

青藏高原北部鲸鱼湖地区中新世和更新世两期橄榄玄粗质系列火山岩

杨经绥 吴才来 史仁灯 李海兵 许志琴 孟繁聪

YANG JingSui, WU CaiLai, SHI RenDeng, LI HaiBing, XU ZhiQin and MENG FanCong

中国地质科学院地质研究所, 北京 100037

Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China

2001-05-21 收稿, 2001-07-30 改回.

Yang JS, Wu CL, Shi RD, Li HB, Xu ZQ and Meng FC. 2002. Miocene and Pleistocene shoshonitic volcanic rocks in the Jingyuhu area, north of the Qinghai-Tibet Plateau. *Acta Petrologica Sinica*, 18(2):161-176

Abstract Two periods, Miocene and Pleistocene, of shoshonitic volcanic rocks were recognized in the Jingyuhu area, northern Qinghai-Tibet plateau. The earlier one is intermediate trachyte series, and the later one is tephrite-basalt trachyte series. The two series have different types of phenocryst, chemical composition, trace element pattern and ratio of isotopic element, but they show similar REE patterns. Isotopic characteristics suggest that these rocks were originated from EM II type of mantle, a kind of enriched mantle with the addition of recycled crustal material. The occurrence of the two periods and two series of volcanic rocks suggest that the different periods of Cenozoic volcanic activity on the plateau can be overlapped in space. The volcanic activities occurred along the giant sinistral strike-slip fault along the south margin of Kunlun Mountain, specifically constrained by the second-order faults to the north of the main fault. The deep-cut lithospheric faults here acted as a magma channel, and the occurrence of two periods of eruption represents the reactivity of the fault.

Key words Qinghai-Tibet plateau, Hohxil, Jingyuhu, Shoshonite, Potassic volcanic rock, Cenozoic volcanism

摘要 鲸鱼湖地区识别出了两个时期橄榄玄粗质火山岩喷发, 早期为中新世, 晚期为更新世。早期的属低碱安粗岩类, 晚期的主要为碱玄岩-高碱的安粗岩类。两者在斑晶类型、主元素和微量元素丰度和同位素比值等方面都存在区别, 但显示了相同的稀土元素分配型式。岩石同位素的环境判别表明它们都源自 EM II 型地幔, 属有再循环地壳物质加入的富集地幔。鲸鱼湖产出两个时代火山岩表明不同时期的新生代火山活动在空间上是可以叠加的。鲸鱼湖的火山沿巨型昆仑山南缘左行走滑断裂带分布, 主要受断裂带北侧展布的次级断裂控制。岩石圈深断裂起到了岩浆通道的作用, 而两期火山喷发的存在则说明了断层的多期活动。

关键词 青藏高原, 可可西里, 鲸鱼湖, 橄榄玄粗岩, 安粗岩, 新生代火山岩

中图法分类号 P588.14; P597

1 引言

青藏高原北部广泛分布着一套以橄榄玄粗质 (shoshonitic) 系列为主的新生代火山岩, 这套岩石也被称为钾玄岩、钾质火山岩 (如: 邓万明, 1991, 1993), 或橄榄安粗岩 (如: 王德滋等, 1991)。它们的空间分布规律、岩浆来源, 形成

时代和机制, 以及与高原形成和隆升的关系, 近些年来, 一直成为研究高原问题的热点 (如, 邓万明, 1998; 迟效国等, 1999; 郑祥身等, 1996; 丁林等, 1999; 谭福文等, 2000; Arnaud *et al.*, 1992)。另一方面, 人们也已注意到, 新生代橄榄玄粗质的岩浆活动不仅在高原北部, 在藏南和藏东也都较多地存在 (如: Chung *et al.*, 1998; Miller *et al.*, 1999; Yang *et al.*, 1997), 并且, 在高原的西部, 喀喇昆仑地区也发现有

* 本研究得到国家重点基础研究发展规划项目 (编号 G1998040800) 和国家自然科学基金项目 (编号 49732070) 资助。

第一作者简介: 杨经绥, 男, 1952 年生, 加拿大 Dalhousie 大学博士, 研究员, 主要从事青藏高原和造山带岩石构造研究;

E-mail: yangjsui@public.bta.net.cn

新生代橄榄玄粗质岩浆活动(Pognante, 1990)。

从目前的研究状况来看,近些年对高原新生代橄榄玄粗质火山岩的研究已取得很大进展,并且已有不少人尝试了不同的模式解释其成因及地质意义(例如,Turner *et al.*, 1996; Xu *et al.*, 1999; 邓万明等, 1999)。但另一方面,对高原这套特殊火山岩的时空间分布等地质调查还远未结束,并且已有的许多调查也仅仅是初步成果,因此,在目前阶段想要建立一个令多数人满意的模式难度还是很大的。相信随着调查者的足迹逐渐延伸到高原的各个角落,对高原内部这套产出特殊的新生代橄榄玄粗岩的成因研究有望取得突破性进展。

本文报道的鲸鱼湖地区的钾质系列的火山岩的调查工作系 1997 年中法联合考察可可西里期间所完成。该考察历尽艰辛,许多考察队员经历了生与死的考验。本文是该考察成果的一部分。鲸鱼湖火山岩的存在《新疆维吾尔自治区地质志》中已有简单报道(新疆维吾尔自治区地质矿产局, 1993),本文拟从该火山岩的产出、岩石学特征、同位素地球化学及年代学等方面给出初步研究成果。

2 火山岩的产出

鲸鱼湖是一个面积达 600km² 的位于青藏高原中北部的咸水湖,该湖位置在 89°30'E 36°30'N,行政上隶属新疆(图 1)。去鲸鱼湖是由北线进入。自茫崖石棉矿向南穿越祁漫塔格山,经过阿其克羊勒湖再翻越一座山就进入鲸鱼湖地区,全程约 300 余公里。地理上鲸鱼湖北倚昆仑山南临可可西里山,地势较平坦,地形开阔,湖边最低处已海拔 4800m,属高原地貌。

在距鲸鱼湖北岸不远的地方,呈线型东西向分布着一条火山带。从卫星影像上可分别出三个孤零的火山岩锥(图 2),由西向东,我们分别将其称为鲸-1,鲸-2 和鲸-3 火山(图中代号为 4-1,4-2 和 4-3)。在火山附近有一条东西走向的断层,其产状平直,它是巨型昆仑山南缘边界断裂的西延部分,火山的展布受其次一级断裂控制。

鲸-1 火山呈残锥状,面积近 1km²。火山表面呈大量风化壳,为棕红色,且气孔十分发育。火山岩以熔岩为主,少量为火山角砾碎屑岩。熔岩流为灰黑色,块状,地表出露厚度接近 100m,真实厚度不详。熔岩流中有大量同源火山角砾,另有一些浅色花岗质壳源包体,其中有些含石榴石,确认其为麻粒岩包体(见下文)。

鲸-2 火山锥规模较鲸-1 略大些,面积约 2km²,高度 100 余米,在地表也为一残锥状(图 3A),但下部的熔岩流保存的规模较大些,尤其在其南部风化壳下可见熔岩流向南延伸一定距离。可见熔岩流远离火山锥产状较缓,单层熔岩流厚度可达 3~5m(图 3B),熔岩流中也有一定量同源火山碎屑,但未见外来壳源花岗质捕虏体。

鲸-3 火山岩规模相对更大,其面积 5km² 以上,相对高度近 500m,山上积雪覆盖,气势雄伟。山脚下遭受风化过的火

山岩主要为灰黄色厚层状,表壳风化成暗红色,并且熔岩上部多气孔。下部熔岩为灰绿色,可见长石斑晶,并见含玻璃质较高的暗色条带层。从岩石面貌来看,这套岩石与鲸-2 的底座岩石类型十分相似。

3 两期火山岩特征

根据镜下观察,结合成分分析和年代分析,鲸鱼湖 3 个火山岩锥中存在两期时代和岩性都不同的火山岩,即,更新世的碱玄岩和相对高碱的安粗岩类和中新世的含碱相对较低的安粗岩类。前者包括鲸-1 火山的全部和鲸-2 火山的上部;后者包括鲸-2 火山的下部和鲸-3 火山的全部。但需指出的是,由于未能攀到鲸-3 火山的上部,尚不能确定鲸-3 火山是否也存在类似鲸-2 火山特点,即,除了下部的低碱的安粗岩外,上部也另有一套碱玄岩和高碱安粗岩类。

3.1 更新世响岩质碱玄岩和高碱的安粗岩类

这套岩石的特点是基性程度和碱度较高, SiO₂ 和 (K₂O + Na₂O) 含量分别为 45%~55% 和 8%~9% (表 3 中样品 J10, J13 和 K2-15)。K-Ar 法全岩定年获得三个年龄数据分别是 0.60Ma(鲸-1), 1.16Ma(鲸-1) 和 0.69Ma(鲸-2)(表 1),表明它们的喷发期在更新世。

岩石中斑晶主要是橄榄石、单斜辉石、碱性长石、斜长石,及少量细粒白榴石;基质主要为玻璃质及一些微细结晶矿物。有些未见斑晶的岩石则以玻璃质为主。

斑晶所占比例一般为 20% 左右,少数可达 30%。橄榄石斑晶含量 < 10%, 自形晶发育(图 3C), 一般 1~2mm 大小, 其 Fo 为 70~84, 属贵橄榄石。单斜辉石斑晶含量 10%~15%, 但粒度相对较细, 一般 1mm 左右, 端元组分主要为 Wo : En : Fs = 32~49 : 30~45 : 10~49, 属透辉石质普通辉石。碱性长石斑晶相对不发育, 含量 3%~5%, 主要为透长石类(Or : Ab : An = 36~56 : 36~61 : 3~8)。另有一些斜长石斑晶, 其中以更长石(An = 10~30) 为主, 少量为中长石(An = 30~50)。一些呈等轴状小颗粒的白榴石(< 1mm) 散布在基质中, 其 K₂O 含量 > 20% (表 2)。这套斑晶矿物属岩浆初始结晶时高温下的产物。

与该碱玄岩不同的是, 高碱的安粗岩中出现较多的斜方辉石小斑晶, 其产在单斜辉石附近, 或产在基质中。基质中斜方辉石的 En = 62~72, 其中以 < 70 为多(表 2)。此外, 本岩石中还发现二辉岩包体, 温压计算表明其来自 > 100 km 深度(吴才来等, 2001)。

3.2 中新世低碱的安粗岩类

这套岩石的特点是偏中性, SiO₂ 含量较前者略高, 为 57%~60%, 但碱含量反而略低, (K₂O + Na₂O) 为 7%~8% (表 3 中的 K2-29, K2-3-1~K2-3-15)。3 个安粗岩 K-Ar

