

·基础地质·

东昆仑印支晚期幔源岩浆活动

罗照华¹ 柯 珊¹ 曹永清² 邓晋福¹ 谌宏伟¹

(1.中国地质大学地球科学与资源学院 北京 100083;

2.伊利诺依大学地球与环境科学系 芝加哥 IL 60607-7059)

摘要:东昆仑造山带印支晚期广泛发育一期幔源岩浆活动,其代表性岩石类型为角闪辉长岩、煌斑岩和辉绿岩。石灰沟外滩岩体是这类岩体中最大的一个,⁴⁰Ar/³⁹Ar同位素定年结果为220 Ma左右,具有明显的结晶分异特征。根据地质学、岩石学与地球化学特征,岩浆起源于深度大于90 km的上地幔源区,富含挥发分(H₂O)的条件使橄榄石在部分熔融过程中更趋稳定,辉石和尖晶石组分更多地进入岩浆,从而制约了岩浆中高Cr低Ni的特点。幔源岩浆的广泛出现是该区软流圈-岩石圈系统对特提斯洋闭合的响应,是在加厚陆壳的底部幔源玄武质岩浆底侵作用的结果。

关键词:东昆仑 幔源岩浆活动 辉长岩 岩石圈 底侵作用

中图分类号:P588.12⁺⁴ 文献标识码:A 文章编号:1671-2552(2002)-06-0292-06

自从姜春发等^[1]提出印支运动是昆仑地区主要构造运动的观点以来,东昆仑造山带的火成岩类获得了广泛的关注。罗照华等^[2]从沉积建造分析入手,通过对区内晚古生代—早中生代火山岩组合的构造属性识别,提出晚古生代—早中生代构造岩浆演化是一个连续的过程,此间发育的双岩浆弧是在同一动力学体制下不同阶段形成的造山岩浆弧:陆缘的钙碱性岩浆弧和陆内的高钾钙碱性岩浆弧。晚古生代—早中生代构造岩浆旋回可以划分为2个阶段,早期的俯冲造山阶段形成了与蛇绿岩有关的火成岩类和弧火成岩类,晚期的大洋闭合和碰撞造山阶段则形成了钾玄岩系列火成岩。钾玄岩系列火成岩的大规模产出和A型花岗岩类的出现可能分别标志着这一构造岩浆旋回的晚期和结束。郭正府等^[3]认为东昆仑晚海西期—早燕山期构造演化为一个统一的过程,可以划分为3个阶段(1)洋脊形成与扩张阶段(309~260 Ma)(2)大洋板块大规模俯冲阶段(260~230 Ma)(3)陆内造

山阶段(230~190 Ma),陆壳的厚度相当于260~230 Ma期间的两倍(50~60 km)。因此,东昆仑乃至整个柴达木地区在印支晚期具有一个加厚的陆壳,根据均衡补偿原理,也应当具有较大的海拔高度。但是,从侏罗纪开始,柴达木盆地开始接受巨厚的沉积。下侏罗统普林斯巴阶煤系地层的出露^[4],表明此时柴达木及其周边地区已经进入造山后伸展阶段,岩石圈厚度接近正常值。因此,从晚三叠世到侏罗纪期间,区内发生过陆壳乃至整个岩石圈的大灾变,导致陆壳厚度急剧减薄,区域构造应力场由挤压转变为拉张。但是,对于造山作用与造山后伸展的转换机制,晚印支期陆壳加厚区广泛发育钾玄岩系列火成活动的原因是什么,目前尚未见报道。

通过大规模野外地质观察,发现东昆仑地区普遍存在一期形成时代较新的幔源岩浆活动,其代表性岩石类型有煌斑岩、角闪辉长岩、辉绿岩等。它们的出现可能是印支晚期幔源岩浆底侵事件或造山作用体制向造山后伸展体制转换的标志。本文试图

