

# 东昆仑造山带三叠纪 岩浆混合成因花岗岩的岩浆底侵作用机制

谌宏伟<sup>1</sup> 罗照华<sup>2,3</sup> 莫宣学<sup>2,3</sup> 刘成东<sup>4</sup> 柯 珊<sup>2</sup>

1. 中国地质大学北京市水资源与环境工程重点实验室, 北京 100083;
2. 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083;
3. 教育部岩石圈构造、深部过程及探测技术重点实验室, 北京 100083;
4. 东华理工学院地球科学与资源信息系, 江西 抚州 344000

**摘要:**东昆仑造山带广泛出露三叠纪岩浆混合成因花岗岩,它们具有共同的特征:岩体成分变化大;花岗岩类岩石中富含镁铁质微粒包体(mafic microgranular enclave—MME);不同岩性之间常常呈渐变过渡关系。同时,这些岩体无一例外都和代表下地壳的深变质岩共生,暗示岩浆就位于地壳深部。此外,东昆仑地区广泛发育基性侵入体,它们产在深变质岩中,或者与岩浆混合成因花岗岩类共生,暗示下地壳物质的部分熔融和岩浆混合成因花岗岩的形成有可能与基性岩浆底侵作用有关。笔者选择东昆仑加鲁河这一典型的岩浆混合成因花岗岩体为例,对其岩石学、地球化学、同位素地球化学等特征进行了详细研究,认为幔源岩浆底侵作用是这类岩体形成的直接原因,并对幔源岩浆底侵作用和岩浆混合成因花岗岩之间的成因联系以及幔源岩浆底侵作用在东昆仑造山带三叠纪地壳生长和构造演化中所起的重要作用进行了讨论,构建了加厚陆壳背景下的断离—底侵—混合—拆沉作用模型。

**关键词:**幔源岩浆底侵作用;岩浆混合作用;镁铁质微粒包体(MME);三叠纪;东昆仑  
**中图分类号:**P581 **文献标识码:**A **文章编号:**1000-3657(2005)03-0386-10

昆仑造山带由于强烈的构造变动和隆升,许多沉积记录和构造形迹遭到剥蚀破坏。因此,区域地质演化的岩浆记录越来越受到地学界的重视。自姜春发等<sup>[1]</sup>提出印支运动是昆仑地区主要运动的观点以来,昆仑造山带的火成岩得到了广泛的关注。研究表明,二叠纪晚期古特提斯洋闭合<sup>[2]</sup>以后,东昆仑进入陆内造山阶段(230~190 Ma),地壳加厚(50~60 km)<sup>[3]</sup>。通常岩石圈和地壳的增厚是一个冷却的过程<sup>[4]</sup>,这意味着地壳加厚将不利于岩浆的产生。然而,东昆仑地区三叠纪时期岩浆活动却非常强烈<sup>①</sup>。据统计<sup>②</sup>,东昆仑地区显生宙花岗岩类岩体出露面积为 26 680.6 km<sup>2</sup>,其中三叠纪花岗岩类出露面积达 9 877.6 km<sup>2</sup>,占总岩体出露面积的 37%。为什么在具有加厚陆壳的地质背景下会产生如此强烈的岩浆活动?这是东昆仑地区地质研究工作中长期令人困惑的问题。

自从 Fyfe<sup>[5]</sup>第一次提出底侵作用(underplating)是太古宙大陆生长的重要形式或过程之后,底侵作用作为地壳生长的

一种重要模式开始受到关注,特别是在解释造山带构造演化方面逐渐显示出其重要作用。此后一些地球物理学家、岩石学家、地球化学家开始接受这种观点<sup>[6-9]</sup>。对于碰撞后造山带巨量花岗岩的成因,一般认为与岩石圈拆沉之后的岩浆底侵作用有关<sup>[10]</sup>。郭正府等<sup>[11]</sup>将东昆仑北缘的高钾钙碱性花岗岩的形成归因于壳底岩浆底侵作用。罗照华等<sup>[12]</sup>对东昆仑石灰沟岩体进行了研究,依据其产出的地质背景和同位素年代学对比,认为东昆仑地区产出的一些小规模角闪辉长岩类是幔源玄武质岩浆底侵作用的结果。然而,东昆仑地区尚未见关于三叠纪发生岩石圈拆沉作用的报道,是否发生底侵作用也还存在一定的争议。尽管他们均提及了底侵作用的可能性,但没有从岩石学、地球化学、同位素地球化学等方面进行充分论证。笔者通过野外工作发现,东昆仑的祁漫塔格、石灰沟、加鲁河、骆驼岭等地出露的三叠纪火成岩均具有岩浆混合成因的野外地质特征——岩体成分变化大、花

收稿日期:2004-10-12;改回日期:2005-02-28

基金项目:中国地质调查局地质大调查项目(200113900069-4-3、200113900018-5)资助。

作者简介:谌宏伟,男,1969年生,博士生,主要研究方向为区域岩石大地构造;E-mail:chw1208@163.com.

① 青海省地质调查院. 布喀达坂峰、库郎米其提幅野外工作总结报告,2001.

② 谌宏伟. 壳-幔相互作用及其效应——以昆仑造山带岩浆起源与演化为例. 中国地质大学硕士学位论文,2003.

岗岩类岩石中富含镁铁质微粒包体 (mafic microgranular enclave—MME)<sup>[12]</sup>、不同岩性之间常常呈渐变过渡关系。同时, 这些岩体无一例外都和代表下地壳的深变质岩共生, 暗示岩浆就位于地壳深部。此外, 东昆仑地区广泛发育基性侵入体, 它们或者产出在深变质岩中, 或者与岩浆混合成因花岗岩类共生<sup>[11]</sup>, 暗示下地壳物质的部分熔融和岩浆混合成因花岗岩的形成可能与幔源岩浆底侵作用有关。本文以加鲁河岩体为例, 对东昆仑造山带三叠纪火成岩的混合成因模式进行了探讨, 尝试阐述了东昆仑造山带岩浆混合成因花岗岩类与幔源岩浆底侵作用的成因联系。

## 1 加鲁河岩体地质特征

加鲁河岩体位于青海省东昆仑东部加鲁河一带, 昆中断裂以北, 侵入于金水口群变质岩中(图 1)。岩体的展布方向与昆中断裂近于平行, 暗示其侵位可能与昆中断裂有关, 并且是在南北向挤压环境中侵位的。岩体由角闪辉长岩、闪长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩、正长花岗岩等岩石类型构成, 形成从基性到酸性的岩石演化系列。其基性端元为角闪辉长岩, 酸性端元为正长花岗岩。其中花岗闪长岩出露面积最大, 为主体岩石, 与二长花岗岩和中—基性侵入岩呈渐变过渡关系。

