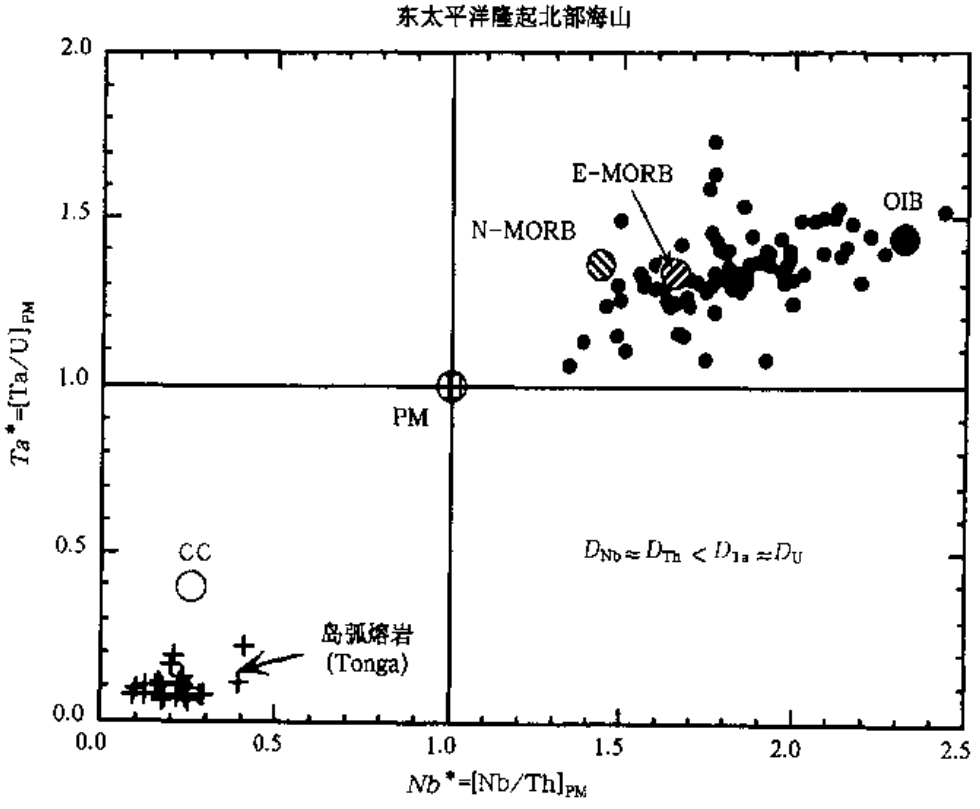



图 7 近东太平洋隆起海山熔岩 $Ta^*$-$Nb^*$ 图

陆壳平均值（CC）[58]，原始地幔（PM），洋岛玄武岩（OIB），E 型大洋中脊玄武岩（E-MORB）和 N 型大洋中脊玄武岩（N-MORB）[59]，还有 Tony Eward 的 Tonga 岛弧熔岩的未刊资料均表示在图上。在洋脊之下地幔熔融过程中有 $D_{Nb}\approx D_{Th}<D_{Ta}\approx D_U$ 这一关系。大洋玄武岩中超量的 Ta 和 Nb 是从它们的来源中继承下来的

玄武岩的地幔来源中，因此，没有必要求助于在地幔深部有一个隐伏的 Nb-Ta 富集库来解释海山熔岩含有过量的 Nb 和 Ta 这一现象[7,58]。②再循环的陆壳物质由于 Nb、Ta 的亏损程度很高，因此不大可能在大洋玄武岩的源区起重要作用。③由于与岛弧岩浆有关的消减带的产生是唯一已知的可使 Nb 从 Th 中、Ta 从 U 中分离出来的作用（例如，见 Tonga 岛弧熔岩），那就很明显，消减带的作用过程在大洋玄武岩的源区必定要产生过量的 Ta 和 Nb。④因此，再循环的洋壳看来最有可能如前人提到的那样[6,7,61]是夏威夷幔柱物质（如 Koolau 火山岩，也具有与 Th 有联系的过量的 Nb）的最初来源，也是东太平洋隆起北部地区富集组分的最初来源。Nb 和 Ta 可能没有像低场强元素那样有效地进入由于板块向下俯冲而产生的含水流体中，而导致它们相对富集在消减物质中[7,8,58,62]。

## 4 结论

近东太平洋隆起海山熔岩在成分上变化很大，非常精确地反映了幔源的不均匀性，这种不均匀性在东太平洋隆起轴的熔岩中是不很明显的，其特征表现在在周围的亏损地幔范围内不均匀地分布着不同规模的小的不均匀的不相容元素富集地块。这种富集的地块最有可能以岩脉或脉体的形式存在并引起低度熔融的“交代作用”。这些低度熔融体可能源自在软流圈水平上向东太平洋隆起北部流动的夏威夷幔柱物质。夏威夷和东太平洋隆起之间的巨大距离既可以解释正常的（未受热影响的）东太平洋隆起的地形，又可以解释在东太平洋隆起之下的富集不均匀体的广泛的而又呈斑点状的疏散分布。观测到的在海山熔岩中 $D_{Nb}\approx D_{Th}<D_{Ta}\approx D_{U}$ 的关系式和相对于 Th-U 而超量富集的 Nb-Ta 说明富集物质的最初来源（亦即夏威夷地幔柱的来源）看来是再循环的洋壳。

（艾永德　译，刘浩龙　校）

## 参 考 文 献


[1] D. McKenzie, 1967, Some remarks on heat flow and gravity anomalies, Jour. Geophys. Res., 72, 6261～6273.

[2] B. Parsons and J. G. Sclater, 1977, An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age, Jour. Geophys. Res., 82, 803～827.

[3] D. McKenzie and M. J. Bickle, 1988, The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere, Jour. Petrol., 29, 625～679.

[4] W. M. White, 1985, Sources of oceanic basalts: Radiogenic isotope evidence, Geology, 13, 115～118.

[5] A. Zindler and S. R. Hart, 1986, Chemical geodynamics, Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 14, 493～571.

[6] A. W. Hofmann, 1988, Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust, Earth Planet. Sci. Lett., 90, 297～314.

[7] A. D. Saunders, M. J. Norry and J. Tarney, 1988, Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constraints, Jour. Petrol., 29, 415～445.

[8] S.-S. Sun and W. F. McDonough, 1989, Chemical and isotopic systematics of ocean basalt: Implications for mantle composition and processes. In: Magmatism of the ocean basins. A. D. Saunders and M. J. Norry (Eds). 323～345. Soc. London Spec. Publ. 42. London.

[9] W. G. Melson, T. L. Vallier, T. L. Wright, G. Byerly and J. Nelen, 1976, Chemical diversity of abyssal volcanic glass erupted along Pacific, Atlantic and Indian Ocean floor spreading centers, Amer. Geophys. Un. Mon., 19, 351～368.

[10] R. Batiza, B.R. Rosendahl and R.L. Fisher, 1977, Evolution of oceanic crust. 3, Petrology and chemistry of basalts from the East Pacific Rise and Siqueiros transform fault. Jour. Geophys. Res., 82, 265～276.

[11] C.H. Langmuir, J.F. Bender and R. Batiza, 1986, Petrological and tectonic segmentation of the East Pacific Rise, 5°30′～14°30′N, Nature, 332, 422～429.

[12] W.M. White, A.W. Hofmann and H. Puchelt, 1987, Isotope geochemistry of Pacific mid-ocean ridge basalt, Jour. Geophys. Res., 92, 4881～4893.

[13] R. Hekinian, G. Thompson and D. Bideau, 1989, Axial and off-axial heterogeneity of basaltic rocks from the East Pacific Rise at 12°35′N～12°51′N and 11°26′N～11°30′N, Jour. Geophys. Res., 94, 17, 437～17, 463.

[14] A. Prinzhofer, E. Lewin and C.J. Allègre, 1989, Stochastic melting of the marble cake mantle: evidence from local study of the East Pacific Rise at 12°50′, Earth Planet. Sci. Lett., 92, 189～106.

[15] J.H. Natland, 1989, Partial melting of a lithologically heterogeneous mantle: Inferences from crystallisation histories of magnesian abyssal tholeiites from the Siqueiros Fracture Zone. In: Magmatism of the ocean basins A.D. Saunders and M.J. Norry (Eds), pp. 41～70. Soc. London Spec. Publ., 42, London.

[16] J.M. Sinton, S.M. Smaglik, J.J. Mahoney and K.C. Macdonald, 1991, Magmatic processes at superfast spreading mid-ocean ridges: glass compositional variations along the East Pacific Rise 13°～23°S. Jour. Geophys. Res., 96, 6133～6155.

[17] J.R. Reynolds, C.H. Langmuir, J.F. Bender, K.A. Kastens and W.B.F. Ryan, 1992, Spatial and temporal variability in the geochemistry of basalts from the East Pacific Rise, Nature, 359, 493～499.

[18] J.J. Mahoney, J.M. Sinton, D.M. Kurz, J.D. Macdougall, K.J. Spencer and G.W. Lugmair, 1994, Isotope and trace element characteristics of a super-fast spreading ridge: East Pacific Rise, 13～23°S, Earth Planet. Sci. Lett., 121, 173～193.

[19] W. Bach, E. Hegner, E. Erzinger and M. Satir, 1994, Chemical and isotopic variations along the superfast spreading East Pacific Rise from 6° to 30°S. Contrib. Mineral. Petrol., 116, 365～380.

[20] R. Batiza and D.A. Vanko, 1984, Petrology of young Pacific seamounts, Jour. Geophys. Res., 89, 11, 235～11, 260.

[21] A. Zindler, H. Staudigel and R. Batiza, 1984, Isotope and trace element geochemistry of young Pacific seamounts: Implications for the scale of upper mantle heterogeneity, Earth Planet. Sci. Lett., 70, 175～195.

[22] D.W. Graham, A. Zindler, M.D. Kurz, W.J. Jenkins, R. Batiza and H. Staudigel, 1988, He, Pb, Sr, and Nd isotope constraints on magma genesis and mantle heterogeneity beneath young Pacific seamounts, Contrib. Mineral. Petrol., 99, 446～463.

[23] R. Batiza, Y. Niu and W.C. Zayac, 1990, Chemistry of seamounts near the East-Pacific Rise: Implications for the geometry of sub-axial mantle flow. Geology, 18, 1122～1125.

[24] D.J. Fornari, M.R. Perfit, J.F. Allan, R. Batiza, R. Haymon, A. Barone, W.B.F. Ryan, T. Smith, T. Simkin and M. Luckman, 1988, Geochemical and structural studies of the Lamont seamounts: Seamounts as indicators of mantle processes, Earth Planet. Sci. Lett., 89, 63～83.

[25] A.W. Hofmann, K.P. Jochum, M. Seufert, and W.M. White, 1986, Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution, Earth Planet. Sci. Lett., 79, 33～45.

[26] R. Vollmer 1976, Rb-Sr and U-Th-Pb systematics of alkaline rocks: the alkaline rocks from Italy, Geochim. Cosmochim. Acta, 40, 283～295.

[27] C.H. Langmuir, R.D. Vocke and G.N. Hanson, 1978, A general mixing equation with application to Icelandic basalts, Earth Planet. Sci. Lett., 37, 380～392.

[28] Y. Niu, D.G. Waggner, J.M. Sinton and J.J. Mahoney, Mantle source heterogeneity and melting processes beneath seafloor spreading centers: the East Pacific Rise, 18°～19°S, Jour. Geophys. Res., 101 (in press).

[29] N.H. Sleep, 1984, Tapping of magmas from ubiquitous heterogeneities: An alternative to mantle plumes?, Jour. Geophys. Res., 89, 10029～10041.

[30] R. Batiza and Y. Niu, 1992, Petrology and magma chamber processes at the East Pacific Rise～9°30′N, Jour.

Geophys. Res. 97,6779～6797.

[31] M. R. Perfit, D. J. Fornari, M. C. Smith, J. F. Bender, C. H. Langmuir and R. M. Haymon, 1994, Small-scale spatial and temporal variations in mid-ocean ridge crest magmatic processes, Geology. 22,375～379.

[32] R. Batiza, Y. Niu, J. L. Karsten, W. Boger, E. Potts, L. Norby and R. Butler, 1996, Steady and non-steady state magma chambers below the East Pacific Rise, Geophys. Res. Lett., 23,221～224.

[33] K. C. Macdonald, P. J. Fox, L. J. Perram, M. F. Eisen, R. M. Haymon, S. P. Miller, S. M. Carbotte, M.-H. Cormier, and A. N. Shor, 1988, A new view of the mid-ocean ridge from the behavior of ridge-axis discontinuities, Nature, 335,217～225.

[34] R. S. Detrick, J. P. Madsen, P. E. Buhl, J. Vera, J. Mutter, J. Orcutt and T. Brocker, 1987, Multichannel seismic imaging of an axial magma chamber along the East Pacific Rise between 4°N and 13°N, Nature, 326,35～41.

[35] J. M. Sinton and R. S. Detrick, 1992, Mid-ocean ridge magma chambers; Jour. Geophys. Res., 97, 197～216.

[36] R. Batiza, T. L. Smith and Y. Niu 1989, Geologic and Petrologic evolution of seamounts near the EPR based on submersible and camera study, Mar. Geophys. Res., 11, 169～236.

[37] Y. Niu and R. Batiza, 1991, An empirical method for calculating melt compositions produced beneath mid-ocean ridges; application for axis and off-axis (seamounts) melting. Jour. Geophys. Res., 96,21,753～21,777.

[38] D. A. Wood, 1979, A variably veined suboceanic upper mantle— Genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence, Geology, 7, 499～503.

[39] A. P. Le Roex, H. J. B. Dick, A. L. Erlank, A. M. Reid, F. A. Frey and S. R. Hart, 1983, Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the Southwest Indian Ridge between the Bouvet Triple Junction and 11 degrees east, Jour. Petrol., 24, 267～318.

[40] Y.-S. Zhang and T. Tanimoto, 1993, High resolution global upper mantle structure and plate tectonics, Jour, Geophys. Res., 98,9793～9823.

[41] J. Phipps Morgan, W. J. Morgan, Y.-S. Zhang and W. H. F. Smith, 1995, Observational hints for a plume-fed, suboceanic asthenosphere and its role in mantle convection, Jour. Geophys. Res., 100,12,753～12,767.

[42] J. Phipps Morgan and W. H. F. Smith, 1992, Flattening of the seafloor depth-age curves as a response to asthenospheric flow, Nature, 355,524～527.

[43] S.-S. Sun, M. Tatsumoto, and J.-G. Schilling, 1975, Mantle plume mixing along the Reykjanes ridge axis: Lead isotope evidence, Science, 190,143～147.

[44] J.-G. Schilling, M. Zajac, R. Evans, T. Johnston, W. White, J. D. Devine and R. Kingsley, 1983, Petrological and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29°N to 73°N, Amer. Jour. Sci., 283,510～586.

[45] J.-G. Schilling, 1991, Fluxes and excess temperatures of mantle plumes inferred from their interaction with migrating mid-ocean ridges, Nature, 352,397～403.

[46] H. Bougault, L. Dmitriev, J.-G. Schilling, A. Sobolev, J. L. Jordan and H. D. Needham, 1988, Mantle heterogeneity from trace elements; MAR triple junction near 14°N, Earth Planet. Sci. Lett., 88, 27～36.

[47] L. Dosso, H. Bougault and J.-L. Joron, 1993, Geochemical morphology of the North Mid-Atlantic Ridges, 10°～24°N: Trace element-isotope complementary, Earth Planet. Sci. Lett., 120, 443～462.

[48] G. N. Hanson, 1977, Geochemical evolution of the suboceanic mantle, Jour. Geol. Soc. London, 134,235～253.

[49] C. J. Allegre, B. Hamelin and B. Dupre, 1984, Statistical analyses of isotopic ratios in MORB: the mantle blob cluster model and the convective regime of the mantle, Earth Planet. Sci. Lett., 71,71～84.

[50] J. G. Fitton and D. James, 1986, Basic volcanism associated with intraplate linear features, Philos. Trans. R. Soc. London Ser., A317,253～266.

[51] J. J. Mahoney, J. H. Natland, W. M. White, R. Poreda, S. H. Bloomer, R. L. Fisher and A. N. Baxter, 1989, Isotopic and geochemical provinces of the western Indian Ocean spreading centres, Jour. Geophys. Res., 94, 4033～4052.

[52] B. L. Weaver, 1991, The origin of ocean island basalt end member compositions: trace element and isotopic constraints, Earth Planet. Sci. Lett., 104, 381～397.

[53] W. M. White, and A. W. Hofmann, 1982, Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution, Nature, 296, 821～825.

[54] B. Dupre and C. J. Allègre, 1983, Pb-Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena, Nature, 303, 142～146.

[55] R. N. Thompson, G. L. Hendry and S. J. Parry, 1984, An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: An elemental approach, Philo. Trans. R. Soc. London, A310, 549～590.

[56] A. E. Ringwood, 1985. Mantle dynamics and basalt genesis, Tectonophysics, 112, 17～34.

[57] S. R. Hart and A. Zindler, 1989. Constraints on the nature and development of chemical heterogeneities in the mantle. In: Mantle Convection. W. R. Peltier(Ed). pp. 262～387. Gordon and Breach Science Publishers.

[58] W. F. McDonough, 1991, Partial melting of subducted oceanic crust and isolation of its residual eclogitic lithology, Phil. Trans. R. Soc. London, A 335, 407～418.

[59] F. A. Frey, M. O. Garcia and M. F. Roden, 1994, Geochemical characteristics of Koolau Volcano: Implications of inter shield geochemical difference among Hawaiian volcanoes, Geochim. Cosmochim. Acta, 58, 1441～1462.

[60] M. F. Roden, T. Trull, S. R. Hart and F. A. Frey, 1994, New He, Nd, Pb, and Sr isotopic constraints on the constitution of the Hawaiian plume: Results from Koolau Volcano, Oahu, Hawaii, USA, Geochim. Cosmochim. Acta, 58, 1431～1440.

[61] A. W. Hofmann and W. M. White, 1982, Mantle plumes from ancient oceanic crust, Earth Planet. Sci. Lett., 57, 421～436.

[62] J. A. Pearce and D. W. Peate, 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas, Ann, Rev. Earth Planet. Sci., 23, 251～285.

[63] R. L. Rudnick and D. M. Fountain, 1995, Nature and composition of the continental crust; a lower crustal perspective, Rev. Geophys., 33, 267～309.

# 复式岩浆房的补给过程

## ——以内华达州 Aztec Wash 深成侵入体中的岩浆构造为例

D. W. Patrick C. F. Miller

(Department of Geology, Vanderbilt University, Nashville, TN 37235 U.S.A.)

**摘 要** Aztec Wash 深成侵入体中的岩浆构造记录了镁铁质岩浆反复注入长英质岩浆房的过程，并为研究随后的倾斜运动提供了一定的信息。该侵入体分为两个部分：具有丰富岩浆构造的南部(下部)不均一带(HZ)和缺乏内部构造的北部(上部)均一花岗岩带(HG)。HG 全部为长英质岩($w(SiO_2)$大部分约为 72%)，而 HZ 的成分则变化很大($w(SiO_2)=44\%\sim76\%$)。

米级尺度的镁铁质岩浆席序列具有穿插的酸性物质，标志着 HZ 中镁铁质岩浆的反复注入。这些岩浆房侧向蓄集，从下面捕虏了大量长英质岩浆或晶粥。大多数岩浆席是细粒的，在与长英质岩接触的地方是具有精细结构的细褶皱的淬火边，但厚的岩席显然冷却得相当慢，形成了粗的堆晶。由于重力的作用，被捕虏的长英质岩层中的不稳定的长英质熔体侵入到上覆的镁铁质岩层中，形成竖直的岩席或岩管。在 HZ 边缘，岩浆侵扰围岩形成大量的捕虏体，从而使镁铁质岩席的侧向展布受到影响。由于在岩浆房底部新的镁铁质岩浆的注入，在 HZ 半凝固后，侵入的具长英质基质包含镁铁质岩枕的复式竖直岩席，看起来像粗的悬浮物一样。与上覆 HG 的过渡式接触表明当稍晚的 HZ 岩浆侵入时，HG 仍至少是半熔融状态，但是 HZ—HG 接触带上保留下来的重要的地貌和接触带上的镁铁质物质的序列表明它已经有了相当的强度。

HZ 中的构造表明岩浆房可以以复合的方式，较长的时间来充填。这提供了一种岩浆房比一次性的侵位或只包括一种镁铁质或长英质岩浆持续部分熔融状态的时间更长的充填机制。进一步推论，因为许多构造在形成时是垂直或水平的，所以可以用来估计地壳的倾斜运动，进而重建侵入体的原始几何状态。这种倾斜运动的估计也证明了由于缺乏层状岩石很难确定的重要的伸展构造的存在。

**关键词** 复式深成侵入体 岩浆房 花岗岩 岩浆构造 补给 倾斜运动标志

## 1 引言

### 1.1 背景与目的

岩石学的基本目的是更好地了解大陆壳中的活动岩浆房的情况，它们是怎样形成和演化的。近几年来，有关岩浆房的许多问题都引起了相当多的争议。例如，任意一次岩浆活动的岩浆体积应该是多少？是怎样波动的？镁铁质岩浆的注入如何影响长英质岩浆房？岩浆房的寿命是多少？在总体积和总热量上是亏损还是盈余？它们是否受到岩浆房范围的对流的影响？这些问题的关键控制条件，至少对于个别的例子来说，是可以通过对记录了镁铁质、长英质岩浆相互作用的不均匀的深成侵入体进行以野外为基础的研究得到[1-9]，镁铁质岩

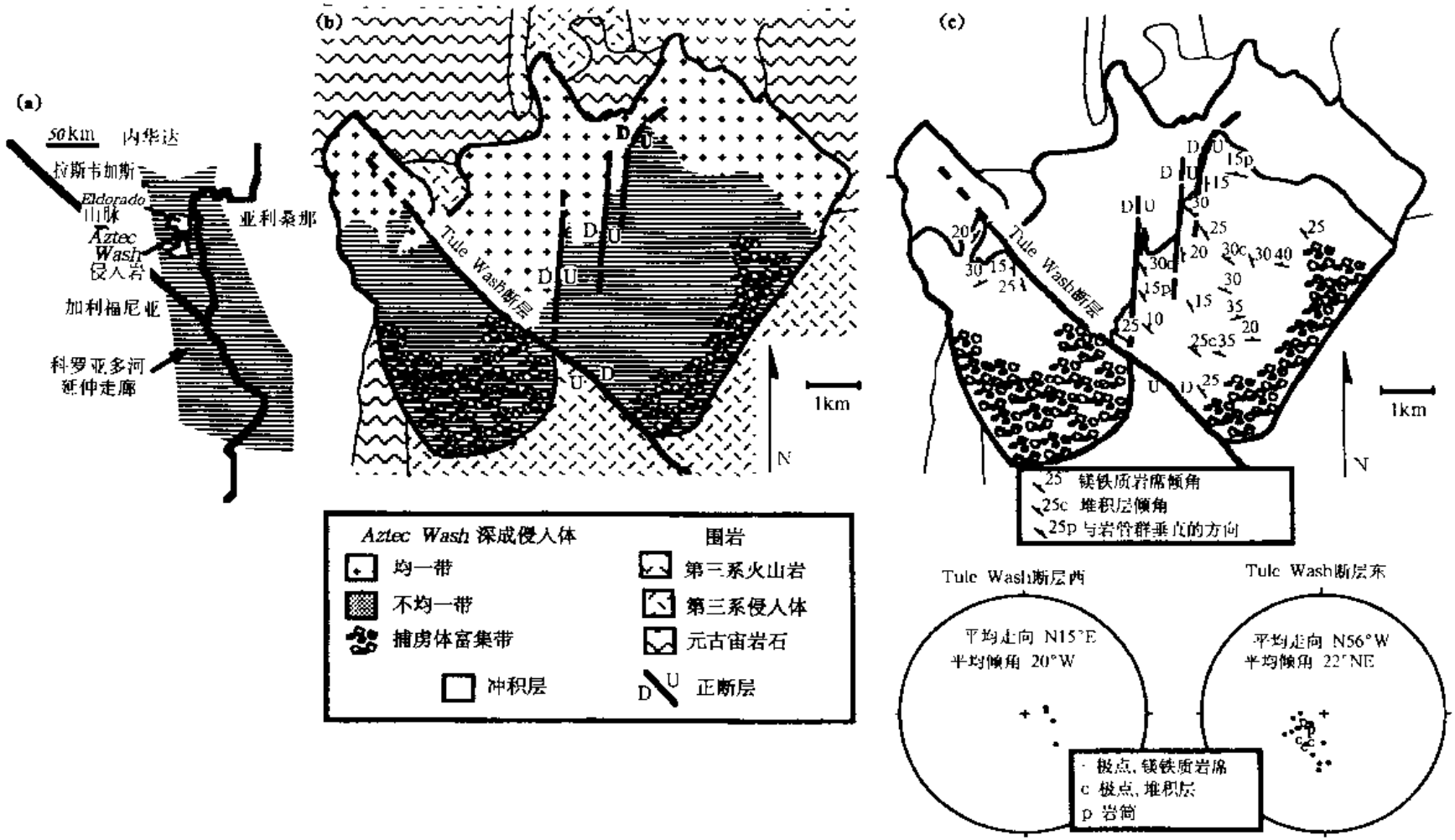



图 1

(a)Eldorado 山脉及 Aztec Wash 深成侵入体的位置图；(b)Aztec Wash 侵入体及围岩的简要地质图；(c)Aztec Wash 侵入体的定向岩浆构造

浆和长英质岩浆的相互作用对岩浆房本质的根本性的转变和岩浆房的历史至关重要。

南内华达州 Aztec Wash 深成侵入体中镁铁质岩、中性岩和长英质岩在三维空间上的广泛出露为描述和解释标志着镁铁质岩浆和长英质岩浆间相互作用的构造提供了绝好的机会。这里能够证实的复式岩浆房较长的历史与岩浆房运作机制的问题密切相关，也能解释理解岩浆构造的重要性。

### 1.2 地质背景

Eldorado 山位于科罗拉多河延伸走廊的西北角(CREC[10])。科罗拉多河延伸走廊(CREC)是位于内华达州拉斯韦加斯(Las Vegas)南部盆地山脉区的向北延伸的 50～100km 宽的地壳中度至强烈拉伸区(图 1a)。这里的拉伸始于大约 16～18Ma，结束于 10～14Ma 的某个时期[11～13]。在 Eldorado 山[14]侵入体为地壳的主体组成部分，下伏于大约同时代的火山岩下。15.7Ma 的 Aztec Wash 侵入体是这一带侵入体中最新的，侵位于火山岩层、元古宙的基底和略老一点的侵入体中(图 1b)[15]。该侵入体横跨分开北部向东倾斜的构造单元和南部向西倾斜的构造单元的主要调节带[13,16,17]。因此，该侵入体的几何形态和倾斜运动对于解释该地区的伸展运动机制至关重要。

Falkner 等已经描述了 Aztec Wash 侵入体的岩石学[15,18]。他们注意到侵入体分为两个部分：北部均一花岗岩带和南部由镁铁质岩、长英质岩和中性岩组成的强烈不均匀带。在不均匀带中有广泛存在的岩浆混合的证据。他们得出结论：出露的岩石代表至少两种不同的岩浆，一种来自富集地幔，另外一种富含古地壳组分。每一种岩浆类型的多次脉冲侵位形成了复式岩浆房。Falkner 注意到了岩浆混合的证据，但是他主要工作于不均匀带的北部和花岗岩带，没有强调岩浆构造的多样性，而这正是本文的重点。

## 2 不均匀带的地质学

### 2.1 引言

Falkner[15,18]认识到了她称为不均匀带(HZ)的侵入体南部开放体系过程和多次侵入的证据，但是她没有区分出不同的侵入期次和镁铁质岩浆和长英质岩浆的混合作用。同时她也没有观察到存在于 HZ 南部的一些更壮观的更有意义的结构构造。她的确注意到了 HZ 的岩石和南部的均一花岗岩(HG)表现为大致同时代，而镁铁质岩墙和长英质岩墙比两者晚(尽管它们可能早于最后的固化时间)。我们更加详细地研究了以 HZ 为代表的混合岩浆，划分出两个单元：较早的，大体积侵位的，具有较缓至中等程度倾角的初始组构(单元 1)；较晚的，互相切割侵位的，具有近竖直的组构(单元 2)[19,20,21]。两者都包括镁铁质岩石、长英质岩石和多种过渡成分的岩石。本研究中，我们强调了这些单元中岩浆构造的描述和解释以及它们怎样与 Aztec Wash 岩浆房的历史相联系。

按照 Falkner[15,18]和 Patrick[19]的工作，Aztec Wash 侵入体可划分为如下单元：

均匀花岗岩(HG)，组成南部侵入体，占总侵入体的 40%。除了小的非常长英质的岩墙和不连续的长英质边缘带，此种岩石是均一的、中粒的、无构造的富钾长石花岗岩：含少量半自形斜长石，他形石英，少量黑云母和很明显的榍石，$w(SiO_2)$约 72%[15]。同样的花岗岩在 HZ 带中与单元 1，特别是与单元 2 有关，但是我们把这些花岗岩当作这些单元的部分，因为它们显然与不均匀带中的镁铁质岩石是同时代的，且与之混合。

单元 1 和 2，两者都同时包括镁铁质岩石($u_{1m}$，$u_{2m}$)和长英质岩石($u_{1f}$，$u_{2m}$)。详述如下。它们的区别如上文所述，主要以定向和穿插关系为基础。只有单元 1 是填图级的，它组成了 HZ 的大部分。单元 2 尽管在 HZ 中广泛分布，但出露仅局限于很小的区域。

**晚期岩墙**——向北走向的镁铁质和长英质岩墙横切 HZ 和 HG 的其它岩石。这些岩墙可描述如下：

地球化学上，HZ 岩墙的岩石范围从极端的镁铁质($w(SiO_2)=44\%$，$w(MgO)=22\%$)连续过渡至以 HG 花岗岩为典型的非常长英质的岩石(图 2)。虽然没有明显的成分跳跃，但是 $w(SiO_2)<52\%$，$58\%\sim68\%$的岩石不如 $w(SiO_2)$为 $52\%\sim58\%$的和$>68\%$的普遍。所有的单元都处于同样的一般的成分趋势中，受一些元素的强烈影响。

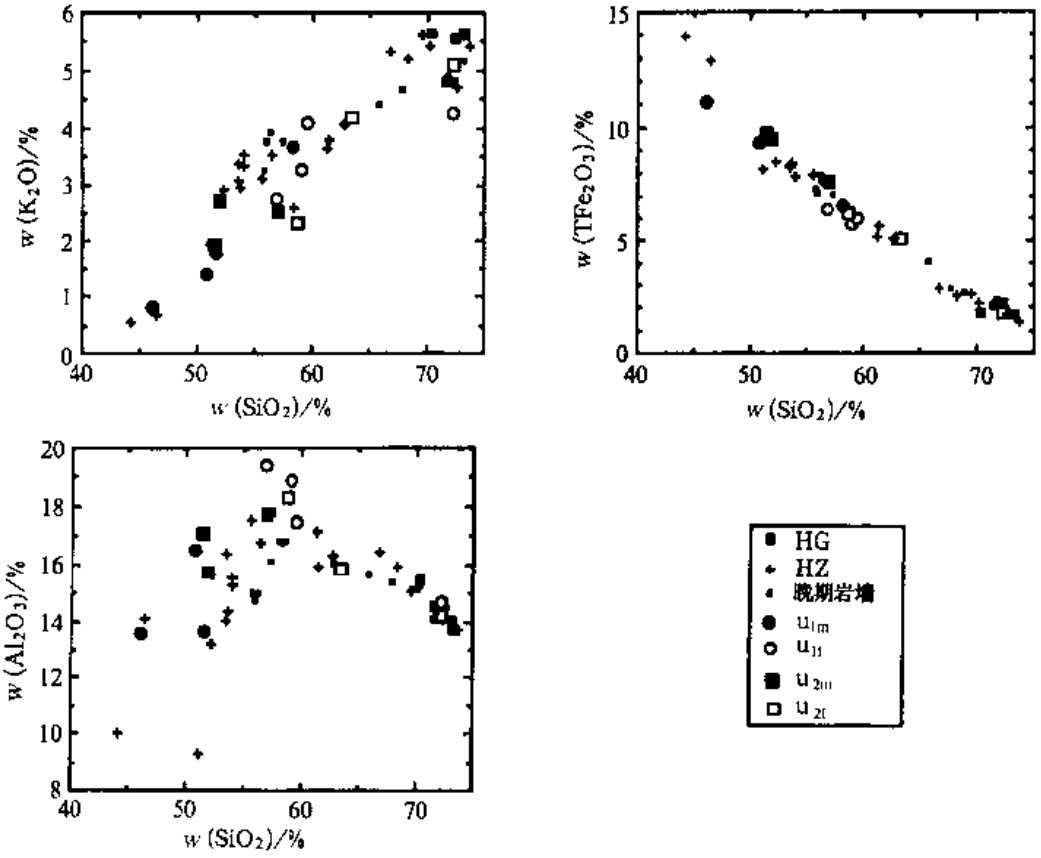



图 2　Aztec Wash 侵入体中主元素的氧化物对 $SiO_2$ 的变化关系图

HZ(不均一带，未详细划分)、HG(均一花岗岩)和晚期岩墙的数据来源于[14]，其它数据来源于[18]

## 2.2　不均一带中的单元

### 2.2.1　单元 1

单元 1 的构造特征为倾角比较小，侵位时间早于其他镁铁质岩石单元，单元 1 是 HZ 中的主要岩石单元。我们按照野外产状和可能的物源把单元 1 细划为镁铁质岩石亚单元($u_{1m}$)和长英质岩石亚单元($u_{1f}$)；两个亚单元都包括地球化学特征为中性岩的岩石。与 $u_{1m}$岩石相比，$u_{1f}$岩石颜色较浅，粒较粗，并且是 $u_{1m}$团块的基质。在 HZ 区出露区域和边缘，$u_{1m}$岩石分为以 3∶2，2∶1 的比例超过 $u_{1f}$岩石。

$u_{1m}$典型岩石是细粒的(通常是显晶质的)，常有中凹(如香肠构造)，厚度从 5～2m，横向

上变化剧烈的板状层产出；也可以呈不连续的扁平岩枕产出；或呈 1cm 至 5m 不规则透镜体产出；或呈很好定向排列的 5～20cm 的椭球体产出。细粒镁铁质岩的成分范围可以从辉长岩（或辉绿岩）到石英二长闪长岩。以常具单斜辉石核心的角闪石和斜长石为主要矿物。黑云母、钾长石和石英含量较少。填隙状榍石、针状磷灰石相对比较富集。

一些 $u_{lm}$ 岩石，比较粗粒，无内部构造或呈韵律层出现。这些岩石分布较广（厚度≥10m，横向延伸十几米），或在 $u_{lf}$ 基质中呈角砾块分布。这些粗粒的镁铁质岩石是镁铁质辉长岩，富含自形单斜辉石±橄榄石。那些不含橄榄石的岩石富含单斜辉石，粗粒嵌晶状角闪石和斜长石。磷灰石呈短棱柱状。

相对长英质一点的粗粒团块，岩性特征为大自形角闪石晶体分布于主要以斜长石为主的基质中（似玢岩结构）。这种岩石体积上很小，在 $u_{lm}$ 团块中分布很广。小的细粒结构的岩墙可能与 $u_{lf}$ 有关，切割 $u_{lm}$，这些小岩墙通常含晶洞构造。

$u_{lf}$ 岩石几乎毫无例外，不是丰富的小的 $u_{lm}$ 包体的主岩，就是组成大的 $u_{lm}$ 岩席和团块间的基质。它不构成广布的均一的露头。$u_{lf}$ 岩石范围从石英二长闪长岩到花岗岩，都具有斜长石（半自形，环带清晰）＋黑云母＋钾长石（他形至半自形）＋石英（他形）＋副矿物（富含自形榍石、针状磷灰石、锆石、不透明矿物、褐帘石）组合。角闪石在更加富镁铁质的样品中，大多存在于镁铁质团块中。$u_{lf}$ 中的石英二长闪长岩比 $u_{lm}$ 中的同种岩石粒粗，能明显地与相邻的 $u_{lm}$ 岩石区分开来。它们通常含有由板状斜长石和镁铁质矿物确定的平行于相邻的镁铁质岩席的初始岩浆组构。$u_{lf}$ 样品很少长英质到均一花岗岩的程度。

$u_{lm}$ 岩石中最普遍的枕状团块和岩席以模糊或清晰的细褶皱与 $u_{lf}$ 相接触，通常靠近边缘粒细，靠近中心粒粗。这些 $u_{lm}$ 岩石中的一些岩石含有与其相邻的长英质岩中成分相同的粗粒长石。一些似枕状包体的接触带部分是棱角边。在棱角边，这些岩枕没有从核心到边缘的粒级变化。粗粒的包体所有边都是棱角边，缺乏细粒边缘。

岩席状 $u_{lf}$ 侵入体侵入到细粒的 $u_{lm}$ 岩席中是很普遍的，同样的岩筒、岩管状侵入体也存在于一些地区。岩席向上变窄，终止于上覆的 $u_{lm}$ 岩席中，或与上覆的 $u_{lf}$ 岩席相连。局部有非常丰富的岩管，很均匀，直径 10～20cm，大约 1m 长，在与下伏 $u_{lf}$ 岩席接触的地方呈向外放射。岩管一致与它们所侵入的镁铁质岩席垂直，这些岩管和席状侵入体为纯的长英质，但是可以携带镁铁质物质，这些镁铁质物质可能来源于附近的岩枕。

沿侵入体南和东南边缘是宽超过 1km 的富含围岩麻粒岩捕虏体带。这些捕虏体岩块宽几厘米至十几米，局部可多达出露面积的 40%。大多数是棱角状，但是小的捕虏体有初熔的迹象，圆化或形变。有时镁铁质岩石在捕虏岩块中形成岩墙序列，导致岩块的部分熔融最终可分辨出深源的熔体与 $u_{lf}$ 花岗岩的混合。在这个捕虏体富集带内，存在 $u_{l}$ 的特征岩石类型，但很好的镁铁质岩席和其它的有序构造是缺乏的。

单元 1 中岩浆构造的定向，在许多区域，$u_{lm}$ 岩席的定向比较一致。我们测定了 21 个地区岩席序列的组构产状（图 1c），在 Tule Wash 断层东，组构产状平均走向约 N55°W 向南西倾，平均倾角约 22°。断层西，走向北西约 15°，向南西倾，倾角约 20°，该断层从 SE 到 NW 横切该侵入体。测量的断层东的两个地点的岩管垂直于岩层（见图 1c）。也是在断层东，4 个韵律层的辉长岩序列平行于同一地点的岩席。虽然不包含于该测量范围内，$u_{lf}$ 岩石中的镁铁质岩块的拉长方向和初始面理也平行于岩席层。

在 HZ 的一些地区，特别是在富捕虏体的侵入体边缘和 HG—HZ 接触带附近，缺乏规

律的，定向好的构造，其它局部地区也缺乏这类构造。

2.2.2 单元2

大量分立的镁铁质岩枕群($u_{2m}$)分布于与$u_1$岩石横切的花岗质岩席($u_{2f}$)中。岩席的一些地带具有清晰的边缘，是明显的复式岩墙。在另一些地带，岩席的几何形态完全由岩枕群控制，宿主岩石花岗岩没有清晰平行的很好的岩墙形态。椭球状的岩枕形态决定了平行于岩席的组构。$u_2$岩席都是倾角很大，走向向北，一般10～15m宽。单个的岩枕大约0.5～2m长，一般以细褶皱与$u_{2f}$相接触。一些$u_{2m}$岩枕被细粒的中性岩石部分包围，然后清晰地与$u_{2f}$岩石接触。

$u_{2m}$岩石与大多数的$u_{1m}$岩石相比颗粒更细，颜色一般更深些。它们的成分范围介于辉绿岩到石英二长闪长岩之间；最主要的组成矿物是斜长石和角闪石，次要矿物为钾长石、黑云母，大多含少量石英。在大多数样品中单斜辉石以包体形式存在于斜长石中或以残核形式存在于角闪石中，单斜辉石的假象和可能是橄榄石的假象普遍存在。磷灰石呈针状。

$u_{2f}$花岗岩为中粒的，主要由自形长石和他形石英组成。斜长石包围钾长石的环斑结构很普遍。一些$u_{2f}$岩石，特别是那些具显著环斑结构的岩石具玢岩结构，有大量的长石斑晶和细粒的显晶质的基质。小晶洞很常见，特别是在偏酸性的岩石中。$u_{2f}$岩石中镁铁质矿物的含量范围大(黑云母、角闪石和少量单斜辉石总共可达5%～30%)。镁铁质矿物集中的地方，它们往往成簇出现，表现出反应边结构，表明了与来自$u_{2m}$的镁铁质物质的混合作用。自形榍石较多，磷灰石呈针状。锆石和褐帘石也很明显。镁铁质含量较低的$u_{2f}$岩石几乎与HG单元中的花岗岩一致，除了HG缺乏环斑结构之外。$u_{2f}$岩石与$u_{1f}$岩石的区别在于$u_{2f}$岩石更偏长英质成分，含更多的钾长石和环斑结构。

2.2.3 不均匀带与均匀花岗岩的接触

HZ—HG接触带平均趋势大致呈东西向，但很不规则(图1)。Tule Wash断层东接触带中长(约1～2km)的NNE/SSW断面是正断层，使HG向西下滑与HZ并列。一些小的不规则体(<1km)主要表现为岩浆特征。在Tule Wash断层东的一个地区，一列1～100m的分立的HZ镁铁质岩浆团延伸入HG中长达1km。其它地区接触带发育良好。一般在非断层区，在50～100m宽的HZ—HG接触带中HZ中大岩枕的丰度向北逐渐降低。这里的岩枕存在于$u_{2f}$花岗岩主岩中，具发育很好的环斑结构和相对细粒的基质。玢岩环斑结构延伸超出了镁铁质岩石的出露范围，当花岗岩渐变至典型的HG构造时逐渐消失。在三维出露良好的地区，接触带缓缓北倾。

2.2.4 晚期的岩墙

大量南北走向近于直立的岩墙遍布HZ区，并跨过接触带延伸至HG区。它们主要分布于Tule Wash断层西，和断层东HZ区的中北部。一些或所有这些岩墙都属于向南延伸至围岩中数公里的Iretaba岩墙群[15]。2～8m厚的岩墙包括隐晶质的镁铁质斑岩、花岗岩和花岗斑岩(通常具环斑结构)和一些细粒至隐晶质的中性岩。大岩枕缺乏，但许多酸性岩墙具有小的镁铁质包体和/或镁铁质边缘。

岩墙的边缘一般比内部粒细。一些岩墙以起伏的、局部渐变的形式与单元1和2中的镁铁质岩石和酸性岩石接触。

## 3 岩浆构造的解释

HZ 区中保存的特征构造明确地证明了不同岩浆间反复的相互作用的存在[15]。最明显的是随处可见的镁铁质岩枕具有很好的淬火边，以细褶皱边与更酸性的长英质岩石接触，表明了镁铁质岩浆在长英质岩浆中骤然遇冷。广泛存在的不平衡和淬火结构，如在 $u_{2f}$ 花岗岩中钾长石被斜长石包围的环斑结构，长英质岩中镁铁质成分成团出现并具有斜方辉石残核的转变结构，含量多的针状磷灰石，和斜长石成分的突然强烈的不连续等，也证实了这些是开放体系的过程。下面我们进一步讨论 HZ 中特征结构的解释。