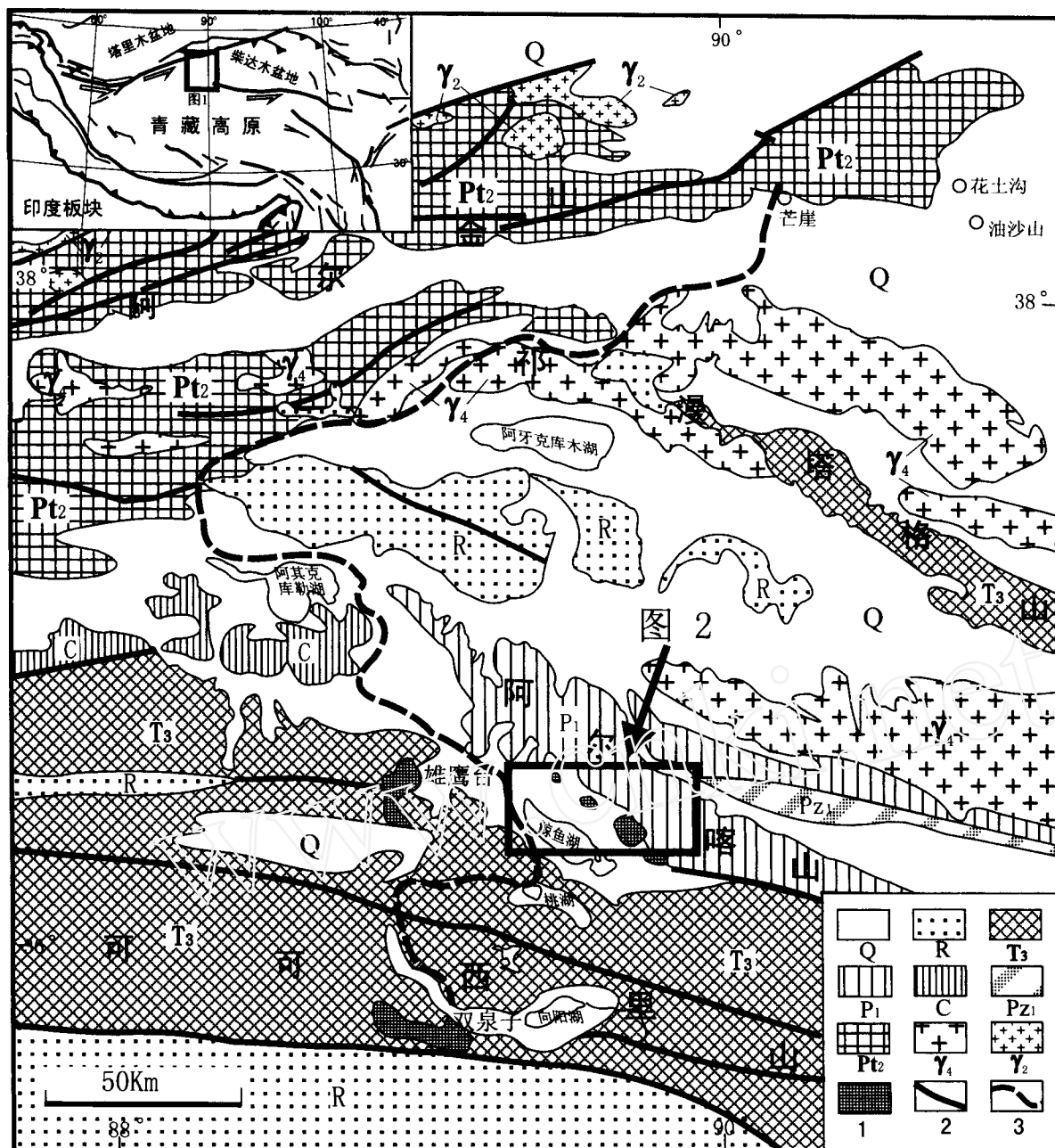


图1 藏北可可西里鲸鱼湖地区地质及火山位置图(据1:150万青藏高原及邻区地质图修改)

Q: 第四系沉积物; R: 第三系碎屑岩夹火山岩和石膏层; T3: 上三叠统砂岩碎屑岩; P1: 下二叠统灰岩夹海相碎屑岩; C: 石炭系灰岩夹煤系和火山岩; Pz1: 下古生界浅变质岩石夹硅质岩和火山岩; Pt2: 中元古界浅变质碎屑岩、灰岩和火山岩; γ_4 : 上古生界花岗岩; γ_2 : 元古界花岗岩; 1-新生代火山岩; 2-主要断裂; 3-考察路线

Fig.1 Geological map around the Jingyuhu area, Hohxil, northern Qinghai-Tibet plateau

定年获得年龄数据分别是 15.47Ma(鲸-2), 13.53Ma(鲸-3) 和 13.77Ma(鲸-3)(表1), 因此其喷发期应属中新世。据已有资料, 这是发生在高原北部的规模较大的最主要的一期新生代火山活动(Yang *et al.*, 1997; 邓万明, 1998; 迟效国等, 1999)。

与碱性碱玄岩相比, 岩石粒度略粗些, 斑晶含量较高, 一般可达 30%, 但斑晶类型主要为斜长石和单斜辉石类

(图3D), 基质为玻璃及长石类为主的微晶, 有时可见微晶矿物呈粗面结构。

斜长石斑晶一般可达 20%, 为板状, 粒度 > 1~3 mm, 聚片双晶发育, 以中长石为主 (An=30~50) 少量为拉长石。单斜辉石一般 5%±, 含量少且粒度也较细, 多数 < 1 mm, 端元组分 Wo: En: Fs=37~45: 38~45: 12~17(见表2)。

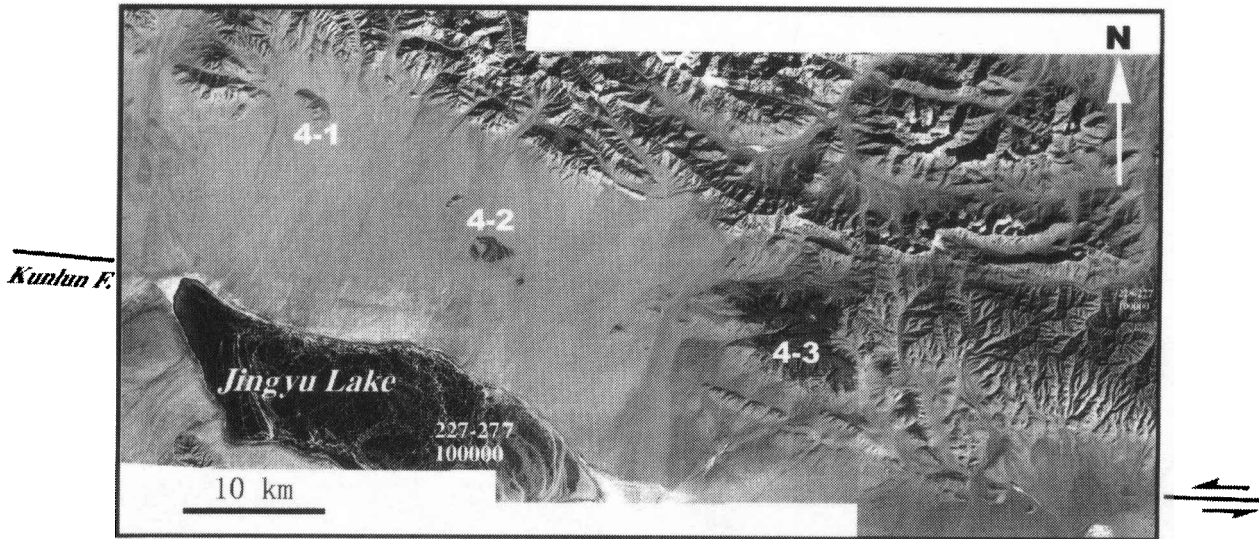


图2 鲸鱼湖地区卫星影像及火山岩分布图

4-1: 鲸-1 火山; 4-2: 鲸-2 火山; 4-3: 鲸-3 火山;

昆仑走滑断裂从火山南缘穿过, 其部分已被第四系覆盖, 火山分布受昆仑断裂的次一级构造控制

Fig. 2 Satellite photograph showing the volcanoes in the Jingyuhu area

两期火山岩的矿物学特征和岩石成分表明它们属典型的橄榄玄粗质系列的岩石(Bates and Jackson, 1987)。

3.3 麻粒岩包体

鲸-1 火山岩中发现大量地壳岩石包体, 包括片麻岩和石榴石麻粒岩包体(图 3E)。麻粒岩包体大多数 < 10 cm, 也有一些达 20cm。岩石为块状, 为典型的花岗变晶结构(图 3F), 主要矿物有石榴石(含量可达 20%), 斜长石(30%)、石英(40%), 及少量单斜辉石和斜方辉石。石榴石的端元矿物成分镁铝榴石(Py)36~42, 铁铝榴石(Al)45~53, 钙铝榴石(Gr)4~18, 属麻粒岩相中常见的一种石榴石(靳是琴、李鸿超, 1985)。

4 岩石化学特征

首先, 鲸鱼湖火山岩表现出高碱($K_2O+Na_2O=6.2\% \sim 9.4\%$)和 K_2O/Na_2O 比值高(1.02~1.18)特征(表 3, 图 4A, B), 岩石类型有响岩质碱玄岩、玄武粗安岩和粗安岩(Le Bas *et al.*, 1986)。此外, 根据新疆地矿局未刊资料鲸鱼湖火山岩还存在流纹岩(转引自邓万明, 1998)。图 4 中还特征地反映出这套碱玄岩和安粗岩类有一个碱度随着 SiO_2 含量增高而降低的趋势, 但它们的 K_2O/Na_2O 比都固定在 1.1:1 左右。流纹岩的碱含量与其它岩石几乎等同高, 但 K_2O/Na_2O 比值变化于 0.9~1.4 之间, 且与前二者之间存在 SiO_2 含量至少 10% 差异的间断, 说明这套流纹岩很可能来自不同的岩浆源区。需要指出的是, 虽然有报道说在藏北的西羌塘、

可可西里和中昆仑岩带有白榴石碱性岩(邓万明, 1998), 但有岩石化学及白榴石矿物成分的只有西羌塘的一套年代为 18~30 Ma 的含白榴石高碱岩石(丁林等, 1999), 不同的是其 SiO_2 和碱的含量要明显高于本区的白榴石碱玄岩(图 4a)。图中还投入了麻粒岩捕虏体的岩石成分, 其落在了钙碱系列区, 不同于这套碱性岩石。