花岗闪长岩为半自形中—粗粒结构, 块状构造, 主要矿物为斜长石(50%~65%)、钾长石(10%~15%)和石英(10%~20%), 次要矿物为角闪石(6%~8%)和黑云母(5%~6%)。副矿物以锆石、磷灰石、磁铁矿为主, 可见少量赤铁矿、钛铁矿和榍石。花岗闪长岩的宏观特征是含大量辉长质—闪长质暗色微粒包体(图 2-a)。这些包体或者呈带状展布, 或者均匀分布于花岗质岩石中。包体的形态各异, 多数包体具有塑性拉长的形态。此外, 局部地区还可见由镁铁质矿物和长英质矿物相对集中而形成暗色条带与浅色条带相间排列的带状构造(图 2-b)。这种带状构造的延伸不稳定, 常常只有数米至十几米, 因而不同于原地花岗岩中的片麻状构造。岩体中缺乏堆晶结构则不同于层状岩体中的堆晶岩, 推测可能是长英质岩浆流动过程中基性岩浆团分解的结果。这些现象显然是岩浆混合作用的结果<sup>[13]</sup>。同时也表明, 这种情况下基性岩浆团的温度与长英质岩浆的温度相差不大。因此, 岩体中存在不同类型的暗色微粒包体<sup>[14]</sup>的现象可能与两种岩浆的温度、梯度密切相关。

二长花岗岩出露面积不大, 分布于岩体的北部与南部边缘。岩石为粗粒结构, 块状构造, 由斜长石(35%)、钾长石(33%)、石英(28%)及少量黑云母和角闪石组成。与花岗闪长岩相比, 二长花岗岩中的暗色微粒包体数量要少得多(<5%), 个体也比较小, 一般小于 10 cm。

角闪辉长岩呈小岩体零星分布在金水口群深变质岩和花岗闪长岩中。岩石为细粒结构, 块状构造。主要由斜长石(40%~50%)、角闪石(25%~35%)、黑云母(15%~25%)、钾长石(5%~15%)和少量石英组成。角闪辉长岩与花岗闪长岩之间经常不存在截然的分界, 表明两者形成年龄的同时性和两种

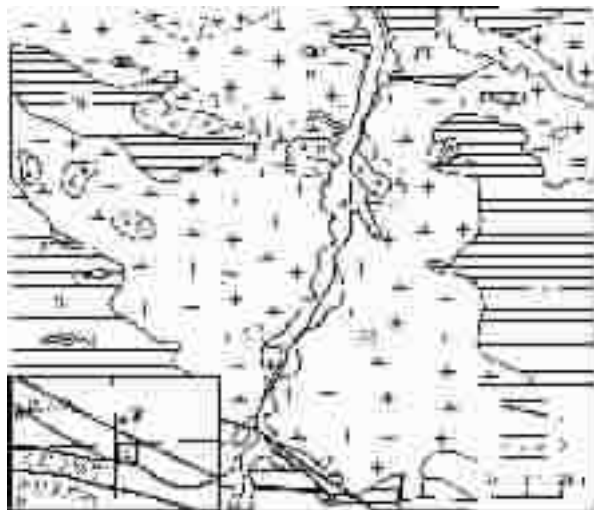


图 1 东昆仑加鲁河及其邻区地质图

v—角闪辉长岩;  $\delta$ —闪长岩;  $\gamma\delta$ —花岗闪长岩;  $\eta\gamma$ —二长花岗岩;  $\xi\gamma$ —正长花岗岩; Pt—金水口群变质岩; Q—第四系; 1—断层; 2—渐变接触关系; a—地质图的位置; b—东昆仑构造区划图

Fig.1 Geological sketch map of the Jialuhe intrusive complex in the East Kunlun

v—Hornblende gabbro;  $\delta$ —Diorite;  $\gamma\delta$ —Granodiorite;  $\eta\gamma$ —Monzogranite;  $\xi\gamma$ —Syenogranite; Pt—Jinshuikou Group metamorphic rocks; Q—Quaternary; 1—Fault; 2—Gradational contact relationship; a—Location of the geological map; b—Tectonic divisions of the East Kunlun

岩浆的混合。值得一提的是: 笔者首次在角闪辉长岩中观察到了石英“斑晶”(图 3)。这是一种非常奇怪的现象, 也是熔浆—矿物不平衡的重要证据(详见后文)。

正长花岗岩呈宽窄不一的脉状侵入于主岩体中, 规模不大。岩石风化较强。新鲜岩石为肉红色—浅肉红色, 粗粒结构, 块状构造。矿物组成为钾长石(65%左右)、斜长石(6%左右)和石英(25%左右), 其中不含包体。

根据测年结果<sup>[15]</sup>, 岩体中角闪辉长岩、花岗闪长岩和暗色微粒包体的单颗粒锆石 SHRIMP 年龄分别为 (239±6)Ma、(242±6)Ma 和 (241±5)Ma。表明岩体形成于中三叠世, 且基性侵入岩和酸性侵入岩为同期侵入。基性岩浆与酸性岩浆侵位的同时空分布是加鲁河岩体为岩浆混合成因的重要证据。

## 2 岩石地球化学特征

### 2.1 主量元素

加鲁河岩体从辉长岩到正长花岗岩化学成分(表 1)变化范围较大,  $\text{SiO}_2$  含量为 51.24%~74.30%, 与葡萄牙北部海西期岩浆混合成因 Braga 岩体相似 ( $\text{SiO}_2$  含量为 48.5%~71%)<sup>[16]</sup>。从  $R_1$ — $R_2$  岩石分类图(图 4)上可以看出, 岩体成分从基性到



图 2 东昆仑加鲁河岩体中花岗闪长岩中的镁铁质微粒包体及岩体中的条带构造

a—花岗闪长岩中的镁铁质微粒包体;b—条带构造

Fig. 2 Mafic microgranular enclaves in granodiorite and banded structure in the Jialuhe intrusive complex in the East Kunlun.

a—Mafic microgranular enclaves in granodiorite;b—Banded structure

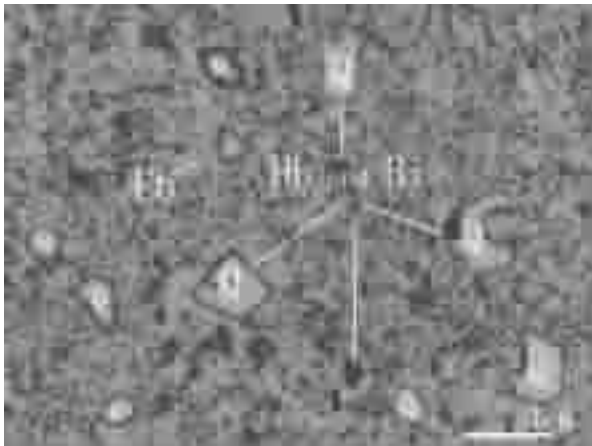


图 3 加鲁河岩体中角闪辉长岩中的石英捕虏晶 (单偏光镜下)

Fig. 3 Quartz xenoliths in the hornblende gabbro in the Jialuhe intrusive complex (plane polarized light)