### 3.1 单元 I 中的构造

#### 3.1.1 岩席和岩管

镁铁质岩浆水平蓄集，长英质岩浆圈闭与上升和原始定向构造的解释

$u_{1m}$ 中最主要的构造与 Wiebe[2,3] 描述的缅因(Maine)海岸复式岩体中的，以及 Snyoler 和 Tait[22] 用不同密度流体相互作用实验中得到的构造特征很相似。特别是特征的镁铁质岩席，穿插的相对镁铁质的花岗岩和岩席状和岩管状长英质侵入体基本上与 Wiebe 描述的特征一致。我们基本上按照他的解释把本地区的特征解释如下。

镁铁质岩席代表镁铁质岩浆向活动的酸性岩浆房的侵入。在岩浆房的底部，镁铁质岩浆以向上的岩墙形式穿过相对密度较大、硬的晶体富集的物质向上侵位，但当它最终侵入到密度较小的长英质岩浆中时，开始侧向流向岩浆房的四壁，蓄集形成水平岩席。岩席之间的长英质岩存在于上覆岩席之下，可能作为低密度岩浆透镜体存在于岩舌之间，或可能作为富晶体堆积岩存在于长英质岩浆房活动部分的近底部，在此之上镁铁质岩席广泛分布。镁铁质岩席中的粗粒长石可能来源于长英质岩席，当镁铁质岩浆流过长英质岩浆之上时被硬化破裂的镁铁质岩浆边缘所混合。

被捕虏的长英质岩席可能天生重力不平衡。如果它们代表被捕虏的长英质熔融带，它们自然比上覆的镁铁质物质密度小。如果它们代表镁铁质熔浆在之上流动的原始富晶体的物质，那么它们一开始与上覆岩席密度差不多。然而，当长英质物质受热，更加熔融并且镁铁质岩席冷却固化时，密度差异将会出现。和 Wiebe[2,3] 一样，我们把岩管和岩席状的侵入体解释为代表密度较小的长英质岩浆向上侵位于上覆的镁铁质岩席。这些构造中最长英质的花岗岩可能晶体发育最差，而镁铁质岩席间的捕虏花岗岩则是堆晶物质。相对镁铁质、贫石英、高锶、富斜长石的成分，板状长石平行于镁铁质岩席的定向，与侵入的长英质岩席的堆晶起源相一致。晶体可能从上覆的花岗质岩浆中聚集而来，早于镁铁质岩席侵位或是熔浆被挤出形成侵入岩席、岩筒和可能更大的侵入体后残留下来的物质。

这些岩浆构造的产状因为受重力控制，因而可以用来重建侵入体的原始定向[2,3,22]。镁铁质岩席水平蓄集，随后由捕虏长英质层上升的岩浆垂直上升形成岩管和侵入岩席。因此我们把图 1c 中的定向解释为代表侵入体不同部分倾斜的角度和方向——一般在 Tule Wash 断层东为 20°NE，断层西 20°WNW。这表明岩浆房的顶部在侵入体的北面，即 HG 区，而 HZ 代表岩浆房的基底。这与预期是一致的，因为密度大的镁铁质岩浆会在长英质岩浆的底部蓄集。

局部区域岩枕和包体定向的混乱可能代表了扰乱了原始定向构造的连续活动带。这可

能是位于镁铁质岩席下的厚层花岗岩侵位的结果(大的重新侵入),或受到连续镁铁质岩浆注入的扰动层。

3.1.2 粗粒镁铁质岩——堆积岩

根据它们的构造和成分,我们把粗粒的超镁铁质的岩石解释为堆积岩[15]。一般它们具有韵律层。它们的层理几乎平行于附近的镁铁质岩席,表明它们是水平沉积的(图 1c)。堆积岩可能由厚的镁铁质岩席缓慢冷却形成。因为缓慢冷却允许粗晶的形成与沉积。厚层、高密度堆晶富集岩席的塌陷导致了向下分散的角砾块,现在发现宿主于长英质岩中且与典型细粒的岩枕有关。

3.1.3 捕虏体带——围岩的分散,岩席侵位的中断

我们认为现在接近 HZ 边缘富围岩捕虏体是早期岩墙的注入作用造成的。当围岩块被岩墙包围时,围岩壁失去稳固性落入深成侵入体内。带中镁铁质岩席定向的缺乏反映了岩席展布受到了这些丰富岩块的扰乱,或反映了在大部分 $u_1$ 侵入后,较晚的岩浆房壁的坍塌。

### 3.2 单元 2 中的构造

单元 2 代表侵入方式从横向流动到纵向流动的基本变化。许多 $u_{2f}$ 岩石与周围的 $u_1$ 岩石的弥散式接触表明当这个变化发生时,HZ 至少是部分熔融的。$u_2$ 岩席产状为一致向北的走向,表明侵入体足够坚硬,穿越了东西向张应力带[11,13,15]。

决定 $u_2$ 岩席特性与定向的大量的岩枕表明有新的镁铁质岩浆注入了岩浆房。不像是已固化的岩枕被上升的花岗岩浆所携带。大的镁铁质岩枕具有精细的细褶皱边缘,约组成单元 2 岩席大约 50%或更多,这些岩枕不可能都是从花岗岩浆壁混合而来的固态包体。而我们把 $u_2$ 看作是非常粗的镁铁质悬浮物和长英质岩浆。镁铁质岩浆的注入可能会伴随长英质岩浆的重新注入;可能会造成岩浆房基底附近几乎固化的长英质物质的重熔和移动;或者它可能会促成被圈闭在 $u_1$ 之下的岩浆房基底的花岗质岩浆的上升。我们赞同后一种解释。

$u_2$ 的侵位可能完全晚于 $u_1$,且代表完全独立的侵入阶段,或者 $u_2$ 岩席代表补给上覆水平 $u_{1m}$ 岩席的竖直通道。

### 3.3 不均匀带与均匀花岗岩的接触

HZ—HG 接触带在倾斜运动以前是近水平的,密度大的物质在下,密度小的物质在上,并且在十几米的范围内渐变。这些特征表明它不代表熔融岩浆侵入到已经固化的岩石中。然而,接触带具有几百米的起伏地形以及原始竖直的镁铁质岩浆团系列保存在 HG 中的事实说明 HG 花岗岩在最上部的 HZ 侵位时,已有相当的强度了。否则,这种重力不稳定的轮廓不可能保存下来。HZ 上部好像完全由非典型混乱结构(不在分立的岩席中;不典型的岩枕定向)的 $u_2$ 岩石组成。我们认为在 $u_2$ 复合岩浆最后侵入时,HG 已是半固法态,有足够的强度允许 $u_2$ 形成岩墙,避免了 $u_2$ 侵入体的完全破裂。然而,低密度的 HG 阻碍了 $u_2$ 岩浆的进一步上升,因此大部分的 $u_2$ 悬浮体在 HZ—HG 接触带水平分布。$u_2$ 岩浆为复式岩浆这一事实阻止了其发育为很好的岩席。上升的 $u_2$ 的部分破碎和上升作用可能加剧了 HG—HZ 接触带附近的定向的混乱。

### 3.4 晚期岩墙

晚期岩墙晚于 Aztec Wash 深成侵入体所有其它单元和构造。我们同意 Falkner 等[15]的观点,其中许多甚至所有这些岩墙都是在岩浆房活动历史的最晚期侵位的。此时岩浆房几乎硬化了,受区域性的东西向拉张的作用,但至少还包含一些熔浆。镁铁质岩墙和长英质岩墙

非常相像，代表岩浆向侵入体内部的重新注入。

## 4 深成侵入体的重建

深成侵入体的地质图模式和岩浆构造允许深成侵入体原始几何形态的重建。横切面很重要，因为深成侵入体整体的厚度和各个单元的厚度强烈影响热结构和与之相关的特征，如结晶速度、岩浆粘度，最终影响对流和岩浆房潜在寿命。

指示侵入时水平方向的构造（镁铁质水平岩席、长英质岩管、席状侵入体，可能的堆晶层理）允许重建如上所述的倾斜运动前的几何形态。我们运用地质图上的平均倾斜模式和接触带的抬升，可以估计深成侵入体的厚度。Tule Wash 断层东，倾角平均 22°。倾向 NNE，深成体 NNE 向延伸约 6.5km，接触带 NE 和 SW 间抬升差异可以忽略不计。从这些数据可以得出侵入体垂向距离为 2.4km。HZ 约 1.8～2.0km 厚，HG 平均 0.4～0.6km（关于原始厚度的详细计算请参阅文献[19]）。

为了验证我们对深成侵入体厚度的重建，补充 Falkner[15]关于 HZ 北部边缘 4 个地点的分析，我们又在 HZ 南部和中部选取了 7 个样品作角闪石温压计[19]计算。同样的组合在 HG 带中是缺乏的。我们在解释时放弃了两个样品，一个是因为超镁铁质的成分不适用于温压计（没有石英与角闪石接触），另外一个样品中角闪石高度阳起石化（可能已蚀变?）。我们用 Blund 和 Holland[25]的斜长石-角闪石温度计计算了包括 Falkner 样品的温度。基于我们的 5 个样品和 Falkner 的 4 个样品，斜长石和角闪石边缘成分计算的平均温度范围为 650～685 C，反映了在或接近气相饱和的固相线的平衡状态。压力计算，按照 Anderson 和 Smith[26]以 Johnson 和 Rutherford[27]和 Schmidt[28]实验为基础的方法，与温度的结果相一致。

我们采自南部边缘的两个样品（深成侵入体的底部）的压力计算值是（2～1）×$10^8$Pa；采自 HZ 中部 3 个样品的平均压力值是 1.7×$10^8$Pa；Falkner 采自 HZ 南部 4 个样品的平均压力值为 1.5×$10^8$Pa。HZ 顶底的压力差为 0.6×$10^8$Pa，深度上相当于 2km，这与我们对 HZ 厚度的估计是一致的。

图 3 给出了至倾斜运动和断层发生前的深成侵入体东西向剖面的重建图。总体上说，侵入体为透镜状，轴比为 4.5。厚的 HZ 侵入为主，位于均一的没有保留侵入体复杂历史记录的较薄的 HG 之下。

## 5 讨论

### 5.1 Aztec Wash 岩浆房的历史

主要以 HZ 内的构造为基础，Aztec Wash 岩浆房的历史可重建如下：

（1）薄的花岗岩浆房（HG），在此序列中有 1km 厚，形成于上地壳深 5km 处，它开始结晶且可能在它的基底处形成富晶体的岩浆糊。

（2）反复的脉冲式的镁铁质岩浆（$u_{lm}$）注入到岩浆房中，水平蓄集，捕虏其下伏的花岗岩（$u_{lf}$，可能是长英质的晶体糊），且在其以近水平方向向岩浆房壁展布的过程中冷却。厚的镁铁质岩浆席冷却缓慢，形成了粗的堆晶。被捕长英质岩席由于重力不稳定而导致重新迁

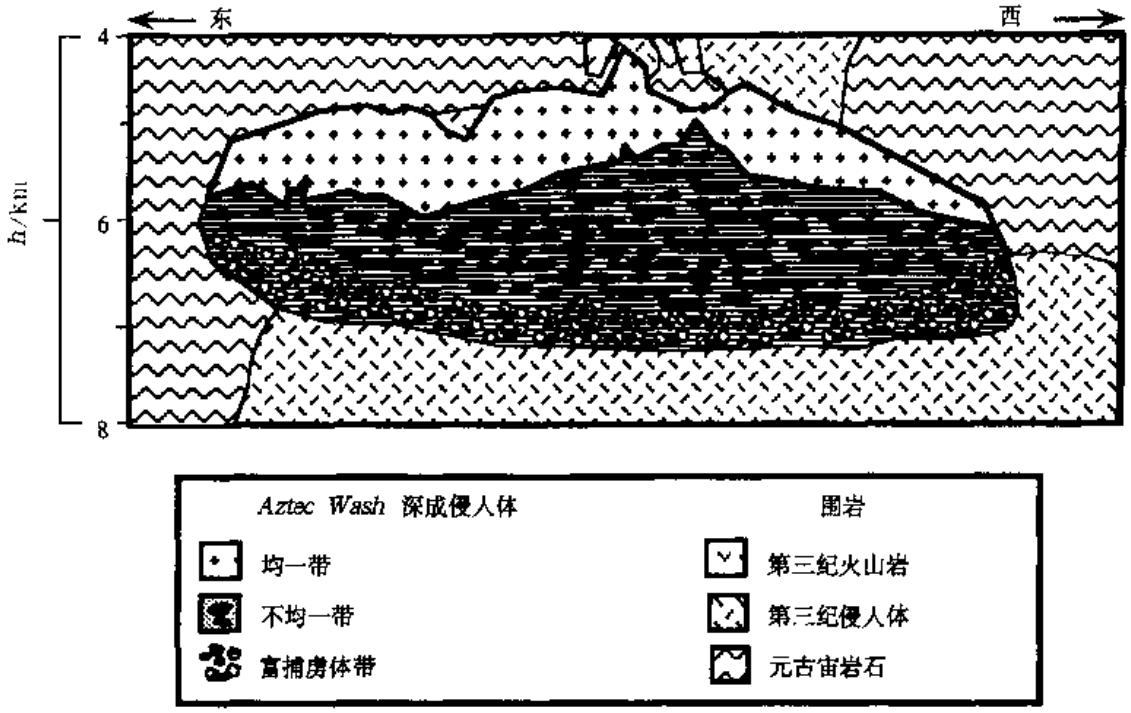



图 3　根据地质图关系和倾斜运动(见本文)估计出的 Aztec Wash 侵入体在断裂和倾斜运动之前的横切剖面图

移,排除的长英质熔浆侵入到上覆的镁铁质岩席中,形成岩管和席状侵入体。排除熔体后的堆积物保留于被捕岩席中。一些长英质岩浆和镁铁质岩浆的混合在镁铁质岩席侵位后通过机械的和扩散的机制产生。

(3) 在 $u_1$侵位过程中,围岩被强烈侵入和破碎,形成富捕虏体的边缘带。

(4) 新上升的镁铁质岩浆($u_{2m}$)注入到岩浆房中,激活了浮获于 $u_2$之下或 $u_2$之中的长英质岩浆($u_{2f}$)。粗的镁铁质岩浆和长英质岩浆的悬浮物作为岩墙穿透上覆的 $u_1$。$u_2$岩墙可能代表独立的侵入阶段,或是上层 $u_1$岩席的补给通道。另外,仍然部分熔融的 $u_1$的破裂允许 $u_2$的上升可能会增加与原始伸展有关的区域性压力。到 $u_2$入侵的晚期,HG 花岗岩也结晶到了足够的强度,表现为 HZ 上表面的不规则形态和保存于 HG 带内的 $u_2$ 的侵入。

(5) 晚期的镁铁质岩墙和长英质岩墙的侵入发生于整个侵入体接近冷却未完全固化之时。这些岩墙,如 $u_2$好像充填裂隙,它们的形成由下区域性拉张而加速。

(1～5?)通过上述历史,Aztec Wash 岩浆房可能补给了岩浆喷发[15]。该地区相应时代的火山喷出岩层很多。然而,关于该岩浆房存在喷发这一问题尚缺乏有说服力的证据。

### 5.2　关于岩浆房寿命的推论

如果由单一岩浆的一阶段的侵入,在这么浅,这种大小的岩浆房保持在固相线以上的时间不会长。然而,更热的镁铁质岩浆重新注入到原始的长英质岩浆房中至少能保持一部分长英质岩浆在固相线以上保持相当长的时间。这种影响要比镁铁质岩浆房中重新注入镁铁质岩浆和长英质岩浆房中重新注入长英质岩浆要来得强。镁铁质岩浆至少在花岗岩固相线以上 400 C,而长英质岩浆入侵时在固相线以上 100 C,至多 200 C。镁铁质岩浆反复注入到长英质岩浆房中,使花岗岩浆作为晶糊状,延长寿命,至少是无岩浆注入的几倍。然而,在较浅

的环境中少量镁铁质岩浆的注入能保持花岗质岩浆的大部分熔融，和长时间的对流是值得怀疑的。

有一点还不清楚，那就是 Aztec Wash 岩浆房在其复杂的历史中是否在最后的固化前完全固化过。但是可以断言，在我们所证实的大部分甚至全部侵入事件中，深成侵入体的物质是部分熔融的（一些熔融存在，但大多数有一定的强度）这可能表明：①宿主物质已固化而且由于入侵而部分熔融；②侵入在时间上紧密发生使之都发生于主物质的结晶期或引发了②的变化；③反复的注入平衡了热量向围岩的损失，因此结晶期得以大大延长。

关于记录于 Aztec Wash 深成侵入体事件的时间长度我们还没有任何数量上的估算。我们将通过热模式，详细的地质时间和岩浆房持续时间和本质的矿物记录的综合研究，进一步深化这个有待深入的问题。

### 5.3 利用岩浆结构解释大地构造的几何形态

因为我们这里所描述的构造提供古水平指示，所以对深成侵入体期后的倾斜运动的大地构造研究上是非常有用的[2]。Eldorado 山脉中部的构造演化提供了一个这样的范例。Azteic Wash 深成侵入体北部（E 倾）和南部（W 倾）的倾向相对的火山岩层和沉积岩层表明山脉的中部存在背斜调节构造[13,16,17]。然而由于层状岩石的缺乏，精确描述该调节带的几何形态是困难的。Aztec Wash 深成侵入体构造数据可以阐明下述问题：在 Tule Wash 断层两侧相对的倾斜（NE 是 NNE 倾，SW 是 WNW 倾）表明 Eaulds 预测的 NM-倾伏背斜的枢纽一定在断层附近[17,21]。此方法也可以应用于其它存在这样的岩浆构造而相应时代的层状地层缺乏的地方。

**致谢** 感谢 Claudia Seifert-Falkner 和 Robert Wiebe，由于他们的工作，使本研究成为可能。Seifert-Falkner 对 Aztec Wash 深成侵入体出色的研究是本研究的基础。Wiebe 对岩浆构造的研究为我们的工作提供了模式，对一些特殊的解释和研究方法提供了指导。他于 1995 年在缅因海岸的野外工作及 Hutton 研讨会的有关资料对我们很有启发。另外感谢 Jim Faulds，Jonathan Miller，Rod Metcalf，John Ayer，Carolyn Bachl，Delores Robinson，Alan Wiseman，Leonard Alberstadt，Allen Glazner，Art Sylverster，John Bartly 和 Barbara John 对本研究的帮助。研究资助来源于 NSF 的 EAR92—19860 项目和 96—28380 项目，马萨诸塞教师联合会的 Sigmax Xi 和 Vanderbilt 大学的地质系。

（张笑玉 译，艾永德 校）

## 参 考 文 献

[1] Didier, J. and Barbarin, B. (eds.), 1991, Enclaves and granite petrology. Elsevier, Amsterdam.

[2] Wiebe, R. A., 1994, Silicic magma chambers as traps for basaltic magmas: The Cadillac Mountain intrusive complex, Mount Desert Island, Maine, Jour. Geology, 102, 423～437.

[3] Wiebe, R. A., 1993, The Pleasant Bay layered gabbro-diorite, Coastal Maine: Ponding and crystallization of basaltic injections into a silicic magma chamber, Jour. Petrology, 34, 461～489.

[4] Coleman, D. S., A. F. Glazner, J. S. Miller, K. J. Bradford, T. P. Frost, J. L. Joye, and C. A. Bachl, 1995, Exposure of a Late Cretaceous layered mafic-felsic magma system in the central Sierra Nevada batholith, California, Contrib. Mineral. Petrol., 120, 129～136.

[5] Michael, P. J., 1991, Intrusion of basaltic magma into a crystallizing granitic magma chamber: The Cordillera del Paine pluton in southern Chile. Contrib. Mineral Petrol., 108, 396~418.

[6] Metcalf, R. V., E. I. Smith, J. D. Walker, R. C. Reed, and D. A. Gonzalez, 1995, Isotopic disequilibrium among commingled magmas: evidence for a two stage magma mixing-commingling process in the Mt. Perkins pluton, Arizona, J. Geol., 103, 509~527.

[7] Amato, J. M., J. E. Wright, P. B. Gans, and E. Miller, 1994, Magmatically induced metamorphism and deformation in the Kigluaik gneiss dome, Seward Peninsula, Alaska, Tectonics, 13, 515~527.

[8] Frost, T. P. and G. A. Mahood, 1987, Field, chemical, and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamark Granodiorite, Sierra Nevada, California, Geol, Soc. Am. Bull., 99, 272~291.

[9] Bateman, R., 1995, The interplay between crystallization, replenishment and hybridization in large felsic magma chambers, Earth Science Reviews, 39, 91~106.

[10] Howard, K. A., and B. E. John, 1987, Crustal extension along a rooted system of continental extensional tectonics, Geol Soc. London Spec. Pub., 28, 128~176.

[11] Gans, P. B., G. A. Mahood, and E. Schermer, 1989, Synextensional magmatism in the Basin and Range Province; A case study from the eastern Great Basin, Geol. Soc. Am. Special Paper, 233, 53.

[12] Gans, P. B., 1991, Extensional strain rates in the Basin and Range Province, Geol. Soc. Am. Abstr. Programs, 23, 44.

[13] Faulds, J. E., 1994, New insights on the geometry and kinematics of the Black Mountains-Highland Spring Range accommodation zone(BHZ), Arizona and Nevada, Geol. Soc. Am. Abstr. Programs, 26, 51.

[14] Miller, C. F., 1995, Mid-crustal plutons of the Eldorado Mountains: evidence for large-scale magmatic modification and reorganization of the crust in the Colorado River extensional corridor, Geol. Soc. Am. Abstr. Programs, 27, A435.

[15] Falkner, C. M., C. F. Miller, J. L. Wooden, and M. T. Heizler, 1995, Petrogenesis and tectonic significance of the calc-alkaline, bimodal Aztec Wash pluton Eldorado Mountains, Colorado River Extensional Corridor, Jour. Geophys. Res., 100, 10, 453~10, 476.

[16] Faulds, J. E., Geissman, J. W. and C. K Mawer, 1990, Structural development of a major extensional accommodation zone in the Basin and Range Province, northwestern Arizona and southen Nevada: Implications for kinematic models of continental extension, Geol. Soc. Am. Memoir, 176, 37~76.

[17] Faulds J. E., Geissman, J. W. and M. Shafiqullah, 1992, implications of paleomagnetic data on Miocene extension near a major accommodation zone in the Basin and Range Province, northwestern Arizona and southern Nevada, Tectonics, 11, 204~227.

[18] Falkner, C. M., 1993, History and petrogenesis of Aztec Wash pluton, Eldorado Mountains Nevada [unpublished M. A. thesis], Vanderbilt Univ., Nashville, Tennessee.

[19] Patrick, 1996, Implications of the style of intrusion into a composite, recharging magma chamber: The Aztec Wash pluton [unpublished M. A. thesis], Vanderbilt Univ., Nashville, Tennessee.

[20] Patrick, D. W., Miller, C. F., and C. F. Falkner, 1996, The Aztec Wash pluton: Implications for the style of intrusions into a composite recharging magma chamber, 30th International Geological Congress Abst. with Prog., 2, 411.

[21] Patrick, D. W., C. F. Miller, and J. E. Faulds, 1996, Magmatic structures in Aztec Wash pluton: implications for extension in the Eldorado Mountains, Nevada, Geol. Soc. Am. Abstr. Programs, 28.

[22] Snyder, D. and S. Tait, 1995, Replenishment of magma chambers: comparison of fluid-mechanic experiments with field relations, Contrib. Mineral. Petrol., 122, 230~240.

[23] Sparks, R. S. J., and L. A. Marshall, 1986, Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas, J. Volc. Geoth. Res., 29, 99~124.

[24] Pitcher, W. S., 1993, The nature and origin of granite, Blackie Academic and Professional, London.

[25] Blundy, J. D., and T. J. B Holland, 1990, Calcic-amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer, Contrib. Minel. Petrol., 104, p. 208~224.

[26] Anderson, L. A., and Smith D. R., 1995, The effects of temperature and $f_{O_2}$ on the Al-in-hornblende barome-

ter, Amer. Min., 80,549~559.

[27] Johnson, M. C., and M. J. Rutherford, 1989, Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. Geology, 17,837~841.

[28] Schmidt, M. W., 1992, Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. Contrib. Mineral Petrol., 110, 304~310.

# 埃塞俄比亚高原和裂谷岩浆演化过程中的分离结晶作用、岩浆混合作用和地壳同化作用

A. Peccerillo

(Dipartimento di Scienze della Terra, 87036 Arcavacata di Rende(Cs), Italy)

Y. Gezahegn　M. Bekele

(Department of Geology and Geophysics, Addis Ababa University, PO Box 1136, Addis Ababa, Ethiopia)

T. W. Wu

(Department of Geology, University of Western Ontario, London, Ontario, Canada)

**摘　要**　在埃塞俄比亚普遍存在着岩浆活动。渐新世到上新世的溢流玄武岩、熔结凝灰岩和盾状火山覆盖着几十万平方公里的地区。目前，玄武质到流纹质火山活动仍沿着埃塞俄比亚裂谷和 Afar 沉降带进行。主元素和痕量元素的研究，还有 Sr 同位素的初步研究均表明，无论是高原还是裂谷系中的流纹质岩浆都是由分离结晶作用(FC)和同化作用加分离结晶作用(AFC)所形成的，最初来自玄武质岩浆。无论是高原玄武岩还是裂谷玄武岩都经过了复杂的演化过程，改变了它们的痕量元素组成。玄武质岩浆和有关的酸性流体的混合作用改变了一些高原玄武岩和裂谷玄武岩的地球化学性质。混染的镁铁质岩浆显示了某些元素比率的变化，如 $w(Rb)/w(Ba)$、$w(Rb)/w(Sr)$等，它们在镁铁质系统中呈现不相容性。某些玄武质岩石中广泛存在着捕虏晶相(如透长石、石英等)说明酸性和镁铁质熔融体存在着相互反应。地壳的同化作用影响了裂谷玄武岩。

现有资料清楚地表明，埃塞俄比亚高原和裂谷中的镁铁质岩浆并不代表其原始的熔融体，在大多数情况下它们的成分随着演化过程发生了明显的改变。这就对如何鉴别地幔库提出了严重的问题，同时也提出为了辨别源区和浅层岩石的地球化学特性需要对单个岩套作详细的研究。

**关键词**　岩浆作用　溢流玄武岩　裂谷岩浆作用　岩石学　地球化学　埃塞俄比亚　新生代　第四纪

## 1　引言

大陆的裂解通常伴随有广泛的岩浆活动[24]。岩浆通常在大陆裂解的不同阶段显示出成分上的变化，这种变化或许与岩浆演化的类型变化有关，或许与成分不同的地幔储集库的上

溢有关。在埃塞俄比亚就可见到这种情况，这里不同成分的岩浆自渐新世直到现在一直在活动[16,20,9,17]。火山活动与大陆的裂解及东非裂谷的形成紧密相关。镁铁质岩浆显示了成分上的变化，从拉斑玄武质到过渡型和碱性岩浆[20]。

按照某些作者的观点，埃塞俄比亚的玄武岩在岩石学上和地球化学上的变化反映了东非裂谷带之下的地幔源的变化[10]。另外一些作者则认为，单一的地幔储集库不同程度地部分熔融是所观察到的玄武质岩浆在地球化学上的变异的主要原因，至少是部分原因[20]。这样的问题不仅仅局限在东非地区辩论着，而且在大陆地壳的火山岩区如果不是全部地区也是在大部分地区辩论着[11,3,15]。

本文旨在用讨论地球化学资料的方法来研究这一主题，即讨论埃塞俄比亚三套玄武质熔岩和有关的流纹岩，不论它们是来自高原环境的还是裂谷环境。文章将表明，在形成所研究系列的成分谱方面分离结晶作用、混合作用和同化作用发挥了重要的影响。这些作用的研究在改变对裂谷玄武岩和高原玄武岩的地球化学特征的看法方面具有举足轻重的作用。

## 2 地质背景

埃塞俄比亚火山岩区的面积有 60 万 $km^2$ 以上。主要由裂隙补给的玄武质熔岩组成，形成火山岩高原并一直延展到以 Afar 和埃塞俄比亚裂谷为其界限[17]。一些研究者[25,16,10,3,14]提出该区主要有两个岩浆阶段。第一阶段由渐新世到上新世，玄武岩的大规模裂隙喷发形成了厚厚的溢流熔岩序列(作为 Ashange 和 Aiba 玄武质建造已为人们所熟知)，并伴生有熔结凝灰岩岩席(Alaji 流纹质建造)。该岩浆阶段结束于巨大的玄武质盾状火山(Termaber 玄武岩建造)的形成。一些研究者的 K-Ar 年龄测定[16,17]表明，最早的侵位年龄为 Ashange 玄武岩的 55Ma，Alaji 流纹质建造为 34～13Ma，Termaber 玄武岩建造为 28～5Ma。新的 $^{40}Ar$-$^{39}Ar$ 法年龄测定正在改变以前的年龄图像，表明埃塞俄比亚中心高原区的溢流玄武岩火山作用大约于 30Ma 以前结束，并可能只在一个很小的时间间隔内侵位(Gezahegn Y 未刊资料)。

第二阶段火山活动由上新世直到现在，并紧密地与裂谷和 Afar 的形成有关[6,9,2]。在埃塞俄比亚裂谷内，火山岩基本上是由流纹质和粗面质普林尼式喷发的浮岩和夹有少量熔岩流的熔结凝灰岩构成。它们与平行裂谷延伸的断裂相一致的体积不大的玄武质火山渣锥和熔岩流有关。中性岩很少见。酸性岩看起来常与具有顶部塌陷火山口的大的中心火山有关，如在 Gedemsa，Gariboldi 和 Fantale 等地[9,18]。

所有火山产物或者直接覆盖在前寒武纪结晶基底之上，或者覆盖在中生代沉积地层之上。

## 3 样品的采集和岩相学

本次研究的样品包括两个岩石系列，其一，采自第一阶段火山活动区，其二采自裂谷边缘的一套岩石。样品采自 Mugher 河谷和 Gorfu 山、毗邻 Debre Birhan 镇的 Megezez 火山和 Debre zeit，采样位置如图 1 所示。

Gorfu-Mugher 岩石[19]主要由玄武岩和一个熔结凝灰岩岩席组成。熔结凝灰岩夹在 Mugher(高原玄武岩)和 Gorfu(中心火山)火山岩之间。该层序的 K-Ar 年龄为 28～5Ma[16]。

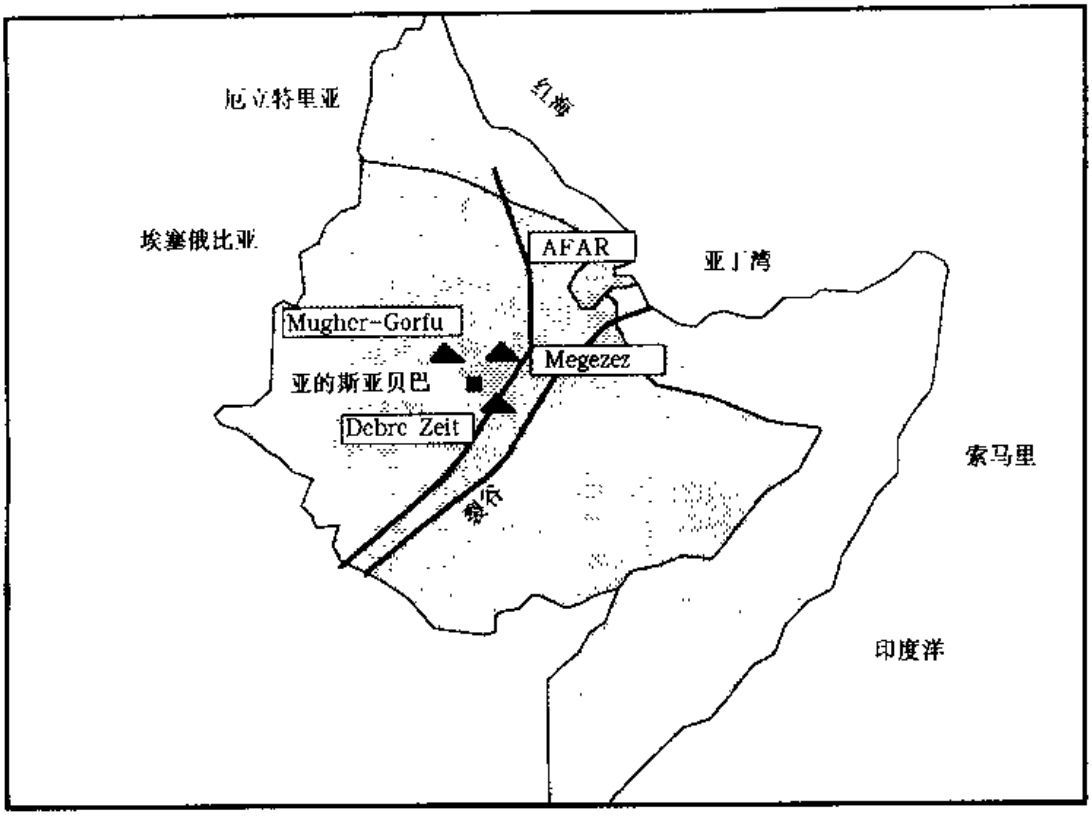



图 1　火山岩套研究区位置图

Megezez 火山岩包括镁铁质到酸性岩石，属于 Alaji 和 Termaber 组，其年龄看来要小于 3Ma[参考文献15及相关资料]。Debre Zeit 玄武岩是第四纪的，在人类历史上曾有过数次喷发[参考文献8及相关资料]。

玄武质岩石具有从无斑非显晶质结构到很明显的斑状结构。大多数岩石，特别是采自第一阶段火山活动的岩石有斜长石和单斜辉石的斑晶和巨晶及橄榄石斑晶，它们镶嵌在全晶质或半晶质基质中。斜长石具明显的环带结构并有时被熔蚀。橄榄石呈自形晶和半自形晶，有时变为伊丁石或其它矿物。Debre Zeit 玄武岩主要斑晶为橄榄石。辉石常呈自形晶。磁铁矿在基质中普遍存在并有时呈巨晶存在。基质的组成矿物同斑晶矿物，还有一些不透明矿物，呈间片结构到微斑状结构。在一些样品中见到蚀变了的玻璃质。常见到熔蚀的石英和透长石。

酸性岩具有发育较差的斑状结构，有少量的碱性长石和熔融的石英斑晶在玻璃质或隐晶质的基质中。还常常可见少量的具绿色多色性的单斜辉石和铁橄榄石。

## 4　地球化学

### 4.1　分析方法

本文既讨论文献资料中的数据，也讨论新近测定的主要元素和痕量元素数据。代表样品的化学成分见表 1。

主要元素由常规化学方法和 X 射线荧光光谱法联合分析的。V、Ni、Rb、Sr、Y、Nb、Ba 和

表 1 Mugher-Gorfu, Megezez 和 Debre Zeit 的代表性火山岩的化学成分

| 样品 | | Mugher-Gorfu | | | | Megezez | | | | | Debre Zeit | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | ETP-1 | ETP-2 | ETP-3 | ETP-4 | MEZ-1 | MEZ-2 | MEZ-3 | MEZ 4 | MEZ-5 | AA34 | AA56 | Y5 | AA55 | AA6 |
| $SiO_2$ | | 47.20 | 48.19 | 50.13 | 67.18 | 46.76 | 49.55 | 60.59 | 67.81 | 68.53 | 48.37 | 50.38 | 57.46 | 72.78 | 74.92 |
| $TiO_2$ | | 1.13 | 2.03 | 2.57 | 0.47 | 2.39 | 3.23 | 1.36 | 0.63 | 0.68 | 1.92 | 1.71 | 1.96 | 0.25 | 0.06 |
| $Al_2O_3$ | | 16.99 | 15.25 | 16.39 | 10.01 | 18 | 14.99 | 15.22 | 12.89 | 15.27 | 16.73 | 17.20 | 15.57 | 9.36 | 12.33 |
| FeOt | | 10.76 | 10.85 | 10.91 | 6.59 | 11.43 | 12.35 | 7.10 | 4.23 | 5.90 | 10.25 | 8.40 | 9.39 | 5.55 | 0.53 |
| MnO | $\frac{w_B}{\%}$ | 0.18 | 0.15 | 0.13 | 0.23 | 0.16 | 0.18 | 0.17 | 0.17 | 0.22 | 0.16 | 0.16 | 0.22 | 0.19 | 0.06 |
| MgO | | 9.63 | 6.73 | 4.50 | 0.26 | 3.91 | 3.58 | 1.19 | 0.44 | 0.32 | 7.99 | 6.99 | 1.32 | 0.03 | 0.10 |
| CaO | | 8.88 | 9.38 | 8.56 | 0.54 | 8.62 | 6.84 | 3.98 | 0.33 | 0.32 | 9.68 | 9.00 | 4.37 | 0.25 | 0.48 |
| $Na_2O$ | | 2.73 | 2.74 | 3.29 | 4.16 | 3.08 | 3.46 | 4.64 | 3.62 | 4.67 | 2.09 | 3.16 | 4.54 | 6.02 | 4.21 |
| $K_2O$ | | 0.50 | 1.14 | 1.44 | 3.84 | 0.93 | 1.58 | 2.93 | 4.41 | 4.26 | 1.17 | 1.86 | 2.79 | 4.04 | 4.45 |
| $P_2O_5$ | | 0.31 | 0.57 | 0.54 | 0.04 | 0.45 | 0.65 | 0.58 | 0.6 | 0.8 | 0.46 | 0.44 | 0.9 | 0.01 | 0.01 |
| V | | 200 | 259 | 263 | 11 | 304 | 268 | 22 | 8 | 8 | 272 | 219 | 87 | 3 | 4 |
| Cr | | 370 | 155 | 30 | 1.01 | 34 | — | — | — | - | 408 | 181 | 2 | 1 | 1 |
| Sc | | 29 | 27 | 24 | 2.05 | 19 | 22 | 8 | 6 | 6.07 | 31 | 26 | 19 | 2 | 7 |
| Co | | 43 | 43 | 33 | 1 | 42 | 33 | 4.7 | 1.4 | 2.7 | 60 | 38 | 14 | 2 | 1 |
| Ni | | 152 | 66 | 13 | 2 | 37 | 8 | 7 | 10 | 9 | 422 | 84 | 5 | 2 | 1 |
| Rb | | 6 | 21 | 33 | 141 | 16 | 32 | 80 | 113 | 123 | 21 | 49 | 62 | 216 | 236 |
| Sr | | 319 | 533 | 626 | 15 | 647 | 497 | 600 | 14 | 32 | 558 | 594 | 549 | 1 | 10 |
| Ba | | 206 | 516 | 466 | 139 | 298 | 560 | 756 | 290 | 152 | 445 | 604 | 1270 | 24 | 18 |
| Y | | 26 | 32 | 37 | 101 | 33 | 70 | 63 | 222 | 143 | 26 | 30 | 74 | 163 | 49 |
| Zr | | 85 | 199 | 227 | 1206 | 165 | 305 | 379 | 910 | 1275 | 166 | 192 | 398 | 1339 | 129 |
| Nb | $\frac{w_B}{10^{-6}}$ | 9 | 33 | 33 | 161 | 18 | 37 | 43 | 123 | 147 | 37 | 51 | 70 | 144 | 93 |
| Ta | | 0.6 | 1.07 | 1.08 | 7.04 | 1.0 | 2.0 | 2.0 | 5.1 | 8.1 | 2.03 | 3.05 | 4.09 | 15 | 7.04 |
| Hf | | 2.1 | 4.0 | 6.0 | 24 | 3.1 | 7.1 | 8.0 | 19 | 28 | 4.04 | 5.03 | 9.01 | 29 | 6.01 |
| La | | 9.1 | 31 | 34 | 167 | 18 | 46 | 53 | 223 | 132 | 31 | 41 | 86 | 185 | 14 |
| Ce | | 23 | 63 | 69 | 293 | 38 | 90 | 105 | 297 | 274 | 55 | 71 | 142 | 349 | 35 |
| Nd | | 11 | 30 | 34 | 162 | 20 | 54 | 53 | 188 | 109 | 22 | 29 | 75 | 132 | 21 |
| Sm | | 2.1 | 6.1 | 6.1 | 28 | 4.1 | 12 | 11 | 32 | 20 | 6.3 | 7.2 | 17.5 | 28 | 5.2 |
| Eu | | 1.0 | 2.0 | 2.0 | 2.1 | 1.1 | 4 | 3.0 | 5.1 | 4 | 1.97 | 2.2 | 4.5 | 1.5 | 0.17 |
| Tb | | 0.5 | 0.8 | 0.9 | 3.1 | 0.7 | 1.1 | 1.1 | 5.0 | 3.0 | 1.2 | 1.3 | 2.1 | 3.7 | 5.6 |
| Yb | | 1.1 | 1.1 | 2.0 | 11.1 | 1.1 | 4.0 | 3.1 | 15 | 11 | 2.4 | 2.4 | 5.6 | 15 | 5.6 |
| Th | | 0.9 | 3.0 | 3.0 | 18 | 1.1 | 3.0 | 8.0 | 13 | 21 | 2.8 | 6.7 | 8.2 | 29.2 | 23.5 |
| $^{87}Sr/^{86}Sr$ | | | | | | | | | | | 0.70388 | 0.70372 | 0.70452 | 0.70762 | 0.70569 |

①表示样品据 Gasparon 等的资料。

Zr 等痕量元素是在压实的粉末团粒上用 X 射线荧光光谱仪分析的。用了一些中性岩的标样来校正分析曲线的准确性。除了 Rb 和 Sr 的分析误差不到 5%以外，其它所有的痕量元素的分析误差不到 10%。稀土元素、Sc、Cr、Co、Th、U、Cs、Ta 和 Hf 是在加拿大西安大略大学地质系用中子活化分析法测定的。所研究的样品达到了浓缩标准，这些元素的大多数分析误差不到 10%。

### 4.2 主要元素和痕量元素

主要元素和某些痕量元素的变化图解如图 2 和图 3 所示。从全碱-硅的分类图解[14]上看，所研究的几套岩石其变化都在玄武岩到流纹岩之间。根据 Irvine 和 Baragar 的图解[12]（图 2A），玄武岩都沿着碱性岩和次碱性岩的界线散布，用 Piccirillo 等为埃塞俄比亚的火山岩所制定的命名法[20]，本区玄武岩符合最佳的过渡玄武岩的特征。除了 Ba 以外，对于所考