收稿日期 2001-12-06,修订日期 2002-03-15

科研项目:东西昆仑地质构造对比研究(200113900069-4-3),东昆仑造山带岩浆混合花岗岩及其填图方法基础研究(200113900018-5),柴达木盆地南北缘成矿地质环境及找矿远景研究(95-02-005),中国西北盆山-青藏高原地区岩石圈三维结构及其演化(20001010201)。

作者简介:罗照华,1956年生,男,教授,矿物岩石矿床学专业。E-Mail: luozh @ cugb. edu. cn

以石灰沟外滩角闪辉长岩体为例,描述东昆仑地区印支晚期幔源岩浆活动的特征、时代及构造意义。

1 地质特征

东昆仑造山带海西—印支期深成岩浆侵入活动非常发育,形成大规模展布的花岗岩带,历来受到地学界的重视。然而,在这个背景上普遍存在的小型岩体、岩脉却往往被忽视。研究表明,这些小岩体和岩脉主要沿韧性剪切带侵位于印支期花岗质岩基之中,或者出现在构造交会部位,显示其侵位受到区域构造的控制^[5,6]。侵入岩的岩性变化很大,从超镁铁质岩到酸性岩均有产出,包括角闪辉长岩、辉绿岩、煌斑岩、石英闪长岩、安山玢岩、花岗斑岩等,产状为小岩体、岩脉,局部见爆破角砾岩筒。

莫宣学等^①首先注意到小岩体所代表的可能地质意义及其对区域成矿作用的贡献,胡正国等^②详细论述了石灰沟外滩、托克妥等小岩体与金矿成矿作用的可能联系,其中托克妥、洪水河等具有隐爆角砾岩筒特征的岩体本身就已经发生金矿化^③。

石灰沟外滩岩体是区内规模较大的基性—超基

性杂岩体(图1),出露面积约20 km²,曾被归属为闪长岩类。研究表明,它是一个结构复杂的杂岩体,其岩石类型包括蛇纹石化橄榄岩、伟晶状角闪辉长岩、辉石岩、中细粒角闪辉长岩、闪长岩及花岗闪长岩等。根据最新测年结果(另文发表),其角闪石Ar—Ar坪年龄为(226.4±0.4)Ma,等时线年龄为(222.2±3.3)Ma,表明岩体形成于印支晚期。因此,东昆仑造山带在印支晚期存在一期广泛的幔源岩浆侵入活动,它们多侵位于主印支期花岗质岩基之中,如五龙沟、西沟、格尔木山口等地。

2 岩石学特征

石灰沟外滩岩体的主体岩性为中细粒角闪辉长岩。同时,由于强烈的结晶分异作用,形成了从超基性岩到中酸性岩的一个谱系,胡正国等^②将其归并为一外滩超单元。野外观察表明,岩体总体呈似层状,不同岩性单元之间实际上是渐变过渡关系,大部分情况下没有明显的接触界线,因此,可以认为不同岩性单位之间的差异是结晶分异作用的结果。岩石的最大特点是普遍富含钙质角闪石,表明岩浆具有富水