然而, 两期火山岩在岩石化学成分方面的差别也是明显的, 并且, 认为这种差别是与前述的矿物组合方面存在的差别是一致的。

在 MgO 与碱元素及不相容元素 P_2O_5 、 TiO_2 的相关图中(图 5), 中新世和更新世两个时代的火山岩被清楚地分成两个成分区间, 前者较后者的 MgO 、 K_2O 、 Na_2O 、 P_2O_5 和 TiO_2 含量明显低。图中也显示出两套岩石的 TiO_2 和 P_2O_5 与 MgO 含量分别有一个明显正相关增长关系, 反映了岩浆演化的特征。与此不同的是, K_2O 和 Na_2O 含量变化与 MgO 值的关系并不密切, 表明不同于常见的岩浆演化序列。鉴于岩石时代很新, 且不存在蚀变作用的影响, 以上均应反映原始岩浆的特征。此外, 图中反映流纹岩也有单独成分区间, 而且可能分属不同的岩浆序列。

两套火山岩的稀土元素有许多相似特征, 也存在一些差异。首先, 它们都显示相同的 LREE 高度富集模式(图 6)。它们的稀土总量也较接近, 更新世熔岩变化于 376~631 $\mu g/g$ 之间(其中鲸-1 火山岩的稀土元素略低些, 为 376~440 $\mu g/g$), 中新世的熔岩为 547~644 $\mu g/g$, 并且, 两者还具有相似的 $(La/Yb)_N$ 比值(平均值分别为 81.6 和 81.2)(表 3)。该比值与前人统计的可可西里(65~80), 中昆仑(60~80)值的范围

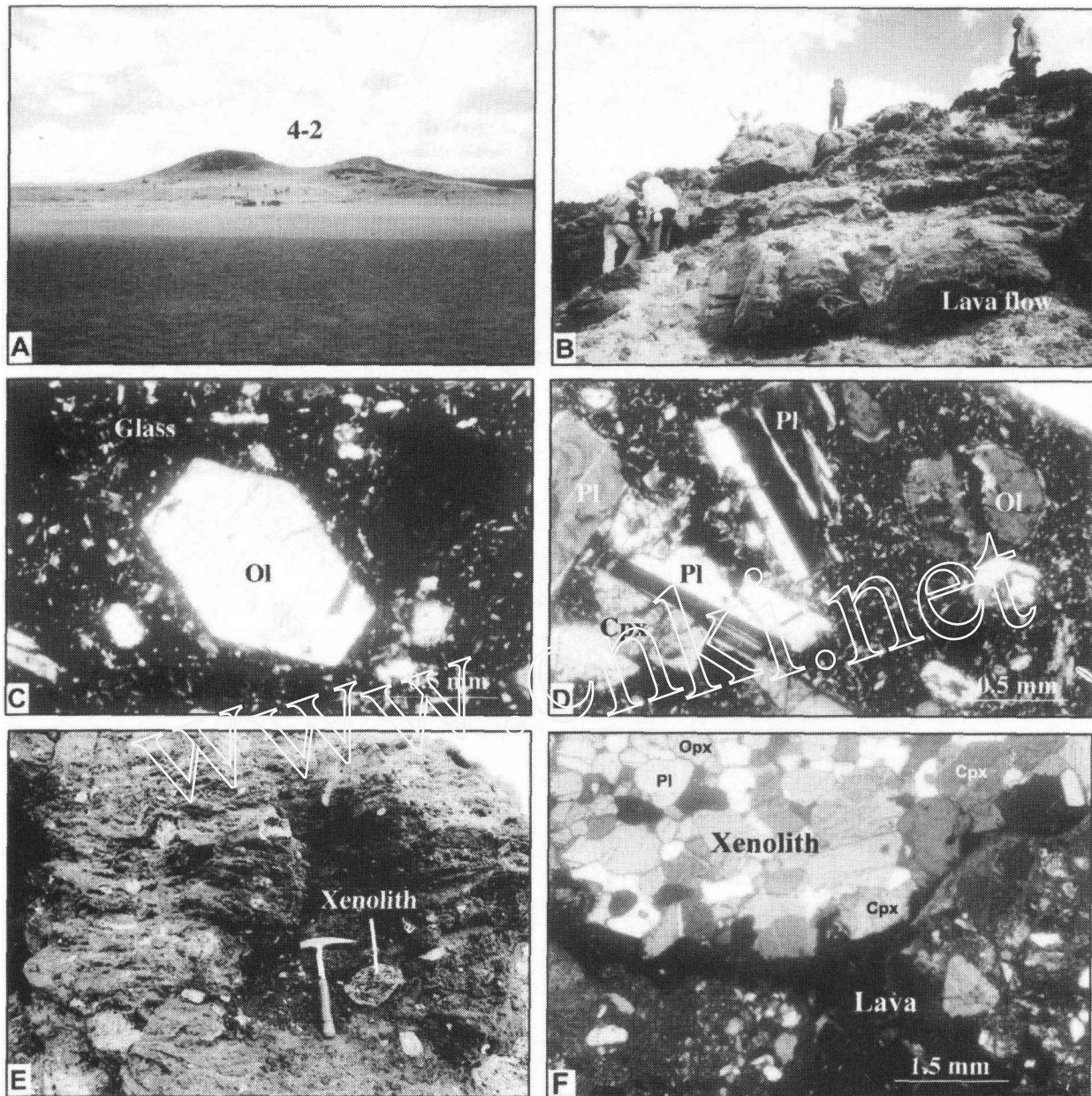


图3 (A) 鲸-2火山的残锥,高100余米,面积约2 km²; (B) 鲸-2火山的熔岩流,单层厚度为数m,岩性为响岩质碱玄岩,时代为更新世; (C) 碱玄岩的显微照片; (D) 安粗岩的显微照片; (E) 火山岩中麻粒岩等地壳岩石包体,大者可达20cm; (F) 麻粒岩的显微照片; Ol-橄榄石 Cpx-单斜辉石, Opx-斜方辉石, Pl-斜长石, Glass-玻璃质

Fig. 3 (A) No. 2 volcano in Jingyuhu; (B) Lava flow of No. 2 volcano; (C) Photomicrograph of tephrite; (D) Photomicrograph of trachyte; (E) Xenoliths of granulite and crustal rocks in lava; (F) Photomicrograph of granulite xenolith.

较为接近(邓万明,1998),说明这些地区岩石类型及特征的可对比性。两套岩石稀土元素特征的差别表现在更新世熔岩的(La/Sm)_N值要明显低于中新世的熔岩,分别变化于5.3~6.0和8.3~9.8之间,说明两者LREE变化的斜率是不同的。尤其,δEu在更新世熔岩中为正异常,而在中新世的熔

岩中为负异常,分别为1.11~1.16和0.71~0.85,结合更新世熔岩中Sr含量也十分高(1607~3129μg/g,见表3),Eu的富集被认为与岩浆中斜长石的堆晶相符合(Vollmer & Norry, 1983)。图中还给出了麻粒岩捕虏体的稀土元素球粒陨石标准化曲线,其REE总量及不相容元素的丰度明显要

表 3 藏北可可西里鲸鱼湖新生代火山岩代表性岩石的主要元素和微量元素分析结果

Table 3 Representatives of major and trace element analyses of the volcanic rocks from Jingyuhu, Hohxil, northern Qinghai-Tibet plateau

采样点 时代 岩石名称 样品号	鲸鱼湖-1										鲸鱼湖-2										鲸鱼湖-3										鲸鱼湖-1	
	更新世					中新世					更新世					中新世					麻粒岩											
	J10	J13	J13	K2-15	K2-29	K2-3-1	K2-3-2	K2-3-3	K2-3-5	K2-3-9	K2-3-12	K2-3-13	K2-3-15	J3	J3																	
SiO ₂	55.61	51.78	45.62	57.94	59.11	57.69	58.05	60.34	57.15	60.26	58.03	58.16	63.85	63.85																		
TiO ₂	1.73	1.77	1.93	1.35	1.36	1.39	1.35	1.24	1.39	1.17	1.31	1.2	1.18	1.18																		
Al ₂ O ₃	14.95	14.03	13.97	14.93	15.24	14.65	14.67	14.75	15.07	15.32	15.19	14.67	15.73	15.73																		
TF _{Fe2O3}	7.55	7.61	9.51	6.94	7.18	7.65	7.36	6.53	7.52	6.08	7.05	6.34	7.53	7.53																		
FeO	5.37	5.19	5.29	2.96	2.02	1.49	4.23	4.55	1.36	4.63	4.02	3.77	5.85	5.85																		
MnO	0.07	0.07	0.09	0.06	0.061	0.12	0.11	0.11	0.12	0.09	0.11	0.1	0.06	0.06																		
MgO	4.31	4.58	7.47	3.06	2.67	3.53	3.46	2.46	2.9	2.4	3.08	2.51	3.02	3.02																		
CaO	5.65	7.27	8.63	5.93	5.55	6.26	5.79	4.98	6.4	5.15	6.05	7.23	3.36	3.36																		
Na ₂ O	4.16	3.86	4.54	3.52	3.54	3.25	3.38	3.38	3.26	3.58	3.24	3.15	2.72	2.72																		
K ₂ O	4.54	4.16	4.87	3.6	3.85	3.63	3.51	3.99	3.76	3.82	3.75	3.53	2.27	2.27																		
P ₂ O ₅	0.98	0.93	1.46	0.59	0.37	0.39	0.37	0.33	0.41	0.31	0.34	0.31	0.18	0.18																		
LOI	0.26	3.51	0.76	1.41	0.84	0.98	1.2	1.26	1.26	1.56	1.88	2.85	0.4	0.4																		
Total	100.12	99.88	99.41	99.58	100.03	99.83	99.51	99.63	99.49	100.01	100.27	100.3	100.3	100.3																		
La	107	96.1	156	160	174	155	175	189	165	186	171	174	25.9	25.9																		
Ce	190	165	275	257	275	243	274	292	264	293	271	276	43.4	43.4																		
Pr	17.9	15.7	26.1	21.4	24.3	21.4	24.5	25.6	23.1	25.1	23.7	23.5	4.23	4.23																		
Nd	81.1	66.4	119	87.9	90.8	83.5	92.6	94.6	85.8	93	89.5	87.2	20	20																		
Sm	12.7	9.99	17.9	12.1	12.4	11.5	12.7	12.1	11.8	12.7	12	11.7	3.96	3.96																		
Eu	3.42	2.65	4.76	2.77	2.64	2.61	2.72	2.58	2.45	2.52	2.61	2.36	1.15	1.15																		
Gd	6.58	3.93	8.41	9.02	10.1	9.54	9.92	10	9.24	10.3	10.4	9.56	4.74	4.74																		
Tb	1.31	0.76	1.37	1.65	1.2	1.23	1.34	1.22	1.02	1.17	1.08	0.93	0.8	0.8																		
Dy	4.93	3.11	6.07	5.07	4.83	5.06	5.35	4.92	4.05	5.16	5.44	4.72	5.85	5.85																		
Ho	1.07	0.72	1.27	1.09	0.86	0.85	0.94	0.84	0.6	0.81	0.94	0.7	1.32	1.32																		
Er	3.09	2.22	3.5	3.13	2.56	2.67	2.94	2.7	2.11	2.85	2.95	2.66	3.96	3.96																		
Tm	0.3	0.22	0.3	0.3	0.25	0.28	0.28	0.26	0.28	0.34	0.34	0.22	0.45	0.45																		
Yb	1.29	0.6	1.3	1.61	1.49	1.76	1.87	1.61	1.13	1.78	1.92	1.6	2.76	2.76																		
Lu	0.2	0.2	0.2	0.2	0.93	0.42	0.25	0.3	0.3	0.54	0.36	0.33	0.34	0.34																		
Y	18.6	8.88	20.9	20.3	18.6	22.1	23.3	20.1	14.4	22.1	23.7	19.6	29	29																		
4Sc	9.22	4.77	10.6	9.98	11.1	11.5	11.6	11.1	11.5	10.5	11.2	9.73	13.5	13.5																		
Sr	1607	1691	3129	1015	1015	1015	1015	930	1015	930	1015	930	228	228																		
Ba	1075	985	1702	1164	1254	1164	1254	1343	1164	1433	1164	1254	412	412																		
Zr	244	183	260	260	304	266	256	332	137	315	290	310	40.1	40.1																		
Cr	57.2	58.4	95.9	83.1	105	126	113	74.2	110	66.6	97.9	79.3	101	101																		
V	141	144	207	144	71.7	72.7	72	66.3	70.9	58	73.6	67	171	171																		
Ni	51.5	37.9	82.2	38	39.3	74.7	40	18	46	19.4	33.7	18.8	33	33																		
Nb	42.80	45.00	40.60	26.50	43.7	35.1	39.9	30.6	35.7	32.8	40.8	35.1	3.00	3.00																		
Co	23.7	17.9	35	17.5	13.5	21.5	18	12.9	18	13.2	17.2	12.9	17.5	17.5																		
Th	9.04	8.21	11.00	34.00	48.2	34.9	46.8	56.1	34.1	57.1	43.4	55.8	1.40	1.40																		
Rb	63.5	15.7	60.7	114	136	119	128	132	110	143	106	129	44.5	44.5																		
Hf	6.33	5.95	6.98	7.27	9.54	6.79	9.62	10.3	3.21	10.2	8.93	9.81	1.00	1.00																		
Ta	2.72	2.68	2.74	1.61	2.16	1.73	1.5	1.43	1.5	1.69	1.6	1.23	0.23	0.23																		
U	2.17	2.65	2.66	5.30	6.37	4.37	6.36	6.87	3.28	6.78	6.28	6.6	0.28	0.28																		