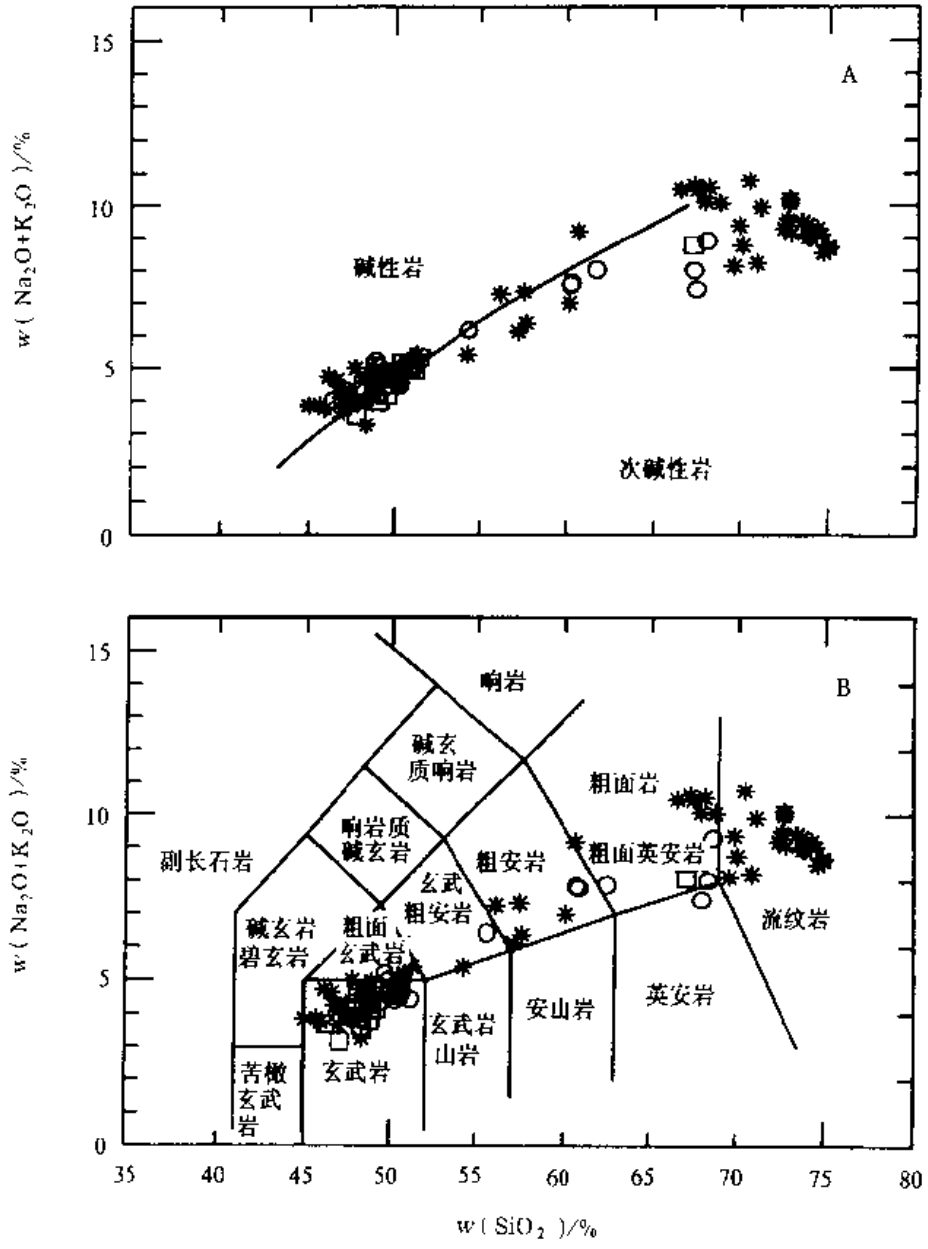



图 2 岩石的碱质和 $w(SiO_2)$图解

A—Irvine 和 Baragar[12]的分类图示；B—Le Bas 等[14]的分类图示。星号代表 Debre Zeit 区；方框代表 Mugher-Gorfu 区；圆圈代表 Megezez 区

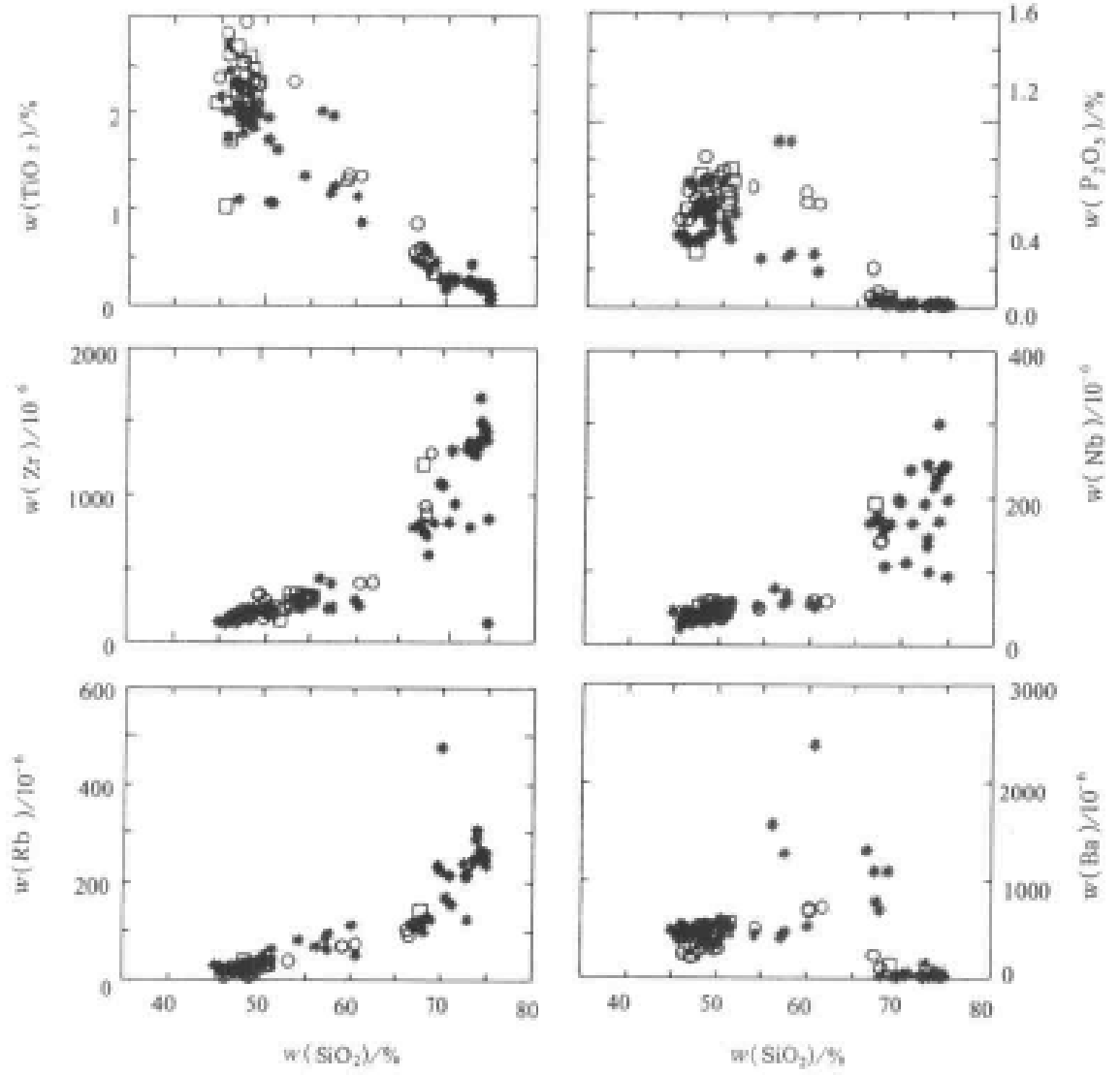



图 3　某些主要元素和痕量元素图解

代表符号同图 2

惠到的很多地球化学参数来说，玄武岩没有显示随着时间的推移而有地球化学上的变化。Ba 在裂谷玄武岩中略高一些。然而，请注意 Gorfu-Mugher 玄武岩比 Megezez 玄武岩要原始得多。取自高原的流纹岩不像取自裂谷的酸性岩更具酸性。总的来说，硅质岩石属于碱性岩到过碱性岩。

痕量元素对应于 $SiO_2$ 的变化(图 3)表明，从玄武岩到流纹岩不一致的元素有总的增加的趋势。观察到的散布的数据是中性岩和酸性岩的。

只在 Debre Zeit 分析了火山岩的 Sr 同位素组成。$^{87}Sr/^{86}Sr$ 的变化为 0.70372～0.70869，显示了从镁铁质岩到硅铝质岩有一个确定的增加的趋势[8]。在玄武岩中也见到了很小的但很有意义的同位素变化。

## 5　讨论

该项研究可以说明以下主要问题：

(1) 高原火山作用和裂谷火山作用的玄武岩和与之相关的流纹岩的成因联系。
(2) 玄武质岩浆在上升到地表的过程中的成因及其可能的演化。
(3) 大陆地壳对岩浆作用的成因和演化的影响。

## 6 Debre Zeit

图 4～图 7 是一些有关的地球化学参数的变化图解及计算出来的成因和演化的模型。$w(Sr)$-$w(Zr)$的变化(图 4)表明,埃塞俄比亚的基底的变质岩的分批熔融不能供给像流纹岩所示的那样的成分。实际上,流纹岩中非常高的 Zr 含量只能在假定的 Zr 的不相容性很强的情况下(即 $D_{Zr}\ll1$)而且在部分熔融程度很低的情况下(<10%)才能获得。这些假定是不以最初的壳岩的种类为转移的。然而,由于酸性岩浆的粘度较高,小于 10%的地壳深熔作用所形成的流纹质熔融体看来不大可能由不溶残余体中分离出来[4,21]。Zr 在地壳环境中作为一个不相容相似乎也不大可能,因为 Zr 赋存在壳岩中通常存在的几种主要矿物相和副矿物相如角闪石和锆石的格架中[1]。只有一个流纹岩样品(AA-6)Zr 含量较低,该样品看来可以代表由地壳深熔作用所产生的熔融体。此外,Debre Zeit 的很多流纹岩 Sr 的丰度极低,这些流纹岩不会是由地壳深熔作用所形成的。再者,如果假定在熔融期间 Sr 有很强的相容性($D_{Sr}$=10),这就意味着,只有长石才能构成残余矿物相这种不现实的情况。

如果假定 Zr 的不相容性很强和 Sr 具有可变的分离系数,那么流纹质岩石的总成分很符合分离结晶作用(FC)和同化作用加分离结晶作用(AFC)的趋势。更确切地说,该模型的

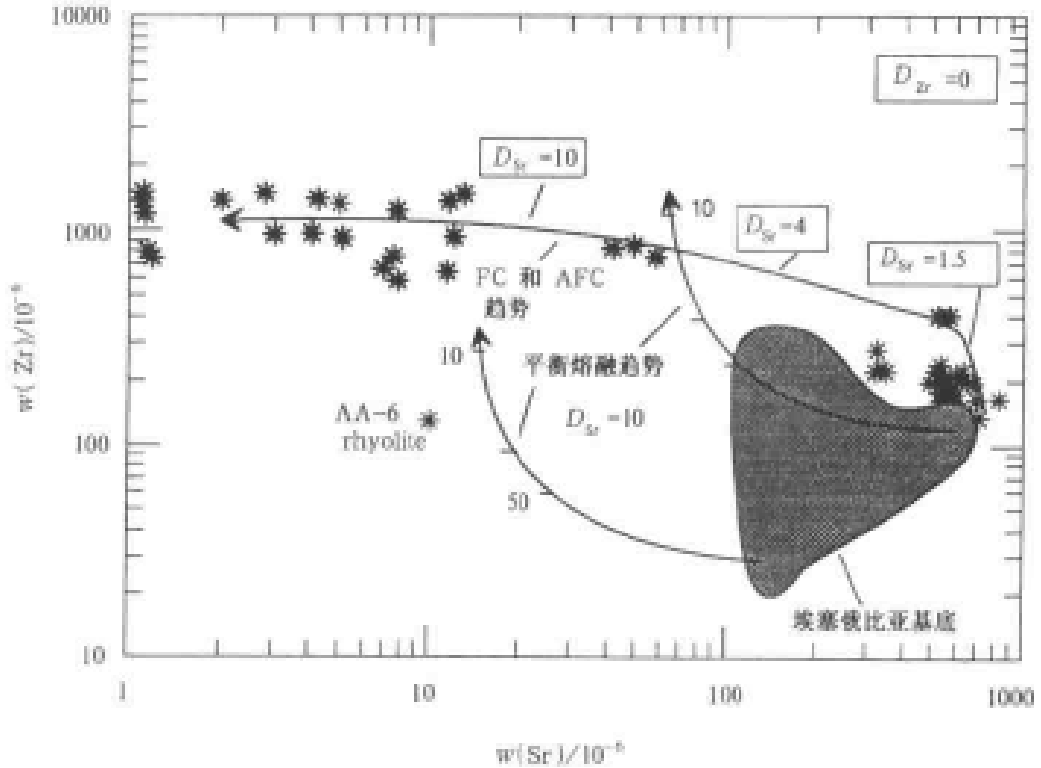



图 4 Debre Zeit 火山岩的 $w(Sr)$-$w(Zr)$图

在投点上的曲线代表埃塞俄比亚基底岩石的平衡熔融和岩浆演化模式,分离结晶作用(FC)和同化作用加分离结晶作用(AFC)趋势二者重合。$D_{Zr}$和 $D_{Sr}$是用于岩浆演化过程和平衡熔融模型中的总分离系数。埃塞俄比亚前寒武系基底的化学成分来自本文第二作者的未刊资料

一个必要的条件是 Sr 必须在不断发展中的分离作用过程中变得不断增加其相容性。在碱性岩浆分离结晶过程中 Zr 的不相容性是被实验[23]和 Zr 在流纹岩中有极高的含量所证实了的。由于从镁铁质到中性到酸性流体中长石的分离结晶作用不断增加，因此 Sr 的分离系数也不断增大看来是有道理的。

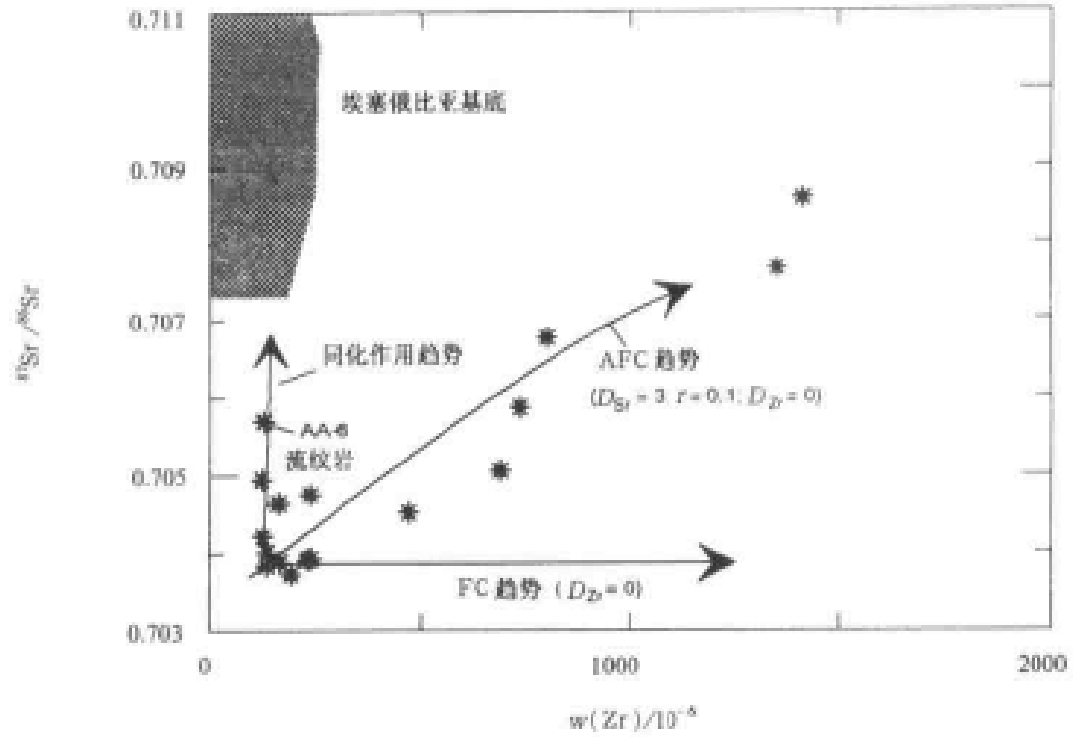



图 5　Debre Zeit 火山岩的 $w(Zr)$-$^{87}Sr/^{86}Sr$ 图

图中的几条线分别表示计算出来的地壳同化作用趋势、AFC 趋势和 FC 趋势。$r$ 是在 AFC 过程中同化物质对结晶物质的量比。$D_{Zr}$ 和 $D_{Sr}$ 是用于模型中的总的分离系数。埃塞俄比亚前寒武系基底的化学成分取自本文第二作者的未刊资料

$w(Zr)$-$^{87}Sr/^{86}Sr$ 图(图 5)说明，酸性岩源自镁铁质岩石是由同化作用加分离结晶作用(AFC)造成的，而不是单纯由分离结晶作用(FC)造成的。然而，定量的模型表明，地壳物质的同化作用是非常微弱的(同化物质对结晶物质的量比 $r=0.1$)，AFC 过程是由分离结晶作用控制的。也应该注意到，在 $w(Zr)$-$^{87}Sr/^{86}Sr$ 图上 Debre Zeit，岩石分为两个趋势，其一是把玄武岩与流纹岩连结起来，其二是把玄武岩和壳岩结合起来。后者表明，在玄武岩和壳岩这两个端员物质中存在着相互反应。在第二趋势线上的流纹岩 AA-6 点说明了该样品是由地壳的深熔作用所形成的。

图 6 表示 Debre Zeit 岩石的 Rb-Rb/Zr 关系，可以看到两个趋势。大多数玄武质岩石〔$w(MgO)>5\%$〕落在沿着镁铁质最高的岩浆和 AA-6 流纹岩之间的混合趋势线上，这说明玄武岩的化学成分受到成分为 AA-6 的，最可能是源自大陆地壳熔融的流纹质熔体的混合作用的改造。其他的样品，包括中性岩和酸性岩落在分离结晶作用(或 AFC)趋势线上。

$w(Ba)/w(Rb)$-$w(Rb)$图(图 7)表明，玄武岩〔$w(MgO)>5\%$〕$w(Ba)/w(Rb)$比值有一个大的变化区间。由于无论是 Rb 还是 Ba 在镁铁质系统中都是不相容元素，这样大的变化不可能是由分离结晶作用造成的。也不能假定 $w(Ba)/w(Rb)$比值的变化与地壳同化作用有

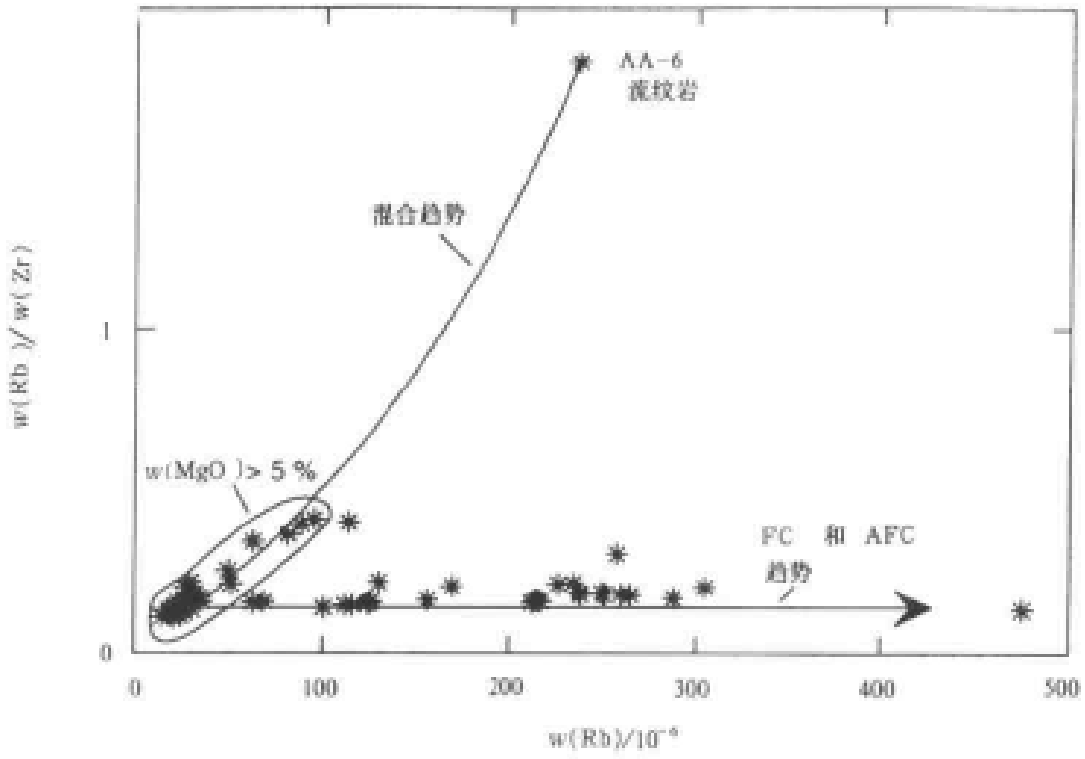



图 6 Debre Zeit 火山岩的 w(Rb)-w(Rb)/w(Zr)图

图中的线分别表示混合趋势和 AFC(和 FC)趋势。圈内的部分表示 w(MgO)>5%的镁铁质岩石

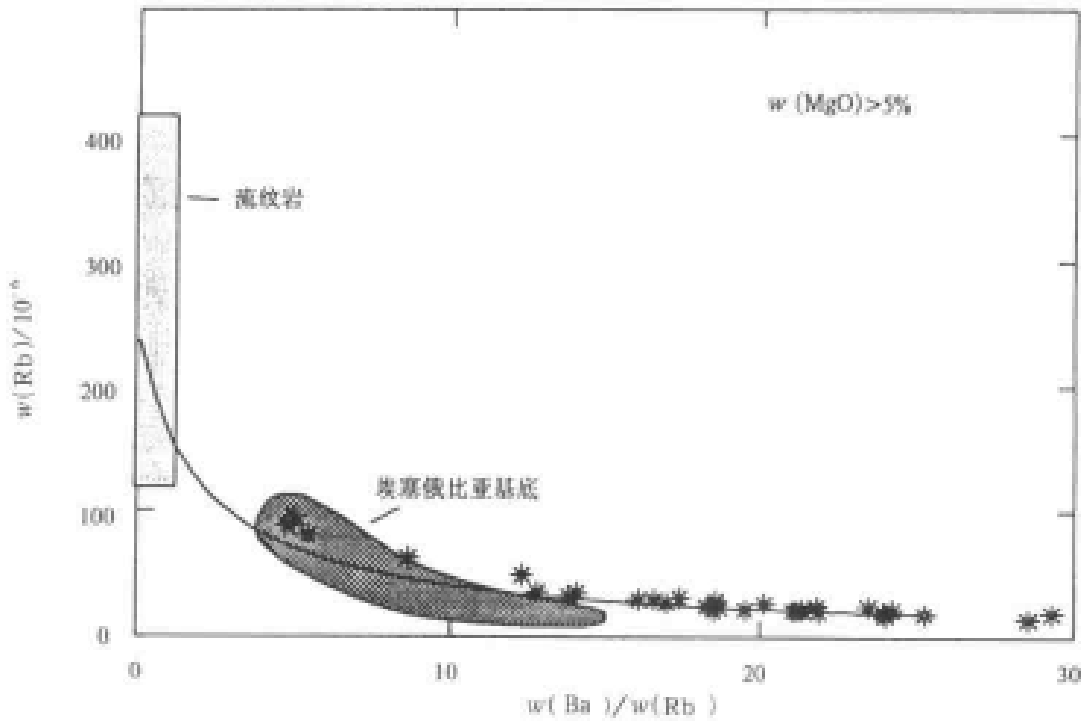



图 7 Debre Zeit 镁铁质火山岩[w(MgO)>5%]的 w(Ba)/w(Rb)-w(Rb)图

图中的线表示玄武岩与流纹岩平均值之间计算出来的混合趋势。埃塞俄比亚前寒武系基底的化学成分来自本文第二作者的未刊资料

关，因为埃塞俄比亚基底岩石具有与玄武岩相类似的 $w(Ba)/w(Rb)$ 比值。因此，最具可能的假说是，这样大的变化与镁铁质岩浆与流纹质熔体的混合作用有关。图 7 显示了玄武岩的化学成分非常符合于计算出来的镁铁质岩浆和酸性岩浆的混合趋势。

总之，从资料的定量模型中得出的岩石成因格架如下：

(1) 大多数流纹质岩石看来是由玄武岩的同化作用加分离结晶作用而派生出来的。

(2) 卷入同化作用加分离结晶作用中的地壳物质的数量是很少的，在岩石形成过程中分离结晶作用占主导地位。

(3) 根据一个样品，某些酸性岩浆很可能来自壳岩的深熔作用。

(4) 由于与地壳围岩的混合作用和相互反应，玄武质岩浆的地球化学性质有明显的变化。

(5) 很有可能玄武质岩浆和地壳物质的相互反应不是由于大规模的地壳同化作用，而是由于玄武岩和地壳熔融物质的混合。

## 7 Mugher-Gorfu 和 Megezez

本区岩石的同位素研究正在进行，因此，下面的讨论只是在痕量元素研究的基础上进行的。

模型变化图解见图 8。$w(Sr)$-$w(Zr)$，$w(Sr)$-$w(Y)$ 图表明，本区流纹岩的 Y、Zr 含量很高，而 Sr 的含量较低。如前所述(见图 4)，只有假定在部分熔融程度很低的情况下由于地壳熔融可造成 Zr 的高含量，而 Zr 在深熔作用过程中是不相容元素，Y 也是同样的情况。然而，如上所述，在部分熔融过程中，Zr 看来不是不相容元素，Y 也是同样的情况，因为 Y 很容易在壳岩的主矿物和副矿物中赋存，如在锆石、褐帘石、辉石和角闪石中赋存[1]。因此，最有可能是，流纹岩是由于分离结晶作用从玄武岩中派生出来的。尽管要确定在分离结晶作用过程中地壳围岩的作用还需要同位素资料，但是不能排除地壳的同化作用起到了某些作用。

定量模型表明，分离结晶作用与镁铁质矿物(如橄榄石和单斜辉石)有密切关系，因此，对于 Sr、Zr 和 Y 来说，它们的 $D_{s_i}$ 均小于 1，而且在镁铁质岩浆中 $w(Sr)$-$w(Zr)$ 和 $w(Sr)$-$w(Y)$ 呈正相关关系，紧接着，由于长石的强烈的分离结晶，Sr 变成相容元素，熔体则变为具有富 Y、富 Zr 和贫 Sr 的酸性成分。

$w(Ba)/w(Rb)$-$w(Rb)$ 图(图 9)显示了镁铁质岩石的 $w(Ba)/w(Rb)$ 变化较大，这同在 Debre Zeit 玄武岩中所见到的一样。而且，这个变化既不能用分离结晶作用来解释，也不能用同化作用来解释。因此，必然要设想到基性岩浆和镁铁质岩浆的混合作用(原文如此——译者注)。

总之，由分离结晶作用(或同化作用加分离结晶作用)而造成的来自玄武岩的流纹岩的派生作用看来也是高原火山作用和地盾火山作用的过程。而且，在模型化玄武岩成分的过程中，玄武岩与其同生的流纹岩的相互反应是一个相关的过程。用现有的资料还不能完全说明玄武岩和陆壳的相互反应，为了进一步修正这一假说现在还正在进行同位素研究。

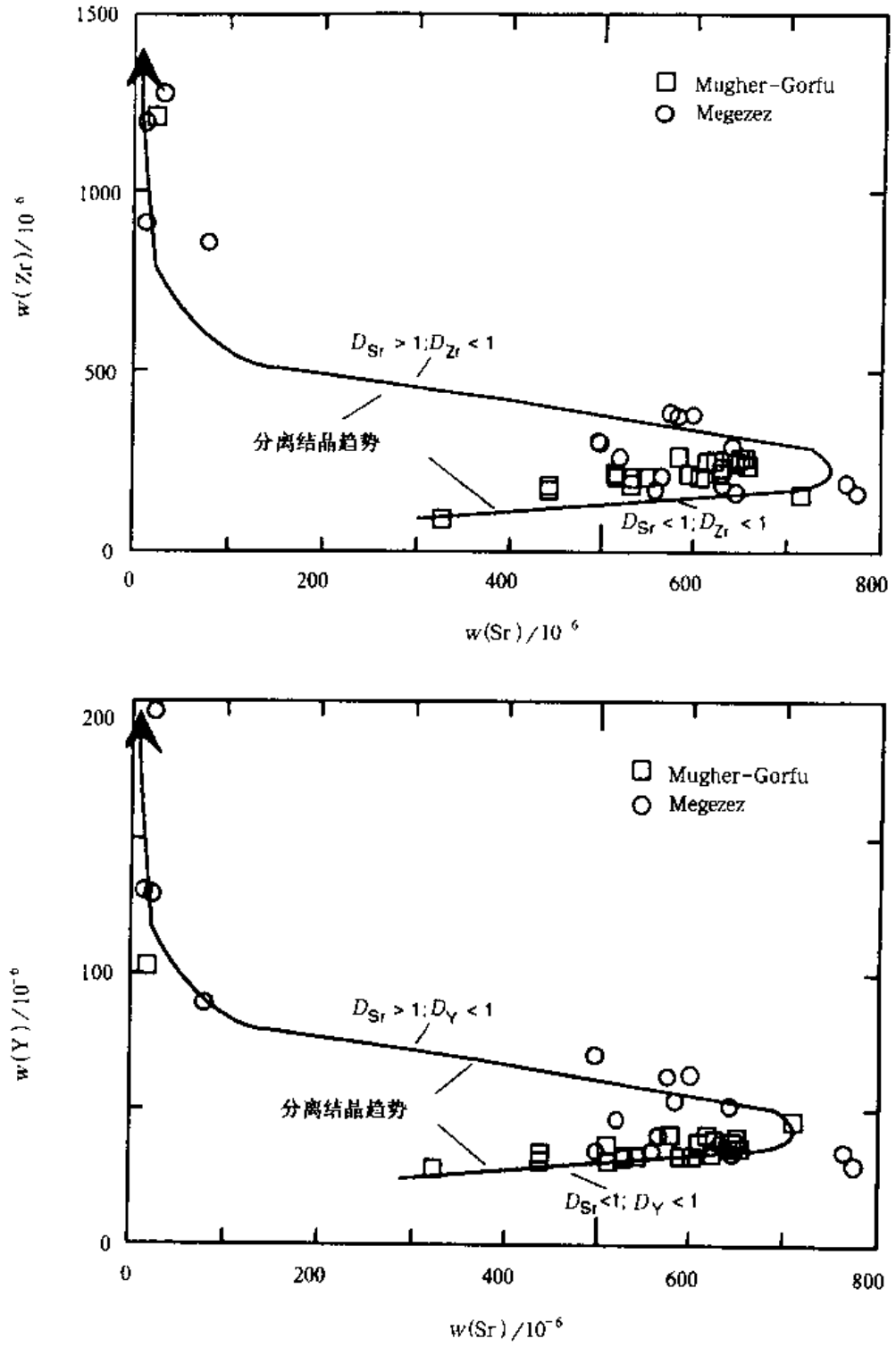



图 8　Mugher-Gorfu 和 Megezez 火山岩的 $w(Sr)$-$w(Zr)$和 $w(Sr)$-$w(Y)$图

曲线表示半定量分离结晶作用模型。为了解释在分离过程中作为分离相的斜长石的不同的作用，设定 $D_{Sr}$是可变的，设定 $D_{Zr}$不变且小于 1

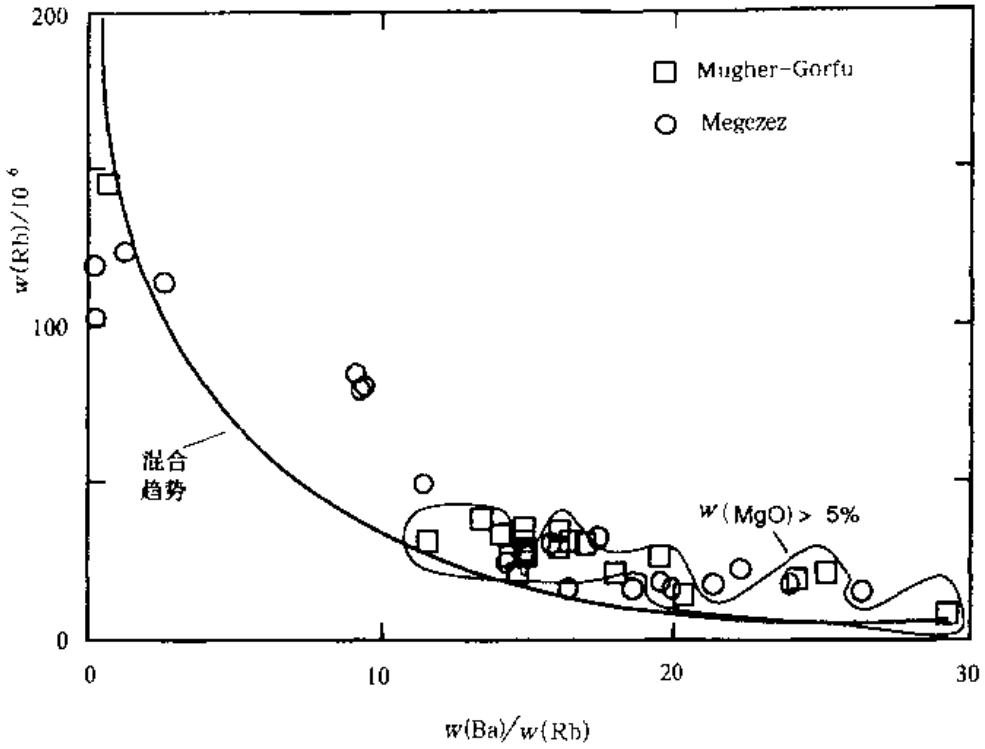



图 9　Mugher-Gorfu 和 Megezez 火山岩的 $w(Ba)/w(Rb)$-$w(Rb)$图

曲线表示最为镁铁质的和最为酸性的成分计算得来的混合趋势。圈闭的区域表示 $w(MgO)>5\%$的镁铁质岩

## 8　结论

本文所讨论的资料为埃塞俄比亚岩浆作用的成因和演化提供了某些限制因素。痕量元素的变化和 Sr 同位素特征表明，裂谷流纹岩可能由于同化作用加分离结晶作用而来自与之相关的玄武岩。玄武岩的成分也由于与流纹质岩石的同化作用和混合作用而发生变化。上述这些过程已经修正了 Sr 同位素比值和某些不相容元素的比值，如 $w(Ba)/w(Rb)$和 $w(Zr)/w(Rb)$等。同样的过程似乎发生在火山活动的第一阶段，当时 Temarber 组高原和中心火山正在形成。在 Debre Zeit 流纹岩形成过程中陆壳的部分熔融只起到了较小的作用。

本岩石成因模型如果被将来的研究确认下来将会有重要的意义。众所周知，不相容元素的比率，如 $w(Ba)/w(Rb)$，通常被用于确定大陆溢流玄武岩[22]。很明显，如果这些元素的比率在低压演化过程中改变的话，那么用它们来推导源岩的成分就受到严格的限制。无论如何，现存的资料表明，虽然玄武岩在低压条件下保留了它们的镁铁质成分，但玄武岩遭受了低压条件下的改造。这一点说明需要详细地研究岩石演化过程才能推导出源岩的成分。

流纹岩源于玄武岩及酸性和镁铁质熔融体的混合提出了演化过程发生的物理条件问题。流纹岩的体积很大，特别是在裂谷中体积更大，这就需要在地壳中有大的岩浆房。这对于高原火山作用也是同样的情况。沿着埃塞俄比亚裂谷存在具有高耸的破火山口的大的火山(如 Gedemsa Fantale 和 Gariboldi 等)即支持这一假说。由裂隙喷发所侵位的高原火山问题则更为复杂。无论如何，大的火山岩储集库的存在将引起重力和磁力异常。鉴别这些异常将是地球物理进一步调查的课题。

**致谢** 作者感谢驻亚的斯亚贝巴的意大利大使馆意大利公司技术部提供的野外工作的便利。研究课题得到大陆裂谷区岩浆成因和演化研究计划(本文第一作者负责)的资助。野外工作是根据亚的斯亚贝巴大学和意大利政府技术合作计划由本文第二作者在亚的斯亚贝巴大学地质和地球物理系休假期间完成的。

(艾永德 译,刘浩龙 校)

## 参 考 文 献

[1] J. G. Arth, 1976, Behaviour of trace elements during magmatic processes. A summary of theoretical models and their applications. J. Res. US Geol. Survey, 4, 41~47.

[2] F. Barberi, L. Civetta, and J. Varet, 1980, Magmatic evolution in Afar. Geodynamic evolution of the Afro-Arabic Rift System, Atti Convegni Lincei, 47, 455~462.

[3] S. M. Berhe, B. Desta, C. Nicoletti, and M. Teferra, 1987, Geology, geochronology and geodynamic implications of the Cenozoic magmatic province in W and SE Ethiopia. J. Geol. Soc. London, 144, 213~226.

[4] J. D. Clemens, and C. K. Mower, 1992, Granite magma by transport propagation. Tectonophysics, 204, 339~360.

[5] C. V. Devey, and K. G. Cox, 1987, Relationships between crustal contamination and crystallization in continental flood basalt magmas with special reference to the Deccan Traps of Western Ghats, India. Earth Planet. Sci. Letters, 84, 59~68.

[6] M. Di Paola, 1972, The Ethiopian Rift Valley (between 7°00′ and 8°40′lat. North). Bull. Volcanol., 36, 317~356.

[7] M. Franzini, L. Leoni, and M. Saitta, 1972, A simple method to valutate the matrix effect in X-Ray fluorescence analyses. X-Ray Spectrometry, 1, 151~154.

[8] M. Gasparon, F. Innocenti, P. Manetti, A. Peccerillo, and A. Tsegaye, 1993, Genesis of the Pliocene to Recent bimodal mafic-felsic volcanism in the Debre Zeit area, Central Ethiopia: volcanological and geochemical constraints. African J. Earth Sci., 17, 145~165.

[9] I. L. Gibson, 1974, A review of the Geology, Petrology and Geochemistry of the Volcano Fantale. Bull. Volcanol., 38, 791~802.

[10] W. K. Hart, G. Wolde Gabriel, R. C. Walter, and S. A. Mertzman, 1989, Basaltic volcanism in Ethiopia: Constraints on continental rifting and mantle interaction. J. Geophys. Res., 94, 7731~7748.

[11] H. E. Huppert, and R. S. J. Sparks, 1985, Cooling and contamination of mafic and ultramafic magmasduring ascent through continental crust. Earth Planet. Sci. Letters, 74, 371~386.

[12] T. N. Irvine, and W. R. A. Baragar, 1971, A guide to the elemental classification of common volcanic rocks, Can. J. Earth Sci., 8, 523~548.

[13] A. B. Kampunzu, and P. Mohr, 1991, Magmatic Evolution and Petrogenesis in the East African Rift System. In: Magmatism in Extensional Structural Settings. A. B. Kampunzu and R. T. Lubala(Eds.), 85~136, Springer, Berlin.

[14] M. J. Le Bas R. W., Le Maitre A., Streckeisen A., and B. Zanettin, 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. J. Petrol., 27, 745~750.

[15] M. A. Menzies, 1990, Archean, Proterozoic and Phanerozoic lithospheres. In: The Subcontinental Mantle. M. A. Menzies (Ed.). 11~125. Oxford University Press, Oxford.

[16] G. Merla, E. Abbate, A. Azzaroli, P. Bruni, P. Canuti, M. Fazzuoli, M. Sagri, and P. Tacconi, 1979, A geological map of Ethiopia and Somalia(1979) and comment with a map of major landforms. C. N. R. Italy, Centro Stampa, Firenze.

[17] P. Mohr, and B. Zanettin, 1988, The Ethiopian flood basalt province. In: Continental flood basalts. J. D. Macdougall(Ed.). 63~110, Kluwer Acad. Publ., Dordrecht.

[18] A. Peccerillo, Y Gezahegn, and A. Dereje, 1995a, Genesis of acid volcanics along the Main Ethiopian Rift: a case history of the Gedemsa volcano. Ethiop. J. Sci., 18, 23~50.

[19] A. Peccerillo, M. Bekele, A. Tripodo, E. Zimbalatti, 1995b. Petrology and geochemistry of the Oligo-Miocene volcanism in the Mugher-Goriu area, Central Ethiopia. Ethiop. J. Sci., 18, 79~101.

[20] E. M. Piccirillo, E. Justin Visentin, B. Zanettin, J. L. Joron, and M. Treuil, 1979, Geodynamic evolution from plateau to rift: major and trace element geochemistry of the central-eastern Ethiopian Plateau volcanics. Neus Jb. Palaont. Abh, 158, 139~179.

[21] K. P. Skjerhe, and D. Johnston, 1993, Fluid absent melting behaviour of F-rich tonalitic gneisses, J. Petrol., 34, 785~803.

[22] S. Turner, C. Hawkeswerth, K. Gallagher, K. Stewart, D. Peate, and M. Mantovani, 1996, Mantle plumes, flood basalts, and thermal models for melt generation beneath continents: Assessment of a conductive heating model and applications to the Parana. J. Geophys. Res., 101, 11503~11518.

[23] E. B. Watson, and F. J. Ryerson, 1986, Partitioning of zirconium between clinopyroxene and magmatic liquids of intermediate compositions. Geochim. Cosmochim. Acta, 50, 2523~2526.

[24] R. White, and D. Mckenzie, 1989, Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts. J. Geophys. Res., 94, 7685~7729.

[25] B. Zanettin, E. Justin-Visentin, M. Nicoletti, and E. M. Piccirillo, 1979, Correlation among Ethiopian volcanic formations with special references to the chronological and stratigraphical problems of the Trap Series. In: Geodynamic Evolution of the Afro-Arabian Rift System. Atti Convegni Lincei, 47, 231~252.