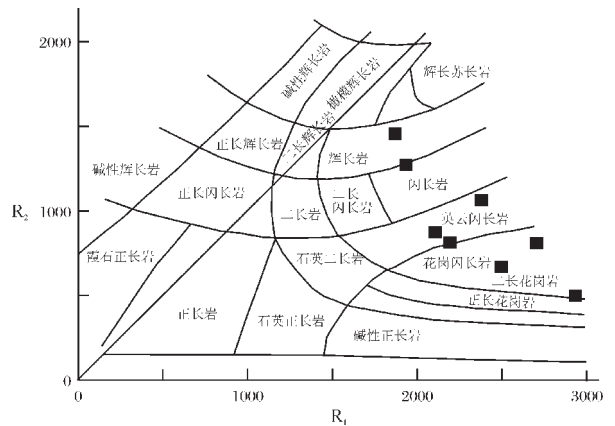


图 4 东昆仑加鲁河岩体的 R<sub>1</sub>—R<sub>2</sub> 岩石分类图<sup>[7]</sup>

Fig. 4 R<sub>1</sub>—R<sub>2</sub> diagram of the Jialuhe intrusive complex in the East Kunlun

$$R_1=4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti); R_2=Al+2Mg+6Ca$$

酸性变化较连续。岩石的里特曼指数介于 1.20~2.12; 0.82<A/CNK<1.03, 岩体钾含量较高。岩体的化学成分特征表明岩体属次铝质的中—高钾钙碱性系列。

利用 Harker 图投点, SiO<sub>2</sub> 与其他主要氧化物之间表现出良好的线性相关关系; MgO—FeO\* 图<sup>[9]</sup>中各岩石样品点沿混合趋势线分布; 在判断岩浆混合模式的 R<sub>1</sub>—R<sub>2</sub> 图上<sup>[20]</sup>, 各成分点基本分布在长英质和夏威夷玄武岩之间的混合线附近, 反映出基性岩浆和长英质岩浆之间的混合。

### 2.2 微量元素

岩体各岩石样品稀土元素总量介于 88.69×10<sup>-6</sup>~ 216.82×10<sup>-6</sup> 之间, 轻重稀土元素之比为 4.03~ 19.38, (La/Yb)<sub>N</sub>=3.10~ 27.72, 轻稀土强烈富集。δEu 值 0.60~ 0.98, 其中部分样品显示极弱的负 Eu 异常或无负 Eu 异常。以往的研究表明<sup>[21]</sup>, 无负 Eu 异常的中酸性火成岩标志着加厚陆壳的存在, 或者说具山根的造山带环境, 其形成于加厚陆壳的底部或造山带山根的底部。加鲁河岩体中的中酸性岩具弱的负 Eu 异常或无负 Eu 异

表 1 东昆仑加鲁河岩体的化学成分 常量元素/%, 微量元素/ $10^{-6}$ )

Table 1 Chemical compositions of the Jialuhe intrusive complex in the East Kunlun

样品	Q1160	Q1013	Q1161	HSD-24	5260-1	0124-1	0738-1	5262-2
SiO <sub>2</sub>	51.24	57.02	61.96	63.27	65.22	67.74	69.78	74.30
TiO <sub>2</sub>	1.32	0.90	0.64	0.59	0.65	0.50	0.39	0.22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.76	16.70	15.90	17.10	15.16	15.38	14.76	13.16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.67	1.43	0.92	1.06	0.93	0.90	0.91	0.65
FeO	7.27	5.75	4.83	3.03	3.33	3.00	1.72	1.70
MnO	0.18	0.18	0.11	0.07	0.08	0.07	0.05	0.07
MgO	3.78	3.80	3.23	1.86	1.92	1.38	1.08	0.47
CaO	8.36	6.96	5.96	4.12	3.82	4.21	3.00	2.21
Na <sub>2</sub> O	2.78	3.54	2.87	4.18	3.33	3.03	3.65	4.03
K <sub>2</sub> O	1.08	1.64	1.93	2.09	3.54	2.41	3.29	2.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.35	0.20	0.08	0.23	0.15	0.16	0.12	0.06
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.74	1.62	1.32					
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.22	0.72	0.26	1.93	1.52	0.98	1.05	0.80
LOS				0.29	0.17	0.03	0.03	0.03
total	99.75	100.46	100.01	99.82	99.82	99.79	99.83	99.82
A/CNK	0.90	0.82	0.90	1.03	0.93	1.01	0.98	1.02
s	1.80	1.90	1.20	1.94	2.12	1.20	1.80	1.21
La	16.08	13.06	15.07	59.89	42.09	32.98	27.19	36.15
Ce	37.93	36.59	34.20	97.49	76.28	75.98	50.44	84.15
Pr	5.00	4.90	4.09	9.92	9.46	8.07	5.39	8.72
Nd	20.10	19.14	15.27	33.31	32.89	30.20	18.93	29.67
Sm	4.83	3.92	3.62	4.49	5.44	5.32	2.90	4.77
Eu	1.56	1.19	0.73	1.08	1.11	1.10	0.86	1.06
Gd	5.36	3.87	3.73	3.73	4.90	4.21	2.34	4.06
Tb	0.93	0.63	0.68	0.52	0.70	0.64	0.34	0.64
Dy	5.82	3.91	4.28	2.50	4.14	3.23	1.73	3.73
Ho	1.22	0.81	0.89	0.52	0.79	0.61	0.32	0.77
Er	3.42	2.32	2.56	1.42	2.07	1.56	0.83	2.18
Tm	0.52	0.36	0.41	0.24	0.34	0.25	0.15	0.34
Yb	3.45	2.48	2.76	1.46	2.08	1.41	0.89	2.23
Lu	0.52	0.37	0.40	0.25	0.31	0.22	0.14	0.41
LREE	85.50	78.80	72.98	206.18	167.27	153.65	105.71	164.52
HREE	21.24	14.75	15.71	10.64	15.33	12.13	6.74	14.36
ΣREE	106.74	93.55	88.69	216.82	182.60	165.78	112.45	178.88
dEu	0.93	0.92	0.60	0.79	0.64	0.69	0.98	0.72
(La/Yb) <sub>N</sub>	3.10	3.60	3.70	27.72	13.64	15.77	20.64	10.95
Ba	418.00	394.00	373.00	874.00	703.00	704.00	674.00	606.00
Rb	39.00	79.00	116.00	60.00	139.00	86.00	112.00	84.00
Th	3.70	3.60	7.20	26.50	19.70	14.00	19.70	8.40
Nb	12.00	10.00	10.30	9.10	13.00	11.80	11.80	13.20
Ta	0.50	0.75	1.80	0.20	0.60	1.10	0.20	1.20
Sr	335.00	222.00	177.00	458.00	340.00	360.00	451.00	160.00
Nd	20.10	19.14	15.27	33.31	32.89	30.20	18.93	29.67
Zr	254.00	113.00	89.00	340.00	209.00	144.00	137.00	169.00
Hf	7.10	5.10	3.60	6.80	5.00	4.40	3.70	4.50
Tb	0.93	0.63	0.68	0.52	0.70	0.64	0.34	0.64
Y	31.00	22.04	25.29	13.94	22.36	17.40	9.55	22.30
Ni	5.90	7.90	10.30	10.30	12.20	8.60	5.00	3.30
Co	19.00	15.40	15.90	10.90	12.10	9.70	7.20	3.20
V	164.00	143.00	167.00	78.00	63.00	43.30	37.00	12.10
Cr	12.20	14.10	50.30	33.10	26.10	16.60	8.10	2.50