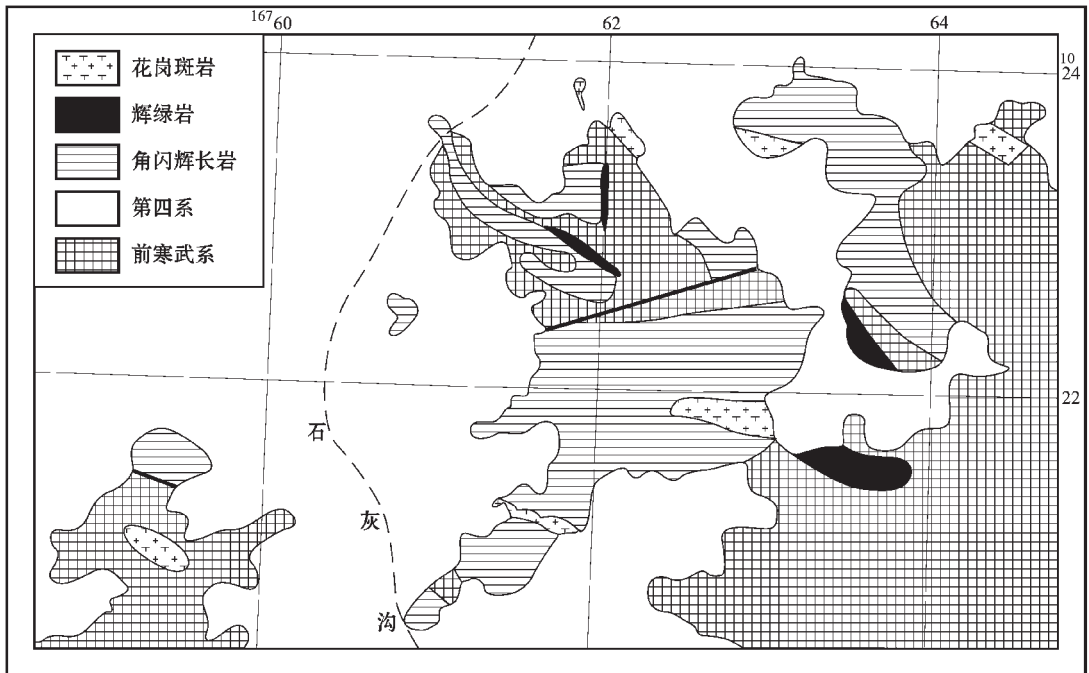


图1 石灰沟外滩角闪辉长岩地质略图

Fig. 1 Geological sketch map of the Waitan hornblende gabbro body at Shihuigou

- ① 莫宣学等. 东昆仑中段成矿地质背景与找矿方向的框架研究. 原地矿部定向科研项目研究成果, 1998.
- ② 胡正国等. 青海省都兰县五龙沟地区构造蚀变带金矿成矿特征及成矿预测. 原地矿部定向科研项目研究成果, 1998.
- ③ 张德全等. 柴达木盆地南北缘成矿地质环境及找矿远景研究. 国土资源部“九五”资源与环境科技攻关项目研究成果, 2001.

的特点。同时,岩石结构也有明显的变化,从伟晶状到细粒结构的岩石均有产出,但主要为中细粒-细粒结构。由此可见,岩浆是快速冷却的,具有浅成-超浅成侵入岩的特征。

蛇纹石化橄榄岩分布在岩体的下部层位,岩石为粗粒结构,块状构造,基本上由橄榄石组成,见有少量辉石、角闪石和钛磁铁矿。橄榄石遭受强烈蛇纹石化,蚀变较轻的部位可见蛇纹石呈网格状分布在橄榄石中(图2—①)。

暗色角闪辉长岩,为外滩岩体的主体岩石。细粒-中细粒结构,块状构造(图2—②),在韧性剪切带附近发生糜棱岩化,形成碎斑结构,片状、片麻状构造(图2—③)。岩石主要由角闪石和中性斜长石组成,见有少量橄榄石、普通辉石和黑云母,极少见到微斜长石。角闪石和斜长石含量变化很大,随着角闪石的逐渐减少,岩石渐变为角闪辉长岩、浅色角

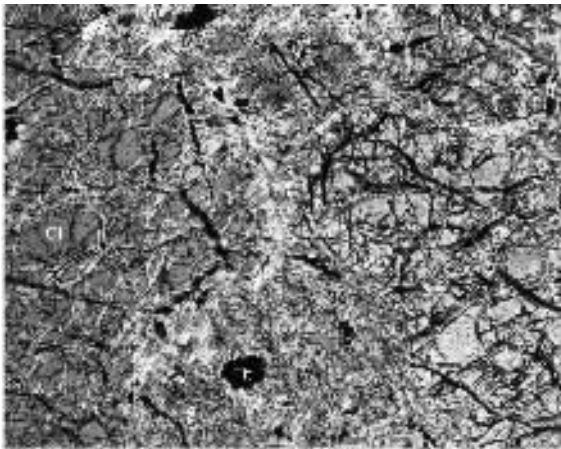
闪辉长岩(图2—④)。在韧性剪切带附近,岩石遭受应力作用发生强烈破碎与塑性变形,形成含有角闪石碎斑的角闪片岩。