# 早前寒武纪阿尔丹地盾在晚新生代的再活化：俄罗斯西伯利亚乌多坎山脉地下岩浆源微量元素的定位

S. Rasskazov　A. Ivanov

(Institute of the Earth's Crust, Lermontov st. 128, Irkutsk 664033, Russia)

A. Boven

(Vrije Universiteit Brussel, Pleinlaan 2, B-1050, Brussels, Belgium)

L. Andre

(Musée Royal de L'Afrique Centrale, Steenweg op Leuven, 13 B-3080, Tervuren, Belgium)

**摘　要**　乌多坎山脉的晚新生代火山活动与科达尔-乌多坎软弱带和 Chukchudu 软弱带的再活化有关。前者位于贝加尔裂谷系统(BRS)区域内而在阿尔丹地盾区叠加有元古宙的前渊(fore-deep)。后者与斯塔诺夫缝合线相连，该缝合线属于 Bonin 弧与 Honshu 弧碰撞期再活化的奥廖克马-斯塔诺夫造山系(OSOS)。软弱带内的各种各样的火山脉动作用表明在贝加尔裂谷系统和斯塔诺夫造山系统区内独立的构造活动。两个带的微量元素丰度已经 ICP-MS(电感耦合等离子体 质谱仪)技术研究。在科达尔-乌多坎带原始的 14Ma 橄榄石暗色白榴岩岩浆被推断为代表衰减 Pb 和 Y(Ce/Pb=20；Y/Ho=22)含金云母的地幔源岩浆。3.2～2.4Ma 之间喷发的碱性橄榄石玄武岩和碧玄岩显示为包括 2～3 个端员组分的岩石，可与衰减 Pb 和 Y 组分的那些原始地幔和下地壳相比。在 Chukchudu 带 4.0～3.5Ma 的碧玄岩以 OIB(大洋玄武岩)状组分占优势。到最晚的 1.8Ma 时，低 Y 物质熔融。这意味着科达尔-乌多坎带的熔岩代表太古宙时处在阿尔丹地盾之下的大陆地幔，但部分地或全部为元古宙的深部构造-热再活化作用所改造。Chukchudu 带的熔岩表明岩石圈地幔物质形成于显生宙深部对流和/或贝加尔-维季姆地体在古生代时俯冲到阿尔丹地盾太古宙地壳之下的地幔物质。

**关键词**　贝加尔裂谷系统　新生代　碱性火山岩　微量元素

## 1　引言

稳定的太古宙克拉通之下化学上特别耐熔的岩石圈隆脊在地球历史的早期无疑地就存在了。相反，构造上活动的环克拉通周边的元古宙和显生宙地体的特点是较少耐熔的地幔。

经过对北美、非洲南部和中国东部晚新生代的玄武岩、玄武岩源捕虏体和金伯利岩源捕虏体的化学和同位素特征的研究，已经判明太古宙克拉通及其周围地区地下岩石圈领域的几何形状[11,12,26]。

在西伯利亚南部，新生代构造再活化强烈地影响西伯利亚地台的南部边缘和相邻的褶皱地区。西伯利亚地台东南缝合线延伸的聚集导致贝加尔湖最深凹陷的形成。该凹陷位于贝加尔裂谷系统(BRS)的中心部位[9]。贝加尔裂谷系统的南西和北东部分有很多浅盆地包含在显生宙地体中。该裂谷构造的北东端进入阿尔丹地盾西部(图 1)。该地盾的其余部分受挤压影响而显现出奥廖克马-斯塔诺夫造山系统(OSOS)[5,21]。

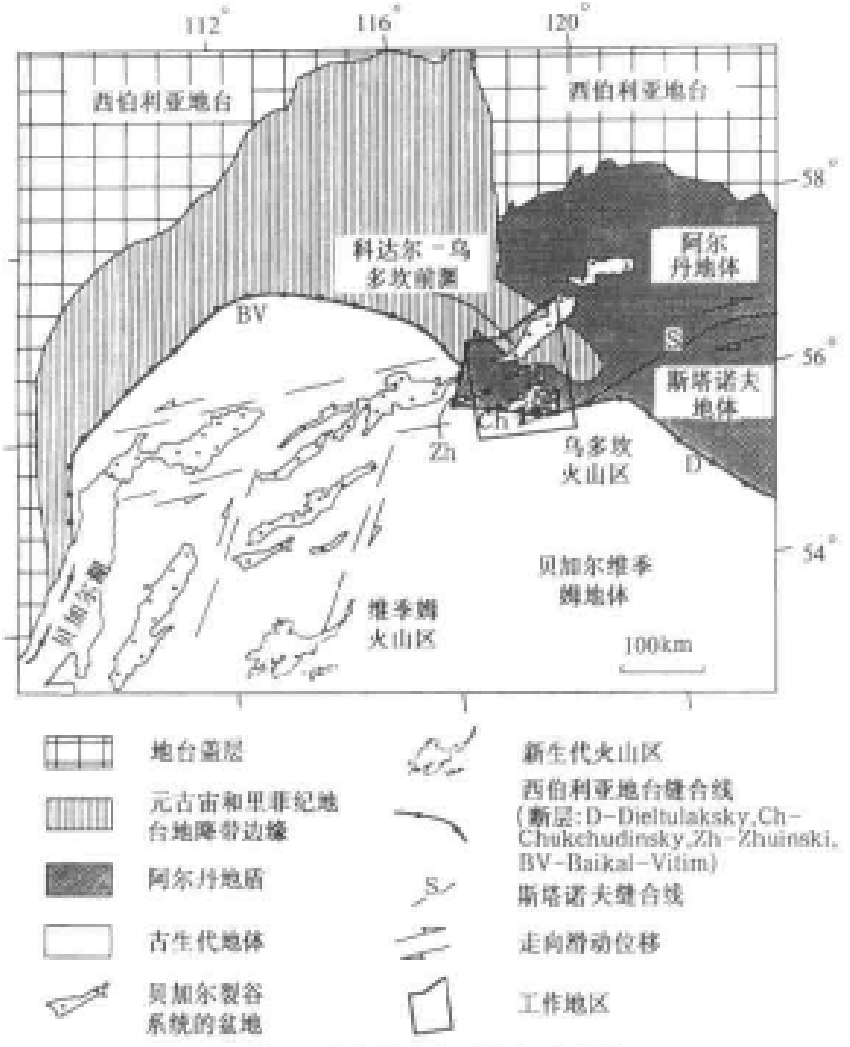



图 1　乌多坎火山区的构造背景

主要构造单元略图根据 Melnikov 等人[16]、Gusev 和 Hain[5]的资料修改和简化

贝加尔裂谷系统的火山区占据了多半个显生宙地体。人们可以期望仅仅在阿尔丹地盾的新生代火山岩中能确定太古宙地幔和/或地壳的成分。为了评定该地区地下地幔和地壳的性质，在本文中我们提供乌多坎火山区(UVF)喷出的熔岩中的微量元素资料。

火山区占有面积约 3000km²，位于 Chara 盆地东南的乌多坎山脉(图 2)。自中新世开始，经过上新世，熔岩形成厚达 700m 的盾形体。喷出的火山物质的体积超过 430km³。熔岩埋入古河谷深达 500m。在距今约 2～1Ma 间地壳上升和剥蚀使火山岩地层转变成高原的一部分。熔岩的层序在现今的河谷出露得很完全。在第四纪时，火山区西部边缘有少量火山重新

活动。

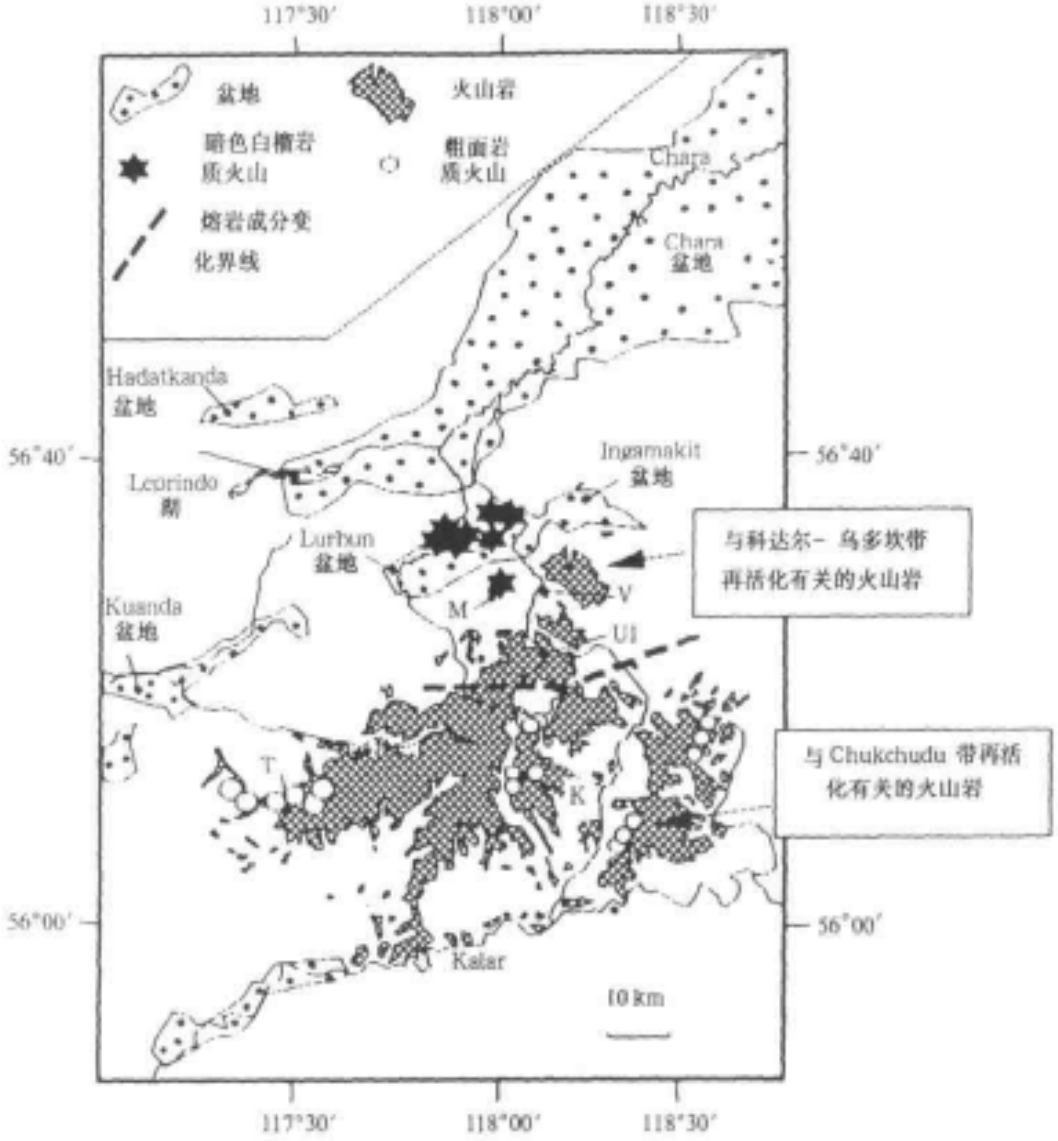



图 2　乌多坎火山区的构造位置和碱性超镁铁和粗面岩质火山地点

本文横剖面地点：M—Munduzhak；UI—Ingamakit 上部；V—Vakat；K—Kankan；T—Turuktak

### 1.1　乌多坎火山区的构造背景

西伯利亚地台的南缝合线沿 Djeltulaksky、斯塔诺夫、Chukchudu、Zhuinsky 和贝加尔-维季姆断裂延伸(图 1)。后者界线即地台边缘沉降带覆盖了元古宙和里菲纪的地层。它的隆起部分成为阿尔丹地盾。地盾西部边界的局部沉降出现了科达尔-乌多坎前渊(Kodar-Udokan foredeep)。贝加尔-维季姆地体在古生代时已扩张到西伯利亚地台了。

阿尔丹地盾分为阿尔丹地体和斯塔诺夫地体，以斯塔诺夫缝合线为界。在晚新生代，奥廖克马-斯塔诺夫造山系统(OSOS)的斜向(NW-SE)压缩导致该缝合线的活化并成为右旋走向滑断层[5]。同时，贝加尔裂谷系统经历了 NW-SE 向扩张和左旋走向滑动断裂[22]。

贝加尔裂谷系统的 NW-SE 扩张确信由印度-亚洲板块碰撞启动并经热地幔物质上涌加强的[9,17]。奥廖克马-斯塔诺夫造山系统的 NW-SE 压缩似乎是 Bonin 和 Honshu 弧间碰撞

引起的。该碰撞发生在12～10Ma时。这种板块内的作用可以说明在日本海、中国东部和俄罗斯的远东部分强烈的应力场变化，即除欧亚板块东部同时存在两个应力场外还在贝加尔裂谷系统东北部和奥廖克马-斯塔诺夫造山系统内有相反的滑动方向[6,21,24]。

乌多坎火山区北部叠加了科达尔-乌多坎软弱带。该火山区的其余部分在Chukchudu软弱带内。Chara盆地和贝加尔裂谷系统东北的小凹陷的空间位置被认为严格地受科达尔-乌多坎软弱带控制。因此，这个地区的火山活动也与裂谷作用有关[18]。另一方面，Chukchudu软弱带的再活化显然反映了奥廖克马-斯塔诺夫造山系统的动力学作用。因此，火山活动可能受斯塔诺夫缝合线周期性碰撞派生的再活化支配[18-21]。

### 1.2 火山活动时间的确定

K-Ar法测年的结果[18,20]表明，科达尔-乌多坎和Chukchudu带不同步的火山活动可能由于贝加尔裂谷系统和奥廖克马-斯塔诺夫造山系统构造再活化的时间不一样(图3)。科达尔-乌多坎带第一次喷发产生在约14Ma与Chara盆地沉降开始同时。经过长期火山静止期

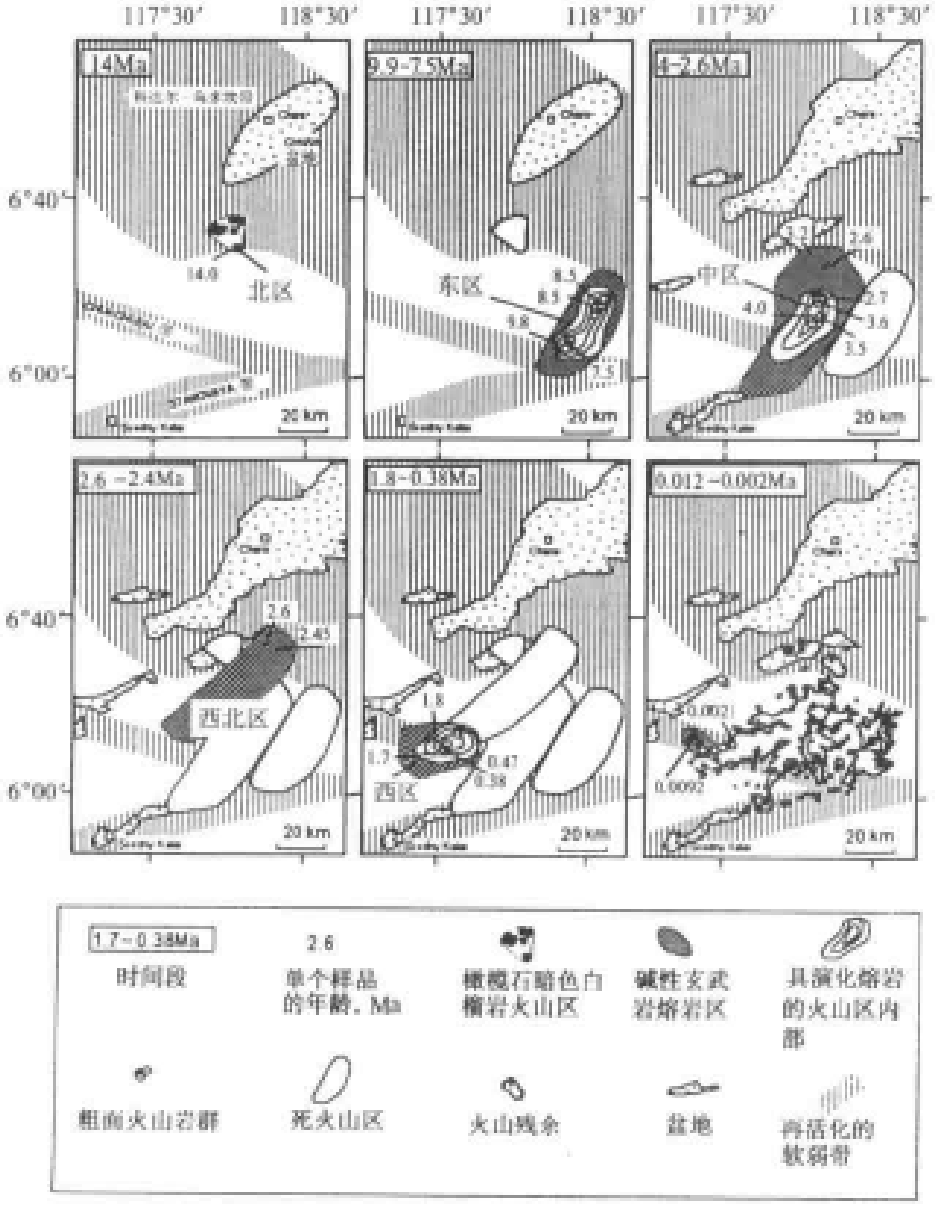



图3 乌多坎地区火山活动的时空演化

以后，再一次的喷发在 3.2～2.4Ma 之间。在 Chukchudu 带，火山活动大约在 10Ma 开始的。沿 Chukchudu 带从火山区东部到西部火山活动是逐步移动的。火山活动的时间间隔在三个不同的区内为 9.9～7.5Ma(乌多坎火山区东部)、4.0～2.6Ma(中部)和从 1.8Ma 至全新世(西部)。据$^{14}C$ 测定，乌多坎火山区内最后一次火山喷发在 12000a 至 2100a B.P. 之间。

## 2 熔岩层序

### 2.1 科达尔-乌多坎带的火山单元

该区被镁铁质和超镁铁质火山活动覆盖。在成分上，熔岩系列从橄榄石暗色白榴岩经碧玄岩、碱性橄榄石玄武岩和橄榄中长玄武岩到橄榄石拉斑玄武岩。没发现演化的熔岩。最早的单元(14Ma)有 9 个火山散布在 120km$^2$ 的面积上按地形高度在 Ingamakit 凹陷和 Lurbun 凹陷之间(图 2)。一些火山锥高达 120m。其他的三个单元属于充填早上新世剥蚀的古河谷的熔岩层。“古河谷”火山岩层的下部，熔岩流是与沉积岩透镜体互层的。Munduzhak、Ingamakit 上游和 Vakat 出露的火山岩层数从 20～40 层玄武岩层。大多数熔岩流 2～4m 厚。其中的一些超过 30m。一些研究的火山岩层地点见于图 2。下单元(3.2～27Ma)的厚度 8～100m 或更厚些。中单元(～2.6Ma)为 20～30m 厚。人们可用岩石的粗粒粗玄结构来鉴别该单元，它含大的(达 1cm)斜长石。上单元(2.6～2.4Ma)包括均匀的熔岩壳和“最高的”火山灰锥和火山渣锥。熔岩壳超过 200m。最大的火山锥 200m 高。

### 2.2 Chukchudu 带的火山单元

Chukchudu 带已区分出两类不同系列的火山岩[16]。中等碱性系列包括成分上自碱性橄榄石玄武岩经中长玄武岩(夏威夷岩)、橄榄粗安岩和歪长粗面岩到粗面岩。高碱性系列是以碧玄岩和响质碧玄岩为代表。某些碧玄岩是超镁铁质成分且显示 $Mg^{\#}$ 高达 70。所有三个火山活动幕喷出的是演化的熔岩。粗面岩质火山的形成方位在乌多坎火山区东部为 NE-SW 向，中部为南北向而西部为东西向分布(图 2)。

在该带，我们的研究集中在乌多坎火山区的中部和西部的熔岩层序上。在 Kanksa 河东边出露的乌多坎火山区中部的 Kanksa 单元(4.0～3.5Ma)为 600m 厚的地层。镁铁质和超镁铁质熔岩与火山碎屑物质互层。粗面岩熔岩流在层序的顶部和底部都产出。Turuktak 单元(～1.8Ma)有中等碱性分异系列的镁铁质成员(碱性橄榄石玄武岩和橄榄中长玄武岩)。

## 3 火山岩的化学

### 3.1 分析技术、以前的和新的地球化学数据

我们以前的研究[18]集中在乌多坎火山区北部(科达尔-乌多坎带)熔岩成分在时间上的变化。从 Munduzhak 和 Ingamakit 上游火山岩层序中选出的 34 个样品包含了所有 4 个火山单元的成分范围。主要元素及 Ni、Co 和 Cr 由 Tervuren 中非皇家博物馆和伊尔库次克地球化学研究所的 X 射线荧光分析法(XRF)分析。REE、Ba、Rb、Pb、Nb、Ta、Zr、Hf、V、W、Th 和 U 的浓度由中非皇家博物馆的感偶等离子源质谱测定法(ICP-MS)技术测定。Sr 的丰度由伊尔库次克地壳研究所和地球化学研究所用 XRF 法测定。

本次研究，科达尔-乌多次带的 Vakat 层的 10 个追加样品已经分析。Chukchudu 带火山

单元演化的熔岩地球化学在另文论及。本文的目的之一在于报道科达尔-乌多坎和Chukchudu两带中的超镁铁质和镁铁质熔岩资料。Kanksa和Turuktak单元分别有18个和8个样品。所有追加的样品用先前工作同样的技术标准进行分析。各火山单元代表性的分析结果见表1。

**表1 乌多坎火山区岩石的代表性分析结果**

| 样品号 | | ud7/18 | p258/2 | p240/2 | u-94-3 | p335/16a | p335/22 | ud3/4 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 岩石 | | OML | OT | OT | BS | BS | OT | AOB |
| 年龄/Ma | | ≈14 | 3.2～2.7 | 2.6 | 2.6～2.4 | 4～3.5 | | <1.8 |
| $SiO_2$ | | 41.99 | 47.17 | 48.66 | 45.67 | 42.80 | 47.60 | 47.52 |
| $TiO_2$ | | 2.75 | 2.00 | 2.18 | 2.73 | 2.42 | 2.00 | 2.33 |
| $Al_2O_3$ | | 11.99 | 15.55 | 16.14 | 16.60 | 13.76 | 15.12 | 15.68 |
| $Fe_2O_3$ | | 3.44 | 2.76 | 1.98 | 4.76 | 6.86 | 4.23 | 6.13 |
| FeO | | 8.08 | 8.46 | 9.41 | 7.07 | 6.16 | 6.69 | 6.55 |
| MnO | | 0.18 | 0.15 | 0.15 | 0.15 | 0.20 | 0.16 | 0.17 |
| MgO | $\frac{w_B}{\%}$ | 12.90 | 7.96 | 7.00 | 6.27 | 9.16 | 8.13 | 7.67 |
| CaO | | 11.20 | 8.50 | 9.17 | 7.24 | 11.06 | 8.61 | 8.61 |
| $Na_2O$ | | 3.22 | 2.56 | 3.15 | 4.88 | 4.06 | 3.09 | 3.94 |
| $K_2O$ | | 2.26 | 1.45 | 0.99 | 2.52 | 1.79 | 1.43 | 1.68 |
| $P_2O_5$ | | 0.79 | 0.28 | 0.24 | 0.84 | 0.84 | 0.40 | 0.47 |
| LOI | | 1.30 | 1.90 | 0.30 | 0.86 | 2.11 | 3.05 | 0.02 |
| 总计 | | 100.01 | 98.74 | 99.37 | 99.53 | 101.22 | 100.51 | 99.09 |
| Sr | | 1080 | 467 | 408 | 893 | n.d. | n.d. | 810 |
| Ba | | 838 | 434 | 248 | 608 | 719 | 407 | 517 |
| Rb | | 43 | 18.5 | 12.4 | 37 | 53.2 | 18.4 | 26 |
| Pb | | 7.4 | 5.3 | 3.76 | 10 | 5.23 | 5.24 | 7.9 |
| Nb | | 57.8 | 28.4 | 19.4 | 68 | 82.1 | 27.29 | 32.7 |
| Ta | | 4.03 | 1.85 | 1.11 | 4.5 | 4.61 | 1.77 | 2.52 |
| Zr | | 155 | 139 | 119 | 322 | 241 | 136 | 169 |
| Hf | | 4.89 | 3.98 | 3.27 | 6.3 | 5.62 | 3.91 | 5.46 |
| Ni | | 292 | 122 | 82 | n.d. | 118 | 131 | 144 |
| Co | | 79 | 71.3 | 67.1 | n.d. | 44.8 | 46 | 64 |
| Cr | | 410 | 199 | 155 | n.d. | n.d. | 201 | 155 |
| V | | 178 | 181 | 192 | 177 | 153 | 186 | 137 |
| La | | 53 | 27 | 15.9 | 48 | 70 | 24.2 | 37 |
| Ce | $\frac{w_B}{10^{-6}}$ | 101 | 56 | 36 | 91 | 141 | 53.5 | 68 |
| Pr | | 11.8 | 6.9 | 4.4 | 10.5 | 14.9 | 6.19 | 8.2 |
| Nd | | 46 | 29 | 19.5 | 40 | 56.9 | 25.9 | 34 |
| Eu | | 2.32 | 2.1 | 1.71 | 2.4 | 3.2 | 1.92 | 2.04 |
| Sm | | 8 | 6.3 | 4.95 | 7.5 | 9.68 | 5.33 | 6.7 |
| Gd | | 6.2 | 6 | 5.07 | 6.2 | 9.6 | 5.76 | 5.8 |
| Dy | | 4.42 | 5.35 | 4.67 | 4.8 | 5.98 | 4.21 | 4.93 |
| Ho | | 0.77 | 0.88 | 0.77 | 0.84 | 1.02 | 0.76 | 0.92 |
| Er | | 1.92 | 2.29 | 2 | 2.1 | 2.51 | 1.99 | 2.46 |
| Yb | | 1.44 | 1.83 | 1.62 | 1.63 | 1.89 | 1.68 | 2.09 |
| Lu | | 0.19 | 0.24 | 0.22 | 0.22 | 0.24 | 0.21 | 0.28 |
| W | | 2.34 | 1.31 | 1.61 | 1.08 | 1.96 | | 2.48 |
| Th | | 7.1 | 3.12 | 1.31 | 5.5 | 8.49 | 2.7 | 4.65 |
| U | | 2.05 | 1.41 | 0.66 | 1.55 | 2.61 | 0.91 | 1.45 |
| Y | | 17.1 | 19 | 20 | 24 | 27.4 | 19.3 | 19.9 |

### 3.2 火山岩的分类和术语

对火山岩我们根据实际的矿物成分、标准的化学成分按通用的火山岩定义和总碱-硅图

(TAS 图)[7,8]来命名。运用 TAS 图(图 4),将分析结果重新计算到总含量 100%,去掉水;科达尔-乌多坎和 Chukchudu 带的岩石按不同年龄组标绘。标准的化学成分和 $Mg^{\#}$($Mg^{\#}=100Mg/(Mg+Fe^{2+})$原子比)已经计算,假定 $Fe^{3+}$ 为全铁的 0.15。

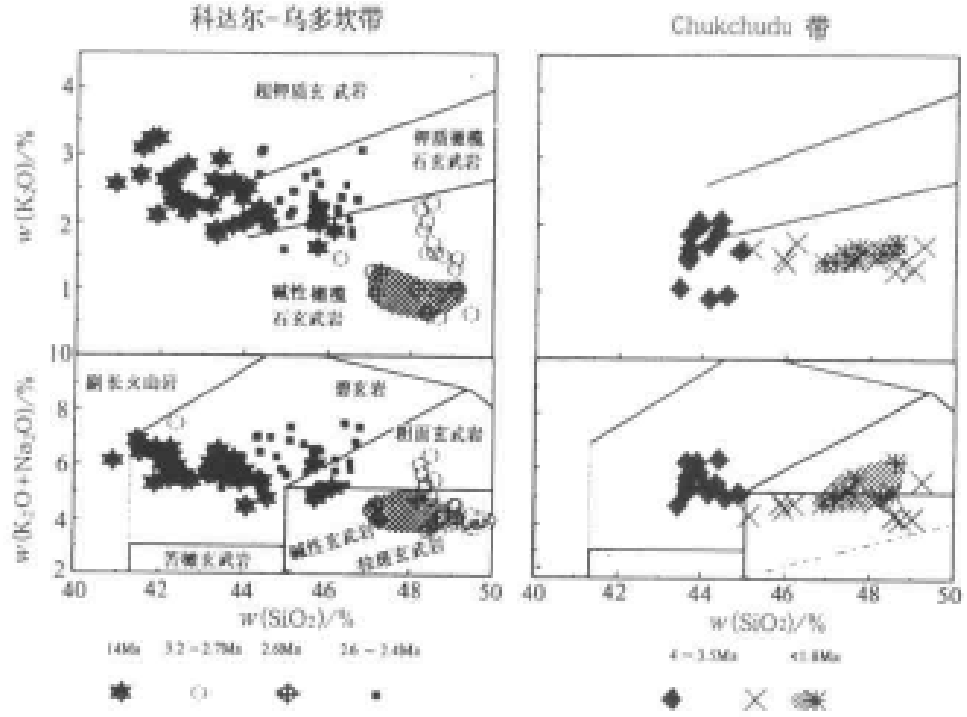



图 4 乌多坎火山区熔岩中 $w(K_2O)$、$w(K_2O+Na_2O)$对 $w(SiO_2)$在时间上的变化情况

$w(K_2O)$对 $w(SiO_2)$图中的分隔线据 Moore 和 Dodge[3,4]标绘;TAS 图上的分隔线据 LeBas 和 Streckeisen[7];M&K-McDonald 和 Katzura 线,即夏威夷群岛中分开碱性系列火山岩和拉斑玄武岩质系列火山岩的线

橄榄石暗色白榴岩(OML)是强不饱和碱性超镁铁质熔岩具标准的和普通的白榴石。在薄片中,该岩石是无长石的或极小的透长石和/或斜长石板状晶体。高达 5%标准的 Ab,可用 $Ab=100ab/(an+ab)$换算之[7]。碧玄岩(BS)是含长石的高碱性熔岩具 5%~17%标准的霞石。碱性橄榄石玄武岩(AOB)和橄榄中长玄武岩(HW)有高达 5%的霞石。前者,以 $An=100an/(an+ab)$算 An 超过 50%,后者,An 变化于 50%至 30%。在 TAS 图上,这些岩石投影在 IUGS(国际地科联)法定的粗面玄武岩和碧玄岩之间界线的两侧(图 4)。橄榄石拉斑玄武岩(OT)是标准的橄榄石紫苏辉石玄武质熔岩。在 TAS 图上,这些岩石刚好投影在夏威夷群岛碱性火山岩和拉斑玄武岩质火山岩分界的 McDonald 和 Katzura 线上。

### 3.3 主要元素

科达尔-乌多坎带的 14Ma 岩石相对较高 $Mg^{\#}$(65~71)、低氧化硅浓度和成分变化在 OML(橄榄石暗色白榴岩)和 BS(碧玄岩)之间。3.2~2.7Ma 单元以 AOB(碱性橄榄石玄武岩)占优势。BS(碧玄岩)壳具 5%~8%霞石在该单元的上部。HW(橄榄中长玄武岩)和 OT(橄榄石拉斑玄武岩)稀少。2.6Ma 单元的岩石为 OT 和具较高氧化硅的 AOB。在该级地层中也含单一的 OL(橄榄石白榴岩)熔岩流。2.6~2.4Ma 火山岩单元在成分上处于 BS 至 OL 之间。在 Chukchudu 带,Kanksa 单元的镁铁质和超镁铁质熔岩几乎都是 BS。剖面上的 6 个层位中都有 AOB 岩流和岩壳的记录。Turuktak 单元的岩石以 AOB、HW 和具 5%~8%霞

石的碧玄岩(BS)为代表。

科达尔-乌多坎带的高碱性熔岩在 $K_2O$ 对 $SiO_2$ 图(图 4)上的标绘占据了超钾质和钾质域。熔岩中包括具正长石成分达 62%的透长石巨晶。该带的中等碱性熔岩,钾含量是较低的。它们的包裹体是斜长石巨晶。在 Chukchudu 带,较低的钾含量是中等碱性和高碱熔岩两者的特征之一。后者含大量的歪长石和具正长石成分低达 8%的钠长石斑晶[16]。

### 3.4 微量元素

该火山岩的碱性特征表现为高含量的微量元素,当地幔橄榄岩熔融时与这些微量元素是不相容的。图 5 至图 9 显示结晶分异的效应、部分熔融的不同等级和源区的多相性。

### 3.5 $w(MgO)$对 $w(Rb)$的标绘图

当结晶分异时在镁铁质岩浆中的高度不相容元素(Rb、U、Th 等)的富集一般是当 MgO 含量减少时 Rb 等元素增加。$w(MgO)$对 $w(Rb)$标绘(图 5)表明科达尔-乌多坎带的 OML(橄榄石暗色的熔岩)、AOB(碱性橄榄石玄武岩)和 BS(碧玄岩)的年龄组和 Chukchudu 带的 BS、AOB 的年龄组不可能是母子关系,虽然在每一年龄组内轻微的分异作用对 $w(MgO)$与 $w(Rb)$的负相关关系是有影响的。Turuktak 单元的 AOB 没有显示分异的特征,并可与科达尔-乌多坎带熔岩的 OML 至 AOB 趋势对比。

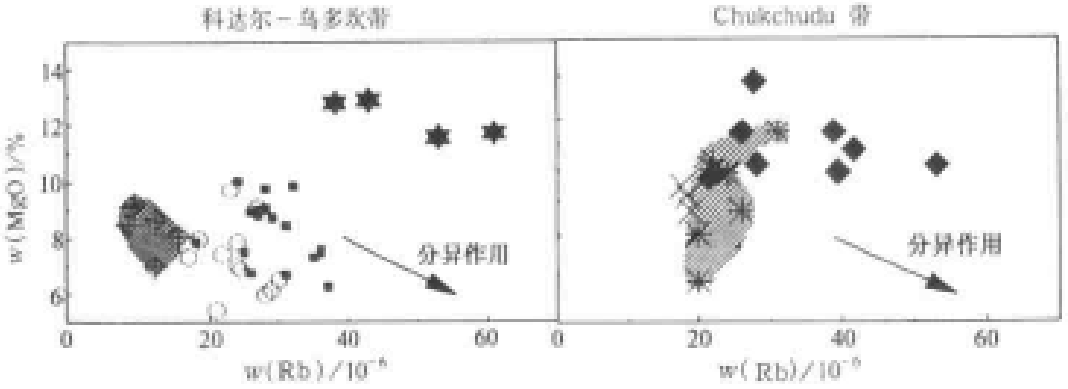



图 5 乌多坎火山区熔岩 $w(MgO)$对 $w(Rb)$在时间上的变化

符号同图 4

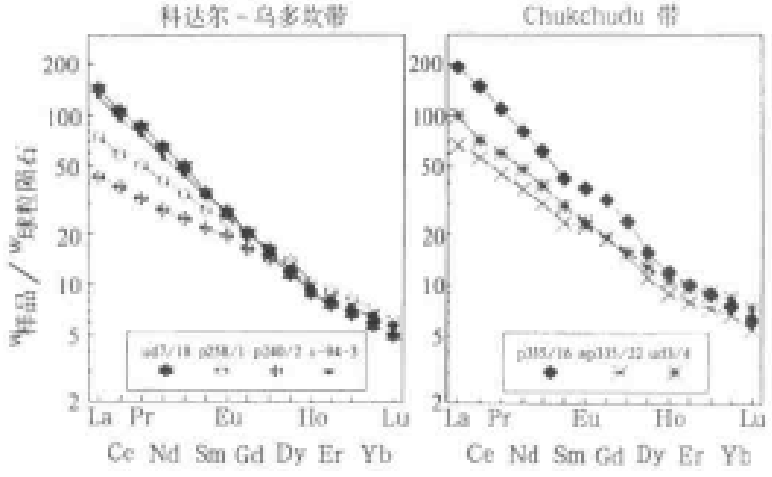



图 6 精选样品的稀土元素球粒陨石标准化模式图

标准化值据 Sun 和 McDonough[23],符号同图 4

### 3.6 稀土元素

这些火山岩单元的岩石已明确地表示在稀土元素球粒陨石标准化投影图上(图 6)。科达尔-乌多坎带最老的 OML(橄榄石暗色白榴岩,样品号 ud7/18)呈现最高含量轻稀土(LREE)和最低含量重稀土(HREE)。采自下和中古河谷(paleovalley)单元的 AOB(碱性橄榄石玄武岩,样品号 p258/2)和 OT(橄榄石拉斑玄武岩,样品号 p240/2)则表明轻稀土元素减少和重稀土元素增加。其结果是,在稀土元素模式图上 AOB、OT 和 OML 相交。上单元的 BS(碧玄岩,样品号 u-94-3)的稀土分布曲线标绘在 OML 和 AOB 之间,OML 与 BS 线相交。而 Kanksa 单元的 BS(样品号 p335/16a)和 AOB(样品号 p335/22)在稀土元素球粒陨石标准化模式图上的曲线则不相交。Turuktak 单元的 AOB(样品号 ud3/4)线重稀土元素相对增加并与 BS 线相交。具高轻稀土元素交叉的模式可能表明石榴石橄榄岩的部分熔融[2]。

石榴子石橄榄岩和尖晶石橄榄岩熔融程度的增高分别由$(La/Yb)_n$和$(Yb)_n$表示(图

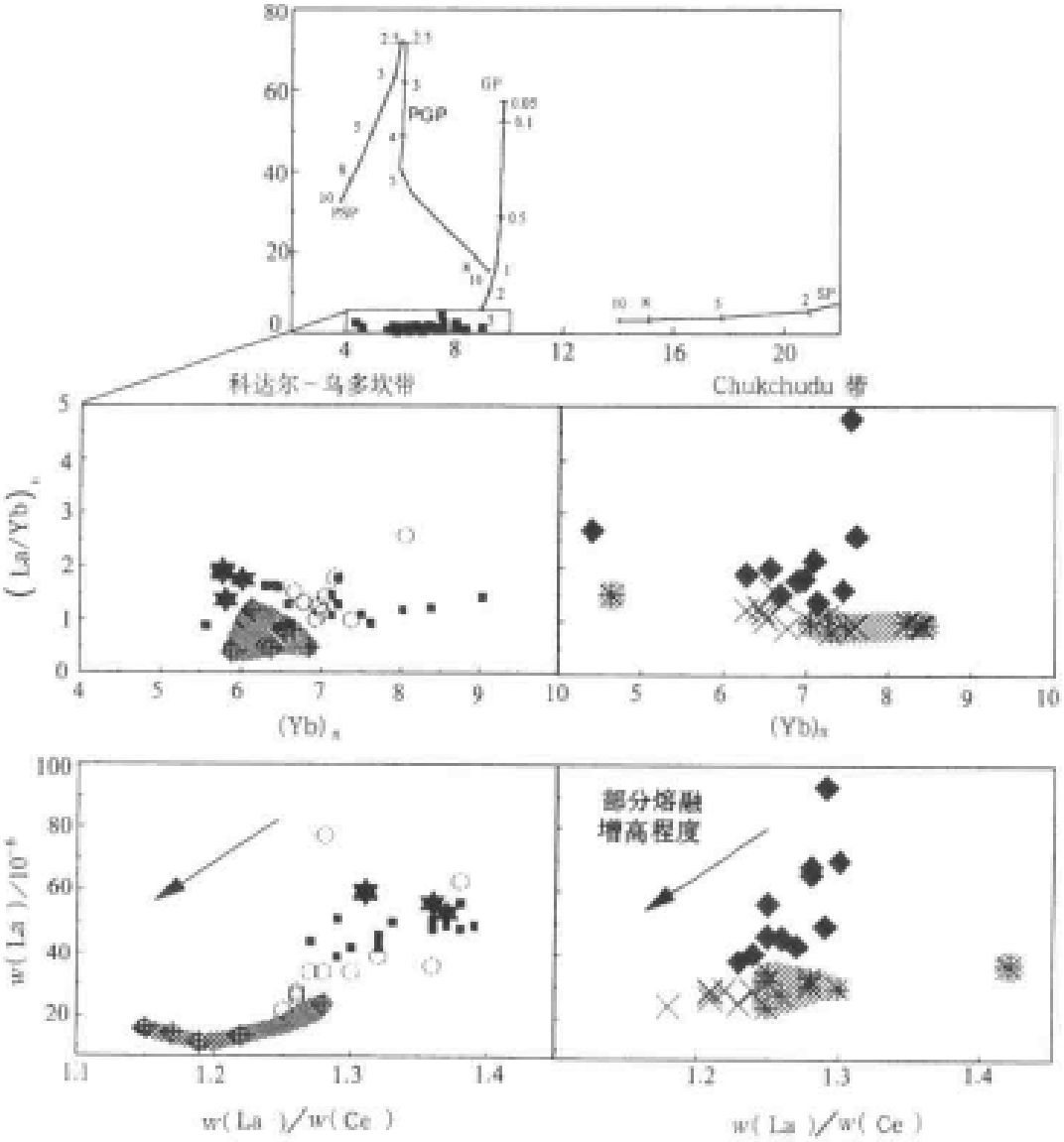



图 7 UVF 熔岩中$(La/Yb)_n$对$(Yb)_n$和 $w(La)$对 $w(La)/w(Ce)$在时间上的变化

符号同图 4。插图表明理想的地幔源地部分熔融曲线,据张等人的资料[2]。SP 尖晶石橄榄岩;GP 石榴子石橄榄岩;PSP 金云母尖晶石橄榄岩;PGP 金云母石榴子石橄榄岩

7)。在(La/Yb)$_n$对(Yb)$_n$投影图上，乌多坎火山区(UVF)熔岩占有相对高程度熔融的石榴子石橄榄岩和尖晶石橄榄岩的区域。OML(橄榄石暗色白榴岩)的高(La/Yb)$_n$和低(Yb)$_n$表明对含金云母橄榄岩流体的原始熔体的贡献。3.2～2.6Ma 熔岩(La/Yb)$_n$的大变化反映深部地幔的石榴子石相[高(La/Yb)$_n$和高(Yb)$_n$]到下地壳[低(La/Yb)$_n$和低(Yb)$_n$]岩石的熔融。很多浅部的流体是以相对高度的熔融为特征的。随同(La/Ce)$_n$比值的减小还有 La 的减小。继之(2.6～2.4Ma)岩浆幕的熔岩显示(Yb)$_n$高值的趋势可能由于尖晶石橄榄岩低熔融的影响。

比较起来，Kanksa 单元(4.0～3.5Ma)的 AOB(碱性橄榄石玄武岩)、BS(碧玄岩)确有高(La/Yb)$_n$、(La/Ce)$_n$和 La 丰度值。这可以用不同程度熔融的表现形式来解释。某些 BS 样品的高(La/Yb)$_n$值可能与石榴子石橄榄岩低度熔融的影响有关。另一些 BS 趋向于低(Yb)$_n$值或许由于含金云母橄榄岩熔融的结果。当最晚的 1.8Ma 时，岩石的熔融方式是各异的。Turuktak 单元的 AOB 显示当尖晶石橄榄岩低度流体影响时(Yb)$_n$和(La/Ce)$_n$相对增加。

### 3.7 $w$(U)对 $w$(Nb)、$w$(Pb)对 $w$(Ce)和 $w$(Y)对 $w$(Ho)的标绘图

当地幔熔融和结晶分异时 U 和 Nb、Pb 和 Ce、Y 和 Ho 有相似的性状。这些元素表明在源区多相性的变化。大洋玄武岩的 $w$(Nb)/$w$(U)比值是 47±10 而在地壳中的比值减少至 10[3,15]。大洋玄武岩的 $w$(Ce)/$w$(Pb)比值是 25±5 而在下地壳中的比值减少至 4[3,24]。全硅酸盐以 $w$(Ce)/$w$(Pb)比值以 10.7±0.5[14]为特征的。大洋玄武岩和原始地幔的 $w$(Y)/$w$(Ho)比值约为 27～28[23]，在下地壳，其比值降至 25[25]。

在 $w$(U) $w$(Nb)和 $w$(Pb)-$w$(Ce)图(图 8)上，科达尔-乌多坎带的熔岩成分处于大洋玄武岩和下地壳之间。OML(橄榄石暗色白榴岩)则标绘在开始的高碱性并向中等碱性的方向上。前者显示 Pb 含量的相对增加以及近于常量的 Ce 浓度从这点起至原始地幔的 $w$(Ce)/$w$(Pb)值。后者表明 Pb 浓度的宽范围如同 Ce 含量的减少情况一样。2.6Ma 单元 Ce 和 Pb 的丰度与 Taylor 和 McLennan 的下地壳平均值[24]接近。Chukchudu 带的熔岩则呈现另一趋势。BS(碧玄岩)的 $w$(Nb)/$w$(U)和 $w$(Ce)/$w$(Pb)两者的比值的一部分在大洋玄武岩的范围内。Kanksa 单元中的 AOB(碱性橄榄石玄武岩)与 BS 互层的上述比值则移向下地壳(或原始地幔)。Turuktak 单元较年轻的 AOB 表明更显著地移出大洋玄武岩区。

Y 和 Ho 是较相容的元素。OML(橄榄石暗色白榴岩)显示非常低的 $w$(Y)/$w$(Ho)比值[22]。科达尔-乌多坎带其他岩石的 $w$(Y)/$w$(Ho)所有比值介于 OML 和大洋玄武岩之间。2.6Ma 单元的 Y 和 Ho 的丰度与下地壳类似。相似 $w$(Y)/$w$(Ho)比值的宽范围是 Kanksa 单元岩石的特征之一。Turuktak 单元的 AOB(碱性橄榄石玄武岩)表示很显著地转向大洋玄武岩成分并且在这方面可与 OML 相比。