分析由国家地质测试中心李蓉华等完成；主元素及 La、Ce、Nd、Rb、Ba、Sr、Ni、Zr 采用 ICP-AES 法；FeO 采用容量滴定法；K₂O 采用原子吸收法；其它元素采用 ICP-MS 方法。

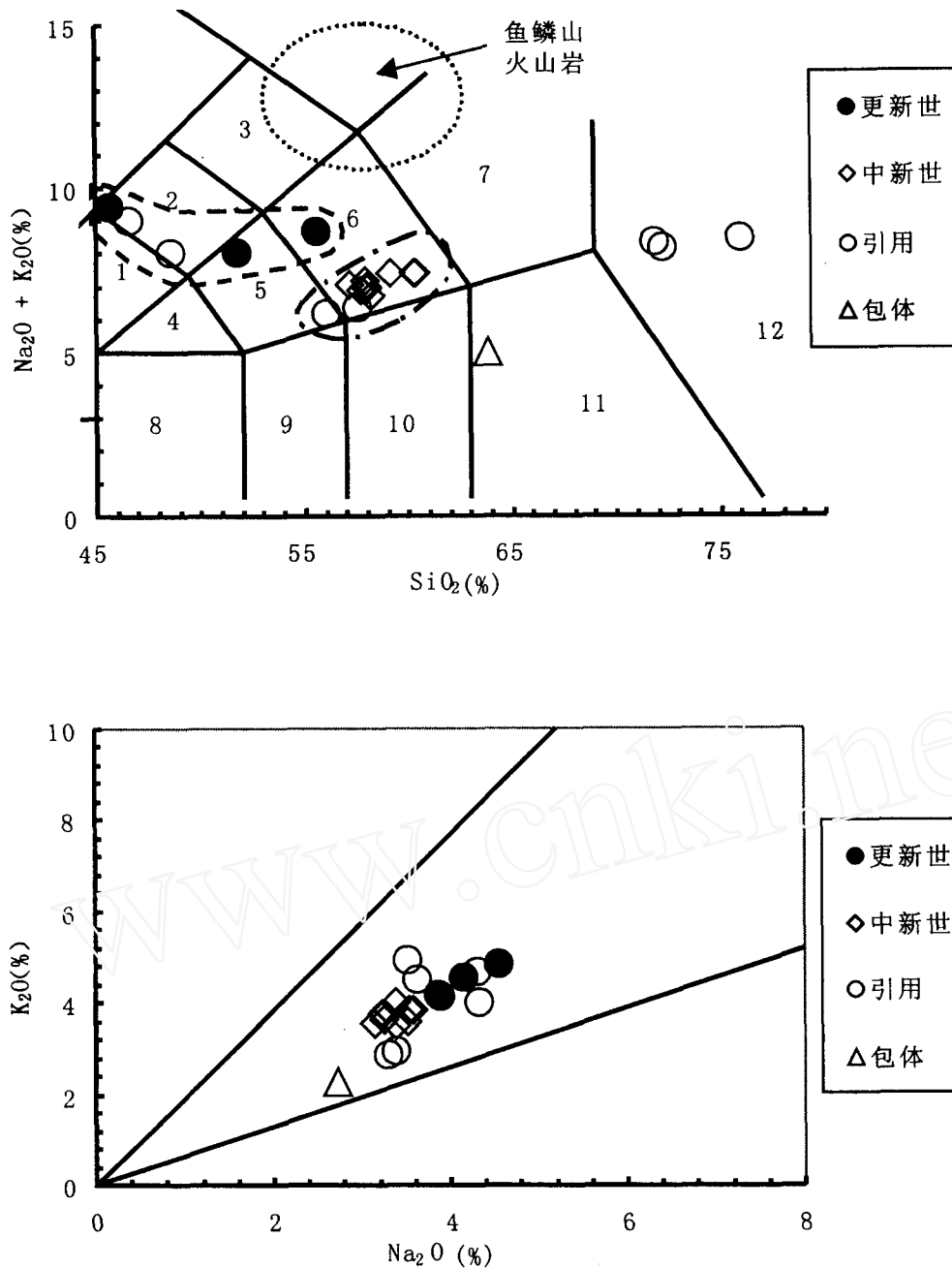


图4 (A) 鲸鱼湖火山岩在 $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ 岩石分类图上主要落在碱玄岩和安粗岩两个区; 黑圆点-更新世火山岩; 菱形-中新世火山岩; 空心圆-转引自邓万明(1998), 三角形-自测麻粒岩包体; 虚线区间-鱼鳞山火山岩(引自丁林等, 1999); 1-碧玄岩; 2-响岩质碱玄岩; 3-碱玄质响岩; 4-响岩; 5-粗面玄武岩; 6-玄武粗安岩; 7-粗安岩; 8-粗面英安岩/粗面岩; 9-玄武岩; 10-玄武安山岩; 11-安山岩; 12-英安岩; 13-流纹岩(据 Le Bas *et al.*, 1986)。

(B) $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$ 变异图中反映出鲸鱼湖火山岩和麻粒岩包体都一致地落在橄榄玄粗岩类(shoshohitic)区间(据 Turner *et al.*, 1996)。

Fig. 4 (A) SiO_2 vs. $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ diagram, and (B) K_2O vs. Na_2O diagram.

较熔岩的低, 说明这些高丰度的大离子亲石元素不可能由这些麻粒岩所代表的下地壳物质的熔融来提供。

类似于稀土元素, 两套火山岩的微量元素也显示了差异和相似性。首先, 更新世熔岩除了其 Sr 丰度高于中新世的熔

岩外, 它的 Zr、Th、Hf、及 La 和 Rb 均低于后者(表 3)。对原始地幔标准化蛛网图显示两套熔岩微量元素的正、负异常程度和丰度的差别是很明显的(图 7)。更新世熔岩显示了 Ba、K 和 LREE 正异常, 和 U、Th、Ta、Nb、Zr、Hf 和 Ti 负异常; 而