此外,岩体中还见有伟晶状辉石岩、伟晶状角闪石岩和淡色花岗闪长岩。伟晶状辉石岩和角闪石岩呈似层状,花岗闪长岩则呈细脉状穿插于主岩体中。

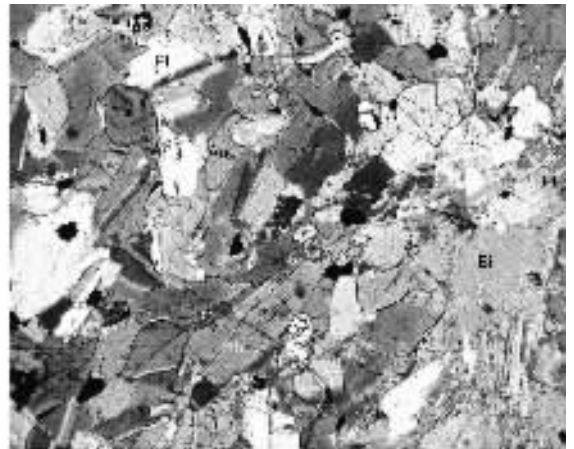
综上所述,尽管石灰沟外滩岩体的岩性多样化,它们应当是同一母岩浆分离结晶作用的产物,与岩浆多次侵位无关。

3 地球化学特征

辉长岩化学成分特征如表1所示。按照SiO₂含量,表中所列样品均落在基性-超基性岩范畴,在火山岩全碱-二氧化硅分类图解上(图3)主要落在玄武岩区(B)和苦橄玄武岩区(Pc)。同时,岩石具有高铝高镁特征,镁值为55.07~77.89。据Frey等^[7]原生玄