## 4 讨论

UVF(乌多坎火山区)熔岩的 Nd 同位素成分同他们的化学成分有关[3,18,19]。BS(碧玄岩)来源于衰减地幔($\varepsilon_{Nd}$为+4.68～+3.75)而同时 AOB(碱性橄榄石玄武岩)和 OT(橄榄石拉斑玄武岩)则含有较少衰减地幔和下地壳的成分($\varepsilon_{Nd}$为−3.69～−7.2)。在这些岩石中 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值的变化为 0.703645～0.704024。科达尔-乌多坎 2.6Ma 的 OT 的 $\varepsilon_{Nd}$最低值

(−7.2)和现有的主要元素和微量元素(图 8)表明了下地壳的影响[18]。该带的一个 BS 样品(p269/2a)显示有增富地幔($\varepsilon_{Nd}$为−3.52,$^{87}Sr/^{86}Sr$ 为 0.704349)特征。

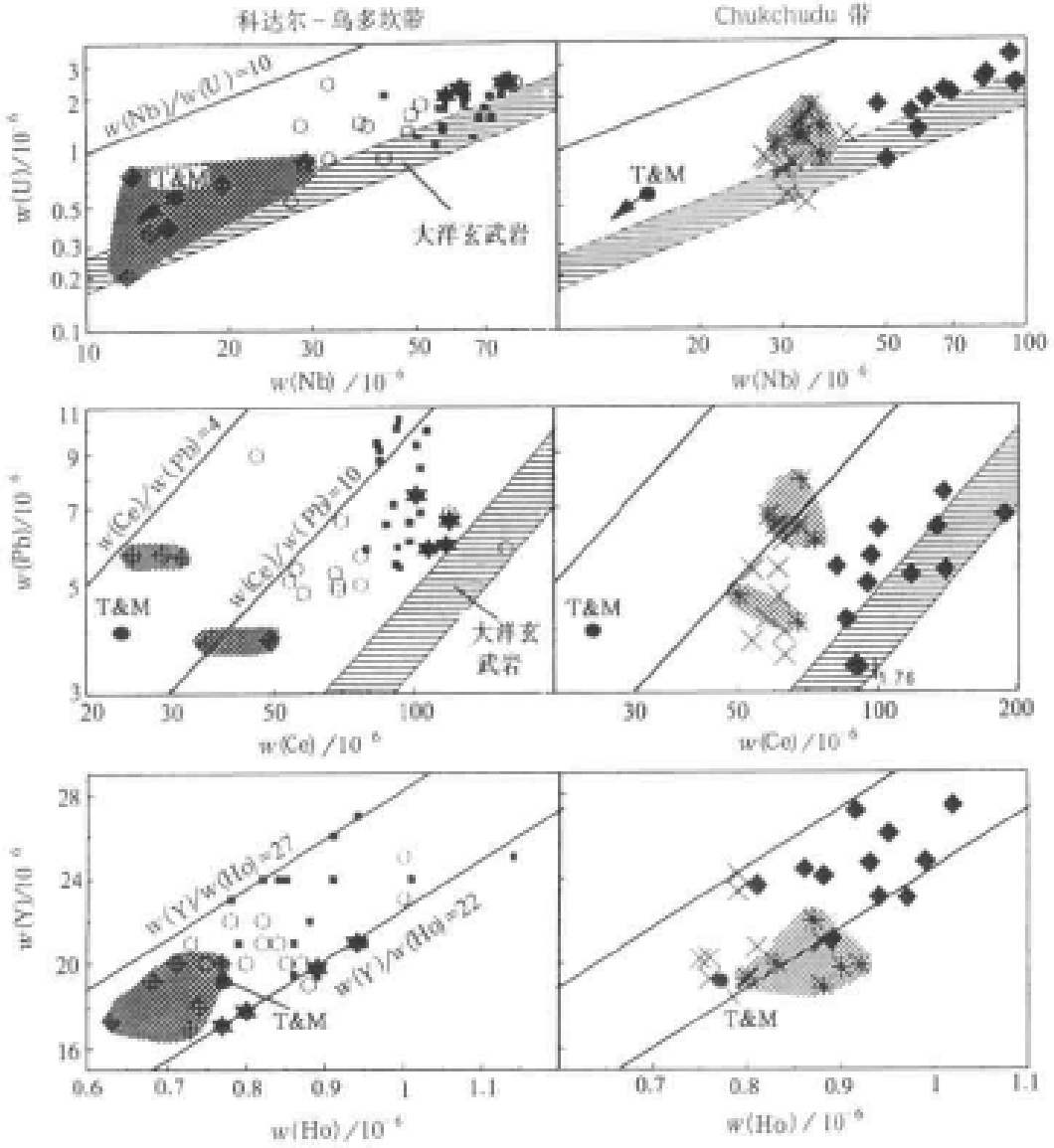



图 8　乌多坎火山区熔岩中 w(U)对 w(Nb)、w(Pb)对 w(Ce)和 w(Y)对 w(Ho)的时间变化

T & M 系根据 Taylor 和 McLennan[24]的下地壳数值。符号同图 4

科达尔-乌多坎带和 Chukchudu 带的熔岩有各种各样的铅同位素成分。前者 2.6～2.4Ma 的 BS(碧玄岩)有很多非放射成因铅($^{206}Pb/^{204}Pb$ 为 17.792～17.935,$^{207}Pb/^{204}Pb$ 为 15.430～15.491,$^{208}Pb/^{204}Pb$ 为 37.611～37.872)。3.2～2.6Ma AOB(碱性橄榄石玄武岩)和 OT(橄榄石拉斑玄武岩)的$^{207}Pb/^{204}Pb$ 比值是较低的,其范围为 15.3772～15.3800。Chukchudu 带中到东部的岩石,铅较多放射成因的[11]。在 UVF(乌多坎火山区),那里没有显著的负 $\varepsilon_{Nd}$成分和低值的$^{206}Pb/^{204}Pb$,这应该是太古宙大陆岩石圈的特征[12,26]。

科达尔-乌多坎带和 Chukchudu 带晚新生代岩浆活动现有的地球化学和同位素资料显示在成分和演化上的多样性可归因于有不同的岩石区。乌多坎山脊岩区的成因用构造构架(图 1)的发展来说明是令人满意的。科达尔-乌多坎带熔岩代表太古宙阿尔丹地盾下的地幔

物质，但部分地或全部地被元古代和可能更晚的深部构造-热的再活化作用所改造。Chukchudu 带的熔岩显示岩石圈地幔物质形成于显生宙深部对流和/或贝加尔-维季姆地体的地幔物质俯冲到阿尔丹地盾太古宙地壳下部的作用期间。

贝加尔裂谷系统的岩石圈厚度为 40～50km。这表明轴向裂谷盆地的底下，部分熔融的软流层上升到了地壳的底层[26]。这与浅部地幔和下地壳熔融的地球化学资料是一致的。乌多坎带和 Chukchudu 带两者的熔岩皆以高度部分熔融的地幔橄榄岩占优势。一些熔岩的平均成分可认为是理想的原始流体，它是由在岩浆演化过程中从无水的石榴子石橄榄岩和尖晶石橄榄岩还有含金云母(包括含角闪石)橄榄岩低度部分熔融的熔体提供的(图 7)。因此，乌多坎火山区的熔岩乃是两种或多种端员组分熔体的混合物。另一方面，某些火山幕(如 14Ma 的橄榄石暗色白榴岩和比 1.8Ma 年轻的碱性橄榄石玄武岩)的熔岩显示在地球化学上是唯一反映地幔中平衡局部熔融的成分。

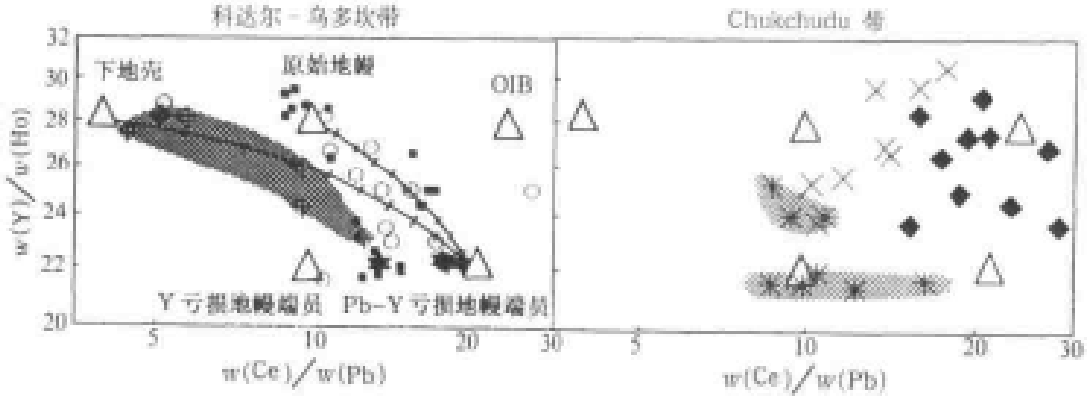



图 9　乌多坎火山区岩浆理想的端员组分 $w(Y)/w(Ho)$ 对 $w(Ce)/w(Pb)$ 图

符号同图 4。OIB(洋岛玄武岩)和原始地幔据 Sun 和 McDonough[23]，下地壳据 Taylor 和 McLennan[24]。混合线的说明见正文

可能的端员组分示于 $w(Y)/w(Ho)$ 对 $w(Ce)/w(Pb)$ 图(图 9)中。科达尔-乌多坎带的 14Ma 的 OML(橄榄石暗色白榴岩)是由衰减 Pb 和 Y($w(Y)/w(Ho)=22$；$w(Ce)/w(Pb)=20$)的岩石圈地幔派生的。$w(Ce)/w(Pb)$ 的相对减少可能表明 Y 贫化的量与 $w(Ce)/w(Pb)$ 的比值约为 10。年轻的 AOB(碱性橄榄石玄武岩)和 BS(碧玄岩)沿衰减 Pb-Y 的地幔与相对应的原始地幔之间的混合线分布。2.6Ma 的 AOB-OT(橄榄石拉斑玄武岩)则在同一组分和下地壳之间的混合线上。在 Chukchudu 带，也还是存在衰减 Pb-Y 和 Y 地幔端员组分的。在 Chukchudu 带西部最年轻的熔岩中这种情况表现很突出。和科达尔-乌多坎带相比，OIB(洋岛玄武岩)类组分在 Chukchudu 带中部占优势。同一地区的 AOB 有移向原始地幔(或下地壳)组分的趋势。

Chukchudu 带的 OIB 类岩浆可以代表岩石圈下热柱的物质。在这个问题上，火山活动从东到西持久的移动应解释为与欧亚板块在固定热柱上向东移动有关，其移动速度约 0.8cm/a[19]。

## 5　结论

乌多坎区火山活动受贝加尔裂谷系统(BRS)和奥廖克马-斯塔诺夫造山系统(OSOS)独

立的构造作用控制。前者的拉伸集中在科达尔-乌多坎软弱带，该带发生突出的构造活动和火山脉动大约在 14Ma 和 3.2～2.4Ma。碰撞导致的 OSOS 构造脉动表现在 Chukchudu 软弱带具 10～7Ma、4～2.6Ma 和 1.8Ma 至现在的火山幕。

科达尔-乌多坎带和 Chukchudu 带中种种的晚新生代岩浆活动可能由于它们发育在两个不同的岩石区中。科达尔-乌多坎带代表太古宙阿尔丹地盾地幔物质部分地或全部被元古宙或可能是后来的作用所改造。Chukchudu 带则表明岩石圈地幔物质形成于显生宙深部对流和/或贝加尔-维季姆地体地幔物质在古生代俯冲到阿尔丹地盾太古宙地壳之下时。

（刘浩龙　译，艾永德　校）

## 参 考 文 献


[1] G. S. Gusev and V. E. Hain. 1995. On relations between Baikal-Vitim, Aldan-stanovoi and Mongol-Okhotsk terranes(South of Mid-Siberia). Geotectonica, 5,68～83(*in Russian*).

[2] G. N. Hanson. 1989. An approach to the trace element modelling using a simple igneous system as an example. In: Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. B. R. Lipin and G. A. McKay(Eds.). Reviews in mineralogy, 21, 79～97.

[3] N. Harris, D. S. Coleman, S. A. Bowring, S. Rasskazov. 1996. Geochemical evidence for Lithospheric contributions to volcanism at Udokan and Vitim fields, Baikal rift, Siberia (abs.), EOS, AGU Spring Meeting, 87, S287.

[4] A. W. Hofmann. 1986. Nb in Hawaiian magmas: constraints on source composition and evolution, Chemical Geology, 57,17～30.

[5] V. S. Imaev, L. P. Imaeva, B. M. Kozmin and K. Fudzhita, 1994. Active foults and modern geodynamics of the Yakutian seismical belts. Geotectonika, 2,57～71(in Russian).

[6] L. Jolivet, K. Tamaki and M. Fournier. 1994, Japan Sea, opening history and mechanism: A synthesis, J. Geophys. Res., 99, 22237～22259.

[7] M. J. Le Bas, 1989. Nephelinitic and basanitic rocks, J. Petrology, 30, 1299～1312.

[8] M. J. Le Bas and A. L. Streckeisen. 1991, The IUGS systematics of igneous rocks, J. Geol. Soc. London, 148,825～833.

[9] N. A. Logatchev, 1993. History and geodynamics of the Lake Baikal rift in the context of the Eastern Siberia rift system: a reviw. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf. Aquitaine, 17,353～370.

[10] A. I. Melnikov, A. M. Mazukabzov, E. V. Sklyarov and E. P. Vasiljev, 1994, Baikal rift basement: structure and tectonic evolution. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf. Aquitaine, 18, 99～122.

[11] M. A. Menzies, 1989. Cratonic, circumcratonic and oceanic mantle domaines beneath the estern United States, J. Geophys. Res., 94, 7899～7915.

[12] M. A. Menzies. 1990. *Archean, Proterozoic, and Phanerozoic lithospheres*. In: *Continental mantle*. M. A. Menzies(Ed.). 67～86. Clarendon press, Oxford.

[13] Miller, S. L. Goldstein and C. H. Langmuir, 1994, Cenum/lead and lead isotope ratios in arc magmas and the enrichment of lead in the continents, Nature, 368, 514～519.

[14] J. D. Moore and F. C. W. Dodge. 1980, Late Cenozoic volcanic rocks of the southern Sierra Nevada, California: I. Geology and Petrology: summary, J. Geol. Soc. Amer. Bull., 91, 515～523.

[15] H. E. Newsom, W. M. White, K. P. Jocham and A. W. Hofmann. 1986. Siderophile and chalcophile element abundences in oceanic basalts, Pb isotope evolution and growth of the Earth's core. Earth Planet. Sci. Letters, 80, 299～313.

[16] S. V. Rasskazov. 1985. The Udokan basaltoids. Baikal Rift Zone. Novosibirsk, Nauka Publishers(in Russian).

[17] S. V. Rasskazov. 1994. Magmatism related to the Eastern Siberia rift system and the geodynamics. Bull. Cen-

tres Rech. Explor.-Prod. Elf. Aquitaine, 18, 437～452.

[18] S. V. Rasskazov, A. Boven, L. Andre, J-P. Liegeois, A. V. Ivanov, L. Punzalan, 1997, Magmatic evolution of the northeastern Baikal Rift System, Petrology(translated from Russian)5, No. 2

[19] S. V. Rasskazov, S. A. Bowring, N. Harris, J. F. Luhr, A. V. Ivanov, 1995, Variations of the Pb, Sr and Nd isotopic compositions in differentiated alkaline series from the Udokan volkanic field of the Baikal rift system (abs.) XIV simposium on isotope geochemistry. 198～199 (in Russian).

[20] S. V. Rasskazov, A. V. Ivanov, I. S. Brandt, S. B. Brandt, 1997, Migrating Late Cenozoic volcanism of the Udokan field in the structures of the Baikal and Olekma-Stanovaya systems, Dokladi Academii Nauk (in Russian).

[21] S. V. Rasskazov, N. A. Logatchev, A. V. Ivanov, 1997, Correlations of Late Cenozoic tectonic and magmatic events in the Baikal rift system and those in the southeastern Eurasian plate, Geotectonica(in Russian).

[22] S. I. Sherman and K. G. Levi, 1978, Transform faults of the Baikal rift zone and seismisity of there terminations, Tectonics and seismisity of the continental rift zones. Nauka publishers, Moscow, 7～18(in Russian).

[23] S.-S. Sun and W. F. McDonough, 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in the ocean basins. Geological Society Special Publication, 42, A. D. Sounders, M. J. Norry(Eds). 313～345.

[24] S. R. Taylor and S. M. McLennan, 1985, The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publications.

[25] S. H. Yoon and S. K. Cough, 1995, Regional strike slip in the eastern continental margin of Korea and its tectonic implicatios for the evolution of Ulleung Basin, East Sea (Sea of Japan), Geol. Cos. Am. Bull., 107, 83～97.

[26] R. E. Zartman, K. Futa, Z. C. Peng, 1991, A comparison of Sr-Nd-Pb isotopes in young and old continental lithospheric mantle: Patagonia and eastern China, Australian J. Earth Sci., 38, 545～557.

[27] M. Zhang, P. Suddaby, R. N. Thompson, M. F. Thirlwall and M. A. Menzies, 1995, Potassic volcanic rocks in NE China: Geochemical constraints on mantle source and magma genesis, Jour. Petrol., 36, 1275～1303.

[28] Y. A. Zorin, V. M. Kozhevnikov, M. R. Novoselova and E. K. Turutanov, 1989, Thickness of the lithosphere beneath the Baikal rift zone and adjacent regions, Tectonophysics, 168, 327～337.

# 中朝克拉通 2300～2400Ma 宽甸杂岩地球化学研究

## ——古元古代大陆裂谷存在吗?

孙　敏　　张　立　飞

（香港大学地球科学系）　（北京大学地质系，北京，100871）

吴　家　弘

（沈阳地质矿产研究所，沈阳，110032）

R. Kerrich

(Department of Geological Sciences, University of Saskatchewan, Saskatoon, Saskatchewan, Canada S7N 0W0)

**摘　要**　形成于 2300～2400Ma 前的宽甸杂岩完好地保留在中朝克拉通的东北部元古宙活动带内。该活动带周围为太古宙地块所限。宽甸杂岩主要由斜长角闪岩、各种片麻岩和层状花岗岩组成。地球化学研究表明该杂岩的原岩系 $\varepsilon_{Nd}$ 值为 0.26～1.94 的双峰式岩浆岩。宽甸斜长角闪岩亏损 Nb，Ta 和 Ti，富集 K，Rb 和 Pb，并相对于 Nd 和 Pb 而显著亏损 Sr，Nb/La 比值小于 1（0.3～0.8），其微量元素模式与冈瓦纳大陆裂开而形成的 Karoo 及 Tasmania 大陆溢流玄武岩相似，而这些玄武岩均具地壳污染特征。微量元素模拟计算表明宽甸片麻岩和花岗岩可由与宽甸斜长角闪岩成分相似的岩浆强烈分馏结晶而成。本研究亦显示中朝克拉通以其 2300～2400Ma 前的强烈岩浆活动与北美、欧洲、澳大利亚等许多前寒武大陆形成鲜明对比。

**关键词**　宽甸杂岩　古元古代　地球化学　大陆溢流玄武岩　中国东北

## 1　引言

在中国东北辽东半岛出露的宽甸变质杂岩保存完好，其原岩为 2300～2400Ma 前岩浆活动产生的喷出岩和侵入岩[38]。对其岩石成因及大地构造环境存在截然不同的解释。宽甸杂岩传统上被看作元古宙厚层“辽河群”的底部[25]。张秋生以“辽吉岩套”将其与辽河群的主体沉积岩区分，并认为这些变质岩浆岩源于同一母岩浆且产于优地槽环境中[47,48]。姜春潮则称之为“宽甸群”，并推测其原岩为海底火山岩及一些伴生的沉积岩[24]。另外，白瑾等人认为该杂岩为俯冲带岩浆活动的产物[5]。本研究侧重于宽甸杂岩的地球化学，探讨其岩石成因

及大地构造环境，进而以更多的数据揭示其对早前寒武纪中朝克拉通演化的意义。

大陆岩石圈主要形成于地球历史的早期[2,3]。前寒武纪可能有两次重要的地壳增生期，分别在 2600～2800Ma 和 1700～1900Ma 之间[7]，而 2400～2000Ma 间明显缺少岩浆活动。因而有人推测在古元古代 2400～2000Ma 间存在一个岩浆活动平静期[8]。1990 年以来，西非和中国的一些岩石已有这一时期的年龄报道[1,6,34,38]。因而，对于年龄为 2400～2000Ma 的岩石，例如宽甸杂岩的进一步研究将有助于我们对地壳增生和地球演化历史的认识。

## 2 地质背景

宽甸杂岩位于中朝克拉通内一条东西至北东东向的古元古代活动带内，该活动带周围为太古宙地块所限(图 1)。活动带向东延伸至朝鲜半岛，而西面则被郯庐断裂所限。早期研究将带内中高级变质岩如片麻岩和斜长角闪岩归入下部辽河群[25]。张秋生则将辽河群底部的变质火山岩，花岗岩，及其上覆的浊积岩称为辽吉岩套[47,48]。姜春潮基于在辽宁和吉林省内南北不同区域辽河群具不同的岩性且不连续，提出将中高级变质岩定为宽甸群，将其从辽河群中划分出来，该群不整合于太古宙鞍山群之上，并被辽河群不整合覆盖[24]。本文中我们将斜长角闪岩，片麻岩和共生的层状花岗岩统称宽甸杂岩。

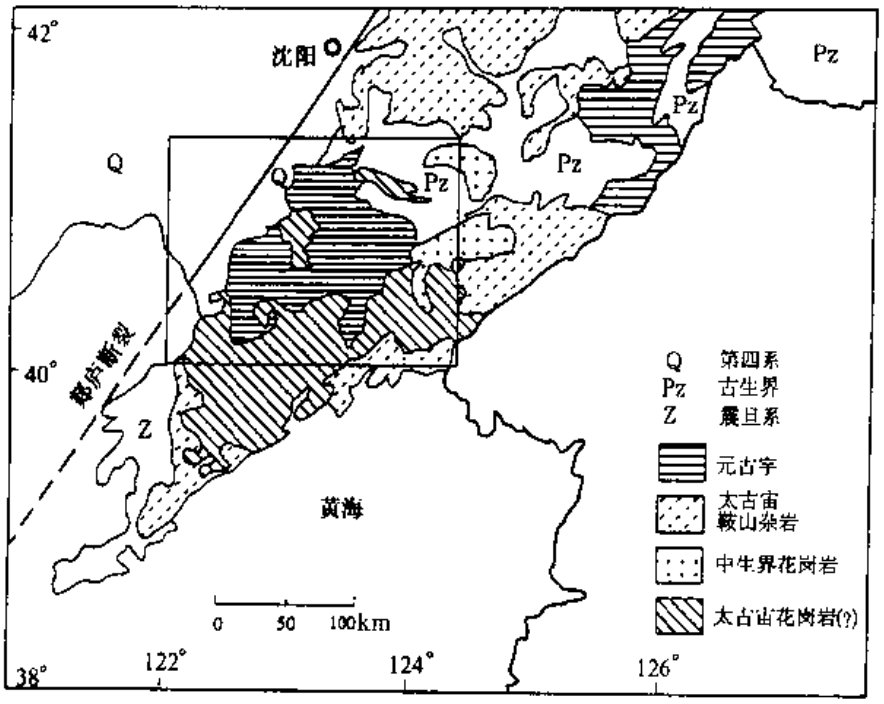



图 1 中国辽宁东部地质简图

吉林省位于 41°N 以北 126°E 以东，图 2 位于长方形范围内

宽甸杂岩主要由片麻岩、斜长角闪岩和花岗岩组成，并全部经受了斜长角闪岩相变质作用。采样位置见图 2。斜长角闪岩通常与片麻岩互层或呈透镜体赋存其内。斜长角闪岩层几米至几十米厚，与周围的片麻岩的片麻理一致。斜长角闪岩的矿物组成为中细粒角闪石＋斜长石±透辉石＋石英变晶。柱状角闪石的定向排列造成线理和片理。未见残留岩浆结构。Sun 等人认为这些斜长角闪岩的原岩为拉斑玄武岩[38]。

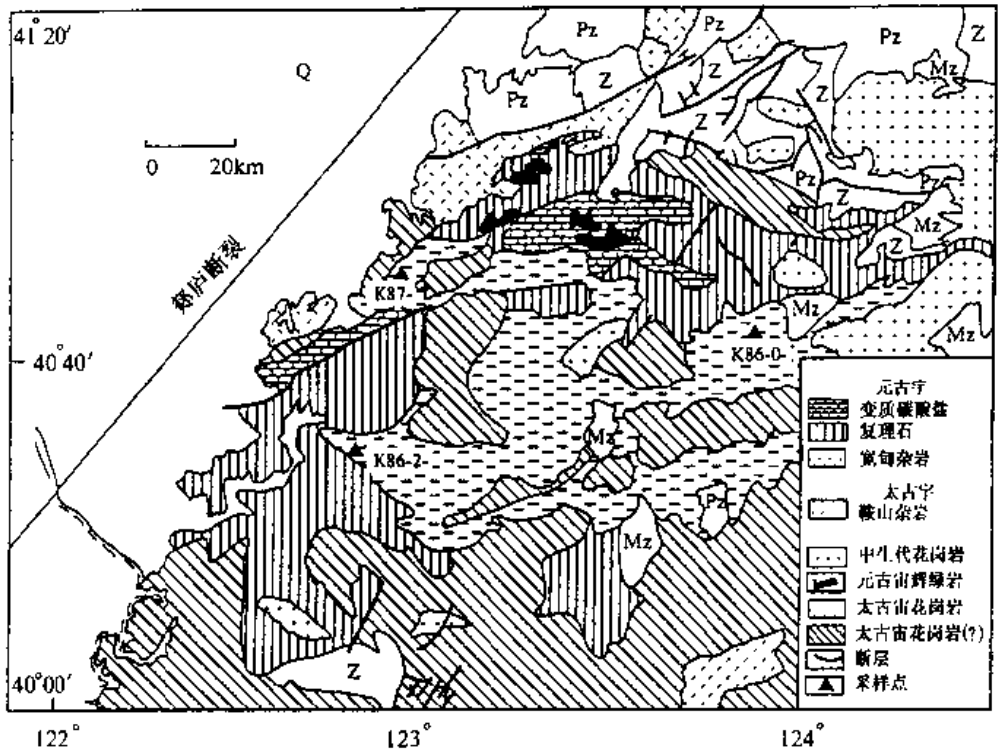



图 2　采样位置地质图

（由姜春潮，1987 未发表图简化）

宽甸片麻岩具中粒或细粒结构（后者在中国常被称为浅粒岩或变粒岩），通常与斜长角闪岩互层。片麻岩由中粒或细粒黑云母＋角闪石＋钠长石＋石英＋钾长石变晶组成。在黑云母-钠长石细粒片麻岩内可见残留斑状结构。这些片麻岩的原岩可能为英安流纹岩或流纹英安岩[47,48]。

宽甸杂岩中的花岗岩通常呈层状产出，并含斜长角闪岩包体。花岗岩与片麻岩及斜长角闪岩的关系因强烈变形变质而不清楚。张秋生认为这些岩石为整合接触[47,48]。花岗岩的主要矿物组合为微斜长石、奥长石、角闪石和石英。副矿物有磁铁矿和长宽比为 2～3 的自形锆石。宽甸花岗岩具中细粒等粒变晶结构，偶见变斑晶结构[38]。宽甸花岗岩曾被称为角闪条痕混合岩[23,24]，但现在倾向于认为是岩浆成因的花岗岩[38,48]。

由于高级变质作用和较大的分析误差，宽甸杂岩早期的同位素年代学数据分散。片麻岩的 K-Ar 数据多为 1900～1500Ma。细粒片麻岩的 Rb-Sr 等时线年龄在 2200～1900Ma 之间[46]。花岗岩中锆石的 U-Pb 上交点年龄为 2300～1800Ma[48]。近期精确的同位素数据限定宽甸杂岩形成于 2400～2300Ma 前。这一结论基于以下数据：中粒片麻岩 2400Ma±100Ma 的 Rb-Sr 等时线年龄[36]，宽甸斜长角闪岩和花岗岩的 2300Ma±100Ma 的 Sm-Nd 等时线年龄和宽甸花岗岩的 2250Ma±50Ma 的锆石 U-Pb 上交点年龄[38]。宽甸斜长角闪岩的 Nd 同位素亏损地幔模式年龄为 2460～2750Ma，宽甸花岗岩的模式年龄则为 2460～2750Ma[38]。

## 3　数据结果

主量元素由 X 射线荧光光谱分析。微量元素由 Saskatchewan 大学的 Perkin Elmer Elan

**表 1　宽甸杂岩主量和微量元素数据**

| 样品 | | K86031 | K86083 | K86244 | K86245 | K86246 | K86247 | K87087 | K87137 | K86110 | K86112 | K86195 | K86197 | K86199 | K86202 | K870191 | K86027 | K86086 | K86088 | K86090 | K86176 | K86178 | K86190 | K86191 | K86193 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | | 47.4 | 50.4 | 48.9 | 53.2 | 49.1 | 54.3 | 52.2 | 58.2 | 66.5 | 67.6 | 80.6 | 74.8 | 75.6 | 72.0 | 74.4 | 74.7 | 72.8 | 73.9 | 74.1 | 73.4 | 74.2 | 74.3 | 73.8 | 75.2 |
| $TiO_2$ | | 1.27 | 1.29 | 1.05 | 1.07 | 0.95 | 0.65 | 0.79 | 0.44 | 0.47 | 0.44 | 0.24 | 0.18 | 0.29 | 0.28 | 0.38 | 0.27 | 0.31 | 0.30 | 0.30 | 0.28 | 0.30 | 0.27 | 0.58 | 0.29 |
| $Al_2O_3$ | | 13.0 | 14.7 | 15.3 | 14.5 | 14.4 | 15.6 | 14.1 | 13.3 | 16.9 | 15.6 | 8.89 | 13.2 | 12.2 | 13.7 | 11.9 | 11.4 | 11.8 | 11.7 | 11.6 | 12.2 | 12.1 | 12.3 | 12.4 | 12.2 |
| $Fe_2O_3$ | | 12.4 | 14.1 | 12.7 | 12.3 | 11.8 | 11.3 | 12.9 | 8.44 | 4.11 | 4.47 | 2.37 | 1.97 | 2.73 | 3.43 | 4.06 | 4.40 | 4.80 | 4.50 | 4.70 | 4.59 | 4.34 | 3.44 | 3.64 | 3.61 |
| MnO | | 0.17 | 0.25 | 0.18 | 0.23 | 0.20 | 0.11 | 0.21 | 0.18 | 0.06 | 0.08 | 0.06 | 0.05 | 0.06 | 0.10 | 0.02 | 0.07 | 0.09 | 0.07 | 0.07 | 0.06 | 0.03 | 0.05 | 0.04 | 0.03 |
| MgO | $\frac{w_B}{\%}$ | 6.69 | 6.04 | 6.65 | 6.17 | 8.99 | 3.10 | 6.25 | 6.71 | 1.81 | 1.69 | 0.81 | 0.62 | 1.14 | 1.39 | 0.20 | 0.10 | 0.04 | 0.06 | 0.05 | 0.10 | 0.18 | 0.11 | 0.06 | 0.09 |
| CaO | | 8.96 | 9.65 | 10.3 | 8.38 | 11.3 | 6.38 | 10.1 | 7.49 | 2.04 | 2.88 | 0.69 | 1.20 | 0.35 | 2.29 | 0.14 | 0.53 | 1.28 | 0.63 | 1.06 | 0.24 | 0.30 | 0.90 | 1.03 | 0.19 |
| $Na_2O$ | | 2.00 | 2.41 | 2.38 | 2.43 | 2.21 | 2.16 | 0.90 | 2.79 | 1.76 | 1.92 | 1.53 | 3.56 | 1.61 | 3.20 | 1.46 | 3.30 | 3.17 | 3.37 | 3.95 | 3.43 | 3.60 | 3.45 | 3.63 | 3.45 |
| $K_2O$ | | 1.06 | 1.07 | 2.46 | 1.56 | 0.96 | 4.73 | 0.34 | 1.15 | 4.20 | 4.10 | 3.91 | 3.75 | 4.01 | 2.51 | 6.81 | 5.16 | 5.68 | 5.34 | 4.18 | 5.21 | 4.83 | 4.77 | 4.90 | 4.87 |
| $P_2O_5$ | | 0.15 | 0.11 | 0.10 | 0.14 | 0.08 | 0.14 | 0.11 | 0.28 | 0.17 | 0.16 | 0.06 | 0.07 | 0.10 | 0.08 | 0.09 | 0.03 | 0.04 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.03 |
| $H_2O$ | | nd | 0.85 | 0.42 | nd | 0.85 | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | 0.35 | 0.21 | 0.37 | nd | nd | nd | nd | nd | nd |
| V | | 300 | 282 | 185 | 266 | 176 | 310 | 307 | 129 | 52.59 | 54.7 | 32.9 | 19.4 | 51.1 | 27.0 | 20.6 | 27.0 | 34.1 | 29.7 | 22.3 | 3.16 | 1.89 | 3.03 | 1.54 | 8.69 |
| Rb | | 48.7 | 91.5 | 132 | 31.1 | 29.5 | 28.9 | 17.0 | 64.3 | 174 | 199 | 155 | 104 | 284 | 177 | 202 | 149 | 219 | 201 | 159 | 147 | 164 | 194 | 183 | 158 |
| Sr | | 383 | 293 | 226 | 204 | 212 | 261 | 244 | 367 | 208 | 287 | 113 | 168 | 108 | 220 | 49.1 | 63.6 | 83.9 | 75.9 | 107 | 45.0 | 26.3 | 99.6 | 79.1 | 51.1 |
| Y | | 20.7 | 15.4 | 18.0 | 20.4 | 16.1 | 23.4 | 16.8 | 14.0 | 38.2 | 30.4 | 14.8 | 23.7 | 11.2 | 15.1 | 21.1 | 48.6 | 57.5 | 48.1 | 52.6 | 35.8 | 46.6 | 52.4 | 59.1 | 49.4 |
| Zr | | 66.8 | 56.0 | 75.0 | 76.2 | 60.1 | 90.7 | 74.1 | 109 | 218 | 196 | 99.2 | 148 | 101 | 169 | 244 | 367 | 263 | 263 | 365 | 313 | 307 | 275 | 324 | 329 |
| Nb | | 6.16 | 3.12 | 5.02 | 5.83 | 5.01 | 7.14 | 4.32 | 5.10 | 20.7 | 16.9 | 8.32 | 11.6 | 10.5 | 13.6 | 13.1 | 20.6 | 25.9 | 24.2 | 25.2 | 21.4 | 21.6 | 22.5 | 24.3 | 22.2 |
| Ba | | 1070 | 482 | 210 | 215 | 137 | 156 | 101 | 426 | 722 | 883 | 1013 | 962 | 1325 | 833 | 728 | 803 | 1093 | 936 | 681 | 985 | 685 | 879 | 968 | 863 |
| Hf | | 1.91 | 1.62 | 2.04 | 2.47 | 1.62 | 2.87 | 1.83 | 3.01 | 6.33 | 5.11 | 2.62 | 3.93 | 2.49 | 4.49 | 6.64 | 8.85 | 7.73 | 8.68 | 9.35 | 8.51 | 7.85 | 7.55 | 8.68 | 8.49 |
| Ta | | 0.37 | 0.20 | 0.27 | 0.35 | 0.22 | 0.47 | 0.27 | 0.40 | 1.40 | 1.13 | 0.58 | 1.25 | 0.74 | 1.02 | 0.85 | 1.23 | 1.84 | 1.68 | 1.75 | 1.42 | 1.39 | 1.85 | 1.71 | 1.58 |
| Pb | | 6.95 | 13.5 | 2.47 | 7.95 | 3.63 | 6.15 | 13.3 | 11.1 | 7.79 | 12.1 | 25.6 | 20.2 | 17.2 | 25.5 | 5.16 | 5.76 | 9.09 | 9.85 | 6.56 | 5.36 | 5.36 | 8.26 | 6.24 | 12.4 |
| Th | | 1.59 | 1.55 | 2.06 | 2.98 | 1.62 | 1.30 | 1.70 | 9.49 | 24.3 | 19.9 | 8.64 | 26.5 | 13.3 | 16.4 | 13.4 | 18.4 | 14.8 | 19.4 | 22.0 | 19.7 | 16.6 | 26.5 | 17.6 | 20.2 |
| U | | 0.45 | 0.30 | 0.38 | 0.70 | 0.32 | 0.40 | 0.41 | 1.27 | 6.78 | 4.78 | 2.50 | 4.62 | 2.24 | 1.77 | 2.67 | 1.88 | 1.56 | 1.95 | 0.96 | 1.79 | 2.29 | 3.23 | 3.27 | 2.57 |
| La | $\frac{w_B}{10^{-6}}$ | 9.80 | 6.03 | 8.24 | 10.7 | 5.97 | 15.5 | 10.7 | 17.8 | 68.6 | 54.6 | 17.9 | 35.8 | 11.5 | 30.6 | 48.0 | 77.7 | 40.4 | 53.0 | 97.1 | 49.2 | 52.2 | 85.0 | 66.1 | 52.8 |
| Ce | | 21.8 | 14.0 | 19.1 | 25.5 | 15.0 | 35.5 | 23.4 | 41.6 | 135 | 105.9 | 38.8 | 77.2 | 48.7 | 89.8 | 100 | 154 | 86.4 | 106 | 208 | 81.6 | 98.3 | 156 | 121 | 96.1 |
| Pr | | 2.95 | 1.96 | 2.74 | 3.23 | 2.22 | 4.54 | 2.99 | 4.12 | 14.5 | 12.8 | 3.75 | 7.76 | 2.80 | 6.23 | 11.5 | 14.6 | 10.6 | 12.2 | 21.9 | 13.6 | 14.0 | 18.8 | 15.15 | 12.9 |
| Nd | | 12.7 | 8.86 | 12.4 | 13.7 | 10.5 | 19.3 | 12.4 | 15.4 | 49.3 | 45.2 | 13.8 | 25.3 | 9.97 | 21.6 | 39.1 | 51.4 | 43.9 | 47.4 | 78.1 | 50.1 | 53.0 | 66.0 | 47.9 | 45.4 |
| Sm | | 3.39 | 2.30 | 3.08 | 3.66 | 2.75 | 5.01 | 2.77 | 3.32 | 9.41 | 8.30 | 2.41 | 4.58 | 2.01 | 3.82 | 5.93 | 8.34 | 9.43 | 9.15 | 12.3 | 9.41 | 10.6 | 10.8 | 10.1 | 8.39 |
| Eu | | 1.28 | 0.82 | 0.99 | 1.18 | 0.90 | 1.76 | 0.94 | 0.96 | 1.09 | 1.05 | 0.50 | 0.63 | 0.36 | 0.60 | 1.11 | 1.04 | 1.49 | 1.47 | 1.47 | 1.62 | 1.84 | 1.57 | 1.58 | 1.26 |
| Gd | | 4.32 | 2.81 | 3.48 | 4.47 | 3.17 | 5.81 | 3.19 | 3.14 | 8.09 | 7.24 | 2.29 | 3.84 | 2.04 | 3.26 | 4.58 | 6.79 | 9.94 | 9.03 | 10.5 | 7.57 | 9.36 | 10.3 | 10.3 | 6.58 |
| Tb | | 0.66 | 0.46 | 0.56 | 0.67 | 0.53 | 0.89 | 0.48 | 0.43 | 1.12 | 0.94 | 0.33 | 0.54 | 0.27 | 0.41 | 0.58 | 0.96 | 1.62 | 1.32 | 1.50 | 1.14 | 1.30 | 1.44 | 1.56 | 0.96 |
| Dy | | 4.34 | 3.11 | 3.82 | 4.23 | 3.42 | 5.62 | 3.32 | 2.72 | 6.98 | 6.08 | 2.31 | 3.25 | 1.81 | 2.70 | 3.03 | 6.70 | 10.9 | 8.79 | 9.65 | 7.13 | 8.14 | 8.87 | 10.4 | 5.72 |
| Ho | | 0.92 | 0.64 | 0.72 | 0.86 | 0.67 | 1.12 | 0.67 | 0.54 | 1.40 | 1.16 | 0.48 | 0.65 | 0.40 | 0.52 | 0.51 | 1.27 | 2.26 | 1.77 | 1.83 | 1.37 | 1.62 | 1.76 | 2.07 | 1.15 |
| Er | | 2.70 | 1.86 | 2.09 | 2.37 | 1.89 | 3.08 | 2.05 | 1.51 | 4.08 | 3.44 | 1.40 | 2.02 | 1.31 | 1.68 | 1.45 | 3.55 | 6.82 | 5.39 | 5.46 | 4.05 | 4.50 | 5.17 | 6.04 | 3.27 |
| Tm | | 0.39 | 0.28 | 0.31 | 0.34 | 0.27 | 0.45 | 0.29 | 0.21 | 0.59 | 0.52 | 0.22 | 0.30 | 0.21 | 0.29 | 0.22 | 0.59 | 0.98 | 0.80 | 0.76 | 0.60 | 0.74 | 0.75 | 0.85 | 0.49 |
| Yb | | 2.49 | 1.62 | 1.88 | 2.14 | 1.65 | 2.81 | 1.96 | 1.46 | 3.60 | 3.06 | 1.29 | 2.03 | 1.33 | 1.98 | 1.42 | 3.67 | 6.45 | 5.48 | 4.71 | 4.11 | 4.55 | 4.97 | 5.44 | 3.18 |
| Lu | | 0.38 | 0.25 | 0.26 | 0.31 | 0.24 | 0.41 | 0.28 | 0.21 | 0.49 | 0.42 | 0.21 | 0.30 | 0.21 | 0.31 | 0.21 | 0.63 | 0.91 | 0.73 | 0.67 | 0.65 | 0.75 | 0.73 | 0.80 | 0.47 |

斜长角闪岩样品：K86031，K86083，K86244，K86245，K86246，K86247，K87087，K87137；片麻岩样品：K86110，K86112，K86195，K86197，K86199，K86202，K870191；花岗岩样品：K86027，K86086，K86088，K86090，K86176-K86178，K86190，K86191，K86193。

5000 ICPMS 测试。为确保锆石等副矿物的完全溶解，采用 $Na_2O_2$ 碱熔法分析高场强元素，而其它微量元素则用 HF-$HNO_3$ 溶解法分析。分析程序见 Sun and Kerrich[39]。

宽甸斜长角闪岩，片麻岩和花岗岩的主量与微量元素数据列于表 1。在 $SiO_2$ 对 $K_2O+Na_2O$ 图解中，三种岩石样品均显示低碱特征，因缺少 $w(SiO_2)=58\%\sim66\%$ 的中性成分（表 1）而呈双峰式分布[37]。

宽甸斜长角闪岩的 $SiO_2$ 含量变化于 47%～54%之间，但有一个样品为 58%。在 AFM 图解中，宽甸斜长角闪岩落于拉斑玄武岩区域[38]。宽甸片麻岩的 $SiO_2$ 含量变化于 66%～88%，在 Cox 等人的全碱对二氧化硅火山岩分类图解中样品落在英安岩和流纹岩区[19]。宽甸花岗岩的 $SiO_2$ 含量为 73%～75%，而全碱氧化物含量为 8%～9%。在 Ab-An-Or 图解中，宽甸花岗岩落入花岗岩区[38]。