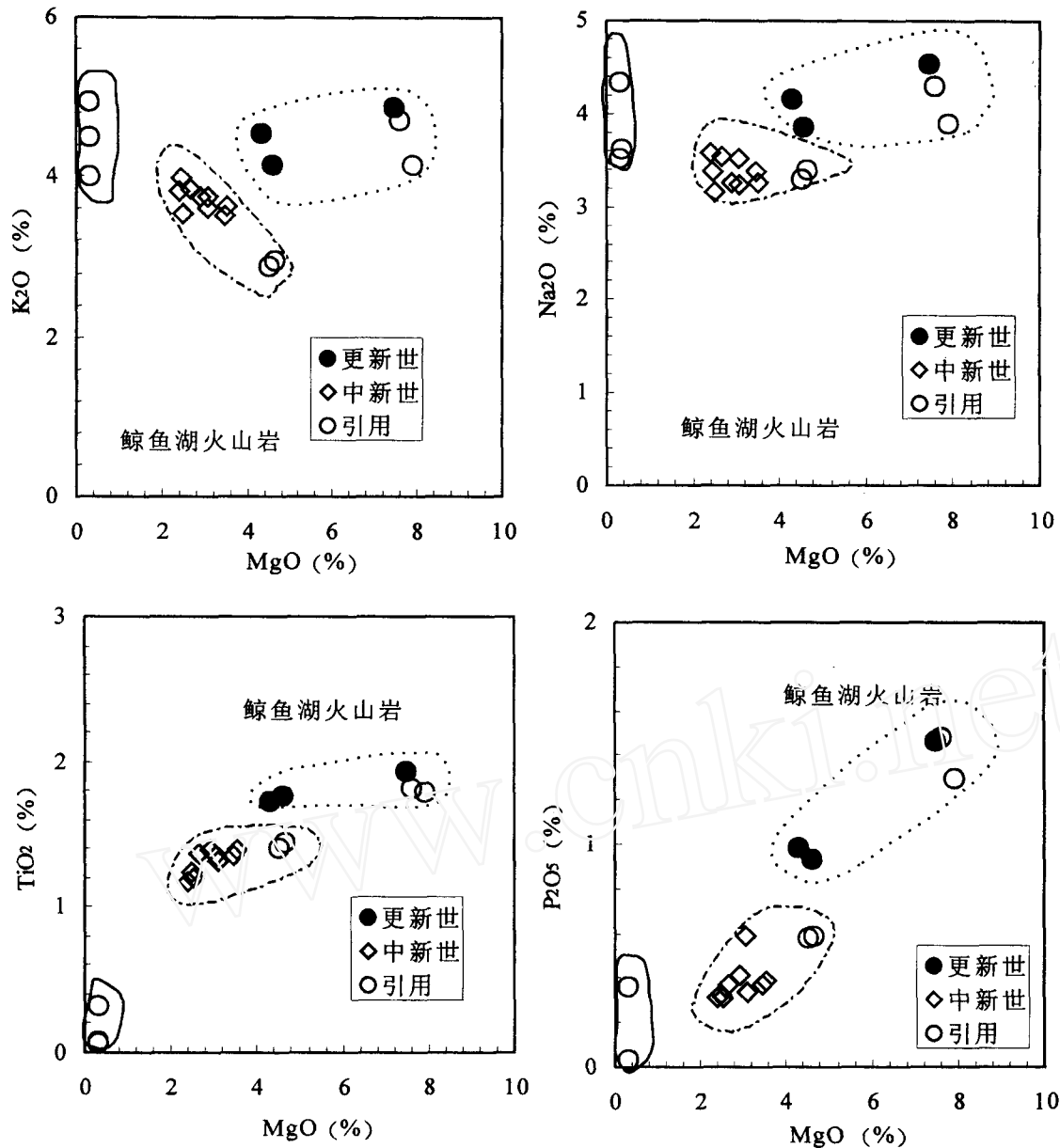


图5 MgO—K₂O、Na₂O、TiO₂、P₂O₅ 变异图

图中清楚地将鲸鱼湖火山岩划分出三个独立的岩性群；它们之间都存在 MgO 含量的间断，反映原始岩浆的不同；TiO₂ 和 P₂O₅ 含量随岩浆成分而变化，K₂O 和 Na₂O 则不随其变化，说明后者不受岩浆演化控制。

Fig. 5 MgO vs. K₂O, Na₂O, TiO₂, P₂O₅ diagrams of the Jingyuhu volcanic rocks

中新世的熔岩显示 Th 和 LREE 正异常，但 Ba、Ta、Nb 和 Sr 出现不同程度负异常。两套岩石共同特点是总体上富集了大离子亲石元素和 LREE，但 Ta 和 Nb 均为负异常。这种特点与 Peace *et al.* (1981) 总结的 New Hebrides 岛弧型高钾玄武岩的不相容元素的配分型式十分接近，被认为反映了岩浆源区的特征。此外，在用一些不活动元素 Cr、Ni、Zr 和 Nb 与 MgO 所作变异图上(图 8)，更新世的熔岩与中新世的熔岩被分成两个群体的现象也十分明显，前者的 MgO 含量均

<4% 和 Zr 丰度 > 250μg/g，后者则分别 > 4% 和 < 250 μg/g。尤其，两套熔岩表现出各自不同的岩浆演化方向，因此，可以认为它们分属不同的岩浆序列。

5 同位素成分特征

鲸鱼湖两个时代的火山岩的 Sr、Nd 和 Pb 同位素的主要特点是变化范围很小，有些值区间相重合。例如，更新世和中

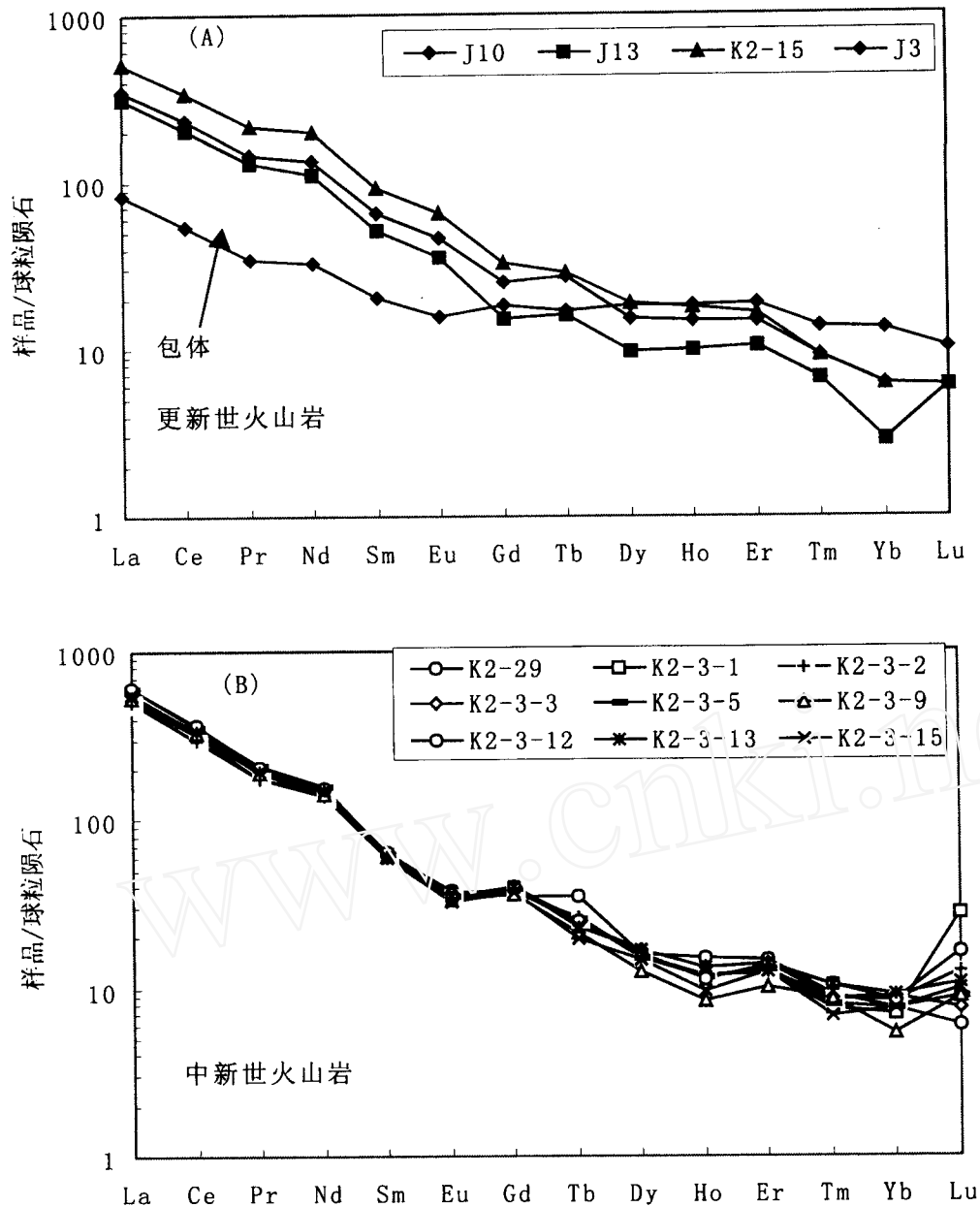


图6 鲸鱼湖火山岩 REE 球粒陨石标准化图解。

上图为更新世火山岩,其中样品 J3 为麻粒岩。下图为中新世火山岩, Eu 有轻微负异常,但两个时代岩石有十分接近的 REE 丰度及分配模型。讨论见文中

Fig. 6 Distribution patterns of REE of the Jingyuhu volcanic rocks.

新世的火山岩都出现较高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值并同时具有相同的变化区间,两者分别为 0.707805~0.70986 和 0.707881~0.707918 (表 4)。同样的情形也发生在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值上,更新世的火山岩变化于 15.5807~15.6220 之间,中新世的在 15.61482~15.6222 之间。但两者也存在差异,表现在更新世的火山岩在 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值上要比中新世的高,而在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 及 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值上要比后者低,前者分别是 0.512466~0.512491, 18.5402~18.5893 和 37.8070~37.9455, 后者分别是 0.512411~0.512432, 18.64731~

18.6701 和 38.1580~38.1754, 各自形成了两个不重叠的区间。

鲸鱼湖两个时代的火山岩在 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的变异图上(图 9A),完全落在了富集地幔(EM I)区间,同样结果也出现在 Pb-Pb 变异图和 Pb-Nd 变异图上(图 9B、C)。EMII 型富集地幔一般被认为是俯冲和再循环的大陆地壳与地幔混合所生成(Hart, 1984)。图中同时反映出鲸鱼湖火山岩的同位素值远离亏损型(DMM & MORB)和异常高 $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ 型(HIMU)地幔区,并且也明显不同于富集 I 型地

表4 藏北可可西里鲸鱼湖新生代火山岩同位素组成

Table 4 Sr, Nd and Pb isotopic data from the Jingyuhu volcanic rocks in Jingyuhu, Hohxil, northern Qinghai-Tibet plateau

岩石名称 样号	更新世火山岩			中新世火山岩		
	安粗岩 J10	玄武安粗岩 J13	响岩质碱玄武岩 k2-15	安粗岩 k2-29	安粗岩 k2-3-9	安粗岩 k2-3-13
年龄(Ma)	0.6	1.16	0.69	15.47	13.77	13.53
Rb(10^{-6})	63.5	15.7	60.7	114	110	106
Sr(10^{-6})	1607	1691	3129	1015	1015	1015
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.707971	0.707986	0.707805	0.707881	0.707918	0.707893
2σ	12	14	12	14	12	12
Sm(10^{-6})	12.7	9.99	17.9	12.1	11.8	12
Nd(10^{-6})	81.1	66.4	119	87.9	85.8	89.5
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512466	0.512486	0.512491	0.512411	0.512411	0.512432
2σ	7	12	13	15	14	14
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18.5769	18.5402	18.5893	18.6701	18.64731	18.655
2σ	11	13	22	12	51	8
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.622	15.5807	15.6183	15.61482	15.61723	15.6222
2σ	11	15	23	54	63	8
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	37.9455	37.8108	37.807	38.1611	38.158	38.1754
2σ	31	50	64	19	13	10

Sr, Nd 同位素测试: 中国科学院地质研究所同位素室, 黄甦, 1999, 12, 24

Pb 同位素测试: 中国地质科学院地质研究所同位素室, 杨厚, 张巧大, 1999, 12, 24

幔(EMI), 相反, 我国黑龙江省五大连池的碱玄武岩和美国怀俄明白榴山的碱玄武岩都落在 EMI 区(图 8A)。图中还反映了鲸鱼湖的火山岩与意大利 Ischia 和 Vesuvius 碱玄武岩 Nd-Sr 同位素比值虽然接近, 但区别还是明显的, 表明各地碱玄武岩源区不尽相同。