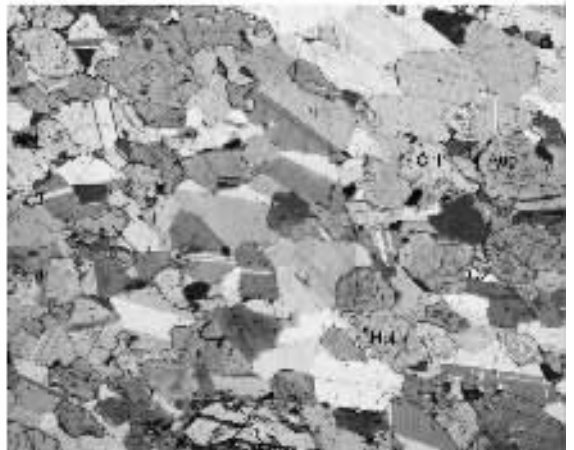
① 蛇纹石化橄榄岩, 自英沟外滩岩体, 正交偏光, 40x



② 暗色斜长角闪辉长岩, 石从自外滩岩体, 正交偏光, 10x



③ 橄长岩化暗色斜长角闪辉长岩, 自英沟外滩岩体, 正交偏光, 10x



④ 浅色斜长角闪辉长岩, 石从自外滩岩体, 正交偏光, 10x

图2 各类岩石显微照片

Fig. 2 Photomicrographs of various types of rocks

表 1 角闪辉长岩体化学成分特征
Table 1 Chemistry of hornblende gabbro

样品编号	WL3-5	WL-3-5-1	WL3-6-1	WL3-7-1	WL3-9	WL3-15	WL4-9	WL4-12
SiO ₂	45.84	44.96	43.76	40.16	42.70	44.76	45.72	46.74
TiO ₂	0.26	0.22	1.53	1.86	1.62	1.34	0.62	1.73
Al ₂ O ₃	17.32	20.21	20.01	19.69	19.22	17.80	12.11	16.92
Fe ₂ O ₃	0.88	0.92	1.32	2.56	2.49	1.94	3.02	1.14
FeO	5.11	3.19	8.74	9.75	9.93	9.43	6.92	10.86
MnO	0.15	0.13	0.16	0.19	0.24	0.25	0.18	0.23
MgO	10.88	5.81	9.52	9.74	8.69	8.76	14.50	7.82
CaO	16.6	16.40	10.60	11.00	10.41	10.36	10.88	8.76
Na ₂ O	0.94	0.83	1.35	1.85	1.80	1.90	3.10	2.50
K ₂ O	0.69	0.49	0.94	0.70	0.95	1.48	1.49	1.02
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.05	0.03	0.16	0.10	0.19	0.10
H ₂ O ⁺	0.29	1.16	1.76	2.36	2.08	2.00	1.66	2.33
CO ₂	0.17	0.22	0.70	0.87	0.39	0.16	0.25	0.71
La	1.43	2.39	10.74	3.81	15.51	8.31	30.85	7.37
Ce	2.38	4.22	22.94	10.39	37.37	17.89	52.56	16.32
Pr	0.50	0.50	2.75	1.35	4.33	2.10	4.82	2.01
Nd	2.30	2.30	15.11	9.80	23.36	10.85	22.21	11.36
Sm	0.53	0.45	3.82	2.94	5.59	3.01	4.53	3.23
Eu	0.24	0.30	1.20	1.13	1.65	0.98	1.13	0.95
Gd	0.89	0.52	4.23	4.08	5.74	3.36	3.85	3.77
Tb	0.30	0.30	0.58	0.48	0.84	0.50	0.39	0.42
Dy	0.58	0.47	3.69	3.08	4.47	3.33	2.36	2.82
Ho	0.13	0.10	0.75	0.61	0.90	0.71	0.47	0.53
Er	0.30	0.29	1.91	1.56	2.27	1.74	1.14	1.32
Tm	0.10	0.10	0.23	0.21	0.29	0.26	0.14	0.20
Yb	0.21	0.18	1.49	1.15	1.70	1.41	0.86	1.02
Lu	0.10	0.10	0.26	0.14	0.24	0.24	0.11	0.14
Y	2.49	1.95	18.82	15.04	21.95	16.81	10.91	13.03
Sc	12.34	4.96	26.28	24.53	14.84	15.53	14.13	6.84
P	60	60.00	140.9	103.60	713.70	247.20	571.80	368.00
Ba	27.91	77.49	243.70	413.30	492.60	152.50	359.40	203.60
Be	1.00	1.00	2.68	4.67	4.13	2.24	3.81	3.75
Co	29.04	17.09	28.87	35.59	29.31	31.81	46.47	31.00
Cr	168.5	64.42	43.93	34.22	34.23	23.63	612.20	48.70
Cu	51.9	25.14	26.69	45.56	34.18	18.09	51.48	38.60
Ga	18.83	18.44	21.33	19.36	23.58	21.54	17.78	22.80
Li	5.30	8.75	14.40	5.98	9.97	9.75	36.78	21.30
Ni	17.78	10.56	12.35	9.73	7.22	10.43	212.50	8.32
Sr	370.30	483.00	385.30	462.60	419.30	275.80	186	203.20
V	113.40	64.06	399.30	461.50	358	323.90	220.70	359.00
Zn	30.71	28.55	74.79	55.90	92.90	97.52	77.55	103.90
Bi	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00
Cd	1.00	1.00	1.00	1.00	1.07	1.23	1.17	1.00
Mo	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Zr	6.92	6.28	34.88	26.56	52.38	27.94	49.26	45.20
Hf	1.60	1.10	1.60	1.80	3.80	1.70	1.30	1.70
Nb	2.40	1.20	4.40	3.30	8.40	4.20	2.10	6.40
Pb	52.00	40.00	18.00	36.00	24.00	30.00	16.00	13.00
Rb	2.80	2.50	6.90	5.30	7.60	36.00	34.00	28.00
Ta	0.60	0.60	0.50	0.40	1.20	1.10	0.20	0.80
Th	6.60	0.60	1.10	0.50	4.70	1.20	7.90	1.80
U	0.20	0.20	0.40	0.30	0.30	0.40	1.60	0.80
Mg [*]	77.89	74.19	64.52	61.43	58.37	60.25	75.74	55.07
岩石 名称	含橄榄石角 闪辉长岩	细粒角闪 辉长岩	中粒角闪 辉长岩	中细粒角 闪辉长岩	中细粒角 闪辉长岩	中细粒角 闪辉长岩	蛇纹石化 橄榄岩	蚀变中细粒 角闪辉长岩