注:样品 Q1013, Q1160, Q1161 由国土资源部武汉综合岩矿测试中心分析;主元素为湿法分析,稀土和微量元素为 X 荧光光谱分析;其他样品结果引自殷鸿福等<sup>[18]</sup>。

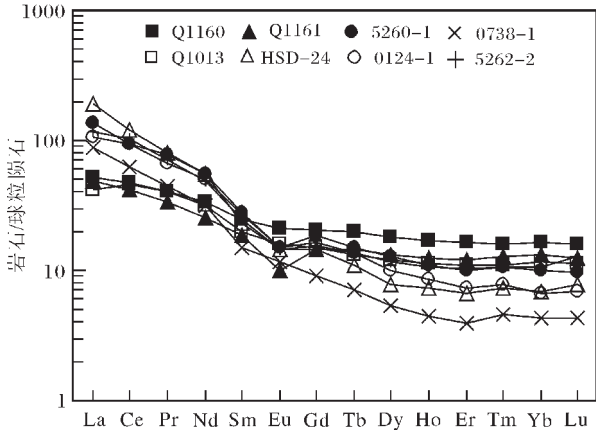


图5 东昆仑加鲁河岩体的稀土元素配分型式  
(球粒陨石标准化数据取自 Boynton<sup>[23]</sup>)

Fig. 5 REE distribution patterns of the Jialuhe intrusive complex in the East Kunlun  
(chondrite-normalized data from Boynton<sup>[22]</sup>)

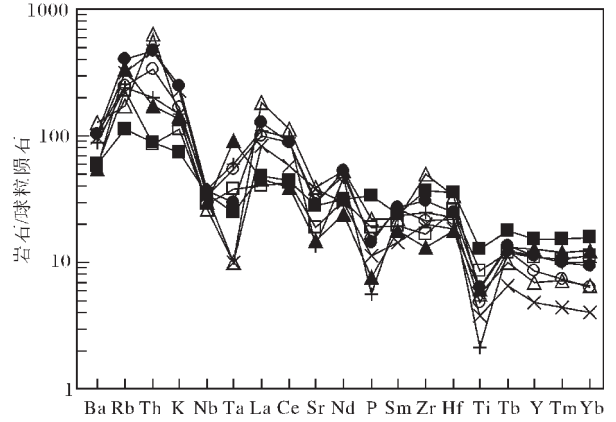


图6 东昆仑加鲁河岩体微量元素蛛网图  
(球粒陨石标准化数据取自 Thompson<sup>[24]</sup>;图例同图5)

Fig. 6 Trace element spidergrams of the Jialuhe intrusive complex in the East Kunlun  
(chondrite-normalized data from Thompson<sup>[24]</sup>; the legend same as in Fig. 5)

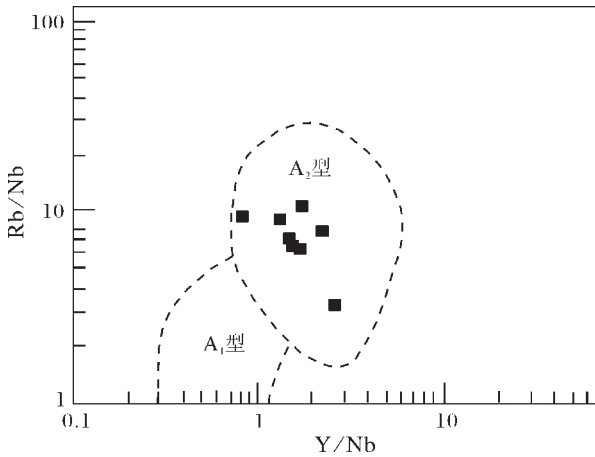


图7 东昆仑加鲁河岩体 Rb/Nb—Y/Nb 图解<sup>[27]</sup>  
Fig.7 Rb/Nb—Y/Nb diagram of the Jialuhe intrusive complex in the East Kunlun

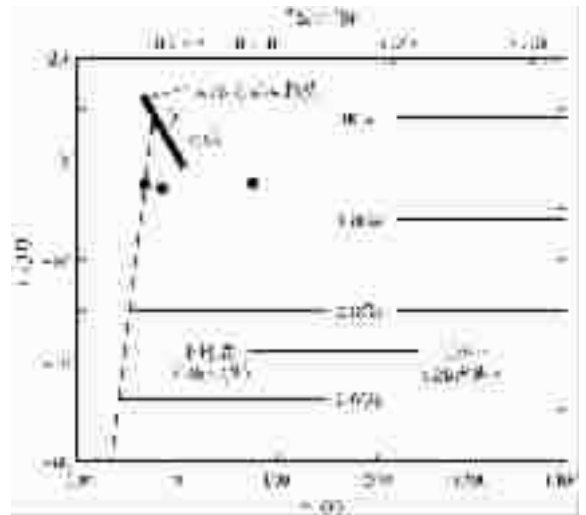


图8 东昆仑加鲁河岩体花岗岩类岩石地幔、地壳 Sr—Nd 相关变化图

Fig.8 Sr—Nd correlation diagram of granitoids in the Jialuhe intrusive complex in the East Kunlun

常可能说明岩体形成深度较大。总体看来,从花岗岩类岩石到基性岩各岩石样品的稀土配分型式由弱的右倾型式变为较强的右倾型式(图5),留下了基性岩浆和酸性岩浆混合时物质交换的印记。

加鲁河岩体的微量元素特征(图6)主要表现为花岗岩类岩石中 Th、La、Nd 呈正异常和 Sr、P、Ti 的负异常;基性岩除 Ti 负异常外,其他异常不明显;包体则表现为 Nd 的正异常和 Sr、P、Ti 的负异常,其特征介于基性岩和花岗岩类岩石之间。花岗岩类岩石中 Sr 的负异常有两种可能,一种是源区长石类矿物的分离,因为根据矿物/熔体分配系数,Sr 主要进入长石

类矿物,特别是斜长石<sup>[28]</sup>;另一种是源区本身 Sr 含量低。从加鲁河岩体的情况看,长石类矿物为主要造岩矿物,不可能出现第一种情况,只能是后者。因此,可以推测其源区很深,可能为下地壳(下地壳 Sr 含量低)。

此外,微量元素比值图解常常用于判断花岗岩的形成构造环境,Rb/Nb—Y/Nb 图解(图7)上,加鲁河岩体花岗岩类岩石样品点均分布于 A<sub>2</sub> 型碰撞后花岗岩区,这样的构造环境有利于地幔岩浆上涌,触发下地壳部分熔融<sup>[29]</sup>。