ϵ_{Sr} 和 ϵ_{Nd} 是常用的两个判别岩石成因参数, 这两个值越大, 表明其偏离标准样品(一种无球粒陨石)的值越远(李昌年, 1992)。本区火山的 ϵ_{Sr} 变化于 126~128 之间, 该值要较岛弧玄武岩的值(<40)高出许多, 也要较大陆溢流玄武岩(<80)的值高, 被认为通常出现在再循环的地壳或被交代的地幔岩石中(Kyser, 1986)。在 $\epsilon_{\text{Sr}} - \epsilon_{\text{Nd}}$ 相关图中(图 9D), 本区岩石落在玄武岩和壳源混合区(B+C3 和 B+C2 之间), 并在大洋沉积物的趋势延长线上(图中 OS 线箭头所指)(李昌年, 1992)。虽然它们与五大连池的碱玄武岩落在同一区间, 但两者区别还是明显的(图 9D)。此外, 图中还反映澳大利亚西部的钾镁煌斑岩和金伯利岩虽然也具备了高 ϵ_{Sr} , 但其 ϵ_{Nd} 值却要较本区的更低些。

通常, 下地幔通过地幔对流与流体交代可以形成富集地幔, 这就是被定义为 EMI 型的富集地幔, 其特点是具有较低的 $^{206}\text{Pb} - ^{204}\text{Pb}$ 值与 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值, 我国东部地区的橄榄玄武岩的相应同位素比值具有此种地幔的特征(王俊文、解广轰, 1992); 而由上地壳物质俯冲到深部与地幔的混

合而形成的再循环富集地幔被定为 EM II 型富集地幔(Hart, 1984; Zindler *et al.*, 1986), 这种富集地幔与 EMI 型富集地幔相比除了具高的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值外, 其 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值也要较高一些。因此, 鲸鱼湖的火山岩可以被认为是典型的 EM II 型地幔来源, 是早期俯冲物质与地幔物质的结合所形成。

6 讨论和结论

6.1 关于火山岩的区域对比

鲸鱼湖地区识别出了两个时期橄榄玄武岩系列火山岩喷发, 早期为中新世, 晚期为更新世。早期的主要为偏中性安粗岩类, 晚期的则主要为偏基性的碱玄武岩类。两者在斑晶类型、化学成分和同位素比值等方面都存在区别, 但稀土元素和微量元素曲线都显示了相同的变化型式。同位素的环境判别表明它们都源自 EM II 型地幔, 属有再循环地壳物质加入的富集地幔。

鲸鱼湖地区早期的安粗岩的特征与可可西里地区可考湖和黑驼峰等岩区大面积出露的安粗岩可以对比, 该岩区的主喷发期也为中新世(K-Ar 年龄 11.7~14.5 Ma), 属高原北部主要的一期新生代火山喷发(邓万明, 1998)。

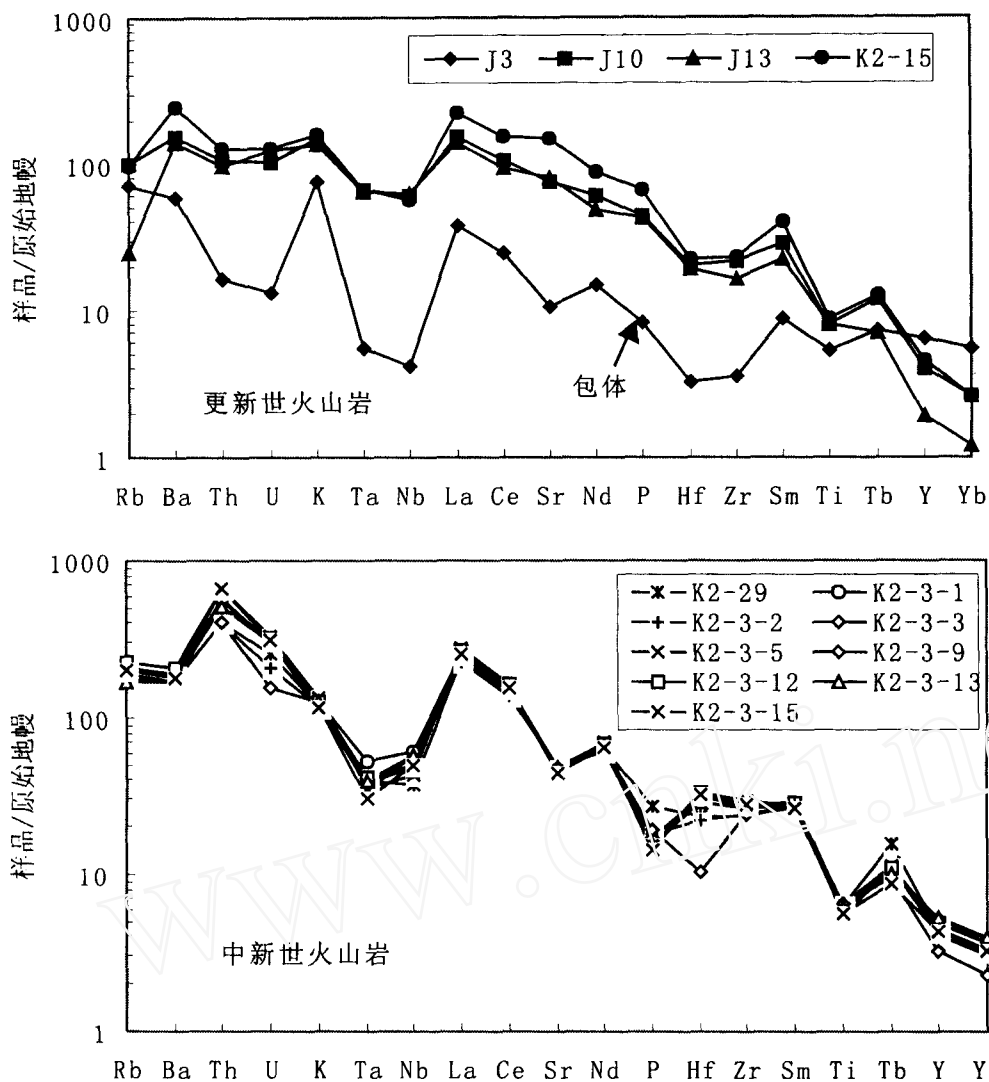


图7 两个时代样品的微量元素蛛网图

蛛网图显示了较为接近的丰度含量和变化形式,但差别也是明显的(讨论见文中);

麻粒岩包体虽然有相近的模型,有明显低的微量元素丰度。

Fig. 7 Distribution patterns of trace element of the Jingyuhu volcanic rocks.

更新世的基性碱玄质火山活动在中昆仑地区和可可西里地区并不常见,但在高原西北缘的西昆仑岩省普鲁岩区(邓万明,1998),即笔者划分的北第四纪火山带(Yang *et al.*, 1997),出露有较多的更新世基性的响岩质碱玄岩(1.43~1.21 Ma, 刘嘉麒等,1990; 1.1~1.4 Ma, 刘丛强等,1989),但该处未见有含白榴石岩石的报道。鲸鱼湖地区含白榴石的碱玄岩与藏北唯一有岩石化学及白榴石矿物成分的西羌塘岩区鱼鳞山白榴石响岩不同之处是后者的碱含量要高得多,且形成时代为18~30Ma。

以上看来,藏北新生代火山岩在不同岩区和不同时代的岩性变化较大,形成时代和岩性之间有无相关性根据目前的研究程度还不好说。鲸鱼湖不同时代火山岩的叠加表明即使

藏北新生代火山岩有可能存在总体上的南老北新的时间分带,但不同时期的新生代火山活动在空间上也是可以叠加的。鲸鱼湖的火山沿巨型昆仑山南缘左行走滑断裂带分布,主要受断裂带北侧展布的次级断裂控制。岩石圈深断裂起到了岩浆通道的作用,而两期火山喷发的存在则说明了断层的多期活动。