三种岩石类型主量元素的相关性十分明显，例如在 $(MgO-FeO)$-$(K_2O+Na_2O)$-CaO 三角图解中呈线性趋势（图 3），暗示可能的成因联系。

在原始地幔标准化图解中，宽甸斜长角闪岩显示 Nb、Ta 和 Ti 明显亏损，而 K、Rb 和 Pb 则富集（图 4），其球粒陨石标准化的稀土模式为轻稀土稍有富集，$(La/Yb)_N=2.7\sim3.8$。斜长角闪岩样品没有或微具负 Eu 异常。

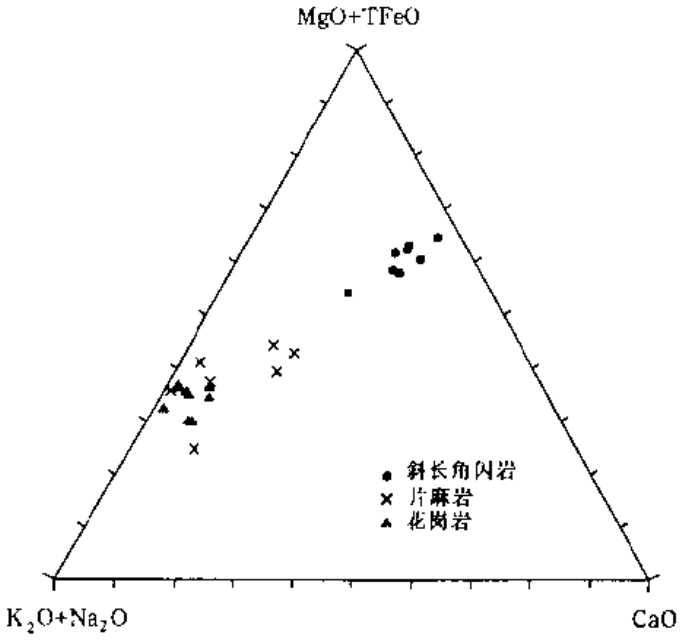



图 3　宽甸斜长角闪岩、片麻岩和花岗岩的 $(MgO-\Sigma FeO)$-$(K_2O+Na_2O)$-CaO 图解

片麻岩富集 K、Rb、Th、U、Cs 和 Pb，并亏损 Nb、Ta、Ti 和 Sr（图 4），其球粒陨石标准化的稀土模式为轻稀土高度富集，$(La/Yb)_N=2.7\sim21.7$，并具明显的负 Eu 异常，$\delta Eu=0.38\sim0.84$。

宽甸花岗岩强烈亏损 Nb、Ta、Sr 和 Ti，并富集 Rb、Th、K 和 Pb（图 4）。花岗岩的微量元素模式与加拿大纽芬兰 Topsails terrane 的 A 型花岗岩相似[41]。宽甸花岗岩极为富集轻稀土，$(La/Yb)_N=2.7\sim17.2$，亦具显著的负 Eu 异常，$\delta Eu=0.36\sim0.59$。

总的来说，虽然宽甸杂岩的三种岩石具有不同的微量元素含量，但都具有亏损 Nb、Ta 和 Ti，而富集 K、Rb 和 Pb 的模式。这一切也都暗示着宽甸杂岩的成因联系。

## 4　讨论

### 4.1　斜长角闪岩

张秋生等依据岩石组合认为宽甸斜长角闪岩的原岩为拉张环境形成的幔源拉斑玄武岩[45]。而姜春潮等主要依据野外产状认为斜长角闪岩原属海洋火山沉积建造[24]。白瑾等则

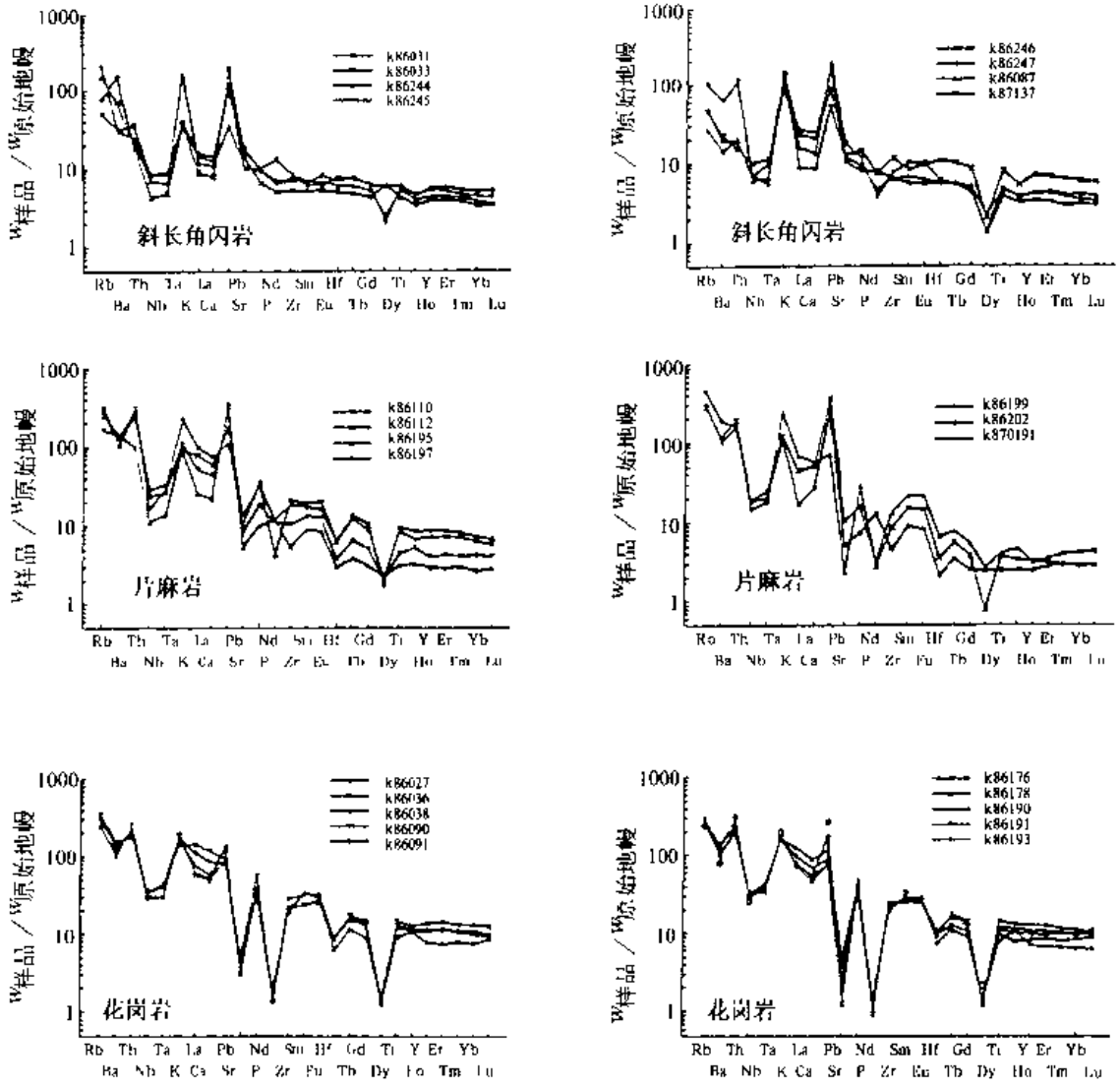



图 4　宽甸斜长角闪岩、片麻岩和花岗岩原始地幔标准化的微量元素图解

标准化数值见[40]

提出斜长角闪岩的原岩为岛弧火山岩[5]。

宽甸斜长角闪岩富集 LILE，但亏损 Nb、Ta 和 Ti，其 Nb/La 比均小于 1(0.3～0.8)。Nb 和 Ta 的亏损以及 K 和 Pb 的富集为岛弧玄武岩和遭受大陆物质污染的溢流玄武岩的普遍特征[4,40,42]，但两者 Sr 的含量极不相同。前者富集而后者亏损 Sr[40]。Sr 相对于 Pb 和 Nd 的富集被认为是岛弧玄武岩的典型特征[17,29]。宽甸斜长角闪岩却相对于 Pb 和 Nd 而亏损 Sr。不具备或轻微负 Eu 异常也与岛弧玄武岩不符。其微量元素特征与 Karoo，Tasmania 和 Parana 玄武岩相似，而这些玄武岩成因上与冈瓦纳大陆裂解有关，并经受地壳污染(图 5)。

宽甸斜长角闪岩的较高 K 含量可能源于变质或交代作用，而低 Ti 则恐怕与钛铁矿结晶有关。因此我们推断宽甸斜长角闪岩的原岩为经受污染的大陆溢流玄武岩。

宽甸斜长角闪岩的 $Mg'$ 值[$Mg/(Mg+Fe^{2+})$]为 0.50～0.65，只有一个 0.39 除外。宽甸斜长角闪岩也具低 Ni[$(42\sim109)\times10^{-6}$]和低 Cr[$(97\sim534)\times10^{-6}$]的特征[38]。这些均为大陆溢流玄武岩的普遍特征[参考文献[4]及其所引文献]，亦表明宽甸斜长角闪岩的原岩为演化岩浆。

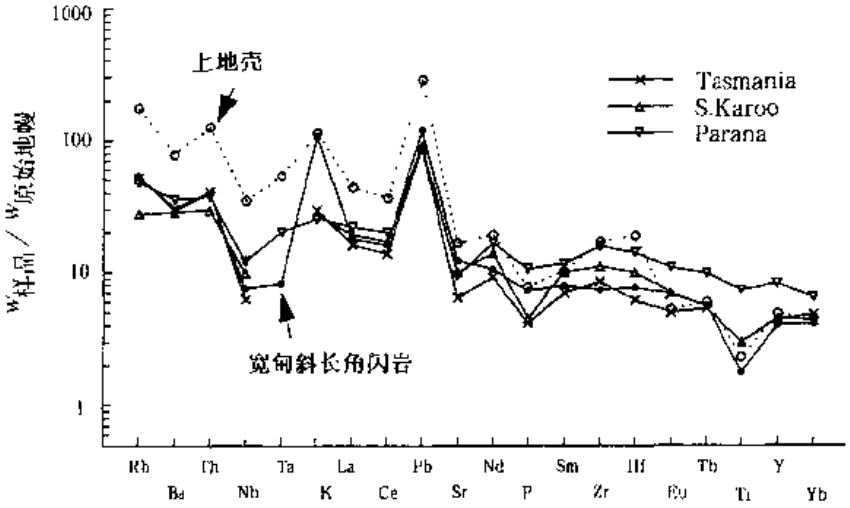



图 5　宽甸斜长角闪岩(本文平均值)

S. Karoo(数据见[10],[13]),Parana(数据见[15],[16]),和 Tasmania 玄武岩(数据见[17])原始地幔标准化的微量元素图解;上地壳包括在内以便对比,数据见[41]

在 $\varepsilon_{Nd}$对时间图解中(图 6),宽甸杂岩与中朝克拉通太古宙幔源岩石相比亏损较少,宽甸斜长角闪岩的初始$^{143}Nd/^{144}Nd$ 和$^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值均与 Karoo, Parana, Ferrar and Tasmanian 玄武岩相似。这些南半球玄武岩的放射成因 Pb 含量都高于太平洋和北大西洋玄武岩,显示所谓 Dupal 异常[11,12,14]。Dupal 异常通常被解释为亏损地幔遭受俯冲于泛大陆之下的沉积物污染的结果[40,49]。Menzies 和 Kyle[27]提出 Ferrar 和其它具 Dupal 异常的南半球溢流玄武岩源于亏损地幔(DMM)与重循环地壳组分的混合。在$^{207}Pb/^{204}Pb$ 对$^{206}Pb/^{204}Pb$ 及$^{208}Pb/^{204}Pb$对$^{206}Pb/^{204}Pb$ 图解中,宽甸斜长角闪岩的一个斜长石样品亦显示放射成因 Pb 含量高的特征[35,38]。我们认为这是地壳污染的证据。

Hart 讨论了 Dupal 异常并指出该异常主要在南半球 30°S 附近出现,其历史可能追溯到

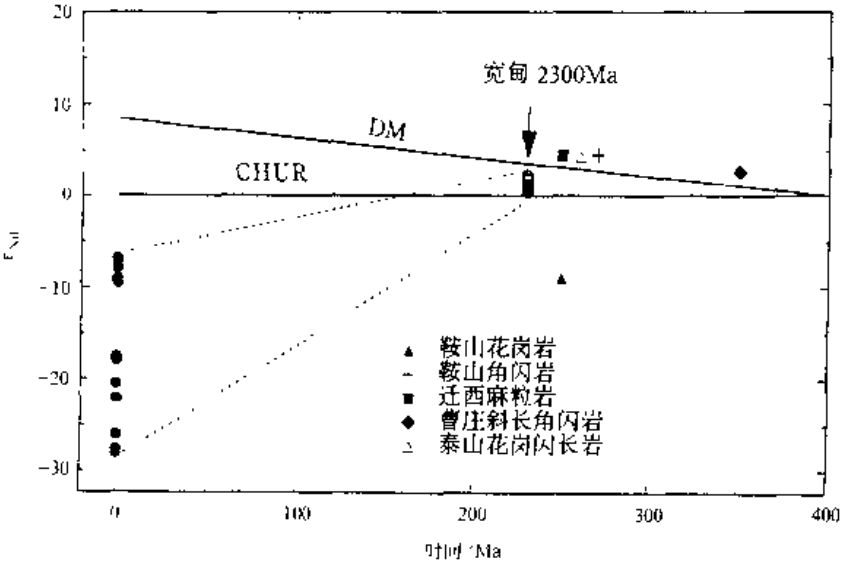



图 6　宽甸斜长角闪岩和花岗岩 $\varepsilon_{Nd}$与时间图解

宽甸斜长角闪岩和花岗岩数据见[38],中朝克拉通太古宙岩石包括在内以便对比(数据见[18];[19];[20];[22];[32])

太古宙[14]。近期一些研究表明该异常也在北半球出现，例如菲律宾、日本海和华南盆地[28,33,43]。如果2300～2400Ma的宽甸杂岩具有Dupal异常，这将提出诸如中朝克拉通在古元古代的地理位置，该异常的大地构造意义等问题。即使不涉及这些意义重大的问题，我们也至少可以推断宽甸斜长角闪岩的母岩浆源于被污染的地幔，可能与地壳重循环有关。这可能说明现今方式的幔-壳循环大概已至少进行了2300～2400Ma。

### 4.2 斜长角闪岩、花岗岩和片麻岩

主量元素和微量元素均表明宽甸斜长角闪岩，花岗岩和片麻岩具有成因联系。宽甸斜长角闪岩和花岗岩的$\varepsilon_{Nd}$值变化很小(分别为0.70～1.94和0.26～1.85)，而且数据点形成一条Sm-Nd等时线[38]。这也支持以上解释。宽甸片麻岩和花岗岩在$w(Rb)$-$w(Y+Nb)$对$w(Nb)$-$w(Y)$图解中落于板内区[38]。因此我们认为双峰式岩浆活动发生于坳拉槽环境。

片麻岩和花岗岩的岩浆或为玄武岩浆结晶分异的结果，或为地壳底部玄武岩浆底垫并固结后部分重熔的产物。部分重熔无法解释片麻岩和花岗岩的Sr和Eu的亏损，因为斜长石含有极高的Sr和Eu，且不可能为残留相。宽甸斜长角闪岩、花岗岩和片麻岩的$w(Nb)/w(Yb)$值与$w(La)/w(Yb)$值呈正相关，可由结晶分异作用加以解释(图7)。

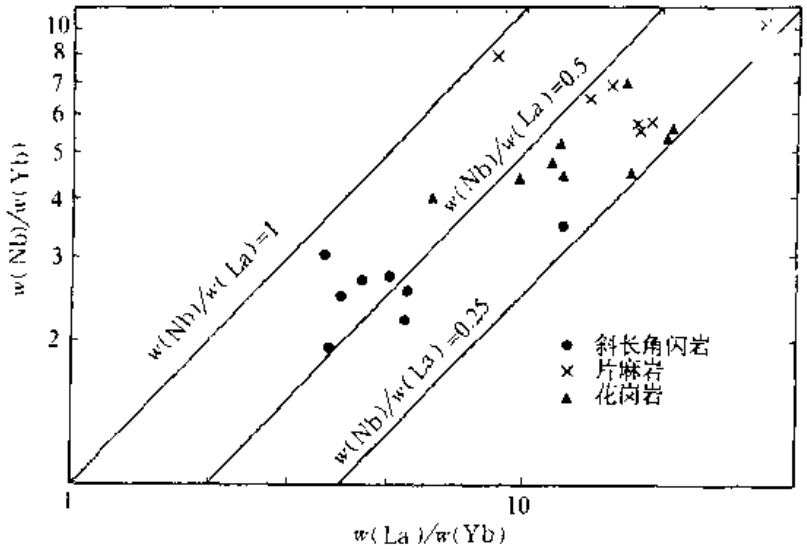



图7 宽甸斜长角闪岩，片麻岩和花岗岩的$w(Nb)/w(Yb)$-$w(La)/w(Yb)$图解

宽甸斜长角闪岩，花岗岩和片麻岩的球粒陨石标准化的$(Nb/La)_n$比值和初始$\varepsilon_{Nd}$值非常一致(分别为0.3～0.9和0.26～1.94)，表明宽甸杂岩各类岩石经受了相近程度的污染，因为Nb/La比值和$\varepsilon_{Nd}$值对污染很敏感。相同程度的污染很难在岩浆上升或不同的喷发过程中达到。这意味着宽甸杂岩的污染发生于岩浆源区，即与地幔中地壳物质重循环有关或在地壳下部岩浆房中遭到污染。宽甸杂岩的$\varepsilon_{Nd}$值均大于零，远大于最可能的当地地壳污染源，例如太古宙鞍山花岗岩的$\varepsilon_{Nd}$值为－10。这就排除了当地地壳物质污染的重要性。

由于以上原因，不需要用AFC(结晶分异加同化混染)来对宽甸杂岩岩石成因进行地球化学模拟计算。因此我们以宽甸斜长角闪岩的平均成分作为母岩浆，计算了不同矿物不同程度结晶分异的产物(表2)。橄榄石、单斜辉石、斜长石及一些副矿物在下地壳高度结晶分异可以产生与宽甸片麻岩和花岗岩成分相似的岩石。

表 2　宽甸杂岩结晶分异模拟计算

| | | 斜长角闪岩(均值) | 片麻岩(均值,实测) | 片麻岩(计算) | 花岗岩(均值,实测) | 花岗岩(计算) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Rb | | 34.2 | 185 | 185 | 177 | 178 |
| Ba | | 207 | 924 | 924 | 893 | 893 |
| Th | | 3.42 | 17.5 | 17.2 | 19.3 | 20.0 |
| Nb | | 8.46 | 13.5 | 13.6 | 22.9 | 21.8 |
| K | | 26502 | 35550 | 112062 | 42278 | 100005 |
| La | 含量 | 12.1 | 38.1 | 37.9 | 61.7 | 60.8 |
| Sr | $10^{-6}$ | 258 | 165 | 161 | 70.1 | 69.8 |
| Sm | | 3.50 | 5.21 | 8.22 | 9.81 | 14.5 |
| Zr | | 82.1 | 168 | 256 | 318 | 316 |
| Eu | | 1.15 | 0.76 | 0.79 | 1.48 | 1.44 |
| Yb | | 2.01 | 2.10 | 2.21 | 4.76 | 4.46 |
| | | | | 15 | | 15 |
| 残留岩浆/% | | | | Ol(22)Cpx(30) | | Ol(20)Cpx(20) |
| 结晶相/% | | | | Pl(30)Gt(18) | | Pl(50)Gt(10) |

中朝克拉通在 2400～2000Ma 间强烈的岩浆活动与北美,欧洲和澳大利亚同时期岩浆活动的平静形成了鲜明的对比[7,26,30,31]。双峰式火山岩-长石砂岩-砾岩组合(BVAC)在元古宙坳拉槽环境中十分普遍,例如 1800～1900Ma 南非的 Dewars 和 Waterberg,以及北美的 Pahrump 和 Uinta Mountain 群[7]。宽甸杂岩被浊积岩所覆盖,这种组合张秋生称为辽吉岩套[47,48]。宽甸杂岩与上覆浊积岩可能为 2300～2400Ma 的 BVAC 组合。这一时期的岩浆活动在山西中条山亦有报道[34]。

## 5　结论

宽甸杂岩的岩浆源于地幔。该地幔源区曾受地壳物质污染,可能与 2400Ma 以前的地壳物质重循环有关。宽甸斜长角闪岩的原岩为大陆溢流玄武岩,可与因冈瓦纳大陆裂开而形成的玄武岩相对比。片麻岩和花岗岩为具斜长角闪岩成分的母岩浆高度结晶分异的产物。宽甸杂岩 2300～2400Ma 前形成于坳拉槽构造环境中。该期岩浆活动与许多其它克拉通的岩浆平静期形成鲜明对比。

**致谢**　本文第一作者十分感激姜春潮教授在野外采样时的指导。我们感谢 J. Fan 在分析测试上的帮助。本研究为香港大学 CRCG 和 George McLeod 为 Saskatchewan 大学的捐助所支持。Croucher 基金会给予张立飞的奖学金也在此鸣谢。

## 参 考 文 献

[1] W. Abouchami and M. Boher, 1990, A major 2.1 Ga event of mafic magmatism in West Africa: An early stage of crustal accretion. Jour. Geophys. Res., 95, 17605～17629.

[2] R. L. Armstrong, 1968. A model for the evolution of strontium and lead isotopes in a dynamic earth, Rev. Geophys., 6, 175～199.

[3] R. L. Armstrong, 1981, Radiogenic isotopes: the case for crustal recycling on a near-steady-state no-continental growth earth, Phil. Trans. R. Soc. London, 301, 443～472.

[4] N. T. Arndt and U. Christensen, 1992. The role of lithospheric mantle in continental flood volcanism: thermal and geochemical constraints. Jour. Geophys. Res., 97, 10967～10981.

[5] 白瑾、黄学光、戴凤岩、吴昌华，1993，中国前寒武纪地壳演化，地质出版社。

[6] M. Boher, W. Abouchami, A. Michard, F. Albarede and N. T. Arndt, 1992. Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga, Jour. Geophy. Res., 97, 345～369.

[7] K. C. Condie, 1989. Plate Tectonic and Crustal Evolution, Pergamon.

[8] K. C. Condie, 1992, Proterozoic Crustal Evolution, Pergamon.

[9] K. G. Cox, J. D. Bell and R. L. Pankhurst, 1979. The interpretation of igneous rocks. George, Allen and Unwin, London.

[10] A. R. Duncan, A. J. Erlank and J. S. March, 1984, Regional geochemistry of the Karoo igneous province. Special Pub. Geol. Soc. South Africa, 13,355～388.

[11] B. Dupre and C. J. Allegre, 1980, Pb-Sr-Nd isotopic correlation and the chemistry of the North Atlantic mantle, Nature, 286, 17～21.

[12] B. Dupre and C. J. Allegre, 1983 Pb-Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena, Nature, 303, 142～146.

[13] R. M. Ellam and K. G. Cox, 1991, An interpretation of Karoo picrite basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and the mantle lithosphere. Earth Planet Sci. Lett., 105, 330～342.

[14] S. R. Hart, 1984. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle, Nature, 309, 753～757.

[15] C. J. Hawkesworth, M. Mantovani and D. Peate, 1988, Lithosphere remobilization during Parana CFB magmatism. In: Oceanic and Continental Lithosphere: Similarities and differences. M. A. Menzies and K. G. Cox(Eds.). 205～224, Oxford University Press, Oxford.

[16] C. J. Hawkesworth, K. Gallagher, S. Kelley, M. Mantovani, D. W. Peate, M. Regelous and N. W. Rogers, 1992. Parana magmatism and the opening of the south Atlantic. In: Magmatism and The Causes of Continental Break-up. B. C. Storey, T. Alabaster and R. J. Pankhurst(Eds.), 221～240. Geol. Soc. Spec. Pub., 68.

[17] J. M. Hergt, B. M. Chappell, M. T. McCulloch, I. McDougall and A. R. Chivas, 1989, Geochemical and isotopic constraints on the Origin of the Jurassic dolerites of Tasmania. Jour. Petrol., 30, 841～883.

[18] B-M. Jahn and Z-Q. Zhang, 1984, Archean granulite gneisses from eastern Hebei Province, China: rare earth geochemistry and tectonic implications, Contrib. Mineral. Petrol., 85, 224～243.

[19] B-M. Jahn, B. Auvray, J. Cornichet, Y-L. Bai, Q-H. Shen and D-Y. Liu, 1987, 3.5 Ga old amphibolites from eastern Hebei province, China: field occurrence, petrography, Sm-Nd isochron age and REE geochemistry, Precam. Res., 34, 311～346.

[20] B-M. Jahn, B. Auvray, Q-H. Shen, D-Y. Liu, Z-Q. Zhang, Y-J. Dong, X-J. Ye, J. Cornichet and J. Mace, 1988, Archean crustal evolution in China: the Taishan complex, and evidence for juvenile crustal addition from long-term depleted mantle. Precam. Res., 38, 381～403.

[21] B-M. Jahn, 1990, Early Precambrian basic rocks of China. In: Early Precambrian Basic Magmatism. R. P. Hall and D. J. Hughs(Eds.). 294～316. Blackie, Glasgow.

[22] B-W. Jahn and W. G. Ernst, 1990, Late Archean Sm-Nd isochron age for mafic-ultramafic supracrustal amphibolites from the northeastern Sino-Korean Craton, China. Precam. Res. 46, 295～306.

[23] 姜春潮，1984，再论辽东前寒武纪地层的划分和对比："辽河群"一词使用的商榷，中国地质科学院院报，9：157～167.

[24] 姜春潮，1987，辽吉东部前寒武纪地质，辽宁科学技术出版社。

[25] 辽宁省地质矿产局，1989，辽宁省区域地质志，地质出版社.

[26] M. T. McCulloch, 1987. Sm-Nd isotopic constraints on the evolution of Precambrian crust in the Australian continent. In: Proterozoic Lithospheric Evolution. A. Kroner (Ed.). AGU Geodynamics, Ser., 17, Washington, D. C.

[27] M. A. Menzies and P. R. Kyle, 1990. Continental volcanism: a crustal-mantle probe. In: Continental Mantle. M. A. Menzies(Ed.), 157～177. Oxford Science Publication.

[28] S. B. Mukasa, M. Robert and G. B. James, 1987, Pb-isotopic compositions of volcanic rocks in the West and East Philippine island arcs, presence of the Dupal isotopic anomaly, Earth Planet. Sci. Lett., 84, 153～164.

[29] E. Nakamura, M. T. McCulloch and S-S. Sun, 1985, The influence of subduction processes on the geochemistry of Japanese alkaline basalts, Nature, 316, 55～58.

[30] B. K. Nelson and D. J. Depaolo, 1985, Rapid production of continental crust 1.7 to 1.9 b.y. ago; Nd isotopic evidence from the basement of the North American Mid continent, Geol. Soc. Amr. Bull., 86, 746～754.

[31] P. J. Patchett and N. T. Arndt, 1986, Nd isotopes and tectonics of 1.9～1.7 crustal genesis, Earth Planet. Sci. Lett., 78, 329～338.

[32] 乔广生、翟明国、严月华，1990，鞍山地区太古代岩石同位素地质年代学研究，地质科学，2，158～165。

[33] S. Sakes, 1987, Nd isotopic heterogeneity of the oceanic upper mantle, Earth Sci., 41, 23～34.

[34] 孙大中、李惠民、林源贤、周慧芳、赵凤清、唐敏，1991，中条山前寒武纪年代学-年代构造格架和年代地壳结构模式的研究。地质学报，3，216～231。

[35] M. Sun, 1991, Consolidation and mantle evolution of the Sinokorean Craton in Early Precambrian time [unpublished Ph. D. thesis]. University of British Columbia, Vancouver.

[36] 孙敏、吴家弘、姜春潮，1991，宽甸群的时代归属及其有关问题的研究，辽东早前寒武纪研究新进展，姜春潮等著，19～102 页. 地质矿产部沈阳地质矿产研究所。

[37] M. Sun, R. L. Armstrong and R. St. J. Lambert, 1992, Petrochemistry and Sr, Pb, and Nd isotopic geochemistry of Early Precamorian rocks, Wutaishan and Taihangshan areas, China, Precam. Res., 56, 1～31.

[38] M. Sun, R. L. Armstrong, R. St J. Lambert, C-C. Jiang and J-H. Wu, 1993, Petrochemistry and Sr, Pb and Nd isotopic geochemistry of Paleoproterozoic Kuandian Complex, the eastern Liaoning Province, China, Precam. Research, 62, 171～190.

[39] M. Sun and R. Kerrich, 1995, Rare earth element and high field strength element characteristics of whole rocks and mineral separates of ultramafic nodules in Cenozoic volcanic vents of southeastern British Columbia, Canada, Geochim. Cosmochim. Acta, 59, 4863～4879.

[40] S. S. Sun and W. F. McDonough, 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in the Ocean Basins. A. D. Saunders and M. J. Norry (Eds.). 313～345. Geol. Soc. Spec. Pub., 42.

[41] S. R. Taylor and S. M. McLennan, 1985, The Continental Crust: Its Composition and Evolution, Blackwell Scientific Publications.

[42] M. F. Thirlwall, T. E. Smith, A. M. Graham, N. Theodorou, P. Hollings, J. P. Davidson and R. J. Arculus, 1994, High field strength element anomalies in arc lavas; source or process? Jour Petrol., 35, 819～838.

[43] K. Tu, M. F. J. Flower, R. W. Carlson, G. Xie, C-Y. Chen and M. Zhang, 1992, Magmatism in the South China Basin 1. Isotopic and trace-element evidence for an endogenous Dupal mantle component, Chem. Geol., 97, 47～63.

[44] J. B. Whalen, K. L. Currie and B. W. Chappell, 1987, A-type granites; geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis, Contrib. Mineral. Petrol., 95, 407～419.

[45] M. Wilson, 1989, Igneous Petrology, A Globa. Tectonic Approach. Chapman & Hall.

[46] 赵宗溥，1993，中朝准地台前寒武纪地壳演化，科学出版社。

[47] 张秋生，1984，中国早前寒武纪地质及成矿作用，吉林人民出版社。

[48] 张秋生，1986，辽东半岛早期地壳与矿床，地质出版社。

[49] A. Zindler and S. Hart, 1986, Chemical geodynamics, Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 14, 493～571.

# 中国金刚石矿床中榴辉岩矿物包裹体的地球化学研究

Wang Wuyi　Shigeho Sueno

(Institute of Geoscience, University of Tsukuba, Tsukuba, 305 Japan)

Hisayoshi Yurimoto　Eiichi Takahashi

(Earth and Planetary Sciences, Tokyo Institute of Technology, Tokyo 152, Japan)

**摘　要**　本文报道了中国金刚石矿床中榴辉岩矿物包裹体的主元素和微量元素地球化学特征。由金刚石包裹体估算得出的地幔榴辉岩的大多数主要元素成分与洋中脊玄武岩相近。所有被分析的样品有明显正 Eu 异常。估算的地幔榴辉岩的大多数微量元素成分总体与洋中脊玄武岩相似，但大离子亲石元素富集，高场强元素亏损。本文提到地幔榴辉岩的形成可能与古老洋壳再循环有关，可能还涉及到交代作用和重熔作用。在同一金刚石主岩中，橄榄石与榴辉岩矿物包裹体共生，一些矿物包裹体中微量元素变化明显，上面两个特征显示由于不平衡增长形成了金刚石。

**关键词**　金刚石　金刚石中包裹体　榴辉岩　微量元素　俯冲

## 1　引言

太古宙克拉通之下的岩石圈地幔由耐熔的橄榄岩和少量(约 5%)榴辉岩组成。地幔榴辉岩的地球化学特征和成因不仅对了解地球物质循环和金刚石重结晶具有重要作用，而且对了解太古宙岩石圈的形成同样也很重要。在评价太古宙岩石圈形成模式时，弄清楚榴辉岩的成因是至关紧要的。地幔榴辉岩成因的调查尽管很广泛，但对榴辉岩成因仍存在争论。已经提出几个对照模式，包括：①上地幔内部玄武质熔融体高压火成堆积[1~4]；②变质产物，一种情况由辉长岩转换而来，这些辉长岩早先被板底垫托在下地壳上，另一种情况为古老洋壳俯冲作用引起的变质产物[5~11]；③增生后不久，地球原生分异作用残留物[12]。

金刚石中原生矿物包裹体可被分成两类，橄榄岩型和榴辉岩型，通常橄榄岩型金刚石分布量大，西伯利亚金伯利岩中发现一些特殊榴辉岩捕虏体，这些捕虏体含金刚石，而金刚石中含有榴辉岩矿物包裹体。金刚石包裹体和主岩榴辉岩捕虏体之间存在明显的地球化学差异，包括主元素和微量元素两方面。金刚石中某些包裹体比主岩榴辉岩富集，某些比主岩贫乏。上述事实强烈暗示熔融和(或)交代作用也许强烈影响金伯利岩中地幔榴辉岩捕虏体成分，这就使得讨论地幔榴辉岩捕虏体地球化学非常复杂。自从金刚石形成之后，金刚石中同生矿物包裹体未遭受化学反应或与周围环境未发生交换，所以，金刚石中同生矿物包裹体成分提供了金刚石形成时原生榴辉岩成分的第一手证据。这样，与榴辉岩捕虏体比较，金刚石

中榴辉岩包裹体更为原始，它们的成分更适合讨论地幔榴辉岩成因。这里，我们对中国金刚石矿床中榴辉岩矿物包裹体进行了广泛的地球化学研究。测量了包裹体中主元素和许多微量元素(大离子亲石元素、稀土元素和高场强元素)的含量。基于这些资料，我们对地幔榴辉岩的成因进行探讨。

## 2 样品和分析

研究的金刚石含榴辉岩矿物包裹体，样品来自中国的50号和胜利1号金伯利岩筒。这些金伯利岩套地质背景见参考文献[14]。两个岩筒中金刚石以橄榄岩型为主。50号岩筒未见关于榴辉岩包裹体的报道。本次研究发现了三个含榴辉岩的金刚石。在空气中，在800℃条件下，烧这些金刚石达八小时，使得包裹体被释放出来。总共发现19个矿物包裹体，大小40～250μm。除3个外，其余包裹体新鲜，未受任何蚀变。包裹体和主岩金刚石详细情况见表1。金刚石L32和S12包括石榴子石和绿辉石包裹体。金刚石L32总共有12个包裹体被释放出来(4个绿辉石，7个石榴子石和1个橄榄石)。同一金刚石主岩中，橄榄石(橄榄岩型的典型相)与榴辉岩矿物包裹体共生非常罕见，本文将对其进行讨论。所有包裹体总体呈八面体习性(封闭的金刚石形态学映象)。两个绿辉石包裹体一个来自金刚石L32，另一个来自S12，均显示部分熔融结构，与榴辉岩捕虏体中绿辉石周围观察到的"海绵"或"皱纹"结构非常相似[18]。它是金刚石包裹体中这种特征的首次报道。电子探针(JEOL-JXA8800)测量主元素成分，使用Cameca IMS-3FSIMS测量微量元素。详细情况见出版物[15,16]。分析精度在10%内。

**表1 金刚石和它们的矿物包裹体**

| 主岩金刚石 | | | |
|---|---|---|---|
| 样品 | L32 | S9 | S12 |
| 岩筒 | 50号 | 胜利1号 | 胜利1号 |
| 大小 | ～5mm | ～2.5mm | ～2.5mm |
| 颜色 | 无色 | 无色 | 无色 |
| 形状 | 接触双晶 | 八面体 | 八面体 |
| 矿物包裹体 | | | |
| 富铁石榴子石 | 7 | 5 | 1 |
| 绿辉石 | 4 | | 1 |
| 橄榄石 | 1 | | |
| 大小/μm | 40～250 | 50～150 | 50～80 |
| 新鲜情况 | 新鲜 | 2个新鲜 | 新鲜 |

## 3 主元素成分

广泛电子探针分析显示所有新鲜包裹体主元素达到均一化。观察同一金刚石中石榴子

石和辉石包裹体，未见粒间变化。包裹体主元素成分见表1。石榴子石富CaO和FeO，$w$(CaO)变化于11.85%～12.60%，$w$(FeO)变化于12.74%～16.62%，$w$(MgO)变化于7.95%～11.01%，它们占据Coleman等[43]确定的B类榴辉岩区，与世界上产出的石榴子石

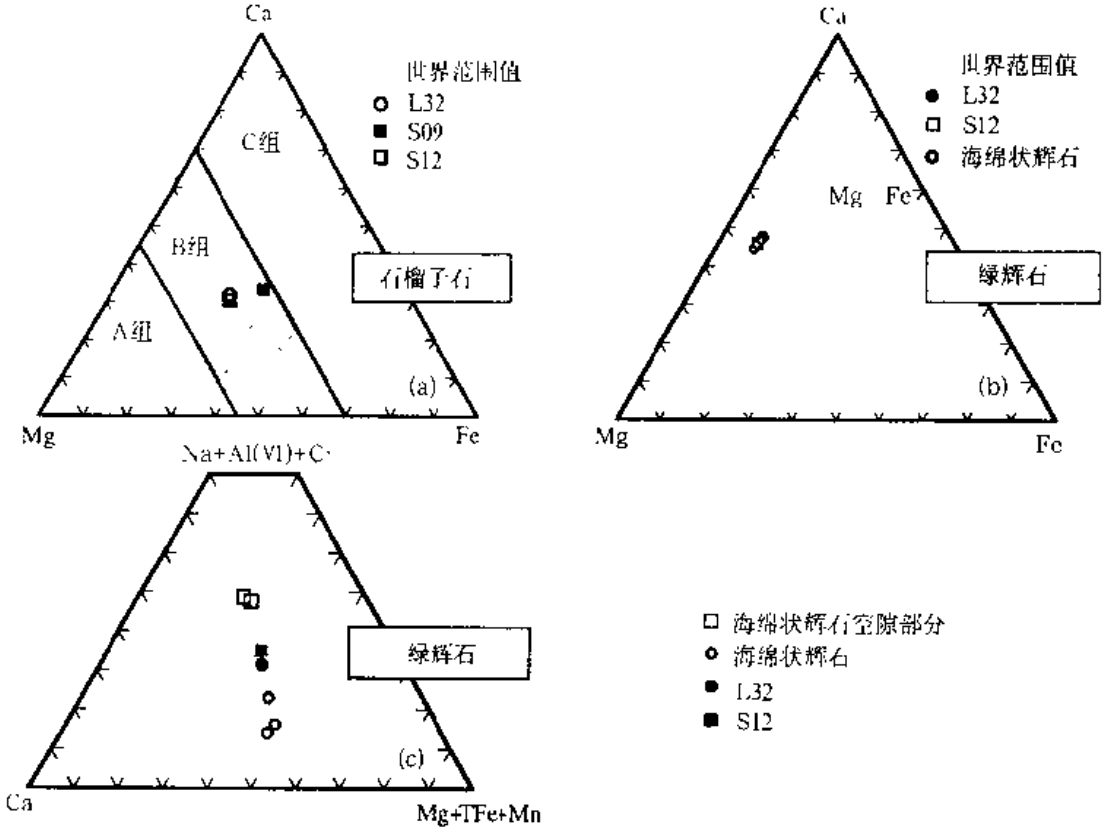



图1　榴辉岩矿物包裹体主元素成分

(a)石榴子石Ca、Mg和Fe三角图解。它们占据Coleman等确定的B类榴辉岩区[43]，与世界范围产出的石榴子石相比较，它们有稍微低的Fe/(Fe+Mg+Ca)值；(b)绿辉石包裹体和海绵状次生辉石的Ca、Mg和Fe三角图解。根据Ca-Mg-Fe成分，次生海绵状辉石与原生绿辉石成分几乎一样，但更富集透辉石；(c)海绵状辉石贫硬玉，但空隙部分富Na和Al。世界上金刚石中石榴子石和绿辉石包裹体的宽广成分范围来自Meyer资料[47]

比较，它们的$w$(Fe)/$w$(Fe+Mg+Ca)值稍低(图1a)。金刚石L32和S12中石榴子石主元素成分相近，但S9相对富集CaO、FeO、$TiO_2$和$Na_2O$。S9中石榴子石的$w(TiO_2)$和$w(Na_2O)$分别为0.9%和0.3%。绿辉石包裹体有一个非常有限的成分范围($Wo_{46}En_{42}Fs_{10}$)(图2)。S12中$Na_2O$和$Al_2O_3$含量稍微高于L32(图1b,c)，其$x$(硬玉)含量大约30%～38%。原始绿辉石部分熔融产生了海绵状辉石及它的孔隙部分化学成分(见表2)。据Ca-Mg-Fe组分，海绵状辉石与原生辉石几乎一样，但海绵状辉石比未熔化的对应物有更多的透辉石，海绵状辉石空隙部分有高含量$Na_2O$和$Al_2O_3$(图1b,c)。上述结果总体上可与榴辉岩捕虏体中海绵状辉石进行比较[5]，然而，与Taylor和Neal[48]报道的榴辉岩捕虏体中成分相比较，发现了$K_2O$含量没有明显增加。

图2列出了中国金刚石中绿辉石和石榴子石包裹体平均成分，与西伯利亚Udachnaya金伯利岩筒中含金刚石榴辉岩捕虏体相比较，中国金刚石中石榴子石和绿辉石包裹体更加

表 2　海绵状辉石和它的空隙部分化学成分

| 样品[1] | $SiO_2$ | $Al_2O_3$ | $TiO_2$ | $Cr_2O_3$ | FeO | NiO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | 总计 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | $w_B$/% | | | | | | |
| A | 55.64 | 8.54 | 0.18 | 0.05 | 4.07 | 0.03 | 0.07 | 11.02 | 16.52 | 4.18 | 0.23 | 100.5 |
| B | 55.52 | 6.05 | 0.20 | 0.07 | 4.73 | 0.05 | 0.06 | 13.46 | 19.55 | 1.72 | 0.07 | 101.5 |
| C | 58.66 | 13.74 | 0.20 | 0.02 | 2.68 | 0.00 | 0.06 | 6.49 | 13.56 | 4.74 | 0.22 | 100.4 |