表 2 加鲁河岩体的 Sr、Nd、Pb 同位素分析/10<sup>-6</sup>

Table 2 Sr–Nd–Pb isotopic compositions of the Jialuhe intrusive complex in the East Kunlun

样品	Q1018	Q1013	Q1032	Q1161	Q1028	Q1160
<sup>147</sup> Sm	8.944	4.924	3.143	3.428	2.921	5.781
Sm	8.968	4.937	3.152	3.437	2.928	5.796
<sup>144</sup> Nd	72.27	36.13	22.43	21.37	23.37	38.7
Nd	43.83	21.91	13.61	12.96	14.17	23.47
<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	0.1238	0.1363	0.1401	0.1604	0.125	0.1494
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0.512053±15	0.512313±9	0.512232±19	0.512319±13	0.512269±17	0.512297±11
( <sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd) <sub>样品,t</sub>	0.511867	0.512107	0.512021	0.512077	0.512081	0.512072
$\epsilon_{Nd}(t)$	-9.3	-4.6	-6.3	-5.2	-5.1	-5.3
<sup>87</sup> Rb	213.8	242	332.1	419.92	306.9	131.3
Rb	65.62	74.28	101.9	128.9	94.19	40.29
<sup>86</sup> Sr	267.4	263.9	263.6	241.7	253.7	410.6
Sr	237.6	234.6	234.2	214.7	225.5	364.8
<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	0.7996	0.9171	1.26	1.738	1.2098	0.3197
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0.711304±16	0.712677±13	0.707503±11	0.707636±12	0.713491±11	0.710799±8
( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>样品,t</sub>	0.708691	0.709677	0.70338	0.701951	0.709533	0.709753
$\epsilon_{Sr}(t)$	63.4	77.4	-12.0	-32.4	75.3	78.4
<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	18.6635±12	18.6026±15	18.8058±15	18.7709±14	18.8240±13	18.5576±10
<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	15.6328±11	15.6221±13	15.6174±12	15.6190±12	15.6230±10	15.6042±8
<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	38.6567±28	37.9893±30	38.7096±23	38.7659±28	38.6805±25	38.6385±19

注: 计算时采用的标准化数据及参数: 年龄为 240 Ma, 衰变常数  $\lambda$ : Rb–Sr=1.42×10<sup>-11</sup> [28], Sm–Nd=6.54×10<sup>-12</sup>[29]; <sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd=0.721 900<sup>[30]</sup>; (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd)<sub>CHUR现在</sub>=0.512 638<sup>[31]</sup>; (<sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd)<sub>CHUR现在</sub>=0.196 7<sup>[32]</sup>; (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>现在</sub>=0.704 5<sup>[33]</sup>; (<sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr)<sub>现在</sub>=0.0827<sup>[33]</sup>。

2.3 同位素示踪

加鲁河岩体同位素示踪数据及各样品的 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 初始比值、<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd 初始比值、 $\epsilon_{Sr}(t)$  和  $\epsilon_{Nd}(t)$  见表 2。原始数据引自刘成东等<sup>[26]</sup>。

花岗岩类岩石的 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 初始比值在 0.702~ 0.7095 之间, 其中花岗闪长岩的 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 初始比值为 0.7034 和 0.702, 显示下地壳低 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值特征(0.702~ 0.705<sup>[23]</sup>), 或与亏损地幔有过物质交换。但是, 从下面对基性岩和包体的分析从而确定其为富集地幔的结果来看, 可以认为花岗岩类岩石来源于下地壳。其  $\epsilon_{Nd}$  值为 -6.26 和 -5.16, 均小于 0, 表明其来源于地壳物质或至少有地壳物质的混染。结合岩体的野外产状和岩石学特征以及  $\epsilon_{Sr}$ - $\epsilon_{Nd}$  地幔、地壳源区相关变化(图 8), 该花岗岩岩浆应来源于下地壳的部分熔融, 并有地幔物质的混入。

基性岩和包体 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 初始比值在 0.708 69~ 0.709 75, 均大于 0.704 5。<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd 初始比值为 0.511 867~ 0.512 108, 均小于 0.512 638,  $\epsilon_{Nd}$  值均小于 0, 似乎暗示其物源为壳源或至少发生过与地壳物质的混染作用。但不能因此就简单得出这些岩石都是地壳物质重熔来源的结论。实际上, 来自地球化学不均一的富集地幔源区或者虽然来自正常地幔源区

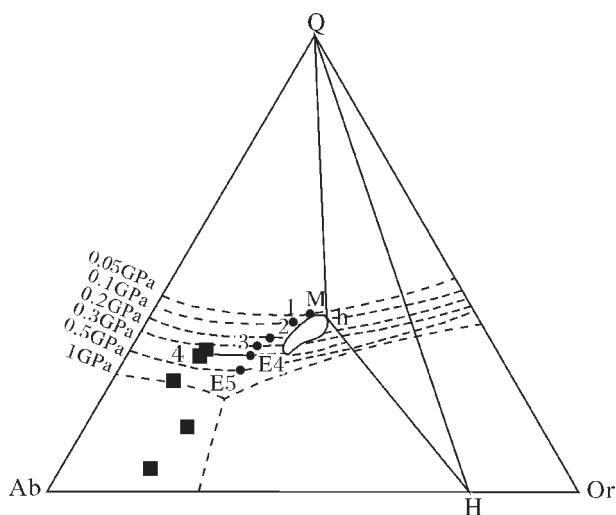


图 9 不同压力下的 Q–Ab–Or–H<sub>2</sub>O 相图  
Q—石英; Ab—钠长石; Or—钾长石; M, 1, 2, 3—Isotonic 等压最低点; E4, E5—共结点; h—压力为 0.1 GPa 时熔体组分; H—碱性长石组分  
Fig. 9 Q–Ab–Or–H<sub>2</sub>O diagram at different pressures kbar=0.1 GPa  
Q—Quartz; Ab—Albite; Or—K-feldspar; M, 1, 2, 3—Lowest point in the isobar; E4, E5—Eutectic point; h—Melt component at 0.1 GPa; H—Alkali feldspar component