注：氧化物(%) ;其它(10⁻⁶)

武质岩浆的Mg值介于63~73之间,结合外滩岩体的岩石结构和岩体构造特征,表明岩浆起源于地幔橄榄岩的部分熔融,且在侵位后经历了强烈的结晶分异。新鲜样品中水和二氧化碳含量较高指示岩浆富含挥发分,与造岩矿物中富含角闪石的特征一致。

稀土元素含量很低,最高为 104×10^{-6} ,最低不及 10×10^{-6} ,平均为 58.56×10^{-6} ,与哀牢山蛇绿岩中的玄武岩^[8]非常类似。但是,轻稀土比较富集,表现为较明显的轻稀土富集型(图4)。有两个比较明显的异常特征是值得注意的。一个是蛇纹石化橄榄岩的球粒陨石标准化配分型式表现出强烈的轻稀土富集特征,这可能表明流体对稀土元素的分馏起了重要作用。

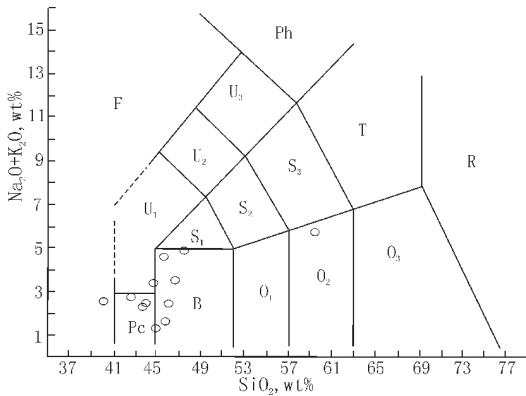


图3 SiO₂—Na₂O+K₂O分类图解

Fig. 3 SiO₂—Na₂O+K₂O diagram

另一个特征是部分岩石Tb的正异常,根据矿物/熔浆平衡热力学,这可能表明岩浆起源于石榴石稳定区和角闪石不稳定区。根据高压实验结果,角闪石消失曲线在压力大于2 GPa后将变得很平缓,约大于2.5 GPa后将不稳定,因此岩浆源区应当具有较大的深度,可能大于90 km。同时,尽管岩浆经历了强烈的结晶分异作用,Eu的分配型式基本没有受到大的影响,从另一侧面证明了流体对稀土元素的控制。

角闪辉长岩的痕量元素特征见表1和图5。由图5可见,外滩岩体的岩石具有相对高K、La、Sr、Hf、Tb、Sc、Cr而低Ni、Zr、P、Ce、Nb的特点,其他元素具有一定的变化,或者表现为正异常,或为负异常。这些元素的分配特征没有给出明显一致的成因信息,表明岩体的形成可能经历了比较复杂的过程。在基性岩和地幔橄榄岩中,Ni常常是橄榄石中Mg的类质同像替代元素,地幔橄榄岩中橄榄石的熔融或与SiO₂反应形成斜方辉石将会造成岩浆中Ni的富集;Cr常常分布在尖晶石相中或作为类质同像替换单斜辉石中的Al,它在岩浆中的富集与尖晶石类和单斜辉石的部分熔融有关。因此,以上痕量元素特征表明地幔橄榄岩发生部分熔融时橄榄石是比较稳定的相,而辉石类和尖晶石类矿物则发生了较大规模的部分熔融。上地幔源区部分熔融时这种矿物学特征受控于熔融时有多少H₂O参加,与干体系相比,H₂O的加入使橄榄石更多地留在残余地幔中^[9]。