6.2 火山岩的岩浆来源

由以上的研究推测藏北新生代火山岩的岩浆来源于富集的地幔。但地幔中橄榄玄质岩浆是如何形成?又是如何侵位的?则是一个颇具探讨性问题。

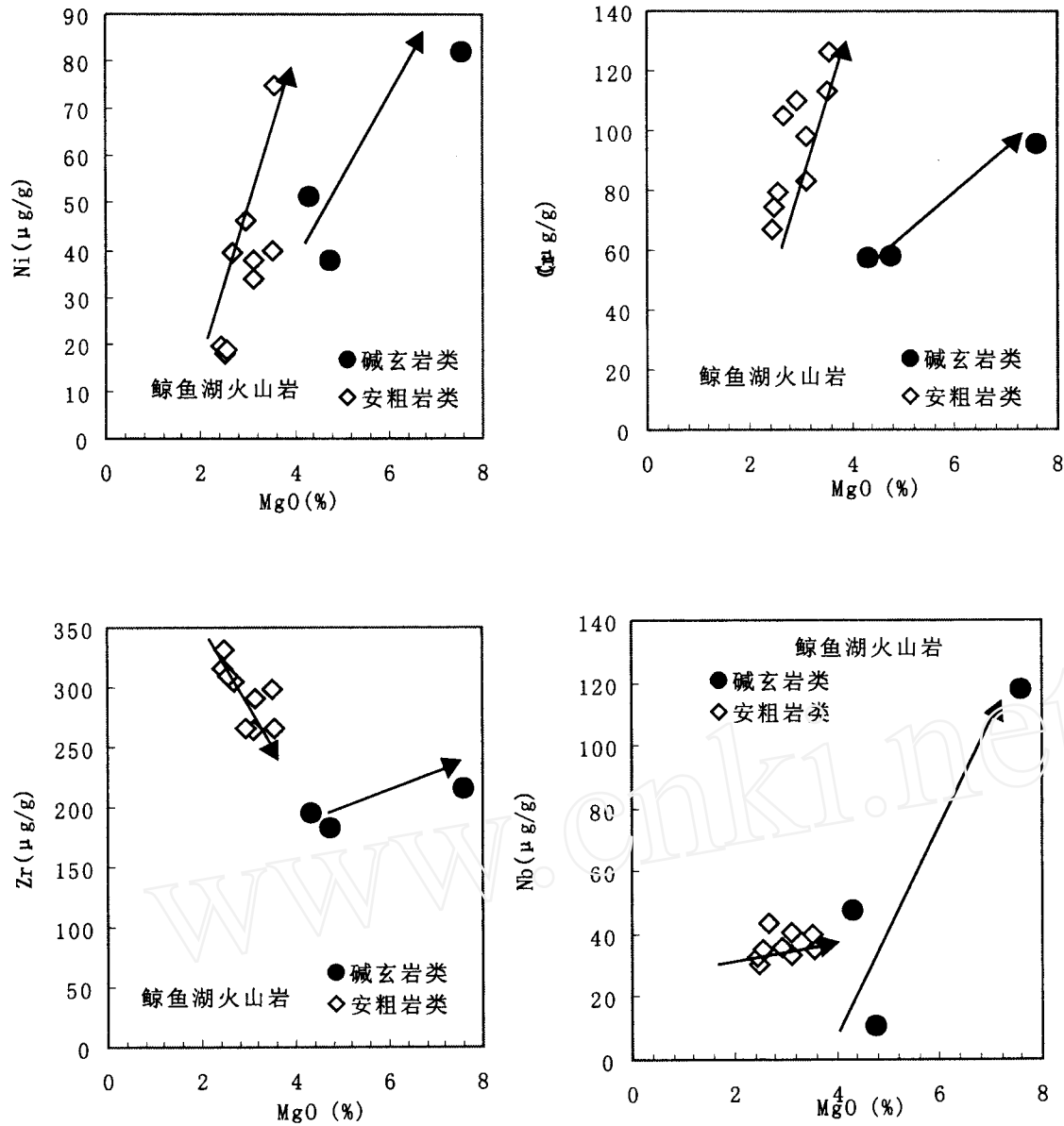


图8 鲸鱼湖两期火山岩 MgO—Ni、Cr、Zr、Nb 丰度变异图
反映了鲸鱼湖两期火山岩的岩浆演化趋势十分不同,表明两者形成于各自独立的岩浆
Fig.8 MgO vs. Ni, Cr, Zr, Nb diagrams of the Jingyuhu volcanic rocks.

实验表明,地幔岩经过任何程度的部分熔融都不可能产生这种高度富钾及大离子亲石元素的橄辉玄武岩类岩浆,而地壳岩石的混染也不可能使这种岩浆如此普遍高度富钾(王德滋等,1991),这后一点也可以从鲸鱼湖麻粒岩包体的成分特征提供证明。另有实验证明,在地壳较厚的地区,莫霍面附近的基性岩浆在较高的压力下经过充分的分离结晶,能产生相当富钾的岩浆(Meen,1987,1990),中国东部的一些橄辉玄武岩类有可能是通过岩浆结晶分异所产生(王德滋等,1991)。这种经分离结晶产生的橄辉玄武岩类往往与其它同岩浆的岩石,如拉斑玄武岩系列或钙碱性系列岩石相伴。另一例子是产在摩洛哥 Eastern Ali 的一套后碰撞的钙碱性-

钾质钙碱性-橄辉玄武岩类岩石显示了岩浆成分随时间的推移而呈现规律性的变化,Bakkali *et al.* (1998)认为这种岩浆成分的改变与板块后碰撞的演化及深部应力性质的改变有关。青藏高原目前产出的这种大量的橄辉玄武岩类显然不同于以上的例子,由橄辉玄武岩类岩浆的结晶而形成来解释是更合理些,而用高度的分离结晶理论来解释则恐怕与地质事实不符。

目前较为流行的这套岩浆形成模式认为由于印度板块向北俯冲产生南北向的挤压及东西向的伸展,由此诱发了源区物质发生重熔(如:邓万明,1998)。印度板块与欧亚大陆的碰撞被认为是发生于 50Ma 以来的一种单向的向北的运动

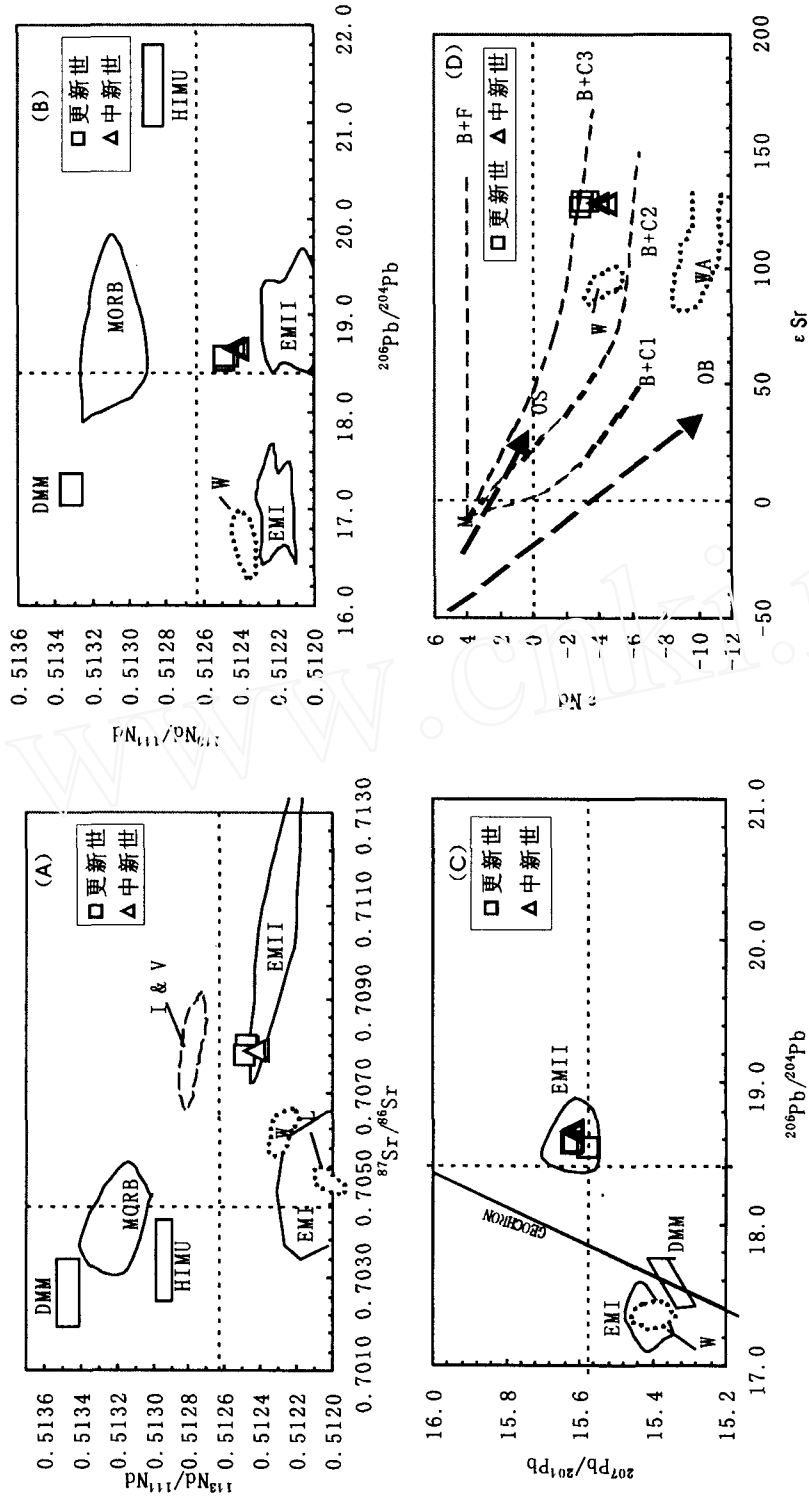


图9 鲸鱼湖火山岩的Nd、Sr、Pb同位素比值变异图
反映了二期火山岩有十分相近的比值,但也存在轻微的差别,它们的源区均属EMII型富集地幔,不同于许多其它地区的钾质火山岩,W-五大连池(引自王俊文、解广策,1992),L-Leucite Hills, 杯俄明(引自 Vollmer *et al.*, 1984), I & V-Ischia & Vessuvius, 意大利(引自 Vollmer *et al.*, 1990); DMM-亏损地幔, MORB-洋脊玄武岩, HIMU-异常高 $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ 型地幔, EM I-富集I型地幔, EMII-富集II型地幔, M-亏损地幔, B-玄武岩浆区, C1-亏损的地下壳, C2-亏损的中地壳, C3-上地壳, F-上地壳中的流体, OB-大洋沉积物, OS-大洋玄武岩(引自 Hart, 1984; Zindler & Hart, 1986; Neumann *et al.*, 1988; 李昌年, 1992)
Fig.9 Diagrams of the ratios of Nd, Sr and Pb isotope of the two-period volcanic rocks in Jingyuhu, northern Qinghai-Tibet plateau.

(Patriat & Achache, 1984),这对于解释新生代火山活动主要沿高原周缘分布,尤其对于一些早于 50Ma 的火山作用(如:60Ma,邓万明(1998); 53.3 Ma,张以弗等,1994)似乎解释不通。相反,高原内出现早于印度板块碰撞的橄榄玄粗质火山岩至少说明两点:(1)在碰撞之前,高原下部的地幔中已存在橄榄玄粗质的岩浆活动;(2)橄榄玄粗质的岩浆活动不受或至少不完全受印度板块向北俯冲碰撞的控制。

中法合作完成的天然地震层析资料显示藏北岩石圈 150~250km 深处有一巨大低速体,推测其为地幔底辟作用造成,并可能是火山岩浆的源区(许志琴等,1996)。这种间接推断的岩浆成因的模式提供了一种新的思考,但岩浆究竟何时形成却需要更多的证据,有待于更多的地表地质调查。相信随着火山岩研究的深入,对火山的物质来源及岩浆的成因还会有新的模式出现。

致谢: 本文为中法合作项目“阿尔金山-祁连山构造演化及岩石圈剪切作用”部分成果,野外考察为中法合作共同完成。此次考察没有兰州地震局和我所司机师傅们的奋勇拼搏和兰州医学院随队医生的精湛医术保证,我们是无法成功和安全完成这次科考的,在此向以上单位和个人表示由衷的感谢。矿物电子探针分析在台湾成功大学完成,K-Ar 年龄由北京大学地质系同位素实验室刘玉琳完成,岩石成分分析由国家地质测试中心李蓉华等完成,Sr-Nd 同位素由中国科学院地质所黄萱完成,Pb 同位素由本所同位素实验室杨淳、张巧大完成,宋述光和张晓卫协助作图,一并致谢。对两位匿名审稿人精心审阅了全文并提出重要修改意见表示诚挚感谢。