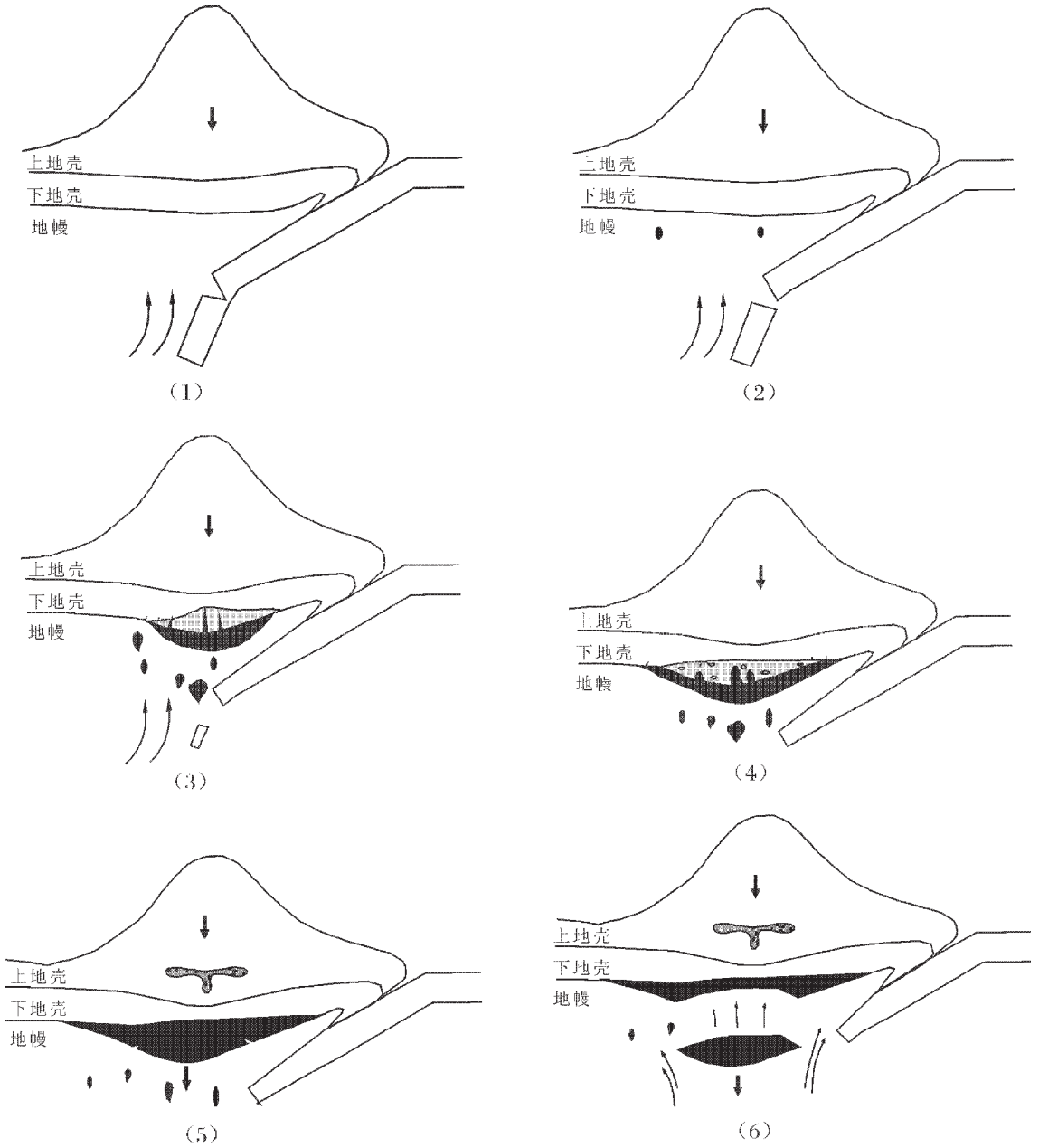


图 10 板片断离—岩浆底侵—岩浆混合—拆沉作用模型

(1)、(2)—俯冲板片断离；(3)—幔源岩浆底侵至下地壳底部，引起下地壳物质部分熔融；

(4)—幔源岩浆和下地壳部分熔融产生的长英质岩浆发生混合；(5)、(6)—底侵的物质冷却，重力不平衡，发生拆沉作用

Fig. 10 Model of breaking-off—underplating—mixing—delamination

(1),(2)—Breaking-off of the subducted plate;(3)—Mantle-derived magma underplating and partial melting of the lower crust;

(4)—Magma mixing between mantle-derived magma and felsic magma derived from partial melting of the lower crust;

(5), (6)—Cooling, gravity disequilibrium and delamination of underplating material

但因受到地壳物质的加入等因素的影响，其同位素组成也会在相当大的范围内变动。同时，由于地壳物质为长英质——麻粒岩相成分，地壳物质不能形成比安山岩或英安岩更基性的岩浆。

此外，基性侵入岩和 MME 包体的  $^{206}\text{Pb}/^{234}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{234}\text{Pb}$ 、

$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  比值均较高(表 2)，结合其高  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值和低  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  比值的特征，基性岩浆应来源于富集地幔部分熔融。

### 3 讨论

(1) 加鲁河岩体角闪辉长岩中石英捕虏晶的出现是熔

浆-矿物不平衡的重要证据。由于石英不是玄武质熔浆的液相线或近液相线矿物,辉长岩中不可能出现石英斑晶。因此,这种现象的出现只有一种可行的解释,即辉长质岩浆捕虏了先期已经存在的石英晶体,这只有在铁镁质岩浆和长英质岩浆于地壳深部发生混和的情况下才可能发生。根据捕虏晶只有石英而没有诸如斜长石等其他晶体的现象,这种混合应发生在深部压力较高的环境下,因为只有较高压力条件下石英才是花岗岩类的液相线矿物(图 9)。只有当花岗质岩浆中结晶形成了石英而还没有其他矿物相的时候被基性岩浆吞噬,才有可能在基性岩浆中只出现石英“斑晶”。因此,角闪辉长岩中石英捕虏晶出现不仅证明确实存在幔壳源岩浆的混合作用,而且表明岩浆的混合发生在地壳深处,也就是说,存在幔源岩浆的底侵作用。

(2) 三叠纪,东昆仑地区处于碰撞后构造环境,俯冲板片发生断裂,引起软流圈物质上涌,注入下地壳底部,引起下地壳地热异常而发生部分熔融形成长英质岩浆。随着幔源岩浆的不断注入(底侵),下地壳部分熔融加剧,长英质岩浆不断熔出,混和作用开始。初期表现为基性熔浆团分散在长英质岩浆中的物理混合,随后发生化学成分的交换<sup>[3]</sup>。混和作用的形式由于两种岩浆的温度、物质成分、流变学特征及粘度等存在很大的差别而不同——完全混合形成均一混合岩浆;机械混合形成镁铁质微粒包体;基性岩浆沿已近固结的中酸性岩浆的裂隙贯入,形成同深成作用的岩墙;若酸性岩浆完全固结,则混合作用无法进行,形成连续的岩墙<sup>[34]</sup>。从加鲁河花岗岩中镁铁质微粒包体的岩石学和岩相学特征来看,应属于相对少量基性岩浆注入长英质岩浆中而产生的机械混和。

(3) 拆沉作用往往诱发大规模的底侵作用<sup>[35]</sup>。拆沉作用发生时,岩石圈地幔、大陆下地壳或大洋地壳沉入软流圈必然引起软流圈物质上涌而底侵至下地壳底部<sup>[36]</sup>。到目前为止,还未见到昆仑地区三叠纪前有关拆沉作用的报道。而该地区燕山期大规模的岩浆活动以及柴达木盆地作为一个典型的中、新生代盆地<sup>[37]</sup>的事实似乎更支持燕山期岩浆活动为拆沉作用的结果的推测。因为,晚三叠—早侏罗世以后昆仑地区基本结束板块碰撞,大面积已隆升成陆。由板块俯冲产生岩浆活动的动力减弱或消失,拆沉作用诱发燕山期岩浆活动的推测可能较合理。结合上述第(2)点笔者尝试构建俯冲板片断裂—岩浆底侵—岩浆混合—拆沉作用模型(图 10)。