前述有关稀土元素特征的成因推论,证明外滩岩体的岩浆源区比较深,至少大于90 km。现今地球物理探测结果表明,造山带陆壳厚度一般不会超过80 km,例如,青藏高原的地壳厚度平均为70~75 km^[10],祁连造山带陆壳最大厚度为72 km^[11],安第斯造山带陆壳厚度75 km。因此,90 km这样的深度应当属于上地幔的深度范围。这从另一个侧面说明了岩浆起源于上地幔橄榄岩的部分熔融。

4 讨论

(1)角闪辉长岩是造山带辉长岩类的一个重要特征,例如中国东部燕山期造山带广泛分布角闪辉长岩类^[12]。外滩岩体沿韧性剪切带侵位于印支期花岗岩岩基中,本身又被韧性剪切带穿切并发生糜棱岩化,呈现浅成—超浅成相的特征,与先前侵位的花岗岩岩基的深成相特征相比较,外滩岩体是在造山晚期隆升背景下定位的。

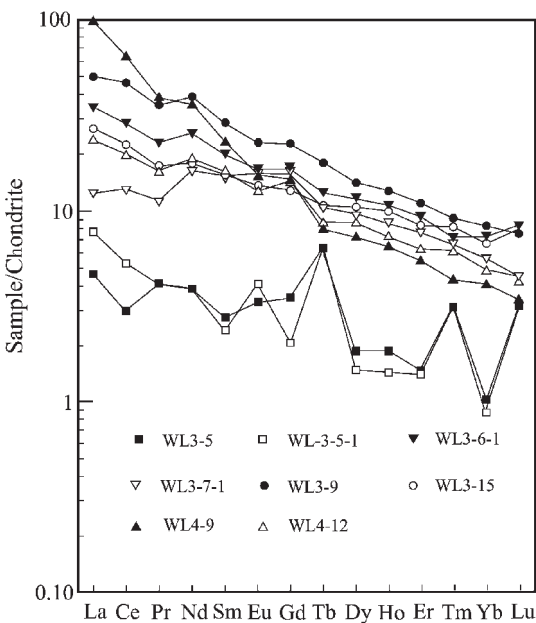


图4 稀土元素球粒陨石标准化图解

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns

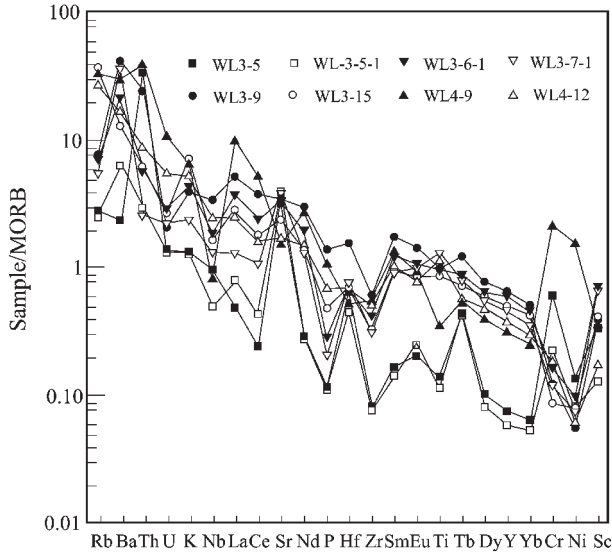


图5 微量元素蛛网图

Fig. 5 Spider diagram of MORB-normalized trace element patterns of gabbro

(2) 结合区域火成岩的时空分布,鄂拉山和东昆仑北缘分布有晚三叠世的高钾钙碱性系列和钾玄武岩系列的火山岩,其形成需要在加厚陆壳的底部有幔源玄武质岩浆的底侵(underplating),外滩岩体的角闪辉长岩类可能是这种底侵玄武质岩浆的候选者。角闪辉长岩(WL3-5-1)的 $\epsilon_{Nd}(t) = -4.92$, $\epsilon_{Sr}(t) = 64.9$, $I_{Sr} = 0.7086$,表明玄武质岩浆曾与下地壳物质反应,或与下地壳熔融的长英质岩浆有过同位素交