①A—熔化之前原始绿辉石包裹体(L32-02)；B—海绵状部分中的绿辉石；C—海绵状辉石之间的空隙部分。

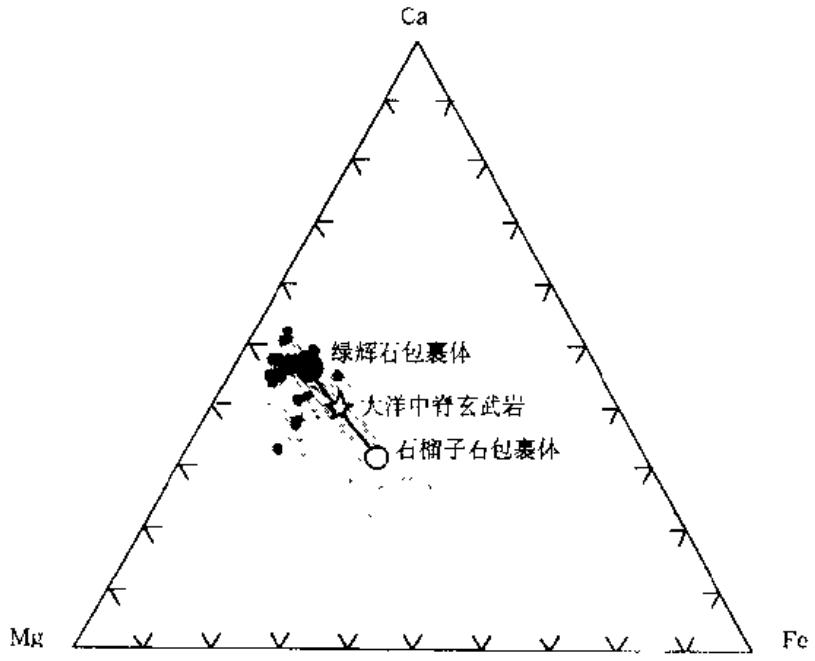



图 2　中国金刚石中绿辉石和石榴子石平均成分

包含金刚石的地幔榴辉岩的总成分与大洋中脊玄武岩相近。为了比较，西伯利亚 Udachnaya 岩筒内金刚石榴辉岩捕虏体中绿辉石和石榴子石成分也被标出[16,19]

富集 Ca 和 Fe。含金刚石榴辉岩的总成分与大洋中脊玄武岩相近。金刚石 L32 中橄榄石包裹体 Mg/(Mg+Fe)值为 0.912，比金刚石中标准橄榄石包裹体 Mg/(Mg+Fe)值(通常大于 0.915)低。

## 4　微量元素地球化学

测量了适当大小包裹体的微量元素，它们含量见表 3。图 3 给出石榴子石球粒陨石标准化的稀土模式图。被分析的所有石榴子石包裹体贫轻稀土元素，有明显的正铕异常，(La/Yb)值为 0.02～0.08，Eu/Eu* 为 1.32～2.12。分析金刚石 L32 中 3 个石榴子石颗粒和 S9 中两个石榴子石颗粒，在测量误差范围内，未发现同一主岩中包裹体之间稀土元素含量有什么不同。被分析的石榴子石包裹体含量变化大(如 $La_n$=0.2～1.6；$Yb_n$=9.0～37.5)。金刚石 L32 和 S12 中石榴子石落入西伯利亚和南非金伯利岩内榴辉岩捕虏体中石榴子石范围内[14,18]，但金刚石 S9 中石榴子石稀土含量比报道的资料高(图 3)。现在只有极少的榴辉岩中

金刚石包裹体稀土元素资料可用来进行比较。本次研究的石榴子石与南非 Monastery 金刚石中超深石榴子石包裹体有相同的稀土元素型式[20]。

**表 3　榴辉岩包裹体微量元素含量**

| 样品 | S9(2)-1 | S9(4) | S9(4) | S12-2 | L32-03 | L32-04 | L32-06 | L32-10 | L32-11 | L32-02 | L32-02 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 相[1] | gt | gt | altered | gt | gt | gt | gt | omp | omp | omp | spongy |
| La | 0.25 | 0.38 | 24.07 | 0.04 | 0.20 | 0.10 | 0.20 | 0.75 | 0.77 | 0.87 | 0.91 |
| Ce | 1.88 | 2.08 | 38.33 | 0.21 | 1.05 | 0.81 | 1.14 | 3.04 | 2.66 | 3.03 | 3.03 |
| Pr | 0.69 | 0.63 | 3.71 | 0.06 | 0.26 | 0.19 | 0.24 | 0.42 | 0.31 | 0.38 | 0.43 |
| Nd | 5.89 | 6.42 | 15.86 | 0.47 | 1.76 | 1.79 | 2.03 | 1.59 | 1.38 | 1.86 | 1.95 |
| Sm | 6.11 | 5.00 | 7.32 | 0.25 | 1.03 | 1.35 | 0.83 | 0.36 | 0.36 | 0.47 | 0.55 |
| Eu | 2.82 | 2.58 | 3.20 | 0.26 | 0.63 | 0.60 | 0.70 | 0.18 | 0.22 | 0.30 | 0.22 |
| Gd | 6.36 | 5.79 | 7.59 | 0.52 | 1.39 | 1.41 | 1.23 | 0.24 | 0.27 | 0.40 | 0.41 |
| Tb | 1.09 | 1.15 | 1.54 | 0.15 | 0.28 | 0.23 | 0.25 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.06 |
| Dy | 9.06 | 8.30 | 9.39 | 1.48 | 2.49 | 2.07 | 2.29 | 0.17 | 0.23 | 0.19 | 0.41 |
| Ho | 2.15 | 2.36 | 2.59 | 0.42 | 0.67 | 0.63 | 0.62 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.06 |
| Er | 6.20 | 5.70 | 5.60 | 1.39 | 1.93 | 1.85 | 1.77 | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.07 |
| Tm | 0.95 | 0.88 | 0.84 | 0.22 | 0.30 | 0.30 | 0.25 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| Yb | 5.97 | 5.97 | 4.32 | 1.42 | 1.86 | 1.87 | 1.66 | 0.03 | 0.02 | 0.03 | 0.04 |
| Lu | 0.78 | 0.69 | 0.86 | 0.22 | 0.35 | 0.25 | 0.29 | 0.003 | 0.002 | 0.004 | 0.003 |
| Li | 3.57 | 3.59 | 6.44 | 0.88 | 1.79 | 2.22 | 1.91 | 9.36 | 10.55 | 9.93 | 11.44 |
| Be $\frac{w_B}{10^{-6}}$ | 1.73 | 2.21 | 2.18 | 2.16 | 2.02 | 2.53 | 8.72 | 1.36 | 1.06 | 1.09 | 0.98 |
| B | 0.15 | 0.15 | 4.05 | 0.10 | 0.09 | 0.07 | 0.21 | 0.16 | 0.37 | 0.38 | 0.35 |
| Na | 2680 | 2370 | 2225 | 821 | 772 | 746 | 784 | 25091 | 25823 | 27179 | 26687 |
| K | 23.3 | 5.8 | 182.6 | 0.9 | 1.8 | 1.2 | 53.2 | 1978 | 2055 | 2232 | 2421 |
| Sc | 65.4 | 58.2 | 54.4 | 79.2 | 77.8 | 71.3 | 64.3 | 13.1 | 14.9 | 17.2 | 15.6 |
| Ti | 5019 | 4724 | 4713 | 1564 | 1742 | 1721 | 1723 | 1014 | 933 | 966 | 1012 |
| V | 167 | 152 | 148 | 111 | 148 | 140 | 136 | 212 | 205 | 212 | 235 |
| Co | 91.4 | 67.6 | 64.6 | 67.4 | 70.5 | 66.9 | 66.5 | 33.9 | 35.3 | 38.3 | 42.9 |
| Cu | 18.8 | 13.7 | 12.8 | 10.5 | 7.1 | 6.1 | 9.1 | 23.8 | 26.3 | 31.0 | 26.8 |
| Rb | 12.3 | 8.6 | 9.8 | 7.2 | 7.0 | 6.0 | 4.6 | 2.0 | 2.2 | 2.9 | 4.8 |
| Sr | 14.8 | 14.1 | 20.6 | 1.1 | 3.5 | 3.5 | 4.5 | 233.6 | 213.3 | 231.3 | 215.4 |
| Y | 52.0 | 49.7 | 51.5 | 15.6 | 15.9 | 15.4 | 17.2 | 0.7 | 0.8 | 0.7 | 0.7 |
| Zr | 28.5 | 26.0 | 25.9 | 5.7 | 8.1 | 7.9 | 8.7 | 3.1 | 2.7 | 2.7 | 3.0 |
| Nb | 0.06 | 0.08 | 0.15 | 0.05 | 0.19 | 0.10 | 0.27 | 0.09 | 0.09 | 0.09 | 0.09 |
| Cs | 0.03 | 0.03 | 0.45 | 0.58 | 0.01 | 0.05 | 0.01 | 0.07 | 0.00 | 0.00 | 0.01 |
| Ba | 0.09 | 0.06 | 4.78 | 0.02 | 0.04 | 0.04 | 0.66 | 0.92 | 0.78 | 0.73 | 1.18 |
| Hf | 1.11 | 1.17 | 1.09 | 0.36 | 0.41 | 0.40 | 0.65 | 0.21 | 0.17 | 0.18 | 0.22 |

[1]表中 gt—石榴子石；omp—绿辉石；altered—S9(4)石榴子石的蚀变部分；spongy—L32-02 绿辉石的海绵状部分。

分析了金刚石 L32 中 3 个绿辉石包裹体(L32-02,L32-10,L32-11)的稀土元素含量，在测量误差范围内，未见这 3 个颗粒之间稀土元素含量有什么不同(图 4)。它们均富集轻稀土元素，与石榴子石包裹体类似，铕的正异常明显。用二级离子质谱仪测量，BaO 分子质量与 Eu 相近，这也许影响 Eu 的准确性。但观测到的 Eu 异常并不是由 BaO 分子引起，因为石榴子石和绿辉石包裹体中 Ba 含量非常低(通常$<1\times10^{-6}$，见表 3)。$(La/Yb)_n$ 值为 19.05，$Eu/Eu^*$ 为 1.96。总体上，绿辉石包裹体稀土元素变化落入榴辉岩捕虏体中绿辉石范围内。西伯利亚两个绿辉石包裹体未见 Eu 异常[10,13]。石榴子石和绿辉石包裹体中 Be、B、Nb、Cs、Ba 和

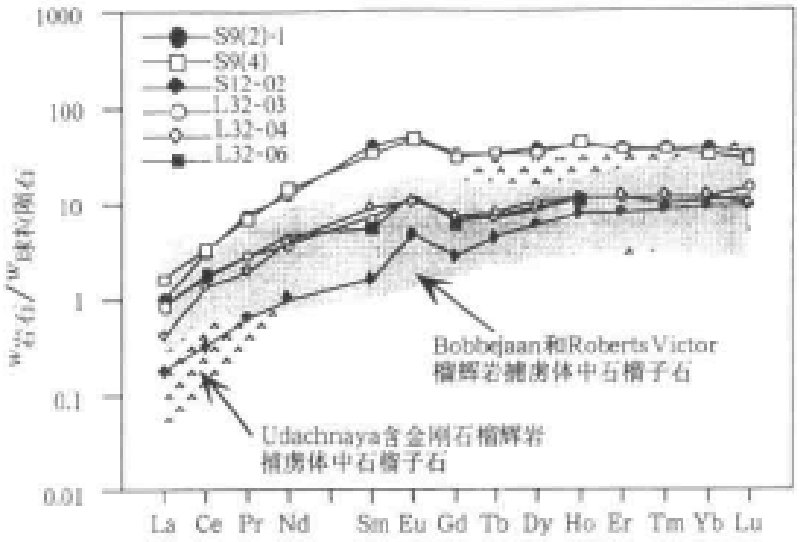



图 3　中国金刚石中榴辉岩的石榴子石包裹体球粒陨石标准化的稀土元素型式

最明显的特征为所有被分析的样品有正 Eu 异常($\delta Eu = 1.32 \sim 2.12$)。非洲和西伯利亚榴辉岩捕虏体中石榴子石被列出以资比较

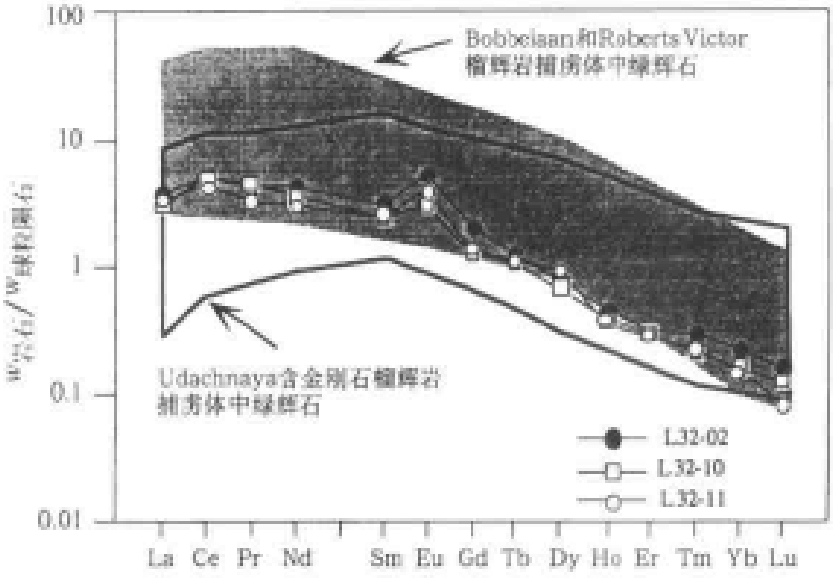



图 4　金刚石 L32 中绿辉石包裹体球粒陨石标准化稀土元素型式

这 3 个独立颗粒中未见有什么不同。Eu 正异常明显($\delta Eu = 2.0$)南非和西伯利亚榴辉岩捕虏体中绿辉石被列出以资比较

Hf 含量通常很低($<2\times10^{-4}$)，Na、K 和 Sr 强烈加入绿辉石中。与澳大利亚金刚石中榴辉岩的石榴子石包裹体相比较，本次研究石榴子石有相似的 Y 含量，但 Sr 和 Zr 低得多[21]，Zr/Y 变化于 0.36～0.54，与澳大利亚石榴子石包裹体 Zr/Y 值 2.7 低得多。图 5 为原始地幔标准化的多元素图解，包括大离子亲石元素(Rb、K、Ba、Sr)和高场强元素(Nb、Ti、Zr、Hf)和稀土元素。同一金刚石中石榴子石和绿辉石包裹体平均数据也表示在图中。总体而言，这些元素原始地幔标准化值从左至右逐渐增加，相对邻区稀土元素而言，Rb 明显富集，Sr、Zr 和 Hf 贫乏。绿辉石包裹体强烈富集 Rb、K 和 Sr，亏损 Zr 和 Hf。根据共生的石榴子石和绿辉石包裹体(两个矿物实际矿物成分已知)，地幔榴辉岩大多数微量元素成分能被估算出来，很难知

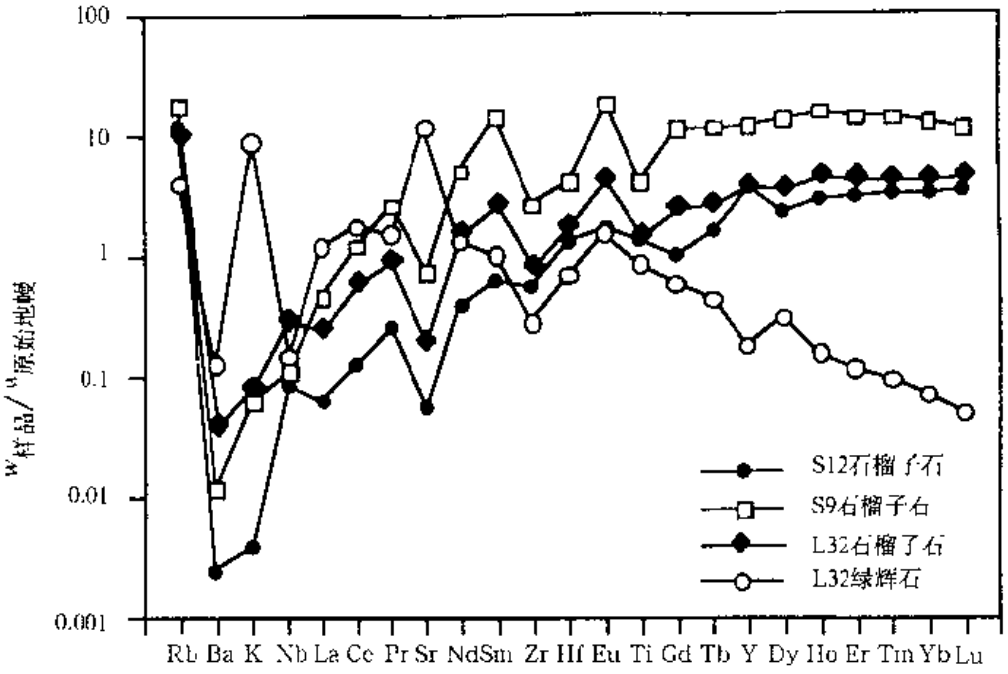



图 5　石榴子石和绿辉石包裹体原始地幔标准化多元素图解

道含金刚石矿物的实际矿物成分比例，对于自然产出的双矿物榴辉岩捕虏体，石榴子石含量大约 30%～70%。如果 L32 中地幔榴辉岩石榴子石和绿辉石含量均为 50%($\omega_B$%)，那么图 6 给出地幔榴辉岩的大多数微量元素成分计算值，实际矿物成分比例有 20%的不确定性。大洋中脊玄武岩平均值[26]也被列出用来比较。大洋中脊玄武岩有一平坦展布型式，从左至右

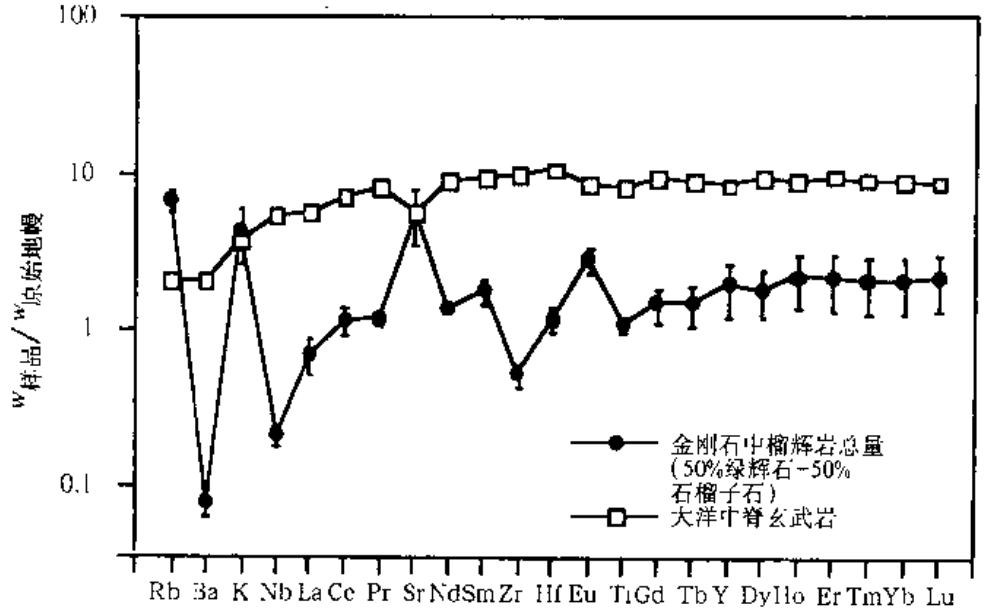



图 6　金刚石 L32 中榴辉岩捕虏体原始地幔标准化多元素图解

榴辉岩中石榴子石和绿辉石含量均为 50%，实际矿物成分比例有 20%不确定性。大洋中脊玄武岩被列出用来比较

比值逐渐增加。随着榴辉岩实际矿物成分的变化，估算的大多数榴辉岩展布型式并不变化。除某些元素外，总体与大洋中脊玄武岩相类似，但是含量低得多。与邻区稀土元素比较，大离

子亲石元素富集和高场强元素亏损很明显。正如上文指出的那样，同一金刚石主岩中单一相独立颗粒主元素和稀土元素含量相近，但也存在明显差异。金刚石 S9 中两个石榴子石 K 含量差别大，石榴子石 S9(2)K 含量($23.3\times10^{-6}$)比石榴子石 S9(4)中 K 含量($5.8\times10^{-6}$)高三倍多。在样品 L32 中，分析 3 个独立的石榴子石颗粒，L32-03 和 L32-04 颗粒分析元素成分相近，但另一石榴子石颗粒(L32-06)Be、K 和 Ba 含量比前面两个颗粒高 4～40 倍(表 3)。微量元素含量的这些变化并不能归于分析误差或遭受污染。用 SIMS 分析这些微量元素，误差达到 10%。离子束完全被安置在晶体样品内，表面污染微不足道。对绿辉石海绵状部分也进行微量元素测定。由于二级离子质谱仪分析使用直径 30μm 离子束，比次生辉石和空隙成分直径大得多，所以，分析值代表整个海绵状部分的成分。正如表 3 列出的那样，海绵状部分被分析的微量元素含量同原生绿辉石包裹体相近。

## 5 讨论

### 5.1 榴辉岩包裹体平衡条件

同一金刚石(L32)中共生的石榴子石和绿辉石包裹体主元素成分没有明显均一化(表 2)，这意味着在榴辉岩环境下金刚石增长时二相间已经达到平衡。使用 Ellis 和 Green 石榴子石和辉石之间 Fe/Mg 交换校正值，能够计算金刚石中榴辉岩包裹体的平均温度[24]。使用 Fe/Mg 交换作为地温计，要求估计一个独立压力，这仅根据矿物化学资料不能直接得到。在本次研究中，平衡压力是根据具有与周围地温梯度相一致的与金伯利岩喷发时同时产生的溶液来估算的(图 7)。已经确定，在金伯利岩喷发时(460Ma)，中朝克拉通之下的岩石圈地幔与 Kappvall 克拉通相近，地温较低，靠近 $40mW/m^2$[30]。根据这种方法，金刚石中榴辉岩包裹体平衡温度和压力估算值分别为 1175～1240℃和 5.5～6.2GPa，相当于 160～190km 公里的上地幔。

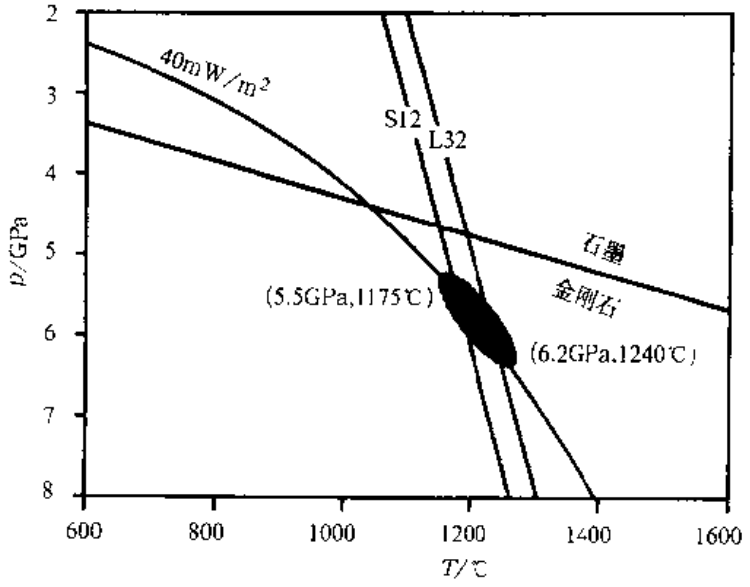



图 7 金刚石中榴辉岩包裹体的估算平衡条件

标出 S12 和 L32 的线代表由石榴子石和绿辉石间 Mg 和 Fe 交换值所确定的 $pT$ 关系

### 5.2 金刚石非平衡生长

阴极发光和红外光谱研究表明，一些金刚石有环带状结构，重复地生长和消融。这表明一些金刚石可能是在不平衡的条件下生成的。正如样品 L32 那样，同一金刚石主岩中橄榄石和榴辉岩包裹体共生是极为罕见的。它有力地证明了金刚石是在不平衡条件下生成的，这意味着金刚石是在地幔中经历了相当长的时间才生成的。非洲、美洲和澳大利亚也发现类似的"混杂的"或"十字形"共生的金刚石。在南非 Monastery 金伯利岩中一个金刚石内，橄榄石（$Mg^{\#}$94.5）与超深榴辉岩中石榴子石共生，而石榴子石包含数量巨大的辉石固溶体[29]。

"混杂的"或"十字形"金刚石的生成有两种可能，从橄榄岩环境转变成榴辉岩环境，反过来也一样。金刚石中橄榄岩包裹体平衡温度等大量证据显示橄榄岩型金刚石在固相线以下条件结晶。这样，橄榄岩型金刚石从主岩橄榄岩中完全分离出来以及变到榴辉岩环境是相当困难的。图 8 显示出橄榄岩和大洋中脊玄武岩（高压下为榴辉岩）相图。大洋中脊玄武岩液相线明显低于橄榄岩 KLB-1 固相线，压力高达 12GPa。例如，在 4.0GPa 和 1600 C 条件下，榴辉岩完全熔化，但橄榄岩处于固相线以下。如果我们考虑地幔柱内的榴辉岩体，发现金刚石很容易从主岩榴辉岩中分离出来并变成橄榄岩环境，这是由于榴辉岩和较高密度金刚石部分熔融程度较高所引起。上述作用见图 8。如果上述分离发生于金刚石稳定区，金刚石在橄榄岩环境重新生长期间，榴辉岩型金刚石中可以圈闭有橄榄岩的矿物包裹体。金刚石中超深石榴子石包裹体包含大量辉石固溶体，这些超深石榴子石包裹体由超幔柱（Superplume）从过渡带搬运过来[30]。南非一个金刚石中超深石榴子石与橄榄石包裹体共生支持这种原始模型。有理由设想在过渡带中，形成于榴辉岩环境下的金刚石变成类似于太古宙岩石圈地幔

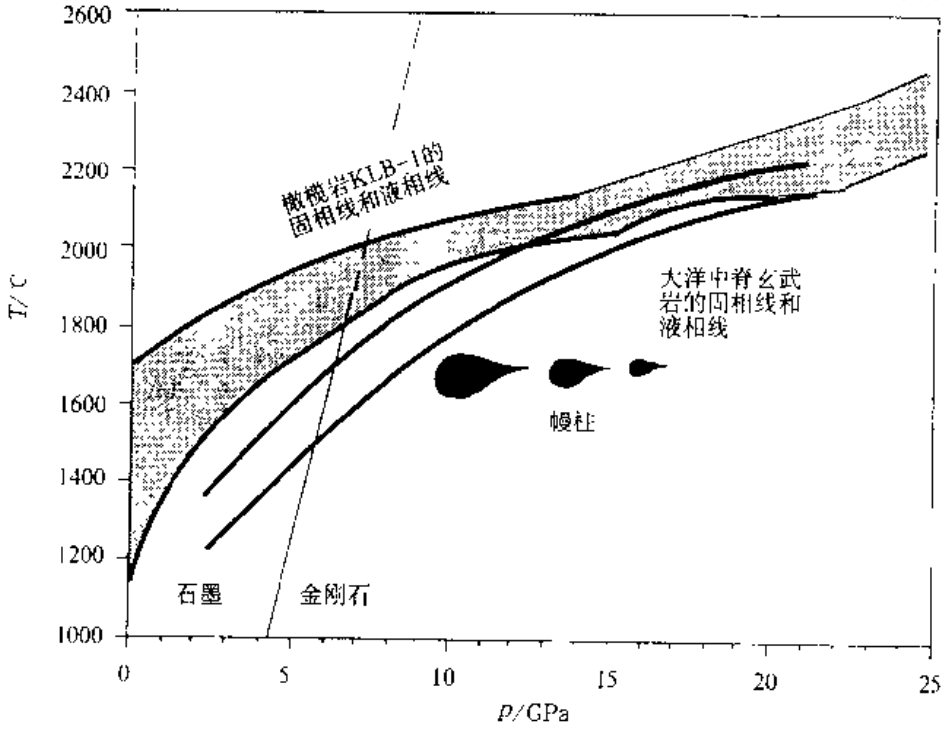



图 8 "混杂的"或"十字形"金刚石的形成

金刚石含共生的橄榄岩型和榴辉岩型包裹体。大洋中脊玄武岩熔融温度明显低于橄榄岩熔融温度。在金刚石稳定区、地幔柱中榴辉岩熔融很容易使榴辉岩金刚石变成橄榄岩环境。KLB-1 相图来源于张和 Herzberg[13]，大洋中脊玄武岩相图来自 Yasuda 等[32]

环境。在这样环境中，在金刚石后来生长期间捕获耐熔橄榄石。由于各种原因（例如地幔渗透），除地幔柱外，短期地温扰动在上地幔中也不断发生。局部温度增加驱动榴辉岩熔融（橄榄岩未熔融），创造机会把榴辉岩环境下金刚石变成橄榄岩型金刚石。

另外一个金刚石不平衡生长证据为金刚石包裹体中一些微量元素不均匀。单个金刚石内同一个相中多个包裹体主元素成分和微量元素成分相近（表 3）。然而，明显反差也存在。例如，上文中提到的石榴子石中 K、Be 和 Ba 含量。类似情况也有报道，如 Griffin 等报道的澳大利亚金刚石中榴辉岩包裹体[21]，Shimizu 和 Sobolev 等报道的西伯利亚金刚石中橄榄岩包裹体。这意味着金刚石在开放体系中生长，在不同的生长阶段，金刚石捕获的包裹体记载着发生于主岩中的成分变化。不均匀分布的 K、Be 和 Ba 均为强不相容元素，这些强不相容元素对任何地幔作用（尤其熔融和流体作用）很敏感。独立颗粒主元素和大多数微量元素含量总体相近，这意味着平衡条件下变化程度并不很重要，但从榴辉岩环境变为橄榄岩环境（像金刚石 L32 中发生的那样）是根本的。

### 5.3 绿辉石包裹体海绵边缘的形成

地幔榴辉岩捕虏体中绿辉石有些经历了不同程度的部分熔融，呈现海绵结构后成合晶结构[3,8]。海绵边缘由次生辉石和一些空隙物质组成。由于间隙长石含大量 K 和 Ba，Taylor 和 Neal 提出海绵边缘代表原始辉石交代熔融反应结果。前人未曾报道过金刚石中绿辉石包裹体具海绵边缘。本文首次确定部分熔融也能发生于金刚石包裹体内。正如表 2 和图 1 显示的那样，海绵辉石贫硬玉，但空隙物质富含 Na 和 Al，说明部分熔融为等化学作用。如果设想与周围环境发生过化学交换是不切实际的，因为金刚石中未见裂隙。等化学熔融的最重要证据为未熔融的绿辉石和海绵部分的微量元素含量。正如表 3 显示的那样，未熔融的原始绿辉石和它的海绵边缘微量元素含量非常相近。部分熔融可能由温度增加（与金伯利岩喷发有关）所引起。

### 5.4 地幔榴辉岩成因

关于地幔榴辉岩成因，众说纷云。主元素成分特征是第一位需要被说明的。正如上文讨论的那样，这些榴辉岩包裹体大多数成分与玄武岩类似（图 2）。本次研究中，榴辉岩的矿物包裹体形成于 5.5～6.5GPa、根据高压熔融实验[30,31,35]，在这样条件下，大量橄榄岩通过无水部分熔融，不可能派生出玄武岩熔融体。已经证实，随着压力增高，部分熔融体 MgO 变得更富集。玄武岩形成压力小于 3.0GPa 条件下，苦橄岩大约为 3.0～4.0GPa，科马提岩浆大约为 5.0～7.0GPa。如果榴辉岩由大量橄榄岩部分熔融所形成，那么，金刚石和含金刚石的榴辉岩捕虏体中榴辉岩包裹体成分应该是科马提岩成分，玄武岩不属于这种情况。在这样的压力范围内，富 MgO 熔融体第一个液相应该是橄榄石，不是石榴子石和单斜辉石[36]。这里，地幔榴辉岩大多数主元素成分不支持这样的假说，即地幔榴辉岩为高压下火成堆积体。地幔榴辉岩年龄为另外一个限定其成因的参数。西伯利亚含金刚石榴辉岩捕虏体的 Pb-Pb 和 Re-Os 同位素系统显示这些榴辉岩形成于中—新太古代（2.7～2.9Ga）[11,37]。南非金伯利岩筒中榴辉岩捕虏体的 Sm-Nd 年龄为 2.7Ga[6,38]，与前述年龄一致。对于它们来说，榴辉岩形成时代为中—新太古代，这并不支持把这些岩石的成因作为冥古代地球原始分馏痕迹的看法[12]。

所有被分析的矿物颗粒正 Eu 异常明显（图 3,4）。非洲和西伯利亚金伯利岩中榴辉岩捕虏体也有类似报道。$Eu^{2+}$ 离子半径与 $Ca^{2+}$ 接近，在斜长石中富集。这说明斜长石分馏与地幔

榴辉岩形成紧密相关。在玄武岩岩浆房中结晶出的斜长石密度低，使斜长石漂浮起来，形成富斜长石堆积岩。近地表作用对地幔榴辉岩形成是必需的。未见地幔条件下熔融和分馏能产生明显 Eu 异常的报道。在整个地质年代内，大洋岩石圈岩石结构变化明显[39]。在太古宙，地幔温度比现在高 200～300 C[40]。由于这种原因，太古宙扩张中心岩浆系统同今天明显不同。可以想像，较高地幔温度使得部分熔融程度高，产生大量科马提岩浆并使洋壳变厚。由于橄榄石广泛结晶作用，科马提岩浆靠近地壳-地幔分界面发生分馏，导致洋壳发育（洋壳主要由拉斑玄武岩组成）。太古宙海洋岩石圈也许由连续玄武岩层、富橄榄石堆积岩及残留物和耐熔纯橄岩组成[39]。基于上文关于地幔榴辉岩成因讨论，有理由相信古老洋壳俯冲作用形成地幔榴辉岩。

然而，正如图 6 多元素图解显示的那样，微量元素特征很复杂。这证明地幔榴辉岩仅仅通过古老洋壳俯冲和重结晶作用是不能形成的。俯冲期间脱水和部分熔融也许导致微量元素含量大幅度下降，但并不能引起大离子亲石元素富集和高场强元素亏损（图 6）。相对于邻区的稀土元素，Udachnaya 金刚石中榴辉岩包裹体相有类似 Zr、Hf 亏损和 Sr 富集[10,13]。有两种作用可能涉及到地幔榴辉岩形成。①重结晶发生之前被类似碳酸盐岩熔融体交代。碳酸盐岩熔融体通常大离子亲石元素和轻稀土元素富集，高场强元素亏损。少量这样的熔融体与玄武岩组分混合及随后发生的重结晶也许能形成榴辉岩，其微量元素特征为上文所叙述的那样。②Kelemen 等[41,42]指出地幔岩浆相互作用对地幔成因岩石微量元素行为具有重要的作用。例如，熔融体与亏损地幔橄榄岩相互作用，能够导致岛弧安山岩中高场强元素亏损，因为橄榄石和斜方辉石高强场元素结晶/熔融分配系数比其它不相容微量元素分配系数高。这样的相互作用可能引起地幔橄榄岩中钙辉石（单斜辉石）消失和斜方辉石沉淀。由于单斜辉石中大离子亲石元素含量高，有理由设想，这样的相互作用导致熔融体中大离子亲石元素富集。由于太古宙地幔温度高，俯冲洋壳能被熔融，至少在俯冲期间，洋壳部分熔融程度高。产生的熔融体主元素成分可能为玄武质，$\delta$Eu 比值同原岩相近。太古宙岩石圈地幔橄榄岩间相互作用导致熔融体中大离子亲石元素富集和高场强元素亏损，但不能引起熔融体铕发生明显变化。对于地幔榴辉岩形成而言，深部地幔这些熔融体重结晶作用可能有另外一种机理。

对地幔榴辉岩成因进行归纳，我们认为它的形成与俯冲的古老洋壳紧密相关，但是其它作用（交代作用和重熔作用）也可能与之有关。

（余金杰　译，艾永德　校）

## 参 考 文 献


[1] J. R. Smyth, F. A. Caporuscio and T. C. McCormick, 1989, Mantle eclogite: evidence of igneous fractionation in the mantle. Earth Planet. Sci. Lett., 93, 133～141.

[2] G. A. Snyder, E. A. Jerde, L. A. Taylor, A. N. Halliday, V. N. Sobolev and N. V. Sobolev, 1993, Nd and Sr isotopes from diamondiferous eclogites, Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia, Siberia: evidence of differentiation in the early earth?. Earth Planet. Sci. Lett., 118, 91～100.

[3] A. T. Fung and S. E. Haggerty, 1995, Petrography and mineral compositions of eclogites from the Koidu kimberlite complex, Sierra Leone. Jour. Geophys. Res., 100, 20451～20473.

[4] F. A. Caporusico and J. R. Smyth, 1990, Trace element crystal chemistry of mantle eclogites. Contrib. Mineral.

Petrol., 105,550～561.

[5] H. Helmstaedt and R. Doig, 1975, Eclogite nodules from kimberlite pipes of the Colorado plateau-samples of Franciscan-type oceanic lithosphere. Phys. Chem. Earth, 9,95～111.

[6] E. Jagoutz, J. B. Dawson, S. Hoernes, B. Spettel and H. Wake, 1984, Anorthositic oceanic crust in the Archean earth. Lunar Planet. Sci.,15, 395～396.

[7] I. D. MacGregor and W. I. Manton, 1986, The Roberts Victor eclogites: ancient oceanic crust. Jour. Geophys. Res., 91,14063～14079.

[8] L. A. Taylor and C. R. Neal, 1989, Eclogites with oceanic crustal and mantle signatures from the Bellsbank kimberlite, South Africa, part I: mineralogy, petrography, and whole rock chemistry. Journal of Geology, 97, 551～567.

[9] C. R. Neal, L. A. Taylor, J. P. Davidson, P. Holden, A. N. Halliday, P. H. Nixon, J. B. Paces, R. N. Clayton and T. K. Mayeda, 1990, Eclogites with oceanic crustal and mantle signatures from the Bellsbank kimberlites, South Africa, Part 2: Sr, Nd, and O isotope geochemistry. Earth Planet. Sci. Lett., 99, 362～379.

[10] T. R. Ireland, R. L. Rudnick and Z. Spetsius, 1994, Trace elements in diamond inclusions from eclogites reveal link to Archean granites. Earth Planet. Sci. Lett., 128, 199～213.

[11] D. Jacob, E. Jagoutz, D. Lowry, D. Mattey and Kudrjavtseva, 1994, Diamondiferous eclogites from Siberia: Remnants of Archean oceanic crust. Geochim. Cosmochim. Acta, 58,5191～5207.

[12] D. L. Anderson, 1981, Hotspots, basalts, and the evolution of the mantle. Science, 213, 82～89.

[13] L. A. Taylor, G. A. Snyder, V. N. Sobolev, G. Crozaz and N. V. Sobolev, 1995, Trace element chemistry of eclogitic inclusions in diamond and comparisons with host eclogite, Mir kimberlite, Russia. 6th IKC Extended Abstract, 635～627.

[14] P. Zhang, S. Hu and G. Wan, 1989, A review of the geology of some kimberlites in China. In: Kimberlites and Related Rocks, Vol. 1, Their Composition, Occurrence, Origin and Emplacemen. J. Ross(Ed.), 329～400.

[15] H. Yurimoto, A. Yamashita, N. Nishida and S. Sueno, 1989, Quantitative SIMS analysis of GSJ rock reference samples. Geochemical Journal, 23,215～236.

[16] W. Wang and S. Yurimoto, 1994, Analyis of rare earth elements in garnet by SIMS. Annual Report, Institute of Geoscience, University of Tsukuba, 19, 87～91.

[17] H. O. A. Meyer, 1987, Inclusions in diaomond. In: Mantle Xenoliths. P. H. Nixon(Ed.), 501～523.

[18] E. A. Jerde, L. A. Taylor, G. Crozaz, N. V. Sobolev and V. N. Sobolev, 1993, Diamondiferous eclogites from Yakutia, Siberia: evidence for a diversity of protoliths. Contrib. Mineral. Petrol., 114, 189～202.

[19] V. N. Sobolev, L. A. Taylor, G. A. Snyder and N. V. Sobolev, 1994, Diamondiferous eclogites from the Udachnaya kimberlite pie, Yakutia. Inter. Geo. Rev., 36, 42～64.

[20] R. O. Moore, J. J. Gurney, W. L. Griffin and N. Shimizu, 1991, Ultra-high pressure garnet inclusions in Monastery diamonds: trace element abundance patterns and conditions of origin. Eur. J. Mineral., 3,213～230.

[21] W. L. Griffin, A. L. Jaques, S. H. Sie, C. G. Ryan, D. R. Cousens and G. F. Suter, 1988, Conditions of diamond growth: a proton microprobe study of inclusions in West Australian diamonds. Contrib. Mineral. Petrol., 99, 143～158.

[22] W. F. MacDonough and S.-S. Sun, 1995, The composition of the earth. Chemical Geology, 120,223～253.

[23] A. W. Hofmann, 1988, Chemical differentiation of the earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. Earth Planet. Sci. Lett., 90, 297～314.

[24] D. J. Ellis and D. H. Green, 1979, An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. Contrib. Mineral. Petrol., 71,13～22.

[25] W. Wang, E. Takahashi, and S. Sueno, 1995, Composition of the lithospheric mantle beneath the Sino-Korea craton. 6th IKC Extended Abstract, 663～665.

[26] M. Prinz, D. V. Manson, P. F. Hlava and K. Kiel, 1975, Inclusions in diamonds: garnet lherzolite and eclogite assemblages. Phys. Chem. Earth, 9, 797～815.

[27] A. E. Hall and C. B. Smith, 1984, Lamporite diamonds-are they different? In: Kimberlite occurrence and

orgin: A Basis for Conceptual Models in Exploration. J. E. Glover and P. G. Harris·Ed.). 167～212.

[28] M. L. Otter, and J. J. Gurney, 1989, Mineral inclusions in diamonc from the Sloan diatremes, Colorado-Wyoming State Line kimberlite district, North America. In: Kimberlites and related rocks. J. Ross(Ed.). 2, 1042～1053.

[29] R. O. Moore and J. J. Gurney, 1989, Mineral inclusions in diamond from the Monstery kimberlite, South Africa. In: Kimberlites and related rocks. J. Ross(Ed.). 2, 1029～1041.

[30] E. Takahashi, 1986. Melting of a dry peridotite KLB-1 up to 14 GPa: implications on the origin of peridotite upper mantle. Jour. Geophys. Res., 91, 9367～9382.

[31] J. Zhang and C. Herzberg, 1994, Melting experiments on an anhydrous peridotite KLB-1 from 5.0 to 22.5 GPa. Jour. Geophys. Res., 99, 17729～17742.

[32] A. Yasuda, T. Fujii and K. Kurita, 1994, Melting phase relations of an anhydrous mid-ocean ridge basalt from 3 to 20 GPa: Implications for the behaviour of subducted oceanic crust in the mantle. Jour. Geophys. Res., 99, 9401～9414.

[33] S. E. Haggerty, 1994. Superkimberlite: A geodynamic diamond window to the Earth's core. Earth Planet. Sci. Lett., 122, 57～69.

[34] N. Shimuzu and N. V. Sobolev, 1995. Young peridotitic diamonds from the Mir kimberlite pipe. Nature, 375, 394～397.

[35] E. Takahashi and C. M. Scarfe, 1985, Melting of peridotite to 14 GPa and the genesis of komatiite. Nature, 315, 566～568.

[36] K. Wei, R. G. Trønnes and C. M. Scarfe, 1990, Phase relations of Aluminum-Undepleted and Aluminum-Depalted komatiites at pressures of 4～12 GPa. Jour. Geophys. Res., 95, 15817～15827.

[37] D. G. Pearson, G. A. Snyder, S. B. Shirey, L. A. Taylor, R. W. Carlson and N. V. Sobolev, 1995, Archean Re-Os age for Siberian eclogites and constraints on Archean tectonics. Nature, 374, 711～713.

[38] W. I. Manton and M. Tatsumoto, 1971, Some Pb and Sr isotopic measurements on eclogites from the Roberts Victor mine, South Africa. Earth Planet. Sci. Lett., 10, 217～226.

[39] A. E. Ringwood, 1990, Slab-mantle interactions 3. Petrogeness of intraplate magmas and structure of the upper mantle. Chemical Geology, 82, 187～207.