板片断裂—岩浆底侵—岩浆混合—拆沉作用模型的具体描述为:俯冲板片断裂,软流圈减压熔融,玄武质岩浆底侵至下地壳底部,引起下地壳物质部分熔融产生长英质岩浆,两种岩浆混合形成壳幔混合成因花岗岩及一些基性岩体。随着下地壳底部冷却逐渐形成榴辉岩相物质,由于存在较大的密度差,榴辉岩相物质在合适的时候发生拆沉作用。如果是部分榴辉岩相物质拆沉,软流圈物质再次上涌,添加到残留的高熔点的榴辉岩相物质的底部,不能引起其部分熔融,这时,往往发生有限规模的岩浆活动(如东昆仑地区

早侏罗世较常见的基性岩脉)。如果榴辉岩相物质彻底拆沉,软流圈物质上涌,直接与下地壳接触,则再次引起下地壳物质的部分熔融,而发生岩浆混合作用以及大规模的岩浆活动。

#### 参考文献(References):

- [1] 姜春发,杨经绥,冯秉贵,等. 昆仑开合构造[M]. 北京:地质出版社,1992. 224.  
Jiang Chunfa, Yang Jingsui, Feng Binggui, et al. Opening-closing Tectonics in Kunlun Area[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1992, 224 (in Chinese).
- [2] 潘裕生. 区域演化与结论[A]. 见:潘裕生主编:喀喇昆仑山—昆仑山地区地质演化[C]. 北京:科学出版社,2000. 514.  
Pang Yusheng. Regional evolution and conclusion [A]. In: Pang Yusheng (ed.). Geological Evolution in Karakorum and Kunlun Mountains[C]. Beijing: Science Press, 2000, 514 (in Chinese).
- [3] 郭正府,邓晋福,许志琴,等. 青藏东昆仑晚古生代末—中生代中酸性火山岩与陆内造山过程 [J]. 现代地质,1998,12 (3):344~352.  
Guo Zhengfu, Deng Jinfu, Xu zhiqin, et al. Late Palaeozoic-Mesozoic intracontinental orogenic process and intermediate-acidic igneous rocks from the Eastern Kunlun Mountains of North Western China[J]. Geoscience, 1998, 12(3):344~ 352 (in Chinese with English abstract).
- [4] 熊熊,傅容珊,许厚泽,等. 增厚大陆岩石层热边界层对流剥离的数值模拟[J]. 地球物理学报,1998,41(增刊):33~ 40.  
Xiong Xiong, Fu Rongshan, Xu Houze, et al. Numerical simulation of the convective removal of the thickened thermal boundary layer of continental lithosphere [J]. Acta Geophysica Sinica, 1998, 41 (Supp.):33~ 40 (in Chinese with English abstract).
- [5] Fyfe W S. Intrusion and underplating of mafic magma: thermal-rheological effect and implications for Tertiary tectonomagmatism in the North American Cordillera[J]. Tectonophysics, 1994, 237 (3): 175~180.
- [6] 金振民,高山. 底侵作用及其壳-幔演化动力学意义[J]. 地质科技情报,1996,15(2):1~7.  
Jin Zhenmin, Gao Shan. Underplating and its geodynamical significance for the crust-mantle evolution[J]. Geological Science and Technology Information, 1996, 15(2):1~ 7 (in Chinese with English abstract).
- [7] Petford N. Partial melting of mafic(amphibolitic)lower crust by periodic influx of basaltic magma[J]. Earth and Planetary Science Letters. 2001, 15(2):1.
- [8] Frost C D. Crustal growth by magmatic underplating: Isotopic evidence from the northern Sherman Batholith[J]. Geology, 2001, 29(6):515~518.
- [9] Agrawal-Salil, Srivastava R. K. Geochemistry of Late Proterozoic Sendra granitoid suite, central Rajasthan, India: role of magma mixing/hybridization process in their genesis[J]. Journal of the Geologi-