换,支持外滩角闪辉长岩类可能曾是底侵玄武质岩浆的观点。

参考文献：

[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.
 [2] 罗照华,邓晋福,曹永清,等. 青海省东昆仑地区晚古生代—早中生代火山活动与区域构造演化[J] 现代地质,1999,13(1):51~56.
 [3] 郭正府,邓晋福,许志琴,等. 青藏东昆仑晚古生代末—中生代中酸性火成岩与陆内造山过程[J] 现代地质,1998,12(3):344~352.
 [4] 夏文臣,张宁,袁晓萍,等. 柴达木侏罗系的构造层序及前陆盆地演化[J] 石油与天然气地质,1998,19(3):173~195.
 [5] 钱壮志,胡正国,刘继庆,等. 东昆仑中带金矿成矿地质特征[J] 西安工程学院学报,2000a,22(2):22~26.
 [6] 钱壮志,胡正国,李厚民. 东昆仑中带印支期浅成—超浅成岩浆岩及其构造环境[J] 矿物岩石,2000b,20(2):14~18.
 [7] Frey F A, Green D H and Roy S D. Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from southeastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data[J] Journal of Petrology, 1978, 19(3): 463~513.
 [8] 魏启荣,沈上越,禹华珍. 哀牢山蛇绿岩带两种玄武岩的成因探讨[J] 特提斯地质,1999,23:39~45.
 [9] 邓晋福. 岩石相平衡与岩石成因[M] 武汉:武汉地质学院出版社,1987.198.
 [10] 邓晋福,赵海玲,莫宣学,等. 大陆根—柱构造——大陆动力学的钥匙[M] 北京:地质出版社,1996.110.
 [11] 邓晋福,吴宗絮,杨建军,等. 格尔木—额济纳旗地学断面走廊域地壳—上地幔岩石学结构与深部过程[J] 地球物理学报,1995,38(增刊II),130~143.
 [12] 罗照华,邓晋福,韩秀卿. 太行山造山带岩浆活动及其造山过程反演[M] 北京:地质出版社,1999.124.

Late Indosinian mantle-derived magmatism in the East Kunlun

LUO Zhaohua¹ KE Shan¹ CAO Yongqing² DENG Jinfu¹ CHEN Hongwei¹

(1.Faculty of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China

2.Department of Earth and Environment Sciences, Illinois University, Chicago, IL 60607-7059, USA)

Abstract: A phase of mantle-derived magmatism occurred extensively in the East Kunlun orogenic belt in the late Indosinian period. The typical rock types are hornblende gabbro, lamprophyre, and diabase. The Waitan rock body at Shihuigou is the largest one of the igneous rock bodies in the belt. It has a $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of ~220 Ma and shows the distinct features of crystallization differentiation. According to the geological, petrological, and geochemical characteristics, the magma originated from the upper mantle source area at a depth of >90km. At the presence of abundant volatiles (H_2O), olivine tended to be more stable during partial fusion and more pyroxene and spinel components entered the magma, thus constraining the high-Cr and low-Ni characteristics. The extensive occurrence of the mantle-derived magma is believed to be a response of the asthenosphere-lithosphere system of the area to the closure of the Tethyan Ocean as well as the result of underplating of mantle-derived basaltic magma at the base of the thickened crust.

Key words: East Kunlun; mantle-derived magmatism; gabbro; lithosphere; underplating