[40] M. J. Bickle, 1989, Implications of melting for stabilisation of the lithosphere and heat loss in the Archean. Earth Planet. Sci. Lett., 80, 314～324.

[41] P. B. Kelemen, K. T. M. Johnson, R. J. Kinzler and A. J. Irving, 1990, High-field-strength element depletions in arc basalts due to mantle-magma interaction. Nature, 345, 521～524.

[42] P. B. Kelemen, H. J. B. Dick and J. E. Quick, 1992, Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle. Nature, 358, 635～641.

[43] R. G. Coleman, D. E. Lee, L. B. Beatty and W. W. Brannock, 1965, Eclogites and eclogites: their differences and similarities. Geol. Soc. Am. Bull., 76, 483～508.

# 冀北水泉沟偏碱性杂岩体的起源与两种岩浆演化趋势

张招崇　李兆鼐

（中国地质科学院地质研究所，北京 100037）

**摘　要**　水泉沟杂岩体的延伸方向与区域构造线一致，呈东西向。它以富碱、Fe而贫Ca为特征。岩石化学特征表明该岩体为一个钾质—高钾质的钙碱性、弱碱性和碱性岩石共存的杂岩体。岩石化学、稀土和微量元素配分模式显示出岩浆具有两种演化趋势，即酸性趋势（辉石闪长岩→角闪二长岩→石英碱长正长岩→碱长花岗岩）和碱性趋势（正长岩→霓辉正长岩→碱长正长岩）。它具有相对高的Ba、K、Sr和Hf含量以及相对低的Rb、Th、Nb、P和Ti含量，表明岩浆起源于壳幔混合源。锶同位素值计算结果显示出源区为38%的地壳物质和62%的地幔物质的混合物，由此表明原始岩浆起源于上地幔和下地壳的过渡带。

**关键词**　偏碱性杂岩体　起源　两种岩浆演化趋势　混合源　冀北

## 1　引言

由于近年来在水泉沟杂岩体中发现了东坪、后沟和中山沟等十多个金矿床，其总储量约100t，所以水泉沟杂岩体和金矿床的关系也渐渐为人们所重视[31]。但是由于本区范围较大，植被覆盖较厚，所以在一定程度上影响了对它的深入研究，许多学者只将其研究重点放在容矿围岩和金矿上[17,22,23]。对水泉沟杂岩体的起源现在仍有争论，主要观点有：上地幔或下地壳部分熔融后的岩浆分异[20,21,25,28~30]；变质的中基性火山岩系[24]；重熔、交代和混合岩化[10,11,17,22]，其中以持后一观点的人最多。在国际上，对像水泉沟杂岩体这样以中性偏碱性为主的杂岩体的成因也还没有形成统一的认识：同化混染[12]，地幔岩石的交代和部分熔融[4]，岩浆的混合作用[4]，液态不混溶[1]和分离结晶[9]。所以研究水泉沟杂岩体的成因对于解决中性偏碱性岩石的成因以及与碱性岩石有关的金矿的找矿均具有重要意义。本文试图通过研究水泉沟杂岩体的成因来解决中性偏碱性岩石的成因。

## 2　区域地质

水泉沟杂岩体构造上位于华北地台北缘中段，尚义—崇礼近东西向深大断裂的南侧。该断裂为内蒙古地轴和燕山沉降带的分界线（图1）。这是一个相对隆起的地块。区域地层有太古宇桑干群角闪岩相变质岩，其上分别为元古宇长城系和蓟县系的海相沉积岩以及侏罗系的火山-沉积岩。本区主要有三个构造-岩浆旋回：太古—元古宙、海西—印支期以及燕山期。

大多数侵入岩分布在尚义－赤城深大断裂的南侧，其中偏碱性杂岩体和超基性岩体呈东西向展布，而一些酸性侵入体则呈北东向展布，这表明不同的侵入体由不同方向的断裂控制。

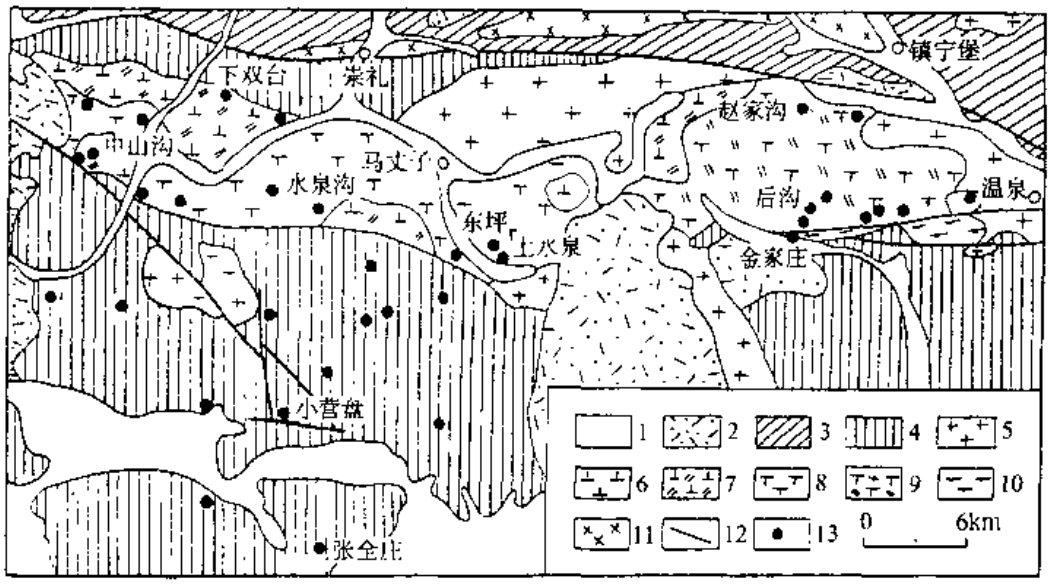



图 1　冀北水泉沟杂岩体地质简图

1—第四系；2—侏罗系；3—古元古界红旗营子群；4—太古宇桑干群；5—燕山期花岗岩；6—印支期(下同)辉石闪长岩组合；7—角闪二长岩组合；8—正长岩组合；9—碱长正长岩组合；10—元古宙辉石岩；11—元古宙花岗片麻岩；12—断裂带；13—金矿床(点)

## 3　岩体地质

水泉沟杂岩体受尚义—崇礼—赤城深大断裂控制，呈近东西向延伸，长约 56km，宽 6～8km，出露面积约 400km$^2$。杂岩体向四周倾斜，北缘倾角较陡，约 70°～80°，南侧较缓，约 40°～50°。其侵入的围岩为桑干群洞沟河组透辉-角闪变粒岩、片麻岩、角闪岩和麻粒岩。杂岩体的西段和中段分别被上侏罗统张家口组和白旗组所覆盖，同时其四周也被几个燕山期花岗岩体所侵入(图 1)。

以前人们认为杂岩体和围岩的界线不清楚，即存在渐变关系。此次研究发现两者之间存在清楚的接触界线，由此表明杂岩体不是交代或混合岩化作用形成的。

杂岩体中的包体分布广泛，尤其在其与围岩接触带附近则更为发育。包体主要为围岩的捕虏体，如片麻岩、角闪岩和大理岩，但同源包体至今尚未发现。捕虏体的成分在一定程度上常遭受了改造，主要表现为暗色矿物的减少和钾长石数量的增加

杂岩体的时代至今仍有争论。现在大约有 30 个同位素年龄(K-Ar 法、Ar-Ar 法和 Rb-Sr 等时线)数据，其变化范围较宽(120～309Ma)，但大多数都集中在 190～210Ma，表明岩浆活动开始于海西期，并于印支期(三叠纪)达到高潮。年龄较小者与蚀变作用有关。这一点与区域偏碱性杂岩体的年龄范围一致[13,18,25]。

根据其侵位顺序、矿物共生组合以及副矿物特征，可以将其划分为四个岩石组合：辉石闪长岩组合、角闪二长岩组合、正长岩组合和碱长正长岩组合，不同岩石组合的分布见图 1。

每一种岩石组合又由若干种岩石类型组成，它们之间多数为渐变关系，少数为突变关系，而不像一般杂岩体那样具有环状构造。

## 4 地球化学

### 4.1 主要元素地球化学

对水泉沟杂岩体的主要元素特征作者曾作过详细的报道[32]，在此只给出主要的结果。杂岩体的 $SiO_2$ 含量为 57.37%～74.76%，但大多数在 61%～66%之间。其主要特征是高的碱度，为 6.77%～14.00%，里特曼指数为 2.85～8.64。其中以辉石闪长岩的碱度最低，属钙碱性系列；碱长花岗岩的碱度较高，但其里特曼指数较低，为 2.89～3.19，平均为 3.07，仍属钙碱性系列；其它岩石属弱碱性—碱性系列，为水泉沟杂岩体的主体部分。大多数岩石具有 Hy 标准分子，而无 Wo 标准分子，表明岩石具有相对高的 Fe 含量和相对低的 Ca 含量。*Al* 值[$Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$]变化范围为 0.75～1.20，但大多数小于 1 并接近于 1。

对碱性岩的定义有许多。Mutschler(1991)在讨论科迪勒拉碱性岩与金矿的关系时，也对碱性岩作了详细的研究，他综合了 Mcdonald(1968)和 Irvine(1971)对碱性岩的定义后，给出了他自己的定义：$\{w(Na_2O+K_2O)\}_{\%}>0.3728\{w(SiO_2)\}_{\%}-14.25$（图 2），为碱性；$b(Na_2O+K_2O)\geqslant b(Al_2O_3)$❶，为过碱性，而副矿物的出现与否不能作为判别是否碱性岩的唯一标准。由于水泉沟杂岩体与金矿的密切关系，我们在此利用了 Mutschle 的方法。由图 2 可以看出，辉石闪长岩、石英碱长正长岩和碱长花岗岩属亚碱性岩石，角闪二长岩、碱长正长

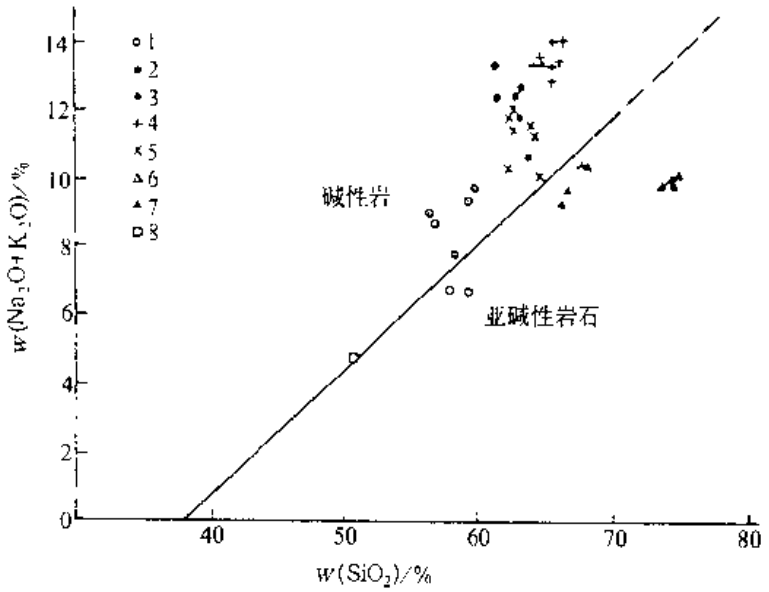



图 2 $w(Na_2O+K_2O)$对 $w(SiO_2)$图解

1—辉石闪长岩；2—角闪二长岩(包括二长岩)；3—透辉正长岩；4—碱长正长岩；5—正长岩；6—石英碱长正长岩；7—碱长花岗岩；8—斜长角闪岩

❶ $b(Na_2O+K_2O)\geqslant b(Al_2O_3)$的意思是 $Na_2O+K_2O$ 的质量摩尔分数大于或等于 $Al_2O_3$ 的质量摩尔分数，故用 $b$ 表示。

岩、正长岩和霓辉正长岩属碱性岩。水泉沟杂岩体的所有岩石的 $b(Na_2O+K_2O)$ 均小于 $b(Al_2O_3)$，所以不属于过碱性岩石。从 $w(Na_2O)$ 对 $w(K_2O)$ 图解(图 3)可以看出，所有的投影点都落在钾质岩区域，只有一少部分岩石如碱长正长岩落在高钾质岩区域，石英碱长正长岩则落在钾质与高钾质的边界附近。因此水泉沟岩体为一个钾质-高钾质的钙碱性、弱碱性和碱性岩共存的杂岩体。

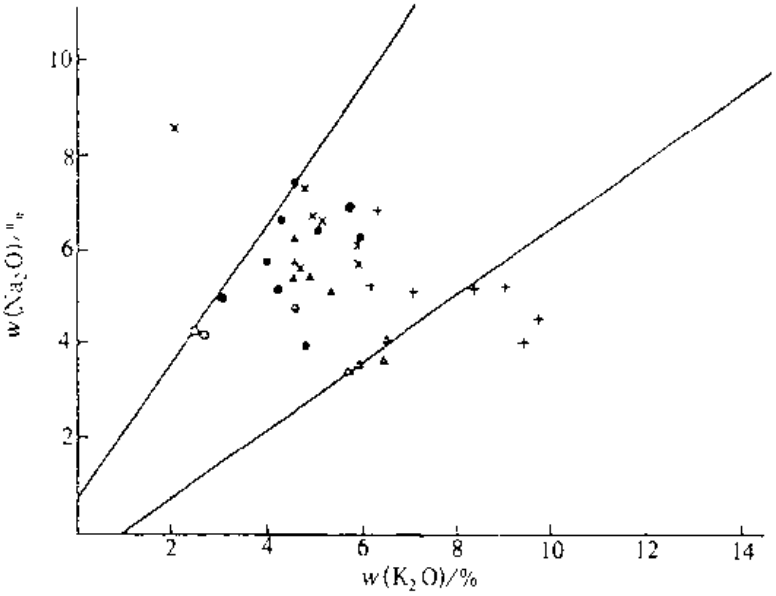



图 3　$w(K_2O)$ 对 $w(Na_2O)$ 图解

图例同图 2

Q-Ne-Kp 图解(图 4)显示出两种岩浆演化趋势，一是向酸性方向演化($M_1$ 点)；另一是向碱性方向演化($M_3$ 点)，但没有向 $M_2$ 演化的趋势。这与前面所论述的属于钾质岩浆这一结论一致，同时也与矿物共生组合一致，即没有出现副长石组合，而出现石英＋碱性长石组合，其中辉石闪长岩、角闪二长岩、石英碱长正长岩和碱长花岗岩显示出酸性演化趋势，正长岩、霓辉正长岩和碱长正长岩显示出碱性演化趋势。

从分异指数($DI$)对主要氧化物图解(图 5)可以清楚地看出，存在着两条岩石化学成分变异线，分异指数最大的一是碱长花岗岩，另一是碱长正长岩，反映了一是向酸性方向演化，另一是向碱性方向演化。酸性演化趋势表现为辉石闪长岩→角闪二长岩→石英碱长正长岩→碱长花岗岩；碱性演化趋势则表现为正长岩→霓辉正长岩→碱长正长岩。这两条演化线总体上相似，其主要区别是，酸性演化线的 $Na_2O$ 和 $K_2O$ 含量随 $DI$ 的增加而缓慢地增加，而碱性演化线则显示出随 $DI$ 的增加，$Na_2O$ 含量降低，而 $K_2O$ 含量则增高。另外，图 5 也显示出在低 $DI$ 值时，随 $DI$ 的增加 FeO、MgO 和 CaO 的含量迅速降低，而在高的 $DI$ 时，它们的变化则不明显，说明了铁镁矿物的分离结晶作用主要发生在分异作用的早期，而不是晚期。

### 4.2　稀土元素和微量元素地球化学

水泉沟杂岩体有两组近平行的稀土配分曲线，并且均属于低—中等稀土富集型(图 6)，这一点与桑干群变质岩的稀土曲线有明显的区别，后者基本上为平坦型的稀土曲线。水泉沟杂岩体的另一特点是缺乏 Eu 的负异常，表明没有发生斜长石的分离结晶作用，也不是上地壳的部分熔融的产物。

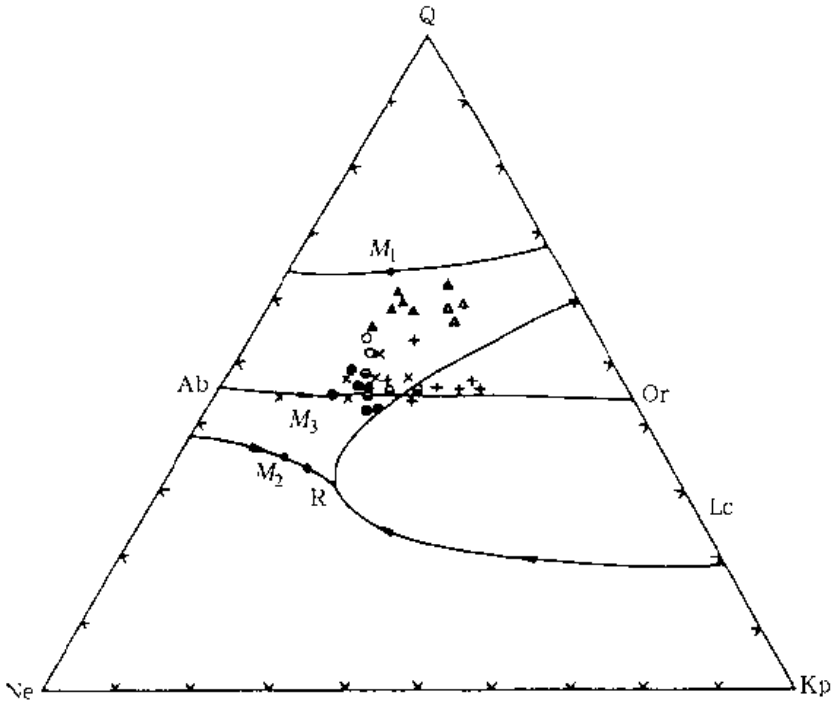



图 4　Q-Ne-Kp 图解

图例同图 2

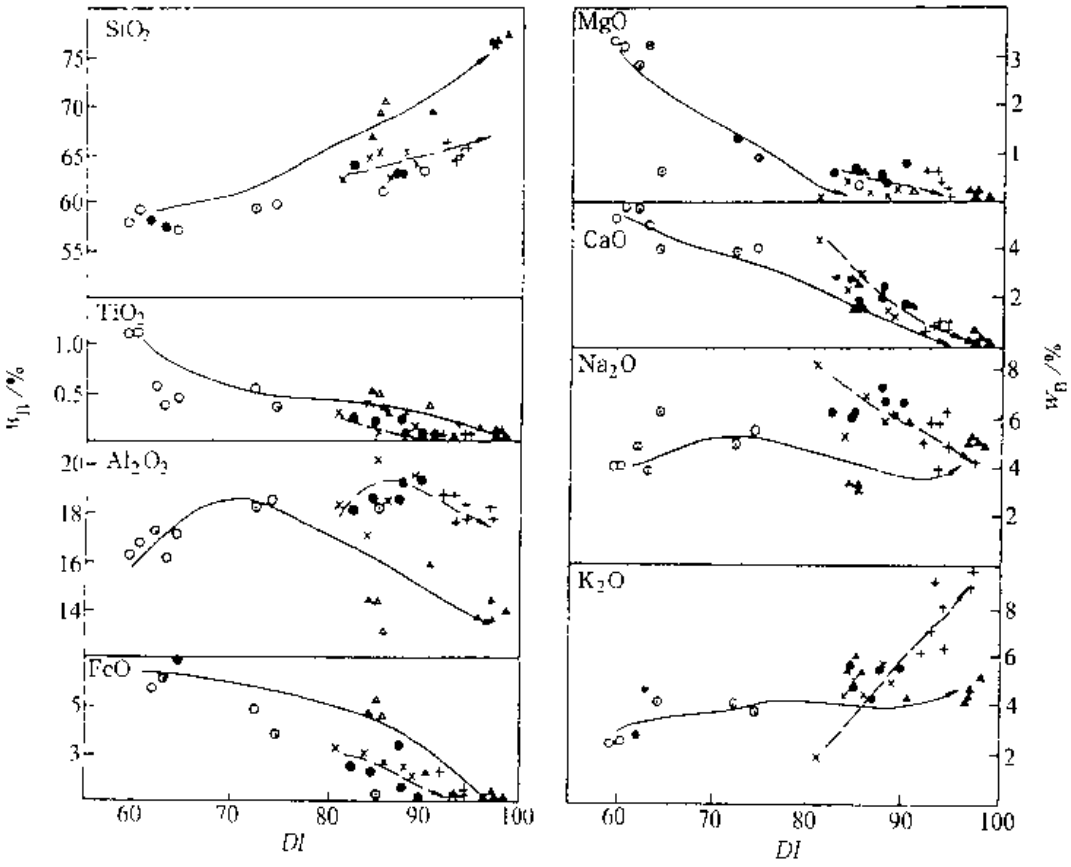



图 5　*DI* 对主要氧化物图解

实线代表酸性演化趋势；虚线代表碱性演化趋势；其它图例同图 2

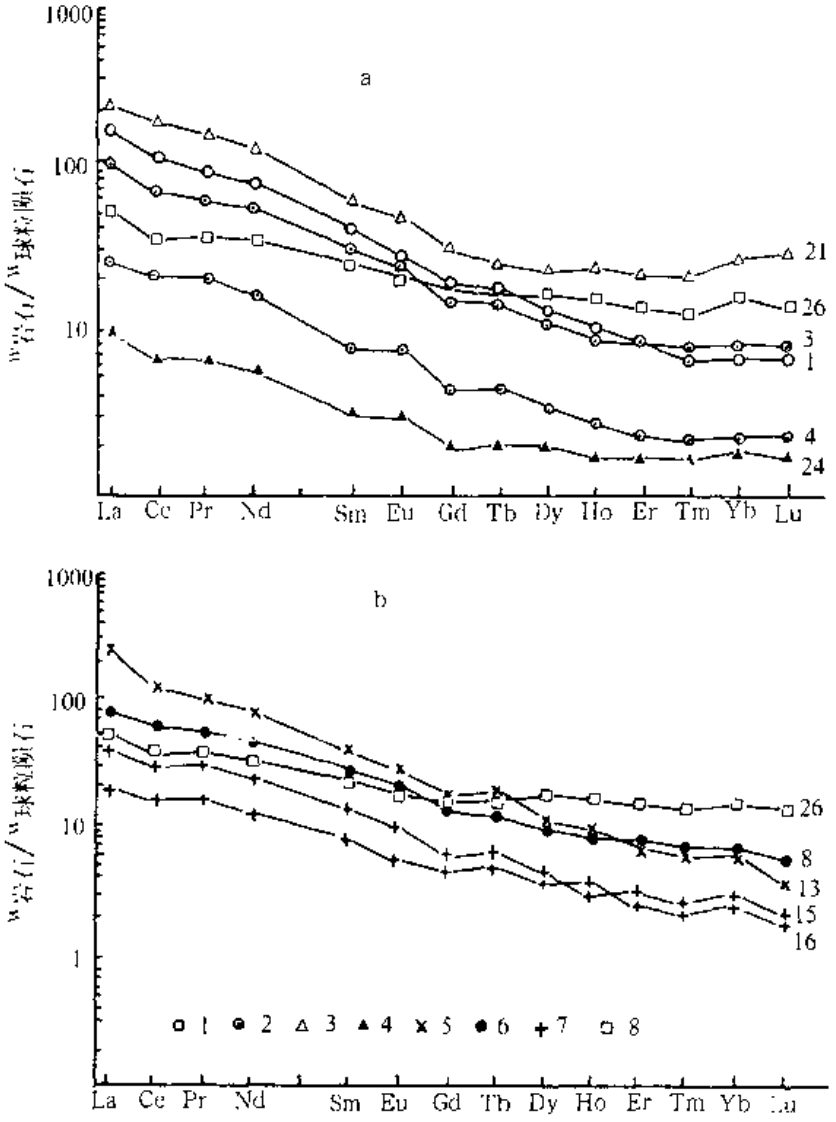



图 6　水泉沟杂岩体不同岩石的稀土配分模式

a- 酸性演化趋势；b　碱性演化趋势

1—辉石闪长岩；2-角闪二长岩；3—石英碱长正长岩；4—碱长花岗岩；5—正长岩；6—霓辉正长岩；7—碱长正长岩；8- 斜长角闪岩

REE 对 Ti、Zr 和 P 的图解表明稀土总量与 Ti、Zr 和 P 的含量成正相关，尤其 Ti 的关系最为明显[28]，说明稀土主要富集在副矿物中，如榍石、磷灰石和锆石，并且这些副矿物的分离结晶作用是产生稀土分馏的主要机制。

微量元素蛛网图也有两组近平行的曲线(图 7)，它们均展示出相对富集 LILE，而亏损 HFSE，并且具有 Ba、K、Sr 和 Hf 的正异常以及 Rb、Th、Nb、P 和 Ti 的负异常，显示出壳幔混合源的特征，而与太古宇变质岩的微量元素特征有明显的不同。

### 4.3　同位素地球化学

辉石闪长岩的 $\delta^{18}O$ 值为 2.9‰，在水泉沟杂岩体不同岩石类型中最低；角闪二长岩为 5.88‰～7.9‰，平均为 7.03‰；正长岩为 4.1‰～8.13‰，平均为 6.13‰；后沟地区的碱长正长岩组合中的正长岩-碱长正长岩为 7.1‰～9.1‰，石英碱长正长岩和碱长花岗岩分别

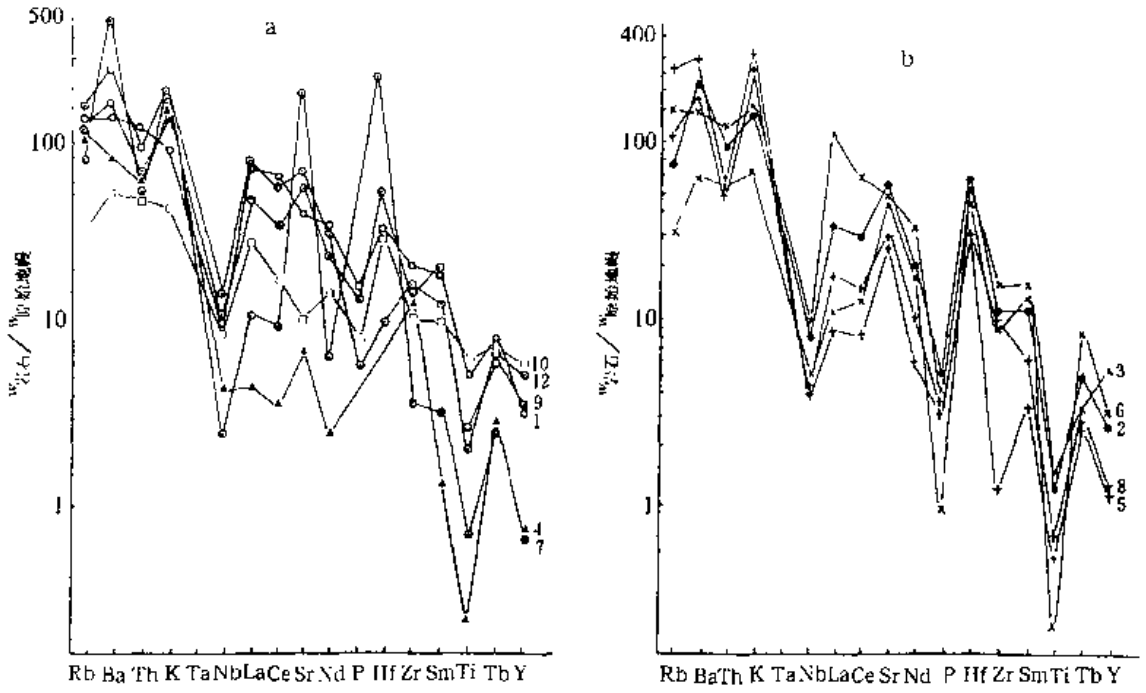



图 7　水泉沟杂岩体微量元素蛛网图

图例同图 2；a—酸性演化趋势；b—碱性演化趋势

为 10.32‰和 7.6‰。所以除少数样品高于 10‰或低于 5.5‰外，大多数样品在 5.5‰～10‰之间，属正常花岗岩类。所以氧同位素特征表明水泉沟杂岩体岩浆主要来源于上地幔，但被地壳物质所混染。

水泉沟杂岩体的铅同位素组成为：$^{206}Pb/^{204}Pb = 16.4565 \sim 17.3904$，$^{207}Pb/^{204}Pb = 15.2701 \sim 15.4723$，$^{208}Pb/^{204}Pb = 36.5321 \sim 37.3931$。其中角闪二长岩的铅同位素值比霓辉正长岩和碱长正长岩的相应值要低。太古宇变质岩的铅同位素值为：$^{206}Pb/^{204}Pb = 14.32 \sim 14.70$；$^{207}Pb/^{204}Pb = 14.77 \sim 14.94$；$^{208}Pb/^{204}Pb = 34.0925 \sim 34.3314$，比水泉沟杂岩体相应的值明显要低。因此，角闪二长岩较低的铅同位素值可能是由太古宙地层的混染造成的，同时也说明水泉沟杂岩体不是起源于太古宙地层。

在 Zartman & Doe(1981)的铅同位素构造模式图上[26]，6 个铅同位素落在上地幔增长线的两侧(图 8)。角闪二长岩、正长岩和霓辉正长岩落在上地幔和下地壳增长线之间，碱长正长岩落在上地幔和造山带增长线之间，造山带铅代表了沉积物与来自亏损地幔的岩浆在地幔楔形区的混合物，因此水泉沟杂岩体的源区不是单一的源区，而可能是上地幔与下地壳的混合源。

5 个样品被选用为进行 Rb-Sr 等时线年龄的测定。结果为：等时线年龄为 309Ma±14Ma，锶同位素初始值为 0.70618±0.00014，相关系数为 0.9969。很明显，岩浆源区属壳-幔混合源。

在此采用 Faure(1986)提出的二源混合锶模拟公式[6]：

$$I_{Sr,m} = [I_{Sr,A}X_A f_A + I_{Sr,B}X_B(1 - f_A)]/[X_A f_A + X_B(1 - f_A)] \qquad (1)$$

式中，$I_{Sr,A}$和 $X_A$ 分别为 $t$ 时的锶同位素值和锶含量；$I_{Sr,m}$为混合锶的同位素值；$f_A = A/(A+B)$，为地壳物质的百分比。将(1)式变换后可得：

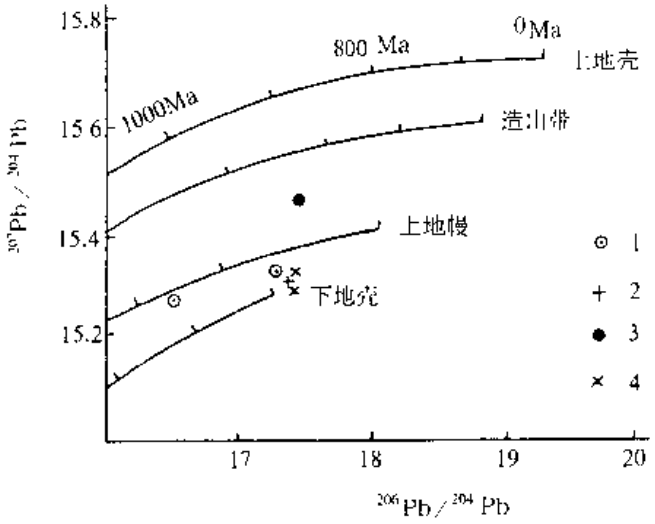



图 8　水泉沟杂岩体的铅同位素成分在 Zartman & Doe(1981)的铅同位素构造模式图上的投影

1— 角闪二长岩；2—碱长正长岩；3— 霓辉正长岩；正长岩

$$f_A = [(I_{Sr,m} - I_{Sr,B})X_B]/[(I_{Sr,A} - I_{Sr,m})X_A + (I_{Sr,m} - I_{Sr,B})X_B] = 1/(1+p) \quad (2)$$

其中　$$p = [(I_{Sr,A} - I_{Sr,m})X_A]/[(I_{Sr,m} - I_{Sr,B})X_B] \quad (3)$$

高等(1988)测定了桑干群变质岩的$^{87}Sr/^{86}Sr$的初始值[7]，由此可以从 Faure(1972)的近似公式求得 300Ma 时$I_{Sr,m}$的值[5]：

$$(^{87}Sr/^{86}Sr)_t \approx (^{87}Sr/^{86}Sr)_0 + (^{87}Rb/^{86}Sr)\lambda t \quad (4)$$

由(4)式可得，$I_{Sr,A}=0.7094$，其 Sr 的含量为 $490\times10^{-6}$；原始地幔 Sr 的初始值为 0.704 (Faure，1986)，其 Sr 的含量为 $450\times10^{-6}$[6]。从(2)和(3)式可求得 $f_A$ 值为 38%，即壳源组分占 38%，幔源组分占 62%。

### 4.4　岩浆上升速度和侵位深度

当岩浆在一定压力梯度条件($\nabla p$)下，沿宽度一定的垂直裂隙上升时，可由下式估算出岩浆上升速度[8]：

$$U_m = \nabla p \cdot \Delta x^2/12\mu \quad (5)$$

式中：$U_m$ 为上升速度；$\Delta x$ 为裂隙宽度；$\mu$ 为岩浆的粘度。当压力梯度由岩浆与围岩的密度差引起时，则上式变为：

$$U_m = (\rho_s - \rho_f) \times \Delta x^2/12\mu \quad (6)$$

式中：$\rho_f$ 和 $\rho_s$ 分别为围岩和岩浆的密度。水泉沟杂岩体由尚义-崇礼-赤城深断裂控制，它的宽度(10m)，可作为岩浆上升的裂隙宽度。深部地壳(围岩)的密度约为 $2.75\times10^3kg/m^3$，岩浆的密度和粘度可以根据主要岩浆的化学成分，由 Botting *et al.* (1972)[2]和 Shaw(1972)[16]的公式求得，结果分别为 $2.37\times10^3kg/m^3$ 和 $4.55\times10^7Pa\cdot s$。这样计算出的岩浆上升速度为 $7\times10^{-5}m/s$，即每年上升约 311m。与其它地区的花岗质岩浆的上升速度相比，水泉沟杂岩体的上升速度较慢，这样慢的上升速度为岩浆与围岩的同化混染作用创造了条件。

地质方法是估算岩浆侵位深度最好的方法。水泉沟杂岩体中有许多大理岩的捕虏体，它们的产状基本一致，表明它们为杂岩体的顶垂体。这些大理岩局部可见与桑干群片麻岩呈不整合关系，表明它们不是桑干群的夹层，而是元古宇长城系。由前述可知，水泉沟杂岩体的侵

位时代主要为印支期，这样其上覆地层的厚度，即从元古宇长城系到二叠系，代表了水泉沟杂岩体的侵位深度(2～3km)。

## 5 讨论

水泉沟杂岩体的岩石化学、稀土和微量元素揭示出两种演化趋势，并且稀土、微量元素和同位素(O、Pb 和 Sr)特征表明水泉沟杂岩体的源区为由 38%的地壳物质和 62%的地幔物质组成的壳幔混合源。因此，解决水泉沟杂岩体的成因的关键问题是：岩浆混合的主要途径以及控制岩浆演化的因素。

水泉沟杂岩体的最基性岩石类型是辉石闪长岩，其 $SiO_2$ 含量为 58%～59%，相当于安山质岩浆成分，而缺乏基性岩石。如果原始岩浆起源于上地幔，那么至少应该形成少量基性岩浆，显然水泉沟杂岩体不是直接来自上地幔。水泉沟杂岩体中石榴子石的特征显示出它们是同化混染的产物[30]，但是对岩浆而言，要同化如此多的地壳物质(38%)显然是不可能的。当 38%的地壳物质进入岩浆时，结果将只有百分之几的地壳物质被同化，而大量的物质将残留下来，而这与实际不符。因此，同化混染作用虽然存在，但不是导致 38%的地壳物质混合的主要原因。液-液混合，指的是来自地幔的岩浆与来自地壳的岩浆的混合，然而这种混合方式对水泉沟杂岩体而言既缺乏地质证据(如不平衡矿物组合)，也得不到稀土、微量元素和同位素研究结果的支持。固-固混合一般认为洋壳物质在地幔楔与地幔物质的混合，然而本区在海西期时是位于远离俯冲带的大陆板内[15]，因此，固-固混合模型也不适合于本区。可能性更大的是另一种固-固混合模型，即岩浆源区物质的混合，这样的源区应该是上地幔与下地壳的过渡带，即上地幔的顶部和下地壳的底部。在此地带，上地幔物质中包含有下地壳物质，而下地壳物质中也含有上地幔物质，这已为地球物理资料所证实。这样的源区熔融形成的岩浆为中性岩浆。在高温时不同成分熔融形成的岩浆均匀地混合在一起，而当岩浆上升到高位岩浆房时，随温度的降低，它们就会发生液态不混溶，而形成两种子岩浆，它们各自演化形成两种演化趋势。同化混染作用发生在高位岩浆房的两侧，同时在上升过程中由于上升速度慢也发生了同化混染作用。最后，岩浆在地表以下约 2～3km 处发生侵位。这个推测的混染过程与杂岩体的地质-地球化学特征相吻合。

## 6 结论

1. 水泉沟岩体是一个钾质-高钾质的钙碱性、弱碱性和碱性岩石共存的杂岩体。

2. 岩浆有两种演化趋势，一为酸性趋势：辉石闪长岩→角闪二长岩→石英碱长正长岩→碱长花岗岩；另一为碱性趋势：正长岩→霓辉正长岩→碱长正长岩。

3. 原始岩浆起源于上地幔和下地壳的过渡带，该带由 38%的地壳物质和 62%的地幔物质组成。岩浆侵位深度为约 2～3km。其复杂的岩石组合与壳幔混合源的部分熔融、液态不混溶、分异作用(包括早期的铁镁矿物的分离结晶作用)以及高位岩浆房中和上升过程中的同化混染作用有关。

**致谢** 本项目得到中国国家自然科学基金的资助。野外工作得到了东坪和后沟金矿的大力

支持，在此表示衷心地感谢。在工作过程中蒋心明教授给予了有益的建议和讨论，并且提供了他的未出版的数据，我们由衷地表示感谢。我们同时也感谢所有为我们进行化学分析和同位素分析的人们。

## 参 考 文 献

[1] L. Beccaluva, M. Barbieri, H. Born et al., 1992, Fractional crystalization and liquid immiscibility process in the alkaline-carbonatite complex of Juquia (Sao Paulo, Brazil). J. Petrol., 33, Part 6: 1371～1404.

[2] Y. Bottinga, 1972, The density of magmatic silicate liquids: a model for calculation. Amer. J. Sci., 271: 438～475.

[3] L. Corriveau and M. P. Gorton, 1993, Coexisting K-rich alkaline and shoshonitic magmatism of arc affinities in the Proterozoic: a reassessment of syenite rocks in the south western Greaville Province. Contri. Mineral. Petrol., 113: 262～272.

[4] M. J. Dorais and C. Floss, 1992, An ion and electron microprobe study of the mineralogy of enclaves and host syenites of the Red Hill Complex, New Hampshire, USA. J. Petrol., 33: 1193～1218.

[5] G. Faure and J. C. Powell, 1972, Strontium isotope geology. Springer-Verlag Berlin-Heidebery. New York.

[6] G. Faure, 1986, Principles of isotope geology. John Willey and Sons. 141～247.

[7] 高励、高凡，1988，河北张家口-宣化地区麻粒岩 Rb-Sr 等时线年龄的研究，中国地质科学院天津地质矿产研究所所刊，No. 14，121～127.

[8] R. B. Hargraves, 1980, Physics of magmatic process. Princeton University Press, Princeton, New Jersey.

[9] C. M. B. Henderson, K. Pendiebury and K. A. Foland, 1989, Mineralogy and petrology of the Red Hill alkaline igneous complex, New Hampshire, USA. J. Petrol., 30: 627～666.

[10] 胡小蝶，赵嘉农，李双宝，1990，张宣地区太古代变质岩中脉金的成矿作用，中国地质科学院天津地质矿产所所刊，No. 18.

[11] 李红阳、彭岚、王国富，1987，冀西北崇礼-赤城含金剪切带成矿机制，贵金属地质，3：169～175。

[12] B. A. Litvinovskiv, A. N. Zanvilevich and I. V. Aschepkov, 1986, The nature of the sviatonossits of Lake Baykal. Inter. Geology Rev., 28: 46～61.

[13] 牟宝磊、阎国翰，1992，燕辽三叠纪碱性-偏碱性杂岩体地球化学特征及意义，地质学报，66：108～121。

[14] F. E. Mutschler, 1991, The precious metal deposits associated with alkaline rocks—— a spatial and temporal process in Cordillera. Mining Engineering. March: 304～309.

[15] 邵济安，1991，中朝板块北缘中段地壳演化，北京大学出版社，

[16] H. R. Shaw, 1972, Viscities of magmatic silicate liquids: an empirical mothed of prediction. Amer. J. Sci. 272: 870～893.

[17] 宋瑞先，1990，张家口地区水泉沟二长岩体的成因及其与金矿的成生联系，金矿地质论文选集（第1辑），82～91.

[18] 谭东娟、林景仟（主编），1994，华北地台中生代钾质岩浆区，地震出版社，

[19] H. P. Taylor, 1968, The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks. Contri. Mineral. Petrol., 19: 1～71.

[20] 王蓉蓉，1992，河北金家庄地区长英质碱性杂岩的特征及成因，桂林冶金地质学院学报，No. 1：12～19。

[21] 王正坤、蒋心明、王郁等，1992，河北张-宣地区水泉沟杂岩体的起源和形成机制及其地质意义，贵金属地质，1(1)：14～20。

[22] 魏菊英、苏琪，1994，河北东坪金矿区水泉沟岩体的地球化学特征，地质科学，29：256～266.

[23] 向树元、叶俊林、刘杰，1992，后沟-水泉沟碱性正长岩体的成因及其与金矿成矿的关系，现代地质，No. 1：55～62。

[24] 许云程、员强、李少众，1994，东坪金矿成矿研究，地质与勘探，No. 2：29～33。

[25] 阎国翰、牟宝磊、曾贻善，1989，中国北方碱性和偏碱性侵入岩的时空分布及大地构造意义，中国地质科学院沈阳地质矿产所所刊，No. 19：93～100.

[26] R. E. Zartman and B. R. Doe, 1981, Plumbotectonics——the model. Tectonophysics, 75:135～162.

[27] 曾广策,1992,河北崇礼水泉沟碱性杂岩体(西段)岩矿特征及岩体成因研究,--冶地质科技参考,No. 4、29～37。

[28] 张招崇,1995,冀北水泉沟杂岩体的成因机制及其与金的成矿作用关系的研究,中国地质科学院博士学位论文。

[29] 张招崇,1995,冀北水泉沟偏碱性杂岩体中云辉闪长岩的发现及其地质意义,岩石矿物学杂志,14:9～18。

[30] 张招崇,1995,冀北水泉沟偏碱性杂岩体中石榴石的特征及其地质意义,矿物岩石 15(2):7～15。

[31] Z. C. Zhang and J. W. Mao, 1995, Geology and geochemistry of the Dongping gold telluride deposit in North Hebei, China. International Geology Review, 37:1094～1108.

[32] Z. C. Zhang and H. X. Chen, 1996, Geology and Geochemistry of the Shuiquangou complex, Northern Hebei Province, China. Scientia Geologica Sinica, 5:447～468.