- cal Society of India, 1997, 50(5):607~618.
- [10] 杨坤光, 杨巍然. 碰撞后的造山过程及造山带巨量花岗岩的成因[J]. 地质科技情报, 1997, 16(4):16~22.  
Yang Kunguang, Yang Weiran. Post-collision orogeny process and origin of huge quantity of granites in orogenic belt [J]. Geological Science and Technology Information, 1997, 16(4):16~22 (in Chinese with English abstract).
- [11] 罗照华, 柯珊, 曹永清, 等. 东昆仑印支晚期幔源岩浆活动. 地质通报, 2002, 21(6):292~297.  
Luo Zhaohua, Ke Shan, Cao Yongqing, et al. Late Indosinian mantle-derived magmatism in the East Kunlun [J]. Geological Bulletin of China, 2002, 21(6):292~297 (in Chinese with English abstract).
- [12] 肖庆辉, 邓晋福, 马大铨, 等. 花岗岩研究思维与方法[M]. 北京: 地质出版社, 2000, 53~64.  
Xiao Qinghui, Deng Jinfu, Ma Daquan, et al. Thought and Methods in Studying Granites[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2000. 53~64 (in Chinese with English abstract).
- [13] Neves S P A. Successive mixing and mingle of magmas in a plutonic complex of Northeast Brazil[J]. Lithos, 1995, 34:257~299.
- [14] 刘成东, 张文秦, 莫宣学, 等. 东昆仑约格鲁岩体暗色微粒包体特征与成因[J]. 地质通报, 2002, 21(11):739~744.  
Liu Chengdong, Zhang Wenqin, Mo Xuanxue, et al. Features and origin of mafic microgranular enclaves in the Yuegelu granite in the Eastern Kunlun [J]. Geological Bulletin of China, 2002, 21(11):739~744 (in Chinese with English abstract).
- [15] 刘成东, 莫宣学, 罗照华, 等. 东昆仑壳-幔岩浆混合作用: 来自锆石 SHRIMP 年代学的证据[J]. 科学通报, 2004, 49(6):596~602.  
Liu Chengdong, Mo Xuanxue, Luo Zhaohua, et al. Crust-mantle magma mixing in East Kunlun: Evidence from zircon SHRIMP chronology [J]. Chinese Science Bulletin, 2004, 49(6):596~602 (in Chinese).
- [16] Dias G, Leterrier J. The genesis of felsic-mafic plutonic associations: a Sr and Nd isotopic study of the Hercynian Braga Granitoid Massif (Northern Portugal)[J]. Lithos, 1994, 32: 207~223.
- [17] De La Roche H, Leterrier J, Grande Claude P, et al. A classification of volcanic and plutonic rocks using  $R_1-R_2$  diagrams and major element analyses - its relationship and current nomenclature [J]. Chem. Geol., 1980, 29:183~210.
- [18] 殷鸿福, 张克信. 中华人民共和国区域地质调查报告——冬给措纳湖幅[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 2003.182~184.  
Yin Hongfu, Zhang Kexin. The People's Republic of China Regional Geological Report——Donggi Conag Hu Map[M]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 2003. 182~184 (in Chinese).
- [19] Zorpi M J, Coulon C, Orsini J B, et al. Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons [J]. Tectonophysics, 1989, 157:315~329.
- [20] Batchelor R A, Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multi-cationic parameters [J]. Chemical Geology, 1985, 48:43~55.
- [21] 邓晋福, 赵海玲, 赖绍聪, 等. 白云母/二云母花岗岩形成与陆内俯冲作用[J]. 地球科学, 1994, 19(2):139~147.  
Deng Jinfu, Zhao Hailing, Lai Shaocong, et al. Generation of muscovite/two-mica granite and intracontinental subduction [J]. Earth Science, 1994, 19(2):139~147 (in Chinese with English abstract).
- [22] Boynton W V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P.(ed.), Rare Earth Element Geochemistry [M]. Elsevier, 1984, 66~144.
- [23] 杨学明, 杨晓勇, 陈双喜. 岩石地球化学[M]. 合肥: 中国科学技术大学出版社. 2000, 86~190.  
Yang Xueming, Yang Xiaoyong, Chen Shuangxi. Petrochemistry [M]. Hefei: Science and Technology University Press, 2000, 86~190 (in Chinese).
- [24] Thompson R N. British Tertiary volcanic province [J]. Scott J. Geol., 1982, 18:59~107.
- [25] Andrew K, Brian J F. Nd isotope evidence for crust-mantle interaction in the generation of A-type granitoid suits in Labrador Canada. [J]. Chemical Geology, 1993, 104:39~60.
- [26] 刘成东, 莫宣学, 罗照华, 等. 东昆仑造山带花岗岩类 Pb-Sr-Nd-O 同位素特征[J]. 地球学报, 2003, 24(6):584~588.  
Liu Chengdong, Mo Xuanxue, Luo Zhaohua, et al. Pb-Sr-Nd-O isotope characteristics of granitoids in East Kunlun orogenic belt [J]. Acta Geoscientica Sinica, 2003, 24(6):584~588 (in Chinese with English abstract).
- [27] Eby G N. Chemical subdivision of the A-type granitoid: petrogenetic and tectonic implications [J]. Geology, 1992, 20:641~644.
- [28] Steiger R H, Jager E. Subcommission on Geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochemistry [J]. Earth Planet. Sci. Lett., 1977, 36:359~362.
- [29] Lugmair G W, Marti K. Lunar initial  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ : differential evolution of the lunar crust and mantle [J]. Earth Planet. Sci. Lett., 1978, 39:349~357.
- [30] O'Nions R K, Hamilton P J, Evensen N M. Variations in  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in oceanic basalts [J]. Earth Planet. Sci. Lett., 1977, 34:13~22.
- [31] Goldstein S L, O'Nions R K, Hamilton P J. A Sm-Nd study of atmospheric dusts and particulates from major river systems [J]. Earth Planet. Sci. Lett., 1984, 70:221~236.
- [32] Jacobsen S B, Maserberg G J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites [J]. Earth Planet. Sci. Lett., 1980, 50:139~155.
- [33] DePaolo D J. Sm-Nd, Rb-Sr and U-Th-Pb systematics of granulite facies rocks from Fyfe Hills, Enderby Land, Antarctica [J]. Nature, 1982, 298:614~618.
- [34] Fernandez A N, Barbarin B. Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas: nature of resulting interaction processes and shape and mineral fabrics of mafic microgranular enclaves [A]. In: Didier J and Barbarin B (eds.). Enclaves and Granite Petrology [C]. Elsevier, Amsterdam, 1991, 263~276.
- [35] 陈立辉. 陆壳的垂向增生 [J]. 矿物岩石地球化学通报, 2001, 20(1):27~29.

- Chen Lihui. Vertical accretion of continental crust [J]. *Bulletin of Mineralogy and Geochemistry*, 2001, 20 (1):27~29 (in Chinese with English abstract).
- [36] 高山, 金振民. 拆沉作用 (delamination) 及其壳-幔演化动力学意义 [J]. *地质科技情报*, 1997, 16(1):1~9.
- Gao Shan, Jin Zhenmin. Delamination and its geodynamical significance for the crust-mantle evolution [J]. *Geological Science and Technology Information*, 1997, 16(1):1~9 (in Chinese with English abstract).
- [37] 杨永泰, 张宝明, 李伟. 柴达木盆地北缘侏罗系层序地层与沉积相研究 [J]. *地学前缘*, 2000, 7(3):145~151.
- Yang Yongtai, Zhang Baoming, Li Wei. Study of jurassic stratigraphic sequence and sedimentary facies in north of Qaidam basin [J]. *Earth Science Frontiers*, 2000, 7(3):145~151 (in Chinese with English abstract).

## Underplating mechanism of Triassic granite of magma mixing origin in the East Kunlun orogenic belt

CHEN Hong-wei<sup>1</sup>, LUO Zhao-hua<sup>2,3</sup>, MO Xuan-xue<sup>2,3</sup>, LIU Cheng-dong<sup>4</sup>, KE Shan<sup>2</sup>

- (1. Key Laboratory of Water Resources and Environment Engineering, Beijing, China University of Geosciences, Beijing 100083, China;  
2. School of Earth Sciences & Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China  
3. Key Laboratory of Lithospheric Structure, Deep Processes and Exploration Techniques, Ministry of Education, Beijing 100083, China;  
4. East China Institute of Technology, Fuzhou 344000, Jiangxi China)

**Abstract:** Triassic granites of magma mixing origin are widespread in the East Kunlun orogenic belt. They have the following common features: the composition of granites varies greatly; granites contain abundant mafic microgranular enclaves (MME); and different rock types tend to show gradational relationships. Particularly, these rocks co-exist with low-grade metamorphic rocks representing the lower crust without exception, implying that the magma was emplaced in the deep crust. In addition, basic intrusive rocks are widely developed in the area. They either occur in high-grade metamorphic rocks or occur together with granites of magma mixing origin, suggesting that partial melting of the lower crust and formation of the granites of magma mixing origin are probably related to underplating of basic magma. Take for example the Jialuhe granite—a typical granite intrusion of magma mixing origin in the East Kunlun area, the authors studied in detail its petrological, geochemical and isotope geochemical characteristics. It is concluded that the mantle-derived magma underplating was the direct cause of the formation of such granites and played an important role in the Triassic crustal growth and tectonic evolution in the East Kunlun orogenic belt. Furthermore, the genetic relation between the mantle-derived magma underplating and granites of magma mixing origin is discussed and a model of breaking-off—underplating—mixing—delamination in the setting of the thickened continental crust is constructed.

**Key words:** mantle-derived magma underplating; magma mixing; mafic microgranular enclave (MME); Triassic; East Kunlun

**About the first author:** CHEN Hong-wei, male, born in 1969, Ph.D candidate, main research interests on regional petrology and tectonics; E-mail: chw1208@163.com.