References

- Arnaud N O, Vidal P, Tapponnier P, Matt Ph and Deng W M. 1992. The high K₂O volcanism of northwestern Tibet: Geochemistry and tectonic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 111: 351-367
- Bakkali S El, Gourgaud A, Bourdier J L, Bellon H and Gundogdu N. 1998. Post-collision Neogene volcanism of the Eastern Rif (Morocco): magmatic evolution through time. *Lithos*, 45: 523-543
- Bates R L. and Jackson J A. 1987. *Glossary of Geology* (Third Edition). American Geological Institute, Alexandria, Virginia, Thomason-Shore, Inc. P. 611.
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Xinjiang (Sinkiang) Uygur Autonomous Region. 1993. *Regional geology of Xinjiang (Sinkiang) Uygur Autonomous Region*. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese)
- Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources. 1988. 1:1500000 Scale Geological Map of Qinghai-Tibet Plateau and Adjacent Areas. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese)
- Chi X G, Li C, Jin W, Liu S and Yang R H. 1999. Spatial-temporal evolution of Cenozoic volcanism and uplifting in North Tibet. *Geological Review*, 45, sup. : 978-986. (in Chinese with English abstract)
- Deng W M. 1991. Geology, geochemistry and age of the shoshonitic volcanic rocks in the central part of the Kunlun. *Scientia Geologica Sinica*, 26 (3): 193-206 (in Chinese with English abstract)
- Deng W M. 1993. Trace element and Sr-Nd isotopic geochemistry of potassium volcanic rocks of Cenozoic age on the north part of the Qingzang plateau. *Acta Petrologica Sinica*, 9(4): 379-387 (in Chinese with English abstract)
- Deng W M and Sun H J. 1999. Relationship between Cenozoic volcanism in the Qinghai-Tibet plateau and its uplifting. *Geological Review*, 45 (sup.): 952-958 (in Chinese with English abstract)
- Deng W M. 1998. Cenozoic intraplate volcanic rocks in the Northern Qinghai-Xizang plateau. Beijing: Geological Publishing House, 1-180 (in Chinese with English abstract)
- Ding L, Zhang J J, Zhou Y, Deng W M, Xu R H and Zhong D L. 1999. Tectonic implication on the lithosphere evolution of the Tibet plateau; Petrology and geochemistry of sodic and ultrapotassic volcanism in Northern Tibet. *Acta Petrologica Sinica*, 15(3): 408-421 (in Chinese with English abstract)
- Hart S R. 1984. A large-scale isotope anomaly in the southern Hemisphere mantle. *Nature*, 309: 753-757
- Hawkesworth C J, Kempton P D, Rogers N W, Elham R M and Calsteren P W. 1990. Continental mantle lithosphere and shallow level enrichment processes in the earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 96: 256-268
- Jin S Q and Li H C. 1985. *Outline of genetic mineralogy (secondly)*. Publishing House of Jilin University, 1-318 (in Chinese)
- Kyser T K. 1986. Stable isotope variations in the mantle. In: Valley J W, Taylor H P Jr., O'Neil J R (eds.). *Stable Isotope in High Temperature Geological Processes, Reviews in Mineralogy 16*, Mineralogy of Society of America, 141-163
- Le Bas M J, Le Maitre, R W, Strckeisen A and Zanettin B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27: 745-750
- Le Maitre, R. W. 1989. *A classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms, Recommendation of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Bloakwell Scientific Publications.
- Li C N. 1992. *Petrology of trace element of igneous*. Wuhan: Publishing House of China University of Geosciences, 1-195 (in Chinese)
- Liu C Q, Xie G H, Nakai S, Simizu H and Masuda A. 1989. Geochemistry of trace element and Sr-Nd-Ce-O isotopic characteristics of Cenozoic volcanic rocks in the Kangsulake, Yutian, Xinjiang. *Chinese Sciences Bulletin*, 23: 1803-1806 (in Chinese)
- Liu J Q and Maimaiti Y. 1990. Distribution and K-Ar ages of Quaternary volcanic rocks in the Western Kunlun. *Science in China (Series B)*, (2): 180-187 (in Chinese)
- Meen J K. 1987. Formation of shoshonites from calc-alkaline basaltic magmas: geochemical and experimental constraints from the type locality. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 97: 333-351
- Meen J K. 1990. Elevation of potassium content of basaltic magma by fractional crystallization; the effect of pressure. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 104: 309-331
- Miller C, Schuster R, Klotzli U, Frank W and Purtscheller F.

1999. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet; Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis. *Journal of Petrology*, 40: 1399-1424
- Neumann E R, Andersen T and Mearns E W. 1988. Olivine clinopyroxenite xenoliths in the Oslo rift, SE Norway. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 98: 184-193
- Patriat P and Achache J. 1984. India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates. *Nature*, 311: 615-621
- Pearce J A, Alabaster T, Shelton A W and Searle M P. 1981. The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex; evidence and implications. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 300: 299-317
- Pognante U. 1990. Shoshonitic and ultrapotassic post-collisional dykes from northern Karakorum (Sinkiang, China). *Lithos*, 26: 305-316
- Chung S L, Lo C H, Lee T Y, Zhang Y Q, Xie Y W, Li X H, Wang K L and Wang P L. 1998. Diachronous uplift of the Tibetan plateau starting 40 Myr ago. *Nature*, 394: 769-773
- Tan F W, Pan G T and Xu Q. 2000. The uplift of Qianghai-Xizang plateau and geochemical characteristics of Cenozoic volcanic rocks from the center of Qiangtang, Xizang. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 19(2): 121-130 (in Chinese with English abstract)
- Turner S, Arnaud N, Liu J, Roders N, Hawkesworth C, Harris H, Kelly S, Van Calsteren P and Deng W. 1996. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *Journal of Petrology*, 37: 45-71
- Vollmer R and Norry M. J. 1983. Possible origin of K-rich volcanic rocks from Virunga, East Africa, by metasomatism of continental crustal material: Pb, Nd and Sr isotopic evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 64: 374-386
- Vollmer R, Ogden P, Schilling J G, Kingsley R H and Waggoner D G. 1984. Nd and Sr isotopes in ultrapotassic volcanic rocks from the Leucite Hills, Wyoming. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 87: 359-368
- Wang D Z, Zhou J C and Qiu J S. 1991. Present situation of the study on shoshonite series. *Journal of Nanjin University (Earth Sciences)*, 4: 321-328 (in Chinese with English abstract)
- Wang J W and Xie G H. 1992. The geochemistry of Quaternary potassium lava in Wudalianchi. In: Liu R X (ed.) *The age and geochemistry of Cenozoic volcanic rocks in China*. Beijing: Seismological Press, 213-217 (in Chinese)
- Wu C L, Yang J S, Li H B, Shi R D and Meng F C. 2001. Pyroxenite xenolith in the volcanic rocks from North Tibet. *Acta Geoscientia Sinica*, 22(1): 61-66 (in Chinese with English abstract)
- Xu Z Q, Jiang M and Yang J S. 1996. Tectonophysical process at depth for the uplift of the northern part of the Qinghai-Tibet plateau. *Acta Geologica Sinica*, 70: 195-206 (in Chinese with English abstract)
- Xu Z Q, Jiang M, Yang J S, Zhao G G, Cui J W, Li H B, Lu Q T and Xue G Q. 1999. Mantle diapir and inward intracontinental subduction: A discussion on the mechanism of uplift of the Qinghai-Tibet Plateau. In: Macfarlane A, Sorkhabi R B and Quade J (eds.). *Himalaya and Tibet: Mountain Roots to Mountain Tops*. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 328, 19-31
- Yang J S, Xu Z Q, Bai W and Zhao R. 1997. Cenozoic volcanism on the Qinghai-Tibet plateau and its genesis. *Continental Geodynamics*, 2: 1-11
- Zhang Y F and Zheng J K. 1994. The geological outline on the Hoh Xil and its adjacent region. *Seismological Press*, 1-177 (in Chinese)
- Zheng X S, Bian Q T and Zheng J K. 1996. On the Cenozoic volcanic rocks in Hoh Xil district, Qinghai Province. *Acta Petrologica Sinica*, 12(4): 530-545 (in Chinese with English abstract)
- Zindle A and Hart S R. 1986. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth Planetary Sciences*, 14: 493-573

附中文参考文献

- 迟效国, 李才, 金巍, 刘森, 杨日红. 1999. 藏北新生代火山作用的时间演化与高原隆升. *地质论评*, 45(增刊): 978-986
- 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* 26(3), 193-206.
- 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*, 9(4): 379-387.
- 邓万明. 1998. 青藏高原北部新生代板内火山岩. 北京: 地质出版社, 1-180
- 邓万明, 孙宏娟. 1999. 青藏高原新生代火山活动与高原隆升关系. *地质论评*, 45(增刊): 952-958.
- 丁林, 张进江, 周勇, 邓万明, 许荣华, 钟大赉. 1999. 青藏高原岩石圈演化的记录: 藏北超钾质及钙质火山岩的岩石学与地球化学特征. *岩石学报*, 15(3): 408-421
- 靳是琴, 李鸿超. 1985. 成因矿物学概论(下册). 吉林大学出版社: 1-318.
- 李昌年. 1992. 火成岩微量元素岩石学. 武汉: 中国地质大学出版社, 1-195.
- 刘丛强, 解广轰, 中井俊一, 清水洋, 增田彰正. 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
- 刘嘉麒, 买买提依明. 1990. 西昆仑第四纪火山的分布与 K-Ar 年龄. *中国科学(B辑)*(2): 180-187
- 谭富文, 潘桂棠, 徐强. 2000. 羌塘腹地新生代火山岩的地球化学特征与青藏高原隆升. *岩石矿物学杂志*, 19(2): 121-130
- 王德滋, 周金城, 邱检生. 1991. 橄榄安粗岩系的研究现状. *南京大学学报(地球科学)*(4): 321-328
- 王俊文, 解广轰. 1992. 五大连池钾质熔岩的地球化学. 刘若新主编: *中国新生代火山岩年代学与地球化学*, 北京: 地震出版社, 213-217
- 吴才来, 杨经绥, 李海兵, 史仁灯, 孟繁聪. 2001. 青藏高原北缘火山岩中辉石岩包体研究. *地球学报*, 22(1): 61-66.
- 新疆维吾尔自治区地质矿产局. 1993. 新疆维吾尔自治区地质志. 北京: 地质出版社
- 许志琴, 姜枚, 杨经绥. 1996. 青藏高原北部隆升的深部构造物理作用. *地质学报*, 70: 195-206
- 张以弗, 郑健康. 1994. 青海可可西里及邻区地质概论. 北京: 地震出版社, 1-177
- 郑祥身, 边千韬, 郑健康. 1996. 青海可可西里地区新生代火山岩研究. *岩石学报*, 12(4): 530-545
- 中国地质科学院成都地质矿产研究所. 1988. 1:150 万青藏高原及邻区地质图. 北京: 地质出版社